



Universidad Nacional Autónoma de México
Posgrado en Ciencias de la Tierra



Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo (Michoacán, Guerrero): implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y el Terciario temprano.

T E S I S

Que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias de la Tierra
(Geología Estructural y Tectónica)

presenta

Michelangelo Martini

Agradecimientos

Deseo agradecer a todas las personas que durante estos tres años y medio han contribuido a la realización de este trabajo:

a mi asesor, el Dr. Luca Ferrari, por haberme dado la posibilidad de desarrollar mi tesis dentro del proyecto CONACyT SEP 2003-C02-42642, por haberme apoyado constantemente y haber creído en mi y por las innumerables posibilidades ofrecidas durante estos años, que indudablemente han contribuido de manera significativa a mi crecimiento científico;

a la DGEP-UNAM y a la Dra. Dora Carreón-Freyre por la ayuda económica que me han brindado durante los estudios de doctorado;

a todas las personas que han ofrecidos sus comentarios y sugerencias durante la fase de adquisición e interpretación de los datos (los revisores de este trabajo: los Drs. Fernando Ortega-Gutiérrez, Luigi Solari, Elena Centeno-García y Gustavo Tolson; y además los doctores Mariano Elías-Herrera, Dante Morán-Zenteno, Victor Valencia, Alexander Iriondo, Teresa Orozco, Angel Nieto-Samaniego, Mariano Cerca-Martínez, Oscar Talavera-Mendoza y Pedro Corona);

a la Dra. Margarita López-Martínez, por haberme enseñado a descifrar el tiempo geológico mediante los isótopos de argón, y por su constante apoyo y consejos sobre la metodología experimental y la interpretación de los resultados;

a Tomás Vásquez-Ramírez (CGEO) por la preparación de las láminas delgadas; a Ofelia Pérez-Arvizu (CGEO) y Rufino Lozano-Santa Cruz (LUGIS) por los análisis geoquímicos; a Miguel Angel García, Susana Rosas, Victor Pérez y G. Rendón (CICESE) por el apoyo en los laboratorios de separación mineral y de geocronología de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; a Marta Pereda (CGEO) para aliviarme de toda la burocracia y papeles;

y finalmente a los compañeros del Centro de Geociencias, en particular modo Laura, Ivan, Isaac, Normita, Alma, Jose y Nelly.

CONTENIDO

	Página
<i>Resumen</i>	1
<i>Abstract</i>	3
1. Introducción: la orogenia Laramide en el sur de México	5
2. Antecedentes y marco geológico regional	8
2.1. Oaxaquia	10
2.2. El terreno Mixteco	10
2.3. El terreno Xolapa	12
2.4. El terreno Guerrero	13
2.4.1. El terreno Teloloapan	14
2.4.2. El terreno Arcelia	15
2.4.3. El terreno Zihuatanejo	19
2.4.3.1. Región de Huetamo	20
2.4.3.1.1. Formación Angao	23
2.4.3.1.2. Formación San Lucas	24
2.4.3.1.3. Formación Comburindio	25
2.4.3.1.4. Formación El Cajón	26
2.4.3.1.5. Formación Mal Paso	26
2.4.3.1.6. Formación Cutzamala	27
2.4.3.2. Región de Zihuatanejo-Colima	27
2.5. El basamento del terreno Guerrero	30
2.5.1. El Complejo Arteaga	31
2.5.2. El Complejo Las Ollas	32
2.5.3. La sucesión metamórfica de Tzitzio	34
2.5.4. La Formación Río Placeres	35
2.5.5. El Esquisto Tejupilco	35
2.5.6. Origen de las sucesiones del basamento del terreno Guerrero	36
2.6. La deformación Laramide en el suroeste de México	38
2.6.1. Primera fase de deformación Laramide	39
2.6.2. Segunda fase de deformación Laramide	40
2.6.3. Modelos propuestos para la origen de la orogenia Laramide en el suroeste de México	40
2.7. La deformación del Terciario en el sur de México	44
2.7.1. Estructuras transcurrentes asociadas con una extensión desde NW-SE a NNW-SSE	45
2.7.2. Estructuras mayores asociadas con una extensión NE-SW	48
2.7.3. El origen de la tectónica transcurrente en el sur de México	49

2.8. El magmatismo del Cretácico Superior-Terciario en el sur de México	52
3. Localización del área de estudio y objetivos del trabajo	55
4. Metodología	58
5. Estratigrafía del área de estudio	64
5.1. Estratigrafía de la región de Huetamo	64
5.1.1. Sucesión metamórfica: Formación Río Placeres	64
5.1.2. Sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de Huetamo	66
5.1.2.1. Formación Angao	66
5.1.2.2. Formación San Lucas	67
5.1.2.3. Formación Comburindio	69
5.1.2.4. Formación El Cajón	71
5.1.2.5. Formación Mal Paso	72
5.1.2.6. Formación Cutzamala	72
5.1.2.7. Formación Capeo	74
5.1.2.8. El batolito de Placeres del Oro	76
5.2. Estratigrafía de la región de Zihuatanejo	78
5.2.1. Sucesión del basamento: Complejo Las Ollas	78
5.2.1.1. Unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito	79
5.2.1.2. Unidad Lagunillas	83
5.2.2. Sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de Zihuatanejo	85
5.2.2.1. Formación Posquelite	86
5.2.2.2. Formación Playa Hermosa	87
5.2.2.3. Formación Ixtapa	90
5.2.2.4. Formación Zihuatanejo	92
5.2.2.5. Formación La Unión	94
5.2.2.6. Formación El Cirian	97
5.3. Rocas ígneas del Eoceno de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo	98
5.3.1. Rocas intrusivas	99
5.3.2. Rocas volcánicas	105
5.4. Unidades estratigráficas post-magmáticas	107
5.4.1. Región de Huetamo: formación Santa Teresa	107
5.4.2. Región de Zihuatanejo: formación Playa Larga	108
5.5. Colgantes de techo de la región de Zihuatanejo	110
5.5.1. Colgante de techo de El Naranjo	110
5.5.2. Colgantes de techo de la región La Laja-El Calabacalito	111
5.5.3. Colgantes de techo de Petatlán	112
5.5.4. Colgantes de techo de Puerto Escondido-Loma Baya	114

6. Análisis estructural	117
6.1. Estructuras de la región de Huetamo	117
6.1.1. D _{1H} : acortamiento	117
6.1.2. D _{2H} : acortamiento E-W	118
6.1.3. D _{3H} : transcurrencia izquierda (extensión NW-SE)	122
6.1.4. D _{4H} : transtensión derecha (extensión NE-SW)	126
6.2. Estructuras de la región de Zihuatanejo	128
6.2.1. D _{1Z} : acortamiento NE-SW	128
6.2.2. D _{2Z} : acortamiento NE-SW	130
6.2.3. D _{3Z} : transcurrencia derecha (extensión NE-SW)	134
6.2.4. D _{4Z} : transcurrencia izquierda (extensión NW-SE)	141
6.2.5. D _{5Z} : transtensión derecha (extensión NE-SW)	144
7. Geocronología y geoquímica	148
7.1. Resultados de los fechamientos por el método U-Pb	148
7.1.1. Las sucesiones metamórficas de Tzitzio y Tejupilco	150
7.1.2. El batolito de Tingambato	151
7.1.3. El batolito de Placeres del Oro	152
7.1.4. Los batolitos Terciarios (Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, Agua Zarca, Colmeneros y San Jerónimo-Guayameo)	153
7.2. Resultados de los fechamientos por el método ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	158
7.2.1. Las anfibolitas de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (Complejo Las Ollas)	158
7.2.2. El batolito de Placeres del Oro	159
7.2.3. Los batolitos del Terciario (Agua Zarca, San Jerónimo-Guayameo y La Huacana)	160
7.2.4. Las lavas terciarias	163
7.2.5. Las ignimbritas de Guayameo	168
7.3. Resultados de los análisis geoquímicos	169
7.3.1. El batolito de Placeres del Oro, las lavas de la formación Ixtapa y las rocas ígneas del Terciario	169
7.3.2. Las anfibolita y los gabros anfibolíticos del Complejo Las Ollas	171
8. Discusión	172
8.1. Los resultados de los fechamientos U-Pb y ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar en las rocas ígneas	172
8.1.1. El batolito de Tingambato	172
8.1.2. El batolito de Placeres del Oro	174
8.1.3. El batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo	176
8.1.4. El batolito de Agua Zarca	176
8.1.5. El batolito de Colmeneros	177
8.1.6. El batolito de San Jerónimo-Guayameo	177

8.1.7. El batolito de La Huacana	178
8.1.8. Los gabros de El Manzanillal	178
8.1.9. Los domos dacítico-riolíticos de Ciudad Altamirano	179
8.1.10. El criptodomo riolítico del Cerro Alacrán	179
8.1.11. Las lavas andesíticas y basáltico-andesíticas de Zihuatanejo	179
8.1.12. Las lavas de Huetamo	181
8.1.13. Las ignimbritas	181
8.1.14. El magmatismo en el área de estudio	182
8.2. El basamento del terreno Guerrero	188
8.2.1. Las metaturbiditas de Tejupilco, Tzitzio y de la Formación Río Placeres	188
8.2.2. El Complejo Las Ollas	191
8.3. Implicaciones sobre la estratigrafía del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Huetamo	195
8.3.1. Evolución sedimentaria de la cuenca de Huetamo en el Berriasiano-Cenomaniano Inferior: deposición de la sucesión marina	195
8.3.2. Evolución Santoniano-Eoceno Temprano de la cuenca de Huetamo: deposición de la sucesión continental	202
8.4. Implicaciones sobre la estratigrafía del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Zihuatanejo	203
8.5. Cronología de la deformación Laramide en el área de estudio	207
8.6. Causas de la orogenia Laramide en el sur de México	209
8.7. La deformación transcurrente en el sur de México	212
9. Conclusiones	221
10. Bibliografía	224
11. Anéxos	235

Resumen

La deformación contráctil del Cretácico Tardío-Terciario Temprano del sur de México ha sido comúnmente asociada en la literatura a la orogenia Laramide de la Cordillera de Norte América. En el área comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo, la deformación Laramide está representada por dos fases de acortamiento principales. La primera fase determinó el plegamiento de las sucesiones marinas del área de estudio a partir del Cenomaniano, que resultó en el levantamiento regional de esta zona, asociado con la finalización de la sedimentación calcárea, y el inicio de una sedimentación continental. La segunda fase determinó el plegamiento tanto de las sucesiones marinas, como de las capas rojas continentales, durante el Paleoceno. Los pliegues asociados con esta fase de deformación presentan planos axiales y ejes paralelos a los desarrollados durante la fase de acortamiento previa, por lo que los pliegues reconocidos en el área de estudio representan estructuras de interferencia del tipo 0 de Ramsay (1967). La cronología de la primera fase de acortamiento es compatible con la migración del frente contráctil de la orogenia Laramide en el sur de México desde oeste a este. La segunda fase de acortamiento se interpreta como el resultado de una compresión fuera de secuencia, desencadenada en la zona de traspais durante la migración hacia el este del frente laramídico. En la mayoría de los modelos anteriores, se había relacionado la deformación Laramide en el sur de México con la acreción del terreno Guerrero a lo largo de la margen continental de Norte América durante el Cretácico y/o el Paleoceno. Sin embargo, la cronología de la deformación Laramide documentada en el presente trabajo no es compatible con la cronología de la acreción del terreno Guerrero. Por lo tanto se considera que no exista ningun tipo de relación entre la orogenia Laramide en el sur de México y la acreción del terreno Guerrero a la margen continental de Norte América. Al igual, los modelos que consideran la deformación Laramide como el resultado de la subducción horizontal por debajo de Norte América, no pueden explicar la presencia de magmatismo de arco en zonas cercanas a la trinchera (bloque Jalisco y Zihuatanejo), por lo cual este proceso no se considera una opción posible. De manera alternativa, la colisión de un segmento del arco de las Antillas Mayores durante el Cenomaniano podría haber desencadenado la compresión en el sur de México, y determinado la migración de la deformación desde oeste a este, de acuerdo con la cronología de la orogenia Laramide. A partir del Terciario, la región compendida entre Huetamo y Zihuatanejo experimentó una tectónica transcurrente significativa, compatible con el patron estructural documentado en otras regiones del sur de México, que se caracteriza por una fase de transcurrencia izquierda regional, asociada con una extensión NW-SE, y una fase de transcurrencia derecha posterior, asociada con una extensión NE-SW. Adicionalmente, se reconoció por primera vez una zona de cizalla derecha con orientación NW-SE en la región de Zihuatanejo, activa entre el Paleoceno y/o inicio del Eoceno. La cinemática

de dicha cizalla no es compatible con una partición de la deformación a lo largo de la margen pacífica de Norte América, considerando la dirección del vector de movimiento de la placa en subducción estimado durante este intervalo de tiempo. Por lo tanto, se explica dicha fase de deformación en el marco del escape lateral de un cuneo continental, delimitado al norte por la zona de cizalla derecha de Zihuatanejo, y al sur por la falla izquierda de Guayape, favoreciendo la posición del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México durante el Terciario Temprano. Con base en la supuesta migración hacia el noreste de la placa del Caribe, a partir del Cretácico Superior, se considera que el escape tectónico podría ser el resultado de la colisión de la meseta del Caribe contra la margen meridional del bloque de Chortís durante el Paleoceno.

Abstract

The Late Cretaceous-Early Tertiary contractile deformation of southern Mexico has been commonly associated with the Laramide orogeny of the North American Cordillera. Between Huetamo and Zihuatanejo, the Laramide deformation is represented by two mayor contractile phases. The first phase folded the marine successions of the study area since the Cenomanian, producing the uplift of this region, which determined the cessation of the calcareous sedimentation and the deposition of continental red beds. The second phase folded the marine successions and the red beds together during the Paleocene. Folds of this phase have axial planes and axes parallel to the folds developed during the previous shortening event, resulting in a type 0 interference of Ramsay (1967). The chronology of the first shortening phase is compatible with the eastward migration of the contractile front of the Laramide deformation. On the other hand, the second shortening phase is interpreted as the result of a compression out of sequence in the hinterland, during the migration of the contractile front. Several models considered that the Laramide deformation was the result of the Cretaceous and/or Paleocene accretion of the Guerrero terrane to the continental margin of the North American plate. However, the chronology of the Laramide deformation documented in the present study is not compatible with such accretion. Therefore, the Laramide orogeny in southern Mexico is not related to the accretion of the Guerrero terrane to the continental margin of North America. In addition, models that consider the Laramide deformation as the result of a flat slab subduction cannot explain the presence of magmatic arc rocks near the present day trench (Jalisco block and Zihuatanejo areas). Therefore these models have to be revisited. Alternatively, the collision of a part of the Greater Antilles arc during the Cenomanian could have driven the Laramide shortening in southern Mexico, according to its eastward migration. Since Tertiary times, the region between Huetamo and Zihuatanejo experimented a significant transcurrent deformation, which is compatible with the structural evolution recognized in others regions of southern Mexico. This deformation is defined by a regional left-lateral transurrence, associated with a NW-SE extension, followed by a right-lateral transtension, with a NE-SW extension. In addition, it has been recognized in the present study a mayor right-lateral NW-SE shear zone in the region of Zihuatanejo, active during the Paleocene and/or the beginning of Eocene. Considering the plate motion vector estimated for the subduction plate during the Paleocene, kinematics of the Zihuatanejo shear zone is not compatible with a partition of the deformation along the continental margin of southern Mexico. Therefore, this deformation phase is explained in the frame of the tectonic escape of a continental wedge between the right-lateral Zihuatanejo shear zone and the Guayape left-lateral fault. This scenario favours the position of the Chortís block in front of the pacific margin of southern Mexico during the Early Tertiary. Based on

the supposed north-eastward migration of the Caribbean plate since the Upper Cretaceous, the tectonic escape could have been the result of the collision of the Caribbean plateau along the southern margin of the Chortís block during the Paleocene.

1. Introducción: la orogenia Laramide en el sur de México

A partir de los años '50, la introducción del concepto de placas tectónicas ha revolucionado profundamente la interpretación de los procesos relacionados con la dinámica de la Tierra. En las últimas cuatro décadas, los geólogos tuvieron la oportunidad de verificar los principios fundamentales en que se basa esta teoría, así como sus predicciones. Los avances significantes en el conocimiento de la dinámica y de la interacción entre las placas han llevado en algunos casos a reevaluar algunos aspectos de esta teoría, como por ejemplo la asunción que las placas litosféricas son esencialmente rígidas, y delimitadas por fajas discretas de deformación intensa. La creciente cantidad de datos geodésicos, sísmicos y estructurales indica más bien que muchos límites de placa se caracterizan por anchas franjas de deformación difusa, que se extienden por cientos de kilómetros en el interior de los continentes (por una síntesis más detallada véase Gordon, 1998 y Bird, 2003). En este sentido, el sur de México representa un laboratorio natural para el estudio de los mecanismos de deformación difusa de las márgenes continentales, en cuanto se caracteriza por un cinturón de pliegues y cabalgaduras, que se extiende por ~550 km desde la costa pacífica actual hasta la Sierra de Zongolica, cerca del golfo de México (Fig. 1).



Figura 1 – Relieve sombreado de México, que muestra la distribución geográfica de la Sierra Madre Occidental (SMOc), Oriental (SMOr) y del Sur (SMS). FVTM: Faja Volcánica transmexicana.

La deformación contráctil del sur de México ha sido relacionada por varios autores con la orogenia Laramide de la Cordillera norteamericana (Campa *et al.*, 1976; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Dickinson *et al.*, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Sin embargo, la o las causas que produjeron

dicha deformación son todavía argumento de discusión. Numerosos autores han propuesto que las estructuras contráctiles del sur de México son el resultado de la acreción de un terreno alóctono, nombrado terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), a lo largo de la margen continental del Pacífico de Norte América (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.* 2007). La acreción de terrenos alóctonos representa el resultado del arribo en la zona de subducción de porciones más flotantes de la litósfera oceánica, que pueden ser representadas por dorsales asísmicas, arcos insulares, mesetas oceánicas y bloques continentales. La imposibilidad de subducir estos elementos morfotectónicos resulta en su acreción a la margen continental, lo que determina el progresivo crecimiento de las masas continentales, y su compleja deformación. Los modelos que consideran la acreción del terreno Guerrero como causa desencadenante de la orogenia Laramide son, sin embargo, todavía controvertidos. Los principales puntos en los que se ha enfocado el debate en las últimas dos décadas son: ¿es el terreno Guerrero el registro de un único arco magmático o de un sistema multiarco complejo?; ¿cual fue la vergencia de la subducción que determinó el desarrollo del arco o de los arcos que conforman el terreno Guerrero?; ¿cual es la naturaleza del basamento del terreno Guerrero?; ¿es el terreno Guerrero un bloque alóctono exótico o una parte riftada de la margen de Norte América, y sucesivamente acrecionada nuevamente a lo largo de esta misma margen? Sin embargo, las problemáticas mencionada son todavía abiertas. Además, estos modelos no analizan de manera detallada la relación entre la deformación Laramide y la acreción del terreno Guerrero, probablemente debido a que la cinemática y cronología de la deformación contráctil en el sur de México ha sido estudiada en detalle sólo en un número limitado de localidades. De manera alternativa, con base en la analogía con otras partes de la Cordillera de Norte América, otros autores han propuesto que la deformación Laramide en el sur de México pueda ser el resultado del acoplamiento mecánico y la tracción relacionados con la subducción plana de la placa de Farallón bajo de la corteza de la placa norteamericana, resultado de un aumento de la velocidad de convergencia a lo largo de la trinchera pacífica de Norte América (Solarí *et al.*, 2007). Sin embargo, la existencia de actividad magmática de arco durante y posteriormente a la deformación Laramide en una zona cercana a la trinchera (zona del bloque Jalisco) no parecen apoyar un reducción substancial del ángulo de subducción, ya que esto habría inhibido el magmatismo de arco, como ha sido mostrado en modelos térmicos recientes (English *et al.*, 2003). Finalmente, Cerca *et al.* (2007) han propuesto que la orogenia Laramide en el sur de México podría ser el registro de la entrada de la meseta del Caribe entre Norte y Sur América, la que determinó la deformación significativa de las márgenes continentales. En el presente trabajo se propone una discusión crítica de los posibles escenarios propuestos en la literatura para el origen de la orogenia Laramide en el sur de México, apoyada por nuevos datos

estratigráficos, estructurales y geocronológicos, que se obtuvieron durante el estudio de una sección de la margen continental de Norte América, comprendida entre la Faja Volcánica trans-Mexicana y la trinchera actual.

2. Antecedentes y marco geológico regional

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia fisiográfica (Raisz, 1959) que se extiende por ~1,100 km a lo largo de la costa pacífica del sur de México, desde la ciudad de Puerto Vallarta hasta el Golfo de Tehuantepec (Fig. 2).

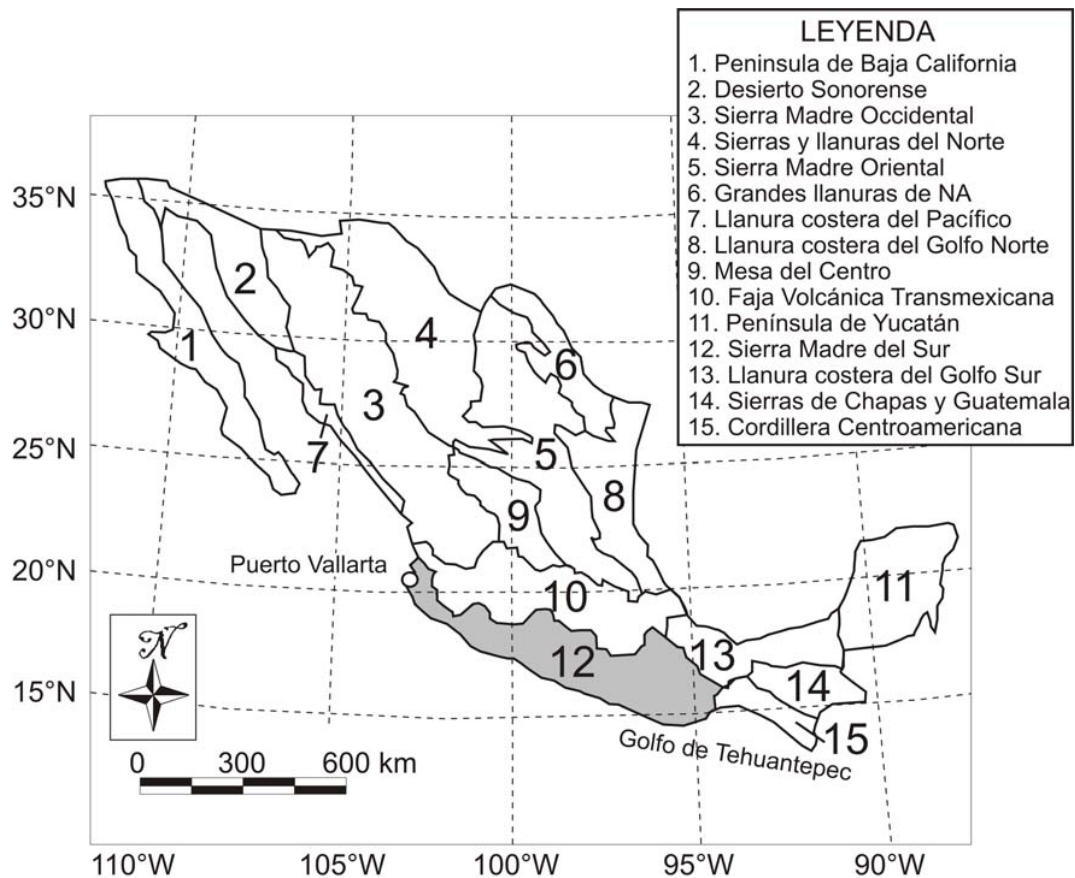


Figura 2 – Mapa de distribución de las provincias fisiográficas del territorio mexicano (modificado de INEGI, 2003).

Dicha provincia está compuesta por bloques corticales distintos, delimitados por fallas principales, y caracterizados por conjuntos litológicos diferentes (Campa y Coney, 1983). Con base en las variaciones litológicas, Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993) subdividieron la SMS en terrenos tectono-estratigráficos (Fig. 3a y b), que estarían caracterizados por historias sedimentarias y tectónicas diferentes, para ser amalgamados sucesivamente, durante el Paleozoico y el Mesozoico, mediante acreciones múltiples, a lo largo de la margen continental pacífica de Norte América. En la última década, el detalle creciente en la estratigrafía y las estructuras mayores del sur de México ha llevado muchos autores a modificar parcialmente la distribución y la nomenclatura de los terrenos del sur de México (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001;

Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008) (Fig. 3c-f). Sin embargo, como es posible notar en la Figura 3, la extensión geográfica, el número, los límites y los nombres de los terrenos varían considerablemente dependiendo de los autores.

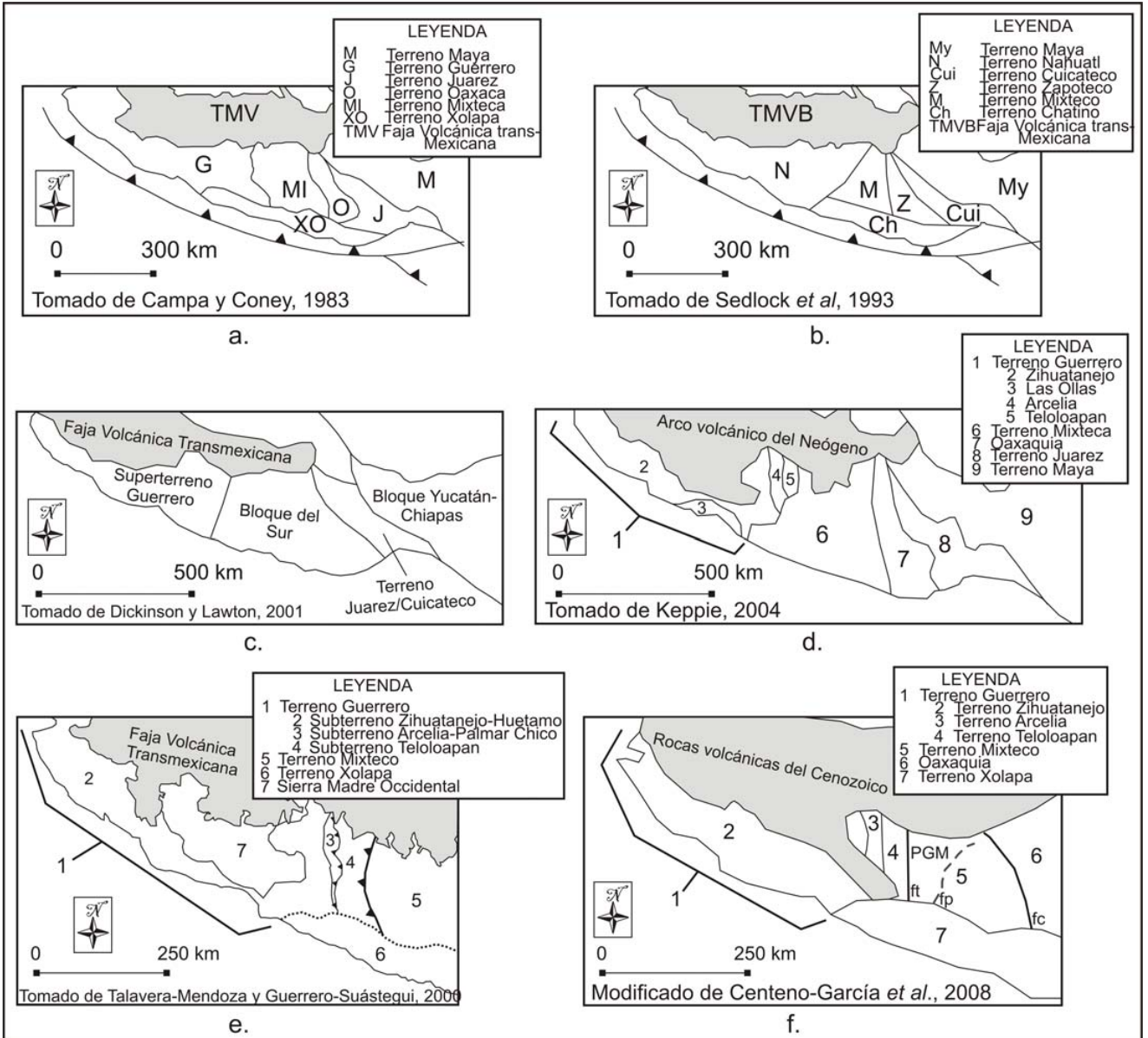


Figura 3 – Mapas esquemáticos de distribución de los terrenos en el sur de México propuestos por diferentes autores desde el 1983 hasta hoy. En la Figura 3f PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, ft: falla de Teloloapan, fp: falla de Papalutla y fc: falla de Chacalapa.

Para el sur de México, no existe en la actualidad una subdivisión en terrenos universalmente aceptada. Para fines puramente descriptivos, en este trabajo se adopta la subdivisión presentada recientemente por Centeno-García *et al.* (2008) (Fig. 3f), la cual representa en parte una versión

mejorada de las subdivisiones de Campa y Coney (1983) y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000). Con base en esta subdivisión, las rocas del sur de México comprendida entre la falla de Oaxaca y la costa pacífica se agrupan, desde este a oeste, en:

- i.) el microcontinente Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995);
- ii.) el terreno Mixteco (Campa y Coney, 1983);
- iii.) el terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983);
- iv.) el terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), compuesto desde este a oeste por los terrenos Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

A continuación se presenta, con base en los datos actualmente disponibles en la literatura, una síntesis de la estratigrafía de cada uno de estos terrenos.

2.1. Oaxaquia

El microcontinente Oaxaquia aflora en la parte oriental de la SMS, entre las fallas de Oaxaca y Caltepec, que representan sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente. Está compuesto por rocas de la corteza continental media e inferior, metamorfoseadas en facies granulítica (Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003), agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el Complejo Oaxaca. Solari *et al.* (2003) y Keppie *et al.* (2003) han reportado para estas rocas edades U-Pb en zircón de ~1,300 y ~1,012 Ma respectivamente, que han sido interpretadas por estos autores como edades del protolito, indicando una clara afinidad grenviliana. En el sur de México, el Complejo Oaxaca está cubierto en discordancia por rocas sedimentarias y volcánicas, tanto marinas como continentales, para las cuales se han reportado edades comprendidas entre el Cámbrico y el Cenozoico (Robinson y Pantoja-Alor, 1968; Pantoja-Alor, 1970; Schlaepfer, 1970; Carrillo-Martinez y Martinez, 1983; López-Ticha, 1985; Navarro-Santillan y Sour-Tovar, 1995; Martiny *et al.*, 2000). Varios autores concuerdan en considerar Oaxaquia como la parte cratonica de México a partir del Triásico Tardío-Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001). Por otro lado, la evolución paleogeográfica de Oaxaquia durante el Paleozoico y el Proterozoico es actualmente controvertida, aunque las faunas fósiles encontradas en las rocas sedimentarias del Paleozoico Inferior muestran una clara afinidad con Gondwana (Robison y Pantoja-Alor, 1968; Sour-Tovar, 1990).

2.2. El terreno Mixteco

Este terreno aflora en la parte central de la SMS, entre las fallas de Caltepec y Teloloapan, las cuales representan sus límites superficiales oriental y occidental respectivamente (Ortega-Gutiérrez,

1981) (Fig. 3f). Está compuesto por un conjunto de rocas metamórficas polideformadas, representado principalmente por migmatitas, metasedimentos, metagranitoides y napas de ofiolita eclogitizada (Ortega-Gutiérrez, 1981; Yañez *et al.*, 1991; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), agrupadas por Ortega-Gutiérrez (1981) en el Complejo Acatlán. Edades comprendidas entre el Grenviliano y el Triásico Temprano han sido documentadas para las rocas del Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Nance *et al.*, 2006; Vega-Granillo *et al.*, 2007). En las rocas de este complejo han sido reconocidos dos eventos orogénicos mayores, relacionados con una interacción compleja entre Laurentia y Gondwana, tanto anteriormente como durante la consolidación del supercontinente Pangea (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Sánchez-Zavala *et al.*, 2000; Nance *et al.*, 2006). Con base en el estudio de la deformación de la falla de Caltepec, Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) han propuesto que las rocas del terreno Mixteca se suturaron a lo largo de la margen continental de Oaxaca a partir del Pérmico Temprano.

El Complejo Acatlán está cubierto discordantemente por rocas sedimentarias marinas de aguas someras del Carbonífero Tardío-Pérmico (Corona-Esquivel, 1981; Villaseñor-Martínez *et al.*, 1987; Vachard *et al.*, 2000; Nance *et al.*, 2006), a su vez, cubiertas en discordancia por rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Medio (García-Díaz *et al.*, 2004). A partir del Cretácico Inferior, la región comprendida entre las fallas de Papalutla y Teloloapan, designada en la literatura como Plataforma Guerrero-Morelos (PGM) (Fries, 1960) (Fig. 3f), estuvo caracterizada por el desarrollo de sucesiones tanto continentales (Formación Zicapa, de Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986), como marinas (Esquisto de Taxco y Formación Chapolapa, de Cserna, 1965; de Cserna y Freis, 1981) (Fig. 4), formadas durante un periodo de regresión marina, asociado con un régimen de extensión (Salinas-Prieto, 1986). En estas rocas, se encuentran interestratificados espesos derrames de lava andesítico-riolítica (de Cserna, 1965; de Cserna y Freis, 1981; Fítz *et al.*, 2002), para los cuales se han reportado edades U-Pb SHRIMP en zircón entre 133 y 127 Ma (Fítz *et al.*, 2002; Campa e Iriondo, 2004; Hernández-Treviño *et al.*, 2004) (Fig. 4). Una potente sucesión de calizas arrecifales y de plataforma del Albiano-Cenomaniano (Formación Morelos, Freis, 1960) yace en contacto transicional arriba de las rocas de la Formación Zicapa (de Cserna *et al.*, 1980; Cerca-Martínez, 2004), mientras que, aparentemente, cubre de manera discordante la sucesión volcano-sedimentaria del Esquisto de Taxco (Centeno-García *et al.*, 2008) (Fig. 4). A las calizas de plataforma sobreyace una sucesión de arenisca, lutita y limolita calcárea interestratificadas, designada como Formación Mexcala (Fries, 1960) (Fig. 4). Las edades reportadas en la literatura indican que la sedimentación de la Formación Mexcala ocurrió diacronicamente, desde el Turoniano-Coniaciano en la parte central de la PGM (Hernández-Romano *et al.*, 1997), hasta el Maastichtiano en su parte oriental (Perrilliat *et al.*, 2000). Las rocas de esta formación han sido

interpretadas como depósitos de anfósia, relacionados con el progresivo levantamiento producido durante la Orogenia Laramide (Fries, 1960; Ontiveros-Tarango, 1973; Lang *et al.*, 1996; Lang y Frerichs, 1998; Hernández-Romano, 1999; Cabral-Cano *et al.*, 2000b).

El análisis de las variaciones laterales de las facies sedimentarias cretácicas de la PGM indican el progresivo aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación hacia el oeste (de Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986; Hernández-Romano *et al.*, 1997).

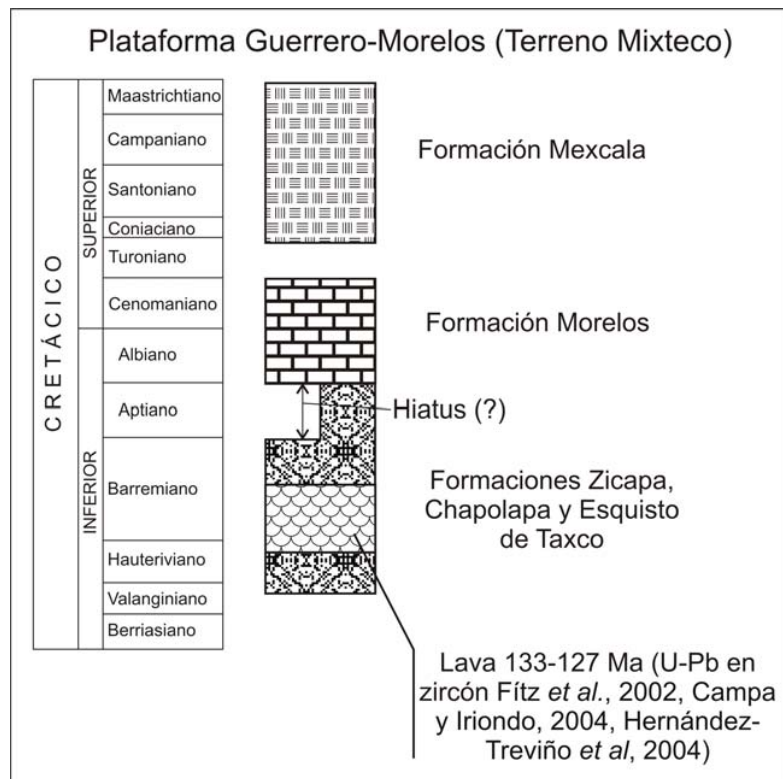


Figura 4 – Columna estratigráfica esquemática de la sucesión cretácica de la Plataforma Guerrero-Morelos (terreno Mixteco), modificada de Centeno-García *et al.*, (2008).

2.3. El terreno Xolapa

Aflora por ~600 km a lo largo de una franja de 50-80 km de ancho paralela a la costa pacífica del sur de México, desde Zihuatanejo a Huatulco, cortando bruscamente el patrón estructural ~N-S que caracteriza los otros terrenos del sur de México (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983) (Fig. 3a). El límite entre el terreno Xolapa y los complejos metamórficos Acatlán y Oaxaca está definido por la zona de cizalla de Tierra Colorada cerca del poblado homónimo (Ratschbacher *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1992; Riller *et al.*, 1992), y por la cizalla de Chacalapa en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1990; Tolson, 1998). El terreno Xolapa está conformado por rocas metamórficas de corteza continental media, y numerosos batolitos (Ortega-Gutiérrez, 1981). Estos últimos han arrojado edades comprendidas entre el Jurásico Medio

y el Terciario Temprano (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004a; Schaaf *et al.*, 1995; Solari *et al.*, 2007), y se encuentran emplazados en un basamento metamórfico más antiguo, que muestra una afinidad isotópica grenviliana (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Ducea *et al.*, 2004a). Un evento de migmatización principal ha sido reconocido en las rocas de este terreno (Ortega-Gutierrez, 1981). Herrmann *et al.* (1994) infirieron una edad entre 66 y 46 Ma para la migmatización. Sin embargo, en la región de Tierra Colorada, Solari *et al.* (2007) han obtenido una edad U-Pb en zircón de ~129 Ma para el pluton no migmatizado de El Pozuelo, la que constriñe la edad mínima del evento de migmatización en esta región. Corona-Chávez *et al.* (2006) llevaron a cabo un análisis termobarométrico detallado en las rocas del terreno Xolapa. Estos autores documentan una evolución termobárica típica de complejos orogénicos, caracterizada por un incremento progresivo de las condiciones de presión y temperatura, hasta alcanzar la culminación en 830°-900°C y 6.3-9.5 kbar, y una sucesiva fase de descompresión y exhumación. Con base en el geobarómetro de Al en la hornblenda, Morán-Zenteno *et al.* (1996) han estimado una cantidad de exhumación entre 13 y 20 km para los plutones de Tierra Colorada y Acapulco respectivamente. La edad y la dinámica del evento de exhumación son todavía controvertidos. Varios autores han propuesto que la exhumación ocurrió entre el Cretácico Superior y el Oligoceno bajo un régimen de transtensión izquierda, asociada con una extensión ~N-S (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Meschede *et al.*, 1997). Por otro lado, Cerca *et al.* (2008) propuso que la exhumación de las rocas de este terreno ocurrió inicialmente durante un evento de transpresión regional en el Paleoceno, para concluir bajo un régimen de transtensión durante el Eoceno-Oligoceno.

Las rocas del terreno Xolapa se han interpretado tanto como un arco continental alóctono del Jurásico-Cretácico, acrecionado a la margen pacífica de Norte-América (Campa y Coney, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Corona-Chávez *et al.*, 2006), que como un arco autóctono, construido directamente sobre una corteza continental afín a la de los complejos Oaxaca y Acatlán (Herrmann *et al.*, 1994; Meschede *et al.*, 1997; Ducea *et al.*, 2004a; Keppie, 2004).

2.4. El terreno Guerrero

Las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas que afloran al oeste de la falla de Teloloapan han sido comúnmente agrupadas dentro del terreno Guerrero (Fig. 3f) (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Dickinson y Lawton, 2001; Centeno-García *et al.*, 2003 y 2008). La mayoría de los autores concuerdan en considerar el Guerrero como un terreno compuesto o un superterreno, conformado por un número variable de subterrenos o terrenos, cuyo nombre y

distribución varía dependiendo de los diferentes trabajos (Campa y Coney, 1983; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). De acuerdo con la subdivisión adoptada por Centeno-García *et al.* (2008), en el sur de México, el terreno Guerrero está conformado por tres terrenos principales (Fig. 3f), que, desde este a oeste, son:

- i.) el terreno Teloloapan (subterreno Teloloapan en Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000, Fig. 3e);
- ii.) el terreno Arcelia (subterreno Arcelia-Palmar Chico en Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000, Fig. 3e);
- iii.) el terreno Zihuatanejo (subterreno Huetamo-Zihuatanejo en Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000, Fig. 3e).

2.4.1. El terreno Teloloapan

Aflora entre los sistemas de cagaladuras de Teloloapan y Arcelia, definiendo un cinturón con orientación N-S de ~100 km de ancho y ~300 de largo (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000) (Fig. 3e y f). Las rocas de este terreno se encuentran cabalgando las calizas de la Formación Morelos del terreno Mixteco, a lo largo de una falla inversa de bajo ángulo con vergencia hacia el este (Campa y Ramírez, 1979; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). El terreno Teloloapan consta de una sucesión volcano-sedimentaria marina, desarrollada entre el Titoniano Superior y el Turoniano (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004; Mortensen *et al.*, 2008). La parte inferior de dicha sucesión está compuesta por lavas almohadilladas y masivas de arco volcánico, brecha volcánica, hialoclastita, arenisca y conglomerado epiclásticos (Formación Villa Ayala, Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991) (Fig. 5). Mortensen *et al.* (2008) han reportado recientemente edades U-Pb en zircón entre ~146 y ~138 Ma para la base de esta secuencia, las que concuerdan con la fauna fósil del Neocomiano documentada por Guerrero-Suástegui *et al.* (1991) para las rocas sedimentarias interestratificadas con las lavas. En la parte occidental del terreno Teloloapan, la sucesión de arco está cubierta de manera concordante por grauvacas y lutitas tobáceas con fósiles del Aptiano Superior (Formación Acapetlahuaya, Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991), mientras que, una sucesión de calizas bioclásticas y arrecifales del Aptiano Superior-Albiano (Formación Teloloapan, Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991), cubren transicionalmente la formación Villa Ayala en la parte oriental de dicho terreno. Las rocas de la Formación Teloloapan pasan lateralmente a flujos de escombros calcáreos (Formación Amatepéc, Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991), cuya fauna fósil les asigna una edad del Albiano

Superior-Cenomaniano (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991) (Fig. 5). La parte superior de la sucesión está representada por turbiditas siliciclásticas del Turoniano (Formación Pachivia, Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 2004) (Fig. 5), desde el punto de vista litológico y estratigráfico correlacionables con las rocas de la Formación Mexcala, anteriormente descritas para la PGM. La variación lateral de las facies sedimentarias del terreno Teloloapan indica un ambiente de sedimentación progresivamente más profundo hacia el oeste (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Guerrero-Suástegui, 2004), al igual que para la PGM. Las rocas del terreno Teloloapan se encuentran intensamente deformadas y presentan un metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes (Talavera-Mendoza *et al.*, 1993).

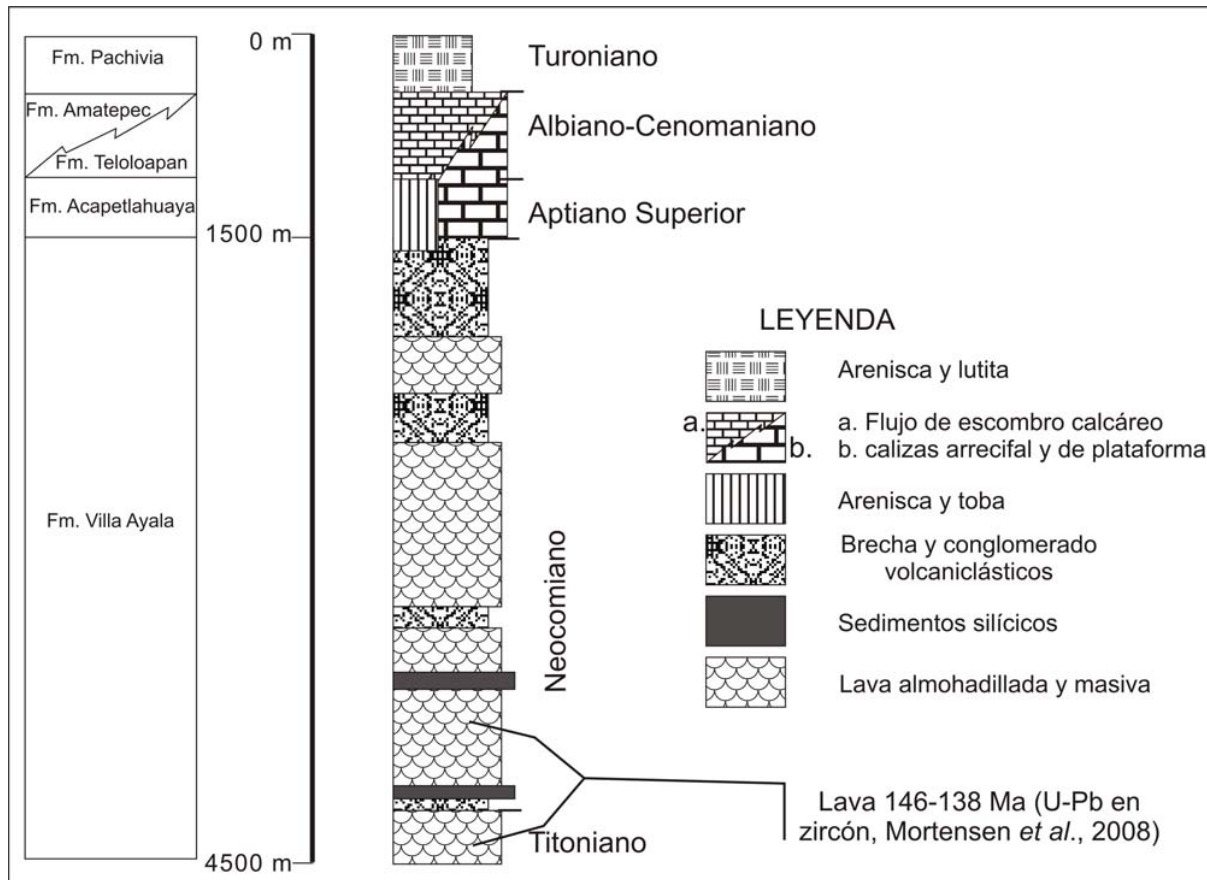


Figura 5 – Columna estratigráfica esquemática de la sucesión cretácica del terreno Teloloapan (modificada de Talavera-Mendoza *et al.*, 1995).

2.4.2. El terreno Arcelia

Aflora al oeste del terreno Teloloapan, formando un cinturón N-S de ~15 km de ancho por ~250 km de largo (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000) (Fig. 3e y

f). El límite oriental de este terreno está representado por el sistema de cabalgaduras de bajo ángulo de Arcelia, que determina la sobreposición de las rocas de esta unidad arriba de la sucesión del terreno Teloloapan (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000) (Fig. 3e). Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) infieren que su límite occidental está representado por una cabalgadura mayor, que determinaría la sobreposición de las sucesiones del terreno Zihuatanejo arriba de las rocas del terreno Arcelia. Sin embargo, la naturaleza de dicho límite se desconoce, debido a que este se encuentra cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas del Terciario, las que impiden conocer la relación de este terreno con las sucesiones del terreno Zihuatanejo. Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) subdividieron las rocas del terreno Arcelia en dos sucesiones estratigráficas distintas.

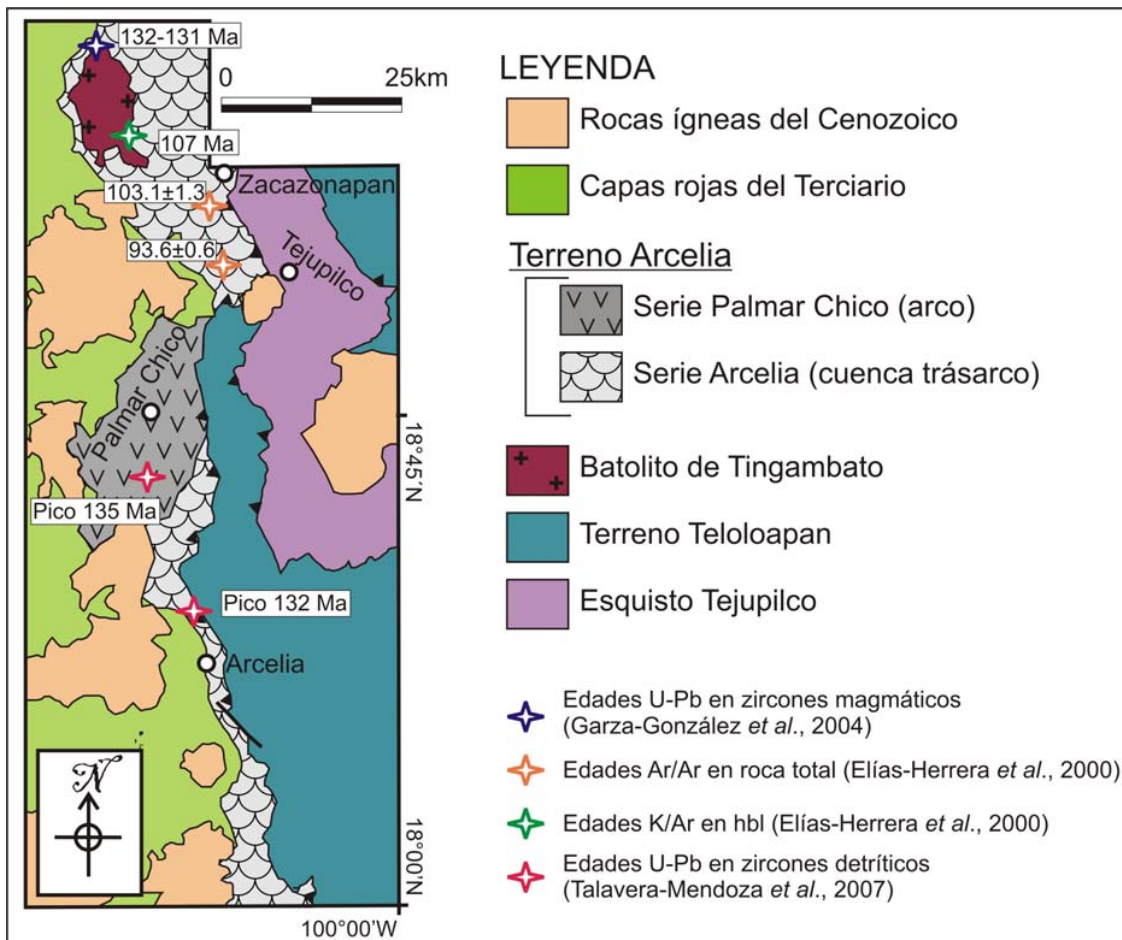


Figura 6 – Mapa geológico esquemático de la región comprendida entre Arcelia y Zacazonapan, que muestra las relaciones entre los terrenos Arcelia, Teloloapan y el Esquisto Tejupilco (elaborado mediante la recopilación de los mapas geológicos publicados por Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000, Elías-Herrera *et al.*, 2000 y Montiel-Escobar *et al.*, 2000). Se muestra en el mapa la ubicación de las muestras fechadas mencionadas en el texto.

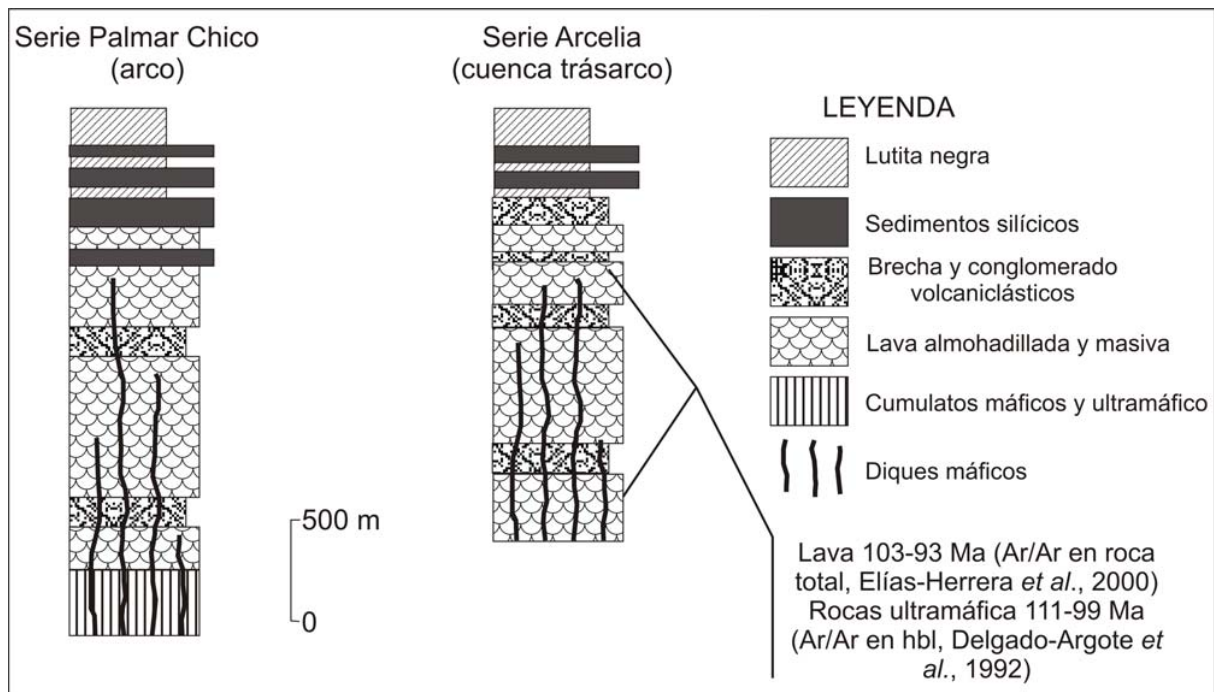


Figura 7 – Columnas estratigráficas esquemáticas del terreno Arcelia (modificado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000).

- a) Una sucesión de trásarco (serie Arcelia) (Figs. 6 y 7), compuesta por lava almohadillada y masiva, brecha autoclástica, hialoclastita, rocas ultramáficas, diques doleríticos y una cubierta sedimentaria pelágica representada por radiolarita y filita negra (Ortiz-Hernández *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000). Los elementos mayores y trazas de las lavas de esta sucesión muestran patrones típicos tanto de rocas del piso oceánico (MORB), como de basaltos de isla oceánica (OIB) (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Elías-Herrera *et al.*, 2000).
- b) Una sucesión de arco (serie Palmar Chico) (Figs. 6 y 7), representada por lava almohadillada, brecha autoclástica, hialoclastita, rocas ultramáficas, diques doleríticos y una cubierta sedimentaria pelágica representada por radiolarita y filita negra (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Con base en los porcentajes de los elementos mayores y trazas, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) sugieren que las lavas de esta sucesión representan el registro de un arco magmático, desarrollado a lo largo de una zona de subducción, contemporáneamente a la formación de la cuenca de trásarco.

Las rocas del terreno Arcelia se encuentran intensamente deformadas, y presentan evidencias de metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes (Ramírez-Espinosa *et al.*, 1991; Talavera-

Mendoza *et al.*, 1995; Elías-Herrera *et al.*, 2000). La edad de las sucesiones volcano-sedimentarias del terreno Arcelia es todavía controvertida. Elías-Herrera *et al.* (2000) han reportado edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ entre ~ 103 y ~ 93 Ma, para las lavas de la parte septentrional de este terreno (Fig. 6). En el área de Palmar Chico-San Pedro Limón, Delgado-Argote *et al.* (1992) obtuvieron varias edades integradas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, que varían entre ~ 111 y ~ 99 Ma, con tres edades de meseta de 104, 105 y 114 Ma, para cúmulos hornblendíticos del tronco máfico-ultramáfico de San Pedro Limón. Estas edades concuerdan con el contenido fósil reportado para algunos niveles de radiolarita intercalados con las rocas volcánicas (Dávila-Alcocer y Guerrero-Suástegui, 1990). Más recientemente, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado picos de edad U-Pb en zircones detríticos de 135 y 132 Ma para dos muestras de areniscas volcanoclásticas, una procedente de la sucesión de Arcelia, y la otra de la sucesión de Palmar Chico (Fig. 6). Con base en la morfología, el grado de erosión y las relaciones U/Th de los cristales fechados, estos autores proponen que los zircones proceden de fuentes magmáticas locales.

En la parte noroeste del terreno Arcelia, el batolito de Tingambato corta aparentemente la sucesión volcánica del Cretácico (Elías-Herrera *et al.*, 2000) (Fig. 6). Elías-Herrera *et al.* (2000) han reportado una edad K/Ar en hornblenda de 107 ± 5 Ma para una roca de composición granodiorítica procedente de la parte suroriental de dicho batolito. Sin embargo, con base en las edades de ~ 103 y ~ 93 Ma obtenidas para las lavas de la parte septentrional de este terreno, estos autores sugieren que la muestra procedente del batolito tenga exceso de ^{40}Ar , debido a la contaminación parcial con las rocas encajonantes. Más recientemente, Garza-González *et al.* (2004) obtuvieron edades U-Pb en zircón entre 132 y 131 Ma para las rocas del borde septentrional de este batolito, en la región mineralizada de Tiamaro (Fig. 6), las cuales cuestionan la relación de intrusión propuesta por Elías-Herrera *et al.* (2000).

La interpretación de las rocas del terreno Arcelia es controvertida, ya que este terreno se ha considerado tanto como un complejo sistema de arco insular inmaduro, asociado con una cuenca de trásarco (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000), que como un piso oceánico, formado durante un periodo de extensión prolongado en un ambiente puramente de trásarco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998).

2.4.3. El terreno Zihuatanejo

El terreno Zihuatanejo ocupa la parte más occidental del terreno Guerrero (Fig. 3f). Su límite con el terreno Arcelia está cubierto por rocas sedimentarias y volcánicas continentales del Terciario. Centeno-García *et al.* (2008) agrupan las rocas cretácicas del terreno Zihuatanejo en el sur de México en dos sucesiones volcano-sedimentarias distintas: la sucesión de Huetamo, al este, y la sucesión de Zihuatanejo-Colima, al oeste (Fig. 8 y 9). Por otro lado, estos autores aclaran que definir una columna estratigráfica única para cada región es difícil, debido a los cambios abruptos en la estratigrafía dentro de la misma región, los cuales, en algunos casos, pueden ser explicados mediante cambios laterales de facies.

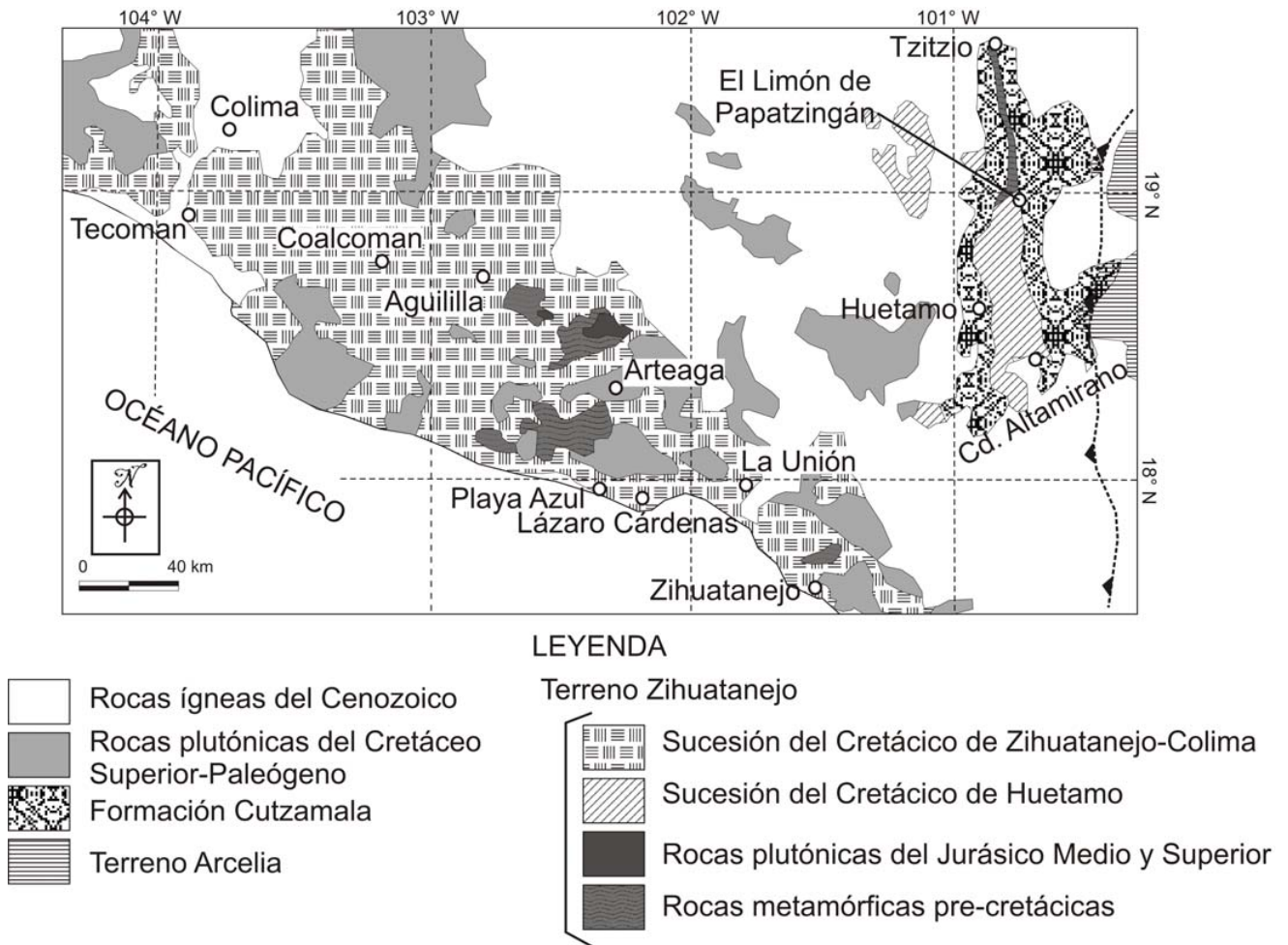


Figura 8 – Mapa geológico esquemático del terreno Zihuatanejo, donde se muestra la distribución geográfica de las sucesiones cretácicas de Huetamo y Zihuatanejo-Colima (tomado de Centeno-García *et al.*, 2008).

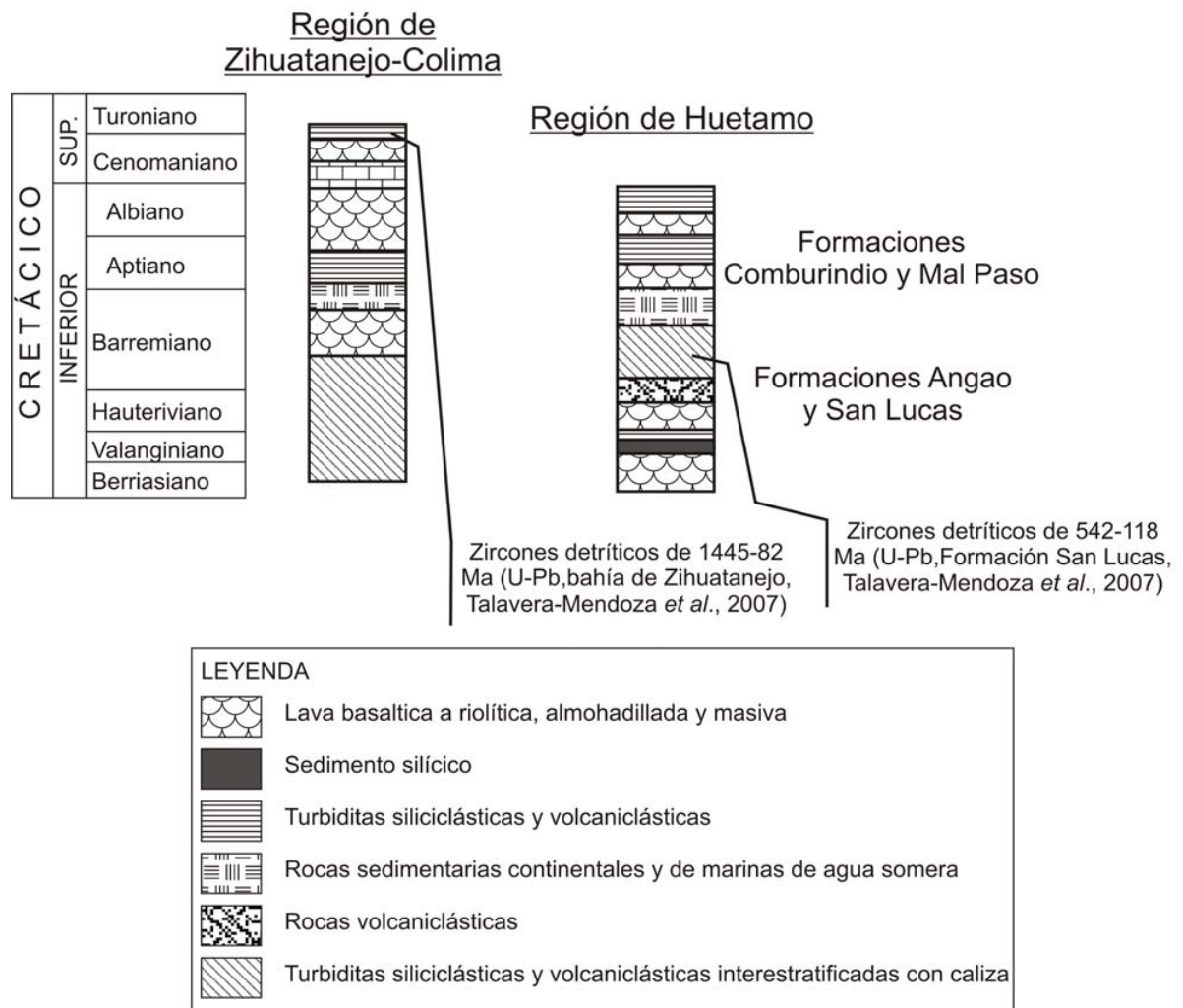


Figura 9 – Columnas estratigráficas esquemáticas de las regiones de Huetamo y Zihuatanejo-Colima (terreno Zihuatanejo) (modificado de Centeno-García *et al.*, 2008).

2.4.3.1. Región de Huetamo

Las rocas de esta sucesión afloran ampliamente entre Huetamo y Ciudad Altamirano, y se extienden al norte hacia el poblado de Tzitzio (Fig. 8). La región comprendida entre Huetamo y Ciudad Altamirano ha sido objeto de varios estudios a partir del final de los años '50, los cuales se enfocaron principalmente en el fechamiento y reconocimiento de los ambientes sedimentarios, mediante el análisis de las faunas fósiles (Pantoja, 1959; Campa, 1977; Campa y Ramírez, 1979; Pantoja-Alor, 1990; Guerrero-Suástegui, 1997; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003).

Sin embargo, aunque muchos de los contactos y de las relaciones geométricas entre las unidades estratigráficas principales se establecieron de manera correcta, en muchos casos las formaciones no se delimitaron superficialmente en el área donde fueron definidas. En este sentido, esta región carece de una cartografía geológica de detalle. Los únicos mapas disponibles en la actualidad son

los realizados por Campa y Ramírez (1979), Guerrero-Suástegui (1997), Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003), y los elaborados por el Servicio Geológico Mexicano (Montiel-Escobar *et al.*, 2000) (Fig. 10). Sin embargo, en muchos casos, la cartografía propuestas por estos autores contrasta con la información estratigráfica y las edades paleontológicas actualmente disponibles. Además, la nomenclatura y, en algunos casos, la edad de las unidades estratigráficas principales son todavía controvertidas, debido a que la mayoría de los trabajos previos se enfocaron en áreas muy limitadas, definiendo la estratigrafía a una escala local y proponiendo nombres locales para las diferentes formaciones. Esto dió como resultado un complejo mosaico de nombres, donde el mismo nombre se ha utilizado para referirse a formaciones diferentes y *vice versa* (Figs. 10 y 11).

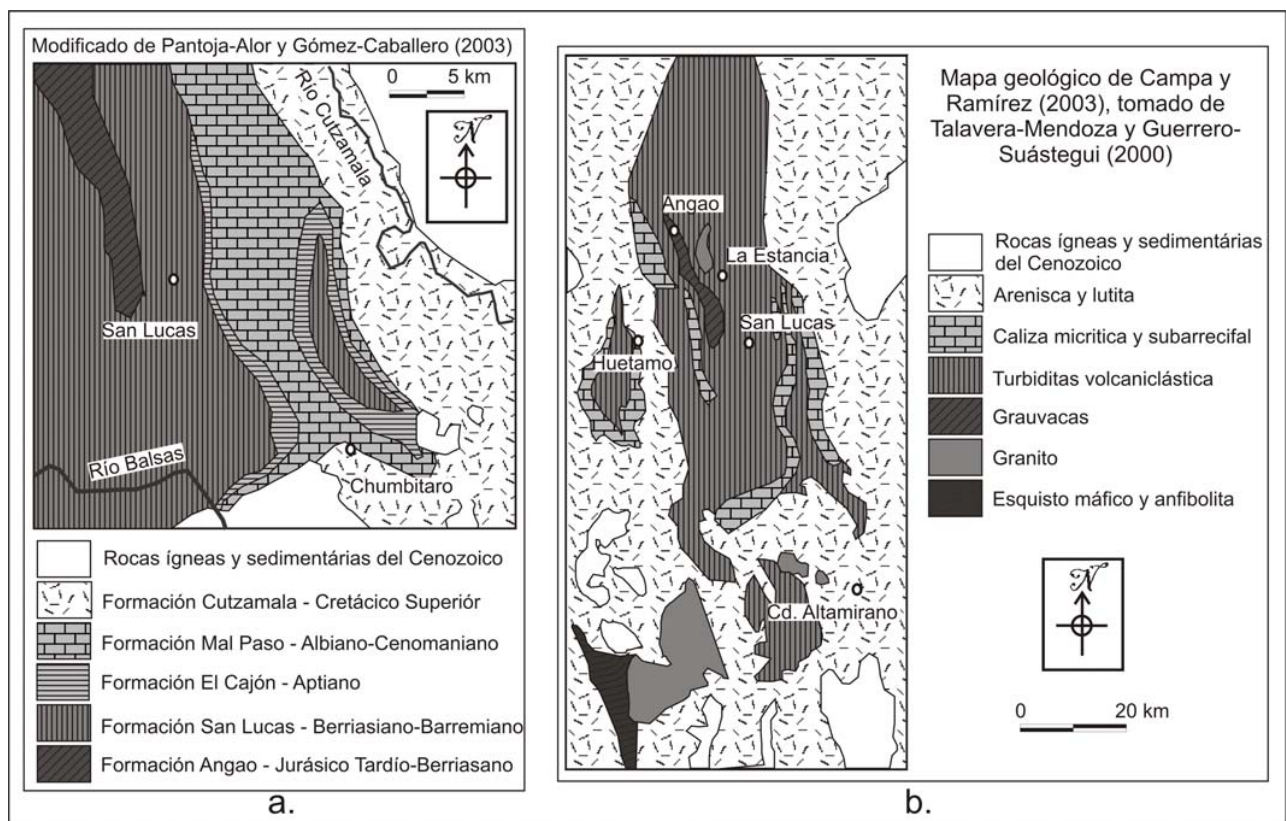


Figura 10 (a y b) – Mapas geológicos previos de la región de Huetamo publicados por Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) y Campa y Ramírez (1979).

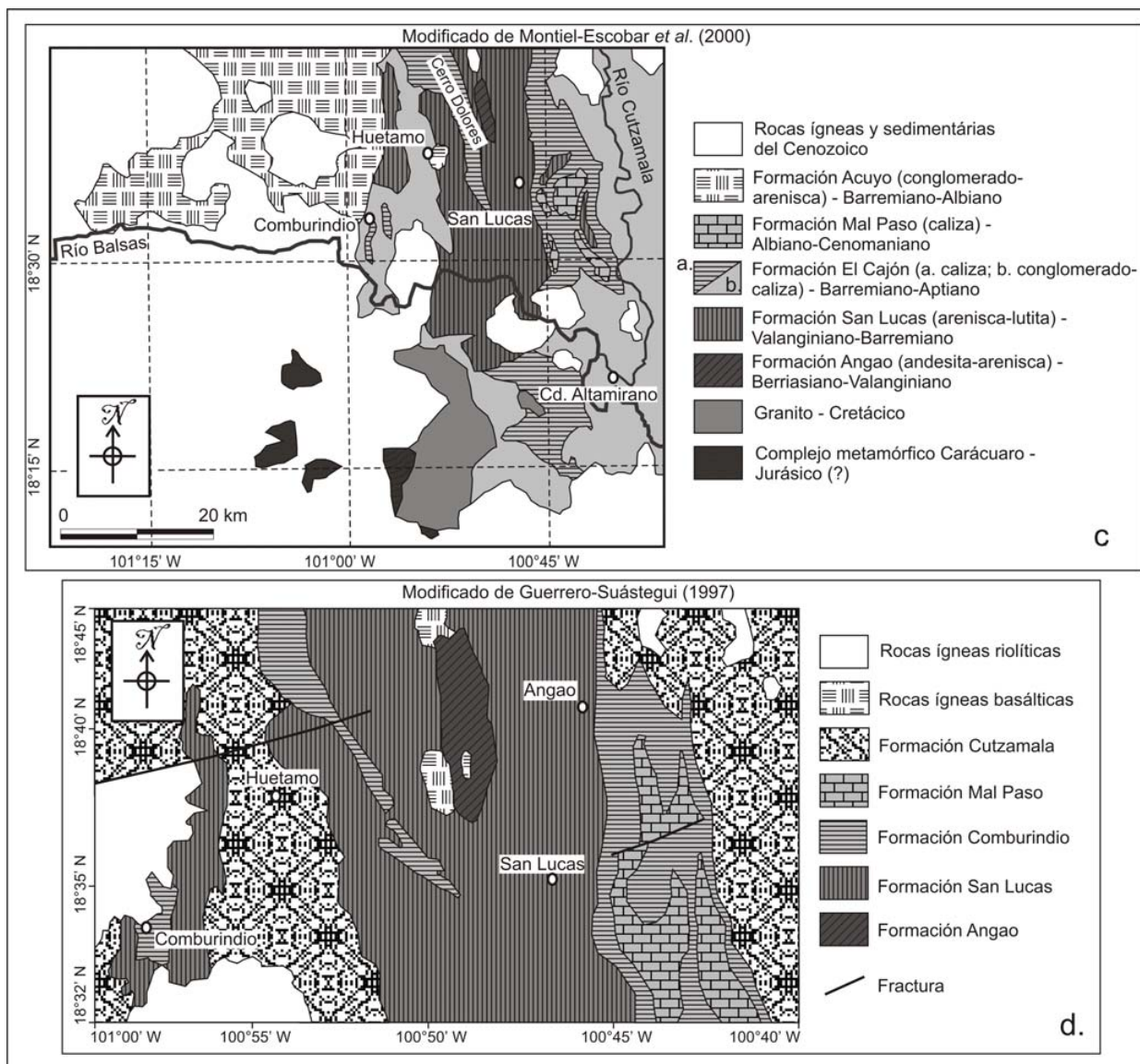


Figura 10 (c y d) – Mapas geológicos previos de la región de Huetamo realizados por Montiel-Escobar *et al.* (2000) y Guerrero-Suástegui (1997).

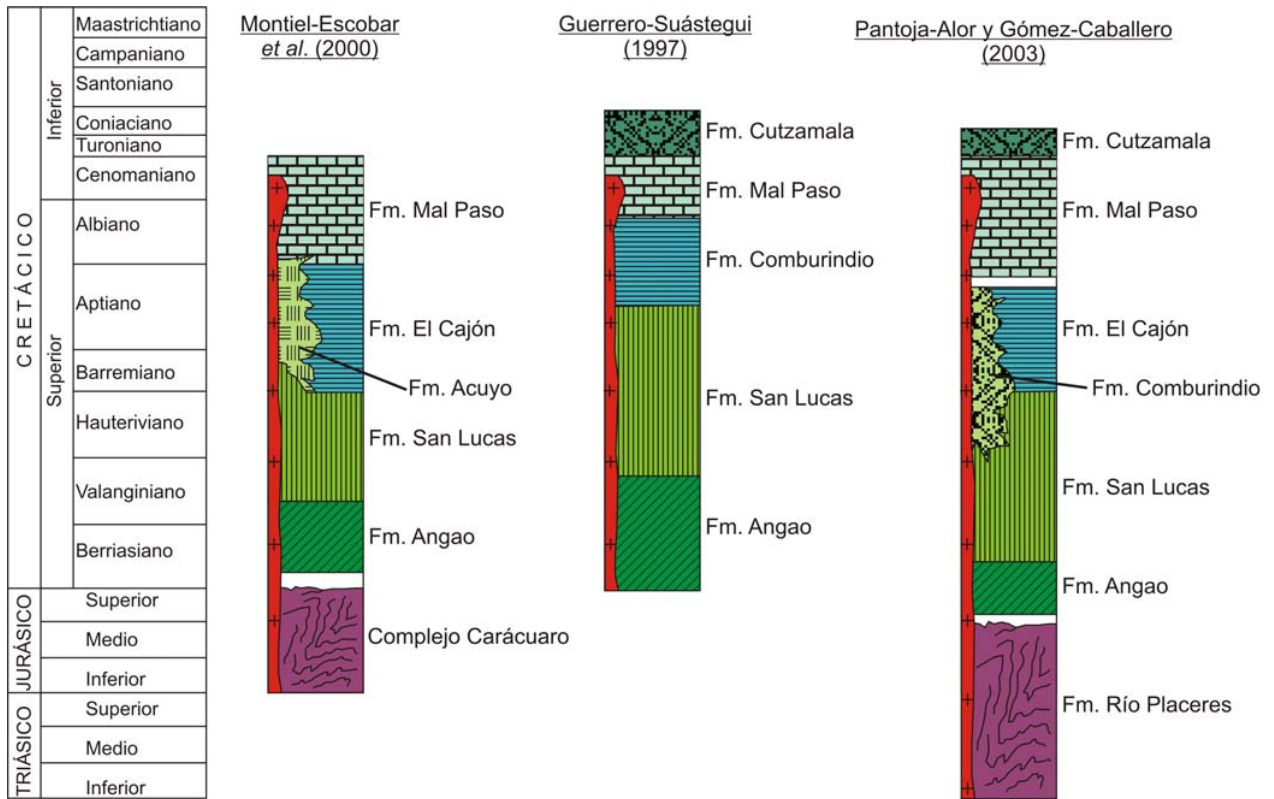


Figura 11 – Columnas estratigráficas esquemáticas preopuestas en los trabajos previos para la región de Huetamo.

El escaso detalle en la distribución geográfica de las unidades estratigráficas principales, aunado a la falta de correlaciones litoestratigráficas entre las diferentes sucesiones de esta región no permitió comprender de manera exhaustiva la arquitectura y la evolución deposicional de la cuenca de Huetamo durante el Cretácico y el Terciario Inferior. A continuación se presenta una síntesis de las descripciones presentadas en la literatura para las unidades estratigráficas principales de esta región, resaltando el ambiente deposicional y la edad que se les han asignado.

2.4.3.1.1. Formación Angao

Pantoja-Alor (1959) introdujo originariamente esta formación para describir una sucesión de rocas clásticas marinas, representada por arenisca, lutita y conglomerado polimíctico varicolor, aflorante a lo largo del flanco occidental del Cerro Dolores, al noroeste del poblado de San Lucas (Fig. 10a, b y c). Posteriormente, Campa (1977) reportó la presencia de algunos derrames de lava almohadillada interestratificados con la sucesión clástica. Guerrero-Suástegui (1997) ha presentado una descripción litoestratigráfica detallada de la Formación Angao, mediante el levantamiento de tres secciones estratigráficas (1,200 m de espesor total). Según este autor, dicha formación está

compuesta por una alternancia de conglomerado, arenisca, lutita y, en menor medida, roca volcánica. Los conglomerados son principalmente clasto-soportados, moderadamente a mal clasificados, y presentan estratificación gradacional y masiva. Las areniscas son principalmente de grano grueso y medio a la base y en la parte alta de la sucesión, mientras que pasan gradualmente a areniscas de grano fino a medio en la parte intermedia. Composicionalmente varían desde arenitas arcósicas a líticas. Tanto en los conglomerados que en las areniscas, la fracción clástica es dominada por fragmentos volcánicos, esencialmente de composición andesítica y basáltica, con menor cantidad de clastos de caliza y de rocas metamórficas, entre las cuales se han reportado gneis, esquisto y metapelita (Guerrero-Suástegui, 1997). En la parte alta de la sucesión, se ha documentado la presencia de dos niveles métricos de lava basáltica almohadillada, con afinidad toleítica, interestratificados con las rocas clásticas de esta formación (Talavera, 1993; Guerrero-Suástegui, 1997). Estructuras sedimentarias como rizaduras simétricas, estratificación cruzada, rellenos de canal y clastos imbricados han sido reconocidas en las rocas de esta formación (Guerrero-Suástegui, 1997). Guerrero-Suástegui (1997) interpreta el conjunto litológico de la Formación Angao como depósitos de abanico submarino desde proximales a distales. Pantoja-Alor (1959) ha reportado una edad del Jurásico Tardío para la Formación Angao, con base en el hallazgo de algunas especies de amonitas y moluscos típicos del Kimmeridgiano-Titoniano. Esta edad ha sido sucesivamente adoptada en los trabajos posteriores (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007; Centeno-García *et al.*, 2008). Sin embargo, Guerrero-Suástegui (1997) documenta el carácter retrabajado de la fauna jurásica y sugiere una edad del Berriasiano Temprano-Valanginiano Tardío, de acuerdo con la presencia, de *Taraisites camachoensis* y *Lamellaprycus seranonis*, cerca del contacto superior de esta formación.

2.4.3.1.2. Formación San Lucas

Fue introducida originalmente por Pantoja-Alor (1959) como una sucesión clástica marina, compuesta por lutita, limolita, arenisca, conglomerado y escasos bancos biostrómicos intercalados, que afloran en los alrededores del poblado de San Lucas (Fig. 10). Con base en sus características sedimentarias, Pantoja-Alor (1990) y Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) subdividieron la Formación San Lucas en dos miembros estratigráficos que, desde la base hasta la cima, son:

- a) el miembro Terrero Prieto, representado por turbiditas siliciclásticas de ambiente marino pelágico (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003);
- b) el miembro Las Fraguas, compuesto por arenisca, conglomerado y lutita de abanico deltaico distal (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003).

Las turbiditas del miembro Terrero Prieto cubren en contacto transicional las rocas de la Formación Angao (Pantoja-Alor, 1990; Guerrero-Suástegui, 1997).

La edad de la Formación San Lucas es todavía controvertida. Numerosas faunas fósiles han sido analizadas para las rocas de esta formación. Sin embargo, en algunos casos, estos datos pertenecen a reportes inéditos (por ejemplo Martínez y Garduño, 1978 en Guerrero-Suástegui, 1997, reporte para el Instituto Mexicano del Petróleo), por lo cual, los detalles sobre la determinación paleontológica y la ubicación de las faunas analizadas, en algunos casos, se desconocen. Con base en los datos paleontológicos disponibles, Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) han inferido una edad del Berriasiano-Barremiano para esta formación, mientras que Guerrero-Suástegui (1997) propuso una edad del Valanginiano Tardío-Aptiano Tardío.

2.4.3.1.3. Formación Comburindio

Este nombre ha sido utilizado de manera inconsistente en la literatura para indicar unidades estratigráficas diferentes en la región de Huetamo. Originalmente, Salazar (1973) introdujo el término de Caliza Comburindio para describir unos bancos biostrómicos del Aptiano, que afloran en los alrededores del poblado homónimo, al suroeste de Huetamo (Fig. 10a y b). Posteriormente, Campa y Ramírez (1979) han reportado que los bancos calcáreos se encuentran intercalados con una sucesión siliciclástica, y utilizaron el nombre de Formación Comburindio para designar los biostromas y diferenciarlos de las rocas siliciclásticas que afloran en esta región. Guerrero-Suástegui (1997), adoptó la definición de Campa y Ramírez (1979), y agrupó en la Formación Comburindio todas las calizas arrecifales de esta región, separándolas de las rocas clásticas con las que se encuentran intercaladas, las que fueron incluidas por este autor en la Formación Cutzamala (Campa y Ramírez, 1979, véase sección 2.4.3.1.6.) (Fig. 10a). Más recientemente, Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) redefinieron la estratigrafía de la región de Huetamo, e utilizaron el nombre de Formación Comburindio para identificar una sucesión siliciclástica compuesta por arenisca, conglomerado y lutita, caracterizada por la presencia de espesos bancos biostrómicos intercalados. Con base en los rasgos sedimentarios y en la fauna fósil, Alencaster y Pantoja-Alor (1998) sugieren que la sedimentación de estas rocas ocurrió en un ambiente deltaico proximal. El contenido fósil es abundante en los bancos biostrómicos, y se caracteriza por faunas de rudistas, corales, amonitas y nerineides (Alencaster y Pantoja-Alor, 1998; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003), los que indican una edad del Barremiano-Aptiano Temprano para la sedimentación de esta formación, por lo menos en los alrededores del poblado de Comburindio (Alencaster y Pantoja-Alor, 1998; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003). Adicionalmente, Pantoja-Alor y Gómez-

Caballero (2003) reportan la presencia de plantas fósiles en varios niveles estratigráficos de la sucesión clástica.

2.4.3.1.4. Formación El Cajón

Esta formación fué originalmente introducida por Pantoja-Alor (1990) para designar una sucesión de calizas arrecifales y de plataforma, que afloran al este del poblado de San Lucas (Fig. 10b y c), donde cubren de manera concordante las rocas del miembro Las Fraguas de la Formación San Lucas. Según Pantoja-Alor (1990), la Formación El Cajón está compuesta por calcarenita, coquina de orbitolinidos, caliza bioclástica, así como caliza masiva. Numerosos ejemplares bien preservados de rudistas, gasterópodos y foraminíferos bentónicos han sido analizados en diferentes niveles estratigráficos de la sucesión (Omaña-Pulido y Pantoja-Alor, 1998; Skelton y Pantoja-Alor, 1999), y sugieren una fuerte afinidad con la fauna de la Formación Comburindio (Skelton y Pantoja-Alor, 1999). Con base en los datos paleontológicos, Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) asignan una edad del Aptiano a las rocas de esta formación, y sugieren su relación de heteropía de facies con la parte inferior de la Formación Comburindio (Fig. 11).

2.4.3.1.5. Formación Mal Paso

Pantoja-Alor (1959) introdujo originariamente esta formación para describir una sucesión de 750-1,000 m de rocas clásticas marinas y calizas, que sobreyace en contacto estratigráfico conforme a las calizas arrecifales y de plataforma de la Formación El Cajón, en la parte oriental del área de estudio (Fig. 10a, b y c). Con base en la asociación litológica, los rasgos sedimentarios y el análisis de las faunas fósiles, Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor (1998) subdividieron la Formación Mal Paso en dos miembros estratigráficos informales: un miembro inferior, representado por depósitos clásticos deltaicos, y un miembro superior, constituido por depósitos arrecifales y de laguna. El miembro inferior se compone por una alternancia de arenisca cuarzo-feldespática a lítica, y conglomerado polimítico masivo, constituidos en su mayoría por clastos calcáreos. Hacia la parte alta, la sucesión pasa gradualmente a siltita, limolita y arenisca de color rojizo en las cuales se aloja un banco biostrómico de 20 m de espesor, caracterizado por una abundante fauna a *Toucasia* (Pantoja-Alor, 1959). Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor (1998) reportan además escasos clastos de rocas ígneas y metamórficas en los conglomerados, sin especificar los tipos litológicos. Adicionalmente, Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) reportan la presencia de plantas fósiles en varios niveles estratigráficos de la sucesión clástica. El miembro superior consta de arenisca cuarzo-feldespática de color gris con algunas intercalaciones de limolita, arcillita y caliza. Hacia la cima de la sucesión las areniscas pasan de manera gradual a margas y calizas arcillosas finamente

estratificadas, con abundante fauna a gasterópodos, corales, equinóides, amonitas y rudistas. Los datos paleontológicos disponibles limitan la edad de deposición de la Formación Mal Paso entre el Albiano Temprano y el Cenomaniano Temprano (Pantoja-Alor, 1959; García-Barrera y Pantoja-Alor, 1991; Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor, 1998; Pantoja-Alor y Skelton, 2000; Filkorn, 2001).

2.4.3.1.6. Formación Cutzamala

Esta formación fue introducida por Campa y Ramírez (1979) para definir una espesa sucesión continental, que se encuentra ampliamente expuesta a lo largo de la cuenca del Río Cutzamala, al oriente del poblado de San Lucas (Fig. 10a, b y c), y hacia el norte hasta las cercanías del poblado de Tzitzio (Fig. 8). Las rocas de esta formación fueron estudiada en detalle por Altamira-Areyán (2002), que las describió como una asociación de facies sedimentarias depositadas en un ambiente fluvial. Las rocas de esta formación cubren en contacto estratigráfico discordante la mayoría de las formaciones anteriormente descritas (Altamira-Areyán, 2002; Morales-Gámez, 2005). La edad de la Formación Cutzamala ha sido ampliamente discutida por varios autores. Con base en la diversidad de los taxa de algunos palinomorfos, Altamira-Areyán (2002) ha asignado a estas rocas una edad del Paleoceno Tardío. Sin embargo, los Grupos *Momipites microcoriphaeous* y *Momipites temipolus*, encontrados por este autor, presentan sus primeras occurrencias a partir del Maastrichtiano (Nicholls, 1973), por lo que no es posible excluir una edad del Cretácico Tardío para estas rocas. En la Barranca Los Bonetes, cerca del poblado de El Limón de Papatzingán (Fig. 8), Benammi *et al.* (2005) han reportado el hallazgo de huesos de dinosaurio bien preservados en las rocas clásticas de esta formación. Los autores asignan los fósiles a la familia Hadrosauride, lo que apoyaría una edad del Cretácico Tardío para estas rocas. Finalmente, Mariscal-Ramos *et al.* (2005) han obtenido una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~ 84 Ma para un derrame andesítico intercalado en esta sucesión, lo que corrobora una edad del Cretácico Tardío para las rocas de la Formación Cutzamala.

2.4.3.2. Región de Zihuatanejo-Colima

Se han publicado pocos estudios sobre la estratigrafía del Cretácico de la región comprendida entre Zihuatanejo y Colima. Entre estos cabe mencionar los trabajos de Bonneau (1976), que por primero documentó la presencia de derrames de lava interestratificados en las calizas del Cretácico Inferior de la región de Zihuatanejo, Vidal-Serratos (1986, 1991a y b) y Vidal-Serratos *et al.*, (1980), que se enfocaron en el reconocimiento geológico preliminar de la región de Zihuatanejo y de áreas aledañas, Campa *et al.* (1980) y Centeno-García *et al.* (2003), donde se trata de organizar de manera sistemática la estratigrafía del terreno Zihuatanejo en conjunto o ensambles estratotectónicos, y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000), donde se presentan los análisis geoquímicos de las

rocas ígneas del área de Zihuatanejo. Sin embargo, la mayoría de estos trabajos no cuentan con una base cartográfica de detalle. De echo, el único mapa geológico realizado para la región de Zihuatanejo fue presentado por Vidal-Serratos (1986), y sucesivamente adoptado en los trabajos posteriores. Además, la carencia de datos paleontológicos y fechamientos isotópicos desarrollados con técnicas modernas, ha contribuido a la dificultad de una definición exhaustiva del marco estratigráfico de esta región. A continuación se presenta la descripción de la unidades estratigráficas principales definidas previamente en la literatura.

Las rocas no metamórficas de la región de Zihuatanejo fueron descritas y cartografiadas por Vidal-Serratos (1986 y 1991b) como Formación Zihuatanejo (Fig. 12).

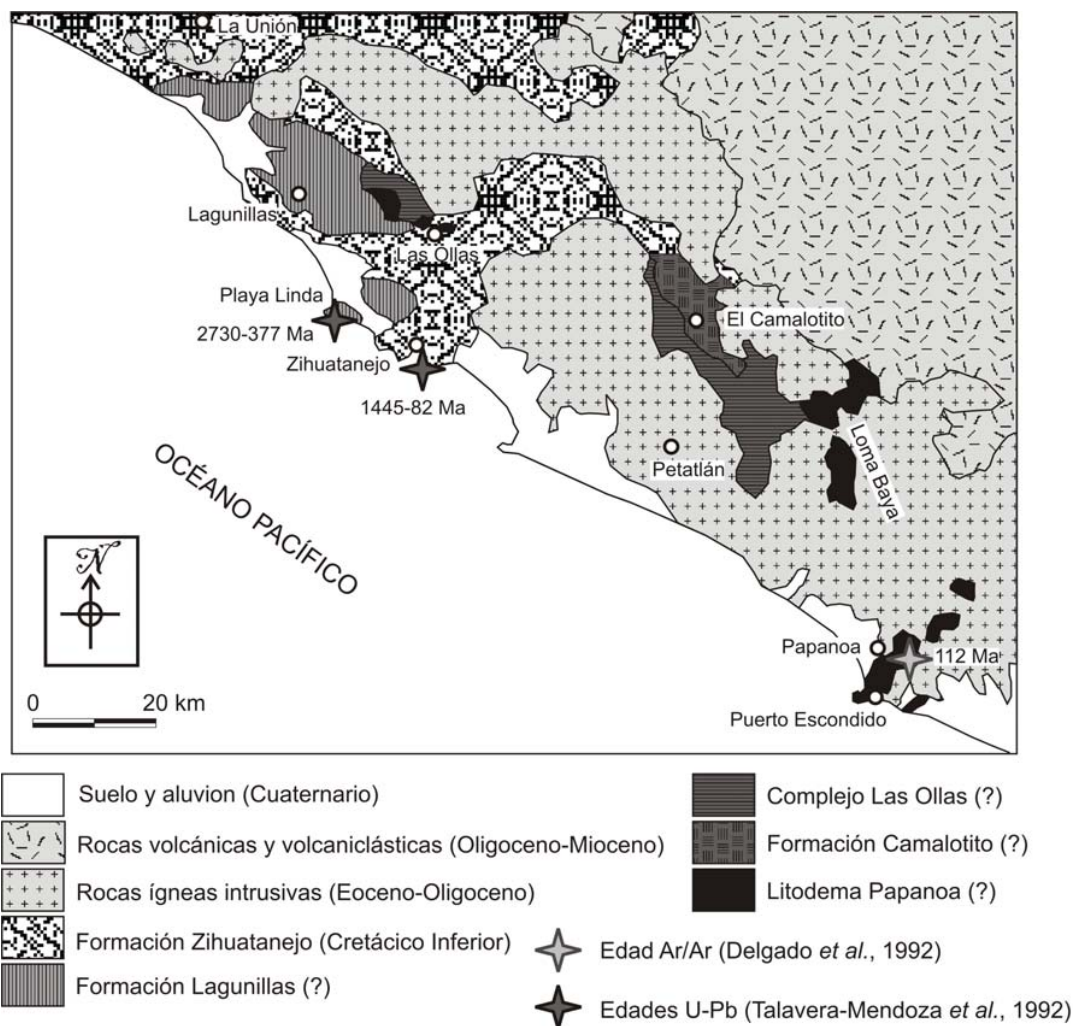


Figura 12 – Mapa geológico de la región de Zihuatanejo realizado por Vidal-Serratos (1986 y 1991a)

Según este autor, la Formación Zihuatanejo está conformada en su base por un paquete de conglomerado, microbrecha y arenisca, designado como miembro Posquelite (Fig. 13), cuya

fracción clástica está compuesta principalmente por cuarzo, gneis y metagranito. La sucesión sigue hacia el alto con un conjunto de rocas volcanoclásticas y volcánicas de composición andesítico-basáltica a riolítico-riodacítica, en las que se interestratifican calizas con fósiles del Albiano, designadas como miembro Ixtapa, y capas rojas, agrupadas en el miembro La Unión (Fig. 13). Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) adoptaron la cartografía geológica realizada por Vidal-Serratos (1986), y reportaron un espesor mínimo de 1500 m de lavas andesíticas a dacíticas a la base de esta sucesión (Fig. 13). Posteriormente, Centeno-García *et al.* (2003) han descrito la Formación Zihuatanejo, en los alrededores de la bahía homónima, como una sucesión compuesta por lava andesítica, arenisca volcánica, lutita y toba, y han interpretado este conjunto litológico como un depósito turbidítico marino de aguas someras, asociado a la actividad de un arco volcánico. Adicionalmente, estos autores obtuvieron un valor de ϵ_{Nd} de -2.7 y una edad modelo de 1.24 Ga para los clastos granitoides del miembro Posquelite, lo que sugiere su procedencia de un basamento continental antiguo. Finalmente, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado edades U-Pb entre 1,445 y 82 Ma, con un pico en 85 Ma, para zircones detríticos procedentes de una arenisca colectada en las turbiditas volcanoclásticas de la bahía de Zihuatanejo (Fig. 12).

Sucesión cretácica de Zihuatanejo

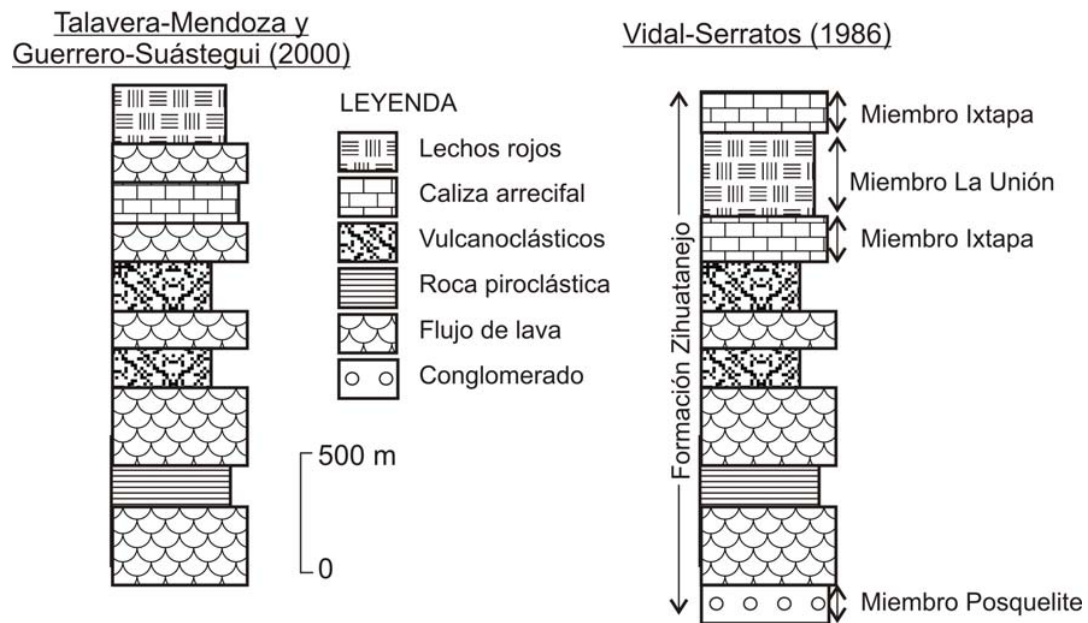


Figura 13 – Columnas estratigráficas esquemáticas propuestas por autores previos para la sucesión del Cretácico de la región de Zihuatanejo.

En la región comprendida entre los poblados de Colima y Arteaga (Fig. 8), las rocas más antiguas encontradas son calizas, cuyo contenido fósil les asigna una edad del Titoniano (Michaud *et al.*, 1987 en Centeno-García *et al.*, 2003). Dichas calizas están cubiertas de manera concordante por una

sucesión compuesta por lutita negra, arenisca, caliza y toba, en las que se encuentran interestratificadas lavas de composición andesítico-basáltica (Formación Alberca, Centeno-García *et al.*, 2003). Las faunas fósiles asignan una edad del Berriasiano-Hauteriviano a estas rocas (Centeno-García *et al.*, 2003). Las rocas de esta formación pasan hacia el alto, de manera transicional a depósitos marinos de agua somera a costeros, representados por caliza, evaporita, brecha, conglomerado y arenisca volcánicoclásticos, en los cuales se encuentran interestratificados espesores significante de lava basáltica a riolítica (Centeno-García *et al.*, 2003). Las rocas de esta sucesión han sido designadas con nombres diferentes en las distintas regiones en las que se encuentran aflorando (formaciones Tecalitlán, Tepalcatepec, Pinzán, Agua de los Indios, Resumidero y Madrid, Centeno-García *et al.*, 2003). Fósiles del Aptiano-Cenomaniano han sido reportados para algunas de estas formaciones (formaciones Tepalcatepec, Madrid, Agua de los Indios y Resumidero, Centeno-García *et al.*, 2003), mientras que la edad de otras es actualmente desconocida, lo que hace todavía escasamente definido el patrón estratigráfico de esta región. Ferrusquía *et al.* (1978) y Centeno-García *et al.* (2003) reportan además una sucesión de capas rojas (arenisca, lutita y conglomerado) interestratificada con lava desde andesítica a riolítica y caliza (formaciones Cerro de la Vieja y Playitas y conjunto Tizupa-La Unión, Centeno-García *et al.*, 2003), expuesta a lo largo de la costa, entre Coalcoman y La Unión (Fig. 8). Sin embargo, su relación con las rocas anteriormente descrita no está actualmente documentada. Con base en el contenido paleontológico reconocido en las calizas, Centeno-García *et al.* (2003 y referencias inéditas en este artículo) asignan a estas rocas una edad del Albiano Tardío-Cenomaniano. Por otro lado, Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1978) han reportado el hallazgo de huellas de dinosaurios en las rocas de esta sucesión, cerca de Lázaro Cárdenas (Fig. 8). Estos autores atribuyen los fósiles a los subórdenes Theropoda y Ornithopoda, lo que indicaría una edad del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano para estas rocas. Finalmente, Grajales y López (1984, en Centeno-García *et al.*, 2003) han reportado edades K/Ar de 80 ± 6 y 78 ± 6 Ma para algunos derrames de lava interestratificados con las rocas de la Formación Cerro la Vieja, lo que le asignaría una edad del Campaniano.

2.5. El basamento del terreno Guerrero

Las rocas del basamento del terreno Guerrero afloran limitadamente y de manera discontinua entre la costa de Zihuatanejo y el terreno Teloloapan (Fig. 14). Con base en los datos reportados en la literatura, a continuación se presenta una descripción de la estratigrafía y del patrón estructural documentado para las diferentes zonas de afloramiento de estas rocas, procedendo desde oeste a este.

2.5.1. El Complejo Arteaga

Aflora en los alrededores del poblado homónimo, al noroeste de Lázaro Cárdenas (Fig. 14), donde subyace en contacto estratigráfico discordante a las rocas cretácicas del terreno Zihuatanejo (Centeno-García, 1994).

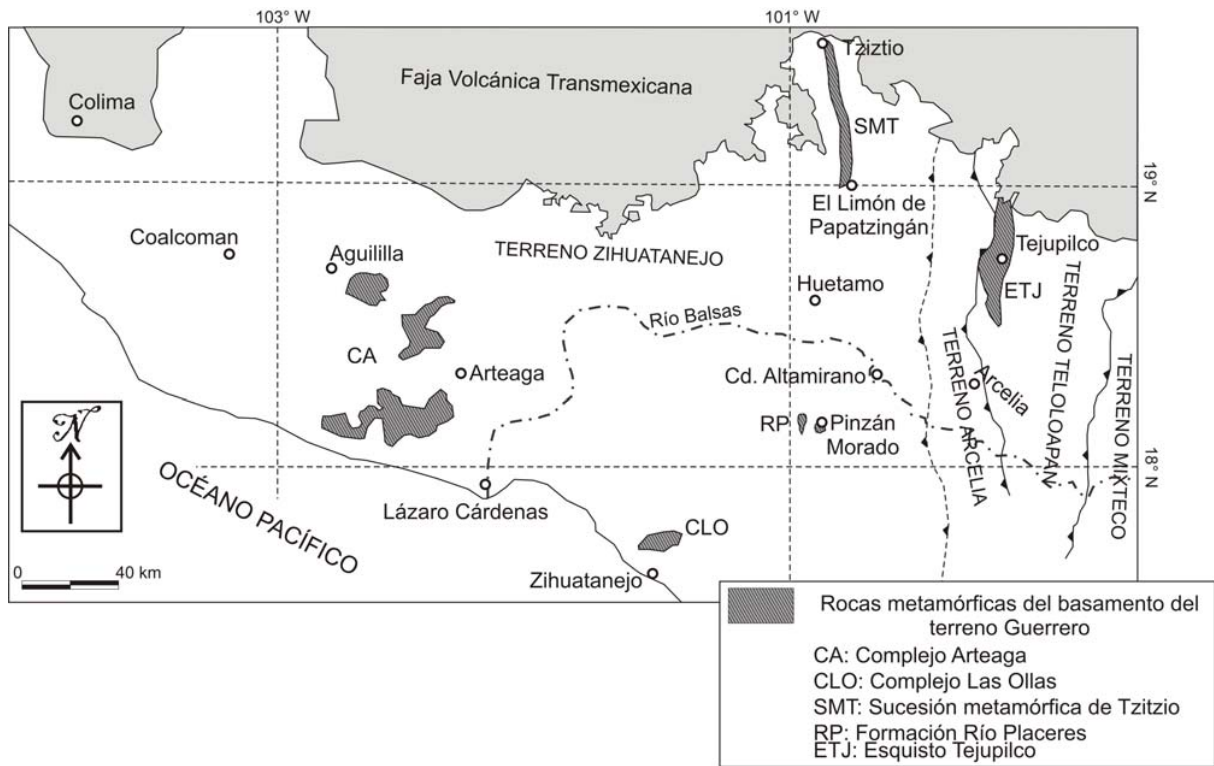


Figura 14 – Mapa esquemático de los afloramientos del basamento del terreno Guerrero (modificado de Centeno-García *et al.*, 2008 y Elías-Herrera, 2003).

Se caracteriza por una estructura de tipo bloque en matriz, y presenta un grado metamórfico variable desde nulo a anfibolítico (Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2008). La matriz representa más que el 60% del volumen total de este complejo, y está compuesta por turbiditas distales, depositadas en un ambiente marino profundo (Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2008), conformadas por una alternancia rítmica de lutita negra, arenisca rica en cuarzo, pedernal negro y conglomerado (litofacies Varales, Centeno-García *et al.*, 2003). En dichas turbiditas se alojan bloques de lava basáltica almohadillada y gabro bandeado, cuyos porcentajes de elemento mayores y trazas muestran patrones típicos de rocas del piso oceánico (MORB) (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2003), además de pedernal y olistolitos de caliza (Centeno-García, 1994; Centeno-García *et al.*, 2003). Las rocas de la litofacies Varales se caracterizan por un contenido elevado de cuarzo respecto a feldspatos y líticos, lo que permite clasificarlas en los diagramas Qt/F/L y Qm/F/L de Dickinson *et al.* (1983) como productos de reciclaje de un edificio orogénico (Centeno-García *et al.*, 1993; Centeno-García *et al.*, 2003). Campa *et al.* (1982) han

reportado una fauna a radiolarios del Triásico Superior (Ladiniano-Carnico) para un nivel de pedernal interestratificado con la sucesión turbidítica.

Por lo menos una fase de acortamiento principal, anterior al inicio de la sedimentación de la sucesión cretácica, ha sido reconocida en las rocas del Complejo Arteaga, determinando la formación de numerosos pliegues y cabalgaduras, y el desarrollo de la configuración bloque en matriz (Centeno-García *et al.*, 2003 y 2008).

Con base en su patron estructural, y en su procedencia tanto de una fuente continental como oceánica, las rocas del Complejo Arteaga han sido interpretadas por Centeno-García *et al.* (1993 y 2008) como el registro de un complejo de subducción.

2.5.2. El Complejo Las Ollas

Aflora a lo largo de la costa, en los alrededores de Zihuatanejo (Fig. 14). Las rocas actualmente incluidas en el Complejo Las Ollas por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) fueron originalmente cartografiadas por Vidal-Serratos (1986 y 1991a) como formaciones Camalotito y Lagunillas, Complejo Las Ollas y litodema Papanoa (Fig. 12). Con base en las descripciones reportadas por este autor, la Formación Camalotito aflora en los alrededores del poblado homónimo, e incluye rocas volcánico-sedimentarias metamorfoseadas, tales como filita, metarenisca, metatoba, metalava y metacaliza, en las que se encuentra emplazado un yacimiento de sulfuros masivos nombrado Rey del Cobre (*Copper King*) (Yañez, 1977 en Vidal-Serratos, 1986). La edad de esta formación es controvertida. De Cserna *et al.* (1978) han reportado una edad de isocrona Rb/Sr de roca entera de 311 ± 30 Ma para unos diques-estrato de composición gabroica a monzonítica emplazados en la sucesión metamórfica, lo que indicaría una edad pre-carbonífera para la sedimentación de esta formación. Sin embargo, Yañez (1977, en Vidal-Serratos, 1986) reporta la comunicación oral de de Cserna (1977) sobre el hallazgo de un belemnite de probable edad del Jurásico Tardío, encontrado en la sucesión metamórfica en los alrededores del poblado de El Camalotito (Fig. 12).

La Formación Lagunillas (Vidal-Serratos, 1986 y 1991a) aflora entre los poblados de Zihuatanejo y La Unión (Fig. 12). Está compuesta por una secuencia tipo *flysch*, constituida por lutita, limolita y arenisca interestratificadas, y menor abundancia de material volcánico. Su edad y relación estratigráfica con la Formación Camalotito no están definidas por Vidal-Serratos (1986 y 1991a).

El litodema Papanoa (Vidal-Serratos, 1986) aflora entre Puerto Escondido y la Loma Baya, y en las cercanías del poblado de Las Ollas (Fig. 12). Se ha descrito por este autor como un conjunto de bloques exóticos, representados por rocas máficas y ultramáficas parcialmente serpentinizadas (dunita, peridotita, anfibolita, gabro, diorita, diabasa y basalto) de edad incierta, las que se han interpretados como fragmentos de un piso oceánico (Vidal-Serratos, 1986).

El Complejo Las Ollas (Vidal-Serratos, 1991a) aflora entre los poblados de El Camalotito y Petatlán, y en los alrededores de Las Ollas (Fig. 12). De acuerdo con la descripción reportada por Vidal-Serratos (1991a), está compuesto por una secuencia tipo *flysch* metamorfoseada, en la que se encuentran incluidos los bloques exóticos del litodema Papanoa, y, en menor medida, bloques de la Formación Camalotito. Su edad y relación estratigráfica con la Formación Lagunillas no están definidas por este autor.

Posteriormente a los trabajos de Vidal-Serratos, Delgado *et al.* (1992) obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 112 ± 3 Ma, para una hornblendita procedente del complejo máfico-ultramáfico de Papanoa-Puerto Escondido (Fig. 12). Estos autores interpretan las rocas máficas-ultramáficas de esta región como las raíces de un arco magmático del Cretácico Inferior, emplazadas diapíricamente como consecuencia de su serpentinización pervasiva, la que determinó su disminución de densidad y aumento de volúmen.

Talavera-Mendoza (2000) agrupa en el Complejo Las Ollas todas las rocas descritas anteriormente, con excepción de los afloramientos de la Formación Lagunillas expuestos en la playa Linda, que fueron considerados por este autor como parte de la sucesión cretácica no metamórfica de Zihuatanejo (Fig. 15).

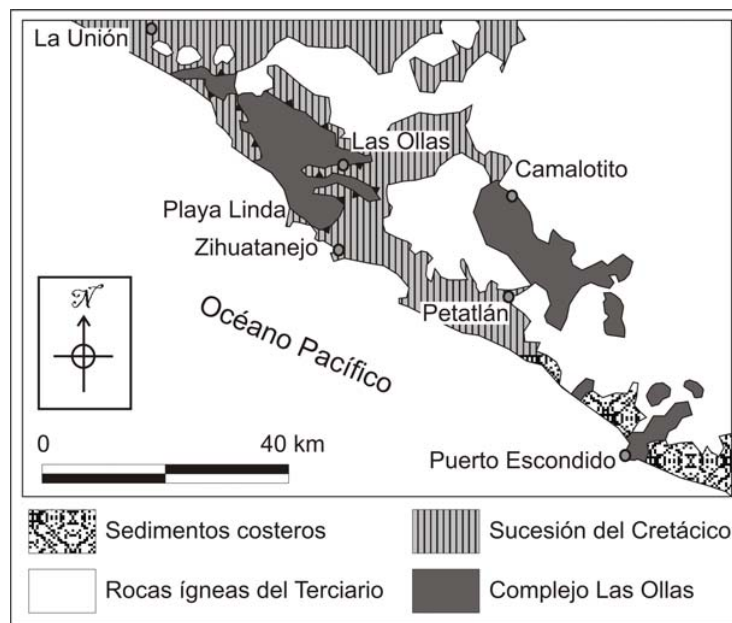


Figura 15 – Mapa geológico simplificado de la región de Zihuatanejo, donde se muestra la distribución de los afloramientos del Complejo Las Ollas (modificado de Talavera-Mendoza, 2000).

Talavera-Mendoza (2000) describe el Complejo Las Ollas como un melánge tectónico, representado por un apilamiento de napas imbricadas con vergencia hacia el SW, constituidas por bloques exóticos de caliza, cuarcita, radiolarita, toba, basalto almohadillado, anfibolita, gabro y rocas

ultramáficas serpentinizadas, en una matriz de rocas flyschoides y serpentina. Este autor infiere una edad del Cretácico Inferior para las rocas de este complejo, y propone una relación de contacto por cabalgadura, con la sobreyacente sucesión cretácica no metamórfica de Zihuatanejo (Fig. 15). Con base el porcentaje de los elementos mayores y trazas obtenidos para unos basaltos, gabros de hornblenda, y hornblenditas, Talavera-Mendoza (2000) propone que los bloques máficos y ultramáficos incluidos en este complejo representan olistolitos de un arco volcánico, relacionable con el arco de Zihuatanejo. Adicionalmente, este autor documenta una paragénesis de glaucofana \pm lawsonita \pm tremolita \pm Mg-clorita \pm mica blanca \pm albita, para algunos afloramientos de extensión limitada a lo largo de la costa de Puerto Escondido (Figs. 12 y 15), la que indicaría el metamorfismo de una o más napas de la pila tectónica en condiciones de alta presión/baja temperatura ($P = 5-7$ kbars y $T = 200^{\circ}-330^{\circ}$ C).

Al igual que Talavera-Mendoza (2000), Centeno-García *et al.* (2003) excluyen las rocas de la Formación Lagunillas del Complejo Las Ollas, y las consideran parte de la sucesión cretácica no metamórfica de Zihuatanejo. Además, estos autores reportan la presencia de abundantes micas detríticas de Jurásico en las arenicas de esta formación.

Finalmente, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado edades U-Pb entre $2,730 \pm 10$ y 377 ± 5 Ma para zircones detríticos procedentes de una arenisca de la Formación Lagunillas, colectada en la Playa Linda (Fig. 12). Con base en dichas edades, estos autores han sugerido que las rocas de la Formación Lagunillas no pertenecen a la sucesión cretácica de Zihuatanejo como inferido previamente, sino más bien a su basamento.

Con base en su configuración estructural, en su procedencia tanto de una fuente continental como oceánica, y en la presencia de paragénesis de alta presión/baja temperatura, las rocas del Complejo Las Ollas han sido interpretadas por Vidal (1986) y Talavera-Mendoza (2000) como un complejo de subducción.

2.5.3. La sucesión metamórfica de Tzitzio

Aflora entre los poblados de Tzitzio y El Limón de Papatzingán (Fig. 14), en el núcleo de un grande anticlinal con orientación \sim N-S, y subyace en contacto estratigráfico discordante a la sucesión cretácica del terreno Zihuatanejo (Morales-Gómez, 2005). Se conforma por una sucesión metaturbidítica, compuesta por filita negra y morada, metarenisca rica en cuarzo y escasos niveles de pedernal, que presentan un grado metamórfico bajo en facies esquistos verdes (Morales-Gómez, 2005).

Las rocas de esta sucesión presentan evidencia de un evento de plegamiento anterior a la deposición de la sucesión cretácica del terreno Zihuatanejo, el cual determina la formación de una foliación de plano axial, desarrollada paralelamente a la superficie de estratificación (Morales-Gómez, 2005).

La edad de estas rocas se desconoce en detalle. Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado edades U-Pb entre 200 ± 8 y $2,781 \pm 17$ Ma para zircones detríticos de una metaarenisca colectada en proximidad del poblado de Tzitzio, lo que constriñe la deposición y la deformación de estas rocas entre el final de Triásico y el Jurásico Tardío.

Con base en su posición estratigráfica, litología, metamorfismo y edad, las rocas de la sucesión metamórfica de Tzitzio han sido corelacionadas por Morales-Gómez (2005) y Centeno-García *et al.* (2008) con la matriz del Complejo Arteaga (litofacies Varales).

2.5.4. La Formación Río Placeres

Fue introducida por Pantoja-Alor (1990) para indicar una sucesión de rocas metasedimentarias, que afloran de manera discontinua en los alrededores del poblado de Pinzán Morado, ~40 km al sur de Huetamo (Fig. 14). Está constituida por una sucesión metaturbidítica, compuesta por filita negra y morada, metarenisca, metacaliza y metalava, que presentan un grado metamórfico bajo en facies esquistos verdes (Pantoja-Alor, 1990). Las rocas de la Formación Río Placeres se encuentran aflorando a lo largo de los bordes del batolito de Placeres del Oro, por lo que Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) han sugerido que los afloramientos de esta formación representan colgantes de techos, exhumados durante el emplazamiento de dicho cuerpo intrusivo. La edad, posición estratigráfica y estructura interna de las rocas de esta formación son actualmente desconocidas. Con base en la afinidad litológica y metamórfica, Centeno-García *et al.* (2003 y 2008) sugieren la correlación estratigráfica entre las rocas de la Formación Río Placeres y las sucesiones metamórficas que afloran en el núcleo del pliegue de Tzitzio, y en la región de Arteaga.

2.5.5. El esquistos Tejupilco

En la región de Tejupilco, las rocas metamórficas afloran en el núcleo de un anticlinorio con orientación ~N-S, por debajo de la sucesiones cretácicas de los terrenos Arcelia y Teloloapan (Elías-Herrera *et al.*, 2000) (Fig. 14). Esta sucesión, definida como Esquistos Tejupilco por Elías-Herrera *et al.* (2000), está constituida por filita, cuarzofilita, esquistos sericítico, cuarcita y metalava calcialcalina, desde máfica a riolítica, presentando un metamorfismo de bajo grado en facies esquistos verdes (Elías-Herrera *et al.*, 2000). La sucesión metamórfica de Tejupilco está cortada por el pequeño intrusivo de Tizapa, para el cual Elías-Herrera *et al.* (2000) han reportado una edad U-Pb en zircón de ~185 Ma, que asigna a estas rocas una edad mínima del Jurásico Inferior.

Las rocas metamórficas de Tejupilco presentan una deformación polifásica compleja, la cual ha sido estudiada en detalle por Elías-Herrera (2003). Según este autor, el evento de deformación más antiguo determinó el plegamiento isoclinal de la sucesión metamórfica, y el desarrollo de una foliación penetrante de plano axial. Las estructuras relacionadas con esta fase de acortamiento están cortadas por el intrusivo de Tizapa, el cual, por lo tanto, constriñe en el Jurásico Inferior la edad mínima de dicha deformación.

Las rocas metamórficas de Tejupilco se han interpretado de manera controvertida. Campa y Ramírez (1979) y Talavera-Mendoza *et al.* (1995) han sugerido que estas rocas forman parte de la sucesión volcánico-sedimentaria cretácica del arco de Teloloapan. Sin embargo, con base en la edad y relaciones de corte del intrusivo de Tizapa, Elías-Herrera *et al.* (2000) consideran la sucesión volcánico-sedimentaria metamorfoseada de Tejupilco como parte del basamento pre-cretácico, arriba del cual se desarrolló la sucesión cretácica de arco del terreno Teloloapan.

2.5.6. Origen de las sucesiones del basamento del terreno Guerrero

La paleogeografía de las sucesiones del basamento del terreno Guerrero durante el Mesozoico Inferior y Medio, así como las causas de su deformación pre-cretácica, son actualmente controvertidas. Dickinson y Lawton (2001) han considerado que las sucesiones del Triásico-Cretácico Temprano del terreno Guerrero se formaron en un ambiente intraoceánico, lejos de la margen continental de Oaxaquia (distancia mínima estimada en 2500-5000 km), a lo largo de la cual fueron acrecionadas, sucesivamente, durante el final del Cretácico Inferior, por medio de la subducción progresiva tanto hacia el este como al oeste de una placa oceánica, nombrada placa Mezcalera (Fig. 16). Según estos autores, las metaturbiditas del Complejo Arteaga representarían un prisma de acreción Jurásico, formado durante la subducción hacia el oeste a lo largo la margen oriental del superterreno Guerrero (Fig. 16).

Por otro lado, con base en la afinidad litológica y estructural, y en la presencia de poblaciones de zircón con edades comparables con las disponibles actualmente para las rocas del Complejo Acatlán y Oaxaquia, Centeno-García *et al.* (2008) han recientemente propuesto que las rocas de los complejos Las Ollas, Arteaga, de la sucesión metamórfica de Tzitzio y de la Formación Río Placeres representan partes diferentes de un mismo abanico turbidítico (abanico de Potosí), depositado durante el Triásico a lo largo del margen occidental de Oaxaquia, que, según estos autores, actuó durante este periodo como un margen pasivo (Fig. 17). De acuerdo con Centeno-García *et al.* (2008), la deformación y el metamorfismo de las sucesiones metamórficas ocurrió durante el Jurásico temprano, anteriormente a los 180 Ma, por medio de la acreción de un arco insular intraoceánico, probablemente representado por el arco de Alisitos (Fig. 17).

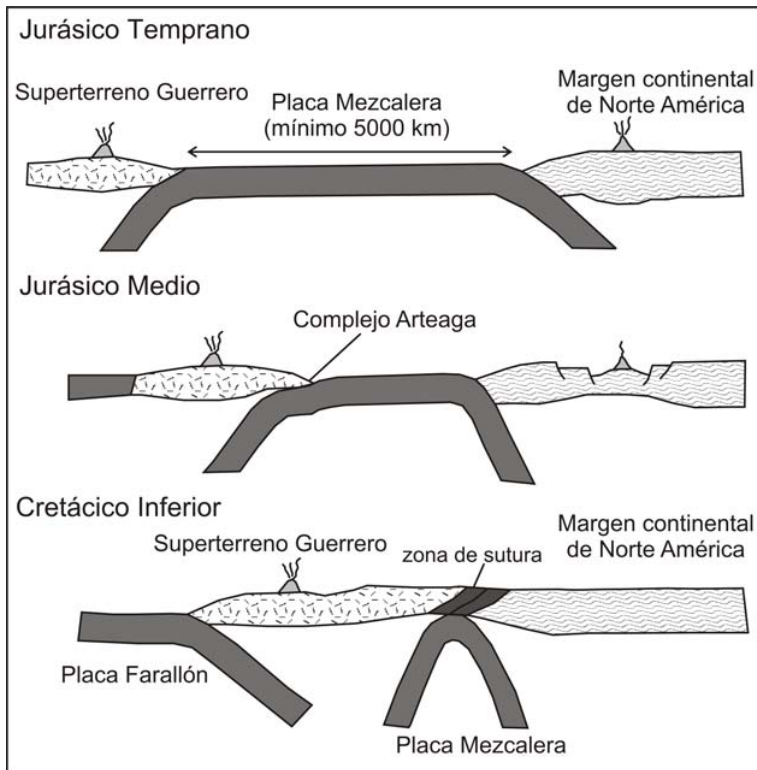


Figura 16 – Evolución geodinámica propuesta para el superterreno Guerrero ente el Jurásico y Cretácico Inferior (tomado de Dickinson y Lawton, 2001).

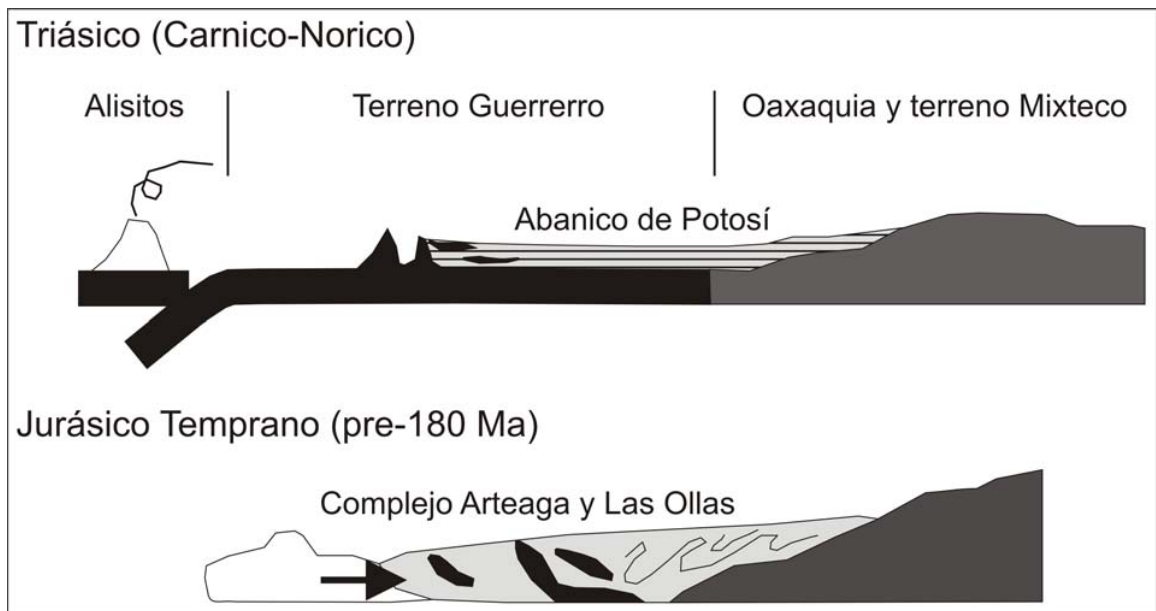


Figura 17 – Modelo simplificado propuesto por Centeno-García *et al.* (2008) para la deposición y deformación de las sucesiones metamórficas del basamento del terreno Guerrero.

2.6. La deformación Laramide en el suroeste de México

El trabajo de campo realizado en las últimas dos décadas en el sur de México ha permitido a varios autores reconocer que, tanto las rocas metamórficas del basamento del terreno Guerrero, como las sucesiones volcano-sedimentarias cretácicas que afloran desde Huetamo hasta la PGM, se encuentran desde moderadamente a intensamente deformadas, formando un cinturón de pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con una orientación dominante ~N-S (Elías-Herrera *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000a, Cerca *et al.*, 2007) (Fig. 18), el cual ha sido comúnmente asociado con la orogenia Laramide (Pantoja-Alor, 1959; Lang *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000a y b; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). De acuerdo con los datos reportados en la literatura, en el suroeste de México, el patrón de deformación laramídico representa el resultado de dos eventos de plegamiento mayores, caracterizados por vergencias opuestas (Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Cabral-Cano *et al.*, 2000a; Elías-Herrera, 2003; Cerca *et al.*, 2007).

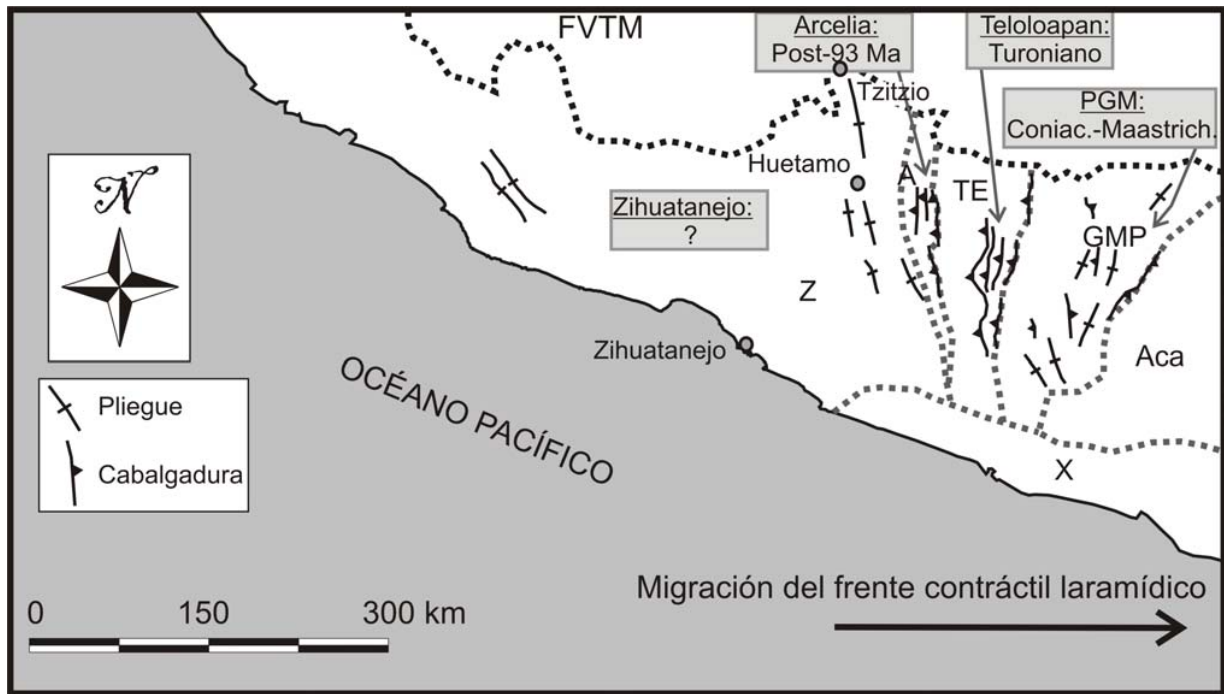


Figura 18 – Mapa esquemático de las estructuras de acortamiento laramídicas desarrolladas durante el Cretácico Superior entre la PGM y la costa pacífica del sur de México (recopilada de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006 y Cerca *et al.*, 2007). En la figura se presentan las edades estimadas para el evento de acortamiento en las diferentes regiones (véase Nieto-Samaniego *et al.*, 2006 y Cerca *et al.*, 2007 para una síntesis). Aca: Complejo Acatlán; PGM: Plataforma Guerrero-Morelos; X: terreno Xolapa; TE: terreno Teloloapan; A: terreno Arcelia; Z: terreno Zihuatanejo; FVTM: Faja Volcánica Transmexicana.

2.6.1. Primera fase de deformación Laramide

El primer evento produjo la deformación más predominante y conspicua del suroeste de México, determinando el plegamiento y el cabalgamiento principal de las sucesiones mesozoicas, con un sentido de transporte dominante hacia el E y NE (Campa y Ramírez, 1979; Cabral-Cano *et al.*, 2000a; Elías-Herrera *et al.*, 2000; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cerca *et al.*, 2007; Fitz-Díaz *et al.*, 2008). En la PGM y en el terreno Teloloapan, la edad de este evento de deformación está bien marcada por la finalización de la sedimentación calcárea, representada por las formaciones Morelos y Amatepec, y la deposición de las turbiditas de las formaciones Mexcala y Pachivia, consideradas por varios autores como el registro de la sedimentación sin-tectónica relacionada con el acortamiento (Fries, 1960; Lang y Frerichs, 1998; Hernández-Romano, 1999; Cabral-Cano *et al.*, 2000a y b). Las edades reportadas para el inicio de la deposición de las turbiditas van desde el Maastrichtiano Inferior en la parte oriental de la PGM (Perrilliat *et al.*, 2000), pasando por el Santoniano en su parte central (Hernández-Romano, 1997), hasta el Turoniano en el terreno Teloloapan (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 2004), indicando la progresiva migración de la deformación hacia el oriente, como sugerido originalmente por de Cserna *et al.* (1980) y posteriormente por Nieto-Samaniego *et al.* (2006).

En la región de Arcelia, el acortamiento principal ocurrió posteriormente a los 93 Ma, edad reportada por Elías-Herrera *et al.* (2000) para las lavas plegadas de este terreno. Aunque en esta región, la edad del primer evento de deformación está pobremente constreñida, los datos actualmente disponibles son aparentemente compatibles con la migración hacia el este del frente contráctil de la orogenia Laramide.

Más al occidente, en el terreno Zihuatanejo, la edad de la deformación Laramide no está constreñida. En la región de Huetamo, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) han reportado que la sucesión cretácica no presenta evidencia de deformación. Sin embargo, Pantoja-Alor (1959) y Campa y Ramírez (1979) han reportado grandes pliegues kilométricos con orientación ~N-S desarrollados en calizas, los que documentan un evento de acortamiento importante en esta región, cuya edad ha sido constreñida preliminarmente entre el Cretácico Tardío y el Terciario Temprano (Campa *et al.*, 1978). Más recientemente, Morales-Gómez (2005) ha realizado un análisis estructural de los pliegues y fallas que afloran entre los poblados de Tzitzio y Huetamo. Este autor sugiere que los pliegues de esta región se formaron posteriormente al Cretácico Tardío bajo un régimen de transpresión, relacionado con la actividad de un sistema principal de fallas laterales derechas con orientación N-S.

No se han publicado actualmente estudios sobre la deformación de la región de Zihuatanejo. Vidal-Serratos (1986) y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) han reportado que la sucesión

cretácica de esta región no se encuentra deformada, sino sólo debilmente basculada, formando un sistema monoclinal.

2.6.2. Segunda fase de deformación Laramide

En la PGM y en los terrenos Teloloapan y Arcelia, ha sido documentado un segundo evento de acortamiento, el cual determinó el desarrollo de pliegues abiertos y cabalgaduras en las sucesiones mesozoicas previamente deformadas, de acuerdo con un sentido de transporte dominante hacia el poniente (Cabral-Cano *et al.*, 2000b; Salinas-Prieto *et al.*, 2000; Cerca *et al.*, 2007; Fitz *et al.*, 2008). La edad de esta fase de deformación ha sido pobremente constreñida en el Paleoceno-Eoceno Temprano por Salinas-Prieto *et al.* (2000). Más recientemente, Cerca *et al.* (2007) han documentado que parte de estas estructuras (por ejemplo la falla de Papalutla) se desarrollaron en el Paleoceno, durante un fase de transpresión incompatible desde el punto de vista cinemático con el evento laramídico. Consecuentemente, de acuerdo con estos autores, las estructuras tardolaramídicas con vergencia hacia el oeste se desarrollaron durante el final del Cretácico.

2.6.3. Modelos propuestos para el origen de la Orogenia Laramide en el suroeste de México

El origen de los esfuerzo que produjeron el primer evento de acortamiento laramídico es todavía objeto de controversia. La mayoría de los autores han considerado que el primer evento de acortamiento está relacionado con la acreción del terreno Guerrero a lo largo de la margen continental de Norte América (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.* 2007). Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han propuesto que las sucesiones cretácicas del terreno Guerrero representan el registro de un sistema multiarco complejo, desarrollado durante el Cretácico Inferior y el inicio del Cretácico Superior en parte sobre litósfera oceánica (terrenos Teloloapan y Arcelia) y en parte sobre las metaturbiditas de los complejos Arteaga y Las Ollas (terreno Zihuatanejo) (Fig. 19). De acuerdo con este modelo, entre la PGM y Zihuatanejo se desarrollaron, durante el Cretácico Inferior, cuatro arcos magmáticos, que, desde este a oeste, son: el arco de Taxco, formado a lo largo de la margen continental de Norte América, y los arcos de Teloloapan, Arcelia y Zihuatanejo, desarrollados en un ambiente intraoceánico al oeste de la paleotrinchera pacífica de Norte América (Fig. 19). Según Talavera-Mendoza *et al.* (2007), estos arcos estarían relacionados con cuatro zonas de subducción distintas, caracterizadas por una vergencia hacia el este en Zihuatanejo y Arcelia, mientras que los arcos de Teloloapan y Taxco se formarían por la subducción de una misma placa oceánica con doble vergencia, tanto al oeste en Teloloapan, como al este en Taxco (Fig. 19). De acuerdo con este modelo, la acreción y amalgamación de los arcos cretácicos a lo largo de la

margen de Norte América ocurrió entre el CenomanianoTardío y el Turoniano para los arcos de Arcelia y Teloloapan, y en el Maastrichtiano-Paleoceno para el arco de Zihuatanejo (Fig. 19).

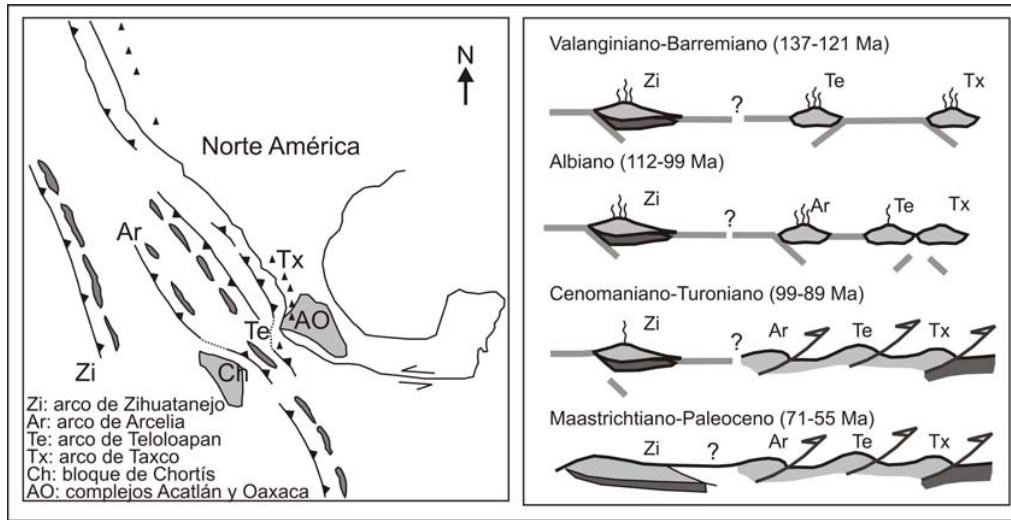


Figura 19 – Modelo propuesto por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) para la evolución tectónica del terreno Guerrero entre el Valanginiano y el Paleoceno.

Un modelo en algunos aspectos parecido al de Talavera-Mendoza *et al.* (2007), ha sido propuesto recientemente por Centeno-García *et al.* (2008) (Fig. 20).

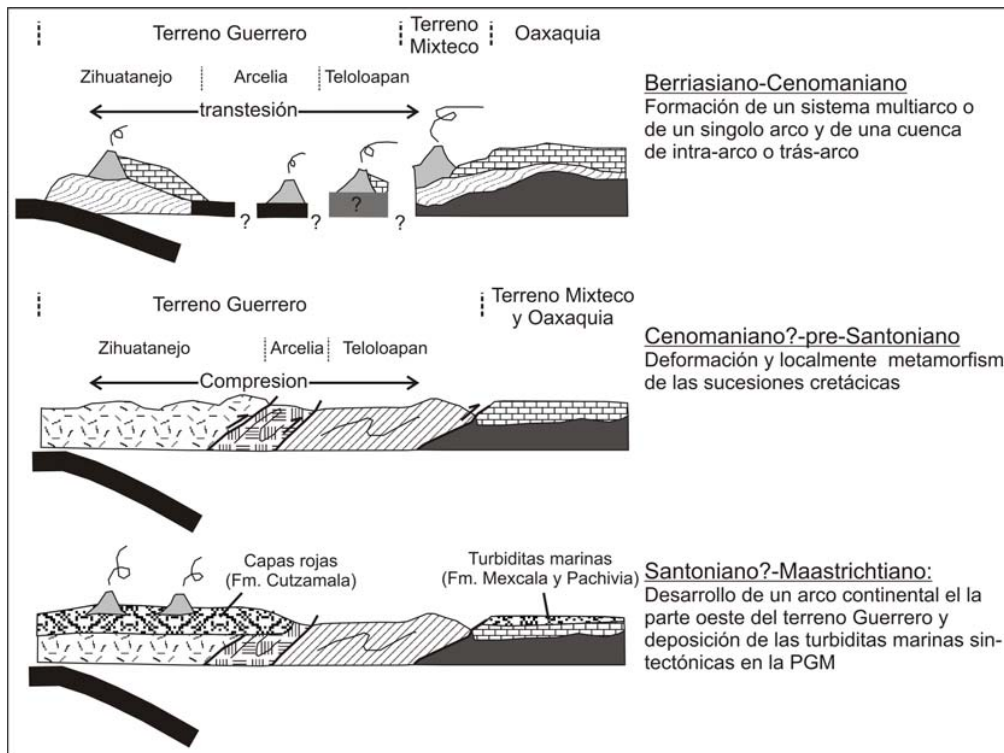


Figura 20 – Modelo propuesto por Centeno-García *et al.* (2008) para la evolución tectónica del terreno Guerrero durante el Cretácico.

Sin embargo, aunque la paleogeografía del Cretácico Inferior propuesta en estos dos modelos es idéntica, Centeno-García *et al.* (2008) sugiere la posibilidad que los arcos cretácico de Taxco y del terreno Guerrero podrían representar el registro de la subducción de una única placa oceánica hacia el este, cuyo retroceso determinaría la progresiva migración del magmatismo de arco en el tiempo y en el espacio, y desencadenaría la extensión en el terreno Guerrero. Por otro lado, estos autores especifican también que la propuesta de una subducción única tiene la limitante de que, en algunos casos, la actividad magmática de los diferentes arcos que componen el terreno Guerrero ocurrió simultáneamente, lo que impondría más bien la presencia de zonas de subducción múltiples. Por ejemplo, los datos disponibles, indican una actividad magmática de arco bastante continua durante el Neocomiano en el terreno Zihuatanejo, la que se traslapa en parte con el magmatismo de arco documentado en la PGM y en el terreno Teloloapan. Según Centeno-García *et al.* (2008), la amalgamación final de los arcos cretácicos a lo largo de la margen de Norte América ocurrió entre el Santoniano y el Maastrichtiano (Fig. 20). Sin embargo, estos autores consideran que el inicio del acortamiento en las rocas volcano-sedimentaria del terreno Guerrero ocurrió a partir del Cenomaniano, anteriormente a la deposición de las capas rojas de la Formación Cutzamala y de las turbiditas de la Formación Mexcala (Fig. 20).

De manera alternativa, los modelos geodinámicos propuestos por Tardy *et al.* (1994) y Dickinson y Lawton (2001) sugieren que las sucesiones volcánico-sedimentarias cretácicas del terreno Guerrero, o parte de estas, representan el registro de un arco magmático, desarrollado lejos de la margen de Norte América, asociado a la subducción hacia el oeste de una placa oceánica extensa (2500-5000 km mínimos de largo estimados para la placa Mezcalera en Dickinson y Lawton, 2001) (Figs. 16 y 21).

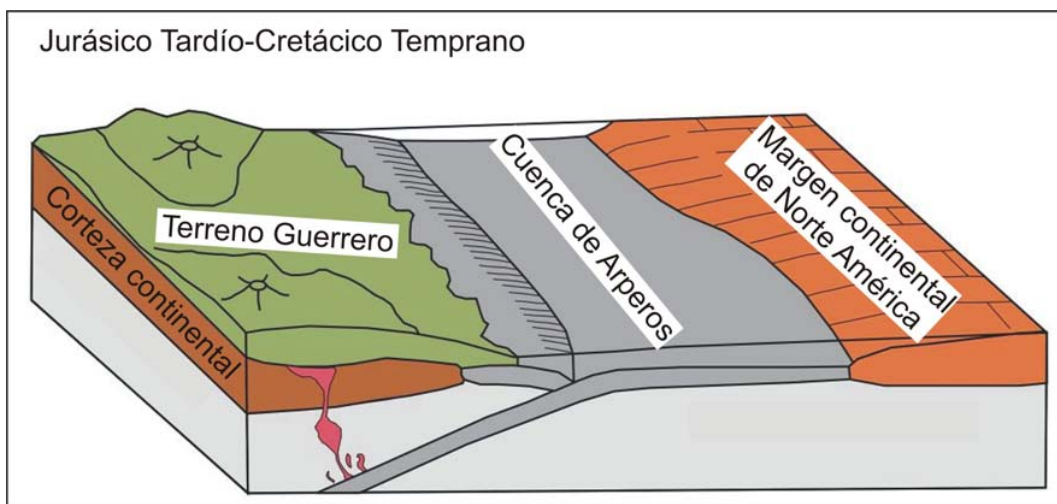


Figura 21 – Modelo propuesto por Tardy *et al.* (1994) para la evolución tectónica del terreno Guerrero durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano.

Según estos autores, la acreción del terreno Guerrero, y el acortamiento principal de las sucesiones volcano-sedimentarias mesozoicas, ocurrió al final del Cretácico Inferior (Tardy *et al.*, 1994, Dickinson y Lawton, 2001).

Por otro lado, otros autores consideran que el estilo estructural observado en el suroeste de México involucra deformación de cobertura, cuyos patrones cruzan las fronteras de los supuestos terrenos (Lang *et al.*, 1996; Cabral-Cano *et al.*, 2000a y b), lo que contrasta con la idea de que la geometría de la deformación debería ser fuertemente dependiente de la geometría de los bloques alóctonos involucrados. Con base en estas consideraciones, los autores citados han sugerido que las sucesiones cretácicas del terreno Guerrero se desarrollaron arriba de la margen continental adelgazada de Norte América, representada en este caso por el complejo Acatlán (Fig. 22). Este escenario impone que las estructuras del primer evento de acortamiento representen el resultado de una deformación de piel delgada, producida, por analogía con las estructuras laramídicas de las otras regiones de la Cordillera de Norte América, por una mezcla de varios factores, tales como la subducción plana y el incremento de la velocidad de subducción a lo largo de la margen continental. Más recientemente, también Solari *et al.* (2007) proponen dichos factores como causa posible para la Orogenia Laramide en el sur de México.

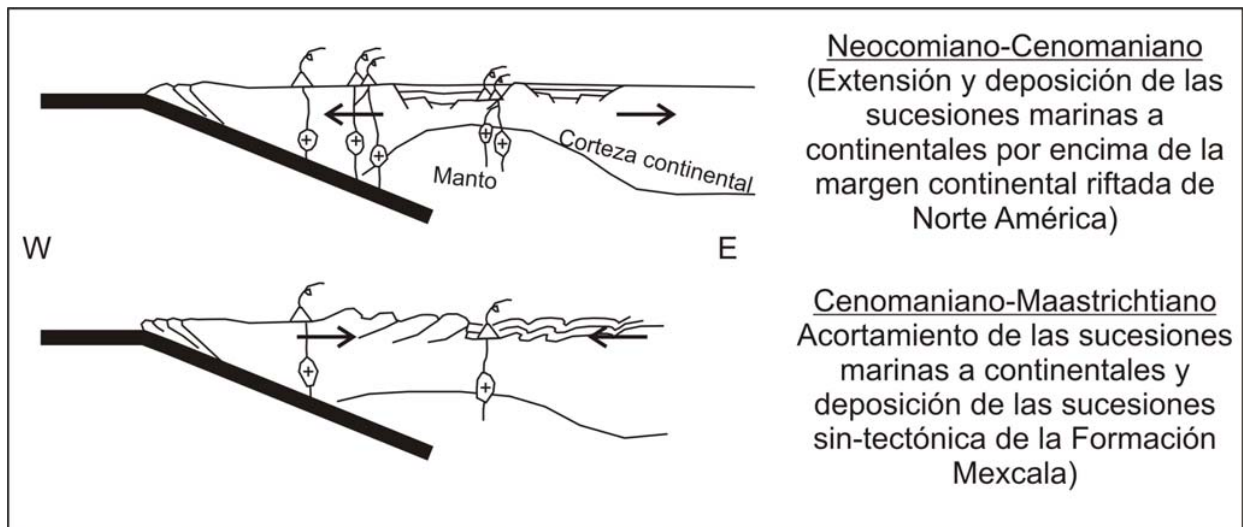


Figura 22 – Modelo propuesto por Cabral-Cano *et al.* (2000b) para la evolución tectónica del terreno Guerrero entre el Cretácico Temprano y el Terciario Temprano.

Un modelo alternativo, propuesto por Cerca *et al.* (2007), sugiere que la deformación Laramide en el suroeste de México es el resultado de la entrada del arco y la meseta del Caribe entre Norte y Sur América durante el Cretácico Superior, la que provocó su colisión con las márgenes continentales, dando origen al cinturón laramídico en el sur de México.

También la segunda fase de acortamiento laramídico ha sido interpretada de manera controvertida en la literatura. Salinas-Prieto *et al.* (2000) consideran que las estructuras con vergencia hacia el oeste fueron producidas durante un empuje hacia atrás (*backthrust*) como consecuencia del engrosamiento cortical orogénico producido por la acreción de terrenos a lo largo de la margen de Norte América. Por otro lado, Cabral-Cano *et al.* (2000a) consideran que el segundo evento de acortamiento corresponde a un colapso extensional por gravedad del edificio orogénico previamente formado durante la primera fase de acortamiento.

2.7. La deformación del Terciario en el sur de México

El papel de la deformación terciaria en la evolución tectónica del sur de México ha sido subestimado de manera significativa hasta la mitad de los años '90. Sin embargo, el trabajo de campo realizado por varios autores en la última década ha llevado al reconocimiento de una tectónica transcurrente importante en el sur de México, por medio de la identificación de numerosas zonas de cizalla principales, desde dúctiles a frágiles, entre la región de Tzitzio-Huetamo y Huatulco (Fig. 23).

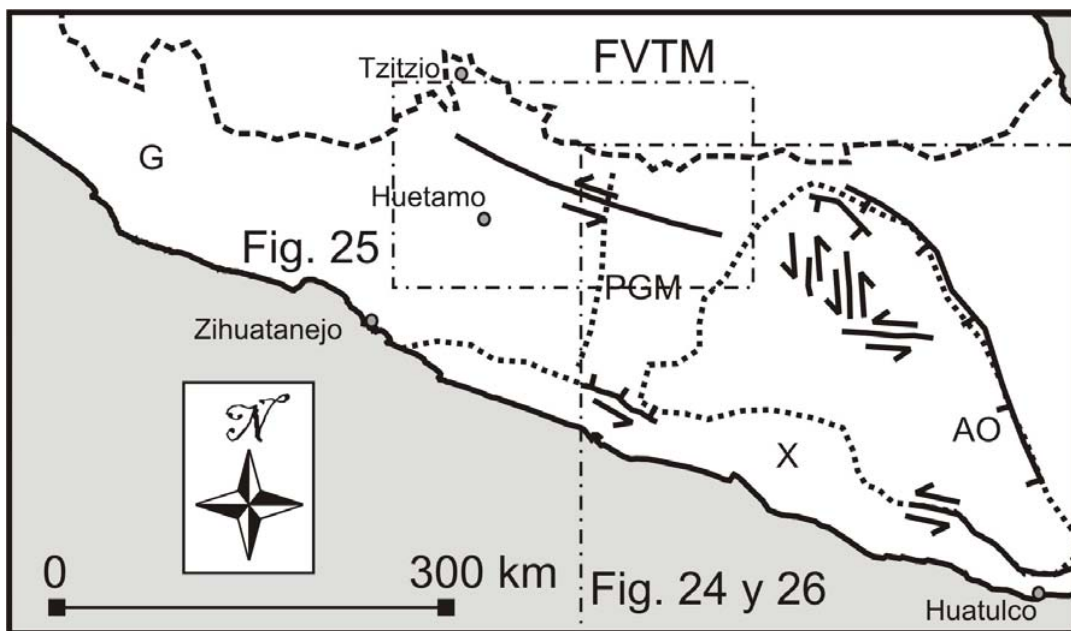


Figura 23 – Mapa esquemático de las fallas mayores del Terciario reconocidas en el sur de México.

Dichas cizallas muestran orientaciones y cinemática diferentes, por lo que difícilmente pueden haberse desarrollado como parte de un campo de esfuerzo regional único (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Con base en la medición de planos de fallas y estrías a escala del afloramiento, Meschede *et al.* (1997), definieron diferentes grupos de fallas, que parecen responder a paleotensores de esfuerzo activos en diferentes tiempos en el sur de México. Sin embargo, el análisis estructuras efectuado por dichos autores no cuenta con una base cartográfica detallada, por lo que la cronología y las direcciones principales de esfuerzo sugeridas por Meschede *et al.* (1997) no son totalmente compatibles con la cronología y la cinemática inferida del estudio de las grandes estructuras en el interior continental (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). Más recientemente, con base en su orientación y cinemática, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) agrupan las zonas de cizalla reconocidas en el sur de México en dos grupos principales, uno caracterizado por una extensión NW-SE y otro por una extensión NE-SW.

2.7.1. Estructuras transcurrentes asociadas con una extensión desde NW-SE a NNW-SSE

Numerosas zonas de cizalla con una orientación paralela a la trinchera pacífica actual, y caracterizadas por una cinemática desde predominantemente lateral izquierda a normal, con una componente lateral izquierda de menor magnitud, han sido reconocidas en el sur de México.

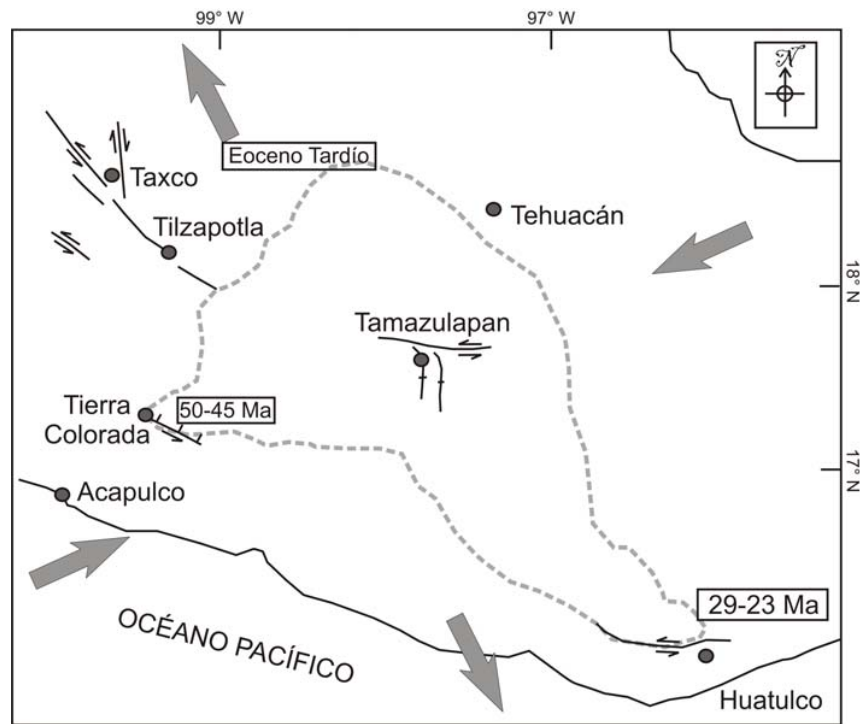


Figura 24 – Estructuras de la parte central de la SMS, compatibles cinemáticamente con una extensión NW-SE (tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Cerca de la costa de Huatulco, Tolson (1998) ha documentado una zona de cizalla principal, nombrada por este autor falla de Chacalapa, la cual presenta una orientación ENE-WSW y una cinemática predominantemente lateral izquierda (Fig. 24). Dicha zona de cizalla determina el desarrollo de un cinturón milonítico en el batolito de ~29 Ma (U-Pb en zircón) de Huatulco, el cual está a su vez cortado por diques granodioríticos no deformados de ~23 Ma (K/Ar en hornblenda) (Tolson, 1998).

Evidencia de una tectónica transcurrente significativa ha sido reportada también por Martiny *et al.* (2002) en la región de Tamazulapán, en la parte occidental de Oaxaca (Fig. 24). En esta región, dichos autores han documentado un sistema de fallas principal con orientación WNW, el cual se encuentra cortando el patrón estructural definido previamente por el acortamiento laramídico, caracterizado por un sistema de pliegues con una orientación dominante ~N-S (Fig. 24). Con base en la deflexión de la traza de los ejes de los pliegues laramídicos a lo largo del sistema de fallas, Martiny *et al.* (2002) han sugerido un desplazamiento lateral izquierdo para esta estructura. La edad de la deformación transcurrente no está bien limitada en esta región.

En la región de Tierra Colorada, Riller *et al.* (1992) han documentado una zona de cizalla mayor, nombrada por estos autores cizalla La Venta-Tierra Colorada (Fig. 24). Dicha cizalla está caracterizada por una dirección principal WNW y un buzamiento de alto ángulo hacia el NNE. Solari *et al.* (2007) han documentado recientemente una cinemática predominantemente normal (techo hacia el NNW) para esta cizalla, asociada con una componente lateral izquierda de menor magnitud, y limitan la edad de la deformación entre 50 y 45 Ma.

En la parte centro-occidental de la SMS, Morán-Zenteno *et al.* (2004) y Ferrari *et al.* (2004) han documentado la presencia de un lineamiento tectono-magmático principal, que se extiende por aproximadamente 200 km desde el Cerro Purungueo hasta el campo volcánico de Huautla (Figs. 23 y 25), con una orientación NW-SE, paralela a la costa pacífica actual. Dicho lineamiento está definido por un sistema principal de fallas laterales izquierdas con orientación NW-SE (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004), a lo largo del cual se encuentran alineados numerosos centros volcánicos silícicos, los principales de los cuales son las calderas Buenavista-Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y La Goleta-Sultepec (Díaz-Bravo, 2008), los campos volcánicos de Taxco (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002), Huaútlá (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) y Nanchititla (González-Cervantes, 2007) y el intrusivo del Cerro Purungueo (Ferrari *et al.*, 2004) (Fig. 25).

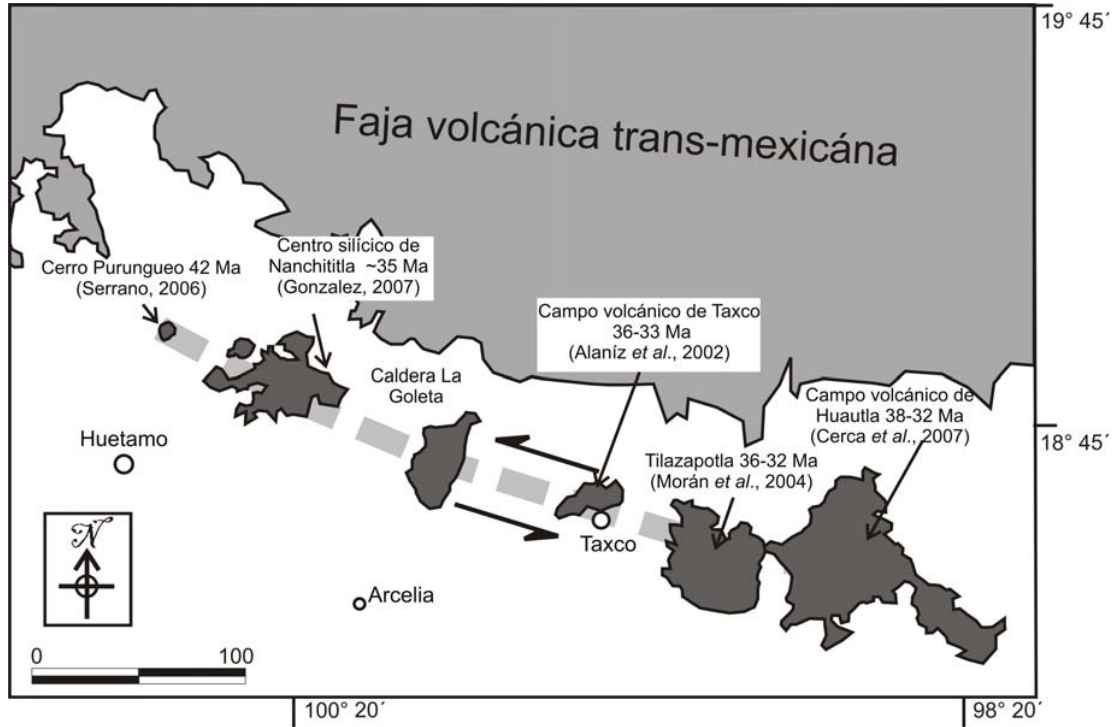


Figura 25 – Lineamiento tectono-magmatico de Huaútlá-Cerro Purungueo (modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 2004).

Morán-Zenteno *et al.* (2004) sugieren que dicho sistema de fallas representa una zona de debilidad cortical mayor, cuya actividad favoreció el ascenso del magma. Alaníz-Álvarez *et al.* (2002) y Morán-Zenteno *et al.* (2004) han reportado una una edad del Eoceno Superior para la transcurrancia izquierda en las regiones de Taxco y Tilzapotla respectivamente.

Más recientemente, Cerca *et al.* (2007) han documentado un evento de acortamiento principal NE-SW a ENE-WSW entre el Maastrichtiano Tardío y el Mioceno, el que produjo el plegamiento y cabalgamiento de las sucesiones de la PGM y de la parte occidental de Oaxaca, anteriormente deformadas durante el acortamiento laramídico, involucrando capas rojas del Terciario. Según estos autores, las estructuras asociadas con este evento de deformación presentan una cinemática incompatible con el patron de deformación laramídico, por lo que se han interpretado como el resultado de un evento de acortamiento distinto, que ocurrió contemporaneamente al desarrollo de las estructuras laterales izquierdas mayores del sur de México. De acuerdo con este escenario, las zonas de cizalla descritas en esta sección serían el resultado de un evento de transpresión regional, asociado con una extensión NW-SE a WNW-ESE (Cerca *et al.*, 2007).

2.7.2. Estructuras mayores asociadas con una extensión NE-SW

Un cambio importante del régimen tectónico en el sur de México ha sido documentado por medio del reconocimiento de fallas mayores, caracterizadas por una orientación y cinemática compatibles con una extensión principal NE-SW (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

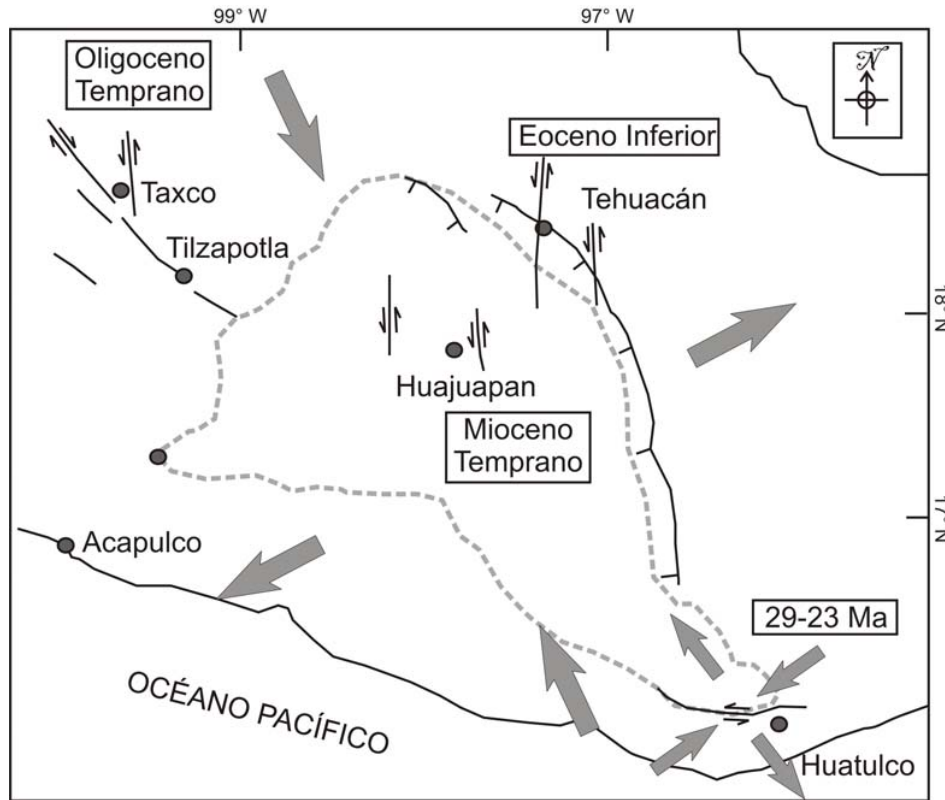


Figura 26 – Estructuras de la parte central de la SMS, compatibles cinemáticamente con una extensión NE-SW (tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

Alaníz-Álvarez *et al.* (2002) han documentado que el sistema de fallas de Taxco, formado durante la fase de transcurrancia izquierda anterior, se reactivó durante el Oligoceno Temprano bajo un régimen lateral derecho, asociado con una extensión principal NE-SW.

Más hacia al este, en los alrededores de Huajuapán (Fig. 26), Morán-Zenteno *et al.* (2000) y Martiny *et al.* (2002) han documentado fallas mayores con una orientación desde N-S a NNW-SSE, caracterizadas por un desplazamiento lateral izquierdo, las que limitan bloques que experimentaron subsidencia y acumulación de depósitos lacustres. Las edades del Mioceno Temprano reportadas por Ferrusquía-Villafranca (2001) para rocas volcánicas intercaladas con dichos depósitos contriñe la actividad del fallamiento en esta región.

Finalmente, Nieto-Samaniego *et al.* (2006) han reportado el reconocimiento de un semigraben con orientación NNW-SSE en la región del valle de Tehuacán (Fig. 26), y asocian esta estructura con la

reactivación de la falla de Oaxaca bajo una extensión NE-SW. La edad K-Ar de ~27 Ma, reportada por estos autores para una toba interestratificada con los depósitos de relleno del semigraben, constriñe la edad de la extensión en esta región (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). Sin embargo, más recientemente, Nieto-Samaniego *et al.* (2007) han reportado que la actividad de dicho sistema de fallas bajo una extensión NE-SW inició anteriormente, a partir del Eoceno Inferior.

2.7.3. El origen de la tectónica transcurrente en el sur de México

Uno de los rasgos más significantes de la transcurrencia en el sur de México es su carácter difuso, que determina el desarrollo de una faja de deformación de por lo menos ~250 km de ancho, orientada paralelamente a la costa pacífica actual (Fig. 23). El origen de dicha deformación representa todavía argumento de debate. Con base en la cinemática y en la aparente migración hacia el este de la deformación lateral izquierda, muchos autores han sugerido que la fase de transcurrencia asociada con una extensión NW-SE representa el resultado del despegue del bloque de Chortís de la placa de Norte América, a partir de una posición inicial entre Puerto Vallarta y el Istmo de Tehuantepec, y su sucesiva migración hacia el este a partir del Eoceno, hasta llegar a su posición actual (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Meschede *et al.*, 1997; Tolson, 1998; Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2008) (Fig. 27).

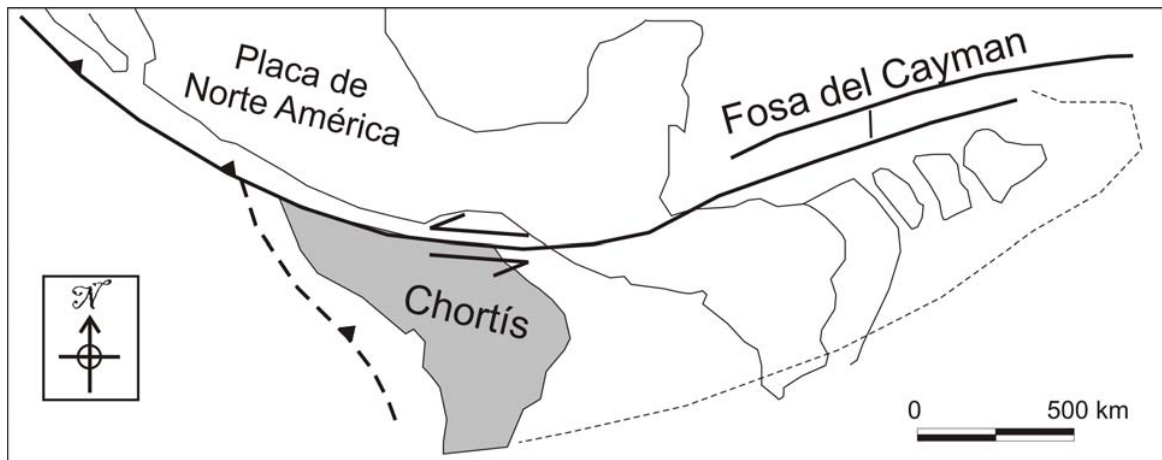


Figura 27 – Reconstrucción tectónica para el Eoceno que muestra la posibilidad de la posición inicial del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México, y su sucesiva migración hacia el este, hasta llegar a su posición actual (modificado de la reconstrucción original de Ross y Scotese, 1988).

Según Cerca *et al.* (2004), el cizallamiento difuso lateral izquierdo paralelo a la trinchera actual representaría el estadio inmaduro del desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe. De acuerdo con este escenario, la transcurrencia derecha asociada con una extensión NE-SW ha sido

interpretada como el resultado de la progresiva liberación de la margen continental, durante la migración hacia el este del bloque de Chortís (Cerca, 2004). En la parte oriental del bloque de Chortís, Ritchie y Finch (1984) han documentado una falla mayor, nombrada falla de Guayape, la cual se extiende por ~290 km con una orientación NE-SW (Fig. 28). Para dicha falla se ha reportado un sentido de movimiento lateral izquierdo durante el final del Cretácico (Finch y Ritchie, 1991; Rogers, 2003), mientras que Gordon y Muehlberger (1994) han documentado su reactivación durante el Neógeno bajo un régimen lateral derecho. Con base en correlaciones entre la estratigrafía del terreno Mixteco y del bloque de Chortís, y en la observación de indicadores de desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la falla de Papalutla, Silva-Romo (2008) ha propuesto recientemente que dicha falla representó la continuación hacia el noreste del la falla de Guayape del bloque de Chortís durante el Cretacico (Fig. 28).

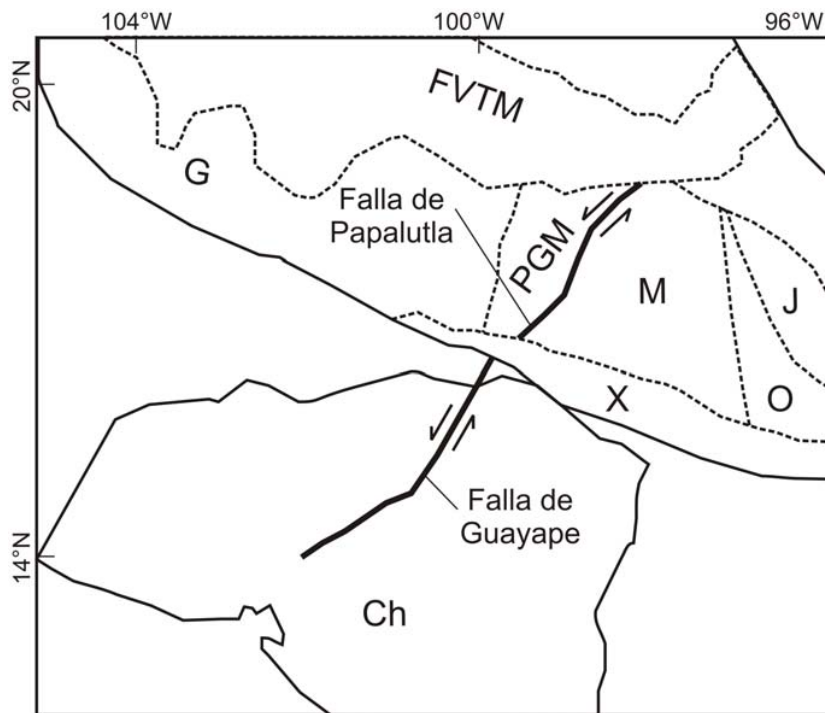


Figura 28 – Restauración del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México propuesta por Silva-Romo (2008). En esta reconstrucción las fallas de Papalutla (sur de México) y de Guayape (bloque de Chortís) constituyen un único sistema transcurrente izquierdo durante el Cretácico. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; G: terreno Guerrero; PGM: Plataforma Guerrero-Morelos; M: terreno Mixteco; X: terreno Xolapa; O: Complejo Oaxaca; J: terreno Juárez; Ch: bloque de Chortís.

La paleoposición del bloque de Chortís frente a la costa del sur de México fue sugerida previamente por otros autores como una necesidad geométrica en las reconstrucciones paleogeográficas relacionadas con la evolución de la placa del Caribe (Malfait y Dinkelman, 1972; Anderson y

Schmidt, 1983; Ross y Scotese, 1988; Pindell *et al.*, 1988; Pindell *et al.*, 2005). Sin embargo, en la última década, varios autores han cuestionado esta hipótesis, sugiriendo que dicha reconstrucción paleogeográfica presenta algunos problemas si se analiza desde la perspectiva de la cinemática de las placas, y de los efectos esperados a lo largo de la margen continental del sur de México (Keppie y Morán-Zenteno, 2005 y referencias incluidas). El problema principal que presenta esta reconstrucción tiene a que ver con la aparente incompatibilidad entre el desplazamiento del bloque Chortís, y la rotación de la placa del Caribe desde el Eoceno hasta el reciente. En los modelos que consideran el Chortís frente a la costa pacífica del sur de México, el desplazamiento inferido para este bloque es hacia el SE (Ross y Scotese, 1988, Pindell *et al.*, 1988, Rogers, 2003), y no hacia el E como parece ser para el resto de la placa del Caribe. Además, considerando esta paleoposición, la migración hacia el este del bloque de Chortís debería de haber producido una deformación transpresiva significativa a lo largo de la margen continental. Sin embargo, en el Golfo de Tehuantepec, Sánchez-Barreda (1981) han documentado una sucesión marina del Cretácico Tardío-Holoceno solo ligeramente deformada, lo que no parece compatible con el sentido de movimiento del bloque de Chortís en condiciones de transpresión (Keppie y Morán-Zenteno, 2005). Con base en estas consideraciones, otros autores han propuesto posiciones alternativas para el bloque de Chortís durante el Cretácico Superior y el Terciario. Con base en la rotación antihoraria de la placa del Caribe alrededor de un polo ubicado cerca de Santiago del Chile, Keppie y Morán-Zenteno (2005) han evaluado la posibilidad que el bloque de Chortís proceda de una posición al suroeste de su posición actual (Fig. 29a).

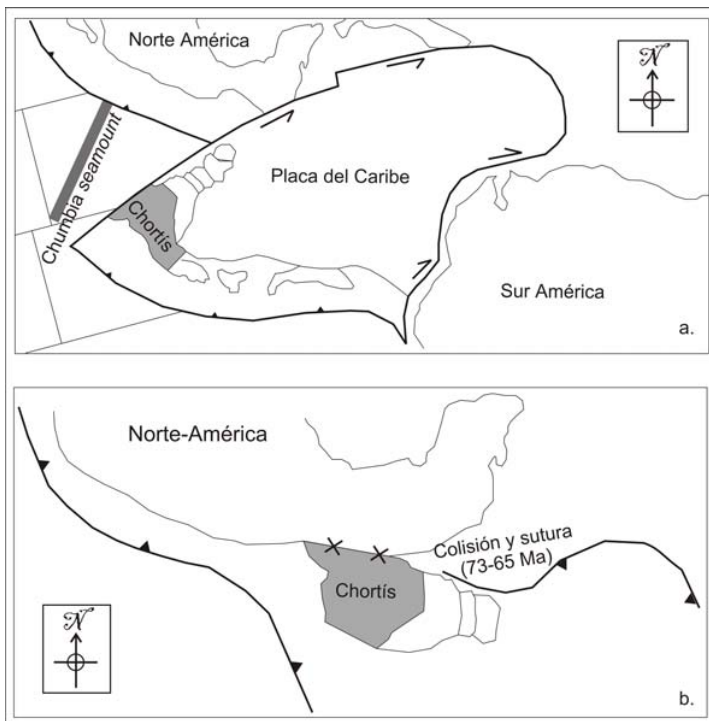


Figura 29 – Reconstrucciones alternativas propuestas para la posición del bloque de Chortís en el Cretácico Tardío-Terciario Temprano. La figura (a.) corresponde a la reconstrucción de Keppie y Morán-Zenteno (2005), la que contempla la posibilidad que el Chortís proceda desde una posición más al suroeste de su posición actual. La figura (b.) corresponde a la reconstrucción de Harlow *et al.* (2004), que propone la colisión del Chortís con el bloque Maya desde el Campaniano.

Por otro lado, la presencia de complejos ofiolíticos de altapresión/baja temperatura, emplazados a lo largo del borde meridional del bloque Maya entre 73 y 65 Ma (Harlow *et al.*, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2004), ha sido interpretada por algunos autores como la evidencia de la colisión del bloque Chortís a lo largo de la margen suroriental de Norte América, lo que constriñiría su posición en el Cretácico Tardío cerca de la posición que ocupa en la actualidad (Harlow *et al.*, 2004; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007) (Fig. 29b). Los modelos que consideran posiciones alternativas para el bloque de Chortís implican que la margen de Norte América haya actuado como una margen convergente durante todo el Cretácico y el Terciario temprano, y, consecuentemente, que la deformación transcurrente del Terciario sea el resultado de una partición de la deformación asociada a la convergencia oblicua a lo largo de la margen del sur de México (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Solari *et al.*, 2007).

2.8. El magmatismo del Cretácico Superior-Terciario en el sur de México

Tanto las sucesiones volcano-sedimentarias del Mesozoico, como los complejos metamórficos anteriormente descritos, se encuentran cubiertos en discordancia angular e intrusionados por las rocas ígneas de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur. Una faja batolítica, representada principalmente por intrusiones granodioríticas y tonalíticas, se desarrolla de manera casi continua a lo largo de la costa pacífica actual (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y 2003) (Fig. 30).

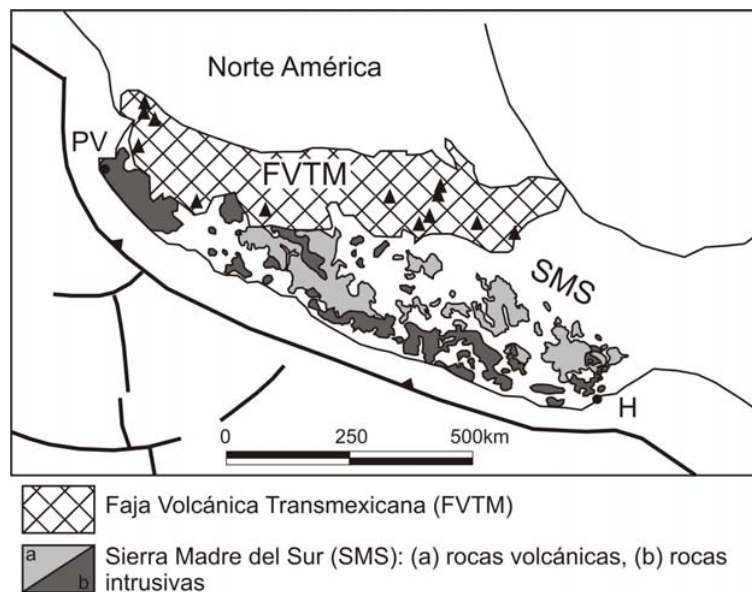


Figura 30 – Distribución de las rocas ígneas de la provincia magmática de la SMS (modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 1999). PV: Puerto Vallarta; H: Huatulco.

Las cubiertas volcánicas dominan en las regiones más internas, donde afloran en modo discontinuo, y muestran una composición variable desde basáltica a riolítica (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y 2003) (Fig. 30). Denominador común de las rocas de esta provincia magmática es su carácter calcalcalino, que las define como típicos productos de arco, asociados a la convergencia a lo largo de la margen continental pacífica del sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y 2003). La presencia abundante de rocas plutónicas del Cenozoico a lo largo de la margen pacífica del sur de México, revela el levantamiento diferencial que ha tenido la margen continental con respecto al interior continental, en donde se encuentran expuestas principalmente secuencias sedimentarias y volcánicas del Cretácico y Cenozoico (Morán-Zenteno *et al.*, 1999 y 2005). Además, la distribución de rocas plutónicas de arco en la zona litoral, y aún en la zona marina cercana a la trinchera (Bellon *et al.*, 1982), sugieren el avance significante de la trinchera pacífica hacia el continente (Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Schaaf *et al.* (1995) han puesto en evidencia que las edades isotópicas disponibles para las rocas magmáticas del sur de México son progresivamente más jóvenes hacia el este, desde Puerto Vallarta (~113 Ma) hasta Huatulco (~21 Ma) (Fig. 31).

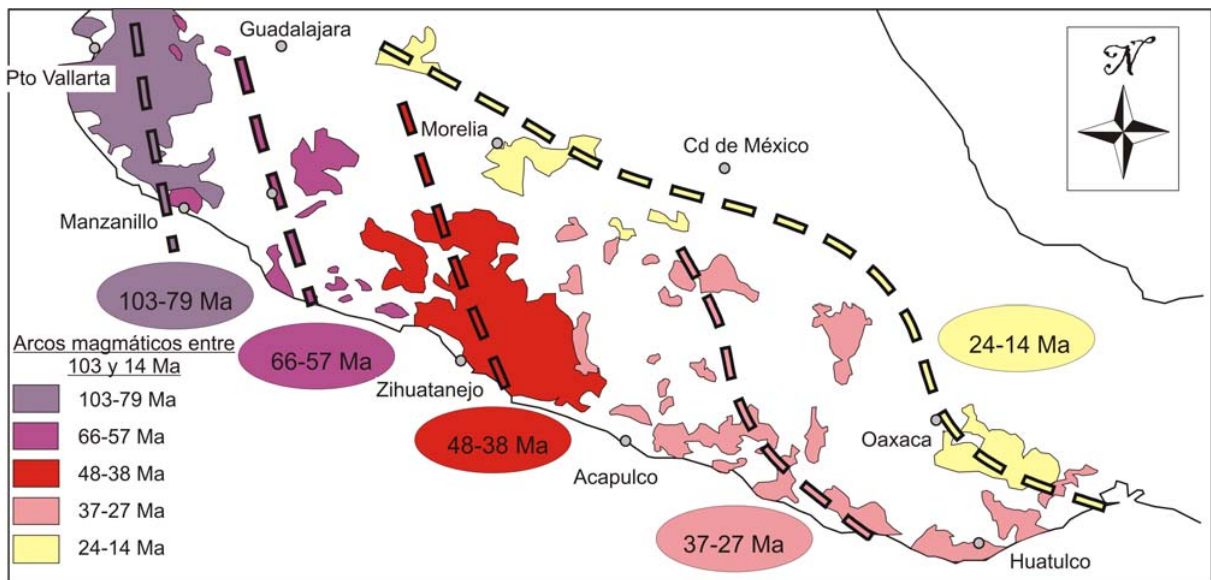


Figura 31 – Mapa esquemático que muestra la migración hacia el este del magmatismo de la SMS, de acuerdo con el modelo propuesto por Schaaf *et al.* (1995) (modificado de Ferrari *et al.*, 2007). Ferrari *et al.* (2007) agrupan las rocas ígneas de esta provincia magmática en cinco grupos de edad, que marcarían la progresiva migración de un eje magmático principal con una orientación NNW.

Schaaf *et al.* (1995) y Ferrari *et al.* (2007) ponen en relación la migración del magmatismo en el sur de México con el desplazamiento hacia el este del bloque de Chortís a lo largo de la trinchera de Acapulco. De acuerdo con este escenario, la presencia de batolitos Cenozoicos cerca de la trinchera

ha sido interpretada por varios autores como el efecto del truncamiento de la margen continental pacífica del sur de México, debida a la remoción del bloque de Chortís (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Sin embargo, algunas edades isotópicas realizadas posteriormente al trabajo de Schaaf *et al.* (1995) imponen reconsiderar el modelo de la migración del magmatismo en el sur de México. Por ejemplo, Ducea *et al.* (2004a) han presentado más recientemente edades U-Pb entre 34 y 25 Ma para los batolitos tanto de la parte occidental que oriental del terreno Xolapa, que, comparadas con las edades U-Pb previas reportadas por Herrmann *et al.* (1994), documentarían más bien un evento magmático continuo a lo largo de la margen del sur de México durante el Eoceno Tardío-Oligoceno. Adicionalmente, las edades entre 66 y 54 Ma, reportadas tanto para las rocas intrusivas como extrusiva de la PGM (Meza-Figueroa *et al.*, 2003; González-Partida *et al.*, 2003; Ducea *et al.*, 2004a; Levresse *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2007), se traslapan con las edades de los productos magmáticos documentadas en la región de Colima (Pantoja, 1983; Murillo y Torres, 1987; Schaaf, 1990), imponiendo la revisión del modelo de la migración del magmatismo propuesto previamente por Schaaf *et al.* (1995). Con base en esta consideración, Solari *et al.* (2007) consideran que las rocas ígneas del Cenozoico de la parte central de la SMS representan el registro de arcos magmáticos subparalelos a la trinchera actual, que se desarrollaron episódicamente como consecuencia del aumento y sucesiva disminución de la inclinación de la subducción a lo largo de la margen del sur de México. De acuerdo con este escenario, Keppie y Morán-Zenteno (2005) han sugerido que el avance de la trinchera hacia el continente pueda ser el resultado de la erosión por subducción de ~150 km de la margen continental, por efecto de la subducción de una cadena de montes marinos (*Chumbia seamount*) (Fig. 29a).

3. Localización del área de estudio y objetivos del trabajo

El área de estudio está situada ~150 km al sur de la ciudad de Morelia, entre los poblados de Huetamo, Mich. y Zihuatanejo, Gro., y se encuentra delimitada por los paralelos $18^{\circ} 45' N$ y $17^{\circ} 15' N$ y los meridianos $102^{\circ} 00' W$ y $100^{\circ} 40' W$ (Fig. 32). Esta región pertenece a la provincia fisiográfica de la SMS, y se encuentra totalmente comprendida dentro del terreno Zihuatanejo (terreno Guerrero), de acuerdo con la distribución y la nomenclatura de los terrenos tectono-estratigráficos del sur de México propuesta por Centeno-García *et al.* (2008). Los poblados más importantes del área de estudio son Ciudad Altamirano, Huetamo, Zihuatanejo y Petatlán (Fig. 32), a los que se accede por las carreteras federales 51 Zitacuaro-Ciudad Altamirano, 139 Ciudad Altamirano-Zihuatanejo y 200 Lázaro Cárdenas-Acapulco.

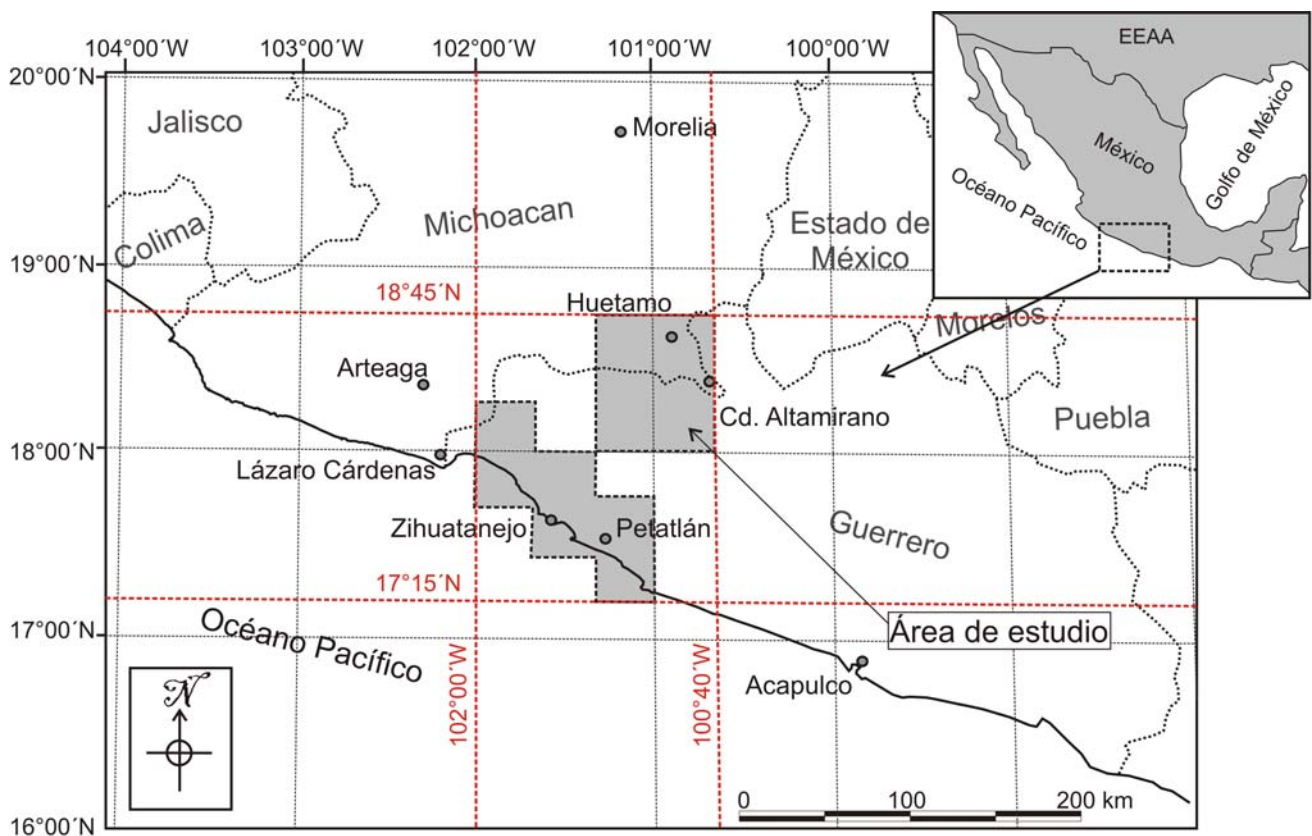


Figura 32 – Mapa de localización del área de estudio (zona en gris).

Como dicho anteriormente en el capítulo 2, la evolución estructural del área comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo no ha sido estudiada en los trabajos anteriores. De Cserna *et al.* (1980) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006) han propuesto la hipótesis de la migración del frente contráctil de la orogenia Laramide en el sur de México, desde oeste a este. Los datos actualmente disponibles para la región comprendida entre el terreno Arcelia y la PGM parecen confirmar dicha migración. Sin embargo, este modelo no contempla la cronología y la cinemática de la deformación de las

sucesiones cretácicas del terreno Zihuatanejo, por lo tanto su aplicabilidad está limitada sólo a una parte de la SMS. Vidal-Serratos (1986) y Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) han reportado que las sucesiones cretácicas del terreno Zihuatanejo no se encuentran deformadas, sino sólo debilmente basculadas, formando un sistema monoclinial. En este caso, la migración de la deformación Laramide ocurriría sólo a partir del terreno Arcelia hacia el este, mientras que las sucesiones cretácicas del terreno Zihuatanejo se caracterizarían por una historia deformativa diferente, por lo menos durante el Cretácico Tardío y el inicio del Terciario. Sin embargo, tanto en las fotos aéreas, como en las imágenes de satélite, es posible observar grandes pliegues kilométricos en el área de estudio, lo que impone una redefinición y un análisis más detallado del patrón estructural de esta región.

Otro punto de controversia está representado por el origen de la orogenia Laramide en el sur de México. La mayoría de los autores concuerda en considerar la acreción del terreno Guerrero a la margen continental de Norte América como la causa principal que produjo el cinturón de pliegues y cabalgaduras laramídico (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.* 2007). Por otro lado, otros autores han propuesto un origen autóctono de las sucesiones mesozoicas del suroeste de México (Cabral-Cano *et al.*, 2000a y b; Elías-Herrera *et al.*, 2000), lo que impone implícitamente que la deformación Laramide en el sur de México pueda ser el resultado de una mezcla de varios factores, tales como la subducción plana y el incremento de la velocidad de subducción a lo largo de la margen continental, así como propuesto explícitamente por Solari *et al.* (2007). Finalmente, Cerca *et al.* (2007) han propuesto que la orogenia Laramide en el sur de México pueda estar relacionada con la entrada de la meseta del Caribe entre Norte y Sur América, la que produjo la deformación de las márgenes continentales. La controversia sobre el origen de la deformación Laramide en el sur de México se debe a que la cronología y la cinemática de la deformación han sido constreñidas en detalle sólo en pocas áreas de la SMS.

Analogamente, como reportado en el capítulo 2, el debate sobre el origen de la transcurrencia izquierda del Terciario es todavía abierto, en cuanto, hasta la fecha, ninguno de los modelos propuestos en los trabajos previos puede explicar de manera exhaustiva el complejo marco tectónico reconocido en el sur de México. También en este caso, la controversia sobre el origen de la deformación terciaria se debe a que la cinemática y cronología de la deformación han sido analizadas en detalle sólo para un número limitado de localidades. Además, muchos de los modelos propuestos imponen la posición del bloque de Chortís en frente a la margen pacífica del sur de México (Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Meschede *et al.*, 1997; Tolson, 1998; Cerca *et al.*, 2004;

Nieto-Samaniego *et al.*, 2006; Cerca *et al.*, 2008, Siva-Romo, 2008). Sin embargo, la posición de este bloque en el Cretácico y Terciario Temprano no está todavía constreñida en detalle.

Con base en lo dicho anteriormente, los objetivos del presente trabajo son:

- i. determinar la presencia o menos de estructuras contráctiles en el área de estudio, compatibles desde el punto de vista cinemático y cronológico con la deformación laramídica en el sur de México. En caso afirmativo, definir la geometría, cinemática y cronología de dicha fase de deformación, para comprobar o descartar el modelo de migración del frente contráctil de la orogenia Laramide en el sur de México.
- ii. Analizar la compatibilidad entre la cronología de la deformación Laramide en el sur de México y los modelos propuestos en los trabajos previos.
- iii. Determinar la presencia o menos en el área de estudio de estructuras mayores compatibles con un régimen de transcurrencia izquierda, asociado con una extensión NW-SE. En caso afirmativo, definir su geometría, cinemática y cronología, y analizar su compatibilidad con los modelos propuestos en los trabajos previos para la tectónica del Terciario en el sur de México.

Para cumplir con estos objetivos, se establecieron las siguientes metas específicas:

- i. Revisar de la información disponible en la literatura.
- ii. Elaborar de un mapa geológico detallado a la escala 1:50.000 del área de estudio, y eventualmente redefinir la estratigrafía, en el caso en que las observaciones de campo no concuerdan con la información reportada previamente en la literatura.
- iii. Reconstruir de la geometría y cinemática de las estructuras mayores reconocidas en el área de estudio.
- iv. Constreñir la edad de las diferentes fases de deformación reconocidas en el área de estudio, por medio de nuevos fechamientos isotópicos y utilizando los datos reportados previamente en la literatura.
- v. Analizar los nuevos datos obtenidos en el marco de la tectónica regional del sur de México.

4. Metodología

La base del presente estudio fue la elaboración de una cartografía geológica a la escala 1:50,000 de la región comprendida entre los poblados de Huetamo, Mich. y Zihuatanejo, Gro. La cartografía geológica incluyó los siguientes mapas topográficos publicados por INEGI: San Jerónimo E14-A63; Huetamo E14-A64; Guayameo E14-A73; Coyuca de Catalán E14-A74; Feliciano E14-A81; Zihauquo E14-A83; Placeres del Oro E14-A84; La Unión E14-C11; La Laja E14-C12; Zihuatanejo E14-C21-22-32; Petatlán E14-C23 y Papanoa E14-C33. La cartografía se basó en el reconocimiento en campo de las principales unidades litoestratigráficas, las relaciones geométricas y los rasgos deformativos que las caracterizan, observados a lo largo de todas las carreteras principales, arroyos y veredas accesibles (Anéxo 3). El trabajo de campo se apoyó con el análisis de imágenes Landsat Thematic Mapper y la interpretación de fotos aéreas a la escala 1: 75,000. La cartografía realizada ha sido finalmente integrada con los datos disponibles en la literatura. La recolección de datos estructurales a la mesoescala permitió el levantamiento de secciones geológicas a lo largo de transectos estratégicos, orientados perpendicularmente a las estructuras principales, y la elaboración de un mapa estructural detallado, donde se muestra el patrón estructural regional. Los datos estructurales se analizaron mediante métodos estadísticos, según las técnicas clásicas de la geología estructural (Ramsay y Huber, 1987; Twiss y Moores, 1992). Las proyecciones estereográficas se realizaron con el programa Stereoplot 3.0, utilizando proyecciones equiareales (red de Schmidt) para el emisferio inferior. Además, se realizó un extenso muestreo de rocas en puntos claves, representativos de distintos afloramientos dentro del área de estudio, para caracterizar desde el punto de vista petrográfico todos los tipos litológicos presentes en esta región, así como para el análisis de las microestructuras. Las coordenadas de las muestras se tomaron con un GPS Garmin 12 Map, y se reportan en el sistema UTM NAD 27. Se recolectaron aproximadamente 400 muestras, 218 de las cuales fueron cortadas en lámina delgada para la observación al microscopio óptico. En los capítulos 5 (Estratigrafía del área de estudio) y 6 (Análisis estructural), se reportan las descripciones petrográficas y microestructurales realizadas en este trabajo, así como las microfotografías de los rasgos petrográficos y microestructurales más significantes reconocidos en las diferentes unidades estratigráficas. Las abreviaciones de los minerales en las microfotografías se utilizaron de acuerdo a Kretz (1983).

Veintiséis muestras de rocas ígneas fueron seleccionadas para el análisis geoquímico. Se escogieron las rocas con aspecto más fresco, sin evidencias apreciables de alteración hidrotermal o intemperismo, debido a que los procesos secundarios pueden alterar la composición química inicial de las rocas. La trituración de las muestras se realizó en el Taller de Molienda del Centro de Geociencias, UNAM, utilizando un mortero y un pistilo de acero. Para cada muestra se

seleccionaron los fragmentos más frescos y libres de alteración, que se trituraron manualmente después de haber precontaminado los instrumentos moliendo una pequeña porción de muestra, que fue desechada. Los fragmentos obtenidos se tamizaron con una malla de plástico con diámetro de 4 mm. Las esquirlas obtenidas se enjuagaron repetidamente con agua desionizada de 18.2 MΩ de resistividad (DI-H₂O), procurando eliminar el polvo más fino y los fragmentos de roca más pequeños, y se dejaron dentro de un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T ~70 °C por unas 10 horas, y finalmente se examinaron bajo un microscopio binocular para eliminar fragmentos alterados y/o esquirlas de metal, que pudieran haber sido introducidas accidentalmente en la muestra durante la trituración. Sucesivamente, se pulverizaron los granulados utilizando un *shatterbox* y una pulverizadora de alúmina marca SPEX. Antes y después de cada pulverización se procuró limpiar el instrumento pulverizando 20-30 g de arena sílica por 3-4 minutos; se lavó la pulverizadora con DI-H₂O y con un cepillo de dientes suave, y sucesivamente con acetona de grado analítico, dejándola secar bajo una lámpara incandescente. Las muestras fueron analizadas por elementos mayores por el Quím. Rufino Lozano-Santa Cruz en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), UNAM, utilizando un aparato de Fluorescencia de Rayos X (FRX), marca Siemens modelo SRS-3000. Los análisis se realizaron de acuerdo a los procedimientos descritos por Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996). Los elementos traza fueron analizados por Ofelia Pérez-Arvizu en el laboratorio ultralimpio del Centro de Geociencias, mediante un espectrómetro de masas de plasma inducido acoplado, modelo Thermo Series X^{II} (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, ICP-MS), de acuerdo al procedimiento descrito en Mori *et al.* (2007). Los resultados se reportan en el capítulo 7 y en el Anéxo 7.

Veinte y uno muestras de rocas volcánicas, intrusivas y metasedimentarias se seleccionaron para fechamiento isotópico, con el objetivo de obtener mayor control en la estratigrafía y limitar la edad de los principales eventos de deformación reconocidos. Trece concentrados minerales se analizaron por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar. Cada muestra fue triturada y tamizada por mallas consecutivas de -25 +45, -45 +60, -60 +80 y -80 +120. Para cada muestra se seleccionó la fracción más adecuada, dependiendo de la textura de la roca y del mineral a separar. Los triturados fueron sucesivamente lavados con agua desionizada de 18.2 MΩ de resistividad (DI-H₂O), procurando eliminar el polvo más fino, y se dejaron dentro de un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T ~70 °C por unas 10 horas. La separación mineral se realizó con el separador magnético Frantz y mediante selección manual. Los concentrados minerales se irradiaron en el reactor de uranio enriquecido de la Universidad de McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. El análisis isotópico de argón se realizó en el laboratorio de geocronología del Centro de

Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), utilizando para la mayoría de los experimentos un espectrómetro de masa VG5400, diseñado *ex profeso* para el análisis de gases nobles. La línea de extracción de argón utiliza un láser de iones de argón Coherent Innova 70C para el calentamiento de las muestras (Fig. 33).



Figura 33 – Laboratorio de fechamiento isotópico por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Centro de Investigación y Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE). En la parte izquierda de la foto se puede observar la línea de extracción de argón, que utiliza un láser de iones de argón Coherent Innova 70C para el calentamiento de las muestras. En la mayoría de los experimentos, las mediciones isotópicas se realizaron utilizando un espectrometro de masa VG5400, ubicado en la parte derecha de la foto.

Un número menor de experimentos se realizaron mediante un espectrómetro de masa MS-10. En estos casos el calentamiento de las muestras se realizó mediante un horno de tantalio. Las correcciones para las reacciones de interferencias, discriminación de masa, blanco y decaimiento radioactivo de ^{37}Ar y ^{39}Ar se efectuaron para cada experimento. Para el cálculo de la edad se utilizaron las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). En la mayoría de los casos, para cada concentrado mineral se realizaron varios experimentos de fusión en un paso y calentamiento por pasos, para verificar la reproducibilidad del patron de liberación de ^{39}Ar de cada muestra. En los experimentos de fusión en un paso, el concentrado mineral libera todo el ^{39}Ar presente en los reticulos cristalinos en una sola vez. Por otro lado, en los experimentos de calentamiento por pasos, se incrementa progresivamente la potencia del láser, o la temperatura del horno, hasta la fusión de los minerales. De esta manera, el ^{39}Ar viene liberado gradualmente a las diferentes temperaturas del

experimento, lo que permite detectar la eventual pérdida de gas por recalentamiento o la presencia de gas en exceso en la muestra. Los resultados de geocronología por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se presentan en diagramas de espectros de edad, en los cuales se grafica el porcentaje acumulativo de ^{39}Ar de cada uno de los pasos de calentamiento contra la edad en millones de años (Ma). Las edades reportadas en el texto se calcularon con los programas AgeCalcMS-10 versión 3.0 y AgeCalcVG5400 versión 3.0, dependiendo del instrumento utilizado en el experimento. En el caso de los experimentos de fusión en un paso, la edad de la muestra se calcula del promedio ponderado de las edades obtenidas en cada fusión (W_m). En el caso de los experimentos de calentamiento por pasos, las edades integradas (t_i) de cada muestra se calculan de la adición de los isótopos de cada fracción de gas liberada, según el procedimiento descrito en Hall (1981). De acuerdo con McDougall y Harrison (1988), se considera que una meseta está definida por lo menos por tres fracciones consecutivas de gas, cuyas edades concuerdan entre sí dentro del error analítico, y que representan más que el 50% del ^{39}Ar total liberado durante el experimento. Las edades de meseta (t_m) se calcularon del promedio ponderado de las edades definidas por las fracciones que constituyen la meseta. Para cada experimento, se grafica además la relación de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ contra el porcentaje acumulativo de ^{39}Ar , en la que se muestra la relación aparente de Ca/K, que es útil para discriminar la fase mineral que se está analizando, y para obtener información sobre el grado de homogeneidad del concentrado mineral. Finalmente, para cada muestra se reporta el diagrama de isocrona $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, donde se muestra la correlación inversa de las fracciones gas liberadas durante cada paso de los experimentos. El cálculo de las isocronas se realizó mediante las ecuaciones proporcionadas por York *et al.*, (2004), para el ajuste de mínimos cuadrados. La edad de isocrona se calcula del inverso de la intercepción de la línea de correlación con el eje x, mientras que el inverso de la intercepción de la isocrona con el eje y indica la relación inicial $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la muestra. Para cada isocrona se reporta el valor del MSWD (*mean squared weighted deviation*), que expresa la bondad del ajuste de la correlación. En el presente trabajo, se considera convencionalmente que las fracciones de gas liberadas muestran una buena correlación para un valor del $\text{MSWD} \leq 2$. Los errores en las edades de meseta, integrada e isocrona se reportan al nivel 1σ , e incluyen la incertidumbre en el parámetro J. Los resultados obtenidos y los detalle de los experimentos se muestran en el capítulo 7 y en el Anéxico 5.

Ocho concentrados de zircón se analizaron por el método U-Pb. La preparación de los separados minerales se realizó en el taller de separación mineral del Centro de Geociencias, UNAM. Para cada muestra se trituroó una cantidad de 4 a 6 kg de roca, que sucesivamente fue tamizada por mallas consecutivas de -32 +60, -60 +80 y -80 +120. Los tamizados se lavaron con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad (DI-H₂O), y, posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T

~70 °C por unas 10 horas. Después de lavar las muestras se procedió a la separación magnética para obtener la fracción no magnética a máximo amperaje del separador magnético Frantz. Dicha fracción no magnética se introdujo en un líquido pesado (MeI; $\delta = 3.33$) para hacer una separación por densidades. Los zircones tienen alta densidad ($\delta = 4.68$) y se hunden, separándose de otras fracciones más ligeras que flotan, como son apatito, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo. Finalmente, la fracción de zircón obtenida se lavó con acetona, alcohol y agua destilada para proceder a la separación manual de los zircones con pinzas de precisión bajo un microscopio binocular. Los zircones escogidos se montaron en una probeta de resina epóxica, junto con un fragmento de un grande zircón de edad conocida (564 ± 4 Ma), procedente de Sri Lanka. Las probetas de resina se desbastaron utilizando papel abrasivo (1500-grit) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos de los zircones. Posteriormente se procedió al pulido con abrasivo de diamante en suspensión (6 y $1\mu\text{m}$) para obtener una superficie más homogénea posible. Luego, se procedió a la caracterización morfológica de los cristales y a la fotografía de las probetas con microscopio de luz transmitida y reflejada. Adicionalmente, se tomaron imágenes de catodoluminiscencia de los cristales con un luminoscopio ELM3R, montado sobre un microscopio binocular, con el fin de observar la estructura interna de los cristales, lo que ayudó en la selección de los puntos para realizar los análisis isotópicos. Los análisis isotópicos se efectuaron en el Centro Laser Chron de la Universidad de Arizona, Tucson, por ablación láser y espectrometría de masas de plasma inducido acoplado, utilizando un sistema multicolector (*laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*, LA-MC-ICP-MS) (Fig. 34). La ablación de los zircones se realizó con un láser New Wave/Lambda Physik DUV193 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm. La corrección para el plomo común se efectuó utilizando los valores medidos de ^{204}Pb , y asumiendo la composición inicial de plomo reportada por Stacey y Kramers (1975). Cada cuatro mediciones se efectuó el análisis del fragmento de zircón de edad conocida, para corregir el fraccionamiento inter-elemento de Pb/U y de los isótopos de plomo. Los errores relacionados con la calibración del estándar, la edad del estándar, la composición del plomo común y la constante de decaimiento de uranio se reportan al nivel 2σ . Los datos se graficaron en el diagrama de concordia mediante el programa Isoplot, versión 3.06 (Ludwig, 2004). Las edades de cada muestra se calcularon del promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas de los análisis realizados. Los resultados obtenidos y los detalles de los experimentos se muestran en el capítulo 7 y en el Anéxo 6.



Figura 34 – Laboratorio de fechamiento isotópico U-Pb del Centro Laser Chron de la Universidad de Arizona (Tucson). La ablación se realizó con un láser New Wave/Lambda Physik DUV193 Excimer, que trabaja con una longitud de onda de 193 nm. Las mediciones isotópicas se efectuaron utilizando un sistema multicolector (laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry, LA-MC-ICP-MS).

5. Estratigrafía del área de estudio

En esta sección se presenta la descripción litológica de las diferentes formaciones que conforman las sucesiones mesozoico-terciarias de las regiones de Huetamo y Zihuatanejo. Las unidades estratigráficas se presentan en orden temporal progresivo desde la más antigua hasta la más reciente. Las descripciones litológicas y el orden estratigráfico se basan tanto en las observaciones efectuadas en campo como en la información reportada previamente en la literatura. En los Anéxos 1 y 2 se presentan los mapas geológicos realizados en este trabajo.

5.1. Estratigrafía de la región de Huetamo

En la región de Huetamo afloran:

- ✓ una sucesión metaturbidítica polideformada pre-cretácica (Formación Río Placeres, Pantoja-Alor, 1990);
- ✓ una sucesión sedimentaria desde marina a continental, desarrollada a lo largo de la margen occidental de una grande cuenca sedimentaria (cuenca de Huetamo), caracterizada por una historia deposicional activa durante todo el Cretácico y probablemente el Paleoceno y/o Eoceno Inferior (formaciones Angao, San Lucas, Comburindio, El Cajón, Mal Paso, Cutzamala y Capeo, Pantoja-Alor, 1959; Campa y Ramírez, 1979; Pantoja-Alor, 1990);
- ✓ el batolito del Aptiano de Placeres del Oro, que corta las rocas metamórficas y las unidades estratigráficas inferiores de la sucesión cretácica de Huetamo.

5.1.1. Sucesión metamórfica: Formación Río Placeres

Aflora en la parte central y centro-meridional del área de Huetamo, entre los poblados de Las Pilas, Los Alacranes y Pinzán Morado (Fig. 35 y Anéxo 1). Está constituida por filita de color negro y morado, interestratificada con niveles métricos a centimétricos de cuarzoesquisto de tremolita-actinolita, metarenisca rica en cuarzo (Fig. 36), y escasos niveles decimétricos de metacaliza negra. Adicionalmente, Pantoja-Alor (1990) reporta, sin describirla, la presencia de metalava interestratificada con las rocas metasedimentarias. Sin embargo, en los afloramientos de esta formación observados en campo no se reconoció la presencia de rocas metavolcánicas intercaladas con la sucesión metamórfica. Texturalmente las filitas se caracterizan por una foliación pervasiva a la escala microscópica, que se desarrolla paralelamente a la superficie de estratificación, enmascarando las estructuras sedimentarias originales. Los esquistos de tremolita-actinolita presentan un característico bandeamiento gris-verde desde la escala centimétrica a milimétrica, definido por la alternancia de niveles granoblásticos de cuarzo y niveles nematoblásticos de tremolita-actinolita, titanita y óxidos (Fig. 36). Las meta-areniscas son de grano fino a grueso, y

muestran un grado de clasificación bueno a moderado. Composicionalmente son metareniscas cuarcíticas y, en menor medida, metarcosas. Se caracterizan por el desarrollo de una foliación moderadamente penetrante a la escala milimétrica, definida por la orientación preferencial de mica blanca, actinolita-tremolita y titanita. En la parte centro-occidental del área de estudio, entre los poblados de Las Pilas y Los Alacranes (Fig. 35), la Formación Río Placeres está ampliamente cubierta por una secuencia volcánica cenozoica de ~2,000 m de espesor, la cual impide observar la relación entre estas rocas y la sucesión del Cretácico. En la parte suroccidental, cerca del poblado de Pinzan Morado (Fig. 35), dicha formación está cortada por el batolito de Placeres del Oro.

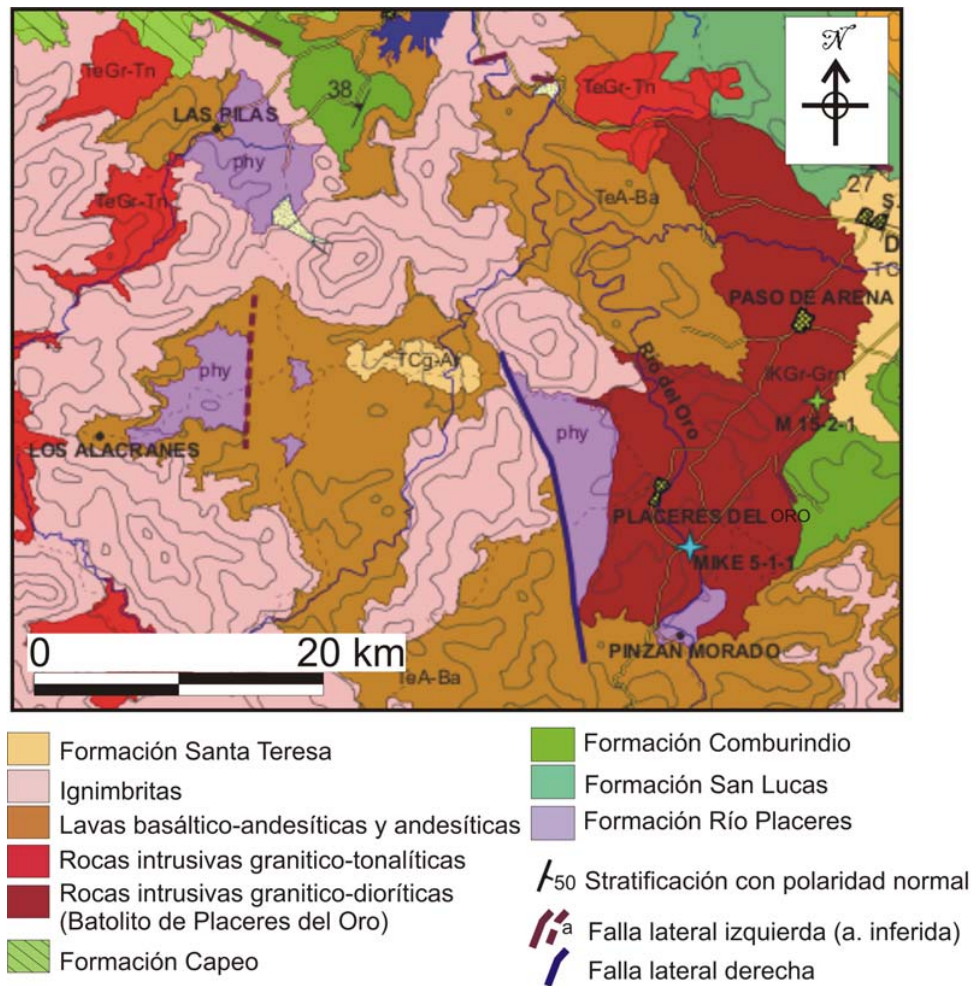


Figura 35 – Distribución de los afloramientos de la Formación Río Placeres (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

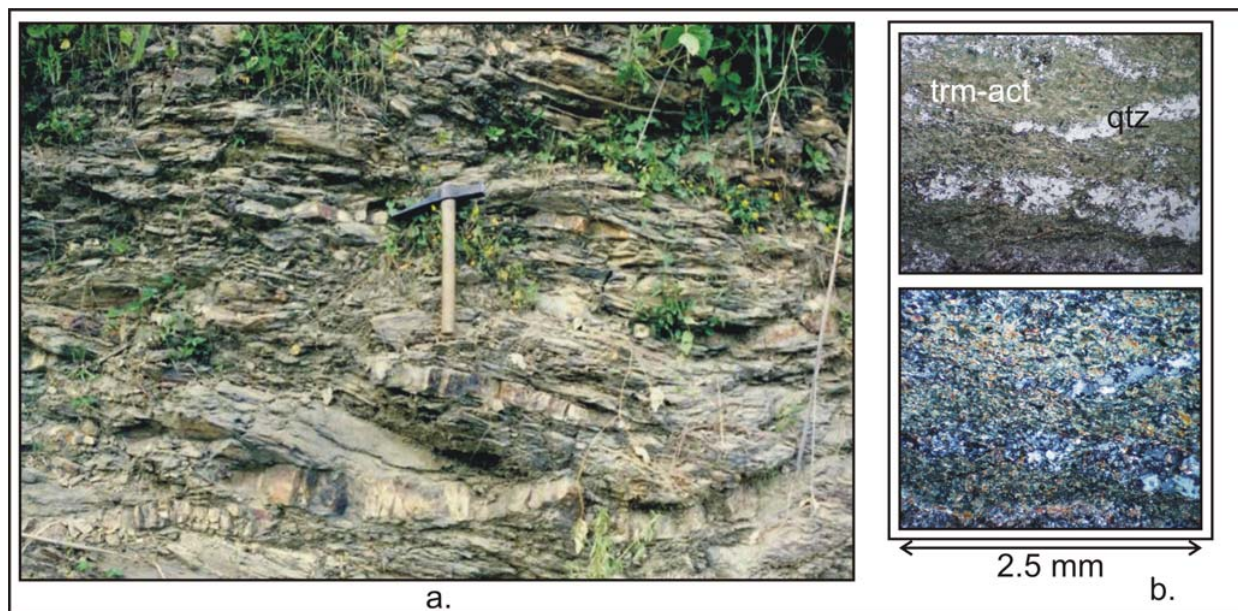


Figura 36 – Formación Río Placeres: (a.) alternancia de filita y metarenisca que afloran cerca del poblado de Los Alacranes; (b.) detalle en lámina delgada de los esquistos de tremolita-actinolita que afloran en los alrededores de Pinzán Morado (la foto de arriba está tomada con los nicoles paralelos, mientras que la de abajo con los nicoles cruzados).

5.1.2. Sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de Huetamo

Está representada por depósitos marinos, desde litorales a pelagicos (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003), que pasan hacia el techo a depósitos continentales (Altamira-Areyán, 2002).

5.1.2.1. Formación Angao

Aflora en la parte nororiental de la región de Huetamo, entre los poblados de La Estancia y Las Paredes (Fig. 37 y Anéxo 1). Está compuesta por una alternancia de conglomerado, arenisca, lutita y, en menor medida, rocas volcánicas. Las observaciones efectuadas en campo para las rocas de esta formación concuerdan ampliamente con la descripción litológica de Guerrero-Suástegui (1997), presentada anteriormente en la sección 2.4.3.1.1. La base de la Formación Angao no se encuentra expuesta en el área de estudio, impidiendo la estimación del espesor total de esta unidad estratigráfica. Con base en las secciones medidas por Guerrero-Suástegui (1997), es posible inferir un espesor mínimo de 1,200 m en la parte oriental del área de Huetamo.

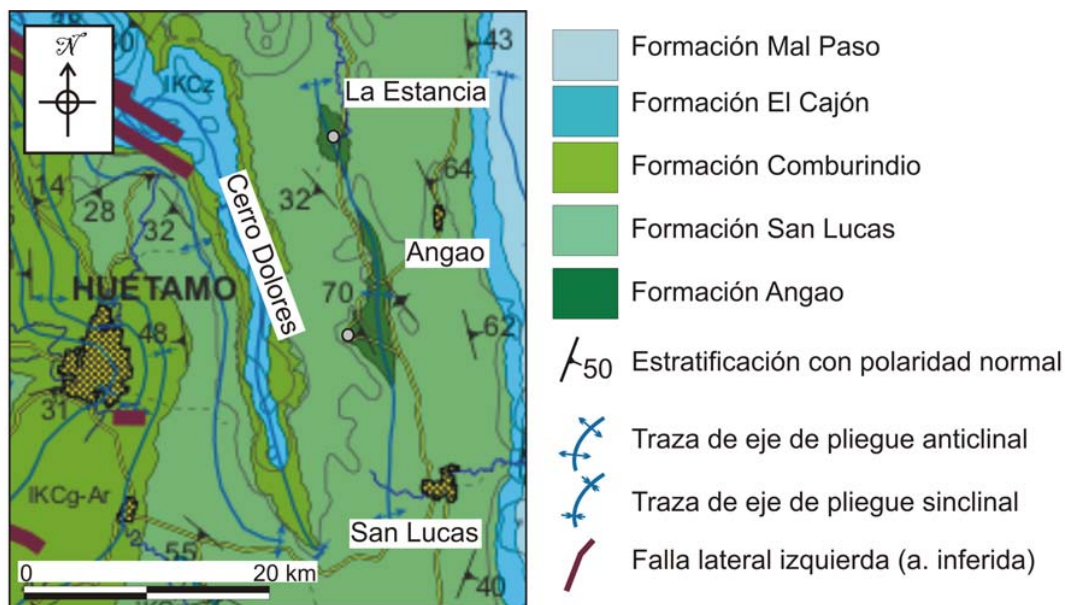


Figura 37 – Distribución de los afloramientos de la Formación Angao (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

5.1.2.2. Formación San Lucas

Aflora ampliamente en la parte oriental de la región de Huetamo, entre los poblados de San Lucas, Purechucho y Santa Teresa (Fig. 38 y Anéxo 1). De acuerdo con Pantoja-Alor (1990) y Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) se adopta en este trabajo la subdivisión de la Formación San Lucas en dos miembros estratigráficos que, desde la base hasta la cima, son: el miembro Terrero Prieto y el miembro Las Fraguas.

El miembro inferior está representado por una sucesión turbidítica siliciclástica, que yace en contacto transicional sobre las rocas de la Formación Angao. Dicha sucesión está conformada por una alternancia rítmica de lutita, limolita y arenisca, en estratos de espesor variable de 2 a 30 cm (Fig. 39). Las areniscas son arenitas arcósicas de grano fino a medio, moderadamente clasificadas. La fracción clástica está compuesta principalmente por monocristales de plagioclasa, y en menor medida cuarzo, mica blanca y clastos líticos andesíticos. Las estructuras sedimentarias son abundantes y son principalmente del tipo Bouma, asociadas a la laminación paralela y cruzada. Algunos niveles de espesor desde decimétrico hasta métrico de toba están intercalados en la sucesión siliciclástica, documentando un periodo de actividad volcánica explosiva contemporáneo a la sedimentación. El espesor de este miembro disminuye desde este a oeste, pasando desde 2,000 m entre los poblados de San Lucas y Angao a un mínimo de 500 m al oeste del Cerro Dolores (Fig. 38).

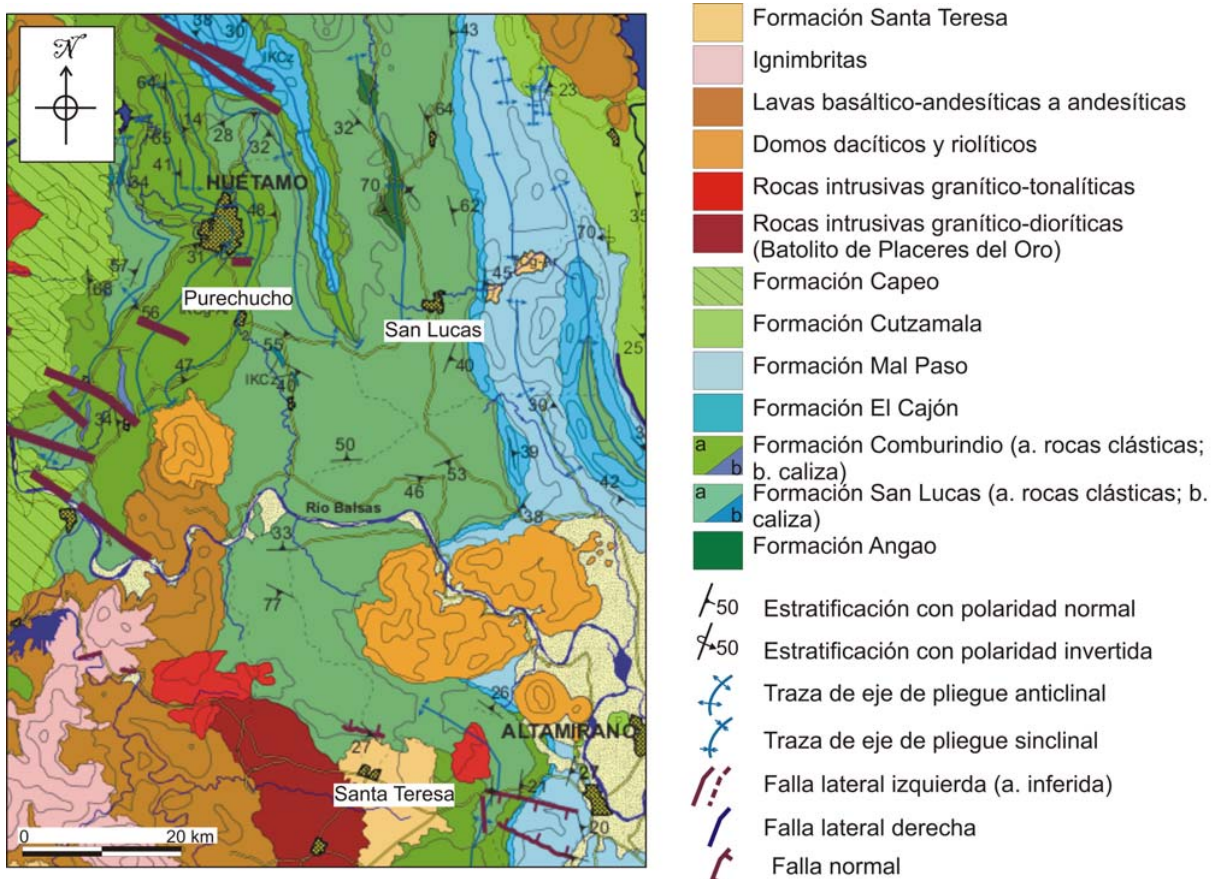


Figura 38 – Distribución de los afloramientos de la Formación San Lucas (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

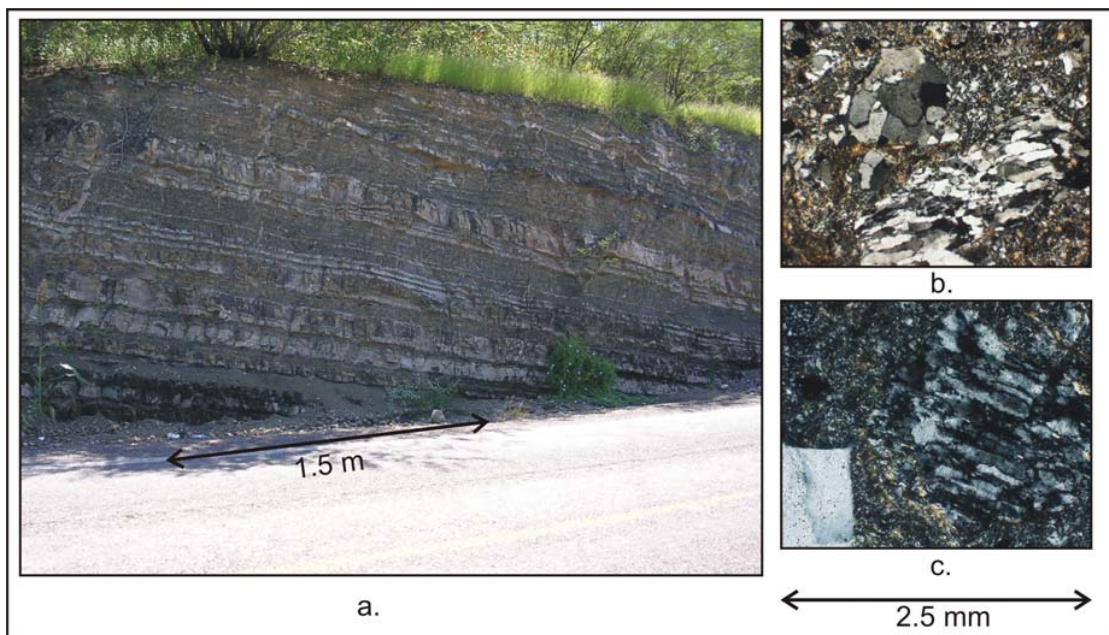


Figura 39 – Formación San Lucas: (a.) alternancia rítmica de lutita y arenisca que afloran cerca del poblado de Purechucho; (b.) detalle en lámina delgada (nícoles cruzados) de las areniscas, que muestra la presencia de clastos de cuarcitas deformadas y recrystalizadas.

El miembro superior Las Fraguas yace en contacto transicional sobre el miembro Terrero Prieto. Está compuesto por arenisca feldespática y, en menor medida, microconglomerado volcánoclastico y lutita verdosa y color pardo. Las areniscas son de grano medio a grueso, moderadamente a mal clasificadas. Composicionalmente varían de arenitas arcóscicas a grauvacas arcóscicas. El análisis petrográfico en lámina delgada muestra que la componente dominante de la fracción clástica es representada por monocristales de plagioclasa y menores cantidades de cuarzo y fragmentos líticos. Entre los líticos dominan los clastos volcánicos de composición andesítica. En menor medida se han observado clastos de rocas metamórficas, representados por fragmentos de cuarzo policristalino, con claras evidencias de deformación y recristalización, tales como foliación, *grain boundary migration*, extinción undulatoria y *subgrain domains*, que podrían proceder de cuarcitas, esquistos cuarzosos o gneises (Fig. 39). La laminación cruzada, gradación normal y estructuras de canal son comunes en toda la sucesión. Cuatro bancos biostrómicos de forma lenticular de 10-40 m de espesor se encuentran intercalados en la sucesión siliciclástica, documentando algunos intentos de colonización por parte de organismos arrecifales como gasterópodos, rudistas y ostrácodos. El espesor de este miembro aumenta de este a oeste, pasando desde 1,000 m al oeste del Cerro Dolores a 250 m al oriente del poblado de San Lucas (Fig. 38).

5.1.2.3. Formación Comburindio

En el presente trabajo, se adopta la descripción propuesta por Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) para la Formación Comburindio, en cuanto corresponde mejor con las observaciones efectuadas en campo. Aflora en la parte centro-septentrional del área de estudio, entre los poblados de Las Trincheras y Comburindio, y en la parte suroriental de la misma región, en los alrededores del poblado de Santa Barbara (Fig. 40 y Anéxo 1). Anteriormente, las capas rojas que afloran en la parte centroseptentrional del área de estudio, entre los poblados de Comburindio y Huetamo, se habían cartografiado por Campa y Ramírez (1979), Guerrero-Suástegui (1997) y Montiel-Escobar *et al.* (2000) como Formación Cutzamala (Fig. 10). Sin embargo, con base en la afinidad litológica, continuidad lateral de los afloramientos y posición estratigráfica por debajo de las calizas de la Formación El Cajón, en el presente trabajo, estas rocas se consideran como parte de la Formación Comburindio, ya que las rocas de la Formación Cutzamala siempre se encuentran estratigráficamente arriba de la Formación El Cajón.

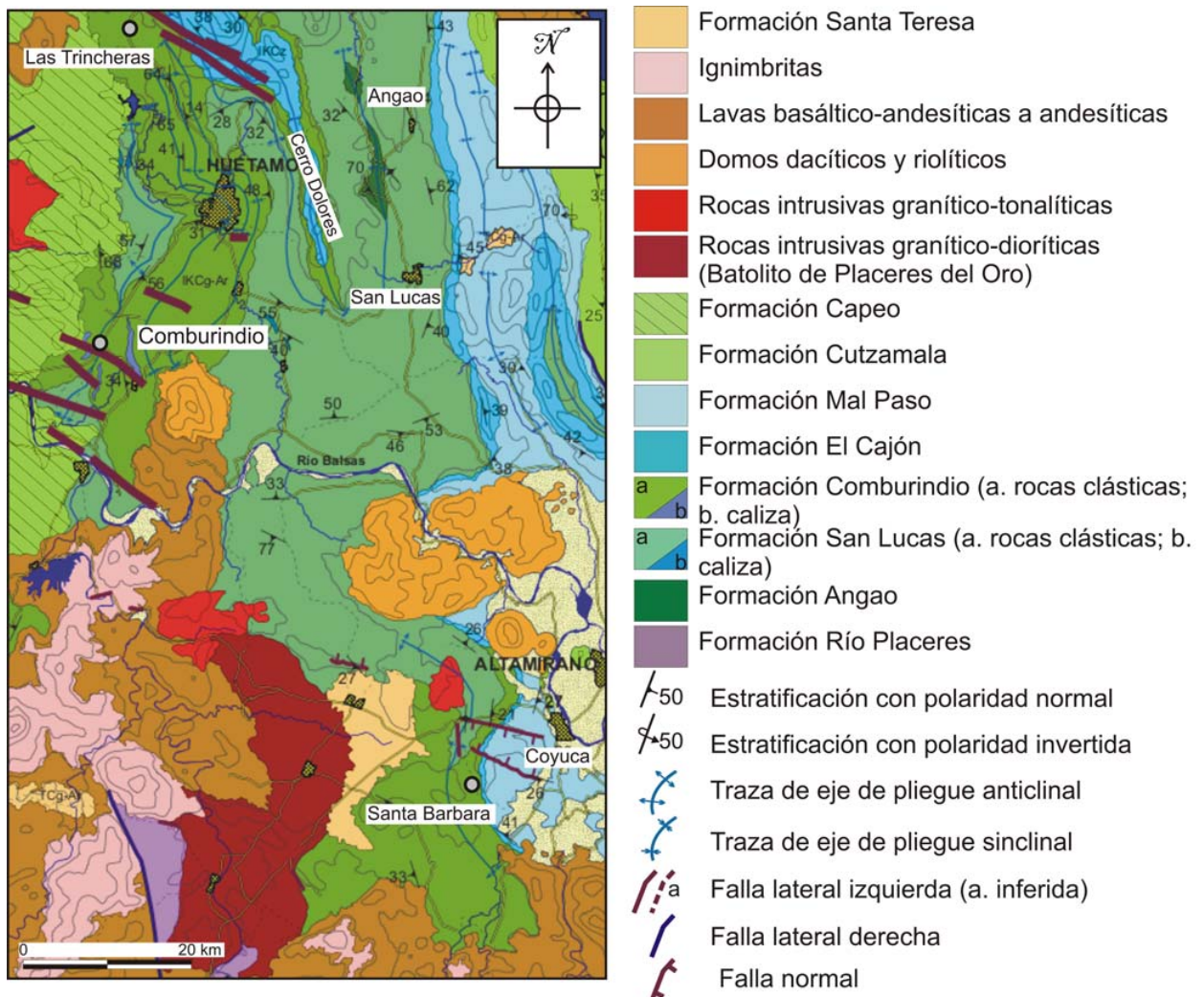


Figura 40 – Distribución de los afloramientos de las formaciones Comburindio, El Cajón y Mal Paso (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Las rocas de la Formación Comburindio sobreyacen en contacto estratigráfico transicional al miembro superior de la Formación San Lucas. Esta formación está compuesta por una sucesión de arenisca cuarzo-feldespática, conglomerado volcanoclástico y calcáreo y menor abundancia de lutita y limolita de color desde rojizo a gris, donde se encuentran intercalados algunos bancos biostrómicos. Las areniscas son de grano medio a grueso, moderadamente a bien clasificadas. Composicionalmente varían de arenitas y grauvacas arcósicas a arenitas líticas. La fracción clástica está representada principalmente por monocristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos de rocas volcánicas de composición andesítica. En menor cantidad se han observado monocristales de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas, representados por clastos de cuarzo policristalino, caracterizados por una foliación pervasiva, *grain boundary migration*, extinción undulatoria y *subgrain domains*, que sugieren importantes procesos de deformación y recristalización para las

rocas de la fuente. Los conglomerados son predominantemente soportados por la matriz, moderadamente a mal clasificados. Los clastos se caracterizan por un grado de redondez moderado a elevado, en una matriz arenosa de color desde rojizo a gris. Composicionalmente dominan los fragmentos de composición andesítica en toda la sucesión, mientras que la abundancia de los clastos calcáreos aumenta gradualmente hacia la parte alta. Estructuras sedimentarias como laminación cruzada, rizaduras, gradación normal y estructuras de canal se han observado comúnmente en las rocas clásticas.

Tres bancos biostrómicos de forma lenticular se encuentran intercalados en la sucesión siliciclástica en los alrededores del poblado de Comburindio (Fig. 40 y Anéxo 1). Tienen un espesor de ~80 m y un relieve más pronunciado con respecto a las rocas clásticas que los envuelven, permitiendo su fácil reconocimiento mediante el análisis geomorfológico. Estos bancos se componen por arenisca calcárea y calcarenita, que pasan gradualmente a caliza arcillosa y lodolita hacia la cima. El espesor de la Formación Comburindio varía desde 1,000 m en la región de Huetamo-Comburindio a 250 m en el Cerro Dolores, en la parte centro-septentrional del área de estudio, mientras que es ausente en la porción oriental (Fig. 40).

5.1.2.4. Formación El Cajón

Las rocas de esta formación afloran en la parte oriental del área de estudio, donde se distribuyen a lo largo de una dirección principal ~N-S, entre los poblados de Angao y Coyuca, y en la cima del Cerro Dolores (Fig. 40 y Anéxo 1). Guerrero-Suástegui (1997) y Montiel-Escobar *et al.* (2000) han incluido en la Formación El Cajón los bancos biostrómicos de la Formación Comburindio, que afloran en los alrededores del poblado homónimo (Fig. 10). Sin embargo, en el presente trabajo, de acuerdo con Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003), dichos bancos arrecifales se consideran parte de la Formación Comburindio. Las rocas de la Formación El Cajón sobreyacen en contacto transicional a las rocas clásticas de la Formación Comburindio en la parte alta del Cerro Dolores (Fig. 40 y Anéxo 1), mientras que al este del poblado de San Lucas yacen en contacto estratigráfico concordante directamente por encima del miembro superior de la Formación San Lucas (Fig. 40 y Anéxo 1). La Formación El Cajón consta de calcarenita, coquina de orbitolinidos, caliza bioclástica con fauna de corales, rudistas, gasterópodos, amonitas, equinoides y foraminíferos, así como caliza masiva, con lutita intercalada en la parte alta de la sucesión, cerca del contacto con la sobreyacente Formación Mal Paso. En la parte nororiental del área de estudio, la continuidad de los afloramientos permite estimar un espesor máximo de 400 m para esta formación.

5.1.2.5. Formación Mal Paso

Las rocas de esta formación afloran en la parte oriental del área de Huetamo, entre los poblados de Coyuca y Angao, donde se distribuyen a lo largo de una dirección principal ~N-S (Fig. 40 y Anéxo 1). La sucesión de la Formación Mal Paso sobreyace en contacto estratigráfico concordante a las calizas de la Formación El Cajón. De acuerdo con Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor (1998) se adopta en este trabajo la subdivisión de la Formación Mal Paso en dos miembros estratigráficos informales, inferior y superior. El miembro inferior se compone por una alternancia de arenisca cuarzo-feldespática y lítica, así como conglomerado polimítico masivo, lodolitas, limolita, arenisca de color rojizo y escasos banco biostrómicos. El miembro superior está formado por arenisca cuarzo-feldespática de color gris con algunas intercalaciones de limolita, lutita y caliza. Hacia la cima de la sucesión las areniscas pasan de manera gradual a marga y caliza arcillosa finamente estratificadas y con abundante fauna de gasterópodos, corales, equinoides, amonitas y rudistas. Las rocas marinas de la Formación Mal Paso presentan un espesor de ~750-800 m.

5.1.2.6. Formación Cutzamala

Aflora a lo largo del límite nor-oriental del área de estudio, entre los poblados de Arroyo Grande y Characo (Fig. 41 y Anéxo 1), donde yace arriba de las rocas de la Formación Mal Paso.

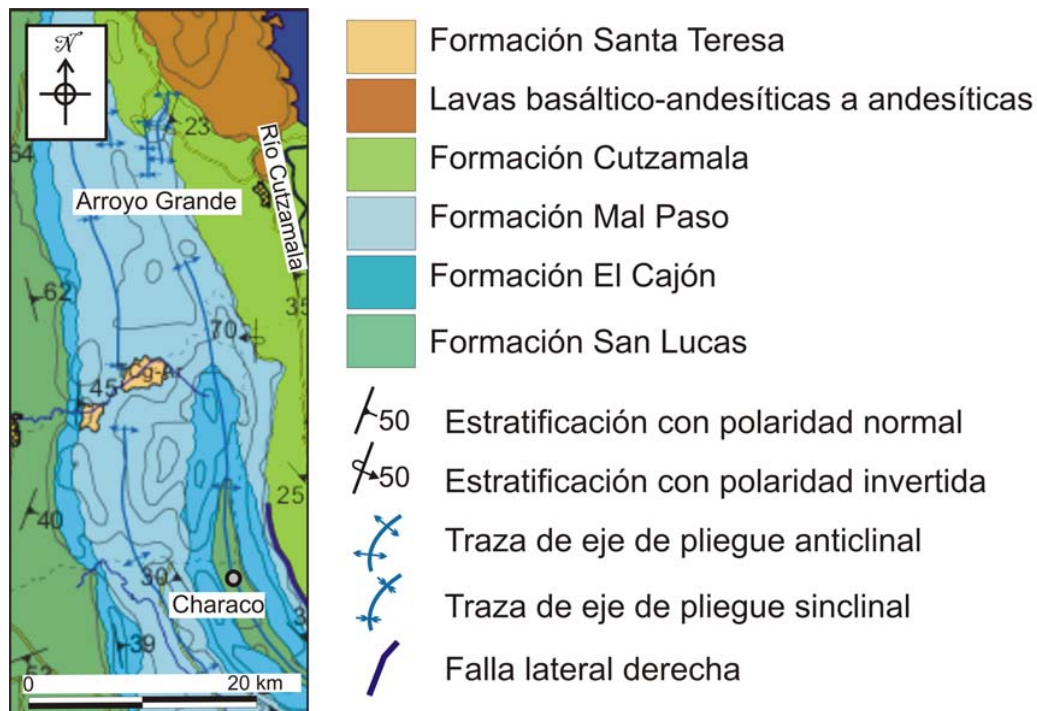


Figura 41 – Distribución de los afloramientos de la Formación Cutzamala (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

El contacto estratigráfico a la base de esta formación no pudo observarse en el área de estudio, ya que siempre se encuentra cubierto por la vegetación o afectado por fallas transcurrentes subverticales, que ponen en contacto las rocas de la Formación Cutzamala con la Formación Mal Paso. La base de esta formación está compuesta por un conglomerado matriz- a clasto-soportado de 1-10 m de espesor, con clastos desde subangulosos a subredondeados de caliza y marga, y menor abundancia de arenisca, lutita y filita, litológicamente relacionables con las rocas de las unidades estratigráficas subyacentes (Fig. 42a).

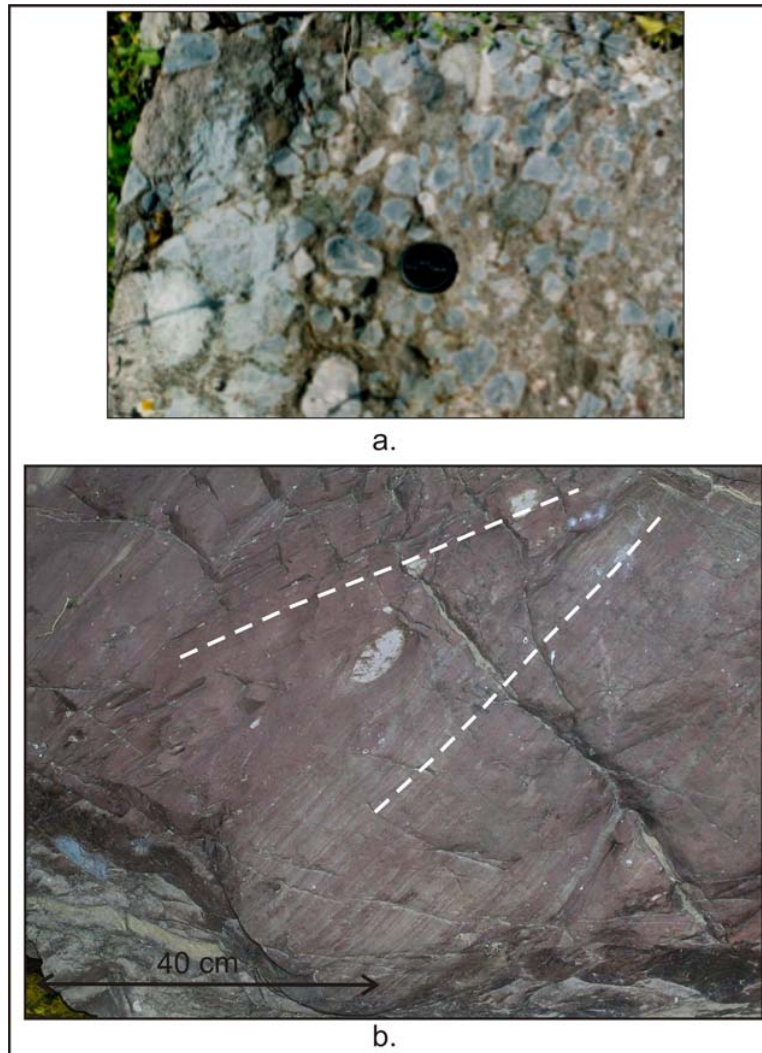


Figura 42 – Formación Cutzamala: (a.) conglomerado rico en clastos de caliza cerca del contacto con la Formación Mal Paso; (b.) arenisca con estratificación cruzada que aflora en proximidad del poblado de Arroyo Grande.

Dichos conglomerados pasan hacia el alto a una sucesión compuesta por arenisca, conglomerado volcanoclástico, lutita y lodolita de color rojizo. Las areniscas son de grano grueso a medio, moderadamente a mal clasificadas. Composicionalmente varían desde arenitas arcósicas a

litarenitas. Los clastos varían desde subangulosos a bien redondeados, y están constituidos principalmente por monocristales de plagioclasa y fragmentos líticos, con menor abundancia de monocristales de cuarzo y micas. Los clastos líticos son principalmente volcánicos de composición andesítica y, en menor cantidad, se observan fragmentos de toba, lutita y caliza. Los conglomerados presentan estratificación gruesa y masiva. Son tanto matriz- como clasto-soportados, y mal clasificados. Están formados por clastos de origen principalmente volcánico, y en menor medida de caliza, lutita y arenisca, litológicamente relacionables con las rocas de las formaciones subyacentes. Los clastos volcánicos presentan principalmente composición andesítica, y en menor medida se observan clastos dacíticos y de toba. Gradación normal, estratificación cruzada y estructuras de canal se observan comúnmente en toda la sucesión (Fig. 42b). Para la Formación Cutzamala sólo es posible estimar un espesor mínimo de 1,000 m, ya que el techo de la sucesión no aflora en el área de estudio.

5.1.2.7. Formación Capeo

Se introduce de manera informal en este trabajo, con el nombre de formación Capeo, una nueva unidad estratigráfica, que aflora ampliamente en la parte noroccidental del área de estudio, entre los poblados de Zirandaro, San Ignacio y Quetzerio (Fig. 43 y Anéxo 1).

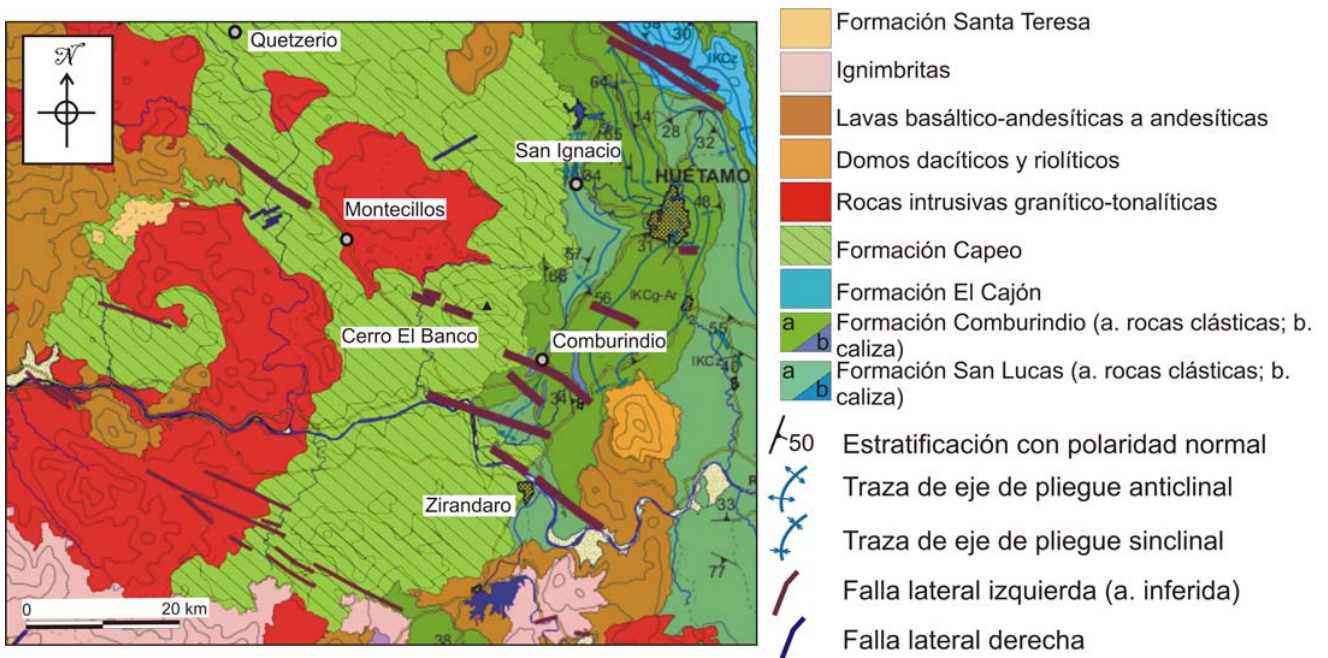


Figura 43 – Distribución de los afloramientos de la formación Capeo (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Anteriormente, las rocas de esta región se habían cartografiado como riolitas por Guerrero-Suástegui (1997) (Fig. 10), mientras que, en el mapa 1:250.000 E14-4 Ciudad Altamirano, publicado por el Servicio Geológico Mexicano (Montiel-Escobar *et al.*, 2000), se agruparon en una formación del Cretácico inferior nombrada Acuyo, constituida, según estos autores, por una alternancia de conglomerado volcánico-lástico, limolita y lava andesítica plegadas, las que subyacerían a las rocas de la Formación Mal Paso (Figs. 10 y 11). Sin embargo, las observaciones de campo realizadas en el presente trabajo permitieron reconocer en esta región una sucesión compuesta por conglomerado volcánico-lástico, arenisca, lutita, limolita y escasos derrames de lava, que yacen horizontalmente en discordancia angular por encima de las rocas plegadas de las formaciones San Lucas y Comburindio (Fig. 43). Los conglomerados presentan un color desde rojizo a gris. Son masivos, principalmente matriz-soportados, moderadamente a mal clasificados (Fig. 44b). Los clastos son en predominancia de composición andesítica (Fig. 44b y c), aunque se observan también abundantes clastos dacíticos y tobáceos, además de intraclastos. Las areniscas presentan un color variable de rojizo a gris. Son de grano medio a grueso, moderadamente a bien clasificadas. Composicionalmente varían desde cuarzoarenitas a arcosas líticas. La fracción clástica se compone principalmente por monocristales de cuarzo, plagioclasa, fragmentos líticos de rocas volcánicas y escasa biotita. Estructuras sedimentarias como gradación normal, estratificación cruzada y rellenos de canal se observan comúnmente en esta sucesión. Escasos derrames de lava, de espesor variable desde 40 cm a 1.5 m, se encuentran interestratificados con la sucesión clástica. Presentan una textura porfirídica, y una composición andesítica, conformándose por fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno, en una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa.

Las rocas de la Formación Capeo se encuentran intrusionadas por batolitos terciarios (Fig. 43), que determinan el desarrollo de una aureola metamórfica de contacto en las rocas encajonantes. El metamorfismo produjo la formación de cuarcitas de grano fino a grueso, caracterizadas por la cristalización estática de biotita y la recristalización pervasiva del cuarzo (Fig. 44d). El espesor total de la formación Capeo es difícil de estimar, ya que la parte superior de la sucesión ha sido removida por la erosión. Considerando que las rocas de esta formación se encuentran con estratificación horizontal, un espesor mínimo de 1,000 m se ha calculado con base en la elevación topográfica máxima y mínima a las que se encuentran aflorando estas rocas. Sin embargo, este espesor representa claramente una subestimación del espesor total, en cuanto los grandes batolitos que cortan esta secuencia se encuentran actualmente en afloramiento en la parte noroccidental de la región, sugiriendo la remoción por erosión de un volumen significativo de estas rocas.

Dado que las rocas de las formaciones descritas anteriormente (formaciones desde Río Placeres a Cutzamala) se encuentran plegadas, mientras que la sucesión de la formación Capeo presenta una

yacitura horizontal, se considera que esta última representa una unidad estratigráfica más joven respecto a las otras formaciones cretácicas de esta región.

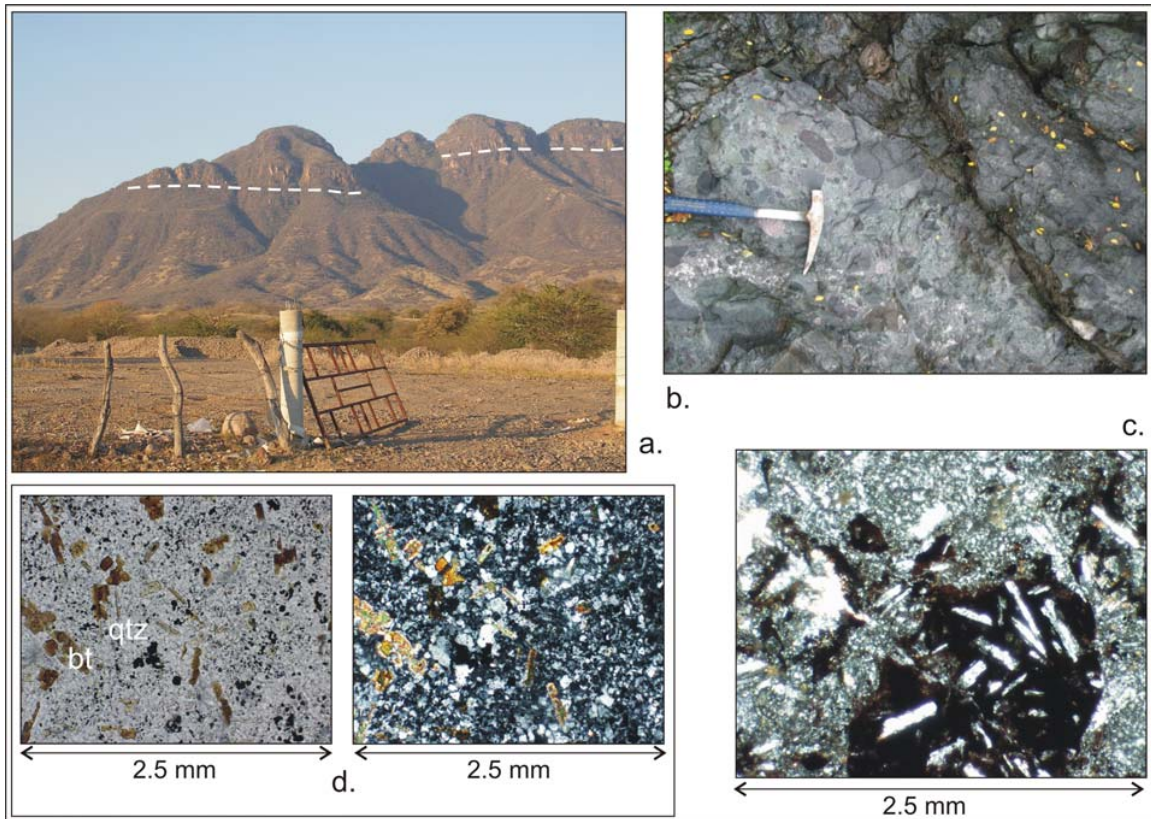


Figura 44 – Formación Capeo: (a.) vista panorámica del lado sur del Cerro el Banco, cerca del poblado de Comburindio (Fig. 42), donde los conglomerado, arenisca y lava andesítica de la formación Capeo yacen de manera horizontal; (b.) conglomerado volcánico-clástico matriz- a clasto-soportado que aflora a la base de esta formación, cerca del poblado de San Ignacio (Fig. 42); (c.) detalle en lámina delgada (nícoles cruzados) del conglomerado de la foto (b.), donde se observa la presencia de clastos de lava andesítica porfirídica; (d.) detalle en lámina delgada (foto a la izquierda nícoles paralelos, foto a la derecha nícoles cruzados) de las cuarcitas del aureola metamórfica en el contacto con el batolito de Montecillos, donde se observa la cristalización estática de biotita y la recristalización pervasiva del cuarzo.

5.1.2.8. El batolito de Placeres del Oro

Aflora en la parte central del área de estudio, entre los poblados de Santa Teresa y Pinzán Morado (Fig. 45 y Anéxo 1), donde se encuentra cortando las rocas de las formaciones Río Placeres y San Lucas. A lo largo del contacto, en las rocas de la Formación San Lucas, se desarrolla una aureola metamórfica, compuesta por cuarcitas de grano fino a grueso, caracterizadas por la recristalización pervasiva del cuarzo y en algunos casos por la cristalización estática de biotita. La relación de este batolito con las rocas de la Formación Comburindio se desconoce, ya que el contacto entre ellos siempre está cubierto en el área de estudio. Sin embargo, a lo largo del contacto con el batolito, las

rocas clásticas de la Formación Comburindio no muestran evidencias de recristalización, por lo que se sugiere que la deposición de esta formación ocurrió, por lo menos en parte, posteriormente al emplazamiento del intrusivo.

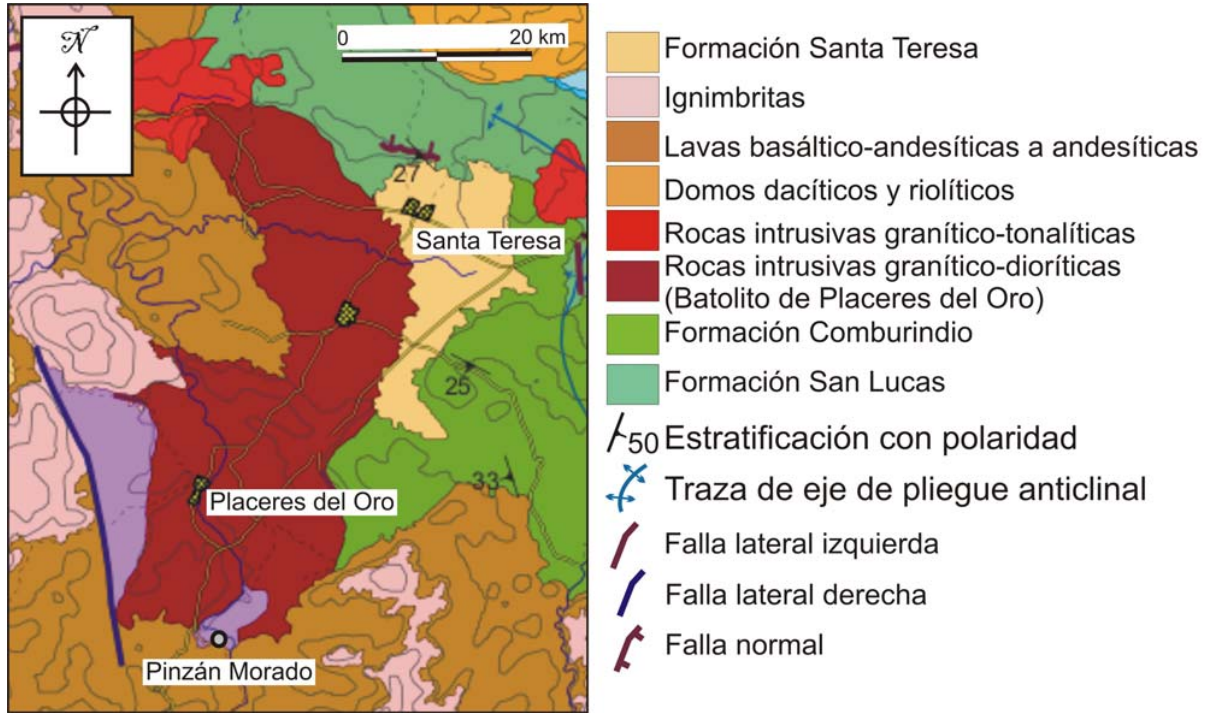


Figura 45 – Distribución de los afloramientos de las rocas de batolito de Placeres del Oro (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

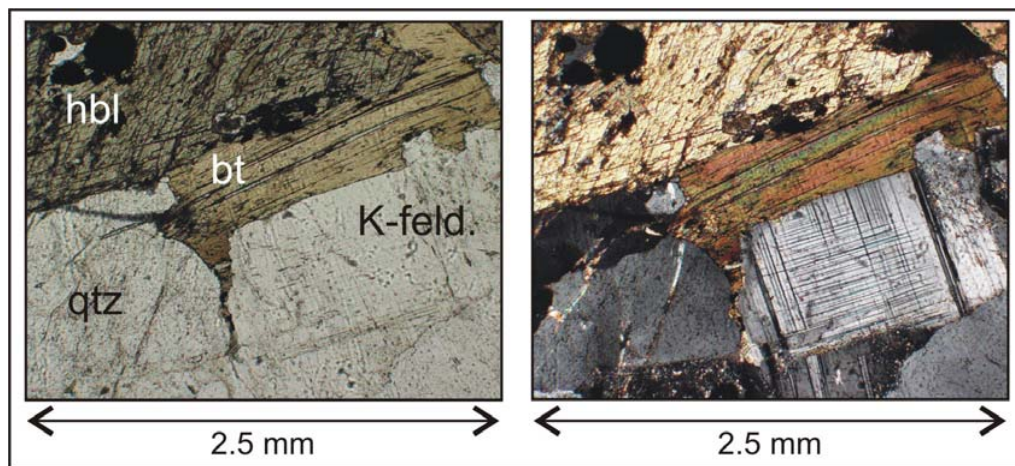


Figura 46 – Detalle en lámina delgada de una granodiorita de hornblenda y biotita del batolito de Placeres del Oro (foto a la izquierda tomada con los nicoles paralelos; foto a la derecha tomada con los nicoles cruzados).

El batolito de Placeres del Oro está conformado por rocas faneríticas, holocristalinas, equigranulares de grano grueso a medio. Presenta una composición variable desde granodiorítica a diorítica, y está compuesto principalmente por plagioclasa > K-feldspato, cuarzo, hornblenda y biotita (Fig. 46). Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en estas rocas. Las rocas de este batolito no presentan evidencias de deformación cristal-plástica a la escala del afloramiento. Sin embargo, en lámina delgada es posible observar escasos pliegues *kink* en la biotita, extinción undulatoria en el cuarzo y desarrollo de maclas mecánicas en la plagioclasa, lo que indica un grado de deformación cristal-plástica incipiente para estas rocas.

5.2. Estratigrafía de la región de Zihuatanejo

Se presenta en este trabajo una nueva cartografía y una redefinición de la estratigrafía del área comprendida entre los poblados de Feliciano y Puerto Escondido (Anexo 2). En esta región, los afloramientos de la sucesión mesozoica se encuentran expuestos a lo largo de una estrecha faja de ~15 km de ancho adyacente a la costa, donde es posible reconocer:

- ✓ un basamento metamórfico polideformado pre-cretácico (Complejo Las Ollas, Vidal-Serratos, 1991);
- ✓ una sucesión volcánico-sedimentaria desde marina a continental desarrollada, entre el Cretácico y probablemente el Paleoceno y/o Eoceno Temprano, que sobreyace en contacto estratigráfico discordante a las rocas metamórficas.

5.2.1. Sucesión del basamento: Complejo Las Ollas

De acuerdo con Talavera-Mendoza *et al.* (2007), en el presente trabajo, se incluyen dentro del Complejo Las Ollas las rocas cartografiadas previamente por Vidal-Serratos (1986 y 1991a) como formaciones Camalotito y Lagunillas, Complejo Las Ollas y litodema Papanoa, en cuanto el trabajo de campo permitió reconocer para estas rocas una evolución estructural común, caracteriza por un evento de deformación anterior a la deposición de la sobreyacente sucesión no metamórfica del Cretácico-Eoceno Temprano. Por otro lado, las rocas máficas y ultramáficas de la región de Papanoa-Puerto Escondido-Loma Baya, afloran como colgantes de techo dentro de los batolitos costeros terciarios, lo que impide conocer su relación con las sucesiones del Complejo Las Ollas. Por lo tanto, estas rocas se describirán separadamente en el párrafo 5.5.4. Dicho complejo aflora en la parte centro-septentrional del área de estudio, entre los poblados de Lagunillas y Zihuatanejo, y en la parte suroriental, entre Petatlán y El Camalotito (Fig. 47 y Anexo 2).



Figura 47 – Distribución de los afloramientos de las rocas del Complejo Las Ollas (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

El Complejo Las Ollas está compuesto por un apilamiento de napas tectónicas con distintos grados metamórficos, formadas por turbiditas y metaturbiditas siliciclásticas, donde se alojan bloques exóticos de dimensiones métrica a kilométrica. Con base en el grado metamórfico, en este trabajo se diferencian dos unidades tectónicas principales: la unidad Lagunillas, que aflora más ampliamente en el área de estudio y se caracteriza por un incremento progresivo del grado metamórfico desde la cima, donde no se observan evidencias de metamorfismo, hacia la base, caracterizada por un grado metamórfico bajo en facies esquistos verde, y la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito, que aflora paralelamente a la costa actual en los alrededores de los poblados homónimos, y se caracteriza por un grado metamórfico en facies de anfibolita (Fig. 47 y Anéxo 2). El contacto entre las dos unidades no se ha observado en campo.

5.2.1.1. Unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito

Esta unidad está constituida por una alternancia de filita, cuarcita, cuarzoesquistos anfibolítico y metatoba, en las cuales se encuentran envueltos la mayoría de los bloques exóticos de este complejo. Las filitas son de color negro y se componen principalmente por mica clara y menor abundancia de cuarzo. Se presentan siempre pervasivamente foliadas a la escala microscópica, ocultando las estructuras sedimentarias originales. Las cuarcitas son de color blanco y crema y se encuentran en estratos de espesor variable entre 2 y 25 cm, en alternancia rítmica con las filitas. Son de grano fino a medio, y se componen esencialmente por cuarzo y escasas cantidades de plagioclasa

y mica clara. Presentan una foliación incipiente a la escala centimétrica y se encuentran frecuentemente boudinadas en la matriz filítica (Fig. 48a).

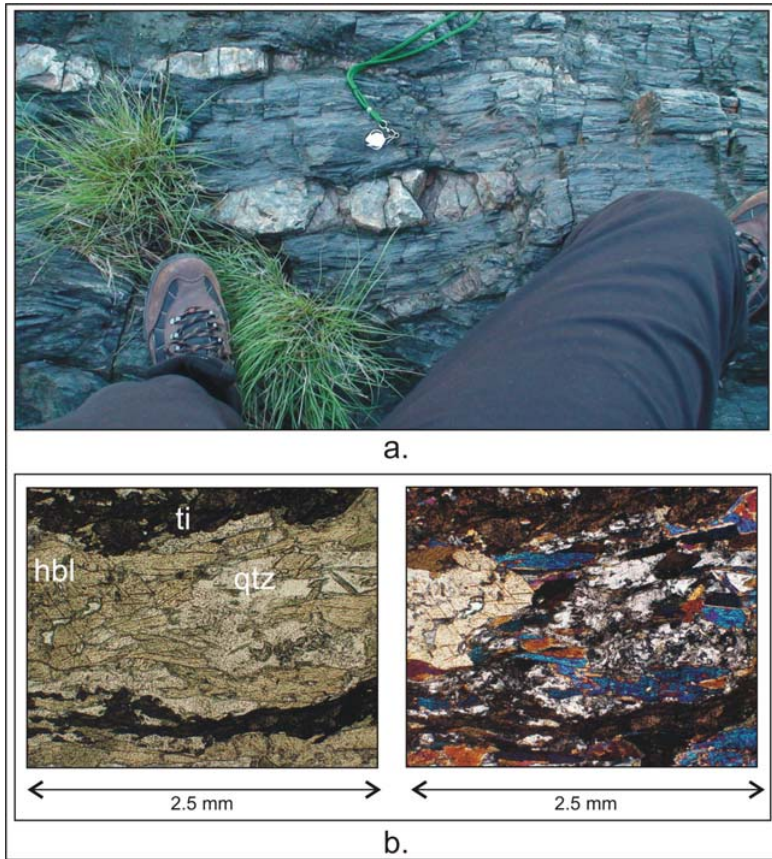


Figura 48 – Unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (Complejo Las Ollas): (a.) alternancia de filita negra y listones centimétricos de cuarcita boudinados; (b.) detalle en lámina delgada de los esquistos anfibolíticos que afloran en los alrededores del poblado El Camalotito (foto a la izquierda tomada con los nicoles paralelos; foto a la derecha tomada con los nicoles cruzados).

Los esquistos anfibolíticos se reportan por primera vez en este trabajo. Son de grano medio a fino, y se componen principalmente por una alternancia de niveles nematoblásticos de hornblenda verde, titanita y óxidos y niveles granoblásticos cuarzo-feldespáticos (Fig 48b). Presentan una foliación principal penetrativa a la escala microscópica, definida por la orientación preferencial de porfiroblastos de anfíbol y titanita, y por la orientación preferencial de cristales de cuarzo y plagioclasa, aplastados y elongados a lo largo de la esquistosidad principal. En los alrededores de El Camalotito (Fig. 47 y Anéxo 2), se observaron diques-estrato metadioríticos emplazados en los esquistos anfibolíticos. Los diques presentan una textura dolerítica de grano fino a medio y se componen esencialmente por plagioclasa, concrecimientos de actinolita-biotita y óxidos. Las metatobas afloran principalmente en los alrededores del poblado de El Camalotito. Son de color blanco y verdoso y están constituidas casi exclusivamente por ceniza volcánica, con escasos cristales de cuarzo, feldespato y hornblenda. Presentan una foliación penetrativa que enmascara completamente las estructuras primarias.

Numerosos bloques exóticos, de dimensiones desde métrica a kilométrica, se encuentran envueltos en la sucesión metaturbidítica de esta unidad. En orden de abundancia, se han observado bloques de

metagabro anfibolítico, anfibolita, plagiogranito, serpentinita y metalava. Los metagabros afloran principalmente en los alrededores del poblado de Arroyo Seco, y a lo largo del Río La Laja, a la altura del poblado de Las Ollas (Fig. 49). Son holocristalinos, faneríticos, generalmente equigranulares, de grano grueso a medio, y están compuestos por plagioclasa, hornblenda verde, titanita, óxidos y escasas cantidades de cuarzo (< 5%) (Fig. 50a). En algunas partes el contenido de anfíbol aumenta drásticamente y los metagabros pasan de manera transicional a anfibolitas, constituida exclusivamente por hornblenda verde, titanita y óxidos (fig. 24a y d). Los metagabros y las anfibolitas presentan una foliación pervasiva, definida por la orientación preferencial de porfiroblastos de hornblenda y titanita, y de porfiroclastos de plagioclasa, elongados a lo largo de la esquistosidad principal.

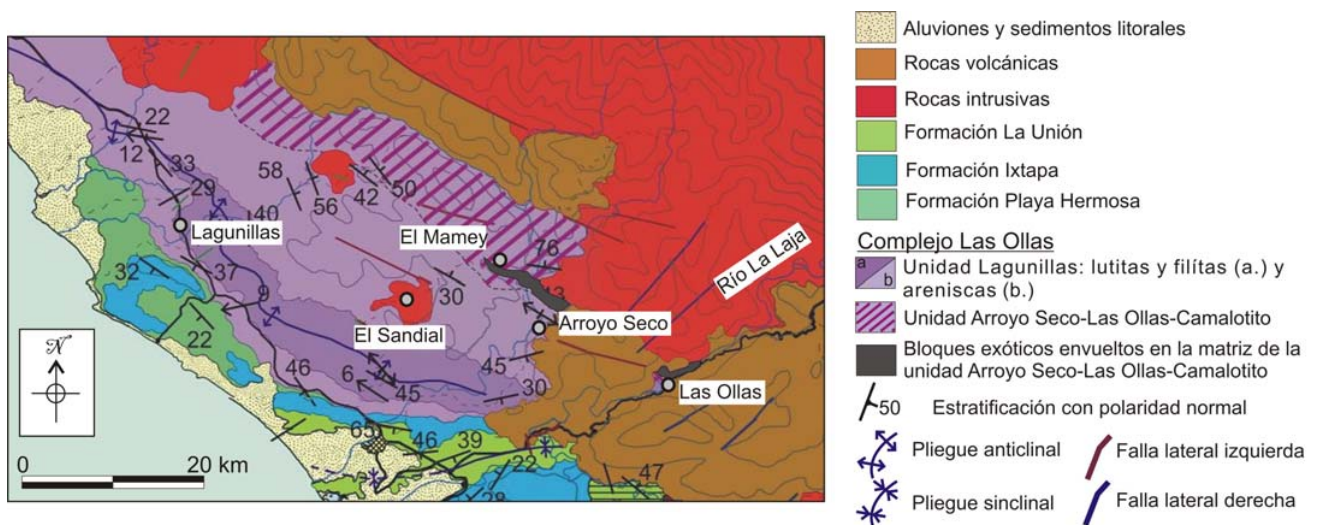


Figura 49 – Distribución de los afloramientos de los bloque exóticos de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Mamey en la región comprendida entre los poblados de Las Ollas y El Mamey (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Un gran bloque de serpentinitas, de 3-4 km de largo, aflora en proximidad del poblado de El Camalotito (Fig. 51), donde presenta desarrollo de talco y fibra de asbesto (Fig. 50b). En las partes donde la serpentización es menos pervasiva, es posible observar en lámina delgada relictos de rocas duniticas y peridotíticas. Las dunitas son de grano medio y se componen exclusivamente por cristales de olivino incoloro y espinela (Fig. 50c). Las peridotitas son de grano medio a grueso y se componen por olivino incoloro, clinopiroxeno y espinela. Los plagiogranitos se presentan en bloques métricos a decamétricos, envueltos en las filitas. Son holocristalinos, faneríticos, equigranulares de grano medio y se componen exclusivamente por plagioclasa, cuarzo y óxidos. Las metalavas presentan una textura porfirítica y una asociación petrográfica típica de andesitas,

con fenocristales de plagioclasa de hasta 1 cm de tamaño, en una matriz de microlitos de plagioclasa y clinopiroxeno.

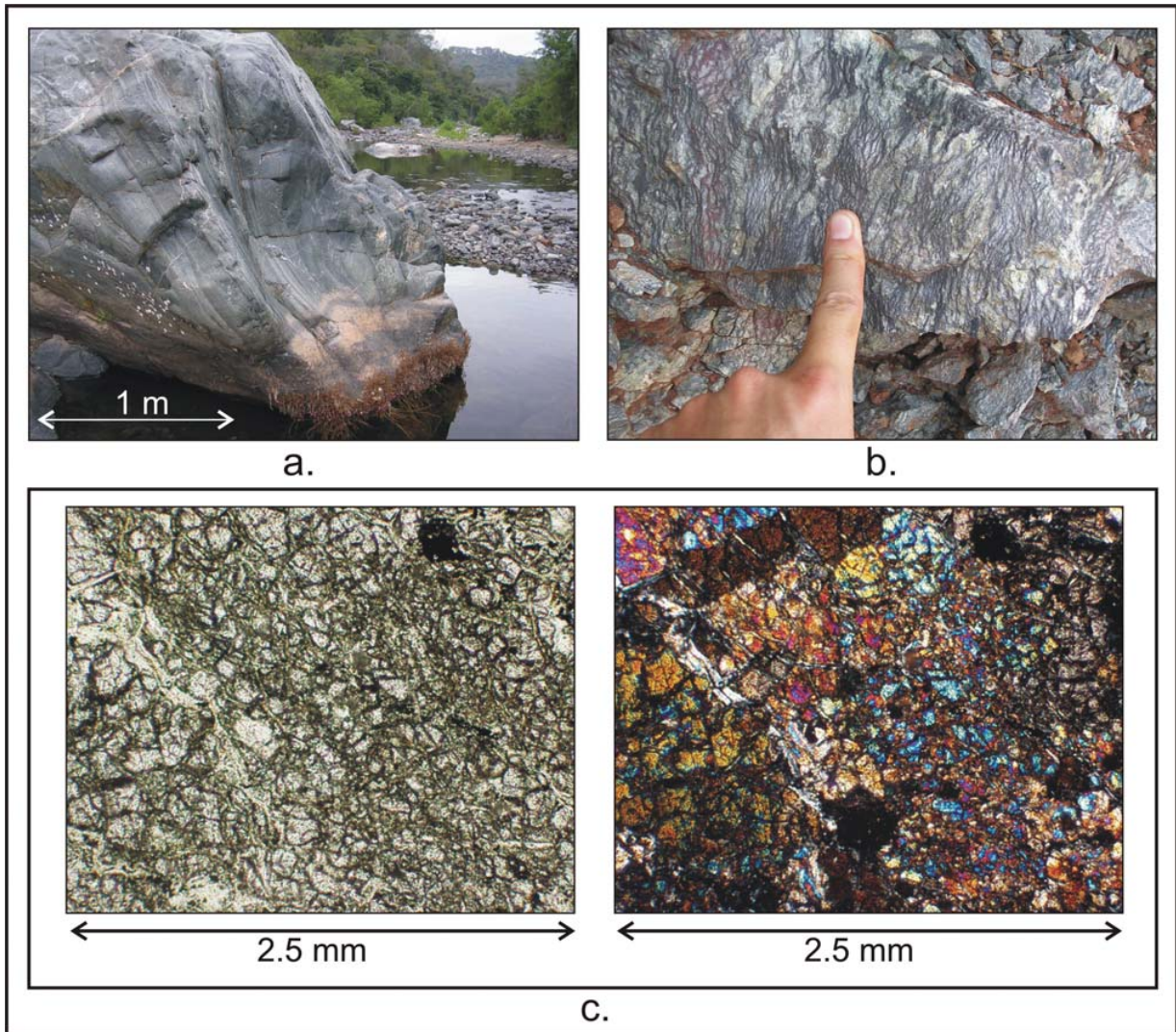


Figura 50– Bloques máfico y ultramáficos en la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito: (a.) afloramiento de un bloque de metagabro anfibolítico en proximidad del poblado de El Mamey; (b.) afloramiento de un bloque de serpentinita en los alrededores de el poblado de El Camalotito; (c.) detalle en lámina delgada de una dunita serpentinizada que aflora en los alrededores de la ranchería El Higueral (foto de la izquierda tomada con los nicoles paralelos; foto de la derecha tomada con los nicoles cruzados).

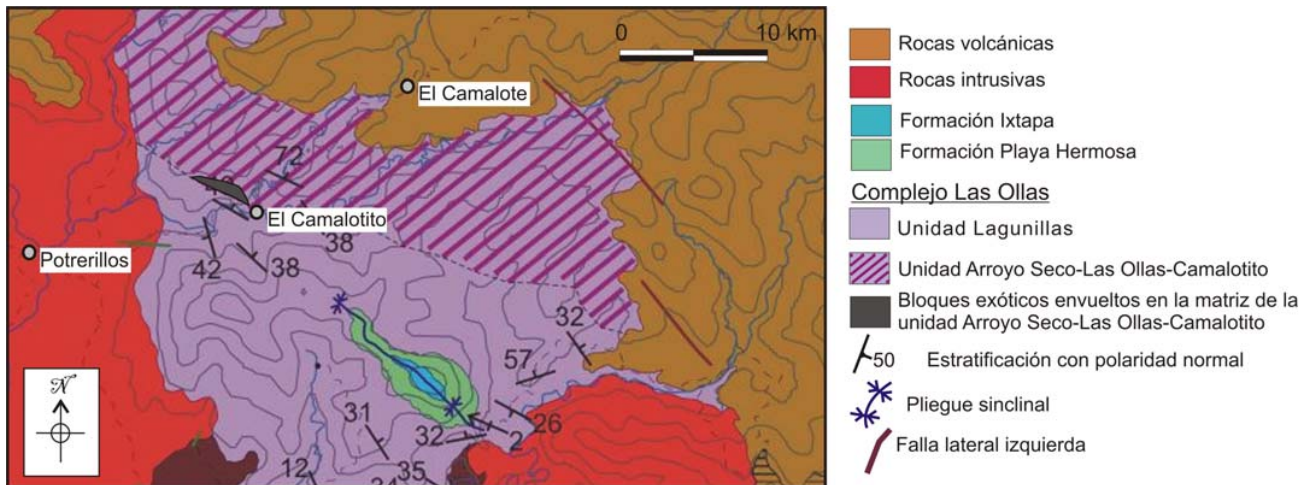


Figura 51 – Distribución de los afloramientos de los bloque exóticos de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Mamey en la región de El Camalotito (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

5.2.1.2. Unidad Lagunillas

Esta unidad aflora a lo largo de una faja NW-SE adyacente a la costa (Fig. 47 y Anéxo 2). Está compuesta por una sucesión turbidítica, formada por arenisca, conglomerado, lutita y limolita, que pasan gradualmente hacia la base a esquisto actinolítico y filita, indicando un progresivo incremento del grado metamórfico. Escasos bloques de cuarcita y plagiogranito se encuentran envueltos en la sucesión turbidítica. Las areniscas se encuentran interestratificadas con las lutitas y las limolitas en estratos de 2 a 30 cm de espesor (Fig. 52a). Son de grano medio a grueso, bien clasificadas, con clastos subangulosos a bien redondeados. Composicionalmente son litarenitas ricas en cuarzo y arenitas cuarcíticas. Los clastos están compuestos principalmente por monocristales de cuarzo, muscovita detrítica (Fig. 52b), que en algunos casos llegan a tener un tamaño de hasta 5-6 mm, además de escaso feldespato y clastos líticos, constituidos por cuarzo policristalino con claras evidencias de recristalización y deformación cristal-plástica (*grain boundary migration*, extinción ondulatoria, *subgrain domains* y orientación preferencial). Las areniscas presentan el desarrollo de una foliación incipiente a la escala centimétrica, definida por la orientación preferencial de los clastos de muscovita. No se observan paragénesis metamórficas, excepto a lo largo de los bordes de los plutones, donde el metamorfismo de contacto determina la cristalización estática de biotita y actinolita y la recristalización pervasiva del cuarzo. Estructuras sedimentarias como la laminación cruzada y gradación normal se observan comúnmente en toda la sucesión.

Los esquistos actinolíticos afloran principalmente en los alrededores del contacto con la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito. Se caracterizan por un bandeamiento verde-blanco, desde la escala milimétrica a centimétrica, que define la esquistosidad principal de las rocas. Son de grano

medio a fino y se conforman por una alternancia de niveles nematoblásticos de actinolita, óxidos y titanita y niveles granoblásticos cuarzo-feldspáticos (Fig. 52c). Presentan una foliación pervasiva, definida por la orientación preferencial de porfiroblastos de actinolita y porfiroclastos de cuarzo.

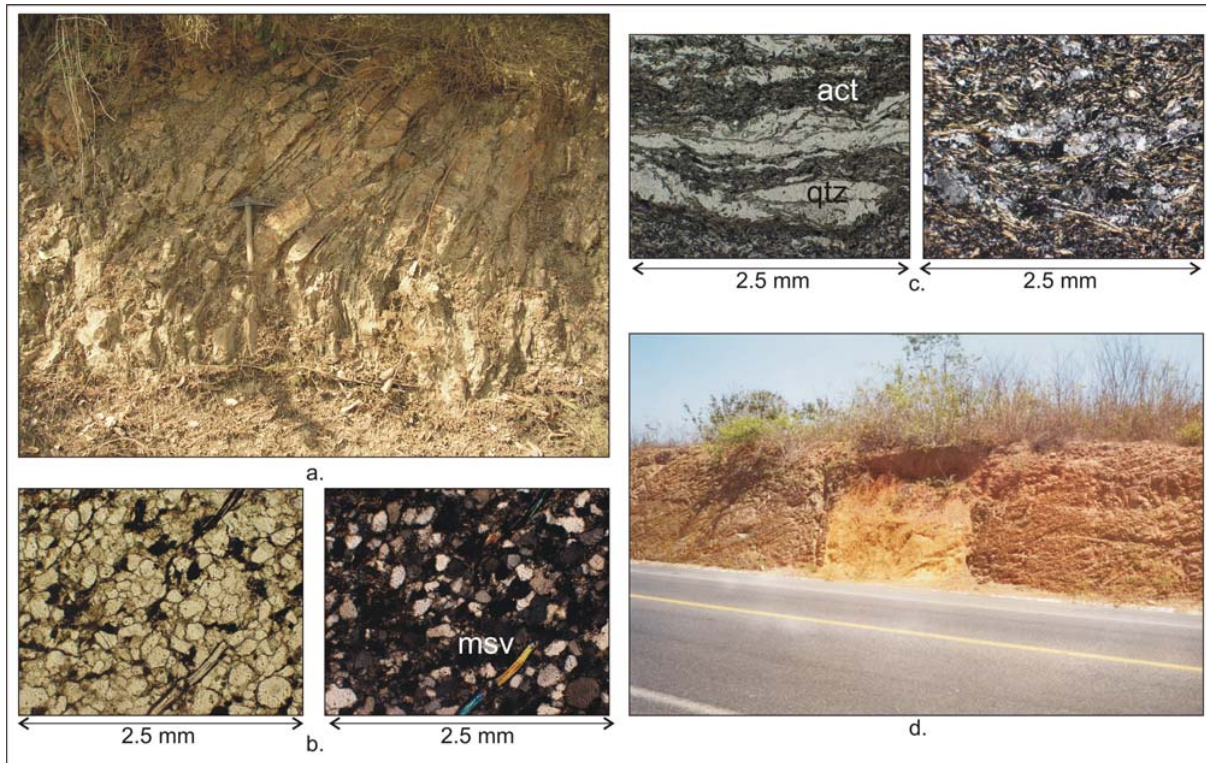


Figura 52 – Unidad Lagunillas: (a.) alternancia de arenisca y lutita que afloran en los alrededores del poblado de El Sandial; (b.) detalle en lámina delgada de las areniscas, compuesta principalmente por clastos de cuarzo y muscovita detrítica (la foto de la izquierad está tomada con los nícoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nícoles cruzados); (c.) detalle en lámina delgada de los esquistos de actinolita que afloran en los alrededores del poblado de El Camalotito (la foto de la izquierad está tomada con los nícoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nícoles cruzados); (d.) afloramiento de filitas en los alrededores del poblado de Lagunillas, donde se observa un dique de arena cortando la foliación principal.

Las filitas son de color gris y pardo, y están compuestas esencialmente por mica clara y escaso cuarzo. Presentan una foliación pervasiva a la escala microscopica, que enmascara las estructuras sedimentarias originales.

Uno de los rasgos más característicos de esta unidades es la presencia de numerosos diques de arena verticales y subverticales, de hasta 4 m de ancho, que cortan la superficie de estratificación y la foliación principal de estas rocas (Fig. 52d).

Escasos bloques de cuarcitas y plagiogranitos, de dimensiones desde 1 a 10 m, se encuentran envueltos en los depósitos siliciclásticos (Fig. 53). Las cuarcitas son de grano medio a fino, y se

componen exclusivamente de cristales de cuarzo y escasa muscovita. Los cristales de cuarzo presentan extinción undulatoria, *grain boundary migration* y *subgrain domains*, indicadores de procesos de recristalización y deformación cristal-plástica. Los plagiogranitos presentan una textura holocristalina, fanerítica de grano medio a fino, y se componen por plagioclasa, óxidos y cuarzo, sin presentar evidencias de deformación y metamorfismo.

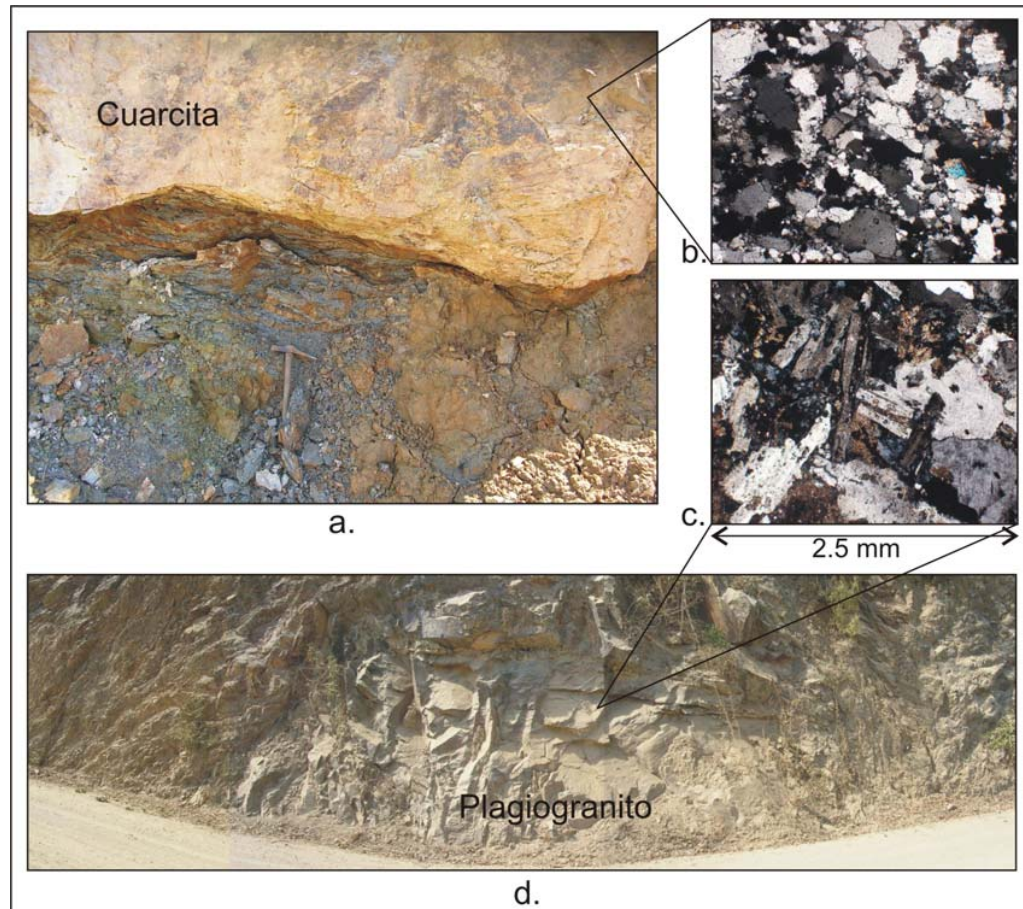


Figura 53 – Bloques exóticos en la unidad Lagunillas: (a.) afloramiento de un bloque de cuarcita en las filitas de esta unidad; (b.) detalle en lámina delgada de la cuarcita (foto tomada con los nícoles cruzados); (c.) detalle en lámina delgada de una muestra tomada de un bloque de plagiogranito en las filitas de la unidad Lagunillas, en las cercanías del poblado de El Sandial (foto tomada con los nícoles cruzados); (d.) afloramiento del bloque de plagiogranito de donde se recolectó la muestra de la foto (c.).

5.2.2. Sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de Zihuatanejo

Aflora principalmente en la parte noroeste de la región, donde se encuentra ampliamente expuesta la parte alta de la sucesión, y en los alrededores de Zihuatanejo, donde es posible observar las unidades estratigráficas inferiores (Anexo 2). Las rocas de esta sucesión fueron agrupadas originalmente por Vidal-Serratos (1986 y 1991a), en una única formación, nombrada formación

Zihuatanejo, compuesta por los miembros Posquelite, Ixtapa y La Unión. Sin embargo, las rocas de esta sucesión se formaron en ambientes deposicionales diferentes, y presentan edades distintas. Por lo tanto, en este trabajo se prefiere subdividir la sucesión cretácica en unidades estratigráficas de rango formacional manteniendo, hasta donde sea posible, los nombres de los miembros introducidos anteriormente en la literatura. Con base en la observación de los contactos y relaciones estratigráficas, se distinguen cinco unidades estratigráficas informales, que se describen a continuación desde la base hasta la cima de la sucesión.

5.2.2.1. Formación Posquelite

Aflora limitadamente en la parte central del área de estudio, en los alrededores del poblado homónimo, ~5 km al norte de Zihuatanejo (Fig. 54 y Anéxo 2).

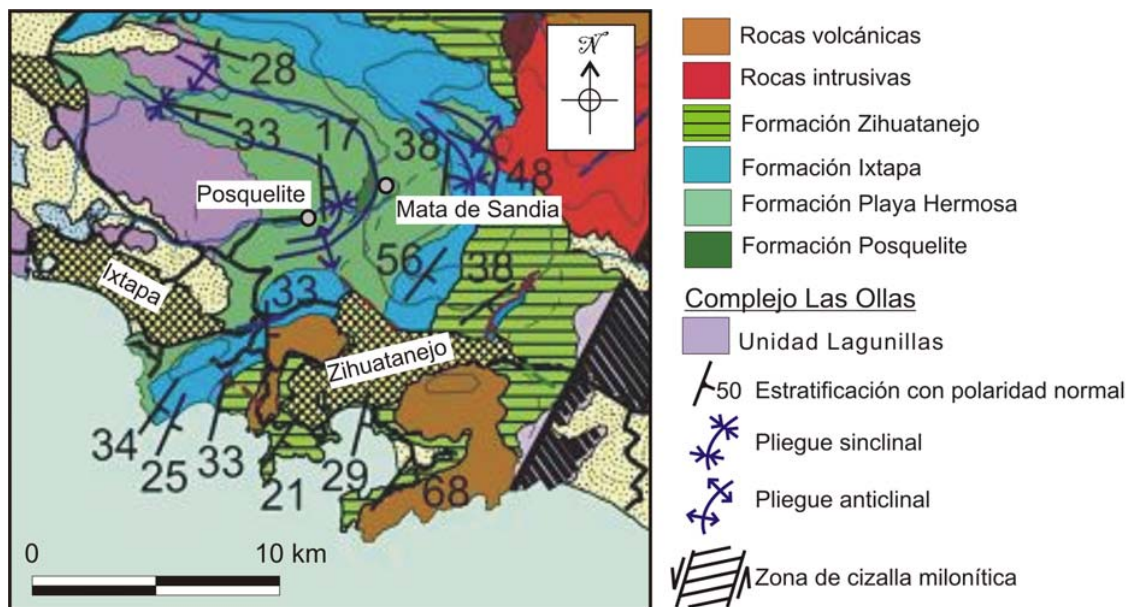


Figura 54 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación Posquelite (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

La formación Posquelite se compone por una alternancia de conglomerado polimíctico y arenisca. Las areniscas son principalmente masivas, y se presentan en estratos de dimensión de 20 a 50 cm. Son de grano fino a medio, y varían de moderadamente a mal clasificadas. Composicionalmente varían de grauvacas arcóscicas a arcosas ricas en cuarzo. Los clastos son principalmente subangulosos, y son representados, en orden de abundancia, por cuarzo, plagioclasa y mica blanca. En algunos casos se observa la cristalización estática de concrecimientos de biotita-actinolita y de epidota y la recristalización pervasiva del cuarzo, que documentan un evento metamórfico de contacto, probablemente relacionado con el emplazamiento de los batolitos terciarios. Los

conglomerados se presentan en estratos variables de 20 cm a 1.5 m de espesor. Son masivos, matriz-soportados y mal clasificados. Los clastos varían de angulosos a subredondeados, y son representados por fragmentos de granito, cuarzoesquistos, gneis y cuarcita (Fig. 55).

La base de esta formación no aflora en el área de estudio, por lo tanto sólo es posible estimar un espesor mínimo de 70 m para esta sucesión.



Figura 55– Formación Posquelite: conglomerado matriz-soportado, mal clasificado, con clastos angulosos a subredondeados de rocas granitoides (a.) y cuarzoesquistos (b.).

5.2.2.2. Formación Playa Hermosa

Esta formación aflora principalmente a lo largo de la costa, entre los poblados de Zihuatanejo y Troncones (Fig. 56 y Anéxo 2), y presenta los mejores afloramientos a lo largo de la carretera Zihuatanejo-Playa Hermosa. Dicha formación está constituida por una alternancia de arenisca, lutita, limolita y menor abundancia de conglomerado. Las areniscas son de grano fino a grueso, moderadamente a mal clasificadas, con clastos principalmente subangulosos, en una matriz microcristalina compuesta esencialmente por cuarzo y óxidos (Fig. 57). Composicionalmente varían de arcosas a grauvacas arcósicas, con menor abundancia de litarenitas en la parte superior de la sucesión. Los clastos líticos son representados por fragmentos de andesita porfírica, toba y caliza en proximidad del contacto con la sobreyacente formación Ixtapa. Los conglomerados son matriz-soportados y mal clasificados. Se conforman por fragmentos de andesita, toba e intraclastos, en una matriz compuesta por cuarzo y óxidos. Algunos niveles de toba de 5 a 35 cm de espesor se encuentran intercalados en las rocas siliciclásticas, documentando un periodo de actividad magmática explosiva contemporáneo a la sedimentación de esta unidad. Las rocas de la formación Playa Hermosa se encuentran intensamente afectadas por un evento metamórfico de contacto, que determina la cristalización estática de biotita, actinolita y epidota, y la recrystalización del cuarzo

(Fig. 57 c). La recristalización pervasiva dificulta la observación de las estructuras primarias en estas rocas, que aparentemente presentan un aspecto masivo (Fig. 57a).

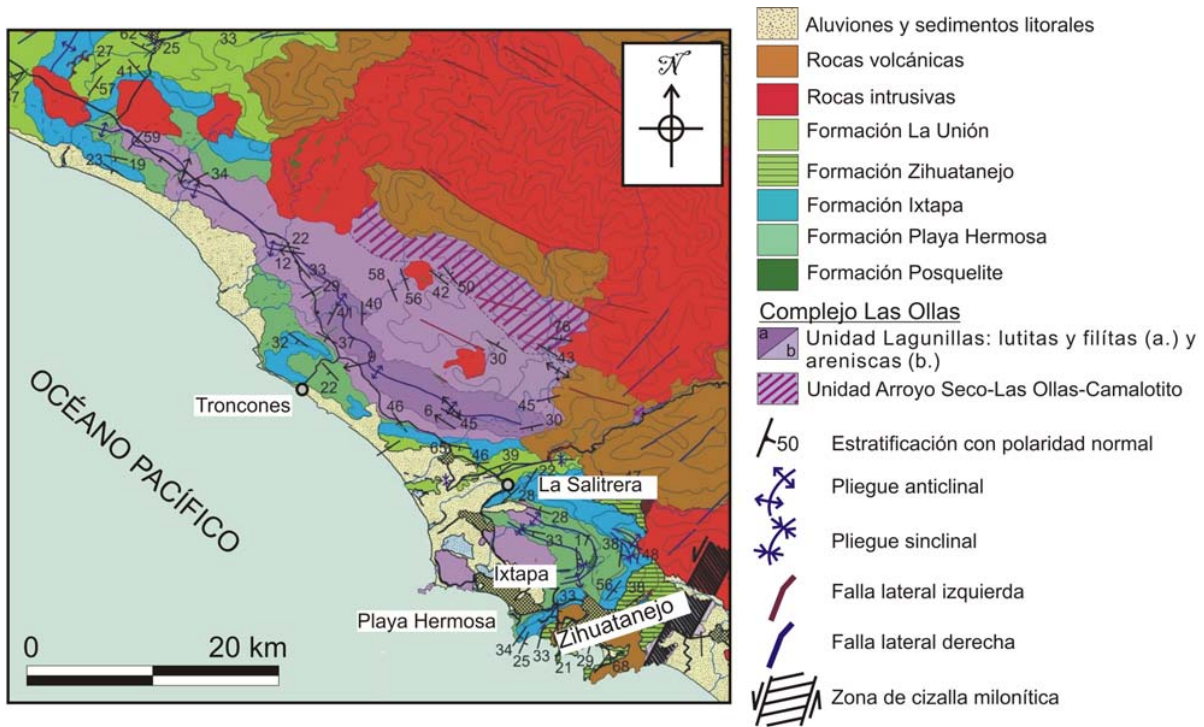


Figura 56 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación Playa Hermosa (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

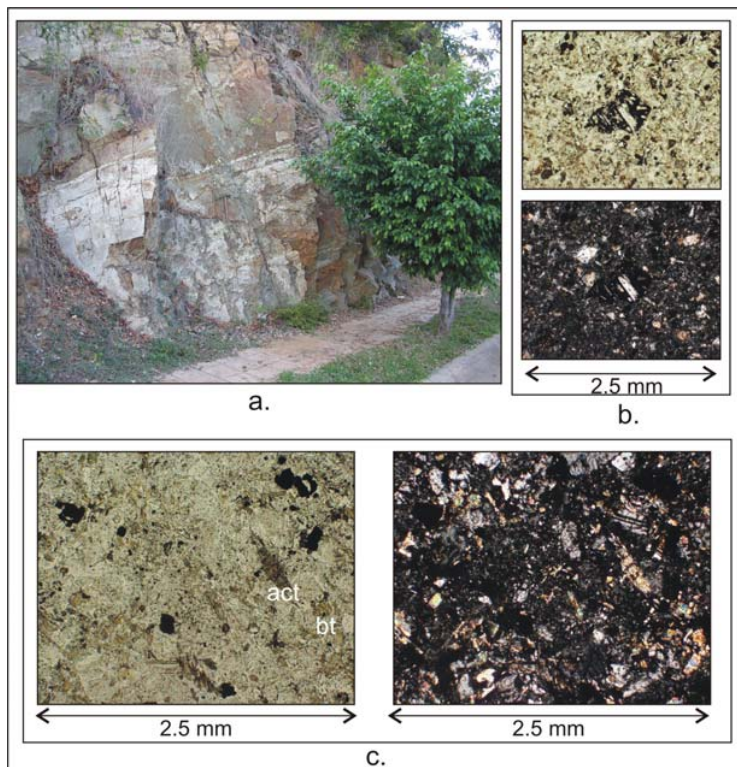


Figura 57 – Formación Playa Hermosa: (a.) afloramiento de arenisca masiva en los alrededores de la playa homónima; (b.) detalle en lámina delgada de las areniscas, donde se pueden observar clastos líticos de lava porfírica (la foto de arriba está tomada con los nicoles paralelos, mientras que la de abajo con los nicoles cruzados); (c.) detalle en lámina delgada de una metarenisca de la formación Playa Hermosa colectada al norte de Zihuatanejo, cerca del contacto con las rocas intrusivas del Terciario. El efecto térmico de la intrusión produce la cristalización de minutos cristales de actinolita y biotita.

La formación Playa Hermosa cubre de manera concordante las rocas de la formación Posquelite en proximidad del poblado homónimo (Fig. 56), mientras que sobreyace directamente a la sucesión metamórfica del Complejo Las Ollas en el resto del área de estudio (Fig. 56). Dos kilómetros al oeste del poblado de La Salitrera (lat. 0224510, long. 1959507) (Fig. 56), en el corte de una carretera en construcción, es posible observar excelentes afloramientos de este contacto, que se presenta como una superficie de discordancia entre las filitas polideformadas de la unidad Lagunillas y las rocas clásticas sobreyacentes de la formación Playa Hermosa (Fig. 58). A lo largo del contacto, en el Complejo Las Ollas, se observa un nivel anóxico de 2 m de espesor, constituido por filitas carbonosas, al cual sobreyace una brecha de ~3 m de espesor compuesta por abundantes clastos, procedentes de estas mismas filitas, indicando la erosión parcial de las rocas metamórficas antes del inicio de la deposición de la sucesión cretácica.

El espesor de la formación Playa Hermosa varía lateralmente de manera considerable, desde 0-20 m en la región comprendida entre los poblados de La Salitrera y Troncones (Fig. 56) hasta ~1,000 m en los alrededores de Ixtapa (Fig. 56).

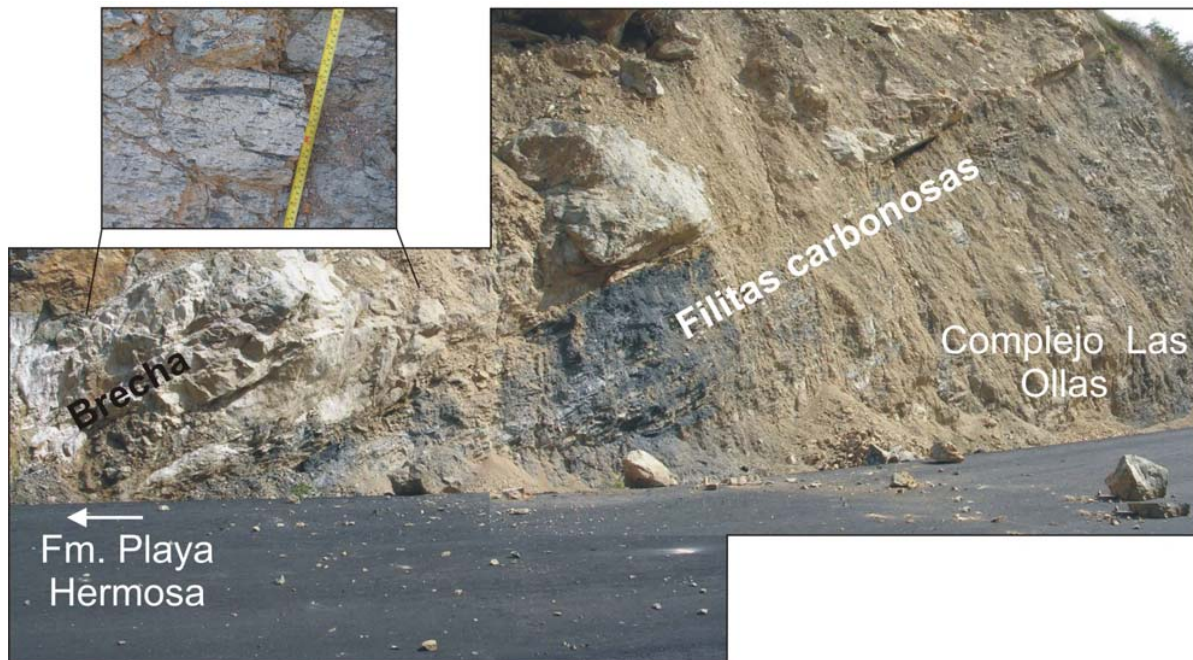


Figura 58 – Afloramiento del contacto entre la formación Playa Hermosa y las filitas polideformadas y metamorfoseadas del Complejo Las Ollas, en proximidad del poblado de La Salitrera (ver coordenadas en el texto). A lo largo del contacto se observa un nivel de ~2 m de filitas carbonosas en el Complejo Las Ollas, cubierto en discordancia por una brecha mal clasificada compuesta por clastos de dichas filitas.

5.2.2.3. Formación Ixtapa

Esta formación aflora ampliamente en la parte noroccidental del área de estudio y en los alrededores de Zihuatanejo (Fig. 59 y Anéxo 2).

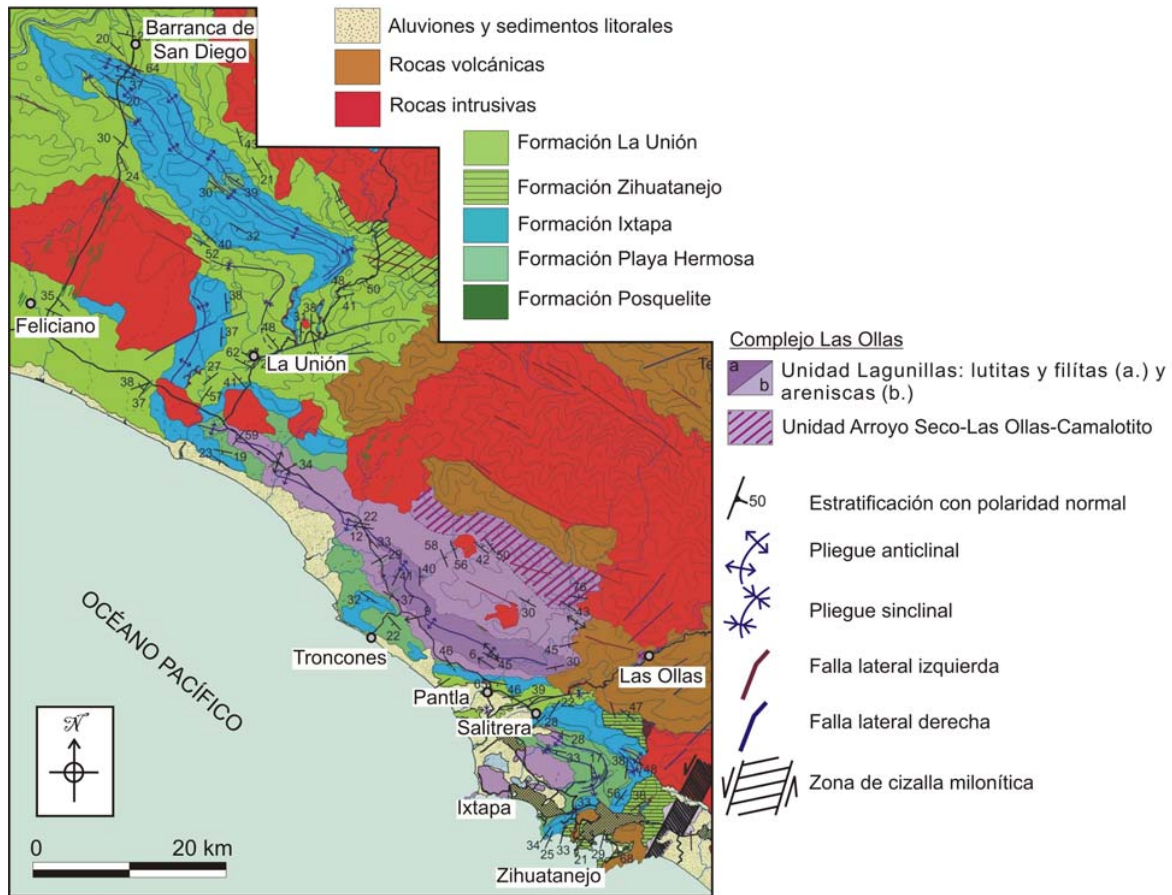


Figura 59 – Distribución de los afloramientos de las rocas de las formaciones Ixtapa y La Unión (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Se compone por caliza, desde masiva a estratificada, interestratificada con lutita, limolita calcárea y autobrecha. Contiene una abundante fauna fósil representada por gasterópodos, rudistas, equinoides y corales. Escasos derrames de lava se encuentran intercalados con las rocas calcáreas. Las exposiciones mejores de estas lavas se encuentran en la carretera principal Zihuatanejo-Lazaro Cardenas, a la altura del entronque para Ixtapa. En este afloramiento se puede observar un derrame andesítico de 6 m de espesor (Fig. 60a), que es el más grueso entre los que se encuentran en toda la sucesión, intercalado en la parte basal de los estratos calcáreos. En esta zona las lavas presentan cristalización estática pervasiva de concrecimientos de biotita-actinolita, epidota y cuarzo, lo que indica un evento metamórfico de contacto, probablemente relacionado con el emplazamiento de los batolitos terciarios (Fig. 60b). En algunos casos el estudio petrográfico permitió reconocer algunos

relictos de la roca original, la cual presenta una textura variable desde afírica a porfírica y se compone por fenocristales de plagioclasa en una matriz conformada por plagioclasa y óxidos. En afloramiento las lavas muestran evidencia de una deformación intensa, que determina el desarrollo de un clivaje penetrativo subvertical a la mesoescala, y la formación de dominios de *microlithons* caracterizados por un ancho de 2 a 13 cm (Fig. 60a).



Figura 60 – (a.) metalava andesítica intercalada a la base de las capas calcáreas de la formación Ixtapa, aflorante a la salida oeste de Zihuatanejo. Las metalavas presentan deformación pervasiva a la escala mesoscópica, y muestran el desarrollo de un clivaje subvertical, que determina la formación de dominios de *microlithons* con un ancho variable de 2 a 13 cm. (b.) detalle en lámina delgada de la metalava, donde se observa la cristalización pervasiva de concrecimientos de biotita-actinolita (la foto de la izquierda está tomada con los nícoles paralelos, mientras la de la derecha con los nícoles cruzados).

La formación Ixtapa sobreyace en contacto estratigráfico concordante a las rocas de la formación Playa Hermosa (Fig. 59). Las mejores exposiciones del contacto se encuentran en la salida oeste de Zihuatanejo, cerca del afloramiento de las lavas cretácicas anteriormente descrito, y a lo largo de la carretera hacia Playa Hermosa. El espesor de la formación Ixtapa varía lateralmente desde 400 a 600 m.

5.2.2.4. Formación Zihuatanejo

Esta formación aflora limitadamente en el área de estudio, entre la bahía de Zihuatanejo y el poblado de El Calabacalito (Fig. 61 y Anéxo 2).

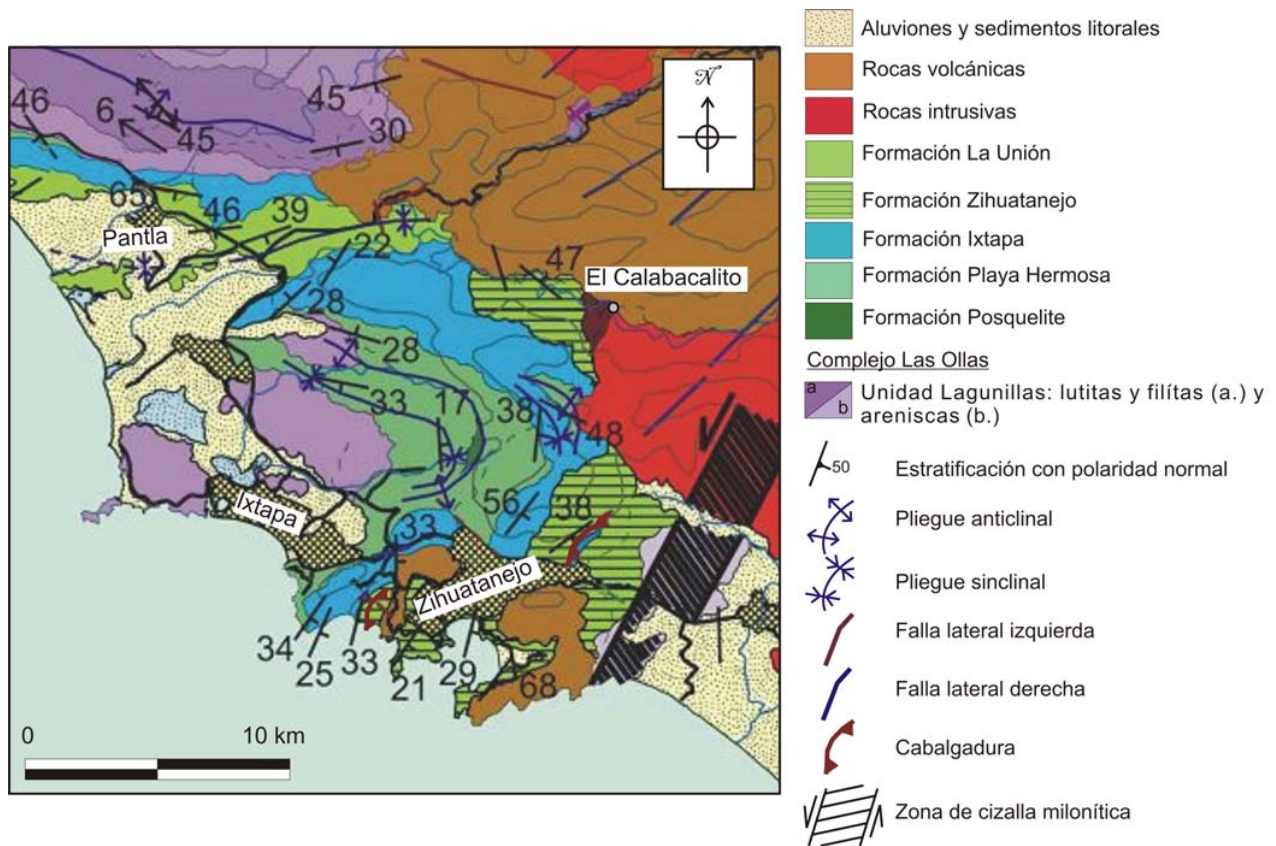


Figura 61 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación Zihuatanejo (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Las rocas cartografiadas en el presente trabajo como formación Zihuatanejo habían sido agrupadas previamente, por Vidal-Serratos (1986 y 1991a), con la sucesión de arenisca, lutita y conglomerado que afloran por debajo de la formación Ixtapa, incluidas aquí en la formación Playa Hermosa. El contacto entre la formación Zihuatanejo y las calizas no pudo observarse en campo, en cuanto esto se encuentra siempre cubierto por la vegetación. Sin embargo, a lo largo de la bahía de Zihuatanejo,

las rocas de la formación homónima afloran al este de la formación Ixtapa (Fig. 61), y la estratificación en esta región presenta una inclinación constante hacia el ESE, lo que impone considerar que las rocas de la formación Zihuatanejo sobreyacen a las calizas del Albiano de la formación Ixtapa. Esta relación estratigráfica está confirmada también por las edades U-Pb de 82 Ma reportadas por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), para algunos zirrones detríticos procedentes de una arenisca de la formación Zihuatanejo.

La base de esta formación consta de una sucesión de ~70 m, conformada por una alternancia de arenisca calcárea de grano medio a fino y marga, en estratos de espesor variable de 4 a 45 cm (Fig. 62a).

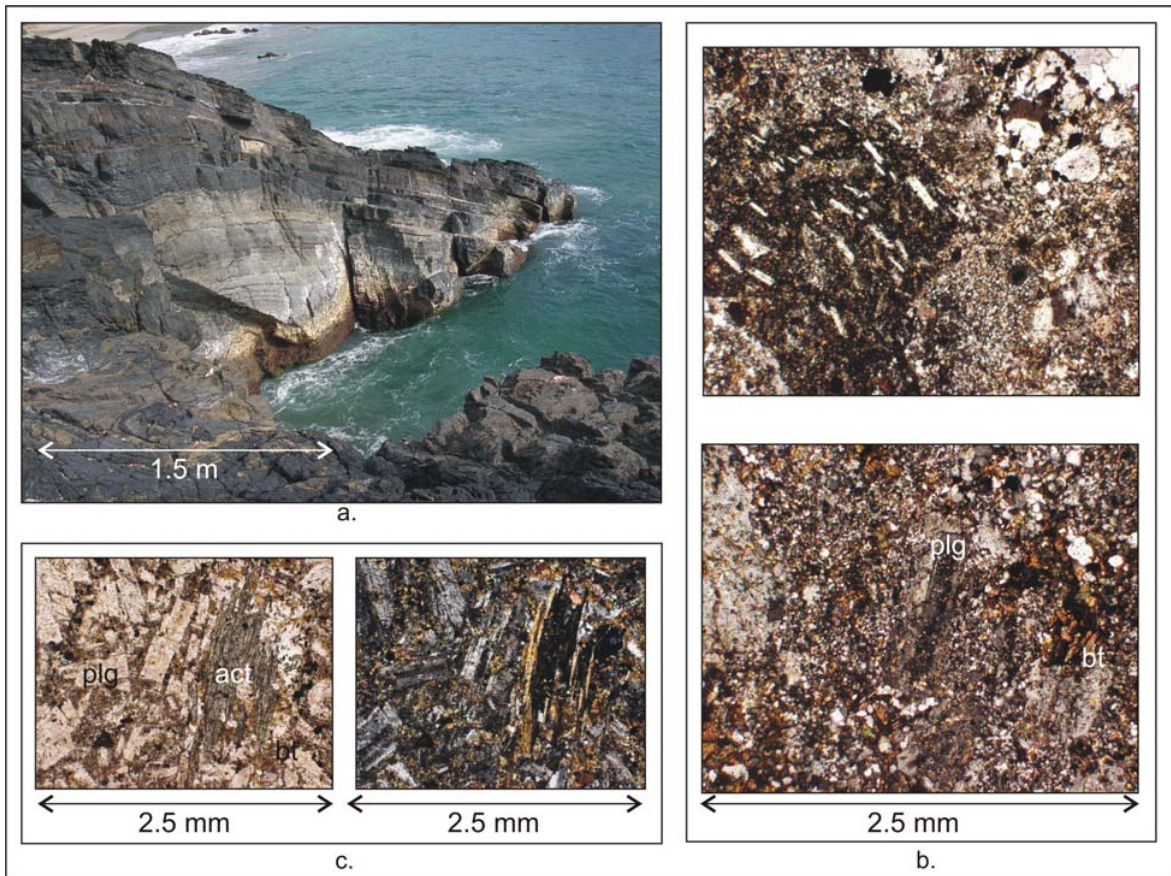


Figura 62 – Formación Zihuatanejo: (a.) sucesión de areniscas calcáreas que afloran a la base de la formación Zihuatanejo, a lo largo de la playa Majahua (Fig. 61); (b.) detalle en lámina delgada de las areniscas de la parte superior de la formación Zihuatanejo, donde se observan clastos de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos de lava porfirídica, en una matriz rica en cuarzo (ambas las fotos están tomadas con los nicoles cruzados); (c.) detalle en lámina delgada de una metalava andesítica interestratificada con las areniscas de la formación Zihuatanejo, donde es posible observar la cristalización pervasiva de concrecimientos de biotita-actinolita.

Dicha sucesión pasa transicionalmente hacia el alto a depósitos turbidíticos, representados por arenisca, lutita y conglomerado volcaniclásticos de color gris a verdoso, donde se encuentran intercalados algunos derrames de lava, además de toba. Las areniscas son grauvacas arcósicas y arcosas mal clasificadas, de grano fino a grueso (Fig. 62b). Los clastos son principalmente angulosos a subangulosos, y son representados, en orden de abundancia, por monocristales de plagioclasa, cuarzo, fragmentos andesíticos y de toba, en una matriz compuesta por cuarzo microcristalino y óxidos. Comúnmente es posible observar la cristalización estática pervasiva de biotita, actinolita, epidota y escasa titanita y la recrystalización del cuarzo, lo que documenta un evento metamórfico de contacto, probablemente relacionado con el emplazamiento de los batolitos terciarios. En las partes menos recrystalizadas se pueden observar estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y superficies de canal. Los conglomerados son mal clasificados, matriz-soportados, masivos, y en algunos casos presentan gradación normal. Están constituidos principalmente por clastos volcánicos de composición andesítica y fragmentos de ceniza volcánica, con escasos cristales de hornblenda. Las lavas interestratificadas con las rocas siliciclásticas son porfiríticas, petrográficamente muestran asociaciones mineralógicas típicas de andesitas, y se caracterizan por la cristalización de las mismas paragénesis de metamorfismo de contacto que se observan en las rocas clásticas (biotita, actinolita y epidota) (Fig. 62c). En los alrededores del poblado de El Calabacalito, al norte de Zihuatanejo, escasos niveles métricos a decimétricos de arenisca y conglomerado volcaniclásticos de color rojizo se intercalan con la sucesión turbidítica anteriormente descrita, indicando que, en esta región, la sedimentación marina se acompañó por breves periodos de exposición subaérea.

Se estima un espesor mínimo de 700 m para esta formación. Sin embargo, considerando que el contacto superior no aflora en el área de estudio, este valor representa claramente una subestimación del espesor total.

5.2.2.5. Formación La Unión

Aflora ampliamente en la parte noroccidental de la región de Zihuatanejo, entre los poblados de La Unión y Feliciano, y en la parte central, entre La Salitrera y Pantla (Fig. 59 y Anéxo 2). Vidal-Serratos (1986) y Centeno-García *et al.* (2003) habían previamente reportado que las rocas cartografiadas en el presente trabajo como formación La Unión se encuentran interestratificadas con las calizas de la formación Ixtapa. Sin embargo, el trabajo de campo realizado en este estudio ha permitido observar que, por lo menos en esta región, las calizas de la formación Ixtapa siempre se encuentran cubiertas por las rocas de la formación La Unión, la que, por lo tanto, se considera aquí como una unidad estratigráfica distinta, desarrollada posteriormente a la finalización de la

sedimentación calcárea. El contacto estratigráfico original entre las formaciones Ixtapa y La Unión no pudo observarse en el área de estudio, en cuanto este siempre se encuentra cubierto por la vegetación o afectado por fallas laterales subverticales. Por ejemplo, cerca del poblado de la Barranca de San Diego, en la parte septentrional del área de estudio (Fig. 59), las rocas de la formación La Unión muestran una orientación promedio de las superficies de estratificación $N112^{\circ} 28'$ NE, y yacen en discordancia angular arriba de las calizas de la formación Ixtapa, que se caracterizan en vez por una orientación promedio de la estratificación $N110^{\circ} 69'$ NE (Fig. 63). Sin embargo, el contacto entre estas formaciones está representado por una falla lateral izquierda con orientación $N119^{\circ} 90'$, por lo que no es posible establecer si la discordancia angular es un rasgo deposicional original o solamente el resultado de la deformación.

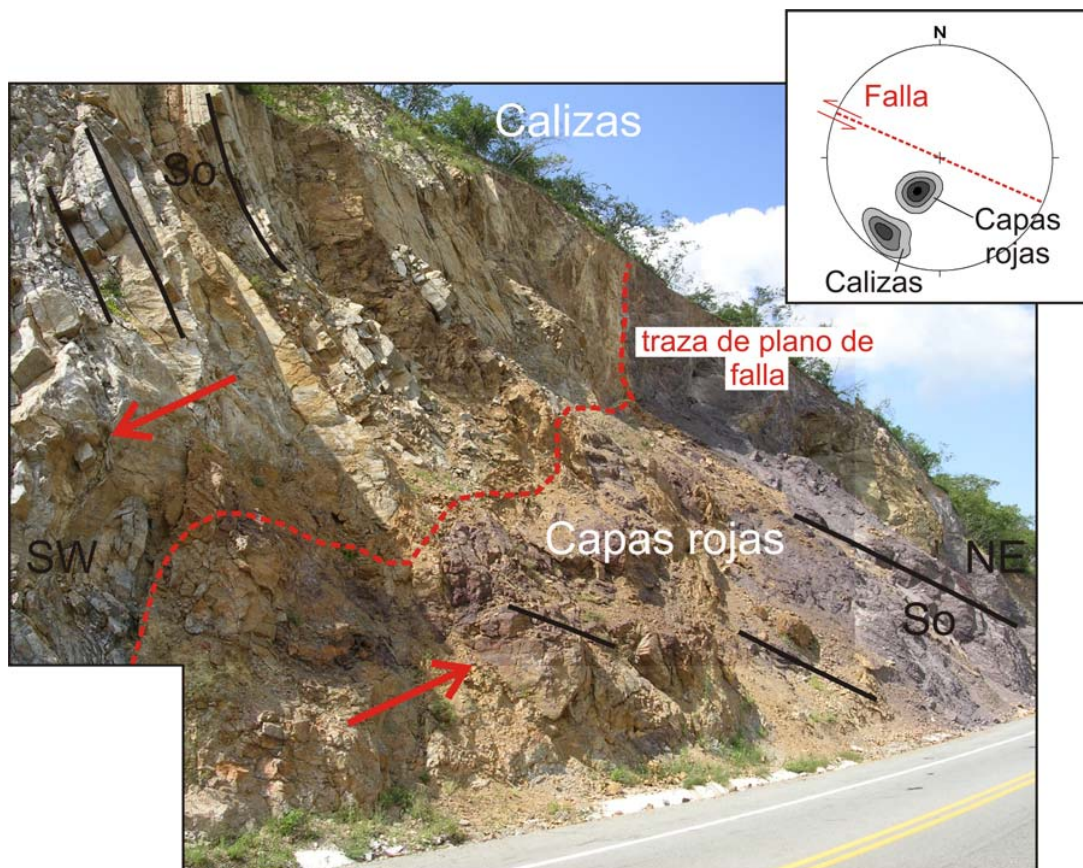


Figura 63 – Afloramiento del contacto discordante entre las calizas de la formación Ixtapa y las capas rojas de la formación La Unión. Como se puede observar, el contacto está representado por una falla lateral izquierda, a los dos lados de la cual las calizas y las capas rojas buzcan hacia el NE, pero con ángulos de inclinación diferentes. En la red estereográfica se muestra la proyección de los polos a la estratificación de las calizas y las capas rojas, que definen dos picos de densidad con orientaciones parecidas y inclinación diferente. La traza ciclográfica en rojo representa la falla de contacto entre las dos formaciones.

La base de la formación La Unión está compuesta por un conglomerado clasto-soportado, de 1 a 12 m de espesor, con clastos de caliza y menor abundancia de arenisca, lutita y fragmentos volcánicos (principalmente andesíticos), litológicamente comparables con las rocas de las formaciones subyacentes (Fig. 64).

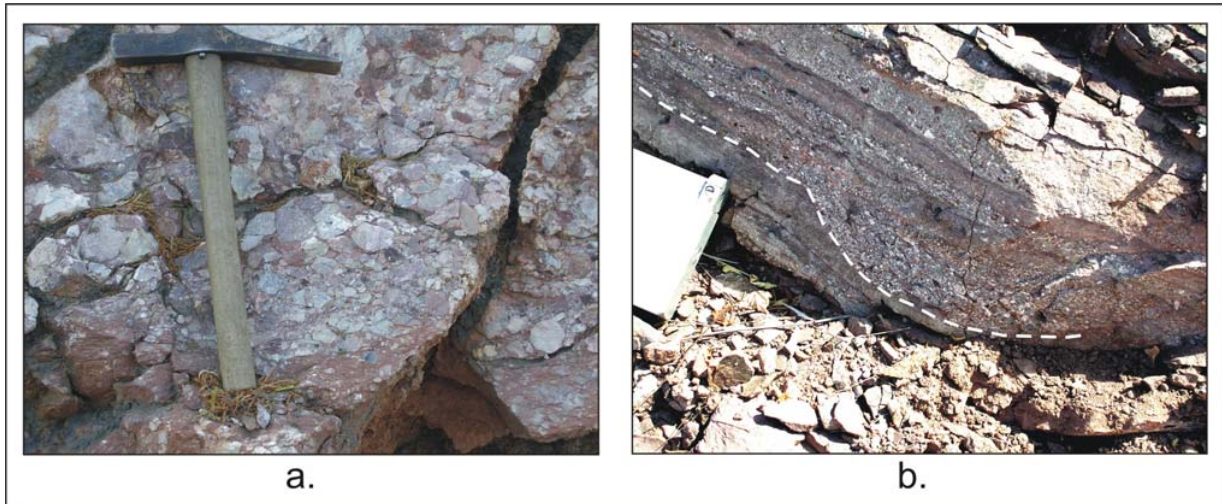


Figura 64 – Formación La Unión: (a.) conglomerado rico en clastos e caliza, lutita y arenisca a la base de la formación La Unión; (b.) relleno de canal en la sucesión de conglomerado y arenisca de la formación La Unión.

Hacia el alto, el conglomerado calcareo pasa transicionalmente a una sucesión constituida por conglomerado volcaniclástico, arenisca, lutita y limolita de color rojizo (Fig. 64b). Las areniscas son moderadamente a mal clasificadas, de grano fino a grueso. Composicionalmente varían de arenitas arcósicas a litarenitas. Los clastos varían de subangulosos a bien redondeados, y están constituidos principalmente por monocristales de plagioclasa, fragmentos líticos y menor cantidad de monocristales de cuarzo. Los clastos líticos son principalmente volcánicos, de composición andesítica, y, en menor cantidad, se observan fragmentos de ceniza volcánica, lutita y caliza. Los conglomerados presentan estratificación gruesa y masiva. Son mal clasificados, tanto matriz- como clasto-soportados. Se componen principalmente por clastos volcánicos porfiríticos de composición andesítica, dacítica y fragmentos de toba, además de clastos de caliza, lutita, arenisca e intraclastos. Gradación normal, estratificación cruzada y rellenos de canal se observan comúnmente en toda la sucesión (Fig. 64b). Las rocas de la formación La Unión se encuentran intrusionadas por grandes batolitos terciarios (Fig. 59), que producen el desarrollo de una aureola metamórfica de contacto en las rocas encajonantes, que se manifiesta esencialmente por la recrystalización pervasiva del cuarzo y la cristalización estática de biotita. Es posible estimar un espesor mínimo de 2,200 m para la

formación La Unión. Sin embargo, considerando que los batolitos que cortan los depósitos de esta formación se encuentran actualmente aflorando, es posible considerar la remoción por erosión de grandes volúmenes de estas rocas.

5.2.2.6. Formación El Cirian

En el presente trabajo, se introduce de manera informal el nombre de formación El Cirian, para designar una sucesión de arenisca, brecha y conglomerado volcaniclásticos de color gris a rojizo previamente no cartografiada. Dicha formación aflora limitadamente en el área de estudio, en los alrededores del poblado homónimo (Fig. 65 y Anéxo 2), donde yace horizontalmente (Fig. 66a) en discordancia angular arriba de las rocas de la formación La Unión.

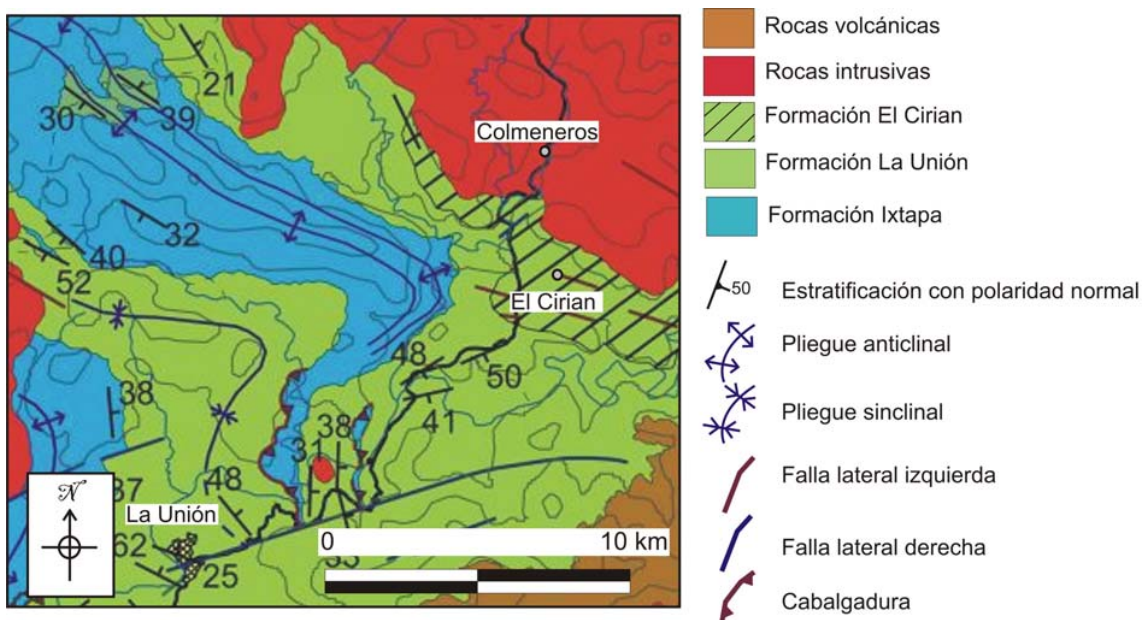


Figura 65 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación El Cirian (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

Las areniscas presentan estratificación gruesa y masiva. Son de grano medio a grueso, y presentan un grado de selección granulométrica moderado. Composicionalmente varían desde arenitas arcósicas a litarenitas. Los clastos están constituidos principalmente por monocristales de plagioclasa, cuarzo y fragmentos líticos. Los clastos líticos son volcánicos, de composición andesítica, y, en menor cantidad, se observan fragmentos lutita. Los conglomerados presentan estratificación gruesa y masiva. Sólo localmente presentan gradación normal y rellenos de canal. Son mal clasificados, tanto matriz- como clasto-soportados. Están compuestos por clastos volcánicos porfíricos de composición andesítica, dacítica y fragmentos de toba, y, en menor

medida, se observan clastos de lutita y arenisca, en una matriz compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa y óxidos. Las brechas presentan estratificación gruesa y masiva. Son mal clasificadas, matriz-soportadas, y están compuestas por clastos angulosos a subangulosos, de tamaño variable desde 0.7 a 16 cm, representados por fragmentos de arenisca, lutita y de roca volcánica de composición andesítica (Fig. 66b). La matriz está compuesta por una arenisca de grano medio a grueso, conformada principalmente por cuarzo, plagioclasa y óxidos.

Las rocas de la formación El Cirian están cortadas por un grande batolito eocénico (batolito de Colmeneros, véase párrafo 5.3.1.), lo que determina el desarrollo de una aureola metamórfica de contacto en las rocas encajonantes. El metamorfismo produjo la formación de cuarcitas de grano fino a grueso, caracterizadas por la cristalización estática de biotita y la recristalización pervasiva del cuarzo.

Considerando que las rocas de esta formación se encuentran con estratificación horizontal, un espesor mínimo de 220 m se ha calculado con base en la elevación topográfica máxima y mínima a las que se encuentran aflorando estas rocas.



Figura 66 – Formación El Cirian: (a.) arenisca de la formación El Cirian, que afloran en proximidad del poblado homónimo; (b.) brecha mal clasificada, matriz-soportada, compuesta por clastos de rocas volcánicas porfirídicas.

5.3. Rocas ígneas del Eoceno de la región comprendida entre Huetamo y Zihuatanejo

Las sucesiones de Huetamo y Zihuatanejo anteriormente descritas se encuentran cortadas por numerosos cuerpos intrusivos y cubiertas en discordancia angular por una sucesión volcánica de ~2,500 m de espesor, que impide conocer la relación lateral entre los registros estratigráficos de

estas dos regiones (Fig. 67). A continuación se describen tanto las rocas intrusivas como las extrusivas terciarias de esta región.

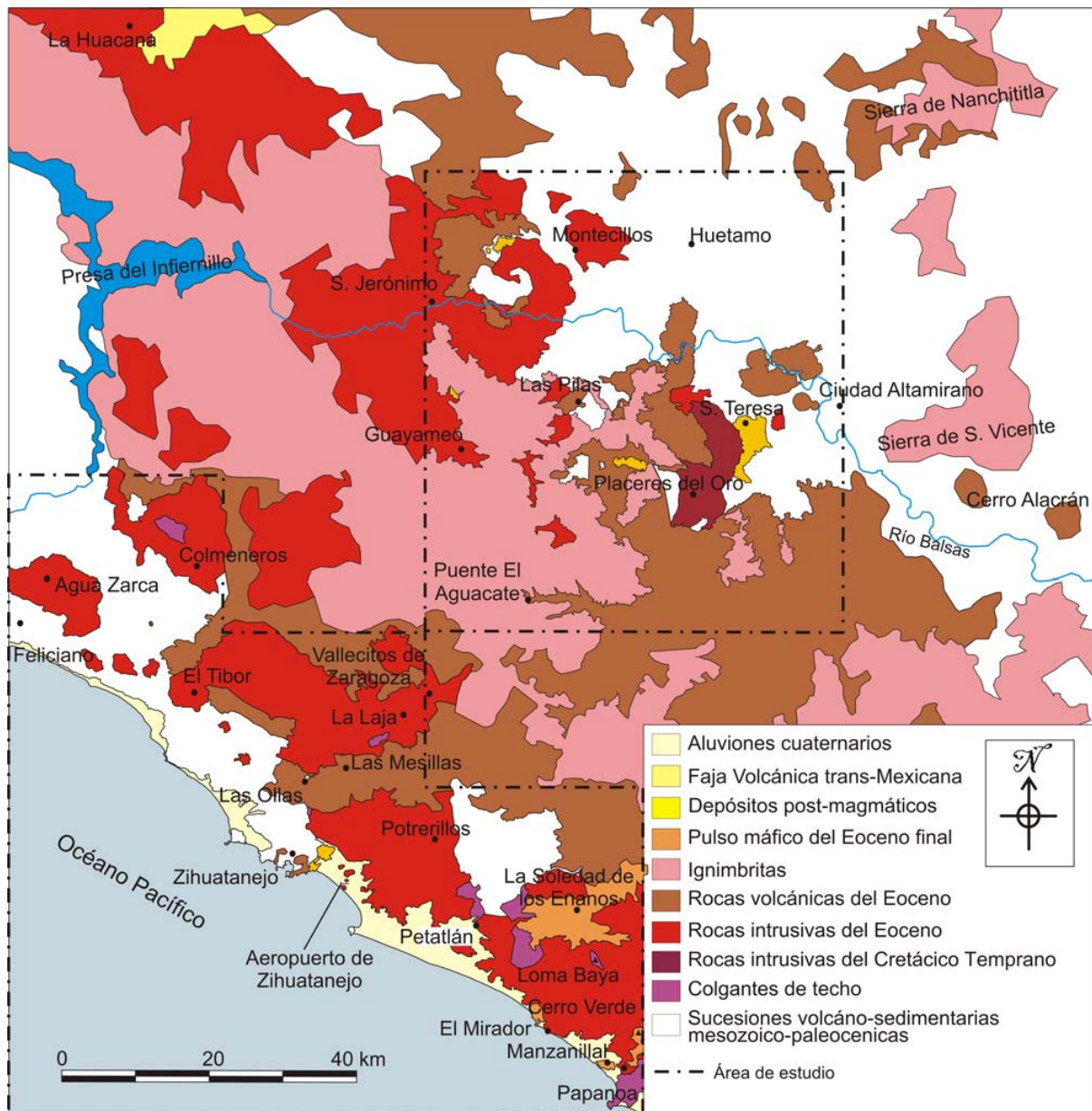


Figura 67 – Mapa de la distribución de las rocas ígneas intrusivas y extrusivas del Terciario en la región comprendida entre la presa de Infiernillo, la Sierra de Nanchititla y Zihuatanejo.

5.3.1. Rocas intrusivas

Afloran principalmente en la parte noroccidental del área de Huetamo, donde se encuentran expuestos los dos grandes batolitos de San Jerónimo-Guayameo y de Montecillos, y a lo largo de toda la región costera, entre Agua Zarca y Papanoa, donde desde NW a SE se reconocen los

batolitos de Agua Zarca, Colmeneros, Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo y Petatlán (Fig. 67). Las rocas intrusivas de esta región muestran texturas y composiciones variables, por lo tanto a continuación se presenta la descripción de cada batolito separadamente.

El batolito de San Jerónimo-Guayameo aflora en la parte noroeste de la región de Huetamo, entre los poblados homónimos (Fig. 67), donde se encuentra cortando la sucesión de la formación Capeo. Las rocas de este batolito presentan una textura holocristalina, fanerítica, equigranular, de grano medio a fino (Fig. 68). Composicionalmente está formado por granodiorita y menor cantidad de granito. Las granodioritas están compuestas por cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, clinopiroxeno, hornblenda y biotita. El piroxeno se encuentra frecuentemente uralitizado, sugiriendo un enriquecimiento tardo-magmático de fluidos en la cámara magmática. Los granitos están compuestos por cuarzo, K-feldspato > plagioclasa, hornblenda y biotita. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comunes observados en las rocas de este batolito. Frecuentemente se ha observado la presencia de enclaves máficos de grano fino, conformados por hornblenda, clinopiroxeno y plagioclasa (Fig. 68a).

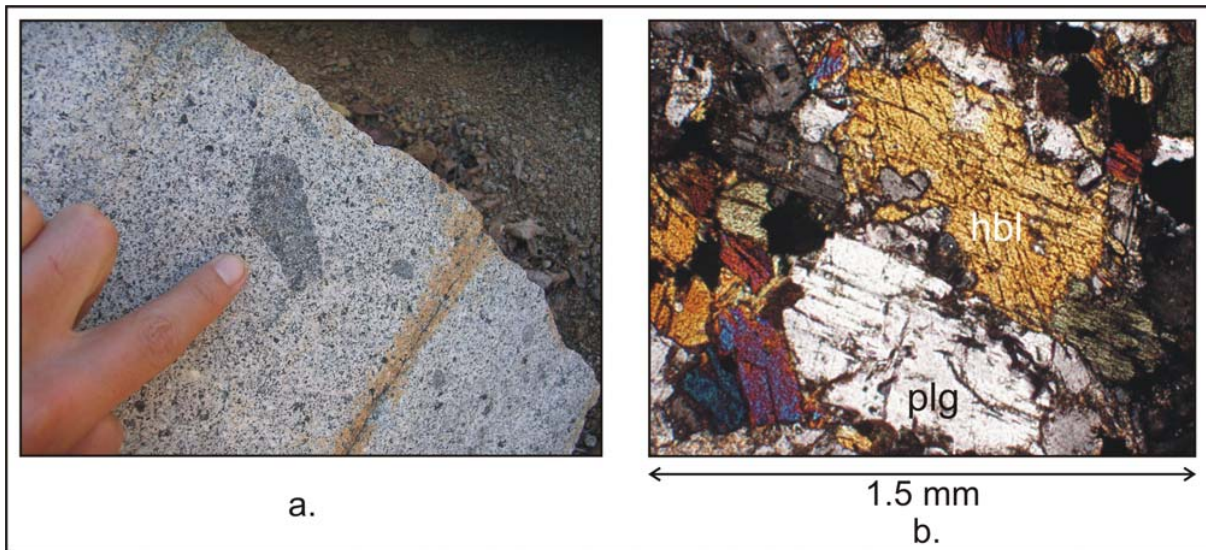


Figura 68 – (a.) granodiorita de grano fino del batolito de San Jerónimo-Guayameo, que aflora cerca del poblado de San Jerónimo. En este afloramiento se observan numerosos enclaves máficos, conformados por hornblenda, clinopiroxeno y plagioclasa. (b.) detalle en lámina delgada de la granodiorita (la foto está tomada con los nicoles cruzados).

El batolito de Montecillos aflora en la parte centro-septentrional de la región de Huetamo, en los alrededores del poblado homónimo (Fig. 67), donde se encuentra cortando la sucesión de la formación Capeo. Las rocas de este batolito presentan una textura holocristalina, fanerítica, equigranular, de grano grueso a fino. Composicionalmente está formado por granodiorita y

monzogranito. Las granodioritas están conformadas por cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, hornblenda y biotita, mientras que los monzogranitos muestran una paragenesi principal constituida por cuarzo, plagioclasa \approx K-feldspato y biotita. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más frecuentemente observados en estas rocas.

El batolito de Agua Zarca aflora en la parte noroeste de la región de Zihuatanejo, en los alrededores del poblado homónimo (Fig. 67), donde se encuentra cortando las calizas de la formación Ixtapa y la formación La Unión. Las rocas de este batolito presentan una textura holocristalina, fanerítica equigranular a disequigranular. Se compone principalmente por granitos (Fig. 69a), que presentan una paragénesis principal representada por cuarzo, K-feldspato > plagioclasa y biotita. En menor medida se han observado granodioritas disequigranulares, conformadas por cristales de plagioclasa y biotita de ~ 1 mm y cristales de cuarzo de 0.2 a 0.01 mm (Fig. 69b). Apatito, zircón, muscovita y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en estas rocas.

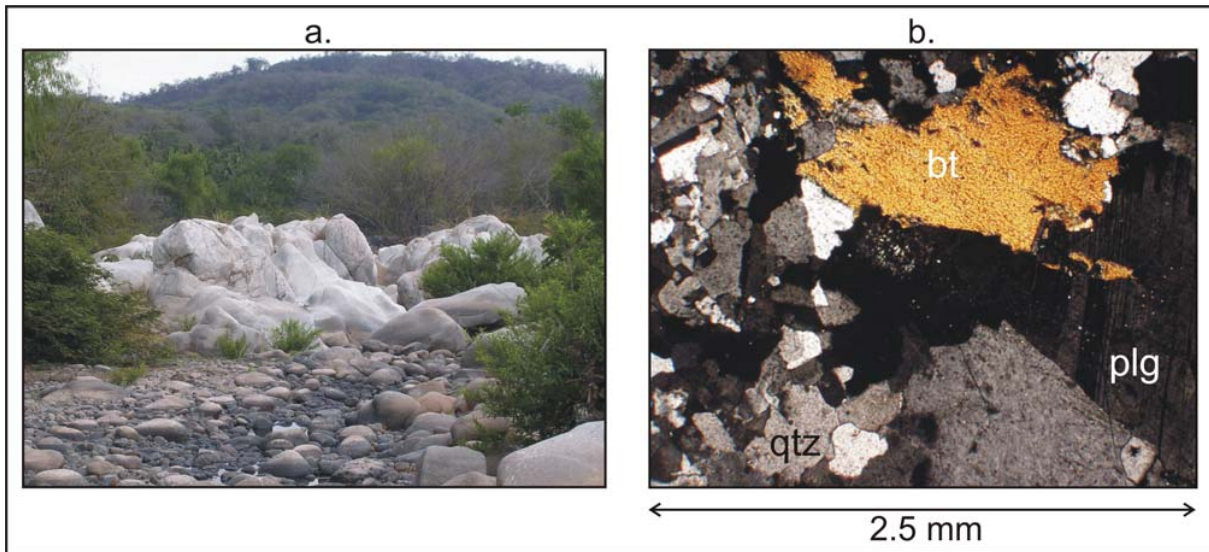


Figura 69 – (a.) granito del batolito de Agua Zarca, que aflora en proximidad del poblado homónimo; (b.) detalle en lámina delgada de una granodiorita disequigranular, conformada por cuarzo, plagioclasa y biotita (la foto está tomada con los nicoles cruzados).

El batolito de Colmeneros aflora en la parte nororiental de la región de Zihuatanejo, al norte del poblado homónimo (Fig. 67), donde se encuentra cortando las formaciones La Unión y El Cirian. Las rocas de este batolito presentan una textura holocristalina, fanerítica, equigranular de grano medio a fino, y muestran una composición dominante granodiorítica (cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, clinopiroxeno y biotita) (Fig. 70), con menor cantidad de granito (cuarzo, K-feldspato >

plagioclasa, clinopiroxeno y biotita) y cuarzomonzonita (plagioclasa \approx K-feldspato, cuarzo y biotita). Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comunes en estas rocas.

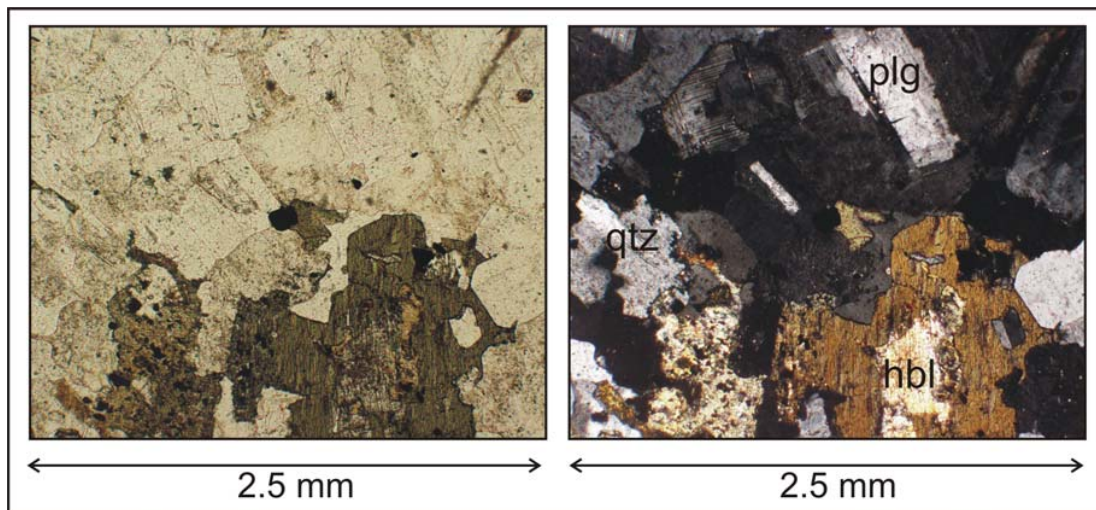


Figura 70 – (a.) Detalle en lámina delgada de una muestra de granodiorita de hornblenda del batolito de Colmeneros, colectada en proximidad del poblado homónimo (la foto de la derecha está tomada con los nícoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nícoles cruzados).

El batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo aflora en la parte central de la región de Zihuatanejo, entre los poblados homónimos (Fig. 67), donde se encuentra cortando indistintamente todas las formaciones de la sucesión mesozoica de Zihuatanejo anteriormente descritas. Presenta variaciones texturales y composicionales significantes. Las rocas de este batolito muestran una textura holocristalina, fanerítica, equigranular a disequigranular y una composición variable desde diorítica a granítica. Los granitos son de grano medio y se caracterizan por una paragénesis principal representada por cuarzo, K-feldspato > plagioclasa, hornblenda y biotita (Fig. 71a). Las granodioritas son el tipo litológico dominante. Texturalmente varían desde equigranulares de grano medio a grueso a disequigranulares, y están compuestas por cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, clinopiroxeno frecuentemente uralitizado, hornblenda y biotita (Fig. 71b). Las dioritas y cuarzodioritas afloran limitadamente en los alrededores de El Tibór y de La Laja, en la parte septentrional del batolito (Fig. 67). Muestran una textura holocristalina, fanerítica, desde equigranular de grano medio a fino a disequigranular, y se caracterizan por una paragénesis principal representada por plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda y ocasionalmente cuarzo < 10%. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en las rocas de este batolito.

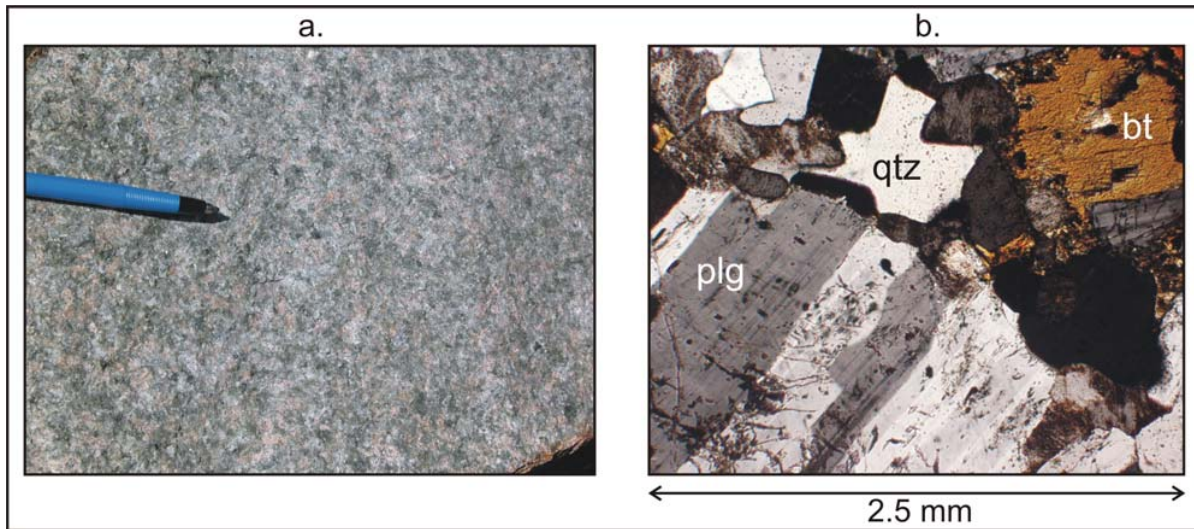


Figura 71 – (a.) granito con feldespatos alcalinos de grano medio a grueso que aflora en la parte meridional del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, en los alrededores del aeropuerto de Zihuatanejo; (b.) detalle en lámina delgada de una muestra de granodiorita disequigranular, colectada cerca del poblado de Vallecitos de Zaragoza (la foto está tomada con los nícoles cruzados).

El batolito de Petatlán aflora en la parte suroriental de la región de Zihuatanejo, al este del poblado homónimo (Fig. 67), donde se encuentra cortando la sucesión metamórfica del Complejo Las Ollas. Está compuesto por rocas holocristalinas, faneríticas, equigranulares de grano medio a fino de composición granodiorítica a diorítica. Las granodioritas son el tipo litológico dominante, y están compuestas principalmente por cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, clinopiroxeno, hornblenda y biotita (Fig. 72). Las dioritas afloran principalmente en los alrededores de la Loma Baya y del Cerro Verde, y se caracterizan por una paragenesis principal representada por plagioclasa, hornblenda y biotita.

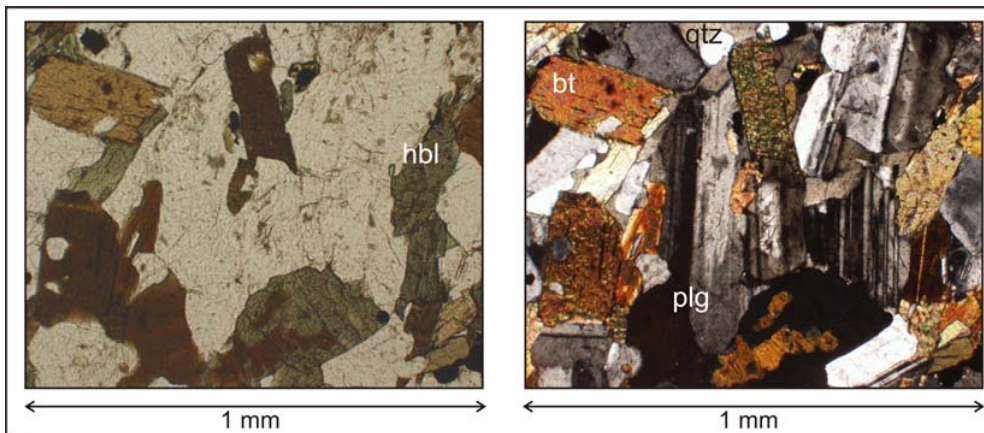


Figura 72 – Detalle en lámina delgada de una muestra de granodiorita de grano fino colectada en la parte occidental del batolito de Petatlán, cerca

del poblado homónimo (la foto de la izquierda está tomada con los nícoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nícoles cruzados).

En los alrededores de los poblados de El Manzanillal y poco al norte de El Mirador, en la parte suroriental de la region de Zihuatanejo (Fig. 67), afloran dos pequeños intrusivos gabroicos de ~4 km de ancho, que se encuentran intrusionando las granodioritas del batolito de Petatlán. El contacto entre los gabros y las granodioritas está marcado por una zona de ~20 cm de asimilación parcial entre los dos litotípos, caracterizada por un bandeamiento magmatico orientado paralelamente al contacto, definido por la alternancia de niveles máficos y niveles más félsicos (Fig. 73a). Los gabros presentan una textura holocristalina, fanerítica, equigranular, de grano grueso a medio, y están compuestos por plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno, biotita y olivino (Fig. 73b).

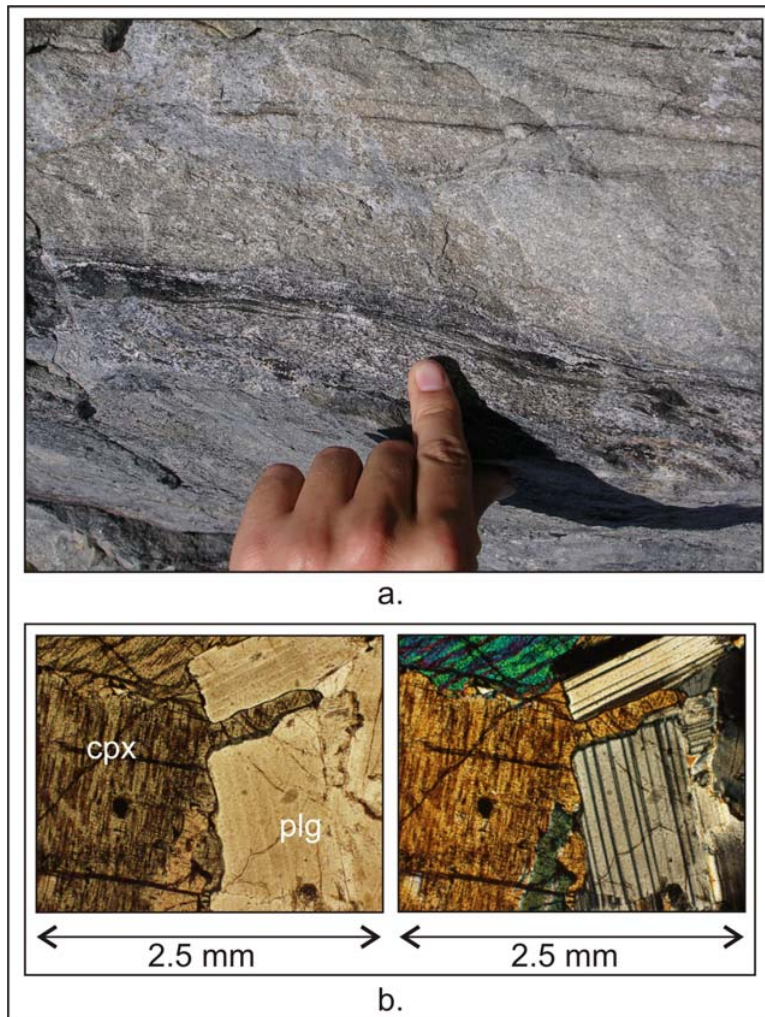


Figura 73 – (a.) bandeamiento magmático a lo largo del contacto entre el gabro de El Mirador y las granodioritas del batolito de Petatlán. Dicho bandeamiento está representado por una alternancia de niveles máficos, constituidos por biotita y clinopiroxeno, y niveles más félsicos ricos en plagioclasa, y representa el resultado de la asimilación parcial entre los dos cuerpos intrusivos. (b.) detalle en lámina delgada de una muestra de gabro de grano medio a grueso colectada en los alrededores del poblado de El Manzanillal (la foto a la izquierda está tomada con los nicoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nicoles cruzados).

5.3.2. Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas del Eoceno afloran principalmente en toda la parte meridional del área de Huetamo, mientras que en la región de Zihuatanejo se encuentran bordeando los batolitos de Colmeneros, Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo y Petatlán (Fig. 67). Forman una potente sucesión, representada por una parte inferior de ~1,500 m de derrames de lava y brechas autoclasticas, y una parte superior constituida por ~700 m de ignimbritas. Aproximadamente 300 m de arenisca y conglomerado volcaniclasticos continentales se encuentran intercalados entre las lavas y las ignimbritas, marcando un periodo de erosión importante entre los dos pulsos magmáticos.

Las lavas muestran composiciones variables desde basáltica a riolítica, con grande predominancia de productos intermedios andesíticos. Las rocas máficas e intermedias presentan una textura masiva, desde afírica a porfirítica y megaporfirítica (Fig. 74a y b), con fenocristales de plagioclasa de hasta 4 cm de tamaño, indicando la permanencia prolongada del magma en cámaras magmáticas relativamente someras. En algunos casos se observan amígdalas de 1 a 10 mm de tamaño, rellenas de cuarzo y calcita secundarios (Fig. 74d). Desde el punto de vista composicional las lavas están conformadas por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, y, en menor medida, clinopiroxeno, en una matriz desde holocristalina a hipocristalina formada por plagioclasa, clinopiroxeno y abundantes óxidos (Fig. 74b, c, d). Ocasionalmente, se observan estructuras de flujo en las rocas porfiríticas, definidas por la orientación preferencial de los fenocristales de plagioclasa.

Los productos más diferenciados afloran limitadamente en el área de estudio, formando estructuras dómicas de composición dacítica a riolítica (Fig. 74e). Presentan una textura porfirítica, desde holocristalina a hipocristalina, y están compuestas por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno y cuarzo, en una matriz formada por plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno, óxidos y vidrio volcánico, que en algunos casos representa más que el 35% de la roca total.

Las rocas piroclásticas afloran casi exclusivamente en la parte suroeste del área de Huetamo, entre los poblados de Guayameo, Las Pilas y el puente El Aguacate (Fig. 67), donde cubren indistintamente las lavas eocénicas anteriormente descritas, el batolito de San Jerónimo-Guayameo, y las formaciones Capeo, Comburindio y Río Placeres. Conforman una sucesión de ~700 m de ignimbritas, desde líticas a cristalinas. Están compuestas por una matriz de ceniza volcánica de color rosa y gris, donde se encuentran cristales de hornblenda, plagioclasa, cuarzo, además de fragmentos de pómez, rocas volcánicas porfiríticas de composición andesítica a dacítica, y, en menor medida, fragmentos de rocas intrusivas.

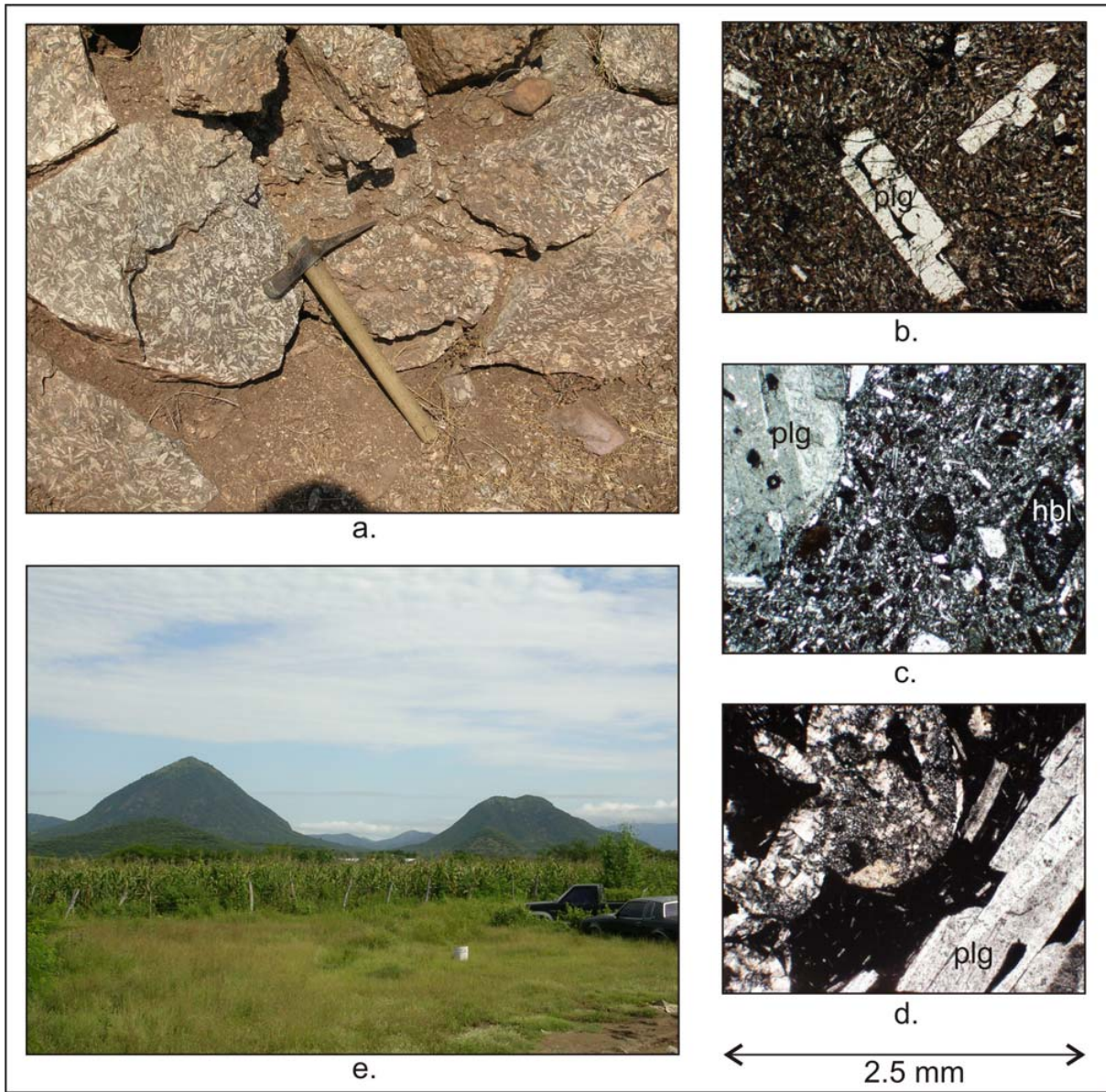


Figura 74 – (a.) lavas andesíticas megaporfirídicas que afloran a lo largo de la carretera principal Ciudad Altamirano-Zihuatanejo; (b.) detalle en lámina delgada de una muestra de lava andesítica porfirídica, donde se observan fenocristales de plagioclasa en una matriz compuesta por plagioclasa, vítreo y óxidos (la foto está tomada con los nícoles paralelos); (c.) detalle en lámina delgada de una andesita porfirídica de hornblenda (foto tomada con los nícoles cruzados); (d.) detalle en lámina delgada de una andesita porfirídica, caracterizada por numerosas amígdalas rellenas por calcita y cuarzo secundarios (foto tomada con los nícoles cruzados); (e.) foto panorámica de los domos dacítico-riolíticos que afloran en proximidad de Ciudad Altamirano.

5.4. Unidades estratigráficas post-magmáticas

Tanto en la región de Huetamo, como en la de Zihuatanejo, la sedimentación que sucede al evento magmático eocénico se concentra en cuencas intermontanas locales, de extensión limitada, que representan el resultado de los cambios topográficos producidos por la deformación y/o por la actividad magmática.

5.4.1. Región de Huetamo: formación Santa Teresa

En el presente trabajo, se introduce informalmente el nombre de formación Santa Teresa para designar una sucesión de capas rojas, que afloran en la parte centro-oriental de la región de Huetamo, en los alrededores del poblado homónimo (Fig. 75 y Anéxo 1).

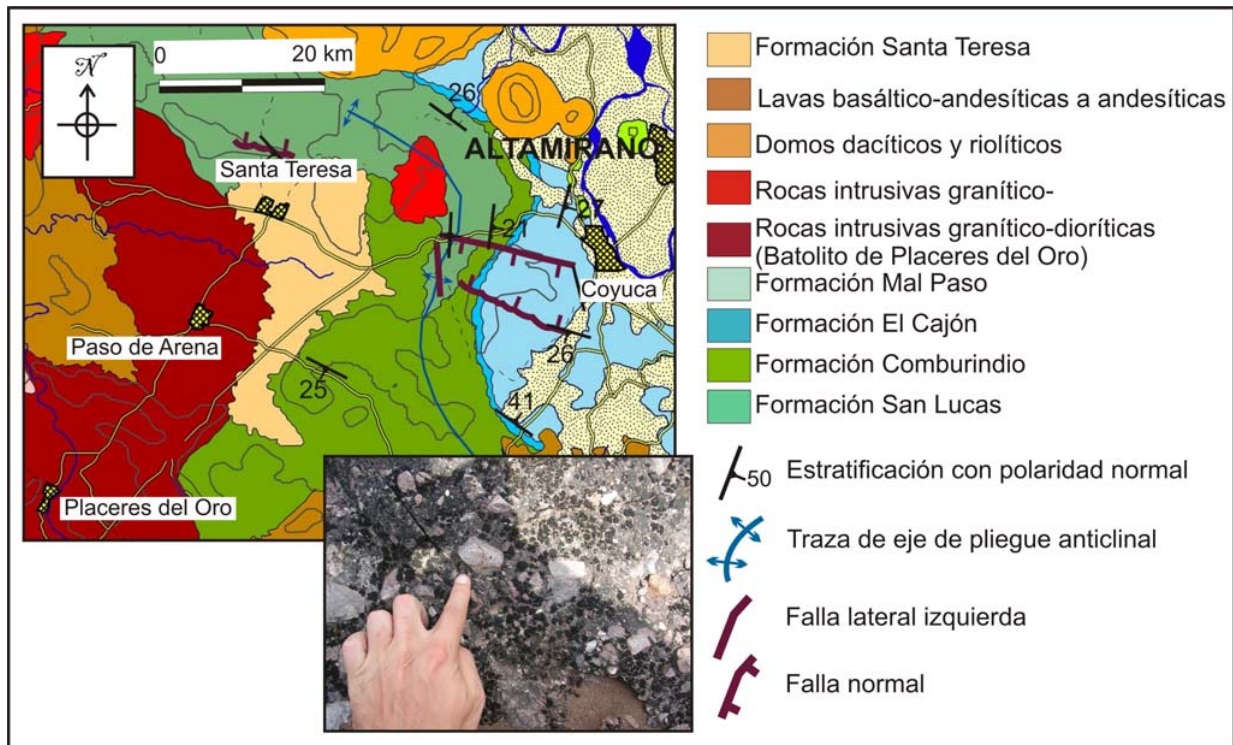


Figura 75 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación Santa Teresa (mapa geológico realizado en el presente trabajo). En la foto se observa un afloramiento de conglomerado malclasificado, con clastos angulosos a subangulosos de rocas ígneas intrusivas y extrusivas, que afloran a lo largo de la carretera cerca del poblado de Santa Teresa

La formación Santa Teresa está compuesta por una alternancia de conglomerado y arenisca de color rojizo a gris, que yacen horizontalmente y cubren de manera discordante las rocas del batolito de Placeres del Oro y de las formaciones San Lucas y Comburindio. Los conglomerados están

moderadamente litificados. Presentan estratificación gruesa y gradación normal. Son matriz-soportados y mal clasificados. Los clastos varían de angulosos a moderadamente redondeados, y se componen por fragmentos de andesita y dacita porfíricas, ignimbrita, rocas granitoides, además de arenisca y lutita, indicando la erosión del substrato magmático y de la sucesión cretácica de esta región. Las areniscas se intercalan con los conglomerados, en estratos de 5 a 30 cm de espesor. Están parcialmente litificadas, y son principalmente de grano grueso a medio. Composicionalmente son arcosas y arcosas líticas, con clastos angulosos y subangulosos, compuestos principalmente por plagioclasa, cuarzo, mica clara y fragmentos líticos de rocas tanto volcánicas como plutónicas. Estructuras sedimentarias tales como rellenos de canal y estratificación cruzada son comunes en esta sucesión.

5.4.2. Región de Zihuatanejo: formación Playa Larga

En este trabajo, se introduce informalmente el nombre de formación Playa Larga para designar una sucesión de rocas clásticas anteriormente no cartografiada, que aflora desde la terminación septentrional de la playa homónima, 2 km al este de la bahía de de Zihuatanejo, hasta un kilómetro al oeste del poblado de El Coacoyul (Fig. 76 y Anéxo 2).

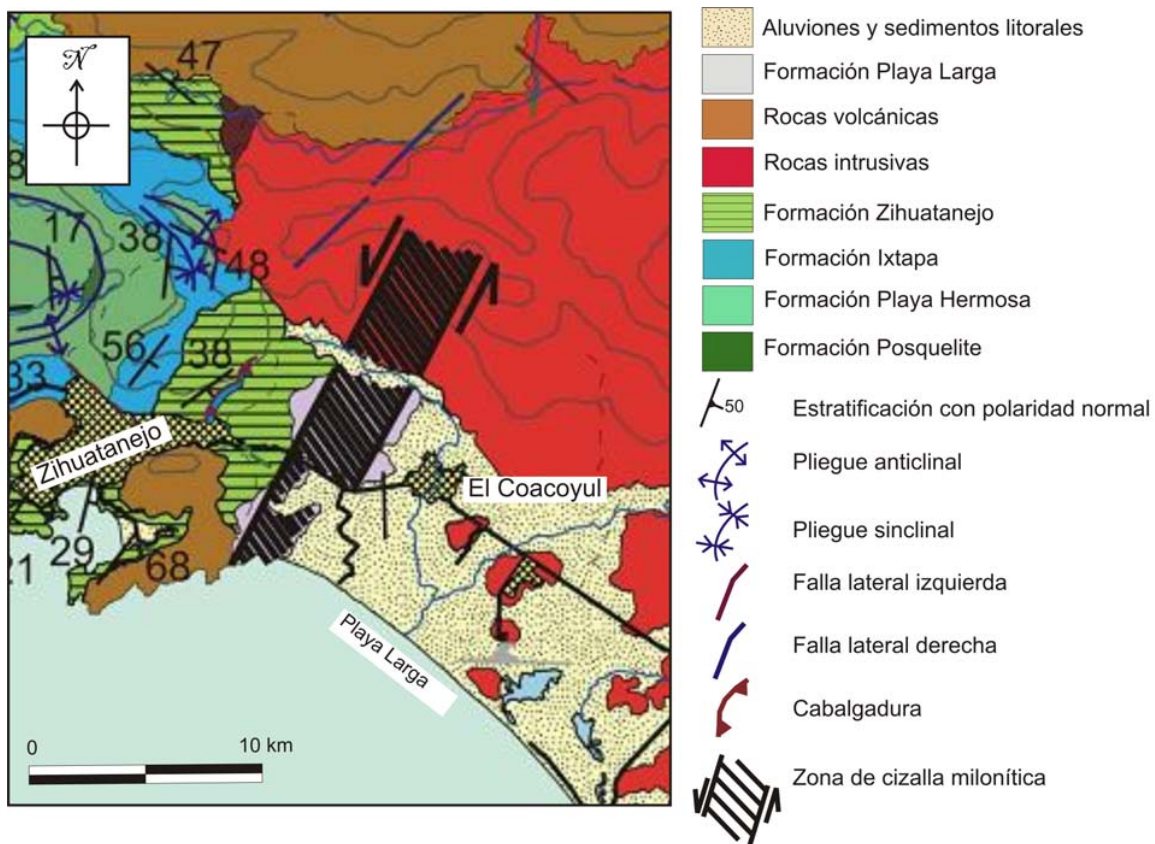


Figura 75 – Distribución de los afloramientos de las rocas de la formación Playa Larga (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

La formación Playa Larga está compuesta por una alternancia de metarenisca y metaconglomerado miloníticos de color gris. Los metaconglomerados son matriz- a clasto-soportados, mal clasificados. Se componen por clastos de tamaño variable de 1 a 25 cm (Fig. 76), que, en las partes con menor deformación, presentan formas principalmente subangulosas. Los clastos están compuestos por rocas volcánicas porfíricas (principalmente andesitas) y rocas granitoides, en una matriz conformada por cuarzo, plagioclasa, muscovita y óxidos. Estas rocas presentan una foliación milonítica penetrante a la escala centimétrica, definida por la orientación preferencial de los clastos (Fig. 76a).



Figura 76 – (a.) metaconglomerado milonítico de la formación Playa Larga, que aflora a lo largo de la terminación septentrional de la playa homónima. En la foto se observa una foliación principal, definida por la elongación de clastos de rocas granitoides. (b.) afloramiento de un conglomerado de la formación Playa Larga, compuesto por clastos de 1 a 25 cm de tamaño de rocas volcánicas porfíricas.

A diferencia de los conglomerados de la formación Posquelite, que se conforman por clastos polideformados de rocas granitoides, gneis y cuarzoesquistos, los clastos de la formación Playa Larga se caracterizan por una foliación concordante con la foliación milonítica regional, sin presentar evidencia de eventos deformativos anteriores a la milonitización. Las metareniscas son de grano medio a grueso y están intensamente recrystalizadas. Se componen esencialmente por cuarzo, plagioclasa, muscovita, biotita y óxidos, y presentan una foliación principal, definida por la orientación preferencial de biotita y muscovita. La foliación milonítica, y la intensa recrystalización, trasponen completamente la estratificación y las estructuras primarias de esta sucesión. Sin embargo, la presencia abundante de matriz y de clastos subangulosos en los metaconglomerados, así como su clasificación pobre, indican una baja madurez textural, lo que sugiere una fuente de alimentación local para estas rocas. En este sentido, la presencia de rocas granitoides en los

metaconglomerados implica que la deposición de la formación Playa Larga ocurrió posteriormente a la exhumación de los batolitos de esta región.

5.5. Colgantes de techo de la región de Zihuatanejo

Entre Feliciano y Papanoa se observan numerosos colgantes de techo, de dimensiones variables desde un metro hasta algunos kilómetros, que afloran a lo largo de los bordes y en las partes internas de los batolitos de esta región, presentando composición y grado metamórfico distinto (Anéxo 2). El reconocimiento y descripción de los colgantes de techo se considera de gran importancia, porque, en algunos casos, estos representan la única posibilidad para obtener información sobre la naturaleza de las rocas del basamento, ampliamente sepultadas en esta región por la sucesión sedimentarias del Cretácico y los productos magmáticos terciarios. Se presenta en esta sección la descripción petrográfica de los colgantes de dimensiones mayores, incluyendo todos los tipos litológicos encontrados en el área de estudio.

5.5.1. Colgante de techo de El Naranjo

Entre los poblado de El Naranjo y La Parotita, en la parte noroccidental del área de estudio, aflora un cuerpo de 7 km de anchura conformado por mármol, colgando en la parte interna del batolito de Colmeneros (Fig. 77 y Anéxo 2). Presenta una textura granoblástica de grano grueso, y se compone esencialmente por calcita.

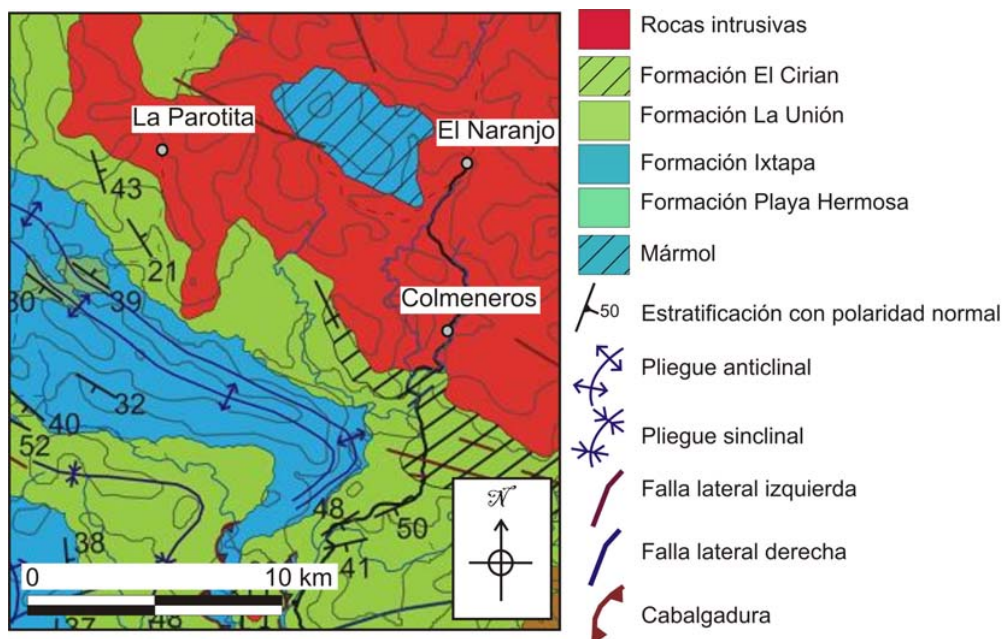


Figura 77 – Distribución de los afloramientos del colgante de techo de la región de El Naranjo (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

5.5.2. Colgantes de techo de la región La Laja-El Calabacalito

En la parte central del área de estudio, cerca del poblado de La Laja (Anéxo 2), se encuentra un cuerpo de 5 km de anchura formado por una sucesión de arenisca, conglomerado y lutita, colgando dentro del batolito de Vallecitos de Zaragoza. Las rocas clásticas presentan un color rojizo, y rasgos sedimentarios y petrográficos similares a los reportados para las rocas de la formación La Unión. El metamorfismo de contacto produce la recrystalización pervasiva del cuarzo, determinando la formación de cuarcitas.

En proximidad del pueblo de El Calabacalito, en el borde noroccidental del batolito de Zihuatanejo (Fig. 78 y Anéxo 2), aflora un colgante de 2 km de anchura, conformado por esquisto de andalusita.

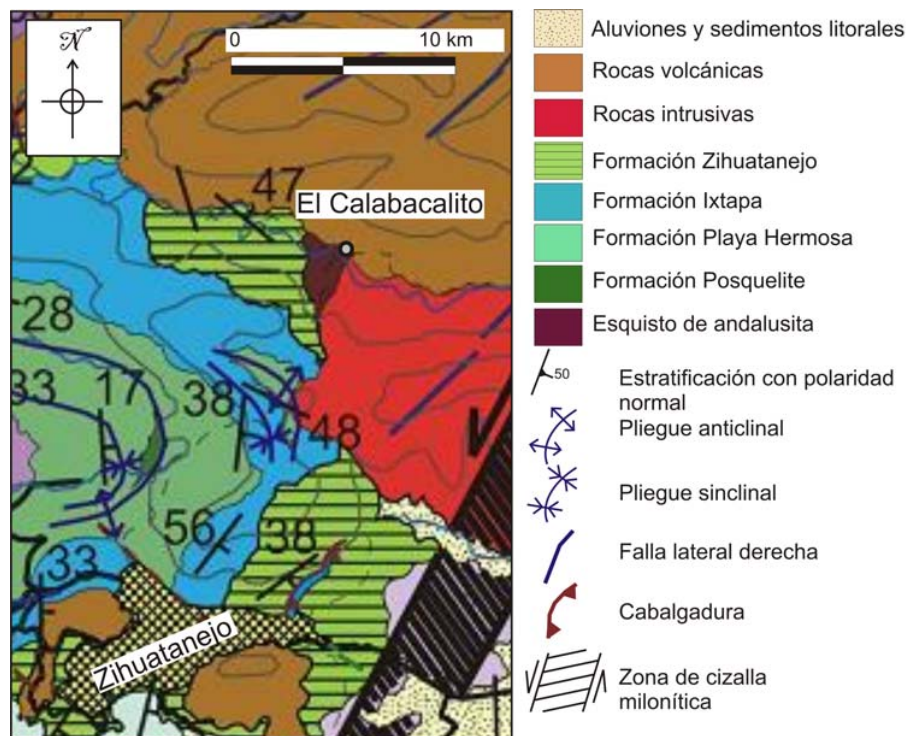


Figura 78 – Distribución de los afloramientos del colgante de techo de esquisto de andalusita en los alrededores del poblado de El Calabacalito (mapa geológico realizado en el presente trabajo).

En afloramiento las rocas se caracterizan por un bandeamiento claro-oscuro desde la escala milimétrica a centimétrica. Se compone por una alternancia de niveles granoblásticos de cuarzo y niveles lepidoblásticos de biotita, muscovita y óxidos (Fig. 79a), donde se encuentran abundantes porfiroblastos de andalusita de dimensión de hasta 2 mm (Fig. 79b). La roca presenta una foliación milonítica pervasiva de alto ángulo, definida por la orientación preferencial de los minerales arcillosos, de los óxidos y de los cristales de cuarzo, elongados a lo largo de la esquistosidad principal.

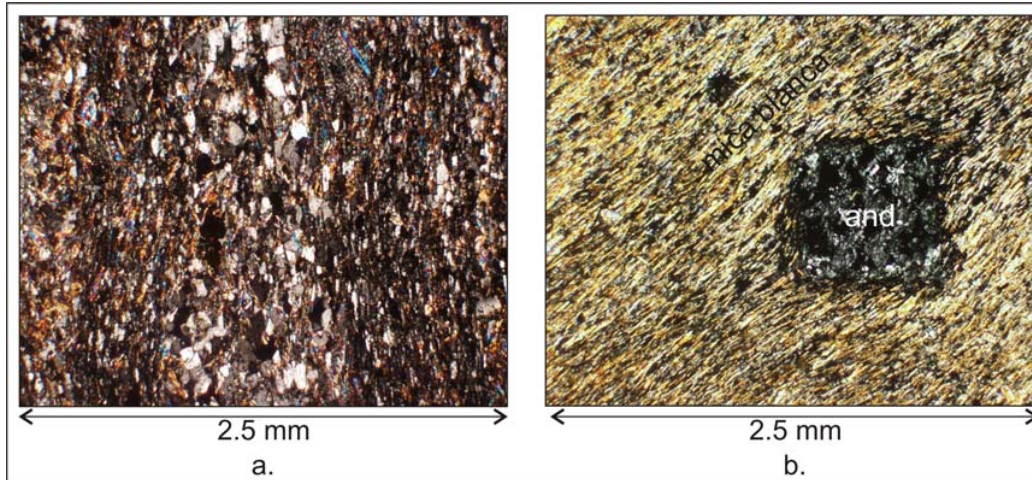


Figura 79 – Detalle en lámina delgada de los esquistos de andalusita que se encuentran colgando al borde del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, en proximidad del poblado de El Calabacalito. En la foto (a.) se observa la foliación de la roca, definida por la orientación preferencial de la biotita y muscovita, y de listones de cuarzo (foto tomada con los nicoles cruzados). En la foto (b.) se observa un porfiroblásto de andalusita (foto tomada con los nicoles cruzados).

5.5.3. Colgantes de techo de Petatlán

En la parte suroriental del área de estudio, entre los poblado de Petatlán y Ximalcota, tres colgantes de ~10 km de anchura afloran a lo largo de los bordes septentrionales de los batolitos de Zihuatanejo y Petatlán (Fig. 80 y Anéxo 2).

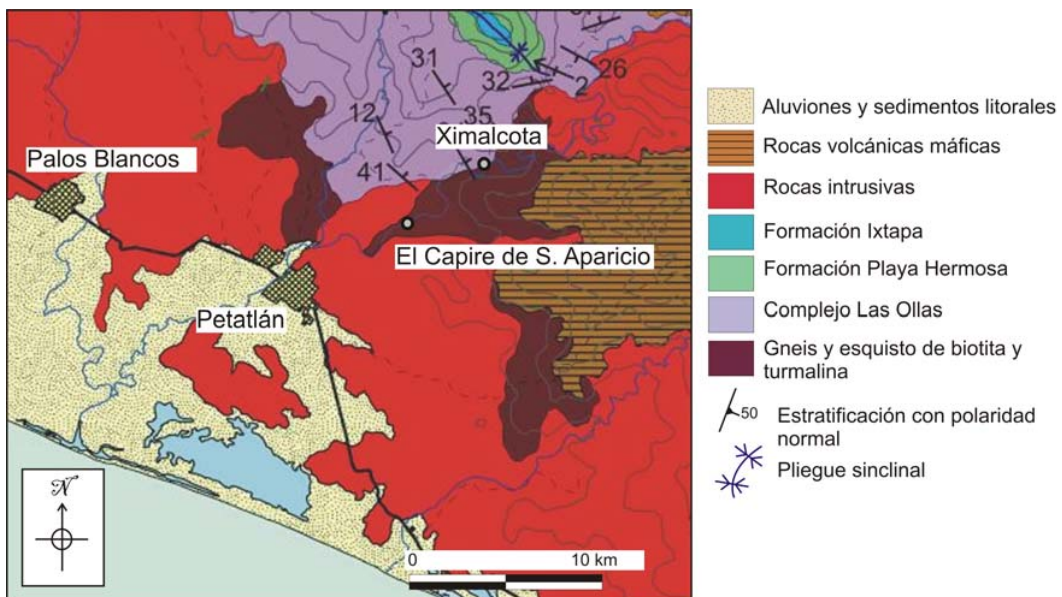


Figura 80 – Distribución de los afloramientos de los colgantes de techo de gneis y esquistos de biotita y turmalina en la región de Petatlán (mapa geológico realizado en el presente trabajo)

Están formados por ortogneis y esquistos de biotita y turmalina. Los gneises presentan en afloramiento un característico bandeamiento negro-blanco, definido por la alternancia milimétrica de niveles granoblásticos cuarzo-feldespáticos y niveles nematoblásticos de hornblenda verde, biotita y óxidos (Fig. 81b y c). Se caracterizan por el desarrollo de una foliación milonítica vertical, definida por la orientación preferencial de hornblenda y biotita. Localmente se observan relictos de forma lenticular del protolito, indicando un origen plutónico para estas rocas. El análisis petrográfico permite observar la substitución parcial de hornblenda y biotita por clorita y escasa epidota, que cristalizan sin presentar alguna relación con la esquistosidad principal, documentando una retrogresión del metamorfismo en condiciones de presión y temperatura menores.

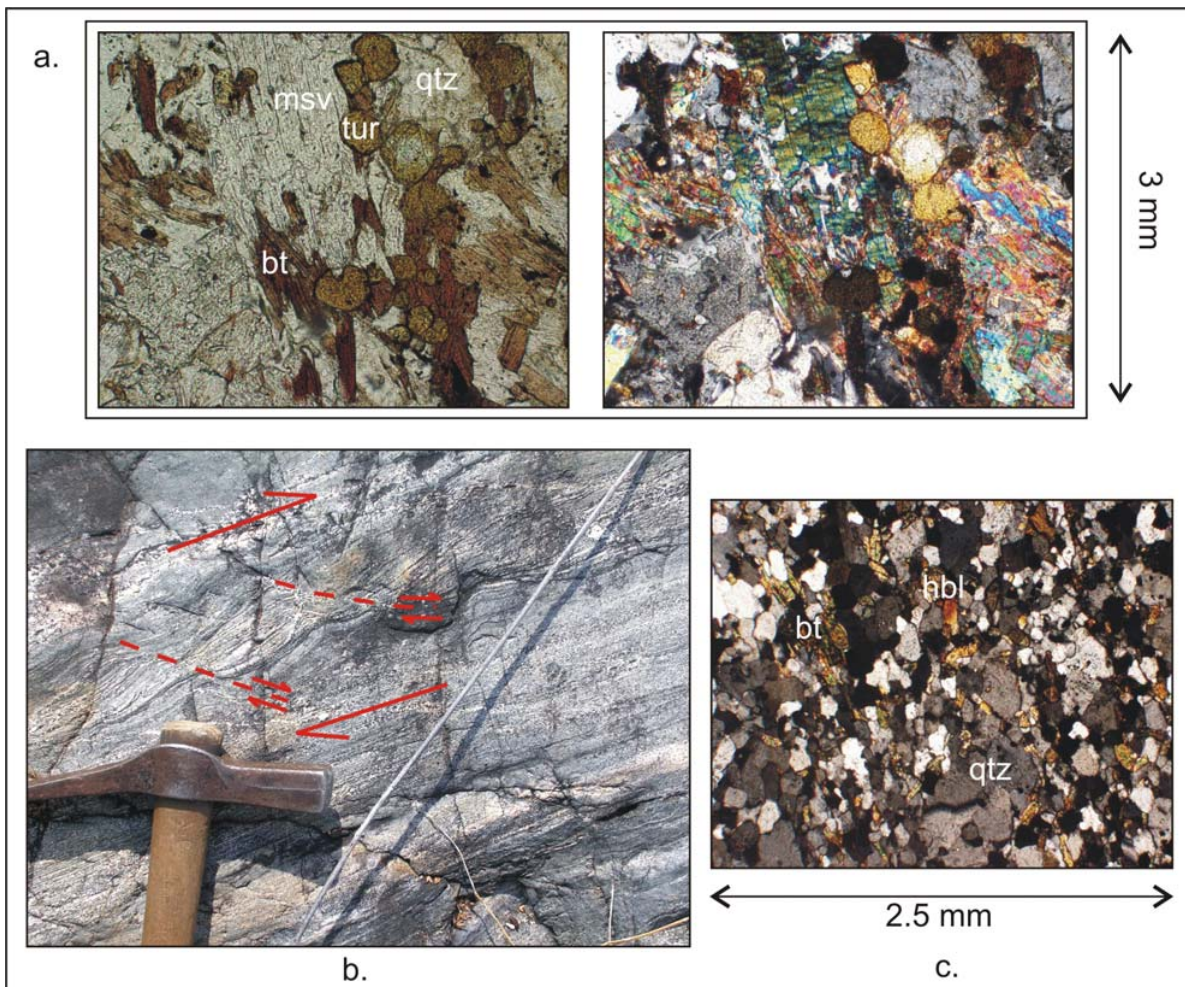


Figura 81 – (a.) detalle en lámina delgada de una muestra de esquistos de biotita y turmalina, colectada en proximidad del poblado de Ximalcota (la foto de la izquierda está tomada con los nicoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nicoles cruzados); (b.) gneis milonítico que aflora en los alrededores del poblado de El Capire de San Aparicio; (c.) detalle en lámina delgada de una muestra de gneis tomada del afloramiento de la foto (b.).

Los esquistos de biotita y turmalina se componen por una alternancia milimétrica de niveles granoblásticos cuarzo-feldespáticos y niveles lepidoblásticos de biotita y muscovita, donde se encuentran además abundantes porfidoblastos de turmalina y escaso granate (Fig. 81a). Presentan una foliación milonítica pervasiva, definida por la orientación preferencial de biotita, muscovita y cuarzo a lo largo de la superficie de esquistosidad.

5.5.4. Colgantes de techo de Puerto Escondido-Loma Baya

Cerca del límite suroriental del área de estudio, dentro del batolito de Petatlán, aflora un grupo de colgantes de techo dimensiones métrica a kilométrica, representados por rocas de composición máfica a ultramáfica, cuyo afloramiento determina el desarrollo de suelos lateríticos de gran espesor. Vidal-Serratos (1986) y Talavera-Mendoza (2000) han considerado las rocas de esta región como bloques exóticos dentro del Complejo Las Ollas. Sin embargo, considerando que estas rocas afloran como colgantes de techo, su relación con las sucesiones metamórficas del Complejo Las Ollas no es obvia. Por lo tanto, en el presente trabajo se describen separadamente.

Dichos colgantes afloran a lo largo de la costa, entre el poblado de Puerto Escondido y el Cerro Tamarindo, y en los alrededores de la Loma Baya, 25 km al oriente de Petatlán (Fig. 82 y Anéxo 2).

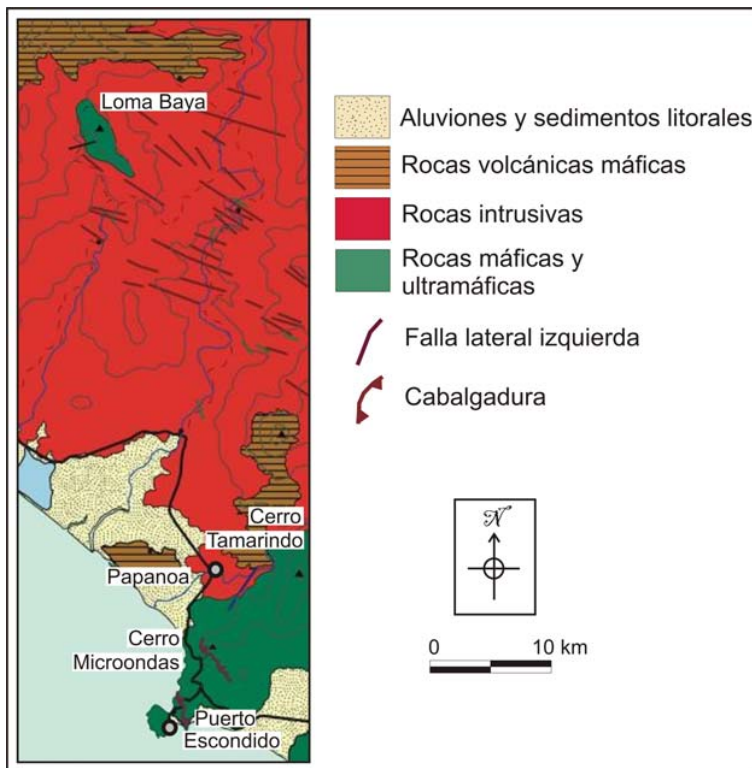


Figura 82 – Distribución de los afloramientos de los colgantes de techo de rocas máficas y ultramáficas de la región de Puerto Escondido-Loma Baya (mapa geológico realizado en el presente trabajo)

A lo largo de la costa, en el área de Puerto Escondido, aflora una sucesión de lavas almohadilladas de composición basáltica y basáltico-andesítica, cubierta por sedimentos pelágicos, con abundantes clastos líticos volcánicos y bandas de pedernal. Las lavas presentan textura porfirítica, y se componen por fenocristales de plagioclasa en una matriz microcristalina, constituida por plagioclasa y cuarzo de segregación (Fig. 83c). Presentan recristalización estática de tremolita, biotita y cuarzo (Fig. 83c), producto del metamorfismo de contacto, relacionado con la intrusión del batolito eocénico de Petatlán.

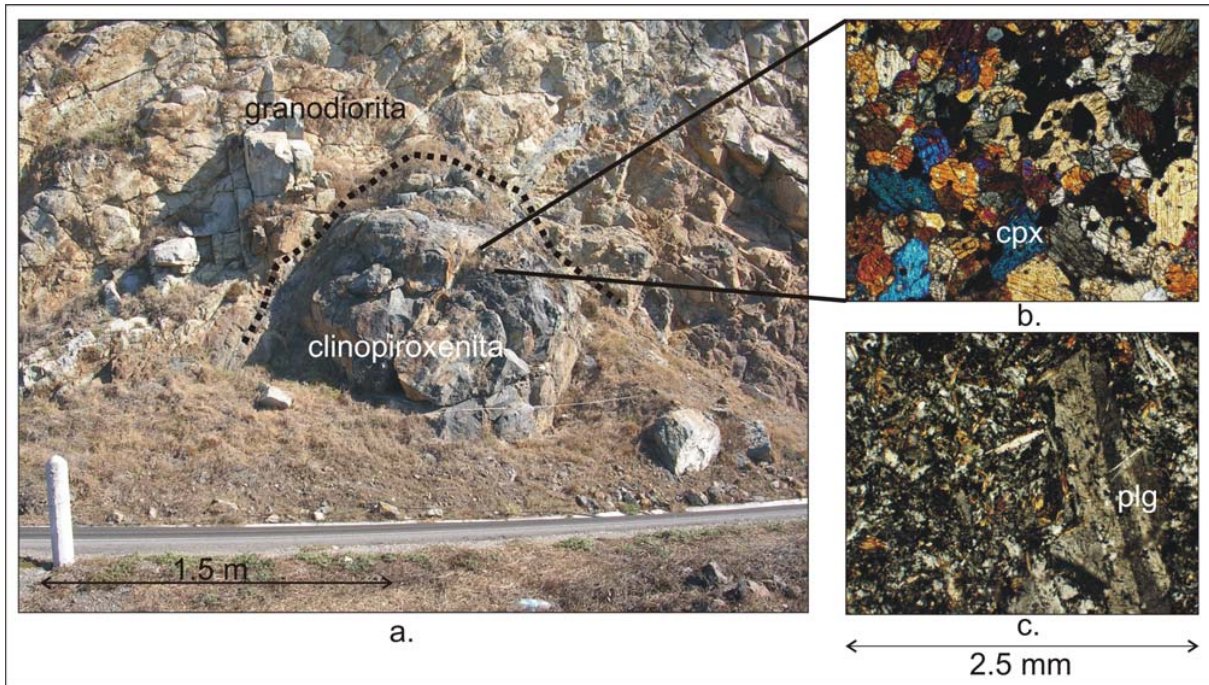


Figura 83 – (a.) colgante de techo de clinopiroxenita de ~2 m de ancho, aflorando dentro del batolito de Petatlán. (b.) detalle en lámina delgada de la clinopiroxenita (foto tomada con los nícoles cruzados). (c.) detalle en lámina delgada de una muestra de basalto-andesita colectada en los alrededores de Puerto Escondido. En la foto se observa la cristalización pervasiva de minutos cristales de tremolita y biotita.

A lo largo de la costa septentrional del promontorio de Puerto Escondido, se observa la transición gradual de las lavas a gabros de hornblenda (Fig. 84), que pasan localmente a cúmulos pegmatíticos de hornblenda. En las estribaciones del Cerro Tamarindo se han observado afloramientos de dolerita, gabro, hornblendita pegmatítica y clinopiroxenita (Fig. 83a y b), sin embargo no fue posible determinar las relaciones estratigráficas entre ellos, debido a la espesa cobertura vegetal. Delgado-Argote *et al.* (1986) reporta además la presencia de dunitas y wherlitas, y documenta un contacto transicional entre los diferentes tipos litológicos de esta zona.

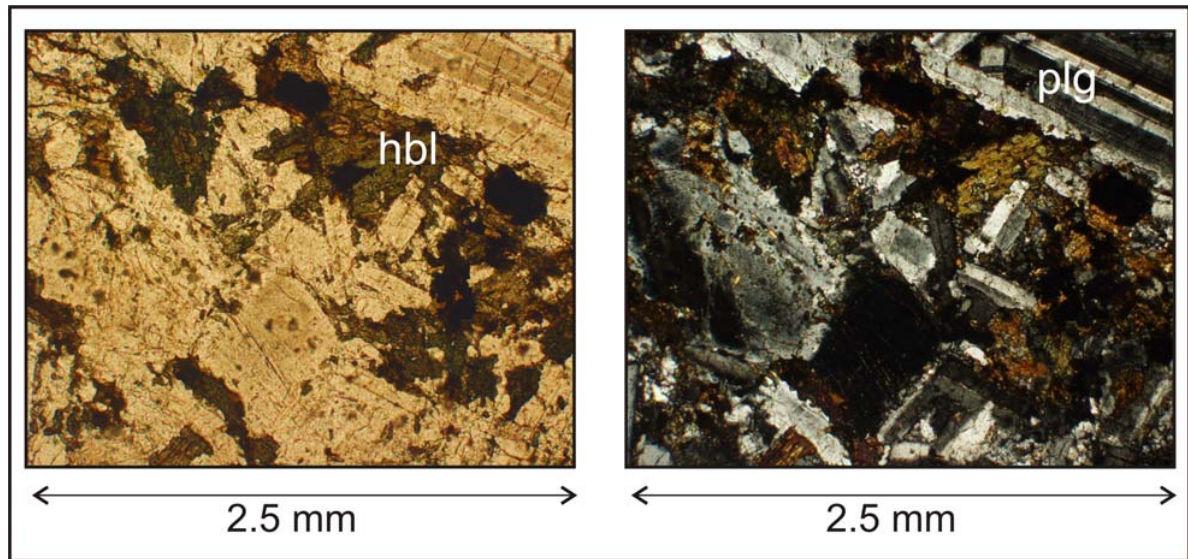


Figura 84 – Detalle en lámina delgada de una muestra de gabro de hornblenda, colectada en los alrededores de Puerto Escondido (la foto de la izquierda está tomada con los nicoles paralelos, mientras que la de la derecha con los nicoles cruzados).

A lo largo de la costa meridional del promontorio de Puerto Escondido, y en las estribaciones occidentales del Cerro Microondas (Fig. 82), es posible observar un sistema de cabalgaduras con orientación desde NW-SE a NNW-SSE, y vergencia constante hacia el SW, que determina un arreglo estructural complejo, caracterizado por el apilamiento de napas tectónicas y frecuentes repeticiones de la sucesión. A lo largo de las zonas de cabalgaduras se observa la serpentinización pervasiva de las rocas máficas y ultramáficas, y la formación de una foliación milonítica definida por la cristalización de minerales fibrosos. Talavera-Mendoza (2000) reporta además paragénesis de glaucofana \pm lawsonita \pm tremolita \pm Mg-clorita \pm mica blanca \pm albita, para algunos afloramientos de extensión limitada a lo largo de la costa. En el presente trabajo, se efectuó un muestreo sistemático de las rocas de esta región. Sin embargo, en ninguna de las muestras colectadas se identificó la paragénesis reportada por Talavera-Mendoza (2000).

En la zona de la Loma Baya (Fig. 82), es posible reconocer rocas similares a las que afloran a lo largo de la costa. Se observan afloramientos de basalto, dolerita, dunita, hornblendita pegmatítica y serpentinita, donde se albergan algunos yacimientos de cromitita podiforme. A lo largo del contacto con el batolito eocénico de Petatlán, las rocas se caracterizan por la cristalización pervasiva de biotita, tremolita, epidota y cuarzo.

6. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

En esta sección se describen las estructuras principales reconocidas en el área de estudio. Las descripciones se presentan separadamente para la zona de Huetamo y de Zihuatanejo, para accentuar las diferencias reconocidas en las dos regiones.

6.1. Estructuras de la región de Huetamo

El trabajo de campo permitió reconocer una tectónica polifásica en la región de Huetamo, definida por lo menos por cuatro eventos de deformación principales.

6.1.1. D_{IH} : acortamiento

Las estructuras relacionadas con esta fase de deformación han sido observadas exclusivamente en la sucesión metamórfica de la Formación Río Placeres. Este evento determina el desarrollo de pliegues isoclinales y de una foliación de plano axial (S_1), orientada paralelamente a la estratificación (S_0). La foliación se presenta como un crucero pizarroso en las filitas, donde está definida por la orientación preferencial de micas claras, mientras que en las metareniscas y en los esquistos de actinolita es espaciada disyuntiva, variando desde gruesa a trezada, y es definida por la cristalización dinámica de actinolita, titanita y óxidos, y por la orientación preferencial de listones de cuarzo (Fig. 85).

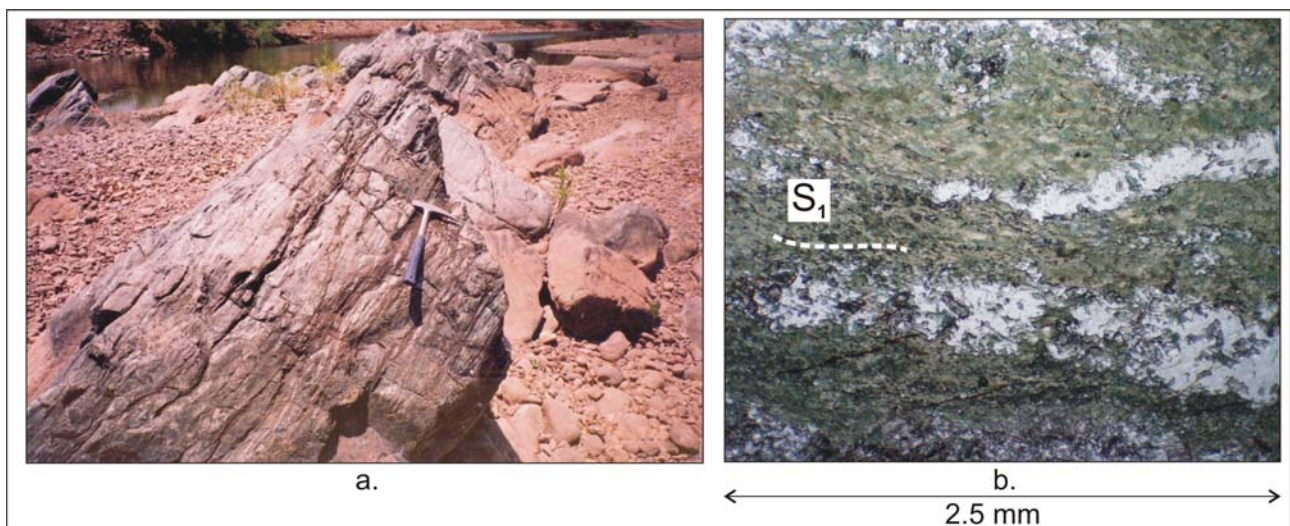


Figura 85 – Foliación S_1 en los esquistos de actinolita de la Formación Río Placeres: (a.) afloramiento de los esquistos en proximidad de Pinzan Morado; (b.) detalle en lámina delgada (nícoles paralelos) de los esquistos de la foto (a.)

La cristalización de actinolita y titanita a lo largo de la foliación principal indica que la deformación ocurrió bajo condiciones metamórficas de bajo grado en facies esquistos verdes. Considerando que

las rocas de la Formación Río Placeres afloran como colgantes de techo en el área de Huetamo, no es posible reconstruir la geometría y la cinemática de la fase D_{1H} , en cuanto las estructuras desarrolladas durante este evento de deformación podrían haber experimentado rotaciones significantes, como sugiere también la elevada dispersión de los planos axiales y de la foliación S_1 que se observa entre los distintos colgantes (Fig. 86).

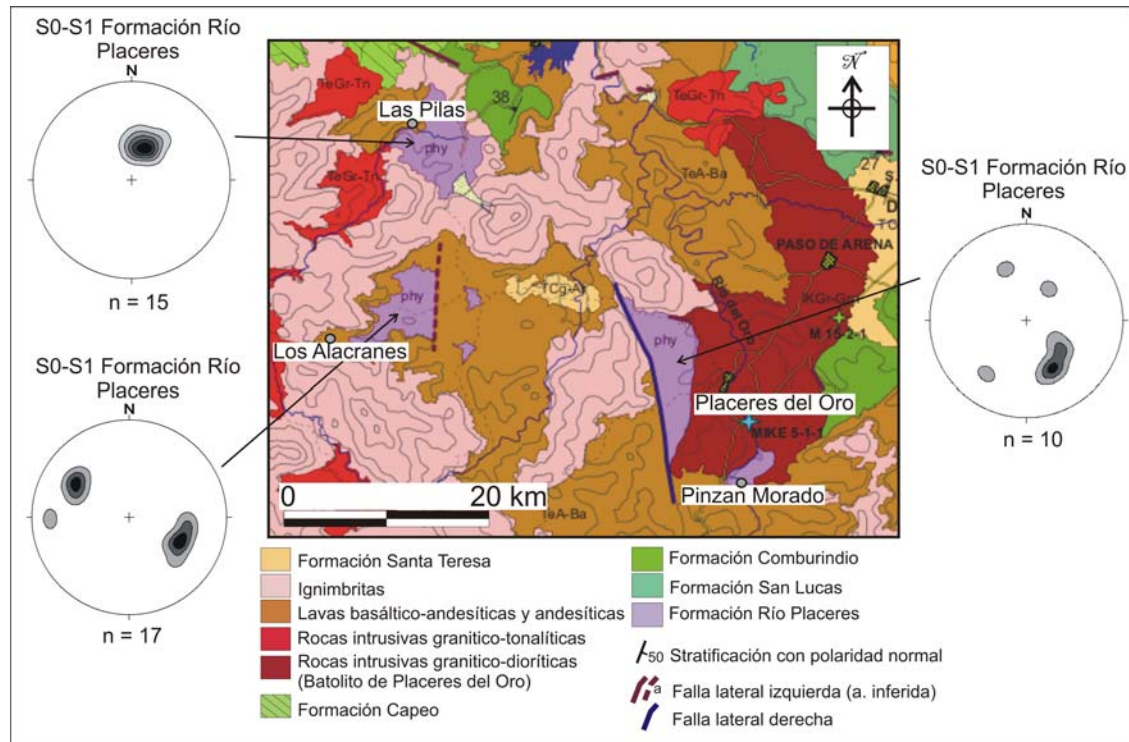


Figura 86 – Mapa geológico realizado en el presente trabajo para la región comprendida entre los poblados de Placeres del Oro, Pinzan Morado y Las Pilas, donde se muestran los afloramientos de los colgantes de techo de la Formación Río Placeres. Los estereogramas muestran las proyecciones de los polos a la foliación S_1 , la que se desarrolla paralelamente a la superficie de estratificación S_0 . Como se observa en las proyecciones estereográficas, las superficies de foliación S_1 muestran una dirección y inclinación muy variable en los distintos afloramientos, lo que sugiere rotaciones importantes de estos colgantes durante su exhumación.

6.1.2. D_{2H} : acortamiento E-W

El rasgo estructural predominante del área de Huetamo es el plegamiento de la parte de la sucesión comprendida entre la Formación Angao y la Formación Cutzamala. En la Figura 87 se presentan cuatro secciones geológicas, construidas perpendicularmente a los pliegues principales, para ilustrar la geometría de la deformación. Los pliegues F_2 se desarrollan desde la escala centimétrica a kilométrica, determinando la formación de un clivaje incipiente de plano axial, representado por dos grupos de planos de fracturas que contienen los ejes de los pliegues y convergen hacia el núcleo de las estructuras, formando un ángulo variable entre 0° y 22° con los plano axiales (Fig. 89).

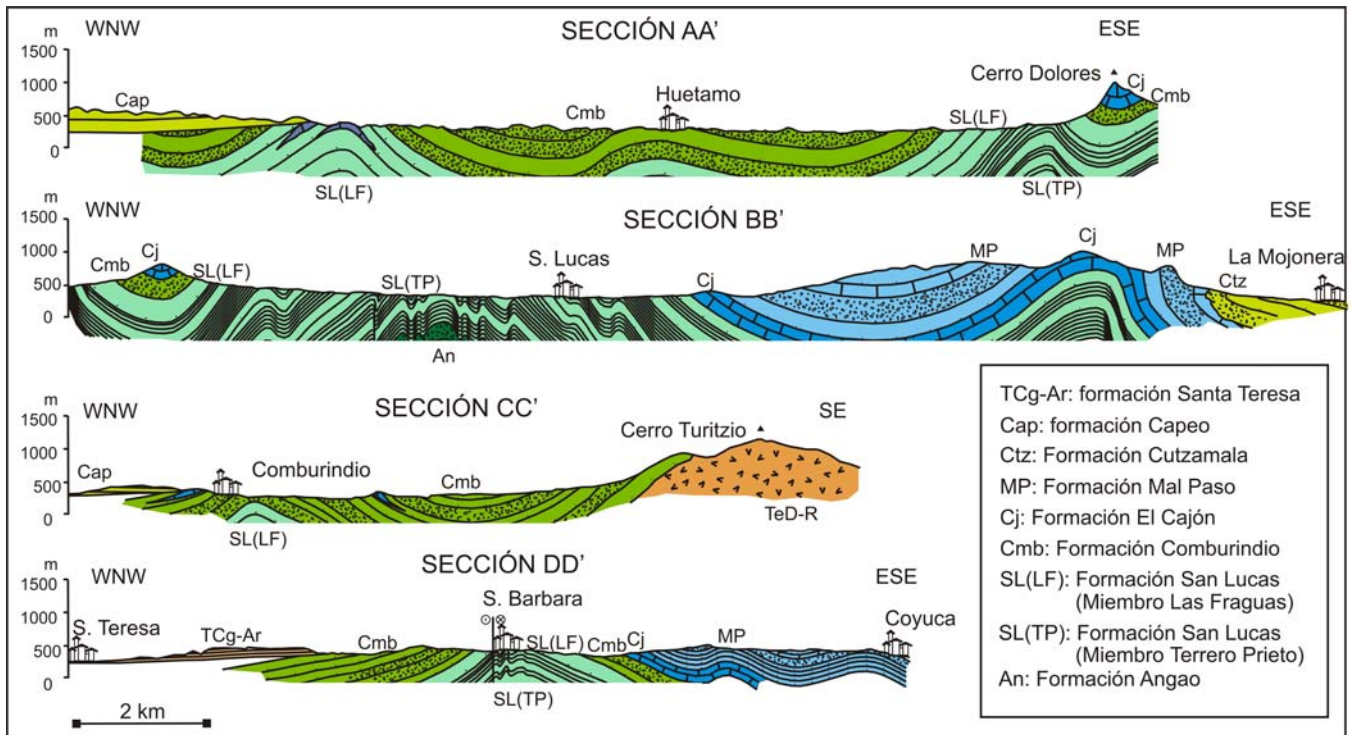


Figura 87 – Secciones geológicas del área de Huetamo, donde se observan los principales pliegues kilométrico reconocidos en esta región. Las trazas de las secciones están reportadas en el Anéxo 1.

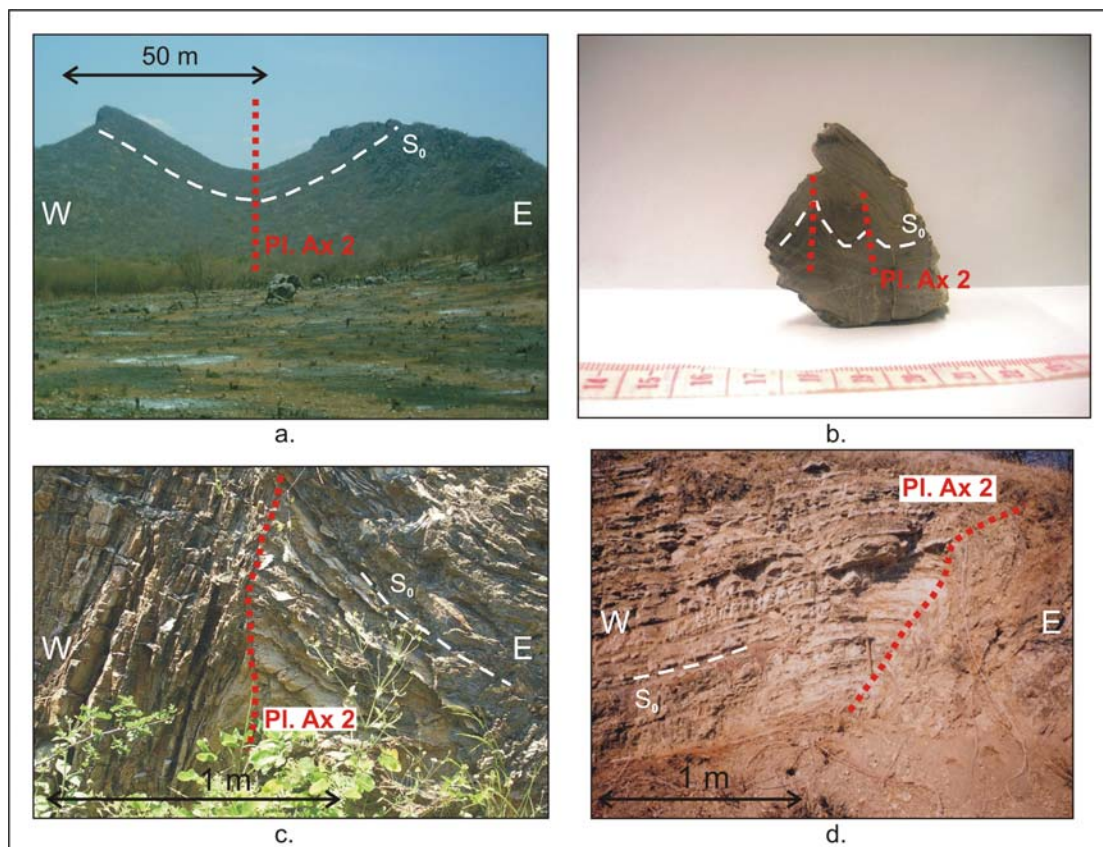


Figura 88 – (a.) pliegue sinclinal decamétrico, con plano axial vertical y eje subhorizontal, en las calizas de la Formación Mal Paso. (b.) pliegues verticales centimétricos en las calizas de la Formación El Cajón. (c.)

pliegue anticlinal métrico en las lutitas y areniscas de la Formación San Lucas. Como se puede observar en la foto el pliegue se caracteriza por un plano axial vertical y un eje subhorizontal (d.) pliegue anticlinal métrico, moderadamente volcado hacia el E, en las lutitas y areniscas de la Formación San Lucas.

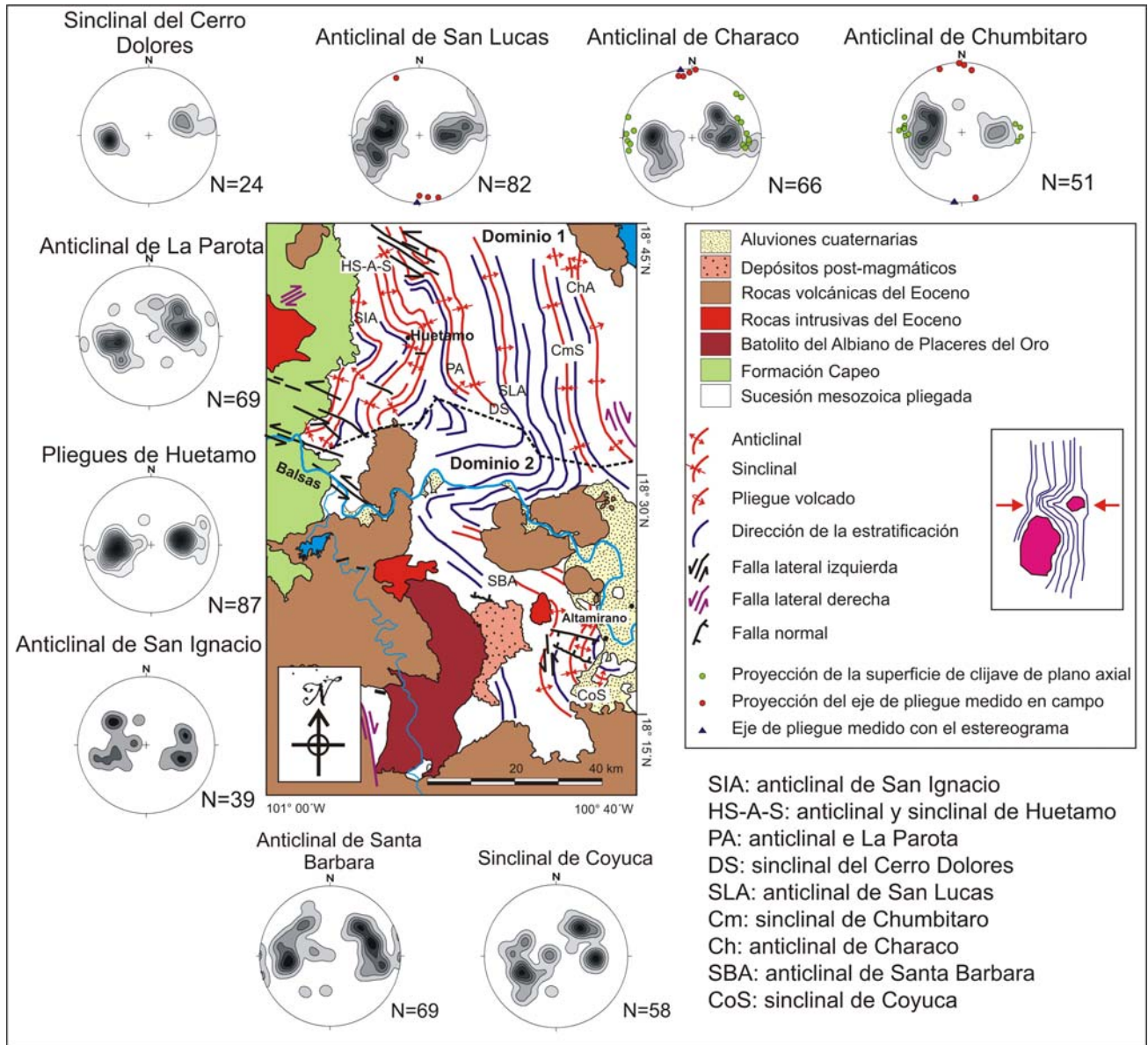


Figura 89 – Mapa estructural donde se muestran los pliegues mayores reconocidos en el área de Huetamo. Para cada pliegue se reporta la proyección estereográfica de los polos a la estratificación, y, cuando posible, de los ejes de los pliegues y del clivaje de plano axial. Adicionalmente, en la parte derecha de la figura se reporta la interpretación del patrón estructural reconocido en esta región. De acuerdo con esta interpretación, la heterogeneidad reconocida en el patrón estructural del área de Huetamo son el resultado del contraste mecánico entre la sucesión sedimentaria mesozoica el batolito de Placeres del Oro durante una fase de acortamiento E-W.

En la mayoría de los casos, los pliegues presentan planos axiales desde verticales a subverticales y ejes horizontales a subhorizontales (Figs. 88a, b y c y 89). Los ángulos apicales varían desde 52° a 118° , y las zonas de charnela son de los tipos 2C a F y 1C a D de la clasificación armónica visual de Huddleston (1973). En menor medida se han observado pliegues moderadamente volcados, con una vergencia constante hacia el este (Fig. 88d). En algunos casos, el volcamiento determina la inversión local del orden estratigráfico normal, como por ejemplo a lo largo del flanco oriental del anticlinal de Characo (Fig. 89 y sección AA' de la Fig. 87), donde las calizas de la Formación Mal Paso yacen en contacto concordante de alto ángulo arriba de las rocas de la Formación Cutzamala. Los ejes de los pliegues y la orientación de las superficies de estratificación presentan variaciones significantes en la dirección desde norte a sur, lo que permite definir dos dominios estructurales principales, cuyo límite se ubica aproximadamente 10 km al norte del Río Balsas (Fig. 89).

El dominio 1 incluye toda la región al norte del Balsas, donde se encuentran diez pliegues kilométricos principales F_2 con ejes \sim N-S, que definen un patrón estructural bastante homogéneo, compatible con un acortamiento principal \sim E-W. En los alrededores de Huetamo, la traza de los ejes de los pliegues desarrollan geometrías sigmoidales, resultado de la superposición de la sucesiva fase de transcurrencia D_{3H} . Las proyecciones estereográficas de los polos a la estratificación son similares para todas las estructuras (Fig. 89), individuando dos picos de densidad simétricos a lo largo de la línea ecuatorial, reflejando el carácter cilíndrico de las estructuras y el buzamiento dominante al este y oeste de los flancos de los pliegues, así como la horizontalidad de sus ejes. Los ejes de los pliegues medidos en afloramiento presentan direcciones azimutales entre $N342^\circ$ y $N007^\circ$ y entre $N163^\circ$ y $N180^\circ$, y muestran una inclinación variable desde 0° a 12° tanto hacia el norte que al sur, de manera consistente con los ejes calculados mediante las proyecciones esereograficas (Fig. 89).

El dominio 2 comprende la región a lo largo del Río Balsas, y se extiende al sur hasta el límite norte de las lavas terciarias (Fig. 89). Se caracteriza por tres pliegues kilométricos F_2 , cuyos ejes muestran un patrón estructural más complejo, definido por variaciones laterales significativas en la dirección. Cerca del límite del volcanismo terciario, los ejes y las superficies de estratificación muestran una dirección azimutal promedio de $N152^\circ$, pasando gradualmente más al norte a un promedio de $N015^\circ$, para regresar otra vez a una dirección NW-SE ($N134^\circ$ en promedio) al sur del Río Balsas (Fig. 89). Una variación importante en la dirección de la estratificación se documenta también inmediatamente al norte de dicho río, donde, desde una orientación \sim E-W, se observa el cambio abrupto a las estructuras \sim N-S del dominio 1 (Fig. 89). El patrón estructural del dominio 2 se interpreta como el resultado del contraste mecánico entre el batolito de Placeres del Oro y las rocas sedimentarias de la sucesión cretácica, durante un evento de acortamiento principal \sim N-S. En este

contexto, el batolito actuaría como un cuerpo rígido durante el acortamiento, controlando el desarrollo de la geometría de las estructuras desarrolladas en las rocas sedimentaria, que se portaron como una matriz incompetente (Fig. 89). Esta interpretación es consistente también con la falta de una deformación significativa en el batolito de Placeres del Oro, e implica un cierto grado de desacoplamiento entre el cuerpo intrusivo y las rocas sedimentarias.

6.1.3. D_{3H}: transurrencia izquierda (extensión NW-SE)

El patron estructural definido durante el evento de acortamiento D_{2H} fue parcialmente modificado por una fase de transurrencia posterior (D_{3H}), que determinó el desarrollo de zonas de cizalla laterales izquierdas, tanto frágiles como dúctiles, con una dirección NW-SE.

Se reporta por primera vez en este trabajo una zona de cizalla milonítica vertical, con una dirección azimutal promedio N129°, que se extiende por un mínimo de 45 km, desde el arroyo San José, al oeste del batolito de Montecillos, hasta el Cerro Turitzio, en proximidad del poblado de Comburindio (Fig. 90).

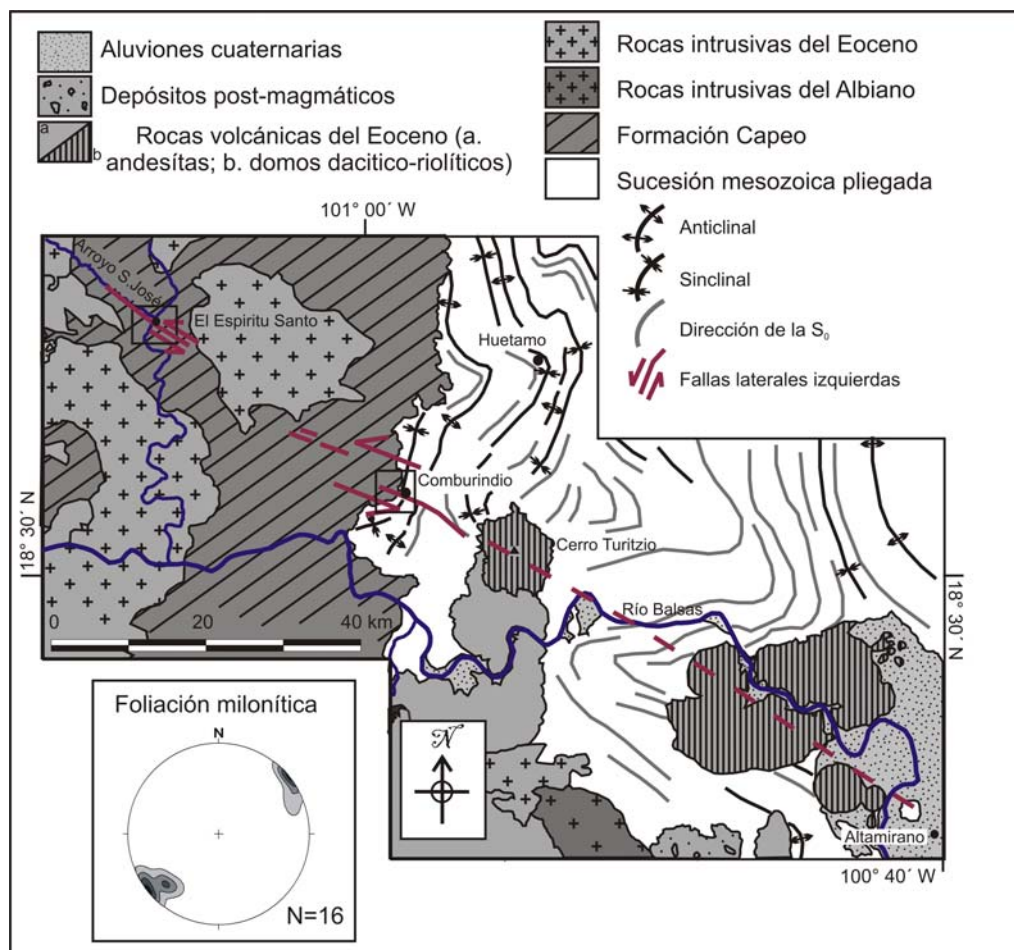


Figura 90 – Mapa esquemático de la zona de cizalla El Espiritu Santo-Comburindio, donde se reporta la localización de las zonas de cizalla observadas en afloramiento. La proyección estereográfica muestra la orientación de los planos de foliación milonítica medidos en los afloramientos.

A lo largo de la zona de cizalla, las rocas volcanoclásticas de la formación Capeo presentan una deformación cristal-plástica intensa, que determina el desarrollo de una faja de deformación dúctil localizada, con un ancho variable de 4 a 15 m. En las fotos aéreas y en las imágenes de satélite, se observa claramente que la traza de esta zona de cizalla corta el banco de caliza más occidental de la Formación Comburindio, en proximidad del poblado homónimo (Fig. 91). Sin embargo, en campo no fue posible observar en las calizas afloramientos de esta zona de cizalla, en cuanto a lo largo de su traza, estas rocas están completamente erosionadas. Por otro lado, en esta zona se encontraron numerosos bloques y cantos de caliza, con claras evidencias de deformación plástica (desarrollo de listones de calcita elongados a lo largo de la foliación principal), lo que sugiere que las rocas de este banco arrecifal fueron involucradas en el cizallamiento, y sucesivamente removida por la erosión.

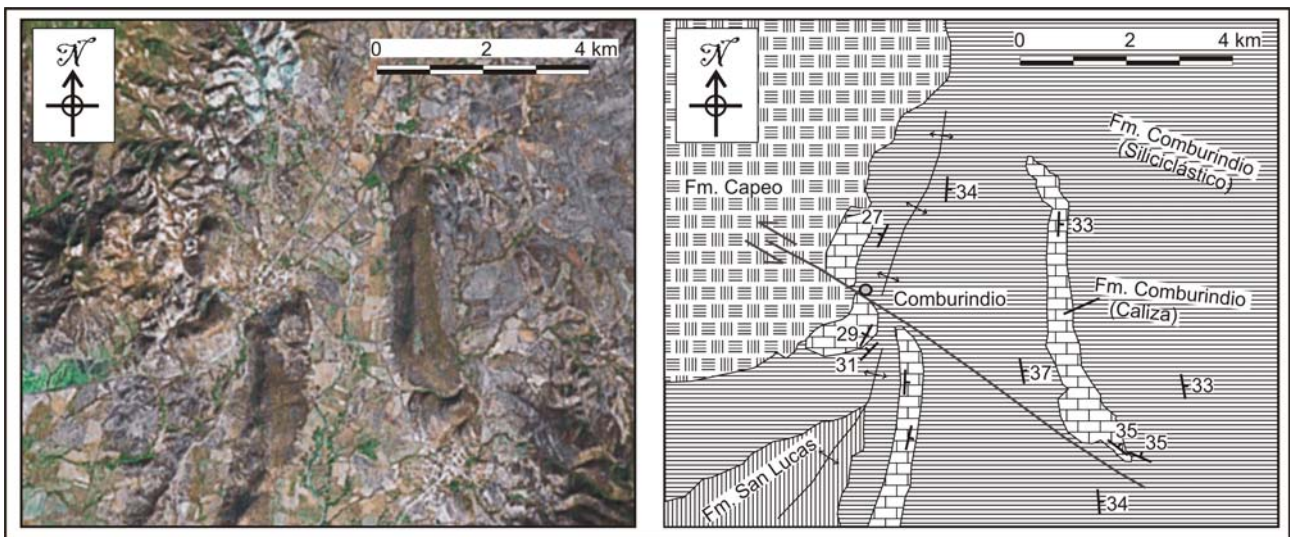


Figura 91 – Imágen de satélite y relativo mapa geológico esquemático de la región de Comburindio, donde se observan los bancos biostrómicos de la formación homónima desplazados y deflecionados a lo largo de la traza de la zona de cizalla.

A lo largo de la zona de cizalla, las areniscas de la formación Capeo presentan una foliación milonítica vertical pervasiva a la escala centimétrica (Fig. 92). Dicha foliación es espaciada disyuntiva, y varía desde fina a moderadamente gruesa, según la clasificación de Twiss y Moores (1992). En la proyección estereográfica, los polos de los planos de foliación definen un pico de densidad localizado sobre un círculo mayor, reflejando su actitud vertical y definiendo una dirección azimutal promedio de N129° (Fig. 90), consistente con la orientación de la zona de cizalla. La foliación está frecuentemente plegada. Por ejemplo, en proximidad de Comburindio, en las areniscas de la formación Capeo se desarrollan numerosos pliegues asimétricos, desde la escala

centimétrica a decimétrica, caracterizados por ejes y planos axiales verticales, y un sentido de volcamiento hacia el NW (Fig. 92a y b).

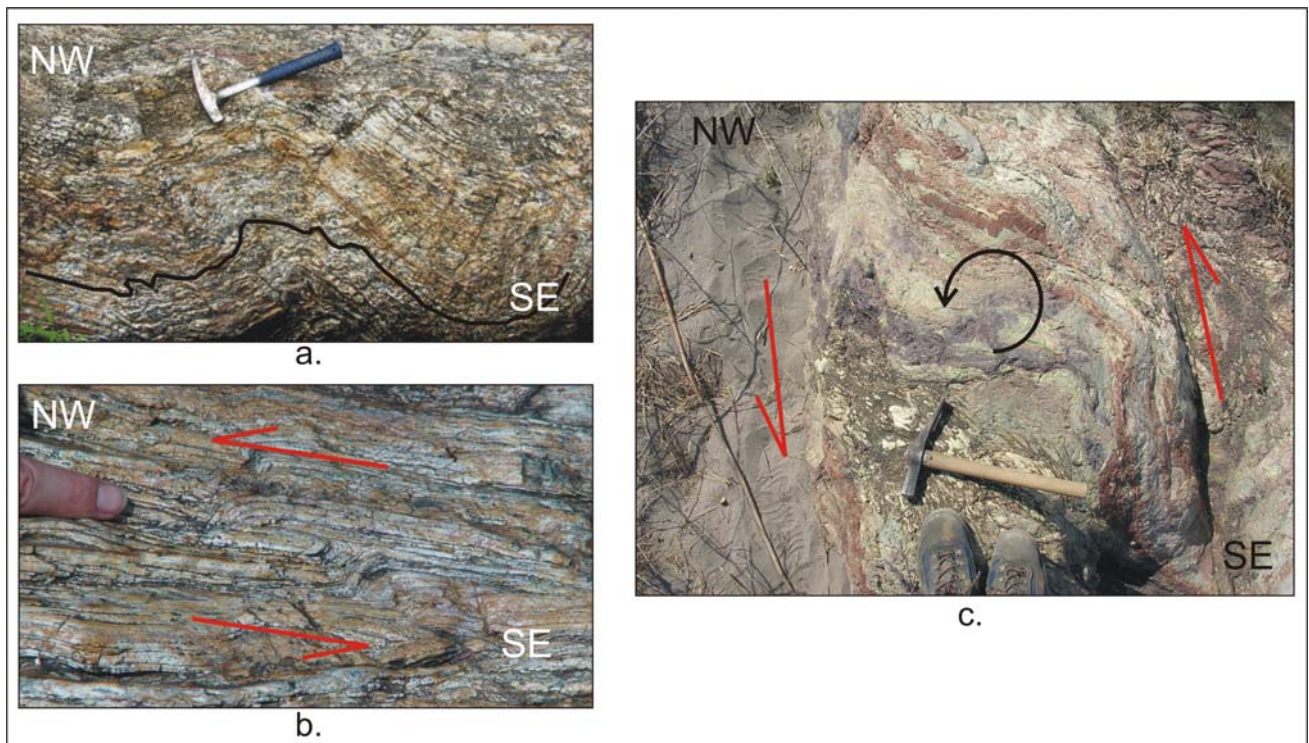


Figura 92 – (a.) afloramiento en planta de la zona de cizalla de Comburindio, donde se observa la foliación milonítica plegada. Los pliegues son asimétricos, desde la escala centimétrica a decimétrica, con un sentido de volcamiento hacia el NW. (b.) pliegue isoclinal intrafoliar observado en una sección horizontal de la zona de cizalla de Comburindio. El pliegue presenta eje y plano axial verticales, y una vergencia compatible con un desplazamiento lateral izquierdo. (c.) foliación milonítica en las capas rojas de la formación Capeo. La foliación define una geometría sigmoideal, que se interpreta en el presente trabajo como el resultado de la rotación en sentido antihorario relacionado al cizallamiento izquierdo.

En los afloramientos observados no se reconocieron lineaciones de estiramiento a lo largo de las superficies de foliación, por lo tanto no es posible establecer la orientación del eje de máxima elongación (X) del elipsoide de la deformación finita, así como su plano XZ, en el cual se desarrollan las estructuras diagnosticas para determinar la cinemática de la deformación. Sin embargo, considerando la yacitura vertical tanto de la zona de cizalla como de la foliación milonítica, y que pliegues con ejes verticales se desarrollan principalmente en zonas de cizalla laterales, o donde por lo menos la componente principal de movimiento es lateral, se asume que la cinemática de la cizalla de Comburindio sea principalmente transcurrente, aunque no es posible excluir una componente vertical de menor magnitud. Con base en esta asunción, la sección XZ del elipsoide de la deformación finita se aproximaría a un plano horizontal. En este caso, el sentido de

volcamiento de los pliegues hacia el NW, observados en un corte horizontal de la cizalla, cerca del poblado de Comburindio, sugiere un movimiento lateral izquierdo (Fig. 92). El banco de caliza más occidental de la Formación Comburindio, que aflora en proximidad del poblado homónimo, se encuentra cortado por la zona de cizalla, y muestra claramente un desplazamiento lateral izquierdo de ~600 km (Fig. 91), confirmando la cinemática inferida por la geometría de los pliegues. Adicionalmente, en esta misma zona, es evidente la deflexión de los pliegues pre-existentes F_2 a lo largo de la traza de la cizalla, desde ~N-S a NW-SE (Fig. 90), que se interpreta como el resultado del arrastre provocado por el desplazamiento izquierdo. En el arroyo San José, al oeste del batolito de Montecillos (Fig. 90), la foliación desarrollada en las rocas de la formación Capeo muestra una geometría sigmoidal, que se interpreta como el resultado de la rotación en sentido antihorario asociada al movimiento lateral izquierdo (Fig. 92c). Geometrías similares se han reconocido también en los alrededores de Huetamo, donde los ejes de los pliegues F_2 definen un patrón sigmoidal a la escala kilométrica, compatible con una rotación en sentido antihorario alrededor de un eje vertical (Fig. 90).

En los alrededores de Comburindio y en el arroyo San José, las rocas de la formación Capeo, anteriormente deformadas de manera cristal-plástica, están cortadas por numerosas fallas laterales, tanto izquierdas como derechas, que definen sistemas de Riedel compatibles con una cizalla principal izquierda con orientación NW-SE, consistente con la orientación de la zona de cizalla milonítica. Las fallas con movimiento izquierdo (fallas R) presentan una dirección promedio $N124^\circ$, y muestran un buzamiento tanto al NE como al SW, con un ángulo de inclinación variable desde 72° a 90° (Fig. 93). Las fallas laterales derechas (fallas R') presentan una dirección promedio $N038^\circ$, y muestran una inclinación variable desde 78° a 90° hacia el SE (Fig. 93). Un sistema de fallas, cinemáticamente parecido al descrito anteriormente, se ha reconocido también entre los poblados de San Jerónimo y Las Pilas, en la parte noroccidental del área de Huetamo, al sur del Río Balsas (Fig. 93). En esta región se observaron numerosas fallas laterales, con sentido de movimiento tanto izquierdo (fallas R) como derecho (fallas R'). Dichas fallas cortan indistintamente las rocas del batolito de San Jerónimo-Guayameo y de las formaciones Capeo y Comburindio. Las fallas laterales izquierdas presentan una dirección promedio $N128^\circ$, y un buzamiento tanto al NE como al SW, con ángulos de inclinación variables desde 76° a 90° (Fig. 93). Las fallas laterales derechas son escasas y presentan una extensión limitada. Muestran una dirección promedio $N049^\circ$ y una inclinación variable desde 73° a 90° , buzando constantemente hacia el NW (Fig. 93).

Un último sistema principal de fallas se reconoció en los alrededores del poblado de Las Trincheras, ~20 km al norte de Huetamo (Fig. 93). En esta zona, se observaron tres fallas principales subparalelas, con un sentido de movimiento lateral izquierdo, las cuales cortan las rocas de las formaciones Comburindio y El Cajón. Las fallas son subverticales y presentan una dirección promedio N130° (Fig. 93).

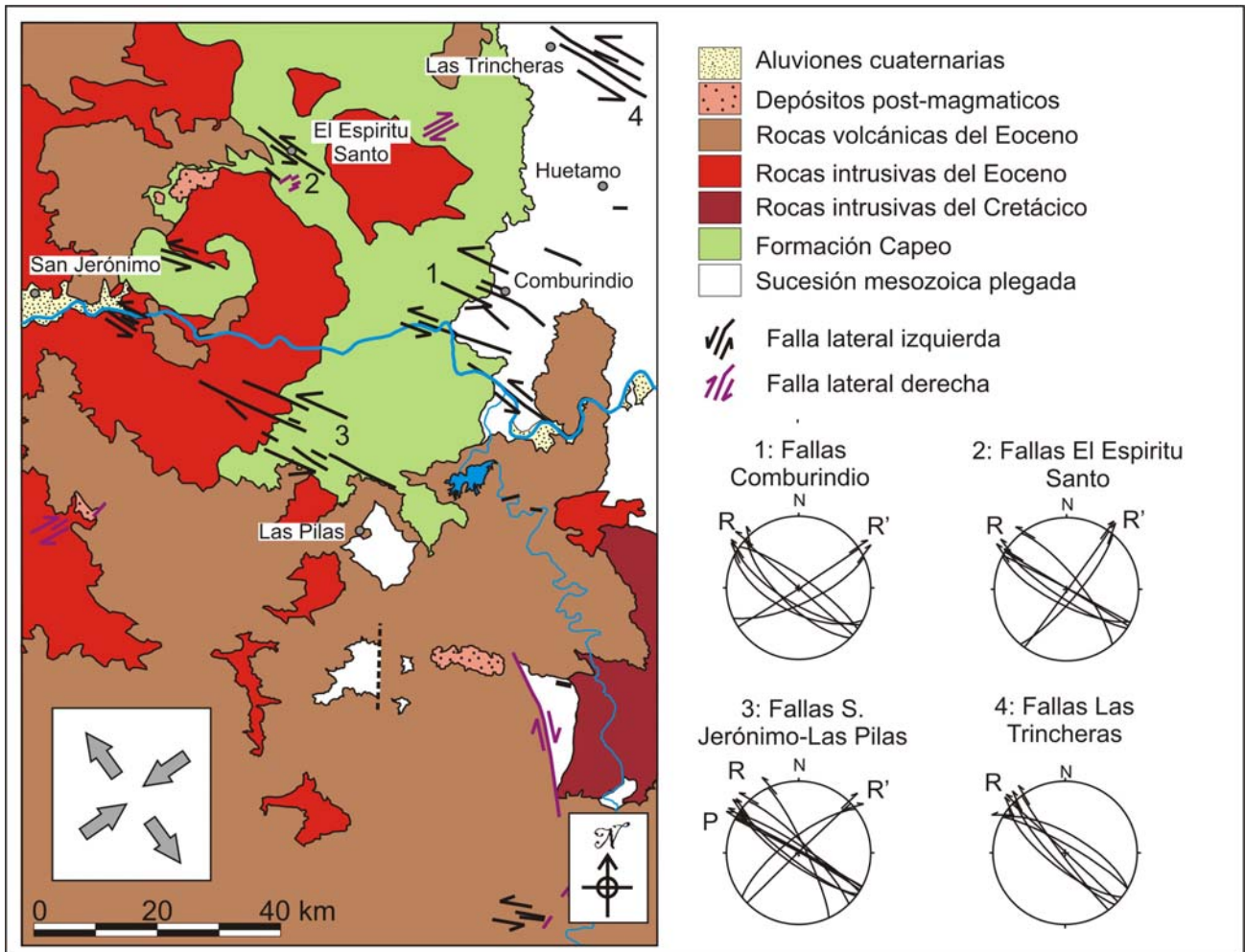


Figura 93 – Mapa estructural esquemático, donde se muestran las estructuras mayores del área de Huetamo compatibles con una extensión NW-SE. Adicionalmente, se reportan las proyecciones estereográficas de los planos de falla de los principales sistemas transcurrentes izquierdos reconocidos en esta región.

6.1.4. D_{4H} : transtensión derecha (extensión NE-SW)

Las fallas laterales izquierdas NW-SE, desarrolladas durante la fase de transcurrancia D_{3H} , muestran en algunos casos evidencias de una reactivación bajo un régimen transcurrente derecho, como sugiere la presencia de más que una generación de estrías a lo largo de los planos de falla, las que indican sentidos de movimiento opuestos. Adicionalmente, entre los poblados de Coyuca y Santa

Teresa, en la parte centro-oriental del área de estudio (Fig. 94), se reconocieron algunas fallas normales y una falla principal lateral izquierda (Fig. 94).

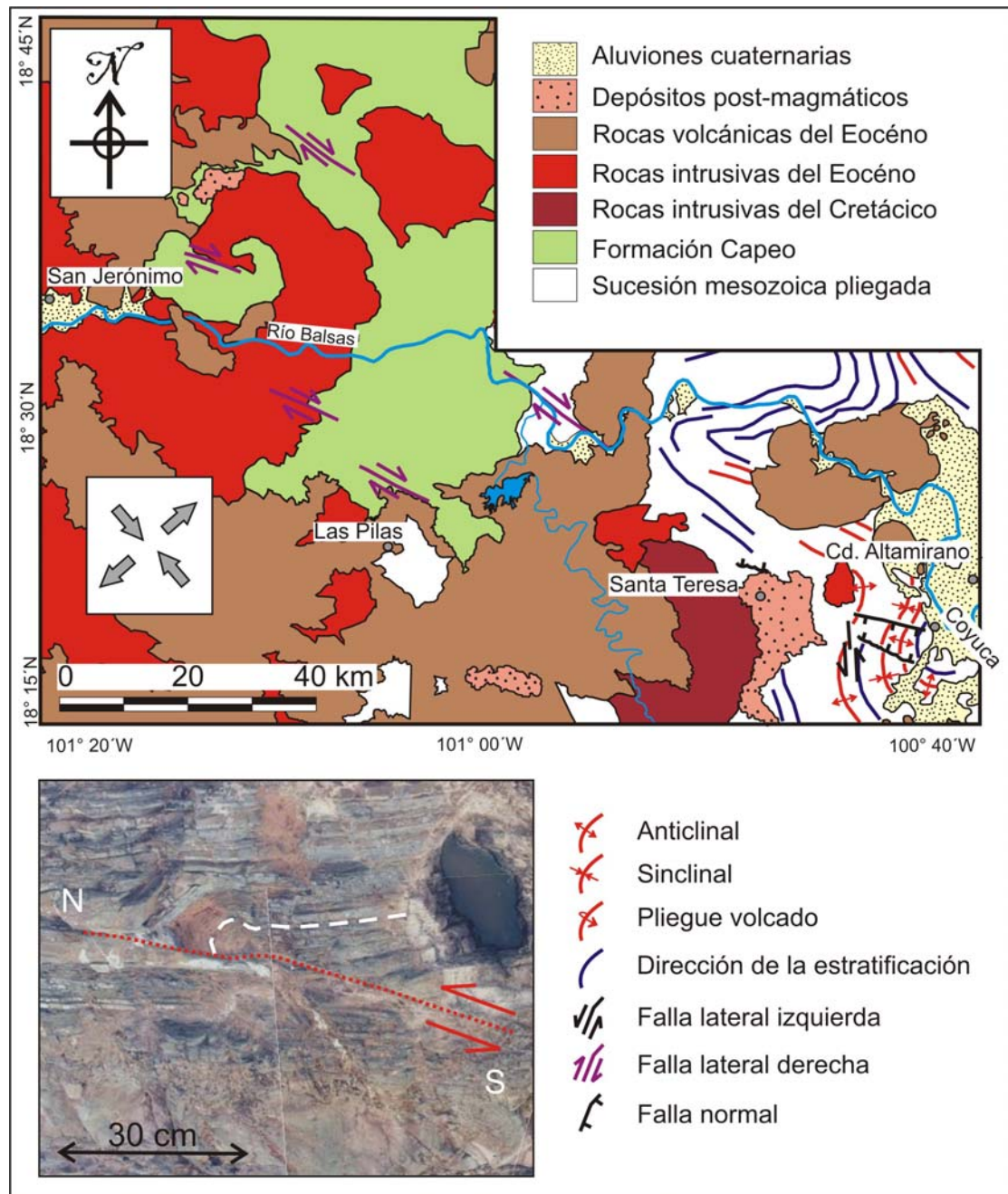


Figura 94 – Mapa estructural esquemático, donde se muestran las estructuras mayores del área de Huetamo compatibles con una extensión NE-SW. En la foto se muestra un afloramiento de una falla izquierda con orientación ~N-S, reconocida en las turbiditas de la Formación San Lucas, que afloran entre los poblados de Coyuca y Santa Teresa.

Las fallas normales son escasas, y cortan las rocas de las formaciones San Lucas, Comburindio, El Cajón y Mal Paso. Presentan una dirección promedio N114° y una inclinación variable desde 63° a 71°, tanto al NE como al SW, formando pequeños graben y semigraben orientados paralelamente a

la costa actual. La falla lateral izquierda corta las turbiditas de la Formación San Lucas. Presenta una orientación ~N-S, y una inclinación de 90°. La cinemática de estas estructuras es incompatible con la geometría y el sentido de movimiento documentados para las fallas de la fase D_{3H}. Por otro lado, dichas fallas resultan compatibles desde el punto de vista cinemático con un régimen transcurrente derecho NW-SE, asociado con una extensión NE-SW, por lo tanto se considera que su actividad sea más bien relacionada con la fase de deformación D_{4H}.

6.2. Estructuras de la región de Zihuatanejo

El trabajo de campo permitió reconocer una tectónica polifásica en la región de Zihuatanejo, definida por lo menos por cinco eventos de deformación, que se presentan a continuación desde el más antiguo al más reciente.

6.2.1. D_{1Z}: acortamiento NE-SW

Las estructuras relacionadas con esta fase de deformación han sido observadas exclusivamente en las rocas del Complejo Las Ollas. La fase D_{1Z} determina el desarrollo de numerosos pliegues y cabalgaduras, que provocan la estructuración de las rocas de este complejo en una pila de napas tectónicas imbricadas, y producen la configuración bloque en matriz. Los pliegues F₁ son isoclinales recostados y muestran una vergencia constante hacia el SW (Fig. 95a y b). Se caracterizan por planos axiales de bajo ángulo (desde 0° a 21° de inclinación) y ejes horizontales, con una dirección dominante NW-SE (N132° en promedio) (Fig. 95c), aunque en algunos casos se observan también estructuras con orientación ~E-W (Fig. 95c), debido a la dispersión producida por la rotación en sentido horario, relacionada con la fase de transcurrencia derecha posterior. La alternancia de niveles de filita y metarenisca ricas en cuarzo determina frecuentemente el desarrollo de pliegues paralelos en las capas más resistentes, mientras que en los niveles incompetentes la deformación produce el flujo de material desde los flancos a la zona de charnela, determinando la formación de pliegues similares, con flancos adelgazados y charnelas engruesadas. Los pliegues presentan una foliación de plano axial S₁, que se desarrolla paralelamente a la superficie de estratificación, y que se vuelve progresivamente más pervasiva hacia los niveles más profundos de la sucesión. La foliación se presenta como un clivaje pizarroso en los niveles filíticos, donde queda definida por la orientación preferencial de micas claras y óxidos. En los esquistos es espaciada, disyuntiva, desde moderadamente gruesa a trenzada (Fig. 96a), y queda definida por la orientación preferencial de neoblastos de anfíbol y titanita en la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito, y actinolita en la unidad Lagunillas. Comúnmente se observan listones de cuarzo elongados a lo largo de dicha foliación. El cuarzo presenta clara evidencia de recristalización y deformación cristal-

plástica, como la extinción undulatoria, el desarrollo de listones, de *grain boundary migration* y *subgrain domains*. Además, la formación de bordes rectilíneos en el cuarzo, y la concentración de minerales insolubles a lo largo de los planos de foliación indica la participación importante de procesos de disolución por presión/reprecipitación durante la deformación. Los bloques anfibolíticos presentan una foliación pervasiva continua de grano grueso, definida por la orientación preferencial de neoblastos de hornblenda y titanita (Fig. 96b). La cristalización pervasiva de hornblenda a lo largo de la foliación S_1 de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito indica que la deformación D_{1Z} ocurrió bajo un grado metamórfico en facies de anfibolita. Por otro lado, la cristalización de actinolita a lo largo de la foliación S_1 de la unidad Lagunillas indica que, para estas rocas, la deformación D_{1Z} ocurrió bajo condiciones de presión y temperatura menores.

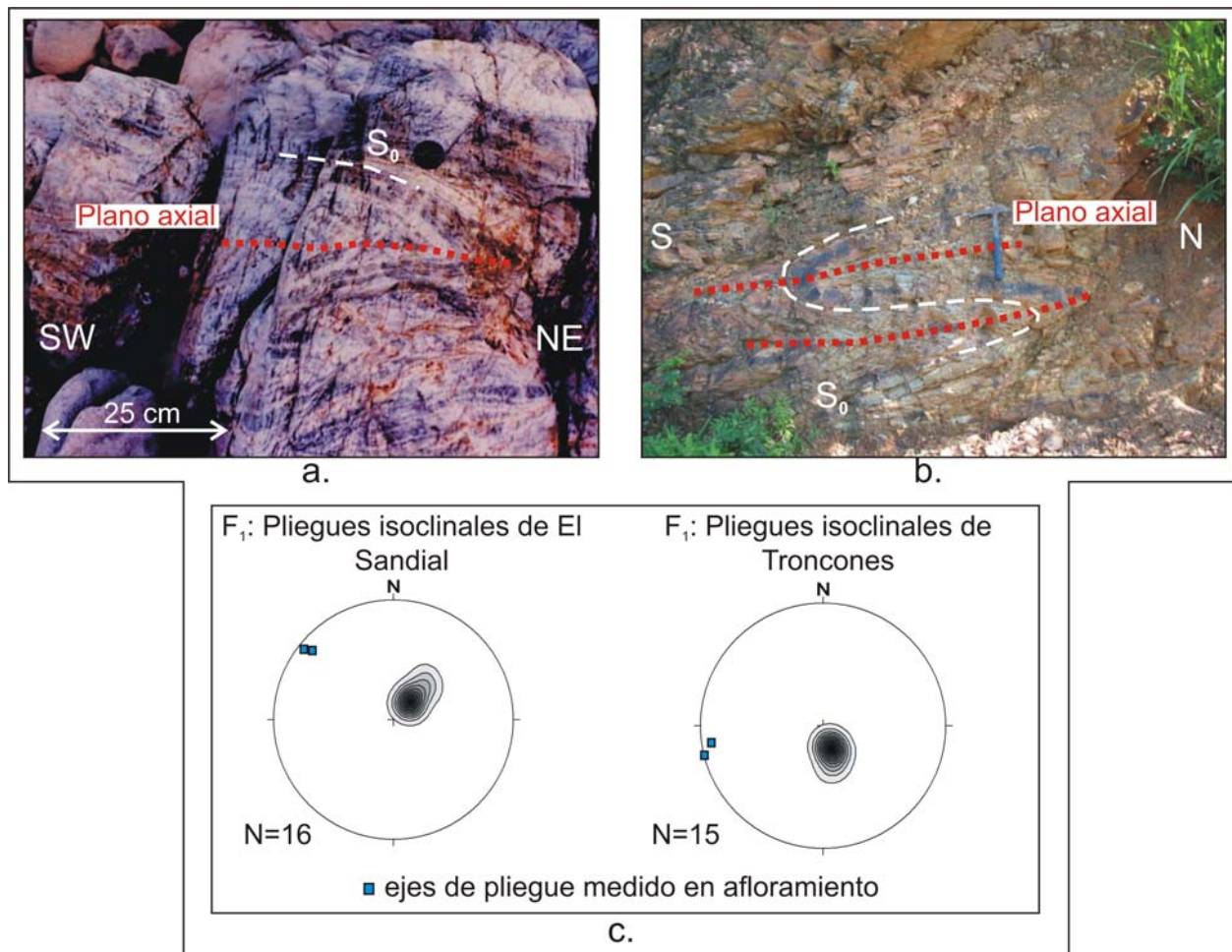


Figura 95 – (a.) pliegue isoclinal recostado a la escala decimétrica en los esquistos anfibolíticos del Complejo Las Ollas. (b.) pliegues isoclinales recostados en las areniscas y lutitas de la unidad Lagunillas (Complejo Las Ollas). (c.) proyecciones de los polos a la estratificación de pliegues metricos desarrollados en las areniscas y lutitas de la unidad Lagunillas (Complejo Las Ollas).

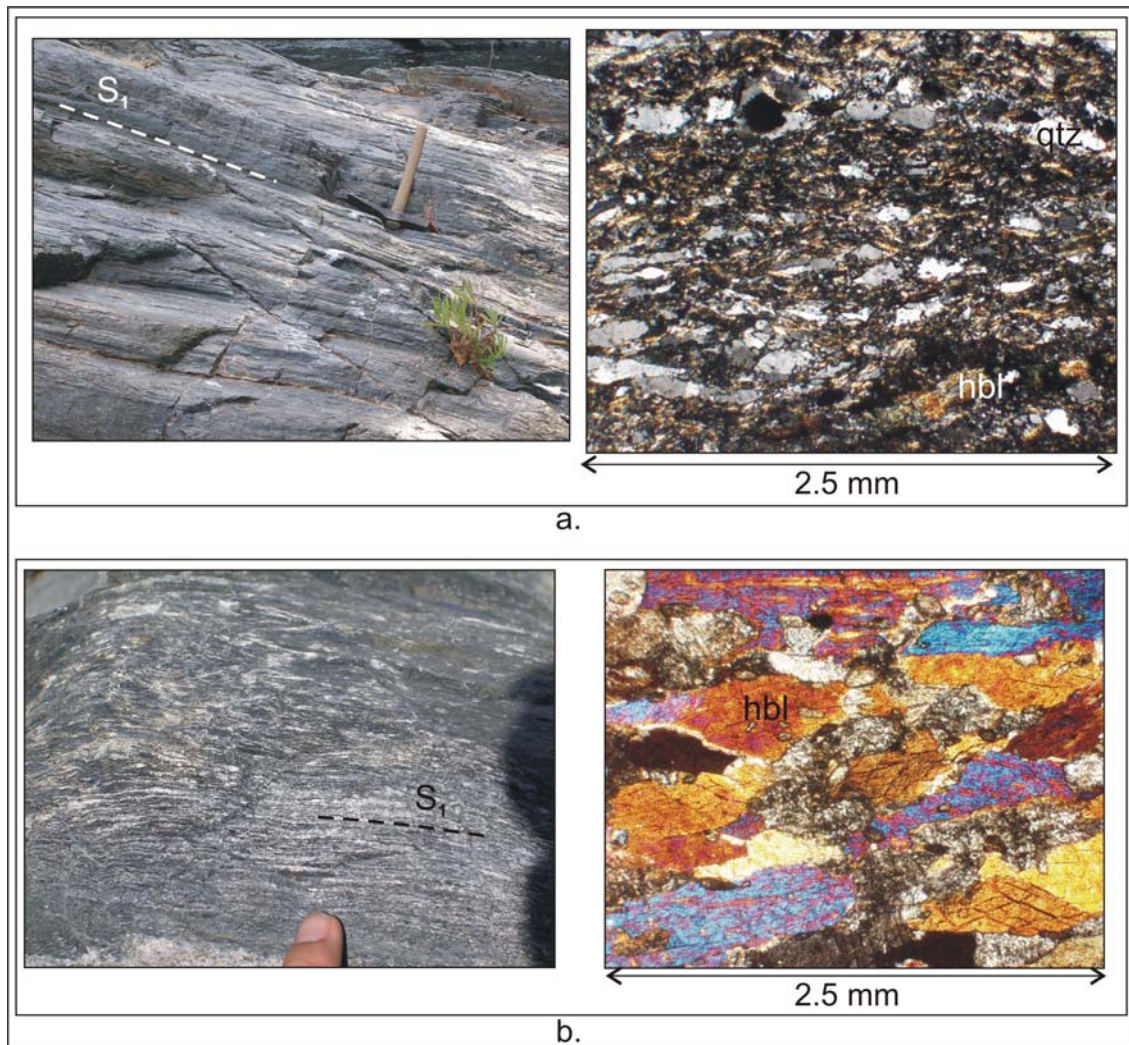


Figura 96 – (a.) foliación S_1 en los esquistos anfibolíticos de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito. La foto de la izquierda muestra como se presenta la foliación en afloramiento, mientras que la foto de la derecha muestra un detalle de la foliación en lámina delgada (foto tomada con los nicoles cruzados). (b.) foliación S_1 en los bloques de anfibolita de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito. La foto de la izquierda muestra como se presenta la foliación en afloramiento, mientras que la foto de la derecha muestra un detalle de la foliación en lámina delgada (foto tomada con los nicoles cruzados).

6.2.2. D_{2Z} : acortamiento NE-SW

Un segundo evento de acortamiento determina la formación de numerosos pliegues cilíndricos F_2 , desde la escala milimétrica a kilométrica, que deforman tanto la foliación S_1 anteriormente desarrollada en las rocas del Complejo Las Ollas, como las superficies de estratificación de la parte de la sucesión comprendida entre la formación Posquelite y la formación La Unión. Las trazas de los ejes de los pliegues mayores reconocidos en esta región se presentan en el mapa estructural de la Figura 97. Adicionalmente, en la Figura 98 se presentan dos secciones geológicas construidas perpendicularmente a los ejes de dos pliegues mayores, que muestran la geometría de la deformación.

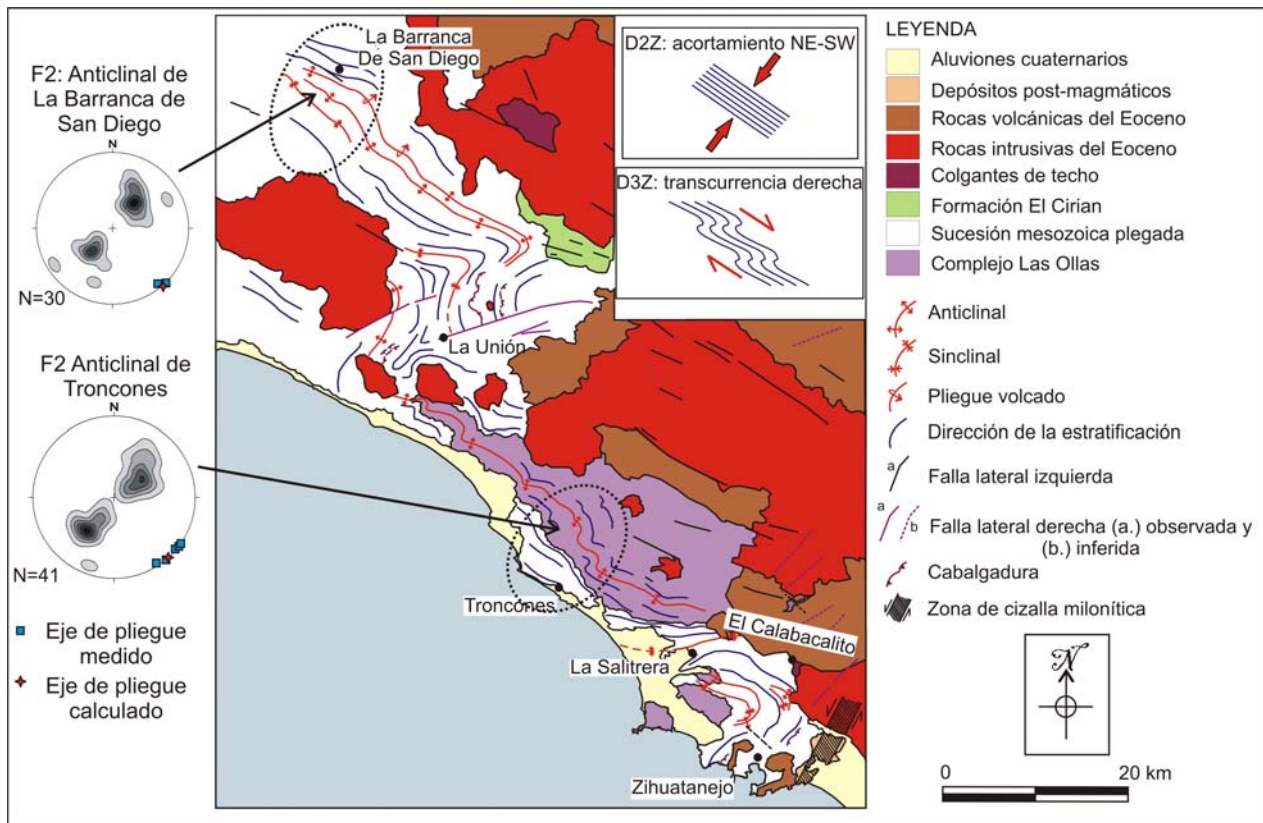


Figura 97 – Mapa estructural donde se muestran los pliegues mayores reconocidos en la región comprendida entre Zihuatanejo y La Unión. A la izquierda se reporta la proyección estereográfica de los polos a la estratificación de los pliegues kilometricos de La Barranca de San Diego y Troncones. Adicionalmente, a lado de la leyenda, se muestra la interpretación del patron estructural reconocido en esta región.

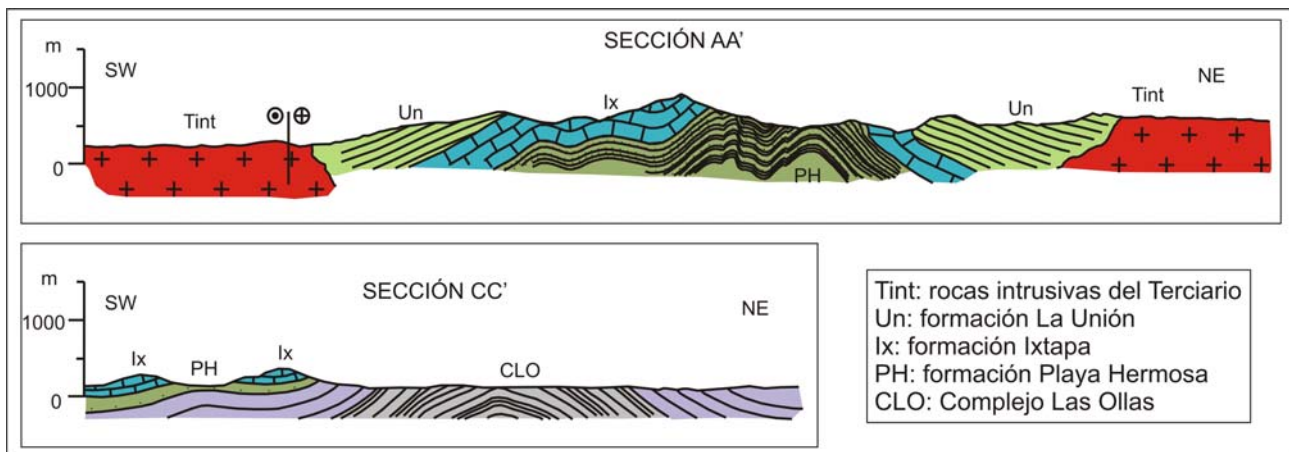


Figura 98 – Secciones geológicas del área de Zihuatanejo, donde se observan los principales pliegues kilometrico reconocidos en esta región. Las trazas de las secciones están reportadas en el Anexo 2.

Los pliegues son principalmente simétricos con planos axiales verticales y ejes horizontales, los cuales muestran una dirección dominante NW-SE (N138° en promedio) (Figs. 97, 98 y 99). Los

ángulos apicales varían entre 42° y 102° . En algunos casos se observan pliegues moderadamente volcados, indicando una vergencia constante hacia el NE (fig. 67b). Las proyecciones estereográficas de los polos a la estratificación de los pliegues principales muestran dos picos de densidad simétricos, localizados en los cuadrantes NE y SW (Fig. 97), reflejando el buzamiento dominante de los flancos y el carácter cilíndrico de las estructuras. La dirección de los ejes calculados estadísticamente con la red estereográfica varía entre $N137^\circ$ y $N139^\circ$, de acuerdo con los ejes medidos en los afloramientos (Fig. 97).

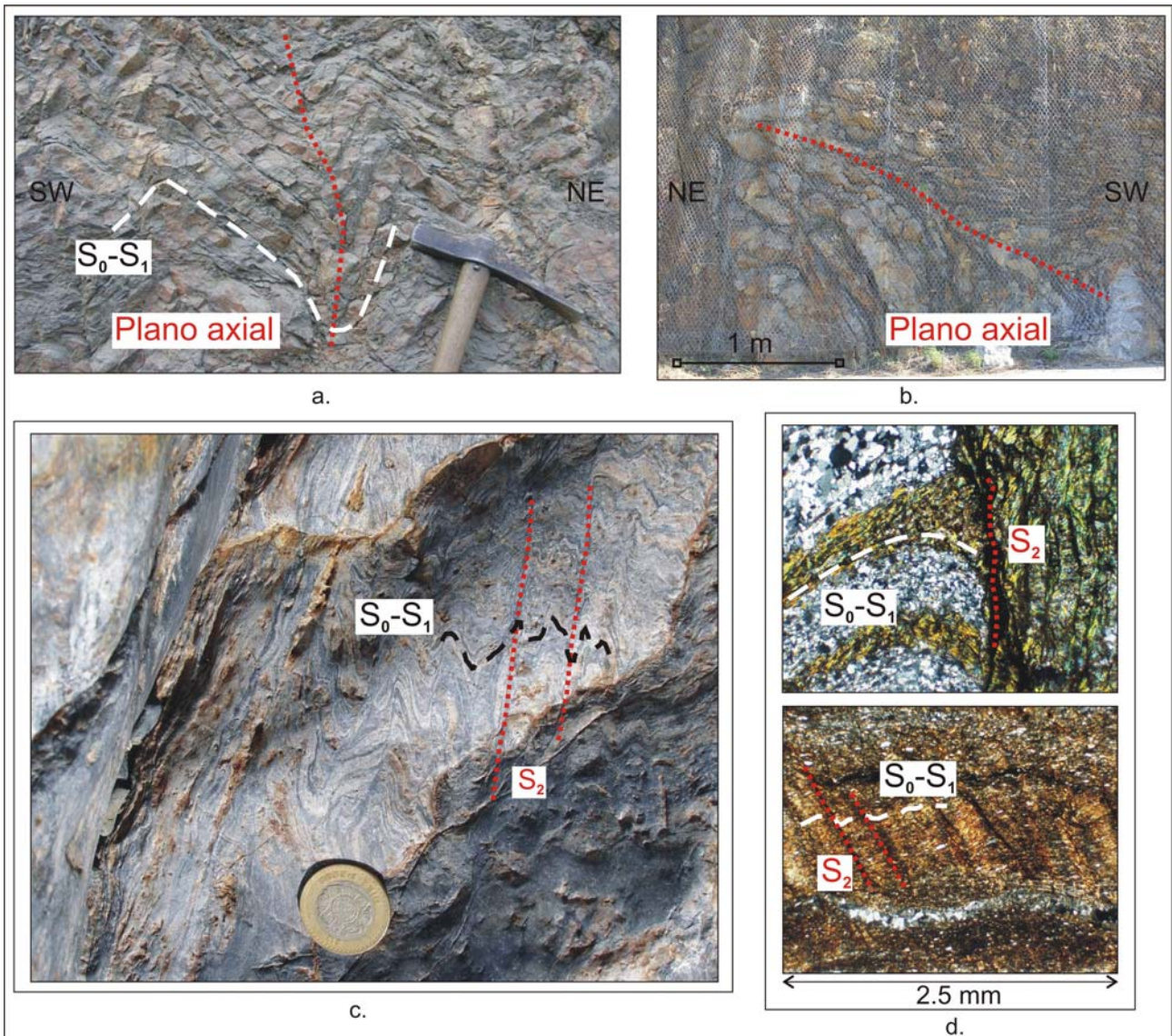


Figura 99 – (a.) pliegues *chevron* verticales a la escala decimétrica en las metareniscas y filitas del Complejo Las Ollas. (b.) pliegue volcado hacia el NE en las calizas de la formación Ixtapa. (c.) corte vertical en los esquistos del Complejo Las Ollas, donde se observan la estratificación (S_0) y la foliación S_1 crenuladas por la foliación S_2 . (d.) detalle en lámina delgada de un cuarzo esquistoso y de una filita, donde se observan la foliaciones S_1 , paralela a la estratificación (S_0), y la foliación de crenulación S_2 (ambas las fotos están tomadas con los nódulos cruzados).

El plegamiento F_2 se acompaña por el desarrollo de una foliación de plano axial S_2 , representada por un clivaje de fracturación subvertical en la sucesión volcano-sedimentaria, mientras que asume un carácter más penetrante a la escala microscópica en las rocas metamórficas del Complejo Las Ollas (Fig. 99c y d). La foliación presenta un hechado de alto ángulo con respecto a la estratificación y a la foliación S_1 , y una dirección dominante NW-SE ($N141^\circ$ en promedio), consistente con la de los ejes de los pliegues F_2 . En las rocas metamórficas del Complejo Las Ollas se presenta como una foliación de crenulación, variando desde zonal a discreta (Fig. 99c y d), y se caracteriza por la recrystalización de mica clara y biotita.

La sobreposición del plegamiento D_{2Z} al patrón estructural anteriormente definido en las rocas del Complejo Las Ollas por la fase D_{1Z} , determina el desarrollo de estructuras de interferencia del tipo 3 de Ramsay (1967), generadas por la suma de pliegues con ejes paralelos y planos axiales ortogonales (Fig. 100).

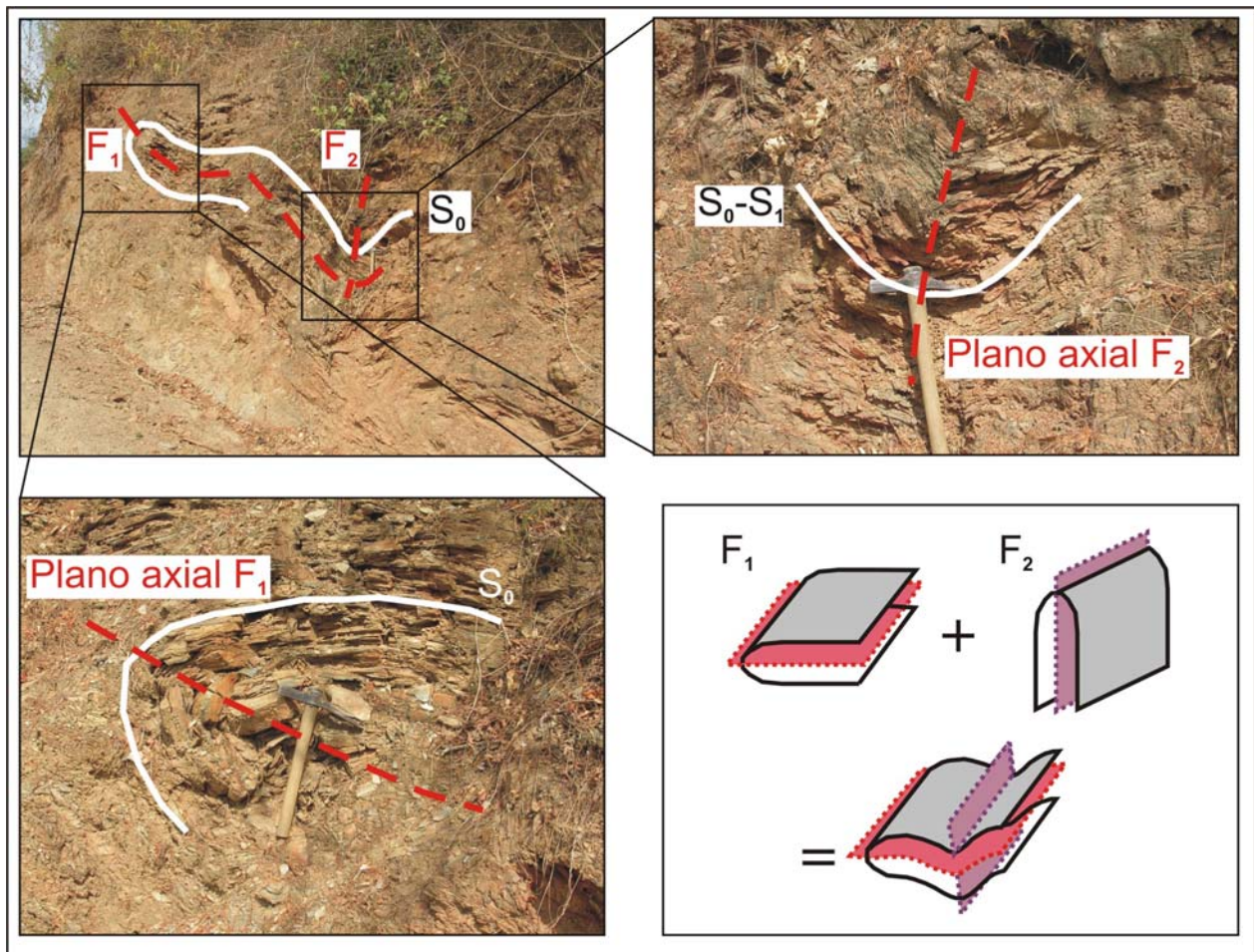


Figura 100 – Estructura de interferencia del tipo 3 de Ramsay (1967) en las areniscas y lutitas del Complejo Las Ollas, generada por la suma de las fases de deformación D_{1Z} y D_{2Z} .

6.2.3. D_{3Z} : transcurrancia derecha (extensión NE-SW)

La fase de transcurrancia derecha D_{3Z} produce los rasgos más peculiares del patrón estructural del área de Zihuatanejo, determinando la rotación en sentido horario de las estructuras pre-existentes y el fallamiento lateral derecho a lo largo de una dirección NW-SE, paralelo a la costa pacífica actual. Desde Feliciano hasta Zihuatanejo, los ejes de los pliegues F_1 y F_2 definen geometrías sigmoidales, desde la escala kilométrica a decamétrica (Fig. 101), como el resultado de la rotación en sentido horario que han experimentado algunos sectores de estas estructuras.

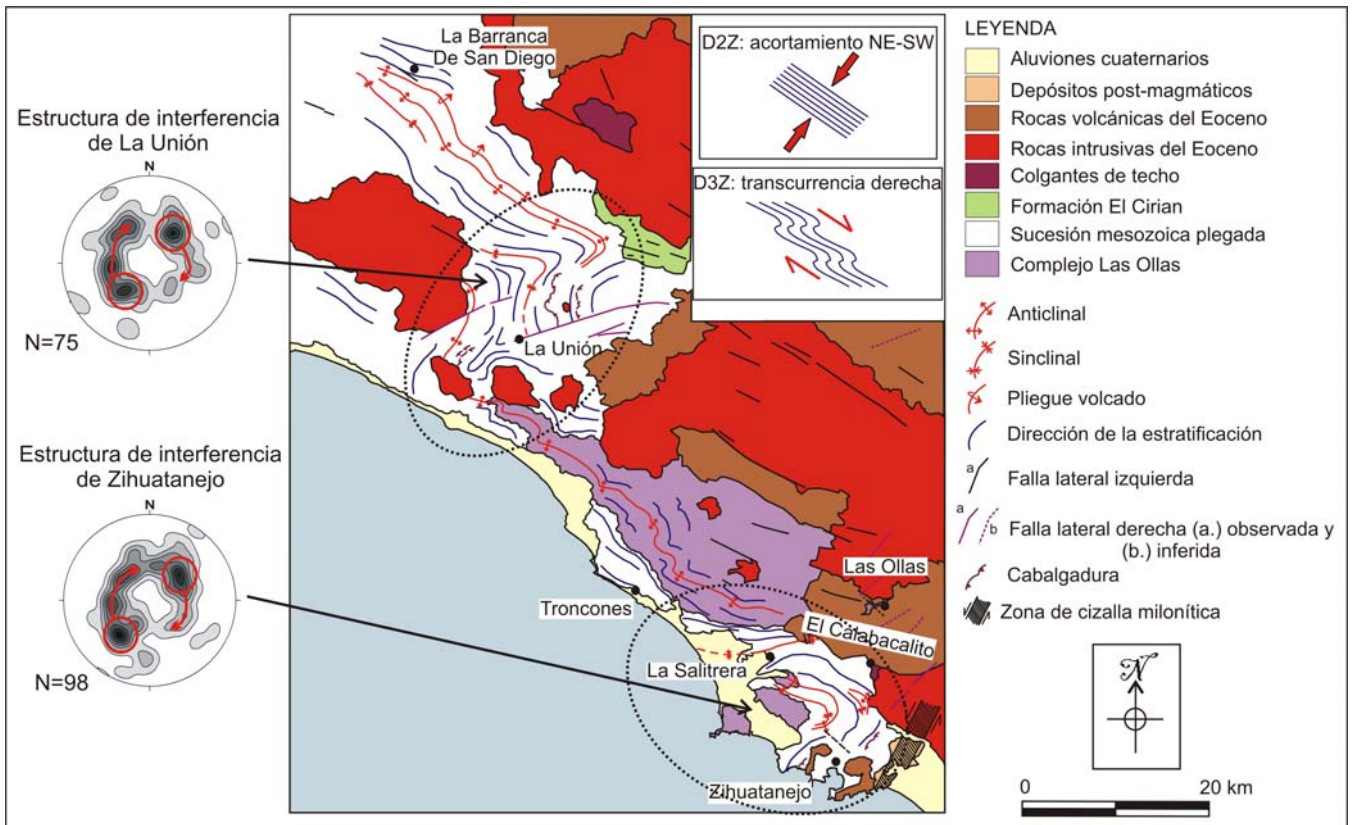


Figura 101 – Mapa estructural de la región de Zihuatanejo, donde se observa la geometría sigmoidal a la escala kilométrica de las trazas de los pliegues F_2 , resultado de la rotación en sentido horario asociada a la fase de transcurrancia derecha D_{3Z} . En la parte izquierda se muestran las proyecciones estereográficas de los polos a la estratificación de las estructuras de interferencia de La Unión y Zihuatanejo, producidas por la rotación horaria de las estructuras anteriormente formadas durante la fase de deformación D_{2Z} .

En los alrededores de Zihuatanejo y del poblado de La Unión, los pliegues F_1 y F_2 , desde una dirección dominante NW-SE ($N137^\circ$ en promedio) pasan repentinamente a una dirección NE-SW ($N52^\circ$ en promedio). En la Figura 101 se presentan las proyecciones estereográficas de los polos de estratificación para estas regiones, donde se observa una distribución bastante dispersa. Los polos se distribuyen en buena aproximación a lo largo de dos grandes círculos con una inclinación de $\sim 40^\circ$,

simétricos con respecto al eje N-S, indicando la progresiva variación de la dirección de los planos de estratificación, a partir de una dirección originaria NW-SE, representada por dos picos de densidad, localizados en los cuadrantes NE y SW de la red estereográfica. Con base en la geometría de las estructuras de interferencias se estima una rotación horaria entre 90° y 110° . La rotación determina además la formación de estructuras de acortamiento de segundo orden, localizadas en las zonas de máxima curvatura de los sigmoides, que representan los sitios que han experimentado las velocidades angulares máximas durante la rotación (Fig. 102c).

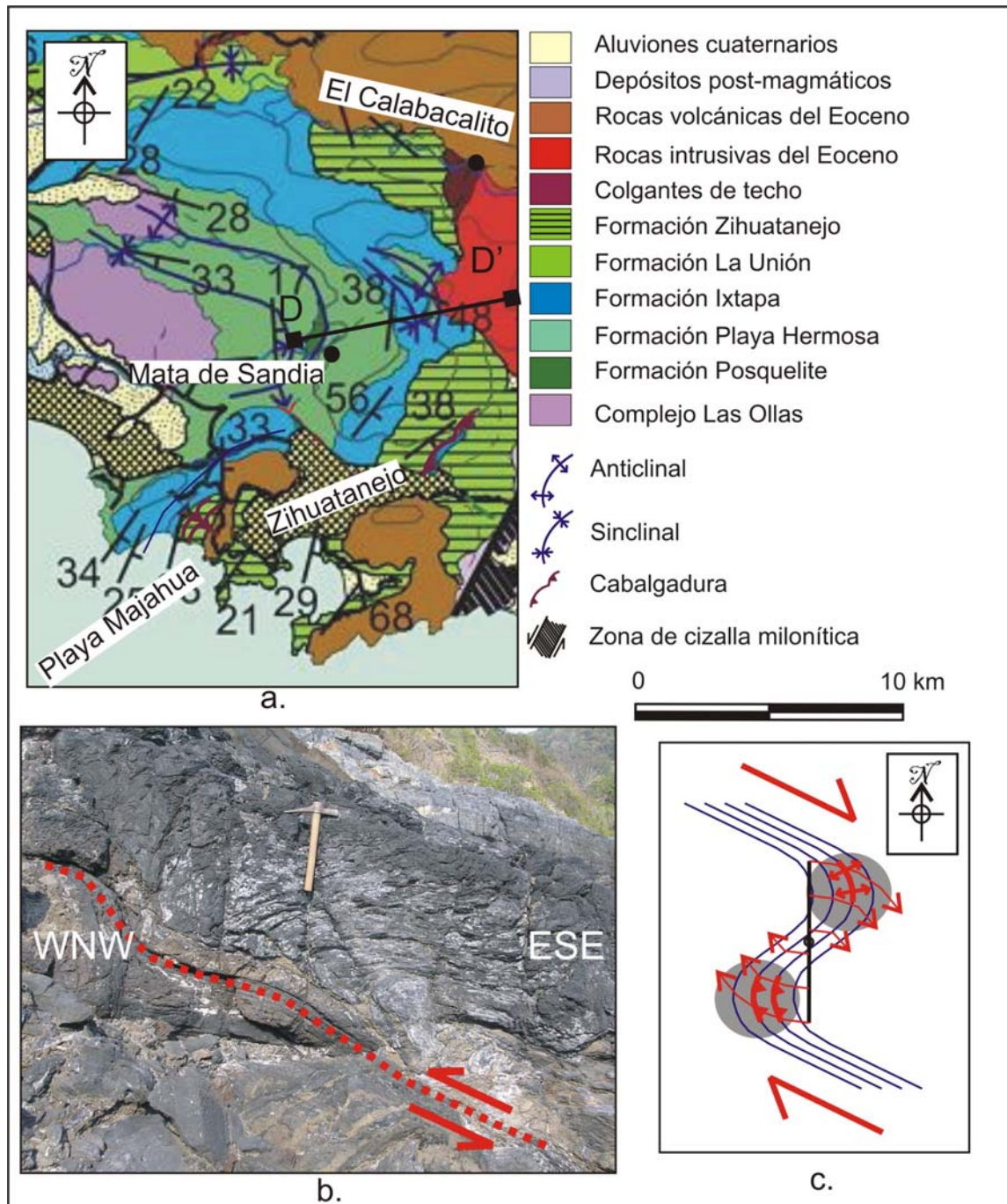


Figura 102 – (a.) mapa estructural donde se muestran las estructuras mayores reconocidas entre los poblados de Zihuatanejo y El Calabacalito. (b.) cabalgadura en las areniscas calcáreas a la base de la formación

Zihuatanejo. El anticlinal de rampa e el bloque de techo documenta una vergencia hacia el WNW. (c) figura esquemática que muestra la interpretación del patrón estructural reconocido en la región de Zihuatanejo. Las líneas con geometría sigmoidal representan las trazas de los ejes de los pliegues F2. Las partes en gris representan las zonas que experimentaron la velocidad angular máxima durante la rotación, determinando el desarrollo de estructuras contráctiles de segundo orden.

En proximidad de la Playa Majahua, 1,5 km al oeste de Zihuatanejo (Fig. 102a), se observan dos cabalgaduras en las rocas de la formación Zihuatanejo. Los planos de cabalgadura presentan orientaciones N022 18° SE y N029 14° SE, y muestran una clara vergencia hacia el WNW, como indicado por el sentido de volcamiento de los anticlinales de rampa en el bloque de techo (Fig. 102b). La formación de las cabalgaduras determina una configuración en abanico imbricado a lo largo de la costa. Sin embargo, pocos kilómetros más al norte este patrón desaparece, lo que sugiere que estas estructuras tienen una extensión limitada, y que son el resultado de una deformación local. Un patrón estructural parecido ha sido observado en una cañada inmediatamente al norte de la salida este de Zihuatanejo (Fig. 102a). Aquí se observa un plano de cabalgadura con una orientación N052 31° SE, que produce la sobreposición de las calizas de la formación Ixtapa por encima de las rocas clásticas de la formación Zihuatanejo, determinando la inversión del orden estratigráfico normal. A lo largo de la superficie de cabalgadura se desarrolla un nivel milonítico de algunos metros, caracterizado por la formación de una foliación continua de grano grueso, definida por la orientación preferencial de los cristales de calcita, elongados paralelamente a la zona de cizalla principal. No se han observado indicadores cinemáticos que permitan identificar el sentido de movimiento a lo largo de dicha zona de cizalla. Sin embargo, considerando el buzamiento hacia SE de la superficie de cabalgadura, es necesario asumir un movimiento del bloque de techo hacia NW para permitir la sobreposición de las calizas de la formación Ixtapa por encima de las rocas clásticas de la formación Zihuatanejo.

Una estructura análoga ha sido observada también a lo largo de la deflexión meridional de la estructura de interferencia de La Unión (Fig. 103a). En una pequeña cañada, 10 km al oriente de La Unión, se encuentra una superficie de cabalgadura con orientación N008 18° ESE, a lo largo de la cual las calizas de la formación Ixtapa sobreyacen directamente a las rocas de la formación La Unión, determinando la inversión del orden estratigráfico normal (Fig. 103a y b). A lo largo de la superficie de cabalgadura, se observa en las calizas el desarrollo de una foliación milonítica de tipo estilolítico (Fig. 103c y d), lo que indica que, en estas rocas, la presión-disolución representa el mecanismo dominante durante la deformación. La extinción undulatoria y *grain boundary migration* en la calcita documenta también la importancia de los procesos de recristalización y deformación cristal-plástica.

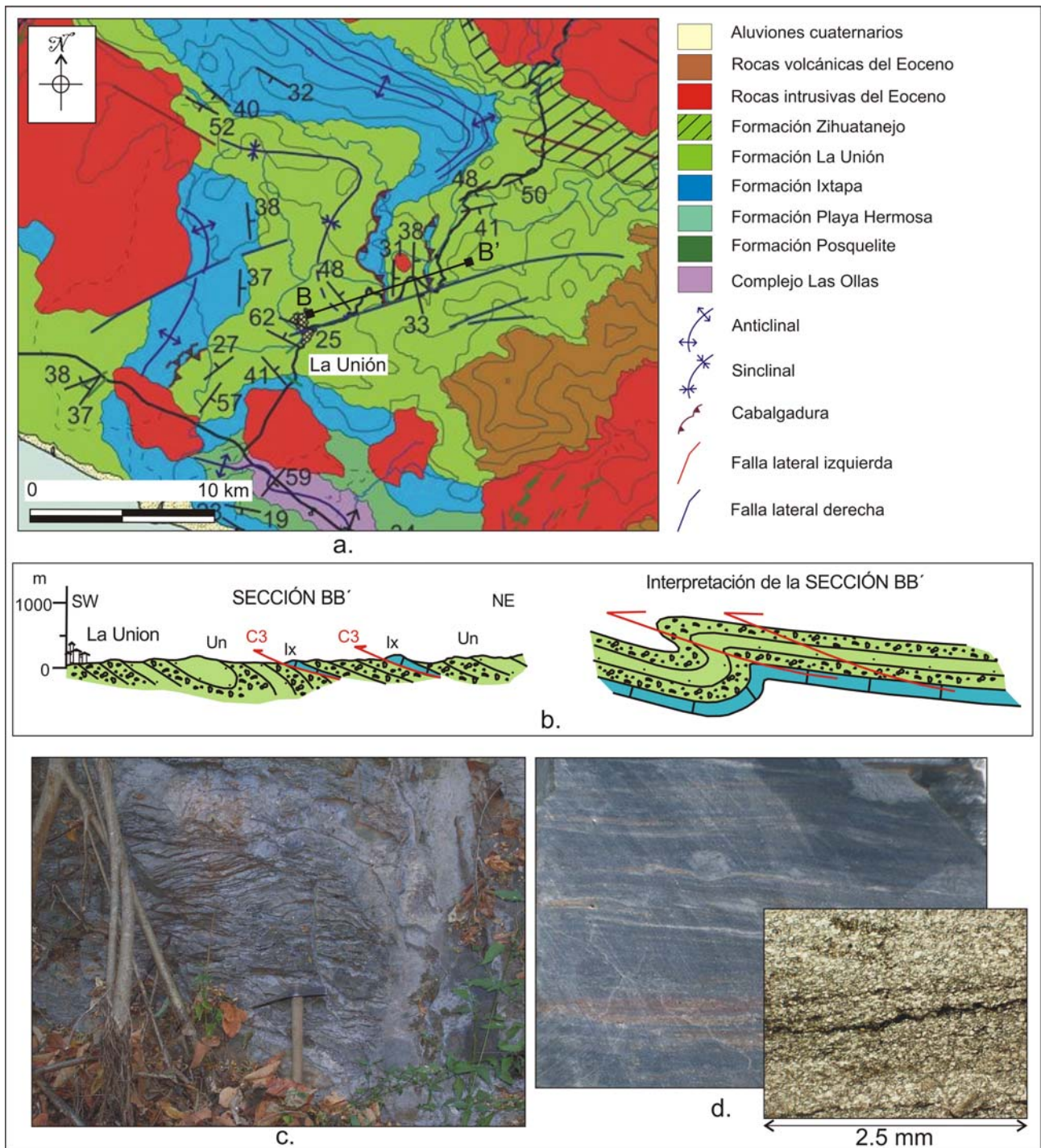


Figura 103 – (a.) mapa estructural donde se muestran las estructuras mayores reconocidas en los alrededores del poblado de La Unión. (b.) sección geológica construida perpendicularmente a las cabalgaduras y pliegues mayores de la región de La Unión. La traza de la sección se reporta en la Figura 103a y en el Anéxo 2. El patron estructural de esta región se interpreta en el presente trabajo como el resultado de un acortamiento local ~E-W, producido por la rotación en sentido horario durante la fase de transurrencia derecha D_{3Z} . El acortamiento produjo el plegamiento y cabalgamiento con vergencia hacia el oeste de la sucesión cretácica, determinando el escurimiento de las calizas de la formación Ixtapa (Ix en la sección) arriba de las rocas de la formación La Unión (Un en la sección). (c.) afloramiento de las calizas milonitizadas de la formación Ixtapa

cerca del contacto con las capas rojas de la formación La Unión. (d.) detalle de la foliación en las calizas de la formación Ixtapa, tanto en muestra de mano como en lámina delgada (la foto de la lámina delgada está tomada con los nicoles paralelos).

Los indicadores cinemáticos observados son escasos y mal desarrollados. Además, a lo largo de las superficies de foliación no se observa el desarrollo de lineaciones de estiramiento, por lo tanto no es posible establecer la dirección de la orientación del eje de máxima elongación (X) del elipsoide de la deformación finita, así como su plano XZ, en el cual se desarrollan las estructuras diagnosticas para determinar la cinemática de la deformación. Sin embargo, considerando el buzamiento de bajo ángulo hacia el ESE de la cabalgadura, y la posición de las calizas de la formación Ixtapa arriba de las rocas de la formación La Unión, es necesario admitir que el despazamiento a lo largo de esta superficie se caracterizó, por lo menos en parte, por una componente paralela a su dirección de máxima pendiente, con un movimiento del bloque de techo hacia WNW (Fig. 103b). También esta cabalgadura se caracteriza por una extensión limitada, lo que sugiere que su formación es el resultado de un acortamiento local.

Entre los poblado de El Calabacalito y Mata de Sandia, 10 km al norte de Zihuatanejo, se observan dos pliegues kilométricos F₃, con planos axiales verticales y ejes horizontales, cuya extensión es limitada a la zona de deflexión septentrional de la estructura de interferencia de Zihuatanejo (Figs. 102 y 104).

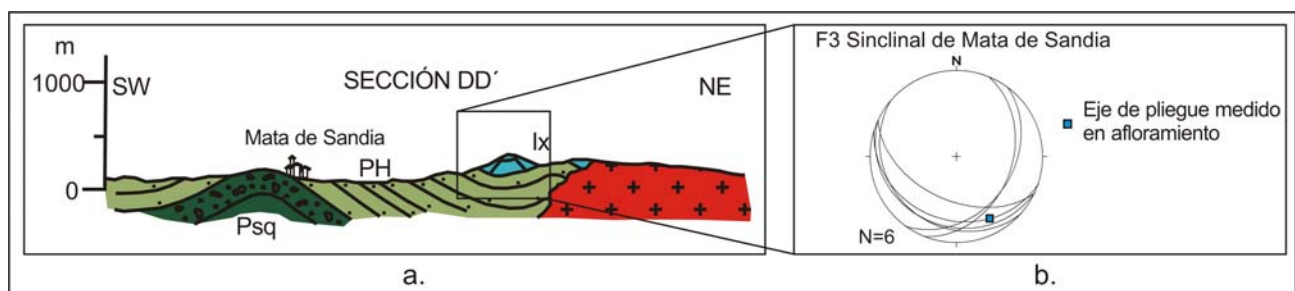


Figura 104 – (a.) sección geológica construida perpendicularmente al sinclinal F₃ de La Mata de Sandia. La traza de la sección está reportada en la Figura 102a y en el Anéxo 2. Psq: formación Posquelite; PH: formación Playa Hermosa; Ix: formación Ixtapa. (b.) proyección estereográfica del sinclinal de La Mata de Sandia. La trazas ciclográficas representan los planos de estratificación medido en flancos oriental y occidental del pliegue, los que convergen hacia el norte, definiendo una geometría cónica.

Los pliegues son desde blandos a muy abiertos, y se desarrollan en las capas calcáreas de la formación Ixtapa y en las rocas clásticas de la subyacente formación Playa Hermosa. Presentan ejes con una dirección variable de N151° a N143°, y inclinaciones entre 0° y 19°, mientras que, como

muestra la proyección estratigráfica de los planos de estratificación, los flancos convergen hacia el norte, definiendo una geometría cónica (Fig. 104b).

Las estructuras de acortamiento documentadas en esta sección presentan una cinemática compatible con una rotación en sentido horario, como se presenta en la Figura 102c. Tanto las cabalgaduras C_3 , como los pliegues F_3 , presentan una extensión limitada, y se localizan exclusivamente en las zonas de máxima curvatura de las estructuras sigmoidales a la escala regional de Zihuatanejo y La Unión (Fig. 102c). Por lo tanto, se considera que las estructuras C_3 y F_3 sean el resultado de una deformación por acortamiento local, que se produjo en las zonas que experimentaron la velocidad angular máxima durante la rotación horaria.

El reconocimiento de rotaciones significantes en sentido horario, alrededor de ejes verticales o subverticales, implica la ocurrencia de un evento de transurrencia principal en esta región. La geometría y cinemática de las estructuras de rotación descritas anteriormente resultan compatibles con una transurrencia derecha a lo largo de una zona de cizalla principal con orientación NW-SE (Fig. 102c). Sin embargo, resulta difícil la observación en el área de estudio de fallas laterales derechas, debido a que los afloramientos de la sucesión mesozoica son muy limitados a una estrecha faja con orientación NW-SE, comprendida entre el Océano Pacífico y las rocas ígneas del Eoceno, que probablemente enmascaran las estructuras laterales principales de esta fase de transurrencia. En proximidad del poblado de Las Ollas, a lo largo del Río La Laja, es posible observar excelentes exposiciones de una zona de cizalla milonítica derecha, que se encuentra deformando las rocas metamórficas de la Unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (Fig. 105). Dicha zona de cizalla es vertical, y presenta una dirección variable desde $N121^\circ$ a $N142^\circ$. A lo largo de su extensión, se observa el desarrollo de una foliación milonítica S_3 , definida por la orientación preferencial de cristales de muscovita y cuarzo. La foliación se presenta como un clivaje pizarroso en los niveles ricos en filosilicatos, mientras que es espaciada disyuntiva en los niveles más ricos en cuarzo, variando desde moderadamente gruesa a anastomosada. Es común la formación de listones de cuarzo elongados a lo largo de la foliación. Los cristales de cuarzo muestran extinción undulatoria, *grain boundary migration* y *subgrain domains*, indicando importantes procesos de recristalización y deformación cristal-plástica. La foliación está plegada. Los pliegues presentan planos axiales y ejes verticales (Fig. 105d). Los planos axiales están constantemente orientados paralelamente a la foliación S_3 , y presentan una dirección promedio $N134^\circ$.

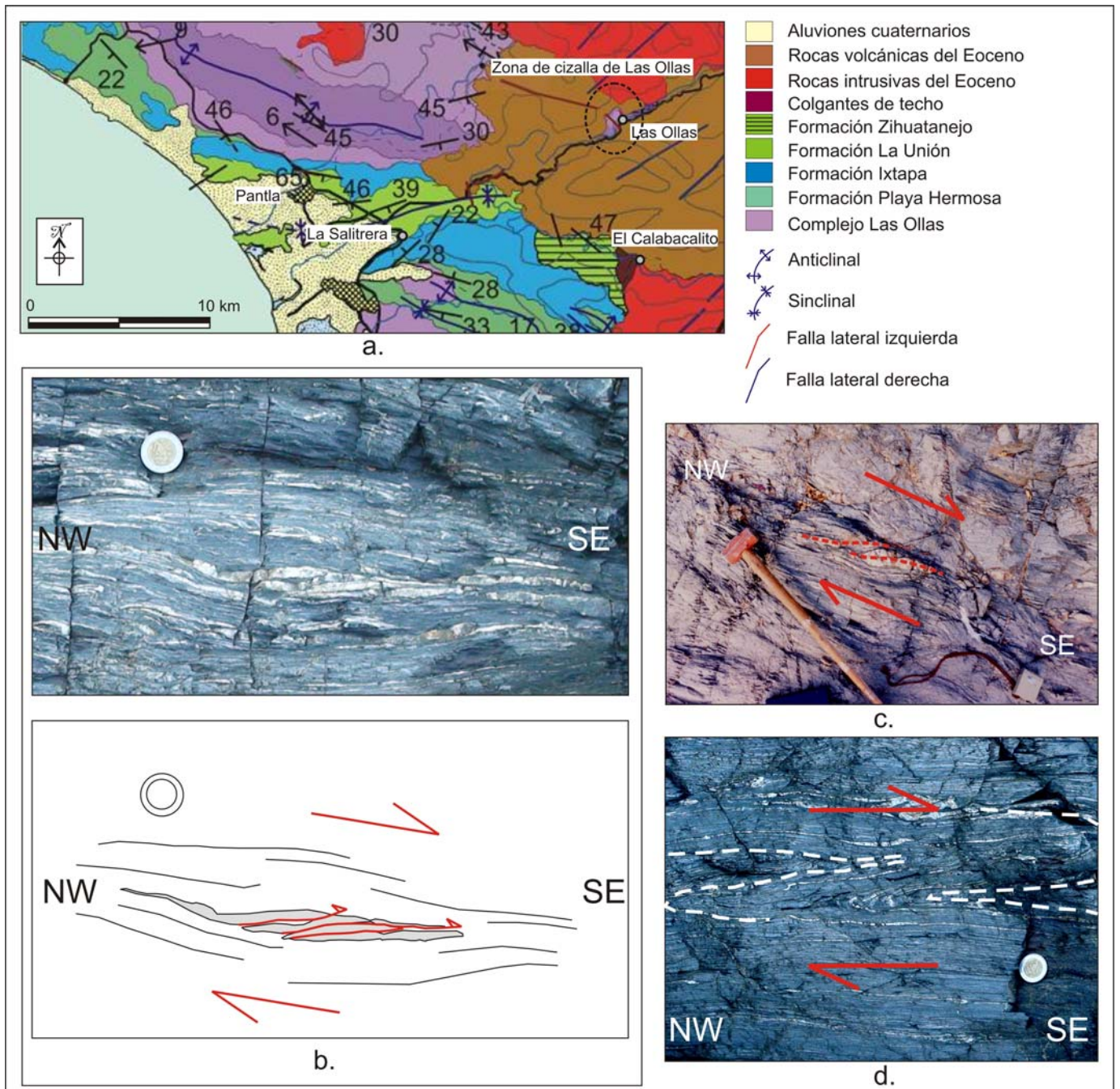


Figura 105 – (a.) mapa geológico de la región comprendida entre los poblados de Las Ollas y La Salitrera, donde se muestra la ubicación del afloramiento de la zona de cizalla de Las Ollas. (b.) estructura duplex a la escala decimétrica en un corte horizontal de la zona de cizalla de Las Ollas. La geometría de los caballos indica claramente un sentido de movimiento lateral derecho. (c.) estructuras sigmoidales desarrolladas en las cuarcitas y filitas del Complejo Las Ollas, observadas en un corte horizontal de la zona de cizalla homónima. (d.) pliegues asimétricos con ejes y planos axiales verticales observados en un corte horizontal de la zona de cizalla de Las Ollas. La vergencia de los pliegues indica un sentido de movimiento lateral derecho.

A lo largo de los planos de foliación no se observa el desarrollo de lineaciones de estiramiento. Sin embargo, la yacitura vertical de la zona de cizalla, y la presencia de pliegues con ejes verticales, sugiere que el desplazamiento se caracterizó por una componente dominante lateral. En este

sentido, se considera en primera aproximación que el plano XZ del elipsoide de la deformación finita se aproxima a una superficie horizontal. En los cortes horizontales de esta zona de cizalla, los pliegues muestran un sentido de volcamiento hacia el SE, indicando un desplazamiento lateral derecho (Fig. 105d). En estos mismos cortes, los niveles de cuarcita desarrollan frecuentemente geometrias sigmoidales y estructuras tipo duplex (de acuerdo a la terminología indicada en Twiss y Moores, 1992), que confirman un sentido de movimiento lateral derecho para esta zona de cizalla (Fig. 105b y c).

6.2.4. D_{4Z}: transcurrencia izquierda (extensión NW-SE)

Numerosas fallas laterales, tanto izquierdas como derechas, han sido observadas en la región de Zihuatanejo. Dichas fallas definen típicos patrones de Riedel, consistentes con una cizalla principal izquierda orientada paralelamente a la costa pacífica actual (Fig. 106).

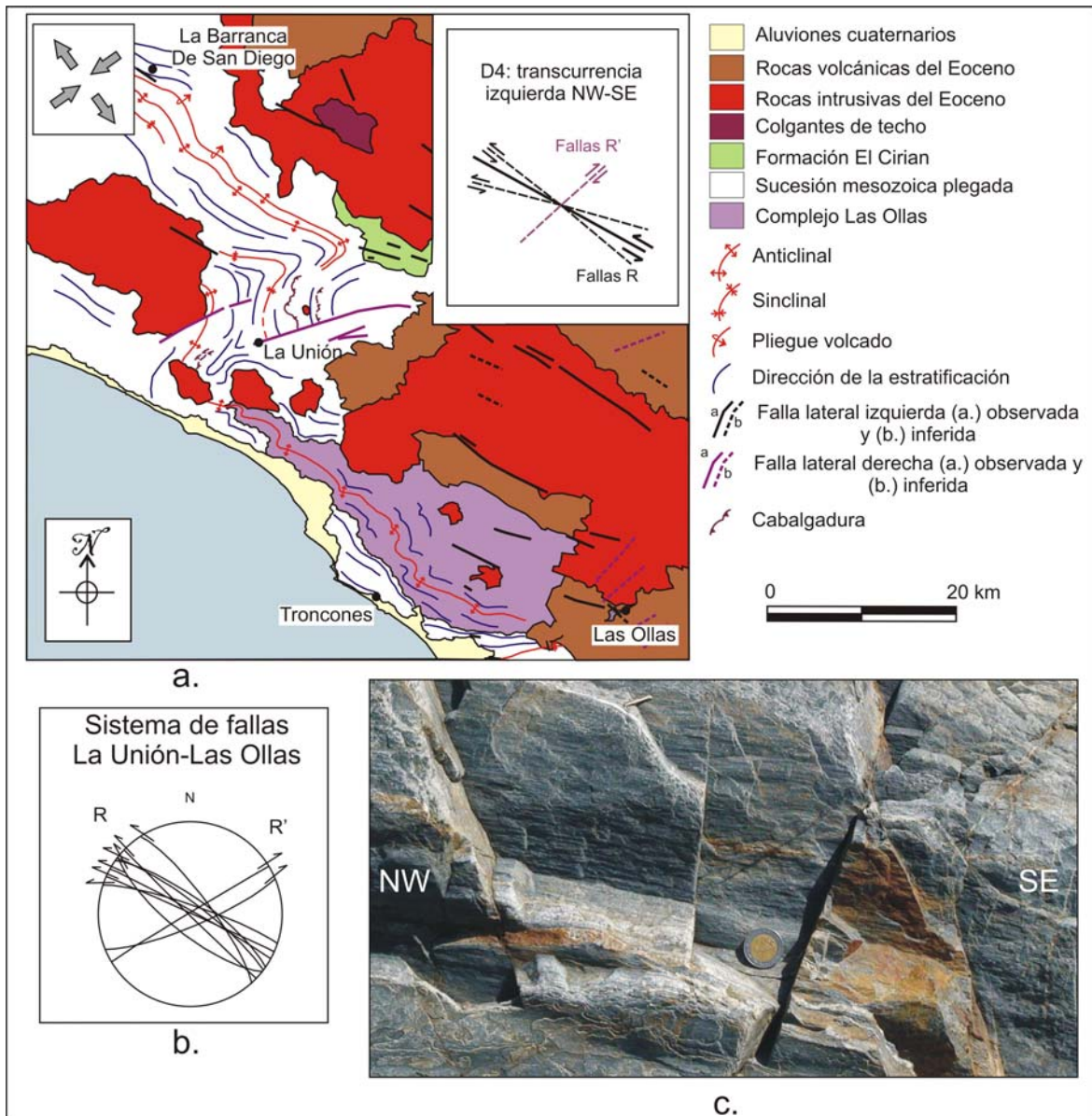


Figura 106 – (a.) mapa estructural donde se reportan las fallas mayores reconocidas en la región comprendida entre los poblados de La barranca de San Diego y Las Ollas. (b.) proyección estereográfica de los planos de falla mayores medidos entre los poblados de La Unión y Las Ollas. La orientación y cinemática de las fallas define un sistema de Riedel a la escala kilométrica, compatible con una cizalla principal izquierda orientada NW-SE. (c.) afloramiento de un plano de falla desarrollado a lo largo de la foliación milonítica S_3 , en las metaturbiditas del Complejo Las Ollas, en proximidad del poblado homónimo. Las fibras de crecimiento indican un sentido de movimiento lateral izquierdo.

Por ejemplo, entre los poblados de La Unión y Las Ollas se reconoció un sistema de Riedel principal a la escala kilométrica (Fig. 106a). Dicho sistema está definido por numerosas fallas izquierdas (fallas R), las cuales presentan una dirección promedio $N128^\circ$, y una inclinación variable de 90° a 72° tanto hacia el NE como al SW (Fig. 106b), además de escasas fallas laterales derechas (fallas R'), caracterizadas por una dirección promedio $N058^\circ$ y una inclinación entre 90° y 79° , tanto hacia el NW como hacia el SE (Fig. 106b). Cerca del poblado de Las Ollas, las fallas izquierdas R cortan las metaturbiditas milonitizadas anteriormente durante la fase de transcurrencia derecha D_{3Z} . Dichas fallas se desarrollan a lo largo de los planos de la foliación milonítica pre-existentes S_3 , indicando la reactivación de este lineamiento bajo un régimen de deformación frágil, caracterizado por una cinemática lateral izquierda (Fig. 106c).

Cerca del límite suroriental del área de estudio, se ha reconocido una zona de cizalla frágil-dúctil, que se encuentra cortando las rocas granodioríticas del batolito de Petatlán (Fig. 107). La cizalla presenta una orientación WNW-ESE, y determina el desarrollo de una faja protomilonítica de ~12 km de espesor, que se extiende entre los poblados de El Manguito y El Palomar (Fig. 107 y 108a). A lo largo de la zona de cizalla las rocas presentan una foliación incipiente, a la cual se sobrepone un sistema de fallas trenzado, indicando la progresión desde una deformación de tipo plástico a una de tipo frágil. La foliación F_4 presenta una dirección azimutal promedio $N111^\circ$ y una inclinación variable de 90° a 79° hacia el NE (Fig. 107). Está definida por el desarrollo de niveles nematoblásticos de hornblenda verde, biotita y titanita paralelamente a la superficie de clivaje (Fig. 108b), y se presenta espaciada disyuntiva, variando desde trenzada a gruesa. La hornblenda se encuentra parcialmente sustituida por clorita, indicando la progresión de la deformación hacia condiciones de presión y temperatura menores. Los niveles cuarzo-feldespáticos presentan una textura granoblástica, sin presentar una orientación preferencial de los cristales. Sin embargo, la presencia de extinción undulatoria, *grain boundary migration* y *subrain domains* en el cuarzo indica importantes procesos de recristalización y deformación cristal-plástica. Las fallas se desarrollan paralelamente a la foliación F_4 , y definen un patrón trenzado, con una dirección promedio $N112^\circ$, y inclinaciones variables entre 90° y 61° tanto al NNE como al SSW (Fig. 107). Además, se ha

observado un número menor de fallas laterales derechas (R') métricas a decamétricas, las que presentan una dirección NNE-SSW, y definen, junto con las fallas laterales izquierdas (R), un patrón de Riedel compatible con una cizalla principal izquierda (Fig. 107). Numerosos diques máficos y aplíticos cortan las rocas granodioríticas del batolito, y se encuentran involucrados en el cizallamiento. Pliegues con ejes y planos axiales verticales han sido observados en los diques máficos, lo que sugiere que el desplazamiento a lo largo de la zona de cizalla se caracterizó por una componente predominantemente lateral. La geometría de dichos pliegues documenta la rotación en sentido antihorario de los diques, lo que confirma un movimiento lateral izquierdo a lo largo de la zona de cizalla.

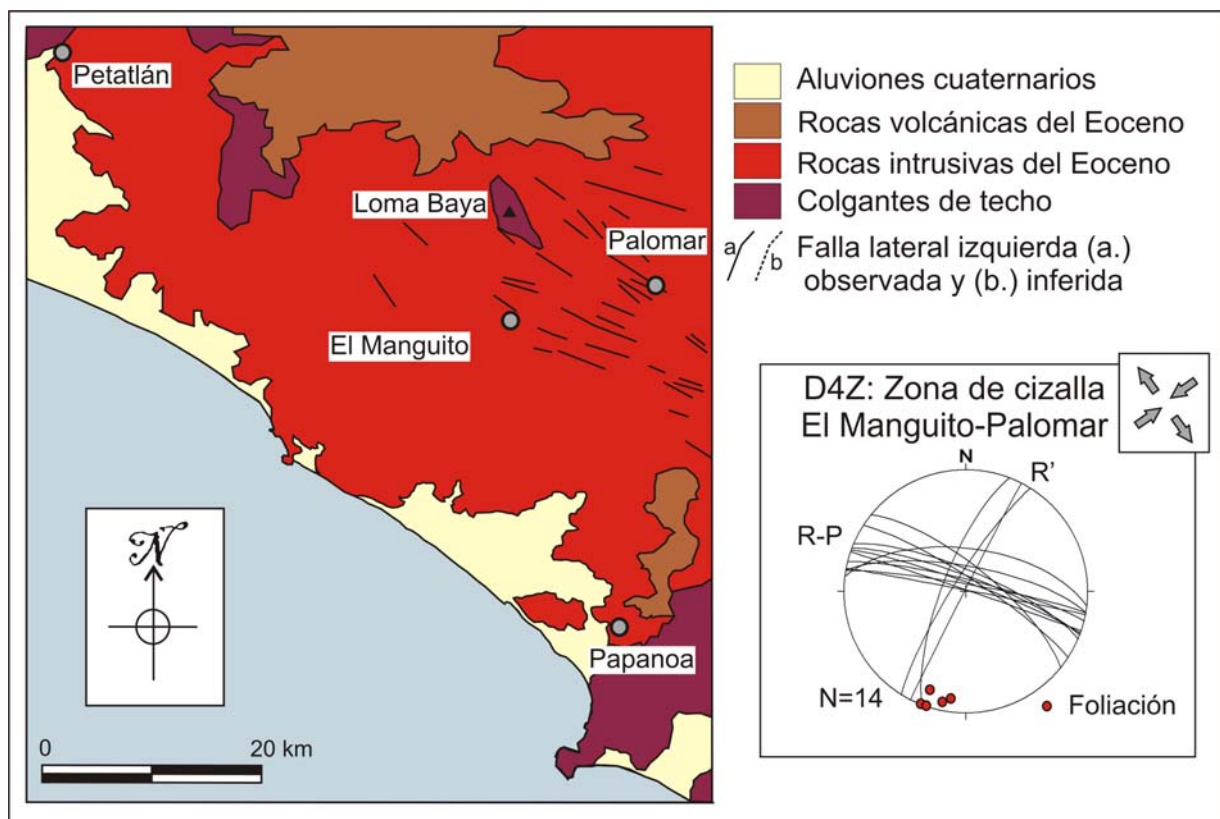


Figura 107 – Mapa geológico de la región de Petatlán-Papanao, donde se muestra la ubicación de la zona de cizalla de El Manguito-Palomar. Dicha cizalla muestra una progresión desde una deformación plástica, que produjo el desarrollo de una foliación mediamente penetrante a la escala microscópica, a una frágil, representada por numerosas fallas, que definen un patrón trenzado. En la proyección estereográfica, se reportan los polos de los planos de foliación (círculo rojos), mientras que las trazas ciclográficas representan los planos de fallas medidos, los que definen un patrón de Riedel compatible con una cizalla principal izquierda con una orientación NW-SE.

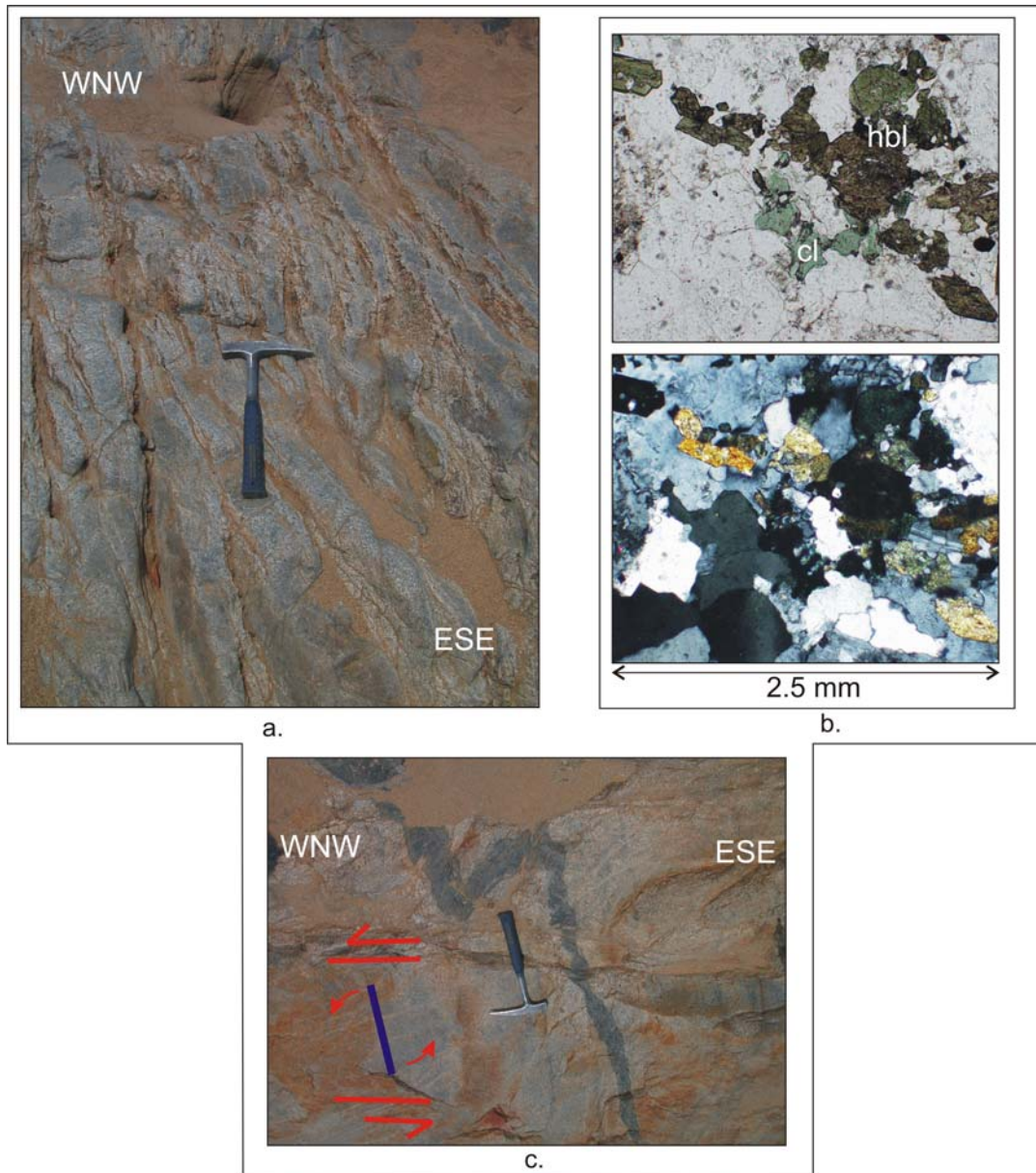


Figura 108 – (a.) afloramiento de la zona de cizalla El Manguito-Palomar, donde se observan las rocas granodioríticas del batolito de Petatlán cortadas por un sistema anastomoseado de fallas con dirección WNW-ESE. (b.) detalle en lámina delgada de la zona de cizalla El Manguito-Palomar, donde se observa la foliación F4, definida por la cristalización de hornblenda, parcialmente substituida por clorita (la foto de arriba está tomada con los nícoles paralelos, mientras que la de abajo con los nícoles cruzados). (c.) corte horizontal de la zona de cizalla El Manguito-Palomar, donde se observa un dique máfico plegado, de manera conforme con una rotación en sentido antihorario a lo largo de la cizalla, indicando un sentido de movimiento lateral izquierdo.

6.2.5. D_{5Z} : transtensión derecha (extensión NE-SW)

Las fallas laterales izquierdas NW-SE, desarrolladas durante la fase de transcurrancia D_{4Z} , muestran en algunos casos evidencias de una reactivación bajo un régimen transcurrente derecho, como

sugiere la presencia de más que una generación de estrías a lo largo de los planos de falla, indicando sentidos de movimiento opuestos (Fig. 109).

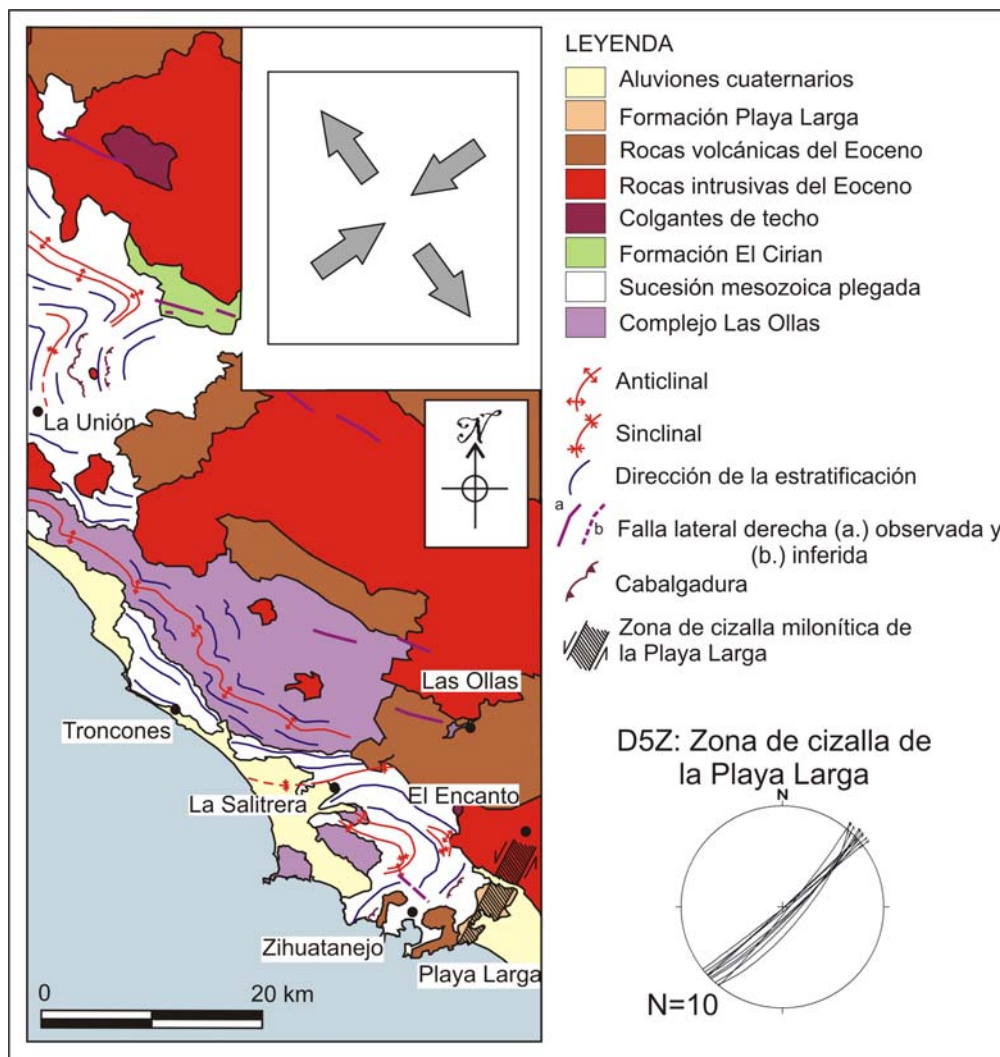


Figura 109 – mapa estructural de la región comprendida entre la Playa Larga y La Unión, donde se reportan las fallas mayores reactivadas durante la fase de transcurrencia derecha D_{SZ} y la zona de cizalla de la Playa Larga. En la proyección estereográfica se reportan las trazas ciclográficas de los planos de foliación de la zona de cizalla de la Playa Larga. Las estructuras de esta fase de deformación están compatibles con una extensión NW-SE.

Adicionalmente, se reporta en el presente trabajo una zona de cizalla milonítica NE-SW, que se extiende por un mínimo de 19 km desde la parte septentrional de la Playa Larga, hasta la ranchería El Encanto, inmediatamente al este de Zihuatanejo (Fig. 109). Dicha cizalla es vertical, presenta una dirección dominante $N045^\circ$ y un ancho de ~ 2 km, y se encuentra cortando las areniscas y conglomerados de la formación Playa Larga y las rocas granodioríticas del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo (Fig. 109). A lo largo de la zona de cizalla, las rocas de la formación Playa

Larga presentan una foliación milonítica pervasiva a la escala centimétrica. En los conglomerados la foliación es definida por la orientación preferencial de los clastos, fuertemente elongados a lo largo del plano de cizalla (Fig. 110a).

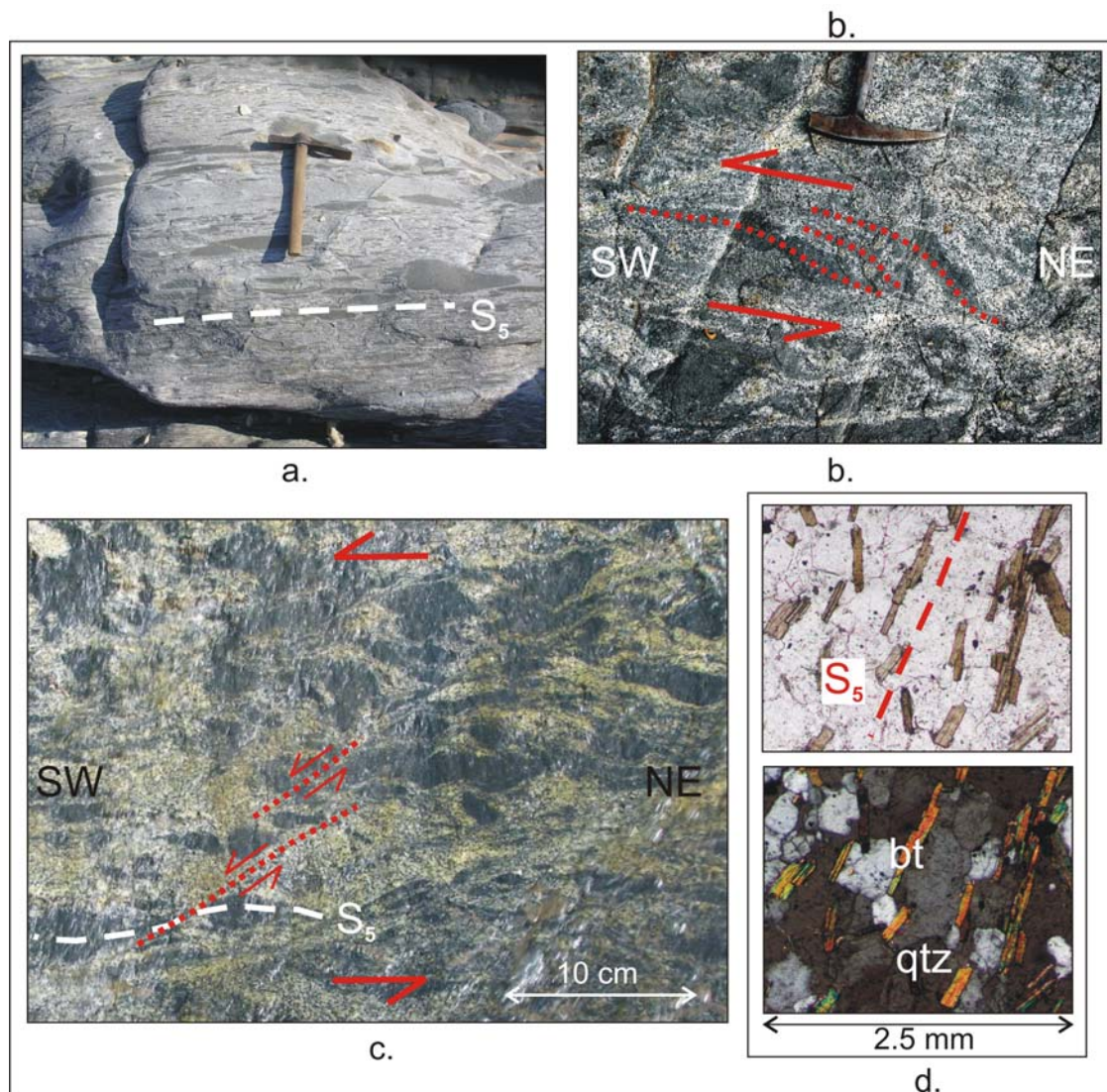


Figura 110 – (a.) corte horizontal de la zona de cizalla de la Playa Larga, donde se observan los conglomerados milonitizados de la formación homónima. La foliación S_5 está bien definida por la dirección de elongación de los clastos. (b.) sigmoides en las rocas granodioríticas milonitizadas del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo. La geometría de los sigmoides indica un sentido de movimiento izquierdo. (c.) *extensional shear bands* en un corte horizontal de la zona de cizalla de la Playa Larga, que indican un sentido de desplazamiento izquierdo. (d.) detalle en lámina delgada de las metareniscas de la formación Playa Larga, donde se observa la foliación principal S_5 , definida por la orientación preferencial de cristales de biotita.

En las areniscas la foliación es espaciada disyuntiva, desde gruesa a anastomosada, y es definida por la cristalización de biotita y hornblenda verde paralelamente al plano de cizalla (Fig. 110d). El

cuarzo y la plagioclasa no presentan una orientación preferencial de forma, sin embargo la presencia de extinción undulatoria, *grain boundary migration* y *subgrain domains* indican importantes procesos de recristalización y deformación cristal-plástica. En las rocas del batolito Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, la foliación se presenta espaciada disyuntiva, variando desde trenzada a gruesa, y es definida por la orientación preferencial de hornblenda, biotita, titanita y óxidos. A lo largo de la zona de cizalla no se reconocieron lineaciones de estiramiento, por lo tanto no es posible establecer la orientación del eje de máxima elongación (X) del elipsoide de la deformación finita, así como su plano XZ, en el cual se desarrollan las estructuras diagnósticas para determinar la cinemática de la deformación. Sin embargo, en la Playa Larga se han observado algunos diques felsicos plegados, donde los pliegues presentan ejes y planos axiales verticales, lo que sugiere que la cinemática de esta zona de cizalla sea principalmente transcurrente, aunque no es posible excluir una componente vertical de menor magnitud. Con base en esta asunción, la sección XZ del elipsoide de la deformación finita se aproximaría a un plano horizontal. En las rocas clásticas de la formación Playa Larga, los indicadores cinemáticos son escasos y mal desarrollados, mientras que, en el batolito, el cizallamiento determina la formación de *extensional shear bands* y estructuras sigmoidales que indican claramente un sentido de movimiento izquierdo (Fig. 110b y c). La cinemática de la zona de cizalla de la Playa Larga es incompatible con la geometría y el sentido de movimiento documentados para las fallas de la fase D_{4Z}. Por otro lado, dicha cizalla resulta compatibles desde el punto de vista cinemático con un régimen transcurrente derecho NW-SE, asociado con una extensión NE-SW, por lo tanto se considera que su actividad sea más bien relacionada con la fase de deformación D_{5Z}.

7. GEOCRONOLOGÍA Y GEOQUÍMICA

Durante el trabajo de campo se efectuó un muestreo sistemático de las rocas ígneas del área de estudio, con el objetivo de constreñir la edad del magmatismo, y de caracterizar, desde el punto de vista geoquímico, las rocas ígneas de esta región. Se colectaron además tres muestras de rocas ígneas y dos metasedimentarias, que, aunque afloran afuera del área mapeada, son de gran interés para el tema de estudio y la definición estratigráfica del terreno Guerrero.

7.1. Resultados de los fechamientos por el método U-Pb

Dos rocas metasedimentarias y cinco rocas intrusivas se fecharon por el método U-Pb. La localización de las muestras se presenta en las figura 111 y 112 y en los Anéxos 1 y 2. Los detalles de los experimentos se muestran en las figuras 113 a 120 y en el Anéxo 6.

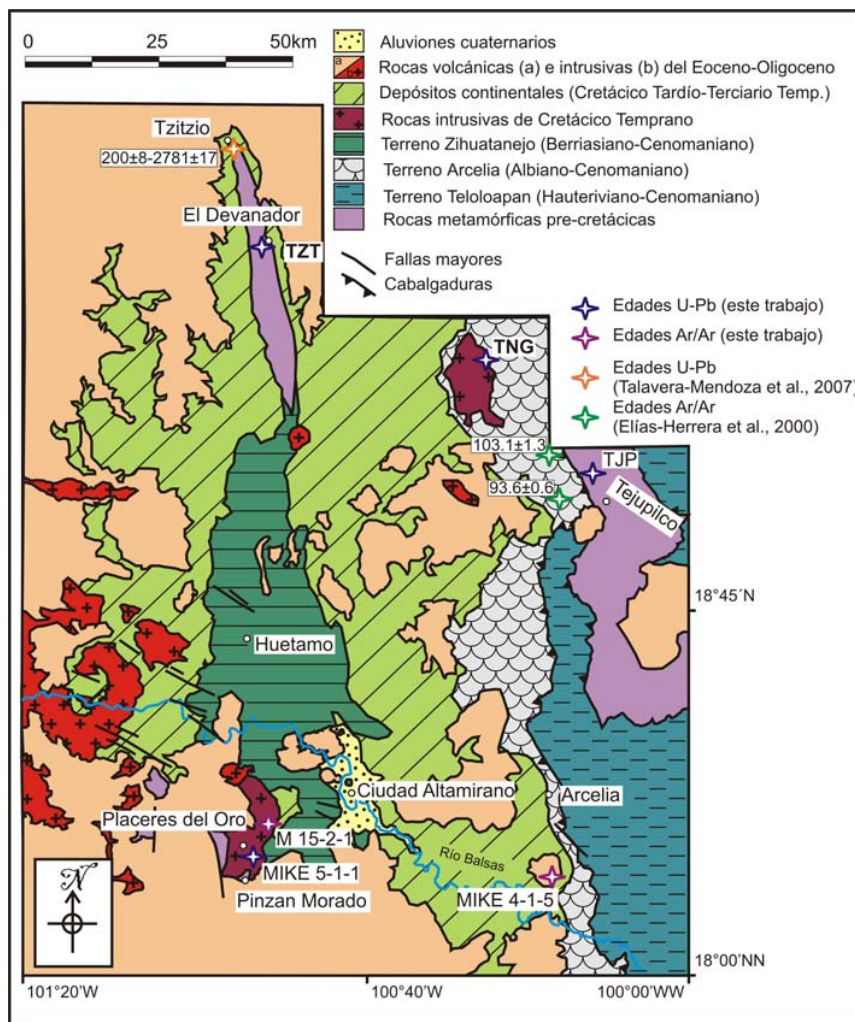


Figura 111 – Mapa geológico de la región comprendida entre los poblados de Tzitzio, Pinzan Morado y Tejupilco, donde se reporta la ubicación de las muestras fechadas en el presente trabajo y de las fechadas en los trabajos anteriores (mapa elaborado mediante el el trabajo de campo efectuado en el presente estudio y la recopilación de los mapas geológicos realizados por Montiel-Escobar *et al.*, 1998, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000, Elías-Herrera *et al.*, 2000, Montiel-Escobar *et al.*, 2000, Morales-Gámez, 2005)

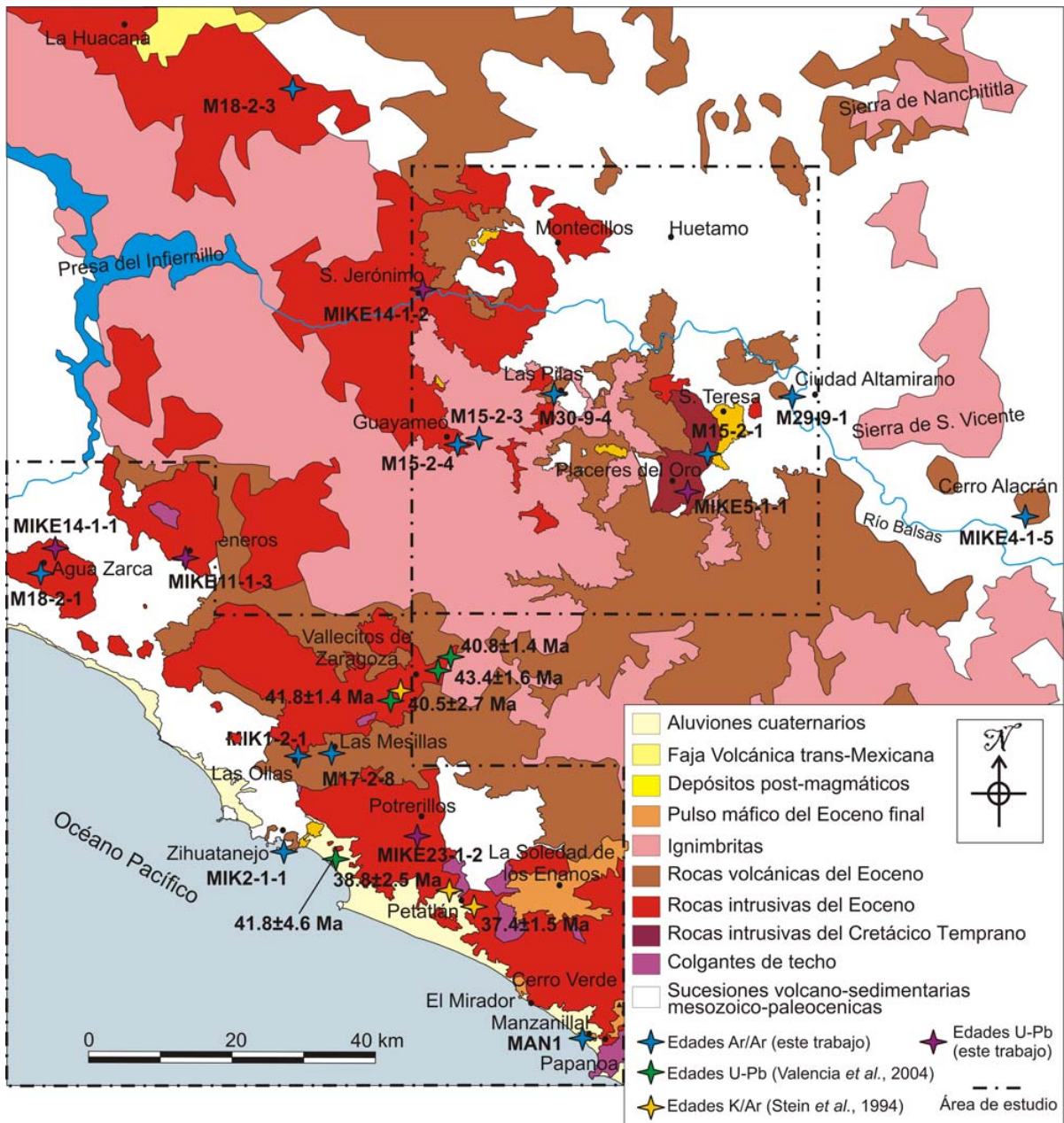


Figura 112 – Mapa de la distribución de las rocas ígneas intrusivas y extrusivas de la región comprendida entre la presa de Infiernillo, la Sierra de Nanchititla y Zihuatanejo, donde se reporta la ubicación de las muestras fechadas en el presente trabajo y en los trabajos anteriores (mapa elaborado por medio del trabajo de campo realizado en el presente estudio y de la recopilación de los mapas publicados por Montiel-Escobar *et al.*, 1998 y 2000)

7.1.1. Las sucesiones metamórficas de Tzitzio y Tejupilco

La muestra TZT (UTM: 0303231, 2144860) se recolectó en proximidad del poblado de El Devanador, 15 km al sur de Tzitzio (Fig. 111), donde aflora la sucesión metamórfica del núcleo del pliegue de Tzitzio (Morales-Gómez, 2005). Se trata de una metarenisca, formada principalmente por clastos de cuarzo y, en menor cantidad, plagioclasa. Presenta una foliación incipiente, a lo largo de la cual se observa la cristalización de mica blanca. Se analizaron 100 granos de zircón, los que arrojaron 99 edades concordantes, comprendidas entre $2,090.1 \pm 17.6$ y 249.8 ± 4.8 Ma, y una edad discordante de $2,424.5 \pm 17.0$ Ma (Fig. 113a). Las edades obtenidas individualizan cuatro picos principales a los 257, 270, 467 y 1,173 Ma, y otros picos menores de edad proterozoica y arqueana (Fig. 113b). Las relaciones isotópicas de U/Th son > 6 para el 95% de los granos (Anexo 6), indicando un origen magmático para la gran mayoría de los zircones (Rubatto, 2002).

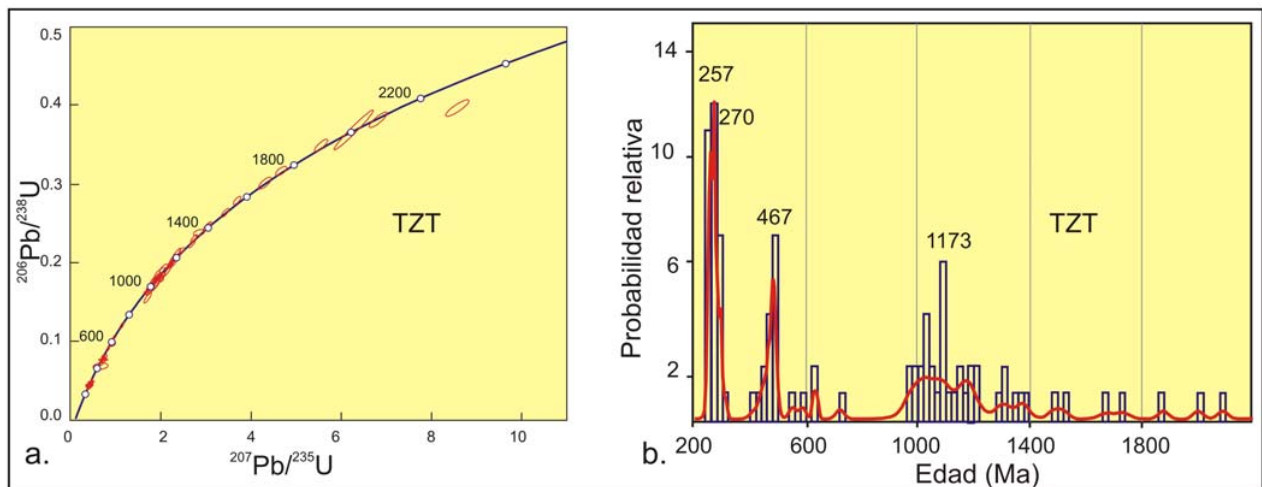


Figura 113 – (a.) diagrama de concordia, donde se muestran las edades U-Pb obtenidas para los zircones detríticos de una metarenisca de la sucesión metamórfica de Tzitzio (muestra TZT). (b.) diagrama acumulativo de las edades U-Pb obtenidas para la muestra TZT, donde se observan cuatro picos principales a los 257, 270, 467 y 1,173 Ma, y otros picos menores de edad proterozoica y arqueana.

La muestra TJP (UTM: 0377346, 2094908) se recolectó ~5 km al noroeste del poblado de Tejupilco (Fig. 111), donde aflora la sucesión metamórfica del Esquisto de Tejupilco (Elías-Herrera *et al.*, 2000). Se trata de un cuarzoesquisto rico en mica blanca, caracterizado por una foliación pervasiva a la escala microscópica, definida por la orientación preferencial de micas claras y cuarzo, elongados a lo largo de la esquistosidad principal. Se analizaron 100 granos de zircón, los que arrojaron 98 edades concordantes, comprendidas entre $1,531.3 \pm 18.8$ y 250.5 ± 5.3 Ma, y dos edades ligeramente discordantes de $1,842.0 \pm 21.0$ y $1,727.9 \pm 18.4$ Ma (Fig. 114a). Las edades

obtenidas individualizan picos de densidad a los 259, 274, 471, 1,000 y 1,012 Ma (Fig. 114b). Las relaciones isotópicas de U/Th son > 6 para el 95% de los granos (Anéxo 6), indicando un origen magmático para la gran mayoría de los zircones (Rubatto, 2002).

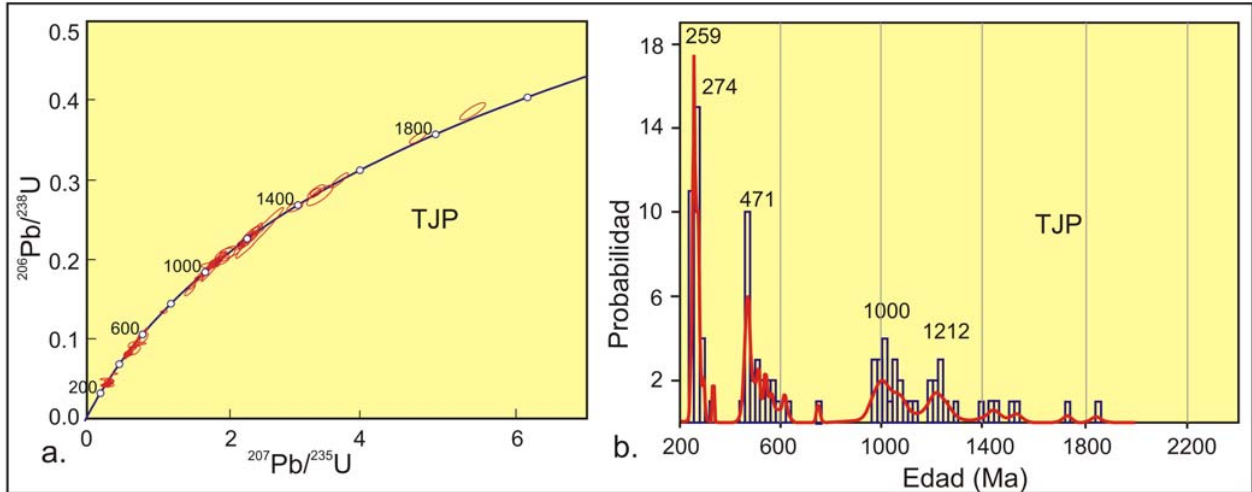


Figura 114 – (a.) diagrama de concordia, donde se muestran las edades U-Pb obtenidas para los zircones detríticos de una metarenisca de la sucesión metamórfica del Esquisto de Tejupilco (muestra TJP). (b.) diagrama acumulativo de las edades U-Pb obtenidas para la muestra TJP, donde se observan picos principales de densidad a los 259, 274, 471, 1,000 y 1,012 Ma.

7.1.2. El batolito de Tingambato

La muestra TNG (UTM: 0350049, 2123559) se recolectó en la parte oriental del batolito de Tingambato (Fig. 111). La muestra se caracteriza por una textura fanerítica, holocristalina, equigranular de grano medio. Presenta una composición granítica, y está compuesta por cuarzo, K-feldespatos $>$ plagioclasa, biotita y hornblenda. Apatitos, zircones y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados. Los zircones separados varían de 120 a 200 μm en tamaño y son tanto incoloros como amarillentos. Varían desde euhedrales a subedrales, y, en algunos casos, los cristales están rotos. Presentan formas prismáticas desde moderadamente a bien elongadas, con una razón de elongación variable desde 2:1 a 4:1. La imagen de catodoluminiscencia muestra una zonación oscilante para todos los cristales. Se efectuaron 29 análisis puntuales en 31 granos de zircon, tanto en los núcleos como en los bordes de los cristales, para determinar ya sea la edad del evento magmático, que una componente heredada eventual. Las edades obtenidas son concordantes, y definen un promedio ponderado de 129.6 ± 2.4 Ma (Fig. 115).

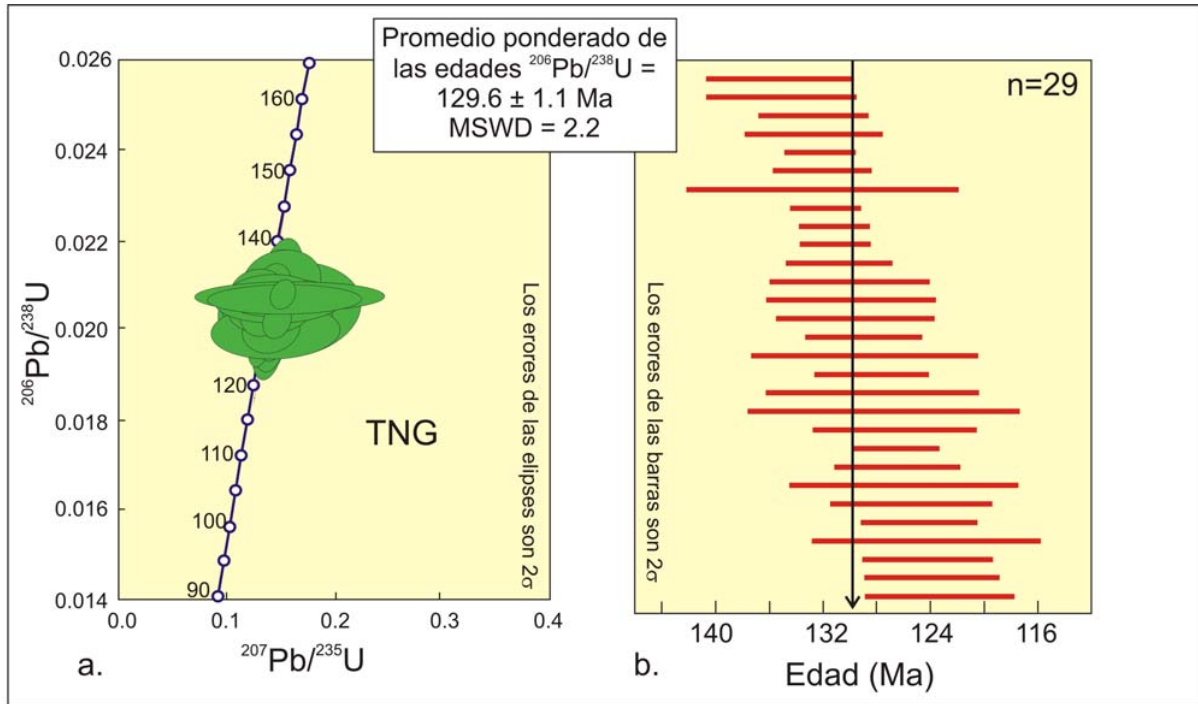


Figura 115 – (a.) diagrama de concordia donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de una muestra de granito del batolito de Tingambato (muestra TNG). (b.) diagrama de barras que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra TNG. Los errores están reportados a los 2σ tanto para las elipses como para las barras.

7.1.3. El batolito de Placeres del Oro

La muestra MIKE 5-1-1 (UTM: 300135, 2014990) procede de la parte meridional del batolito de Placeres del Oro, ~6 km al sur del poblado homónimo (Figs. 111 y 112). Se trata de una roca granodiorítica de grano medio, compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa > K-feldespatos, hornblenda y biotita. Zircón y óxidos son los minerales accesorios más comunes en esta roca. Se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 120 a 300 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. Varían de euhedrales a subhedrales y presentan formas prismáticas, con una razón de elongación variable de 1.5:1 a 4:1. La imagen obtenida por catodoluminiscencia muestra una zonación de tipo oscilatorio en todos los cristales (Fig. 116c), en algunos casos desarrollada alrededor de núcleos xenocrísticos. Se realizaron 45 análisis puntuales en 30 granos de zircón, tanto en los núcleos como en los bordes de los cristales, para determinar ya sea la edad del evento magmático, que una componente heredada eventual. 39 granos arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes, graficándose las elipses tanto a lo largo de la curva de concordia como ligeramente por debajo de esta (Fig. 116a). Las 39 edades obtenidas definen una

edad media ponderada de 120.2 ± 1.6 Ma (Fig. 116b). Adicionalmente, el núcleo de un grano arrojó una edad concordante de $1,109.7 \pm 93.2$ Ma. Además, cinco granos arrojaron edades discordantes entre 160.3 ± 12.0 Ma y $1,071.0 \pm 28.1$ Ma, que definen una curva de discordia con interceptas en 120 ± 2 Ma y $1,070 \pm 57$ Ma (Fig. 116a).

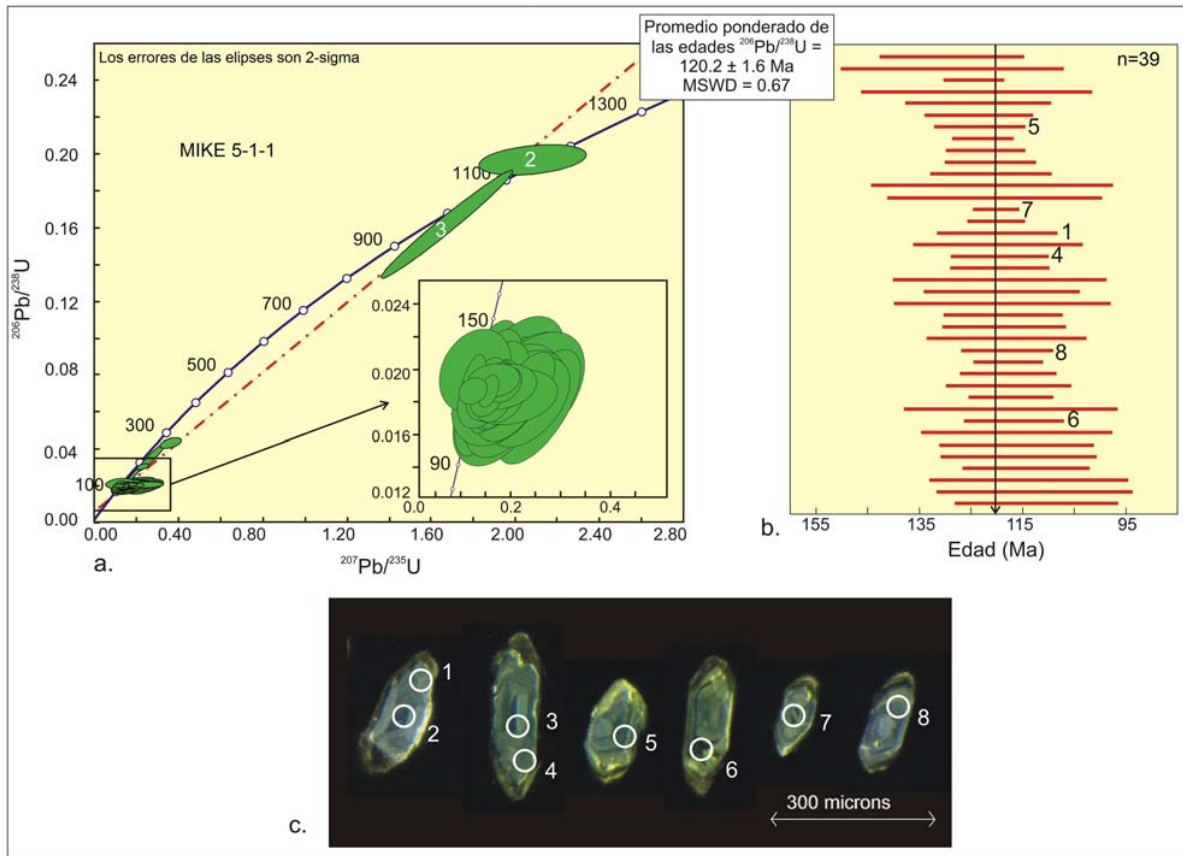


Figura 116 – (a.) diagrama de concordia, donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircons de una muestra granodiorítica del batolito de Placeres del Oro (muestra MIKE 5-1-1). (b.) diagrama de barras, que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra MIKE 5-1-1. Los errores, tanto de las elipses como de las barras, son 2σ . (c.) foto obtenida en catodoluminiscencia de algunos de los zircons fechados. Los círculos indican los puntos elegidos para los análisis.

7.1.4. Los batolitos Terciarios (Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, Agua Zarca, Colmeneros y San Jerónimo-Guayameo)

La muestra MIKE 23-1-2 (UTM: 251460, 1951493) se recolectó en la parte suroriental del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, 6 km al sur del poblado de Potrerillos (Fig. 112). Presenta una textura fanerítica, holocristalina, equigranular, de grano grueso, y una composición granítica. Está conformada por cuarzo, feldespato alcalino > plagioclasa, biotita y hornblenda. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en esta roca. Un concentrado

multigrano de zircón de ~1.5 g se separó de esta muestra. Los zircones separados varían desde 120 a 200 μm en tamaño y son tanto incoloros que amarillentos. Varían de euhedrales a subedrales, y, en algunos casos, los cristales están rotos. Presentan formas prismáticas desde moderadamente a bien elongadas, con una razón de elongación variable de 2:1 a 4:1. La imagen de catodoluminiscencia muestra una zonación oscilante para todos los cristales (Fig. 117c). Se realizaron 31 mediciones en 27 granos de zircón procedentes de esta muestra, los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes, las que definen una edad media ponderada de $48.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ (Fig. 117a y b).

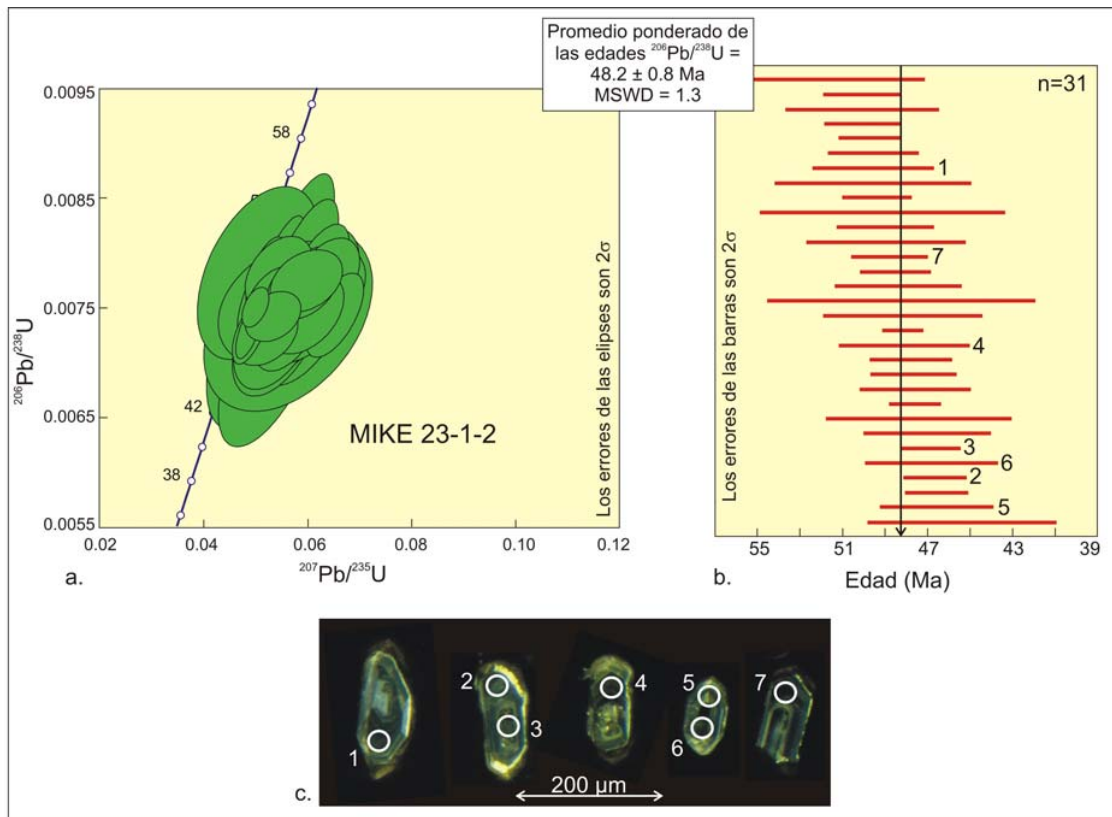


Figura 117 – (a.) diagrama de concordia, donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de una muestra granodiorítica del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo (muestra MIKE 23-1-2). (b.) diagrama de barras, que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra MIKE 23-1-2. Los errores, tanto de las elipses como de las barras, son 2σ . (c.) foto obtenida en catodoluminiscencia de algunos de los zircones fechados. Los círculos indican los puntos elegidos para los análisis.

La muestra MIKE 14-1-1 (UTM: 192162, 2004677) procede de la parte septentrional del batolito de Agua Zarca, 8 km al noreste del poblado homónimo (Fig. 112). Se trata de una roca granítica,

caracterizada por una textura fanerítica, holocristalina, pseudoporfirítica, compuesta por cuarzo, K-feldspato > plagioclasa y biotita. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en esta roca. Se separó una cantidad de ~1.5 g de zircones de esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 80 a 230 μm y son incoloros. Son euhedrales y presentan formas prismáticas bien a moderadamente elongadas, con una razón de elongación variable desde 2:1 a 4:1. Algunos cristales muestran terminaciones bipiramidales bien desarrolladas. La imagen de catodoluminiscencia muestra una zonación oscilante en todos los cristales (Fig. 118c). Se realizaron 30 mediciones en 22 granos de zircón, los cuales arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes, las que definen un promedio ponderado de $46.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$ (Fig. 118a y b).

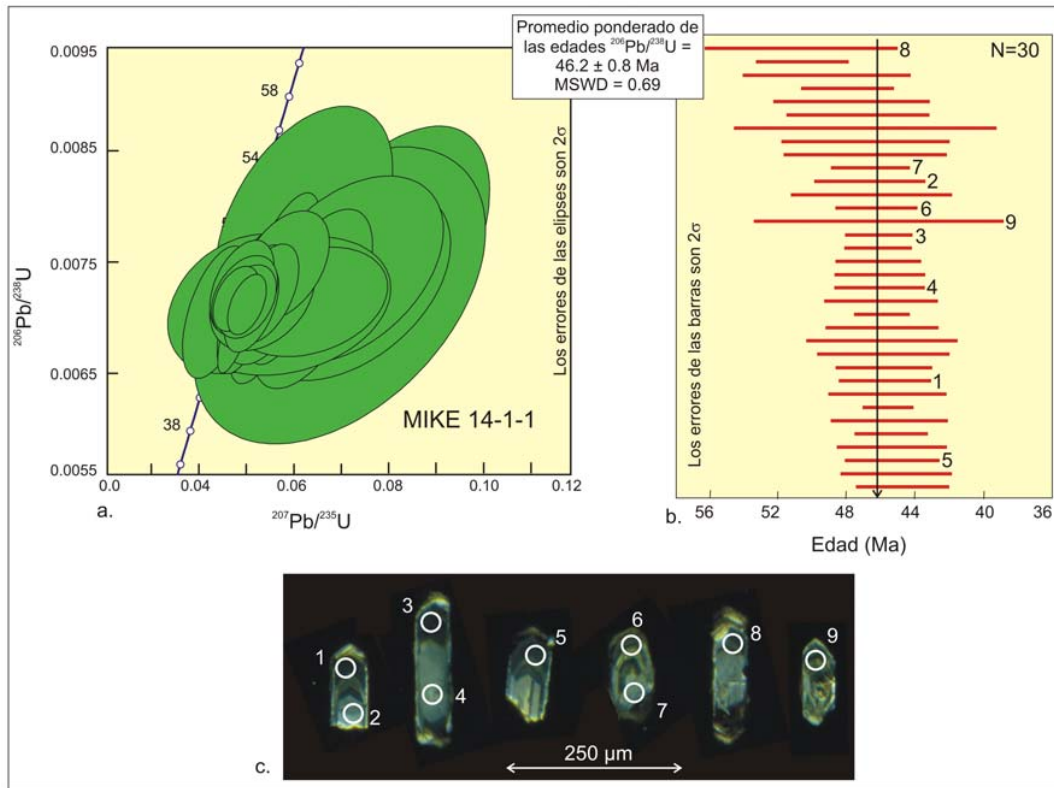


Figura 118 – (a.) diagrama de concordia, donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de una muestra de granito del batolito de Agua Zarca (muestra MIKE 14-1-1). (b.) diagrama de barras, que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra MIKE 14-1-1. Los errores, tanto de las elipses como de las barras, son 2σ . (c.) foto obtenida en catodoluminiscencia de algunos de los zircones fechados. Los círculos indican los puntos elegidos para los análisis.

La muestra MIKE 11-1-3 (UTM: 213468, 2002773) se recolectó cerca del borde meridional del batolito de Colmeneros, en proximidad del poblado homónimo (Fig. 112). Presenta una textura

fanerítica, holocristalina, equigranular, de grano medio, y una composición granodiorítica. Está conformada por cuarzo, plagioclasa >> K-feldspato, clinopiroxeno uralitizado y biotita. Zircón y óxidos son los minerales accesorios más comunes presentes en esta roca. Se separó un concentrado mineral de 1 g de esta muestra. Los zircones son de tamaño variable desde 80 a 320 μm y varían desde incoloros a amarillentos. Son principalmente euhedrales y subhedrales, y frecuentemente los cristales están rotos. Presentan formas prismáticas con una razón de elongación variable de 2:1 a 5:1. La imagen de catodoluminiscencia muestra una zonación de tipo oscilante para la mayoría de los cristales, frecuentemente desarrollada alrededor de núcleos homogéneos sin evidencia de zonación (Fig. 119c). Se realizaron 23 mediciones en 17 granos de zircón, que arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes, las que definen una edad media ponderada de 40.2 ± 0.7 Ma (Fig. 119a y b).

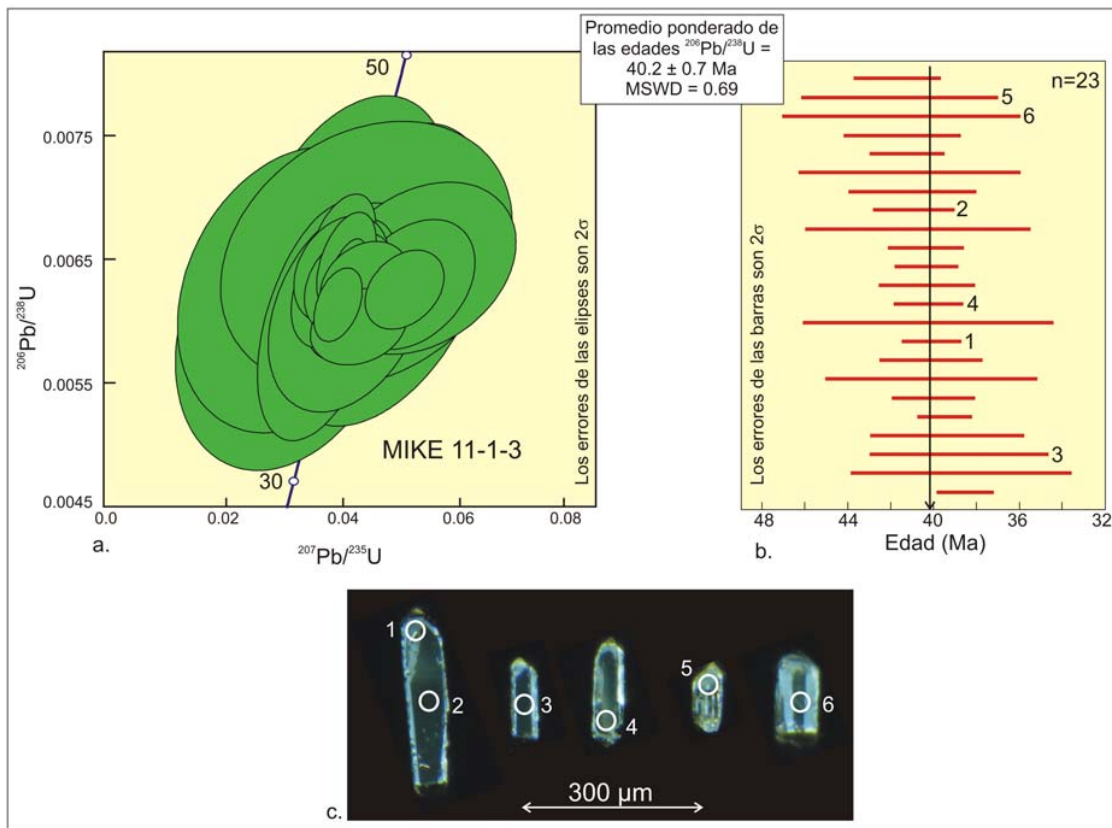


Figura 119 – (a.) diagrama de concordia, donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de una muestra granodiorítica del batolito de Colmeneros (muestra MIKE 11-1-3). (b.) diagrama de barras, que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra MIKE 11-1-3. Los errores, tanto de las elipses como de las barras, son 2σ . (c.) foto obtenida en catodoluminiscencia de algunos de los zircones fechados. Los círculos indican los puntos elegidos para los análisis.

La muestra MIKE 14-1-2 (UTM: 254399, 2051570) se recolectó en la parte septentrional del batolito de San Jerónimo-Guayameo, cerca del pueblo de San Jerónimo (Fig. 112). La muestra presenta una textura fanerítica, holocristalina, equigranular, de grano medio a fino, y una composición granodiorítica. Está conformada por cuarzo, plagioclasa > K-feldspato, clinopiroxeno y hornblenda. Epidota, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en esta roca. Se separó un concentrado de zircón de ~1.5 g de esta muestra. Los zircones separados presentan tamaño variable desde 60 a 150 μm y son desde incoloros a amarillentos. Varían desde euhedrales a subedrales, y frecuentemente los cristales se presentan rotos. Se caracterizan por formas prismáticas moderadamente a poco elongadas, con una razón de elongación variable de 1.5:1 a 2.5:1. La imagen de catodoluminiscencia muestra una zonación oscilatoria escasamente desarrollada solo en los cristales de tamaño mayor, mientras que los cristales < 100 μm se presentan aparentemente homogéneos. Se realizaron 25 mediciones en 18 granos de zircón, que arrojaron edades concordantes a ligeramente discordantes, las que definen un promedio ponderado de 39.8 ± 0.6 Ma (Fig. 120).

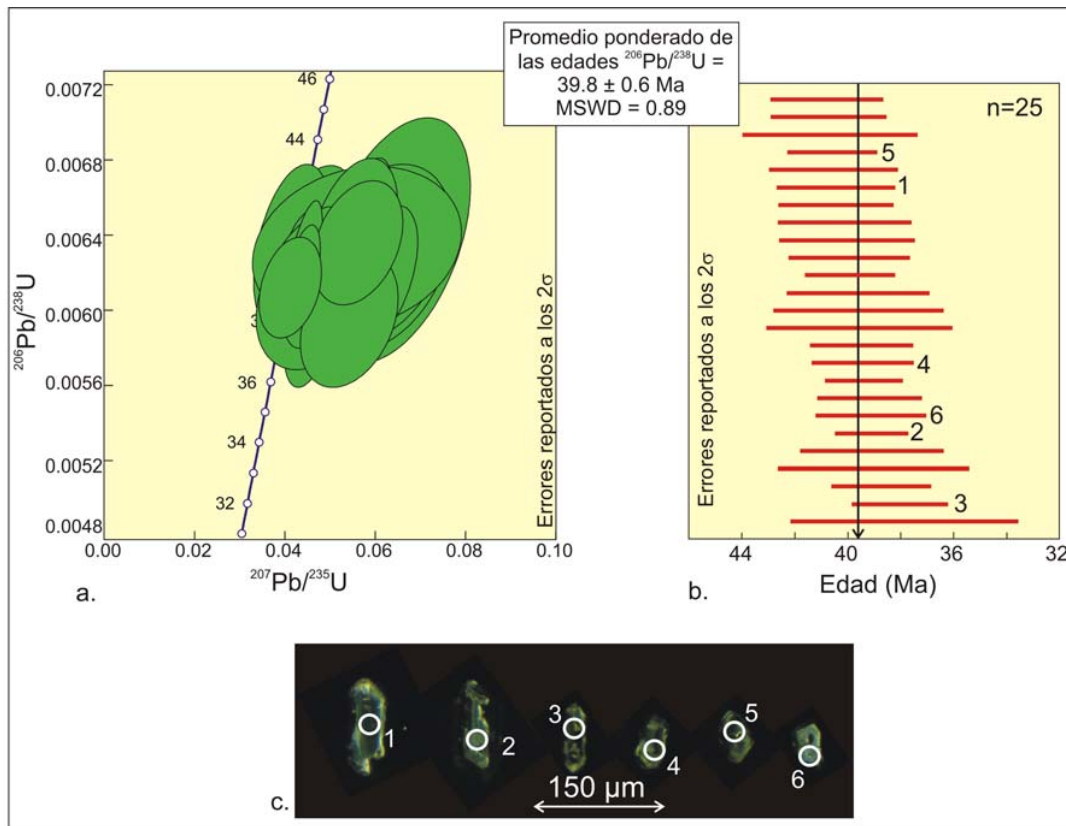


Figura 120 – (a.) diagrama de concordia, donde se grafican las edades U-Pb obtenidas para los zircones de una muestra granodiorítica del batolito de San Jerónimo-Guayameo (muestra MIKE 14-1-2). (b.) diagrama de barras, que muestra el promedio ponderado de las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas para la muestra MIKE 14-

1-2. Los errores, tanto de las elipses como de las barras, son 2σ . (c.) foto obtenida en catodoluminiscencia de algunos de los zircons fechados. Los círculos indican los puntos elegidos para los análisis.

7.2. Resultados de los fechamientos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cinco rocas intrusivas y siete volcánicas se fecharon por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. La localización de las muestras se presenta en las Figuras 111 y 112 y en los Anéxo 1 y 2. Los detalles de los experimentos se muestran en las figuras 121 a 129 y en el Anéxo 5.

7.2.1. Las anfibolitas de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (Complejo Las Ollas)

En el presente trabajo se intentó obtener la edad del metamorfismo en facies de anfibolita de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito, mediante el fechamiento por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de hornblendas procedentes una muestra colectada de un bloque de anfibolita, en proximidad del poblado de Arroyo Seco (muestra MIKE 12-1-2; UTM: 226412, 1970128) (Fig. 112). Se efectuaron tres experimentos de calentamiento por pasos, utilizando concentrados multigranos de hornblenda obtenidos a partir de la misma muestra. En cada experimento se recolectaron siete, ocho y once fracciones de gas respectivamente, hasta la fusión total de los minerales. En los tres casos se obtuvo un espectro en forma de U invertida, con la concavidad hacia abajo (Fig 121a).

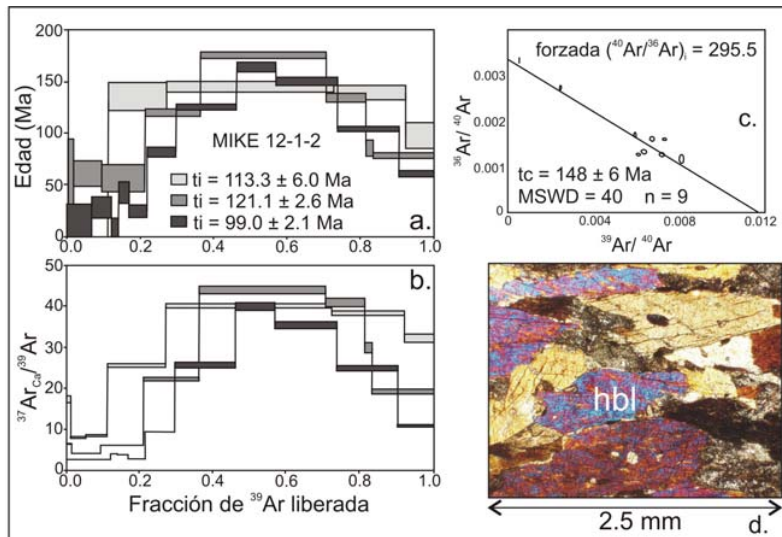


Figura 121 – (a.) espectros de edad obtenidos para los experimentos de calentamiento por pasos, realizados para un concentrado de hornblenda separado de un bloque de anfibolita procedente de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (muestra MIKE 12-1-2). t_i : edad integrada. (b.) diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una composición muy disomogénea

para el concentrado mineral analizado. (c.) isocrona calculada a partir de las fracciones de temperatura intermedia de los experimentos de calentamiento por pasos. En el cálculo de la isocrona se forzó la intercepción con el eje Y al valor $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$. t_c : edad de isocrona. (d.) detalle en lámina delgada de la muestra de anfibolita de la que se separaron la hornblendas analizadas.

Aunque, en lámina delgada, las hornblendas fechadas no muestran zonamientos o concrecimientos con otras fases minerales, el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ muestra patrones en forma de U invertida

similares a los de los espectros de edad, que indican la heterogeneidad significativa en la composición de los minerales analizados (Fig. 121b). Las edades integradas obtenidas para los tres experimentos son 113.3 ± 6.0 Ma, 121.1 ± 2.6 Ma y 99.0 ± 2.1 Ma. Las fracciones de temperatura intermedia representan el techo de los espectros, y definen edades de 142.3 ± 4.5 , 176.8 ± 3.2 y 156.6 ± 3.2 Ma (Fig. 121a). Estas fracciones intermedias se agrupan en el diagrama de correlación y con éstas se calculó una edad de 148 ± 6 Ma forzando la intercepción de la línea a $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 295.5$ (Fig. 121c).

7.2.2. El batolito de Placeres del Oro

La muestra M 15-2-1 (UTM: 305976, 2021558) procede de la margen oriental del batolito de Placeres del Oro, ~8 km al sur del poblado homónimo (Fig. 111). Se trata de una roca granodiorítica de grano grueso, con una paragénesis principal representada por cuarzo, plagioclasa > K-feldespato, hornblenda y biotita. Apatito, zircón y óxidos son los minerales accesorios más comunes observados en esta roca. Se analizaron dos concentrados minerales, uno de biotita y otro de hornblenda, procedentes de esta muestra. Para la biotita se realizaron seis fusiones en un paso, obteniendo un espectro de edad plano y una edad media ponderada de 116.4 ± 1.3 Ma (Fig. 122a). Las fracciones obtenidas definen una edad de isocrona de 117.0 ± 1.6 Ma indistinguible dentro del error (1σ) respecto a la media ponderada de los experimentos de un paso.

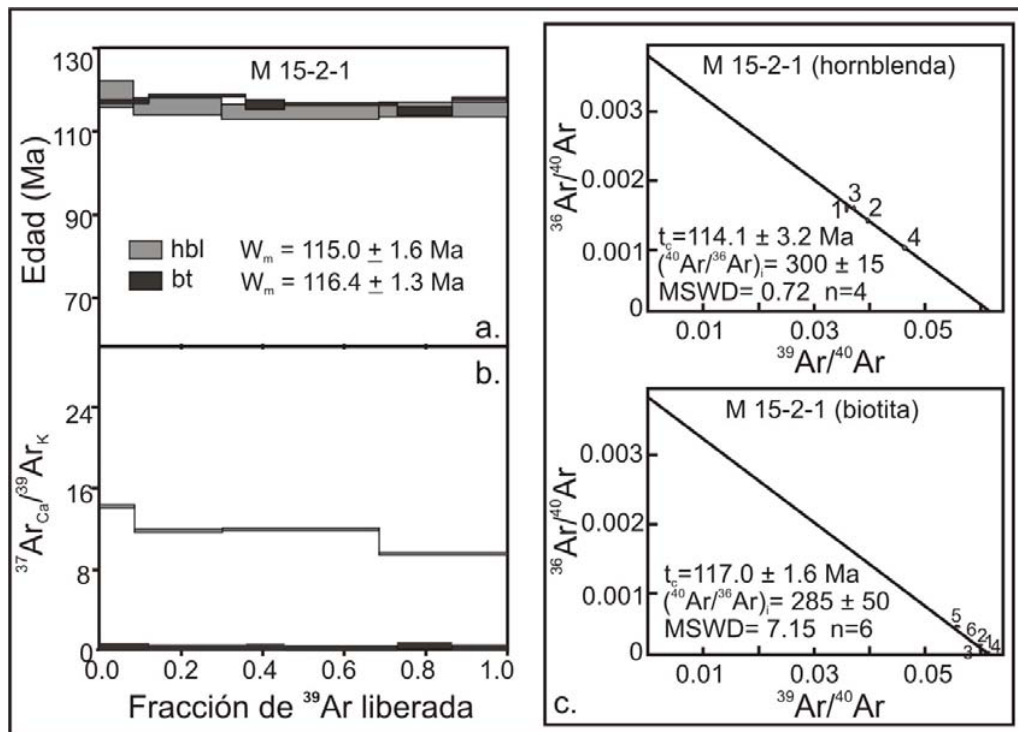


Figura 122 – (a.) espectros de edad obtenidos para los experimentos de fusión en un paso, realizados para un concentrado de biotita y uno de hornblenda separados de una granodiorita del batolito de Placeres del Oro (muestra M 15-2-1). W_m : edad media ponderada. (b.) diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una composición homogénea para los concentrados minerales analizados. (c.) isocronas calculadas a partir de las fracciones de fusión en un paso obtenidas para los concentrados de biotita y hornblenda. t_c : edad de isocrona.

Para la hornblenda se realizaron cuatro experimentos en un paso. En este caso se obtuvo un espectro plano y una edad promedio de 115.0 ± 1.6 Ma, que resulta estadísticamente indistinguible dentro de 1σ de a la edad de isocrona de 114.1 ± 3.2 Ma (Fig. 122a y c).

7.2.3. Los batolitos del Terciario (Agua Zarca, San Jerónimo-Guayameo y La Huacana)

La muestra M 18-2-1 (UTM: 189497, 1999473) se recolectó en la parte interna del batolito de Agua Zarca, 3 km al sur del poblado homónimo (Fig. 112). Se trata de una roca granítica con textura fanerítica, holocristalina, disequigranular. Está compuesta por cuarzo, K-feldespatos > plagioclasa y biotita. Apatito, zircón, muscovita y óxidos son los minerales accesorios más comúnmente observados en esta roca. Se realizaron cinco experimentos de fusión en un paso en monogranos de biotita. Las edades obtenidas en cada experimento son estadísticamente indistinguibles entre sí, y definen una edad media ponderada de 45.0 ± 0.2 Ma. Este resultado es congruente con la edad de isocrona de 44.4 ± 0.6 Ma (Fig. 123).

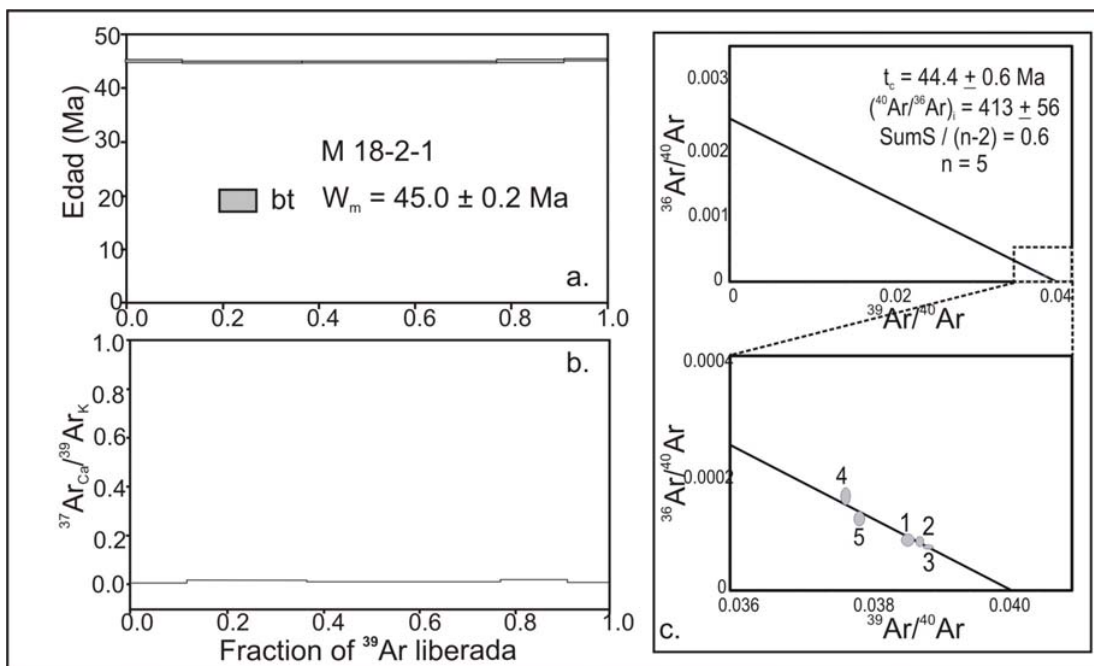


Figura 123 – (a.) espectro de edad obtenido para los experimentos de fusión en un paso, realizados utilizando monogranos de biotita procedentes de una granodiorita del batolito de Agua Zarca (muestra M 18-2-1). W_m : edad media ponderada. (b.) diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una composición homogénea para el material

analizado. (c.) isocrona calculada a partir de las fracciones de fusión en un paso obtenidas para los monogranos de biotita. t_c : edad de isocrona.

La muestra M 15-2-4 (UTM: 265106, 2023872) se recolectó en la parte meridional del batolito de San Jerónimo-Guayameo, en proximidad del poblado de Guayameo (Fig. 112). Se trata de una roca granodiorítica de grano medio, constituida por cuarzo, plagioclasa > K-feldespato y clinopiroxeno uralitizado. Apatito y óxidos son los minerales accesorios presentes en esta muestra. Dos experimentos de calentamiento por pasos se efectuaron sobre dos concentrados multigranos de plagioclasa separados de la misma roca. Se recolectaron seis y siete fracciones de gas para el primero y el segundo experimento respectivamente. En los dos casos se obtuvo un espectro ligeramente en forma en U (Fig. 124a).

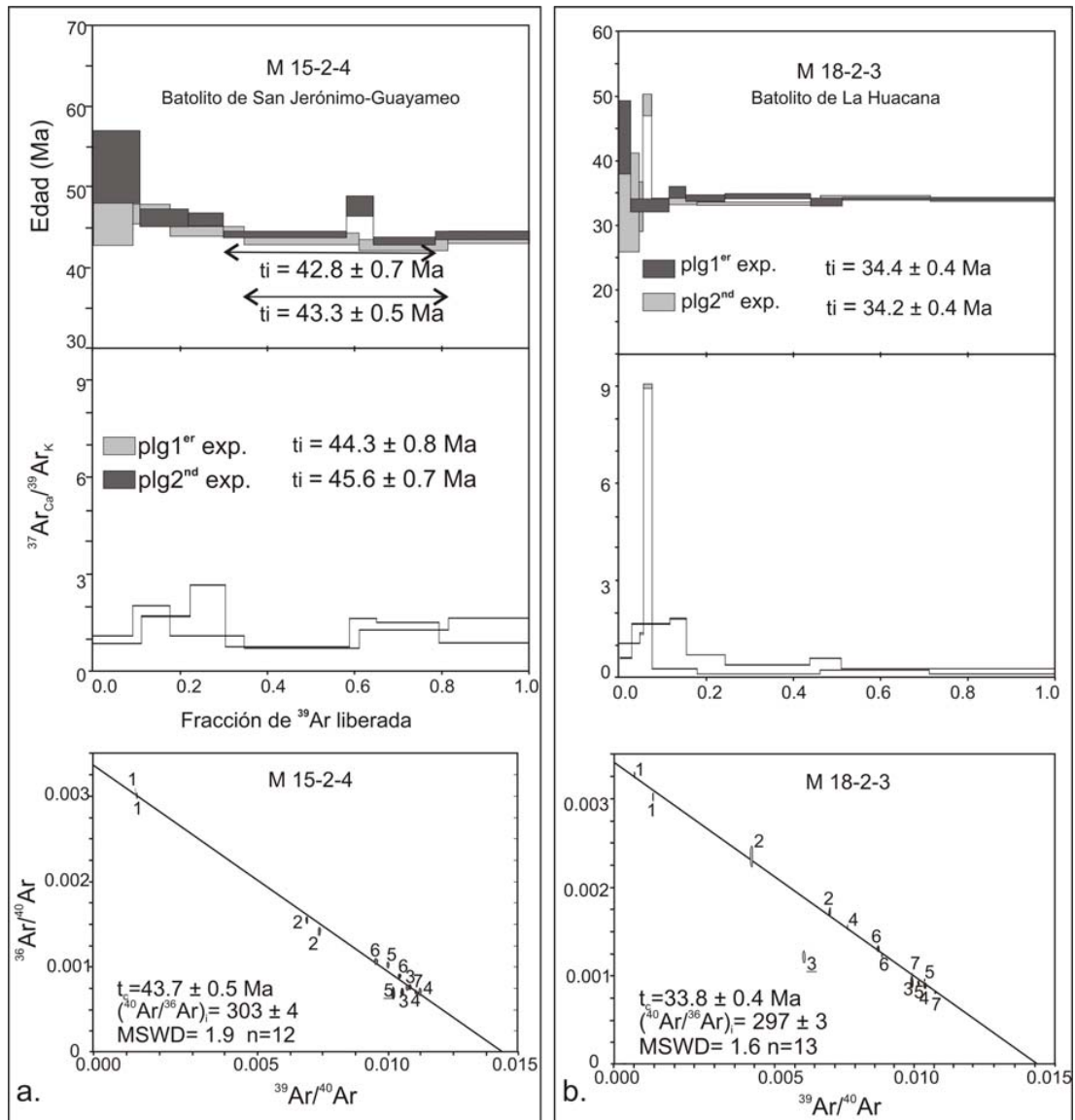


Figura 124 – (a.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para los experimentos de calentamiento por pasos, realizados utilizando dos concentrados multigranos de plagioclasa procedentes de una granodiorita del batolito de San Jerónimo-Guayameo (muestra M 15-2-4). t_i = edad integrada, t_c : edad de isocrona. (b.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para los experimentos de calentamiento por pasos, realizados utilizando dos concentrados multigranos de plagioclasa procedentes de una granodiorita del batolito de La Huacana (muestra M 18-2-3). Nótese el valor de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ de ~ 9 de la tercera fracción del primer experimento. Dicha fracción no fue considerada en el cálculo de la edad de isocrona, en cuanto su valor, netamente diferente del resto de muestra, refleja una heterogeneidad composicional del concentrado mineral. t_i = edad integrada, t_c : edad de isocrona.

El quinto paso del primer experimento arrojó un valor anómalo, no reproducible en el segundo experimento, lo que se atribuye a un error experimental, y no se consideró para el cálculo de la edad media ponderada y de la isocrona. Las edades integradas obtenidas para el primer y segundo experimento son de 44.3 ± 0.8 y 45.6 ± 0.7 Ma respectivamente. Las fracciones 4 y 5 del primer experimento, y 4 y 6 del segundo, representan la base de los espectros, y definen una edad de 43.3 ± 0.5 y 42.8 ± 0.7 Ma respectivamente (Fig. 124a), las que son estadísticamente indistinguibles entre sí dentro de 1σ de incertidumbre, y son consistentes con la edad de isocrona de 43.7 ± 0.5 Ma, calculada utilizando las fracciones basales de los dos experimentos (Fig. 124a).

La muestra M 18-2-3 (UTM: 202862, 210397) se recolectó afuera del área de estudio en la parte oriental del batolito de la Huacana, ~ 35 km al noroeste de Huetamo (Fig. 112). Se trata de una roca granodiorítica de grano medio, conformada por cuarzo, plagioclasa > K-feldespato, clinopiroxeno, hornblenda y biotita. Apatito, epidota y óxidos son los minerales accesorios observados en esta muestra. Se realizaron dos experimentos de calentamiento por pasos, utilizando un separado de plagioclasa. Se obtuvieron espectros de edad planos y reproducibles, exceptuando la tercera fracción del primer experimento que rindió una edad mucho mayor (Fig. 124b). Esta fracción representa menos del 2% del ^{39}Ar total liberado y su valor de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}} \sim 9$ es marcadamente diferente del resto de la muestra, por lo tanto no se consideró en el cálculo de la edad. Las edades integradas obtenidas, 34.4 ± 0.4 Ma y 34.2 ± 0.5 Ma, son estadísticamente indistinguibles entre sí y congruentes con la edad de isocrona de 33.8 ± 0.4 Ma, calculada combinando las fracciones de los dos experimentos (Fig. 124b).

La muestra MAN 1 (UTM: 279901, 1916713) procede del cuerpo gabroico que aflora en los alrededores del poblado de El Manzanillal, al oeste de Papanoa (Fig. 112). Se efectuaron dos experimentos de calentamiento por paso, utilizando un concentrado multigrano de plagioclasa, recolectando ocho y nueve fracciones de gas respectivamente. Los espectros muestran un patrón casi plano, solo levemente perturbado para las fracciones de baja temperatura, mientras que los

pasos de media y alta temperatura del primer experimento definen una meseta con una edad de 37.2 ± 0.3 Ma (Fig. 125a). El diagrama de isocrona, construido combinando las fracciones de los dos experimentos, define una edad de 36.6 ± 0.3 Ma y un valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 394 \pm 11$ (Fig. 125c).

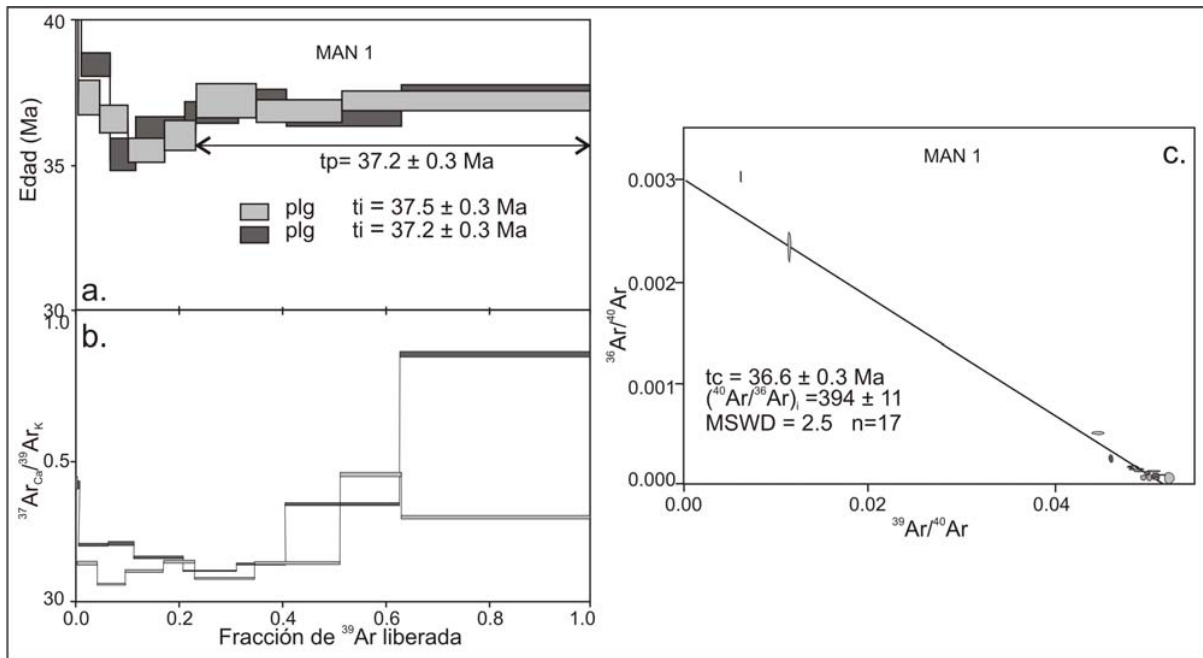


Figura 125 – (a.) espectro de edad obtenido para los experimentos de calentamiento por pasos, realizados utilizando dos concentrados multigranos de plagioclasa procedentes del intrusivo gabroico de El Manzanillal (muestra MAN 1). t_i = edad integrada, t_p : edad de meseta (b.) diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una composición homogénea para el material analizado. (c.) isocrona calculada a partir de las fracciones de calentamiento por pasos obtenidas para los concentrados multigranos de plagioclasa. t_c : edad de isocrona.

7.2.4. Las lavas terciarias

La muestra M 29-9-1 (UTM: 320058, 2032163) se recolectó en la estribación occidental de un domo dacítico, ubicado 3 km al oeste de Ciudad Altamirano (Fig. 112). Un experimento de calentamiento por pasos se efectuó utilizando un concentrado multigranos de fenocristales de plagioclasa, recolectando seis fracciones de gas hasta la fusión total de los minerales. El 85.7% del ^{39}Ar total fue liberado en las cuatro fracciones intermedias, que definen una edad de meseta de 42.6 ± 0.5 Ma (Fig. 126a), indistinguible dentro de 1σ de incertidumbre de la edad de isocrona de 42.9 ± 1.7 Ma.

La muestra M 17-2-8 (UTM: 238620, 1968007) procede de un derrame basáltico-andesítico afírico, que aflora a lo largo de la carretera principal que conduce desde el poblado de La Laja a Zihuatanejo, a la altura de la localidad Las Mesillas (Fig. 112). Dos experimentos de cinco y seis

pasos respectivamente se efectuaron con el espectrómetro MS-10. Considerando que la roca tiene una composición suficientemente homogénea, se utilizaron aproximadamente 300 y 400 mg de muestra de roca total. Los experimentos arrojaron espectros de liberación de argón con un patron perfectamente reproducible, caracterizados por edades de meseta de 41.5 ± 0.7 y 41.5 ± 0.6 Ma para el primer y el segundo experimento respectivamente (Fig. 126b).

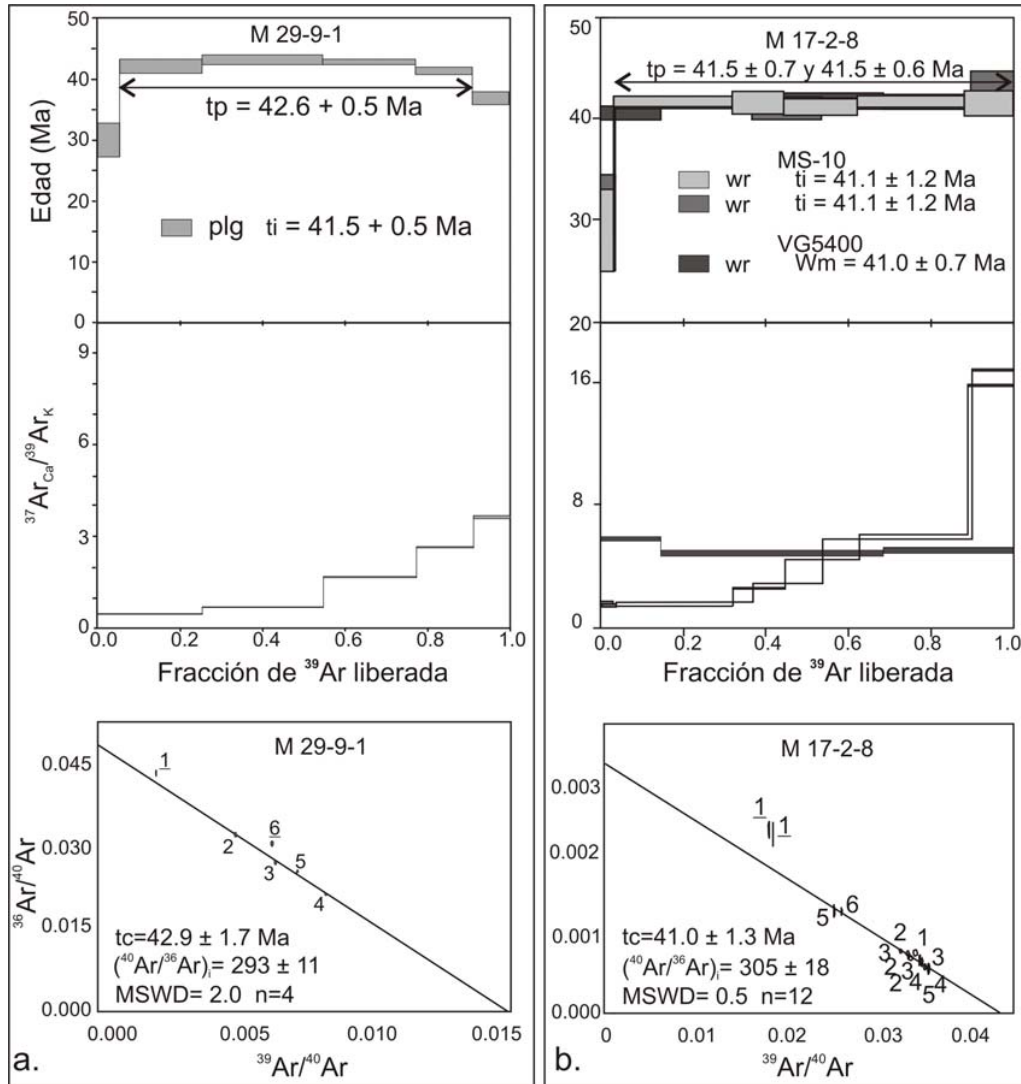


Figura 126 – (a.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para el experimento de calentamiento por pasos, realizados utilizando un concentrado multigranos de plagioclasa procedentes de un domo dacítico en los alrededores de Ciudad Altamirano (muestra M 29-9-1). t_i = edad integrada, W_m : edad media ponderada, t_p : edad de meseta, t_c : edad de isocrona. (b.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para dos experimentos de calentamiento por pasos (MS-10), y tres experimentos de fusión en un paso (VG5400), realizados utilizando fragmentos de roca total de una lava basáltico-andesítica que aflora a lo largo de la carretera principal La Laja-Zihuatanejo, en proximidad de la localidad Las Mesillas (muestra M 17-2-8). W_m : edad media ponderada, t_p : edad de meseta, t_c : edad de isocrona.

Con el espectrómetro VG5400 se realizaron tres fusiones en un paso con el láser, utilizando, también en este caso, fragmentos de roca total. El promedio ponderado de estos experimentos indica una edad de 41.0 ± 0.7 Ma (Fig. 126b). Los datos de todos los experimentos se combinaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, por medio del cual se calculó una edad de isocrona de 41.0 ± 1.3 Ma (Fig. 126b), estadísticamente indistinguible de las edades de meseta del primer y segundo experimento, y de la edad media ponderada del tercer experimento.

La muestra MIK 2-2-1 (UTM: 229588, 1950119) procede de un derrame andesítico, que aflora a lo largo de la bahía de Zihuatanejo (Fig. 112). Se efectuaron tres experimentos de calentamiento por pasos utilizando un concentrado de matriz, compuesta esencialmente por microlitos de plagioclasa. Ocho, nueve y catorce fracciones de gas fueron colectadas hasta la fusión de los granos. Los espectros obtenidos muestran patrones en U perfectamente reproducibles (Fig. 127a). Las edades integradas obtenidas para el primer, segundo y tercer experimento son de 41.4 ± 0.2 , 41.8 ± 0.2 y 41.7 ± 0.3 Ma respectivamente. La base de los espectros, definen mesetas con edades de 39.5 ± 0.2 , 39.3 ± 0.8 y 38.6 ± 0.4 Ma respectivamente, que son estadísticamente indistinguibles entre si dentro de 1σ de incertidumbre, y son consistentes con la edad de isocrona de 39.2 ± 0.2 Ma, calculada utilizando las fracciones basales de los tres experimentos (Fig. 127a).

La muestra M 30-9-4 (UTM: 280353, 2032928) procede de un derrame andesítico-basáltico cerca del poblado de Las Pilas, 25 km al SW de Comburindio (Fig. 112), que yace por encima de las formaciones Río Placeres y Capeo, y por debajo de las ignimbritas. Se trata de una roca porfírica, formada por fenocristales de plagioclasa en una matriz holocristalina de plagioclasa, clinopiroxeno y óxidos, parcialmente alterada por clorita y sericita. Se realizó un experimento de calentamiento por pasos en monocristales de plagioclasa. También se analizaron fragmentos de la matriz, para los cuales se hicieron cuatro fusiones en un paso y un experimento de calentamiento por pasos. Los espectros de edad muestran en los dos casos un patrón típico de pérdida de gas por recalentamiento, caracterizado por edades progresivamente más antiguas con el incremento de temperatura (Fig. 127b). Para el experimento de calentamiento por pasos efectuado en la muestra de matriz, las fracciones 3 a 9 definen una meseta con una edad de 32.2 ± 0.3 Ma, consistente con el promedio ponderado de los experimentos de fusión en un paso de 32.4 ± 0.2 Ma. Sin embargo, estas fracciones muestran heterogeneidad composicional en el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, lo que concuerda con las observaciones petrográficas. Por otro lado, el concentrado de fenocristales de plagioclasa muestra una composición homogénea (Fig. 127b). Las cuatro últimas fracciones presentan un patrón plano, aunque no satisfacen completamente a los criterios de meseta, y definen una edad de 39.6 ± 0.9 Ma.

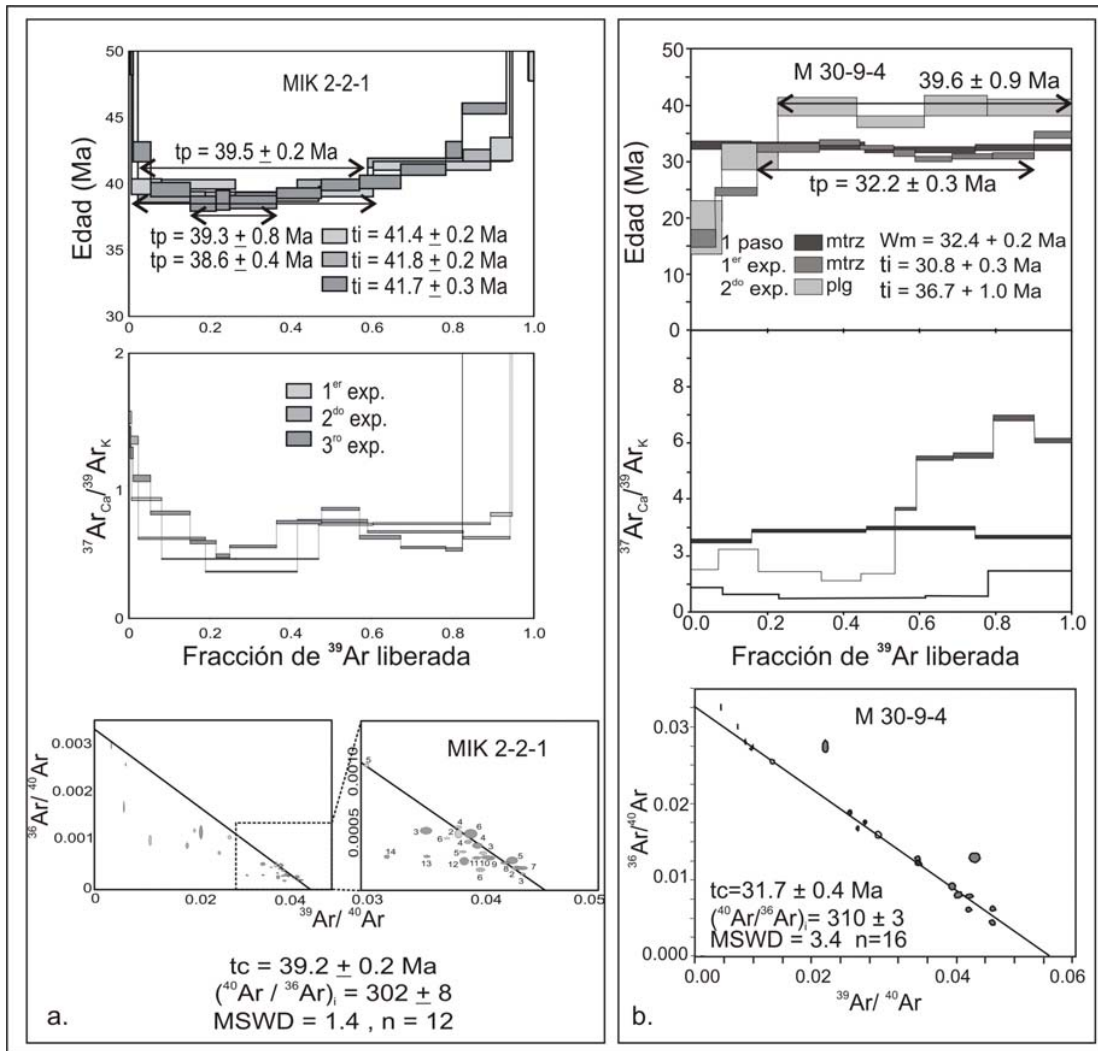


Figura 127 – (a.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para tres experimentos de calentamiento por pasos, realizados utilizando fragmentos de matriz de una lava andesítica procedente de la bahía de Zihuatanejo (muestra MIK 2-2-1). t_i : edad integrada, W_m : edad media ponderada, t_p : edad de meseta, t_c : edad de isocrona. (b.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ e isocrona obtenidos para un experimento de calentamiento por pasos (1^{er} experimento), y cuatro fusiones en un paso, realizados utilizando un concentrado de matriz, y un experimento de calentamiento por pasos (2^{do} experimento), realizado utilizando fenocristales de plagioclasa de un derrame andesítico-basáltico que aflora en proximidad del poblado de Las Pilas (muestra M 30-9-4). W_m : edad media ponderada, t_p : edad de meseta, t_c : edad de isocrona.

La muestra MIK 1-2-1 (UTM: 232284, 1966148) se recolectó de un dique andesítico que corta la sucesión metamórfica del Complejo Las Ollas, en proximidad del poblado homónimo (Fig. 112). Un experimento de un paso y tres de cuatro, ocho y dieciseis pasos se efectuaron utilizando una muestra de roca total. El experimento de fusión en un paso arrojó una edad de 43.6 ± 0.6 Ma. Por

otro lado, los espectros obtenidos para los experimentos de calentamiento por pasos muestran un patrón en escalera, con edades progresivamente más antiguas con el incremento de temperatura (Fig. 128a), indicando la pérdida parcial de argón en relación a un evento térmico. En el tercer experimento, el más detallado, las últimas ocho fracciones definen una meseta con una edad de 44.2 ± 0.3 Ma, la que concuerda, dentro de 1σ de incertidumbre, con la edad de isocrona de 44.4 ± 0.3 Ma, calculada combinando las fracciones de todos los experimentos (Fig. 128a).

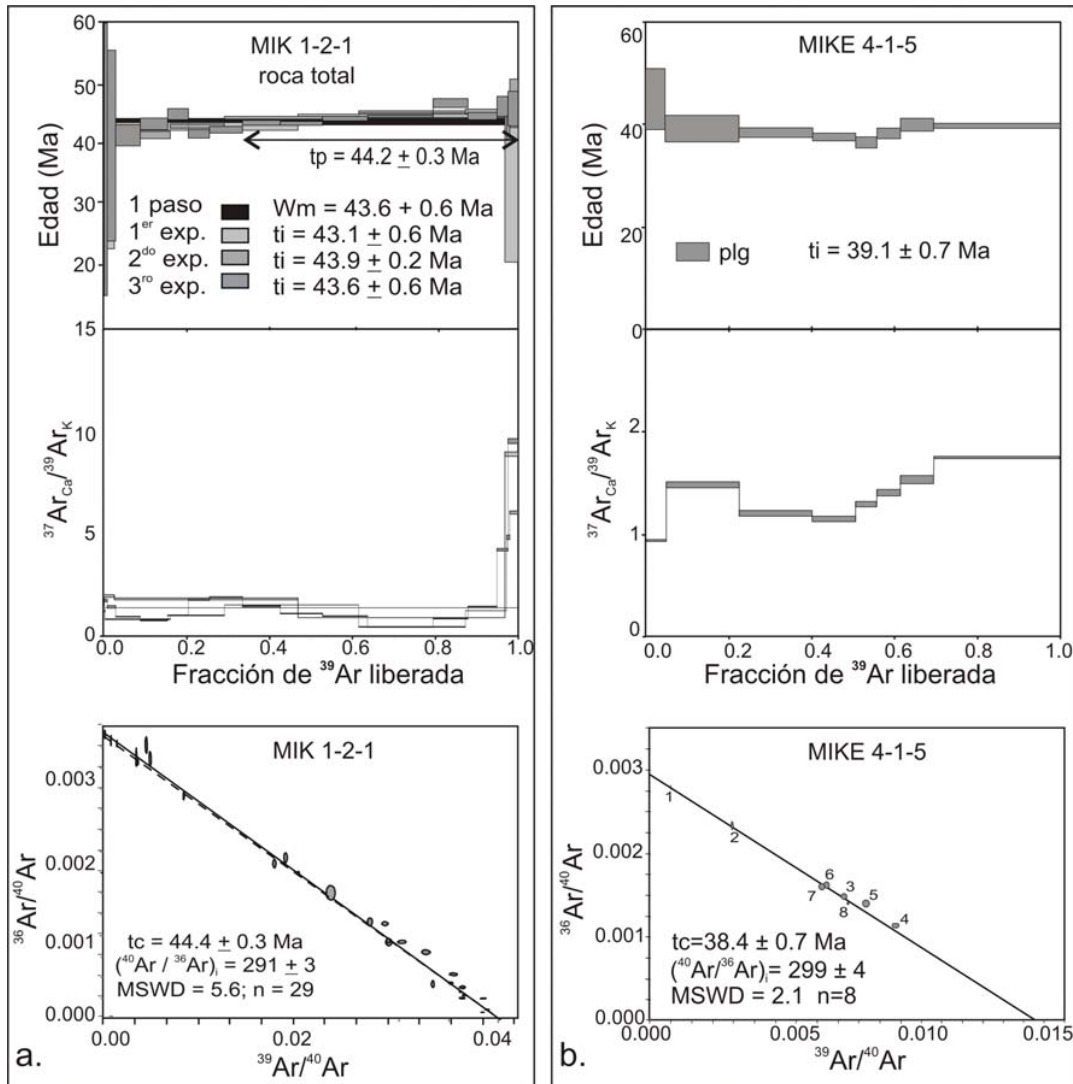


Figura 128 – (a.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ e isocrona obtenidos para tres experimentos de calentamiento por pasos, y una fusión en un paso, realizados utilizando fragmentos de roca total de un dique andesítico emplazado e las metaturbiditas del Complejo Las Ollas, en proximidad del poblado homónimo (muestra MIK 1-2-1). t_i = edad integrada, W_m : edad media ponderada, t_p : edad de meseta, t_c : edad de isocrona. (b.) espectro de edad, diagrama $^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$ e isocrona obtenidos para un experimento de calentamiento por pasos, realizado utilizando fenocristales de plagioclasa del criptodomo riolítico que forma el Cerro Alacrán (muestra MIKE 4-1-5). t_i = edad integrada, W_m : edad media ponderada, t_c : edad de isocrona.

La muestra MIKE 4-1-5 (UTM: 361081, 2014273) se recolectó de un cuerpo subvolcánico riolítico, emplazado en proximidad de la superficie en la sucesión no plegada de la formación Capeo. La inyección del magma determina el desarrollo de una estructura dómica de 8 km de diámetro, que forma el Cerro Alacrán, 50 km al SE de Ciudad Altamirano (Fig. 111 y 112), y determina el basculamiento radial de las capas continentales de la formación Capeo. La muestra presenta una textura fanerítica, holocristalina, pseudoporfirítica, y está compuesta por cuarzo, plagioclasa y clinopiroxeno. Un experimento de calentamiento por pasos se efectuó utilizando un concentrado multigrano de plagioclasa. Ocho fracciones de gas se recolectaron hasta su fusión, obteniéndose un espectro bastante plano con una edad integrada de 39.1 ± 0.7 Ma (Fig. 128b), la que concuerda, dentro de 1σ de incertidumbre, con la edad de isocrona de 38.4 ± 0.7 Ma.

7.2.5. Las ignimbritas de Guayameo

La muestra M15-2-3 (UTM: 262022, 2024356) procede de una ignimbrita cristalina a la base de la sucesión piroclástica, 5 km al este del poblado de Guayameo (Fig. 112). Dos experimentos de calentamiento por pasos se efectuaron sobre un concentrado multigrano de plagioclasa, y arrojaron espectros de edad con un patron reproducible en forma de U (Fig. 129a), y edades integradas de 41.6 ± 0.7 y 41.3 ± 0.4 Ma para el primer y segundo experimento respectivamente. Las fracciones de alta y media temperatura de los dos experimentos muestran una buena correlación en el diagrama $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, definiendo una edad de isocrona de 36.8 ± 0.6 Ma (Fig. 129c).

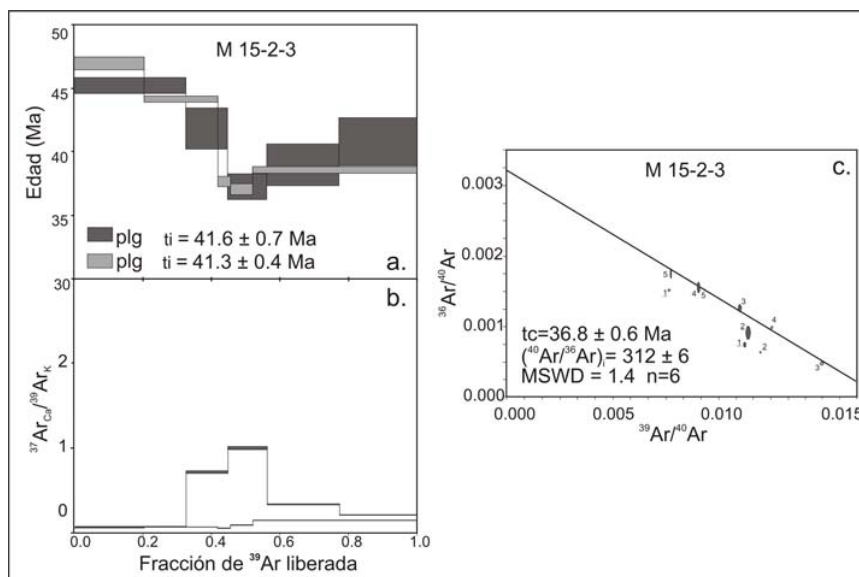


Figura 129 – (a.) espectro de edad obtenido para dos experimentos de calentamiento por pasos, realizados utilizando dos concentrados multigranos de plagioclasa procedentes de una ignimbrita a la base de la secuencia piroclástica, cerca del poblado de Guayameo (muestra M 15-2-3). t_i = edad integrada, W_m : edad

media ponderada (b.) diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una composición homogénea para el material analizado. (c.) isocrona calculada a partir de las fracciones de media y alta temperatura obtenidas de los experimentos de calentamiento por pasos. t_c : edad de isocrona.

7.3. Resultados de los análisis geoquímicos

En el presente trabajo, se realizaron análisis de elementos mayores y trazas de 23 muestras de rocas ígneas colectadas en el área de estudio, tanto intrusivas como extrusivas, con el objetivo de caracterizar desde el punto de vista geoquímico los productos magmáticos de esta región, y para contribuir a ampliar la base de datos geoquímicos de las rocas ígneas de la SMS.

7.3.1. El batolito de Placeres del Oro, las lavas de la formación Ixtapa y las rocas ígneas del Terciario

La sistemática geoquímica obtenida para las rocas del batolito de Placeres del Oro, los derrames de lava interestratificados con las calizas de la formación Ixtapa y las rocas tanto intrusivas como extrusivas del Terciario es muy parecida, por lo que los patrones de los elementos mayores y trazas de estas rocas se describen juntos. La composición de las rocas intrusivas se grafica en el diagrama de variación de álcalis totales vs SiO_2 junto con las rocas volcánicas, para poder comparar los resultados obtenidos para todo el conjunto de rocas. Como se observa en la Figura 130a, las muestras analizadas están comprendidas en el campo de las rocas subalcalinas, con excepción de dos muestras, que están caen en el campo de las rocas alcalina. Estas últimas muestran evidencia en lámina delgada de alteración significativa de sericita y clorita, las que alteran su composición original. Las muestras analizadas presentan una composición variable desde basáltica a riolítica, con abundancia de productos de composición intermedia. En la Figura 130b se grafican los porcentajes en peso de SiO_2 contra K_2O , lo que permite caracterizar las rocas analizadas como calcialcalina de alto y medio potasio (Le Maitre *et al.*, 1989). Los números de Mg varían de 0.56 a 60.20 (Anexo 7), indicando la cristalización de estas rocas a partir tanto de magmas primitivos como más diferenciados. El diagrama multielementos, normalizado respecto al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), muestra patrones similares para las muestras analizadas, caracterizados por el enriquecimiento en los elementos de largo radio iónico (*Large Ion Lithophile*) respecto a los de alta fuerza de campo (*High Field Strength*) y a las tierras raras, anomalías positivas significantes de Pb y K, y negativas de Nb y Ti. Las anomalías negativas de Zr y Hf no se consideran representativas de la sistemática de los elementos de las muestras, sino el resultado de la digestión incompleta del zircón presente en las rocas. Los patrones de las tierras raras, normalizados respecto a condrita (McDonough y Sun, 1995), presentan el enriquecimiento en las tierras raras ligeras (*Light Rare Earth Elements*) respecto a las pesadas (*Heavy Rare Earth Elements*) (Fig. 131b), y muestran valores en la relación $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 4.65 y 36.39 (Anexo 7).

Las características geoquímicas descritas para las rocas analizadas en el presente trabajo, son típicas de rocas de arco magmático, formadas a partir de magmas generados en la cuña del manto, por encima de una zona de subducción (véase la base datos Georock).

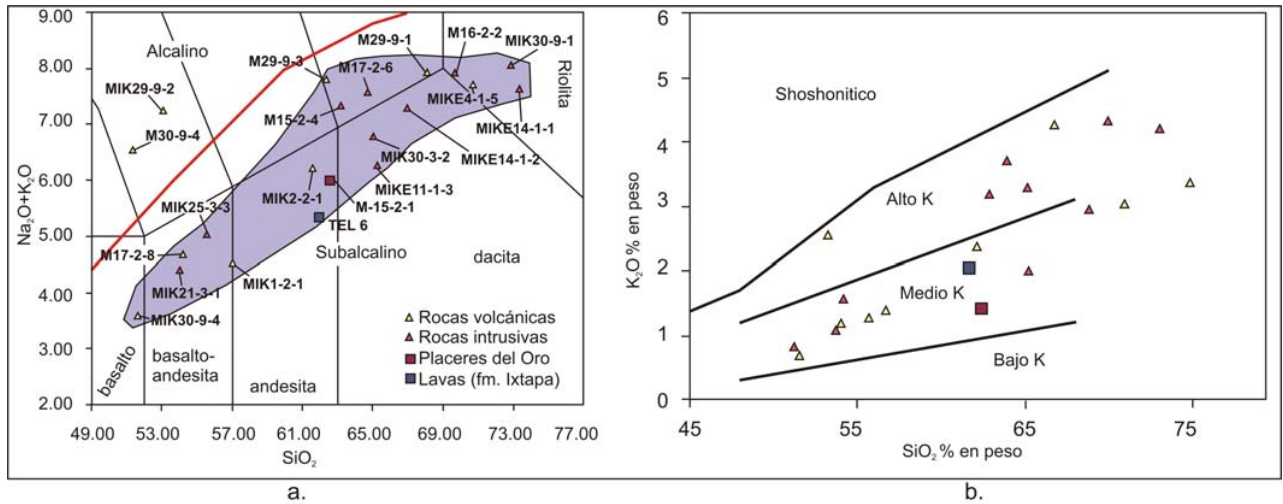


Figura 130 – (a.) diagrama de variación de álcalis totales vs SiO_2 , donde se grafican los datos obtenidos para una muestra del batolito de Placeres del Oro, una lava interestratificadas con las calizas de la formación Ixtapa, y 19 muestras de rocas tanto intrusivas como extrusivas del ensamble magmatico del Terciario. (b.) diagrama del porcentaje en peso de SiO_2 contra K_2O (Le Maitre *et al.*, 1989), donde se discriminan las rocas de alto, medio y bajo K.

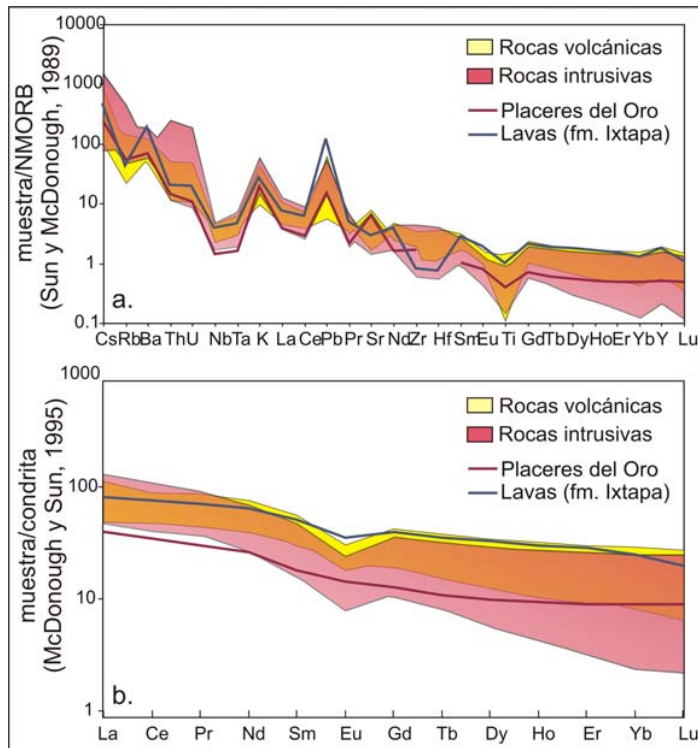


Figura 131 – (a.) diagrama multielemento, normalizado respecto al N-MORB, y (b.) diagrama de las tierras raras, normalizado respecto a condrita, donde se muestran los porcentajes de los elementos mayores y trazas obtenidos para una muestra del batolito de Placeres del Oro, una lava interestratificada con las calizas de la formación Ixtapa, 19 muestras de rocas intrusivas y extrusivas del ensamble magmatico del Terciario.

7.3.2. Las anfibolita y los gabros anfibolíticos del Complejo Las Ollas

Se realizaron análisis de elementos mayores y trazas para una muestra de gabro anfibolítico y una anfibolita, procedentes de un bloque exótico de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito, en los alrededores de los poblados de Las Ollas y Arroyo Seco respectivamente (para las coordenadas de las muestras véase el Anéxo 4). Los números de Mg de estas rocas varían entre 65.97 y 68.61, sugiriendo que cristalizaron a partir de magmas relativamente primitivos. Los elementos mayores y trazas obtenidos para estas muestras presentan patrones comparables entre sí. El diagrama multielementos, normalizado respecto al N-MORB (Sun y McDonough, 1989), presenta una gran variabilidad en la concentración los elementos móviles, lo que sugiere la ocurrencia de procesos de intercambio con fluidos durante el evento metamórfico. En cambio, los elementos inmóviles y las tierras raras muestran patrones planos, con valores de la relación $(La/Yb)_N$ de 1.39 y 1.32 (Anéxo 7). Patrones de este tipo han sido documentados en la literatura para rocas del piso oceánico (MORB) (véase la base datos Georock).

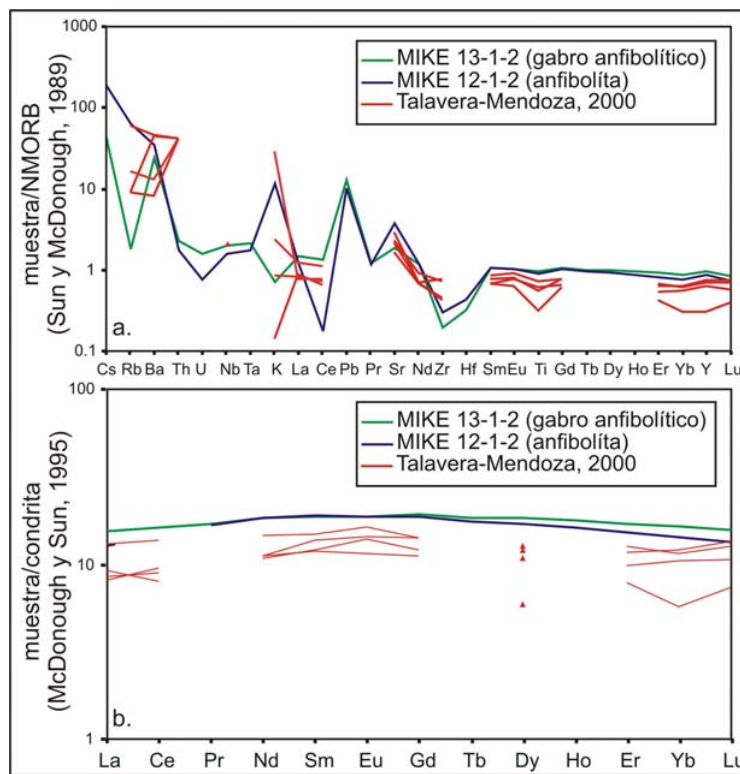


Figura 132 – (a.) diagrama multielemento, normalizado respecto al N-MORB, y (b.) diagrama de las tierras raras, normalizado respecto a condrita, donde se muestran los porcentajes de los elementos mayores y trazas obtenidos para un gabro anfibolítico y una anfibolita procedentes de un bloque exótico de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito (Complejo Las Ollas). Se reportan, por una comparación, los porcentajes de los elementos mayores y trazas de las muestras analizadas por Talavera-Mendoza (2000), colectadas en la misma área de las muestras analizadas en el presente trabajo

8. DISCUSIÓN

8.1. Los resultados de los fechamientos U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las rocas ígneas

Las edades isotópicas reportadas en el presente trabajo se obtuvieron utilizando métodos distintos (U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y concentrados minerales diferentes (zircón, hornblenda, biotita y plagioclasa). Considerando que las edades isotópicas reflejan la edad de cierre de un sistema mineral, es decir la edad a partir de la cual no se verifican pérdidas por difusión, y que cada mineral se caracteriza por una temperatura de cierre específica (Dodson, 1973), las edades obtenidas podrían representar etapas distintas en la historia de enfriamiento de un sistema magmático. Por lo tanto se considera necesario discutir en esta sección el significado geológico de cada una de las edades obtenidas, de acuerdo con el método utilizado y el material analizado. En el presente trabajo no se calcularon las temperaturas de cierre para los minerales fechados. Sin embargo, las estimaciones reportadas en la literatura (Hanson y Gast, 1967; Dodson, 1973; Harrison, 1981; Harrison *et al.*, 1985; McDougall y Harrison, 1988; Claoué-Long *et al.*, 1995; Lee *et al.*, 1997) ofrecen una amplia base de datos que se tomó como referencia. En la Tabla 1 se reporta una síntesis de las temperaturas de cierre adoptadas en el presente trabajo para los diferentes minerales.

Tabla de temperaturas de cierre estimadas para las diferentes fases minerales con respecto a los sistemas isotópicos U-Th-Pb, K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr

mineral	sistema isotópico	temperatura de cierre	referencia
zircón	U-Th-Pb	~850°-900°C	Claoué-Long <i>et al.</i> , 1995; Lee <i>et al.</i> , 1997
hornblenda	K/Ar y Ar/Ar	530° ± 40°C	Harrison, 1981; McDougall y Harrison, 1988
biotita	K/Ar y Ar/Ar	280° ± 40°C	Harrison <i>et al.</i> , 1985
plagioclasa	Rb-Sr K/Ar y Ar/Ar	~300°-350°C desconocida	Dodson, 1973

Tabla 1 – Temperaturas de cierre reportadas en la literatura para los diferentes minerales, respecto a los sistemas isotópicos U-Th-Pb, K/Ar, Ar/Ar y Rb/Sr.

8.1.1. El batolito de Tingambato

Las edades U-Pb en zircón, obtenidas para una muestra de granito del batolito de Tingambato, definen un promedio ponderado de 129.6 ± 1.1 Ma. Considerando que la temperatura de cierre del zircón para el sistema U-Th-Pb es de ~850-900 °C (Claoué-Long *et al.*, 1995; Lee *et al.*, 1997), es posible considerar esta edad como la mejor aproximación de la edad del emplazamiento de este batolito. Esta edad concuerda con las edades SHRIMP U-Pb en zircón obtenidas por Garza-González *et al.* (2004) para el borde septentrional de este batolito. Con base en este resultado, se sugiere que la edad de 107 ± 5 Ma reportada por Elías-Herrera *et al.* (2000) pueda reflejar una

posible pérdida de argón en la muestra fechada, mismo que no puede ser detectada por el método K-Ar. Las edades de ~130 Ma obtenidas para el batolito de Tingambato tienen implicaciones importantes en la paleogeografía y en la evolución magmática del terreno Guerrero. Con base en la presencia de potentes espesores de rocas volcánicas, y en la firma geoquímica obtenida para las rocas del terreno Arcelia, Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007) habían propuesto que dicho terreno se conformaría por una sucesión de arco (serie Palmar Chico) y una de trásarco (serie Arcelia), formadas, por lo menos en parte, contemporáneamente durante el Cretácico Inferior (Figs. 6 y 7). Sin embargo, las edades actualmente disponibles para las rocas de este terreno parecen individuar dos conjuntos petrotectónicos cronológicamente distintos: uno desarrollado entre 132-130 Ma (este trabajo y Garza-González *et al.*, 2004), representado por las rocas de arco del batolito de Tingambato, y otro entre 103 y 93 Ma (Elías-Herrera *et al.*, 2000), representado por las rocas de trásarco de la serie de Arcelia. Además, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado edades U-Pb en zircones detríticos con un pico principal a los 135 Ma, para una arenisca volcánica de la serie de arco de Palmar Chico. Con base en la morfología de los zircones, y en la petrografía de las rocas volcánicas, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han propuesto una fuente de alimentación local para estos zircones, lo que apoyaría la existencia de un arco magmático del Hauteriviano en la parte occidental del terreno Arcelia. Las edades U-Pb en zircones disponibles para el batolito de Tingambato y la serie de Palmar Chico presentan una buena correlación con el contenido paleontológico del Neocomiano documentado por Guerrero-Suástegui *et al.* (1991) para las rocas sedimentarias interstratificadas con las lavas del arco de Teloloapan (Formación Villa Ayala). La presencia de rocas de arco del Neocomiano, tanto al este como al oeste de la sucesión de trásarco de Arcelia, sugiere que, en esta región, entre 103 y 93 Ma se abrió una cuenca oceánica, que determinó la progresiva separación de las rocas del arco de Teloloapan en dos partes, como indicado en la Figura 133. Esto implica que, parte de las rocas anteriormente incluidas en el terreno Arcelia representan más bien el registro de dos eventos magmáticos temporalmente distintos: uno relacionable con el arco de Teloloapan y otro con una fase de oceanización, asociada con un régimen de extensión. Este escenario excluye la formación de un arco magmático en esta región durante el Albiano-Cenomaniano, y consecuentemente la necesidad de generar una nueva zona de subducción como propuesto por Talavera-Mendoza *et al.* (2007).

Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado también edades U-Pb en zircones detríticos, con un pico de densidad a los 132 Ma, para una arenisca volcánica procedente de la sucesión de trásarco de Arcelia. Siempre con base en la morfología de los zircones, y en la petrografía de estas rocas, Talavera-Mendoza *et al.* (2007) sugieren una fuente de alimentación local para estos

zircones. Dado que las rocas ígneas de la sucesión de trásarco de Arcelia presentan una composición máfica a ultramáfica, y edades comprendidas entre 103 y 93 Ma, se considera que los zircones fechados por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), procedan de la erosión del arco de Teloloapan, lo que no necesitaría una grande cantidad de transporte, de acuerdo con las observaciones petrográficas.

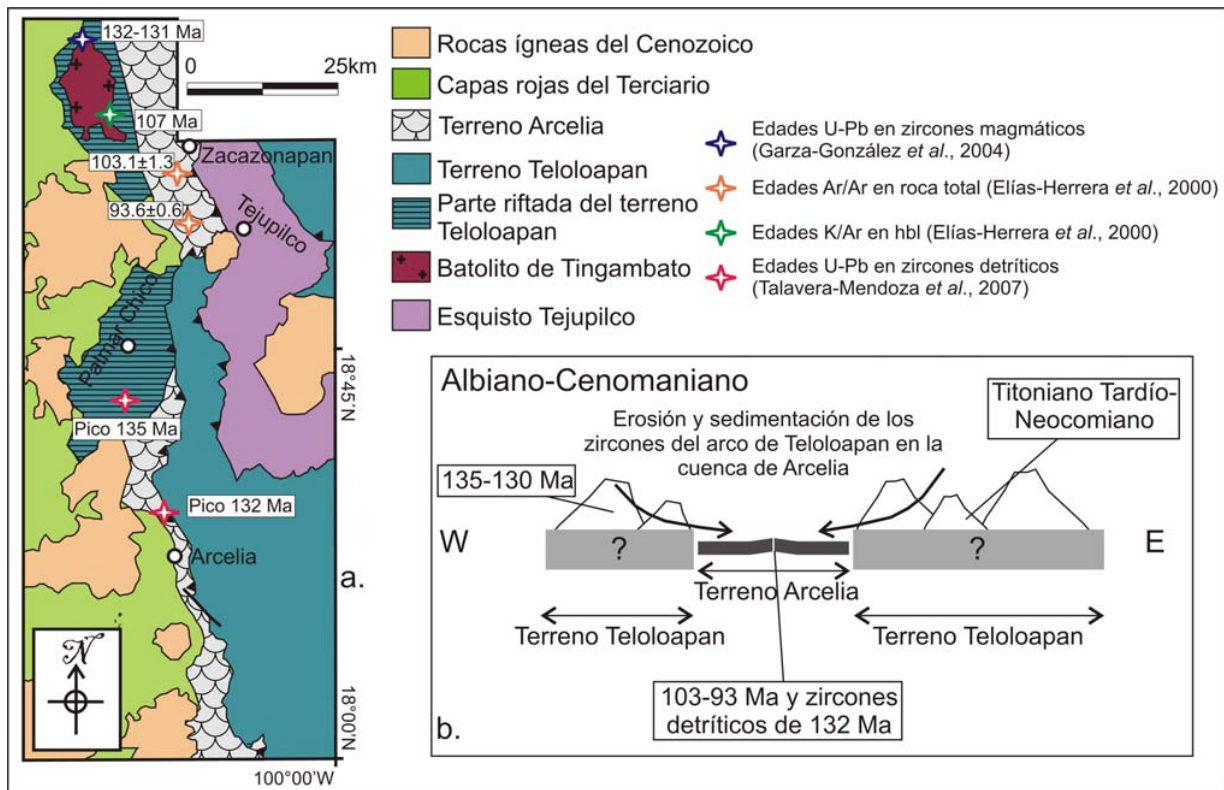


Figura 133 – (a.) mapa geológico esquemático de la región de Tejupilco-Arcelia, en el cual se presenta la nueva propuesta de considerar el conjunto de rocas de arco del terreno Arcelia como una parte riftada del terreno Teloloapan (modificado de Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000 y Elías-Herrera *et al.*, 2000). (b.) sección esquemática que muestra la paleogeografía de los terrenos Teloloapan y Arcelia propuesta en el presente trabajo para el Albiano-Cenomaniano. Durante este intervalo de tiempo, se abrió la cuenca de trásarco de Arcelia, separando las rocas del arco de Teloloapan en dos partes.

8.1.2. El batolito de Placeres del Oro

Las edades U-Pb en zircón obtenidas para el batolito de Placeres del Oro definen un promedio ponderado de 120.2 ± 1.6 Ma, que se considera como la mejor aproximación de la edad de emplazamiento de este batolito. La edad concordante de $1,109.7 \pm 93.2$ Ma, obtenida para el núcleo de un zircón, indica además la asimilación de un componente más antiguo durante el evento magmático cretácico, que podría ser representado tanto por un basamento continental por debajo de

esta parte del terreno Guerrero, como por zircones detríticos presentes en la sucesión mesozoica, producto de la erosión de un basamento continental. Las cinco edades discordantes, obtenidas de los núcleos de cinco zircones, definen una curva de discordia con interceptas en 120 ± 2 y $1,070 \pm 57$ Ma, las que concuerdan con las edades magmáticas y de herencia respectivamente.

El fechamiento por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de un concentrado de hornblenda, procedente de este mismo batolito, arrojó una edad promedio de 115.0 ± 1.6 Ma, respaldada por la edad de isocrona de 114.1 ± 3.2 Ma. Estas edades son estadísticamente indistinguibles dentro del error analítico (1σ). Considerando el rango de temperatura de cierre reportado para la hornblenda (Hanson y Gast, 1967; Harrison, 1981; McDougall y Harrison, 1988), la edad de 115.0 ± 1.6 Ma se considera representativa del enfriamiento del batolito a una temperatura de $530^\circ \pm 40^\circ\text{C}$. Con base en las temperaturas de cierre adoptadas en este trabajo, y en una diferencia de ~ 5 Ma entre las edades U-Pb en zircón y de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda, es posible considerar una tasa de enfriamiento rápida para este batolito, entre 72 y 66 $^\circ\text{C}/\text{Ma}$.

La edad de isocrona de 117.0 ± 1.6 Ma, y el promedio ponderado de las edades de las fusiones en un paso, 116.4 ± 1.3 Ma, obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un concentrado de biotita separado de este batolito, son estadísticamente indistinguibles dentro del error analítico (1σ). La temperatura de cierre de la biotita para el $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ se ha estimado en $280^\circ \pm 40^\circ\text{C}$ (Harrison *et al.*, 1985), indicando que las edades isotópicas que se obtienen utilizando este mineral reflejan generalmente el estadio tardío del enfriamiento de un batolito. Sin embargo, las edades arrojadas por la biotita son ligeramente más antiguas de las obtenidas en la hornblenda. Considerando la dificultad en identificar argón extraneo en la biotita, y la capacidad de este mineral de generar excelentes mesetas aun cuando haya exceso de argón (McDougall y Harrison, 1999), se propone que las edades obtenidas puedan reflejar una perturbación del argón en el concentrado mineral, y consecuentemente no se consideran representativas del enfriamiento del batolito.

Estudios anteriores habían reportado edades Pb/alfa, K/Ar y Rb/Sr comprendidas entre 79 y 115 Ma para las rocas de este batolito (Fries, 1962; Salas, 1972 y PEMEX, 1987 en Lemos-Bustos y Fu-Orozco, 2002; Larsen *et al.*, 1958), sin embargo, sin indicar la localización de las muestras, el material utilizado para el fechamiento y los detalle de los experimentos, no permitiendo una comparación objetiva con los resultados obtenidos en el presente trabajo. Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003) infieren que el emplazamiento de este batolito ocurrió durante el Albiano, contemporáneamente a la deposición de la Formación Mal Paso. Sin embargo, estos autores no presentan datos isotópicos que apoyen la edad inferida. Al contrario, la edad U-Pb en zircón obtenida en este trabajo indica claramente que el emplazamiento de este batolito ocurrió durante el

Aptiano, contemporaneamente al desarrollo de las calizas de la Formación El Cajón y de la sucesión clástica de la Formación Comburindio.

8.1.3. El batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo

Las edades U-Pb en zircón obtenidas para este batolito definen un promedio ponderado de 48.2 ± 0.8 Ma, que se interpreta en este trabajo como la mejor aproximación de la edad de emplazamiento de esta parte del batolito. Las edades ligeramente discordantes se interpretan como el resultado de la presencia de plomo común en los minerales, lo que es bastante común en rocas tan jóvenes (< 50 Ma) como las analizadas en este trabajo (Geyh y Schleicher, 1990). Valencia *et al.* (2004) han reportado tres edades U-Pb entre 40.8 ± 1.4 y 43.4 ± 1.6 Ma, a lo largo de una sección que va desde Vallecitos de Zaragoza al aeropuerto de Zihuatanejo (Fig. 112). Estas edades, más jóvenes que la de la muestra analizada en el presente trabajo, indica que este batolito es heterogéneo, lo que permite sugerir que su crecimiento ocurrió mediante pulsos magmáticos consecutivos. Schaaf (1990) reporta una edad de isocrona de tres puntos Rb/Sr en biotita de 36.5 ± 5 Ma. Las coordenadas reportadas indican que las muestras fueron recolectadas a lo largo de la carretera principal Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, al igual que para las muestras fechadas por Valencia *et al.* (2004). La temperatura de cierre de la biotita para el sistema isotópico de Rb-Sr se ha estimado en $\sim 300^{\circ}$ - 350° C (Jäger *et al.*, 1967; Dodson, 1973), indicando que la edad reportada por este autor refleja el estadio tardío del enfriamiento del batolito. Considerando las edades U-Pb reportadas por Valencia *et al.* (2004) para esta misma parte del batolito es posible inferir un enfriamiento rápido, con una tasa de ~ 137 °C/Ma. Stein *et al.* (1994) reporta además una edad K-Ar de 40.5 ± 2.7 Ma, para una biotita parcialmente cloritizada procedente de una muestra colectada en la parte norte del batolito, cerca de Vallecitos de Zaragoza (Fig. 112). Sin embargo, esta edad es estadísticamente indistinguible dentro del error analítico de las edades U-Pb reportadas por Valencia *et al.* (2004), lo que indica la probable contaminación de la muestra con argón extraño, como sugiere también la cloritización parcial de la biotita.

8.1.4. El batolito de Agua Zarca

Las edades U-Pb en zircón obtenidas para este batolito definen un promedio ponderado de 46.2 ± 0.8 Ma, que se considera en este trabajo como la mejor aproximación de la edad de emplazamiento de este batolito. Las edades ligeramente discordantes se interpretan como el resultado de la presencia de plomo común en los minerales, lo que es bastante común en rocas tan jóvenes (< 50 Ma) como las analizadas en este trabajo (Geyh y Schleicher, 1990).

La edad media ponderada de los experimentos de fusión en un paso, y la de isocrona, 45.0 ± 0.2 y 44.4 ± 0.6 Ma respectivamente, obtenidas por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en monogranos de biotita, son estadísticamente indistinguibles dentro del error analítico. Sin embargo, estas edades resultan solo ligeramente más jóvenes de la edad obtenida por el método U-Pb (1.8 Ma), sugiriendo la presencia de argón en exceso en los granos de biotita, como está evidenciado también por el valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 413 \pm 56$. En este caso, los resultados obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la muestra de este batolito no se consideran representativos de la edad de su enfriamiento.

8.1.5. El batolito de Colmeneros

Las edades U-Pb en zircón obtenidas para una muestra de este batolito son concordantes, y definen un promedio ponderado de 40.2 ± 0.7 Ma, que se considera como la mejor aproximación de su edad de emplazamiento.

8.1.6. El batolito de San Jerónimo-Guayameo

Los experimentos de calentamiento por pasos, realizados por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en dos concentrados multigranos de plagioclasa de una muestra colectada en la parte meridional del batolito de San Jerónimo-Guayameo, arrojaron espectros ligeramente en forma en U. Los espectros en forma de U se han interpretado en la literatura como una evidencia de exceso de argón en los minerales (Lanphere y Dalrymple, 1976). Muchos autores concuerdan en considerar que los minerales liberan el exceso de gas a las temperaturas más bajas y más elevadas de los experimentos, y que la mejor aproximación de la edad de cristalización sería representada por las fracciones obtenidas a las temperaturas intermedias, que representan la base de la U (Kaneoka, 1974; Harrison y McDougall, 1981). Según Harrison y McDougall (1981) el patrón de liberación del gas en exceso se debería a la acumulación de argón en los sitios aniónicos y catiónicos de la red cristalina de la plagioclasa, que se caracterizan por una movilidad significativa en condiciones de baja y alta temperatura respectivamente. Evidencias para este comportamiento han sido documentadas también por Claesson y Roddick (1983). El valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 303 \pm 4$ obtenido para esta muestra confirma la presencia de argón en exceso en los minerales. En este caso, se considera que las edades integradas obtenidas para los dos experimentos no tienen un significado geológico específico. Por otro lado, las edades obtenidas para la base de los espectros, 43.3 ± 0.5 y 42.8 ± 0.7 Ma, son estadísticamente indistinguibles entre ellas, y concuerdan con la edad de 43.7 ± 0.5 Ma de la isocrona, calculada combinando las fracciones representativas para los dos experimentos, para la cual se obtuvo un valor de $\text{MSWD} = 1.9$. Se considera 43.7 ± 0.5 Ma como la mejor estimación de la edad de enfriamiento para la parte meridional de este batolito.

Las edades U-Pb en zircón, obtenidas para una muestra colectada en la parte septentrional de este mismo batolito, definen un promedio ponderado de 39.8 ± 0.6 Ma, que se considera como la mejor aproximación de su edad de emplazamiento. Las edades ligeramente discordantes se interpretan como el resultado de la presencia de plomo común en los minerales, lo que es de esperarse en rocas tan jóvenes (< 50 Ma) como las analizadas en este trabajo (Geyh y Schleicher, 1990). Dado que la edad U-Pb es ~ 4 Ma más joven que la edad de enfriamiento obtenida para la muestra anterior, se propone que el batolito de San Jerónimo-Guayameo sea heterogeneo, debido a su progresivo crecimiento por pulsos magmáticos consecutivo.

Las edades K/Ar en biotita de ~ 36 y ~ 47 Ma obtenidas por Pantoja-Alor (1983) para las partes septentrional y meridional del batolito respectivamente, difieren por ~ 5 Ma de las nuevas edades presentadas en este trabajo. A la vista de los resultados del experimento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, la edad de ~ 47 Ma indica posible exceso de argón en la muestra fechada por Pantoja-Alor (1983), mismo que no puede ser detectado por el método K-Ar. En cambio, la edad de ~ 36 Ma podría ser representativa de la fase final de enfriamiento del batolito, y indicaría en este caso una tasa de enfriamiento muy elevada entre 152° y 145° C/Ma.

8.1.7. El batolito de La Huacana

Los espectros de edad obtenidos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para una muestra del batolito de La Huacana muestran patrones planos, indicando que no se verificaron perturbaciones del argón contenido en los minerales. Las edades integradas de 34.4 ± 0.4 Ma y 34.2 ± 0.4 Ma son estadísticamente indistinguibles entre sí, y congredientes con la edad de isocrona de 33.8 ± 0.4 Ma, que se considera como la mejor estimación de la edad de enfriamiento, por lo menos para esta parte del batolito. La edad de isocrona Rb/Sr de 42 ± 4 Ma, reportada por Schaaf *et al.* (1995) para la parte oriental de este mismo batolito, puede deberse ya sea a una heterogeneidad de este cuerpo intrusivo, como a una baja precisión en la determinación de la edad Rb/Sr, ya que se trata de una isocrona de tres puntos en roca total.

8.1.8. Los gabros de El Manzanillal

Las fracciones de gas de alta y media temperatura, obtenidas de dos experimentos de calentamiento por pasos en una muestra de gabro colectada en proximidad de El Manzanillal, definen patrones planos, perfectamente reproducibles en los dos experimentos. Las últimas tres fracciones del primer experimento definen una meseta, con una edad de 37.2 ± 0.3 Ma. El diagrama de isocrona, construido combinando todas las fracciones de los dos experimentos, define una edad de 36.6 ± 0.3 Ma, estadísticamente indistinguible de la edad de meseta dentro del error 1σ . Sin embargo, el valor

del MSWD = 2.5 queda afuera del rango establecido en el presente trabajo para la definición de una buena correlación en el diagrama $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. Además el valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 394 \pm 11$ indica la presencia de argón en exceso en los minerales analizados, como documenta también el patron levemente perturbado de las fracciones colectadas a la temperaturas más bajas de los experimentos. Por estas razones, se prefiere considerar la edad de meseta de 37.2 ± 0.3 Ma, obtenida del primer experimento, como la mejor estimación de la edad de enfriamiento de este cuerpo intrusivo.

8.1.9. Los domos dacítico-riolíticos de Ciudad Altamirano

La edad de meseta de 42.6 ± 0.5 Ma, obtenida por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para una muestra colectada de un domo dacítico en proximidad de Ciudad Altamirano, resulta estadísticamente indistinguible, dentro del error analítico, de la edad de isocrona de 42.9 ± 1.7 Ma, calculada combinando las fracciones que definen la meseta. Considerando que la edad de meseta muestra un error más pequeño de lo de la edad de isocrona, se considera 42.6 ± 0.5 Ma como la mejor estimación de la edad de enfriamiento de esta roca. Dado que el enfriamiento de una roca volcánica efusiva se verifica en un tiempo muy rapido (uno o más días), se considera que la edad obtenida para esta roca coincide con la edad de emplazamiento de la lava.

8.1.10. El criptodomo riolítico del Cerro Alacrán

El espectro de edad obtenido por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para una muestra del criptodomo del Cerro Alacrán es bastante plano, lo que indica que no se verificaron perturbaciones en la concentración de argón en el concentrado mineral. La edad integrada de 39.1 ± 0.7 Ma concuerda dentro de 1σ con la edad de isocrona de 38.4 ± 0.7 Ma. Considerando el valor del MSWD = 2.1 obtenido para el cálculo de la isocrona, se considera 39.1 ± 0.7 Ma como la mejor estimación de la edad de enfriamiento y del emplazamiento de estas rocas.

8.1.11. Las lavas andesíticas y basáltico-andesíticas de Zihuatanejo

Los espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidos para un derrame basáltico-andesítico, que aflora en proximidad del poblado Las Mesillas (muestra M 17-2-8), muestran patrones planos, lo que indica que no se verificaron perturbaciones en la concentración de argón en los minerales de esta roca. Las edades de meseta de 41.5 ± 0.7 y 41.5 ± 0.6 Ma, obtenidas para el primer y segundo experimento respectivamente, y la edad media ponderada de 41.0 ± 0.7 Ma de las fusiones en un paso, son concordantes dentro de 1σ , y están respaldadas por la edad de isocrona de 41.0 ± 1.3 Ma. Dado que

la edad de meseta del segundo experimento arrojó el error menor, se considera 41.5 ± 0.6 Ma como la mejor estimación de la edad de enfriamiento y emplazamiento de estas lavas.

El fechamiento por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de una lava andesítica colectada en la bahía de Zihuatanejo (muestra MIKE 2-2-1) arrojó espectros de edad en forma de U, por lo tanto se considera que las edades integradas obtenidas no tengan un significado geológico específico. Las edades de 39.5 ± 0.2 , 39.3 ± 0.8 y 38.6 ± 0.4 Ma, definidas por las fracciones basales de los espectros son estadísticamente indistinguibles dentro del error analítico, y concuerdan con la edad de isocrona de 39.2 ± 0.2 Ma, calculada combinando las fracciones basales de los tres experimentos. El valor del $\text{MSWD} = 1.4$ y el error pequeño obtenidos para la edad de isocrona permiten considerar 39.2 ± 0.2 Ma como la mejor estimación de la edad del enfriamiento y emplazamiento de estas lavas.

Los espectro de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con forma en escalera, obtenidos por el fechamiento de un dique andesítico que aflora cerca del poblado de Las Ollas (muestra MIK 1-2-1), indican la pérdida parcial de argón en relación con un evento térmico. Turner (1968) ha reportado que, en los casos de pérdida de argón por recalentamiento, las edades de las fracciones de gas liberadas a las bajas temperaturas arrojan edades más jóvenes de la edad real de cristalización de la roca. Por otro lado, en los casos en que el recalentamiento produjo la pérdida de pequeñas cantidades de gas ($< 20\%$ del gas total), las edades de las fracciones de gas colectadas a las temperaturas intermedia y alta del experimento se acercan más a la edad de cristalización de la roca. Sin embargo, en los casos de pérdida de más del 20 % del gas total, las edades que se obtienen de los últimos pasos pueden resultar significativamente más jóvenes. Con base en estas consideraciones, las edades integradas de los experimentos de calentamiento por pasos, y la edad del experimento de fusión en un paso, se considera que no tengan un significado geológico específico. Considerando que la cantidad de gas perdida por la muestra MIK 1-2-1 es desconocida, se considera conservativamente que la edad de meseta de 44.3 ± 0.3 Ma, obtenida para las fracciones de alta y media temperatura del tercer experimento, representa la mejor estimación de la edad mínima del emplazamiento de estas lavas.

Con base en el reconocimiento de derrames de lava intercalados con las rocas sedimentarias de las formaciones Ixtapa y Zihuaranejo, en los trabajos anteriores todos los productos volcánicos que afloran al sur y al oeste del batolito de Vallecitos de Zaragoza se habían considerado parte de la sucesión cretácica de Zihuatanejo (Vidal-Serratos, 1986; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Centeno-García *et al.*, 2003, Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Sin embargo, hasta la fecha no se habían reportado edades isotópicas, o evidencias estratigráficas contundentes, que documentaran la edad cretácica de estas rocas. Con base en las nuevas edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en este trabajo para las muestras M 17-2-8 y MIKE 2-2-1, la gran mayoría de las rocas volcánicas del área de estudio se consideran relacionada con un evento magmático del Eoceno. Además, la ausencia de

estructuras típicas de lavas submarinas, tales como almohadillas y hialoclastitas, sugiere que dichas lavas se emplazaron más bien en un ambiente continental, mientras que los datos paleontológicos y las estructuras sedimentarias reportadas para la sucesión cretácica de Zihuatanejo documenta claramente que esta se desarrolló en un ambiente predominantemente marino.

Frank *et al.* (1992) han reportado edades K/Ar entre 46 y 43 Ma para unas andesitas porfíricas que afloran a lo largo de la carretera Ciudad Altamirano-Zihuatanejo. Sin embargo, aunque estas edades son consistentes con los nuevos datos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportados en el presente trabajo, se desconocen tanto la ubicación de las muestras analizadas, como los detalles analíticos de los experimentos, lo que no permite una comparación crítica de los datos.

8.1.12. Las lavas de Huetamo

Los espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtenidos para un derrame porfírico cerca del poblado de La Pilas (muestra M 30-9-4), muestran un patrón típico de pérdida de gas por recalentamiento, caracterizado por el progresivo aumento de las edades con el incremento de la temperatura. Consecuentemente, se considera que las edades integradas no tengan un significado geológico específico. Las fracciones de media y alta temperatura (3 a 9) obtenidas para el concentrado de matriz definen una meseta, con una edad promedio de 32.2 ± 0.3 Ma, consistente con la edad de 32.4 ± 0.2 Ma, calculada del promedio ponderado de los experimentos de fusión en un paso. Sin embargo, el análisis petrográfico de esta muestra documenta la presencia de clorita y sericita secundaria en la matriz, que se refleja en el patrón heterogéneo obtenido en el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Por otro lado, el concentrado de fenocristales de plagioclasa petrográficamente muestra una composición homogénea, y un patrón plano en el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. Las fracciones de media y alta temperatura (4 a 7) definen un patrón plano con una edad integrada de 39.6 ± 0.9 Ma, que se considera como la mejor estimación de la edad mínima del enfriamiento y emplazamiento de estas lavas.

8.1.13. Las ignimbritas

Los espectros de edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, obtenidos para una muestra de ignimbrita, colectada cerca del poblado de Guayameo, definen un patrón completamente reproducible en forma de U, indicando la presencia de argón en exceso en esta muestra, como atestigua también el valor de $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 312 \pm 6$. Consecuentemente, se considera que las edades integradas obtenidas no tengan un significado geológico específico. Las fracciones de alta y media temperatura de los dos experimentos muestran una buena correlación en el diagrama $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ contra $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, definiendo una edad de isocrona

de 36.8 ± 0.6 Ma (MSWD = 1.4), que se considera como la mejor estimación para la edad del enfriamiento y emplazamiento de la roca.

8.1.14. El magmatismo en el área de estudio

Los resultados de los fechamientos realizados permiten definir con mayor detalle la edad de los eventos magmáticos en el área de estudio y en las regiones colindantes. Se identificaron tres pulsos magmáticos principales, cuyas edades están bien limitadas en ~ 130 Ma, ~ 120 Ma y $\sim 48-39$ Ma (edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en rocas volcánicas y U-Pb) (Fig. 134). Adicionalmente, los derrames andesíticos interestratificados con las calizas de la formación Ixtapa, y con las turbiditas volcanoclásticas de la formación Zihuatanejo, documentan dos ulteriores eventos magmáticos, cuyas edades están bien definidas en el Albiano para el primero, con base en la fauna fósil reportada por Vidal-Serratos (1986) para las calizas, y en ~ 85 Ma para el segundo, con base en el pico de edad U-Pb reportado por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) para zircones detríticos de una muestra de la formación Zihuatanejo (Fig. 134).

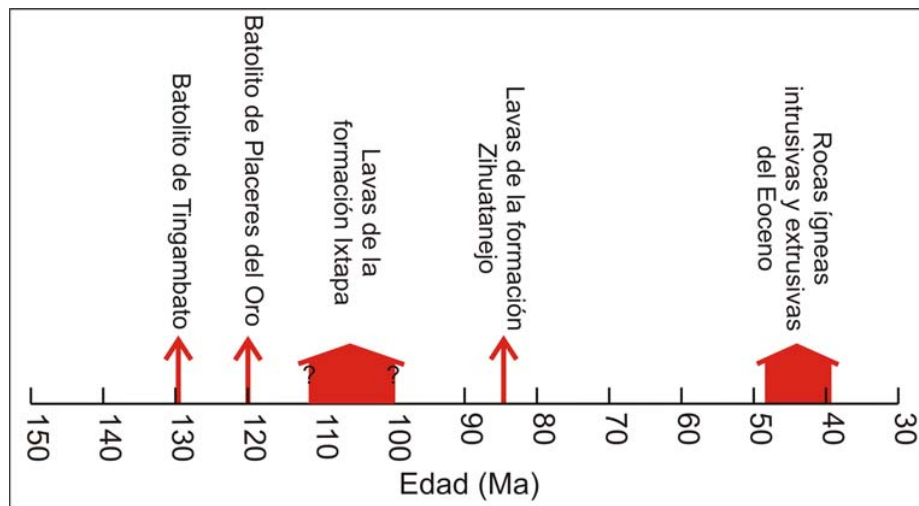


Figura 134 – Diagrama esquemático donde se muestra la edad de los eventos magmáticos reconocidos en el área de estudio, y en las regiones colindantes.

Con excepción de los bloques máficos y ultramáficos del Complejo Las Ollas, los elementos mayores y trazas de las rocas ígneas del área de estudio muestran patrones típicos de rocas de arco (véase párrafo 7.3.), indicando que se formaron a partir de magmas originados en la cuña del manto, por encima de una zona de subducción. Los tres pulsos magmáticos más antiguos son limitadamente representados en el área de estudio, probablemente debido tanto a que se trata de zonas periféricas del arco, como a que se encuentran ampliamente obliterados por los productos

magmáticos del Eoceno, que representan aproximadamente el 75% de las rocas ígneas que afloran en esta región.

La cronología y distribución geográfica de las rocas ígneas del área de estudio indica aparentemente una migración del magmatismo desde el terreno Teloloapan hasta la costa pacífica, entre 130 Ma y el Albiano. Sin embargo, la reconstrucción de patrones de migración del magmatismo cretácico en el sur de México representa una tarea muy complicada, debido a que los datos cronológicos actualmente disponibles para las rocas ígneas del terreno Guerrero son escasos, además de que la paleogeografía del Cretácico del suroeste de México es todavía argumento de discusión. Los traslapes en las edades de las rocas ígneas del terreno Guerrero han sido interpretadas reiteradamente como el resultado de la formación de arcos distintos, relacionados con zonas de subducción diferentes (por ej. Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000 y Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Sin embargo, los datos disponibles pueden ser interpretados en el marco de una única subducción con vergencia hacia el este a lo largo de la paleotrinchera pacífica del sur de México. En este caso, los traslapes aparentes de la edad del magmatismo serían el resultado de la variación del ángulo de subducción a lo largo de la paleotrinchera, como ocurre actualmente a lo largo de la trinchera pacífica del sur de México. Con base en este escenario, en la Figura 135 se presenta una reconstrucción en cuatro pasos de la posible migración del magmatismo en el suroeste de México. Dicha reconstrucción toma en cuenta todas las edades paleontológicas y U-Pb disponibles, y sólo las $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar y Rb/Sr obtenidas en rocas volcánicas, debido a que, en las rocas intrusivas, estas últimas son representativas del enfriamiento de los batolitos. Dado que, en el suroeste de México, se desconocen tanto la profundidad de emplazamiento de los batolitos, como la estructura térmica de la litósfera, en el presente trabajo se considera la posibilidad de que las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar y Rb/Sr reportadas para los cuerpos intrusivos podrían ser considerablemente más jóvenes que las edades de sus emplazamientos, y por lo tanto no fueron tomadas en cuenta en la reconstrucción de la Figura 135.

Con base en los datos disponibles, entre el Hauteriviano y el Barremiano, se reconocen dos regiones principales donde se localizó el magmatismo de arco: una comprendida entre la PGM, el terreno Teloloapan y la zona de Tierra Colorada (Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Fitz *et al.*, 2002; Campa e Iriondo, 2004; Ducea *et al.*, 2004a; Garza-González *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2007; este trabajo), y otra a lo largo de la costa pacífica del terreno Zihuatanejo, entre Lázaro Cárdenas y Tecoman, donde se encuentran potentes espesores de lava basáltico-andesítica y toba interestratificadas con las formaciones Alberca (Berriasiano-Hauteriviano, Centeno-García *et al.*, 2003) y Tecalitlán (Barremiano-Aptiano, Centeno-García *et al.*, 2003) (Fig. 135). En el presente trabajo, se considera la posibilidad que dicha distribución de las rocas magmáticas de arco pueda ser el resultado de la

ruptura de la placa Farallón subparalelamente a su vector de movimiento, lo que permitiría variaciones significantes en el ángulo de subducción, resultando en la formación de un arco magmático en la placa superior, cuya distancia respecto a la trinchera varía considerablemente a lo largo de la trinchera (Fig. 135a).

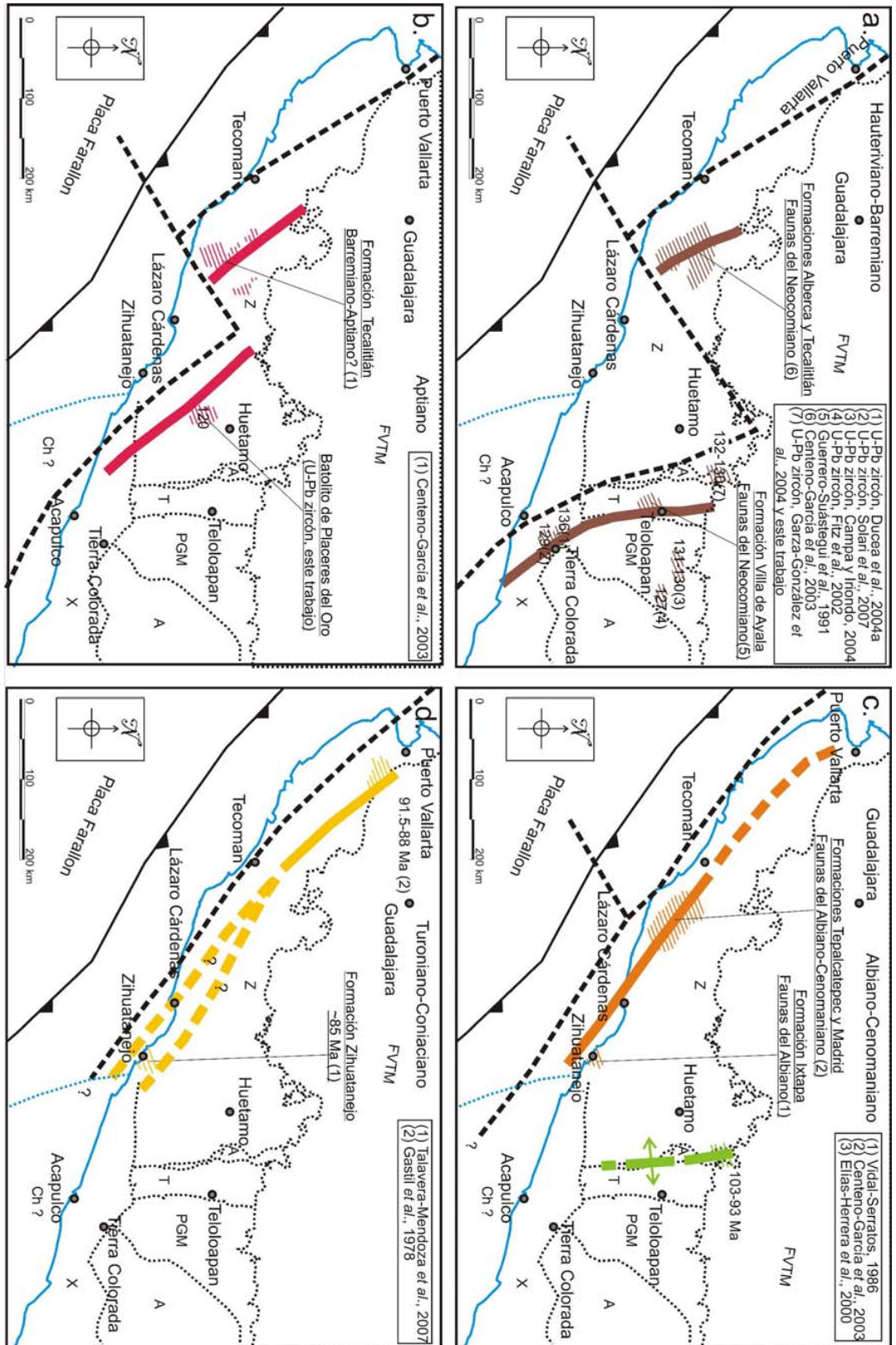


Figura 135 – Modelo en cuatro pasos, propuesto en el presente trabajo, para la migración del magmatismo cretácico de arco en el suroeste de México. Las líneas de color marrón, rojo, naranja y amarillo representan los posibles ejes de los arcos en los diferentes tiempos. La línea en verde representa el magmatismo de trasarco de la cuenca de Arcelia. Las líneas negras del desarrollo de trado discontinuo representan las zonas donde la placa en subducción empieza a hundirse, generando una cuña del manto que produjo el desarrollo de magmas de arco. Como referencia, se reportan en la figura los límites de los terrenos Zihuatanejo (Z), Arcelia (A), Telloloapan (T) y Xolapa (X), además de la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), del Complejo Acatlán (A), de la Faja Volcánica transmexicana (FVTM), y la posible posición del bloque de Chortís (Ch), de acuerdo con las reconstrucciones propuestas por Ross y Scotese (1988) y Pindell *et al.*, (2005).

Durante el Aptiano, el magmatismo de arco se mantiene estable en su posición entre Lázaro Cárdenas y Tecoman (lavas basálticas a andesíticas de la Formación Tecalitlán, Centeno-García *et al.*, 2003), mientras que en la parte oriental del terreno Guerrero migra hacia el oeste, como documenta la edad de ~120 Ma obtenida para el batolito de Placeres del Oro, lo que implica el retroceso de la placa en subducción en esta región (Fig. 135b). Actualmente no han sido reportadas otras edades isotópicas del Aptiano en la parte oriental del terreno Guerrero, por lo tanto definir la geometría del arco en este intervalo de tiempo es difícil. Sin embargo, la ausencia aparente de rocas magmáticas del Aptiano podría deberse a que estas se encuentran enmascaradas por los intrusivos y las coberturas volcánicas del Terciario, que afloran ampliamente en esta región. Durante el Albiano-Cenomaniano, el magmatismo migra ulteriormente hacia la región de Zihuatanejo, como documentan las lavas de la formación Ixtapa. En cambio, en la región comprendida entre Tecoman y Lázaro Cárdenas, no se observan migraciones significantes del eje magmático principal. La distribución de las rocas magmáticas durante este intervalo de tiempo define un arco lateralmente continuo, desde Tecoman a Zihuatanejo, con una orientación paralela a la costa actual (Fig. 135c), lo que sugiere que, durante este periodo, la placa Farallón se caracterizó por un ángulo de subducción invariable a lo largo de la trinchera. Dentro de este intervalo de tiempo, se registra también la abertura de la cuenca de Arcelia (Fig. 135c), la que, de acuerdo con Centeno-García *et al.* (2008), podría ser el resultado de una extensión trasarco, relacionada con el retroceso progresivo de la placa en subducción. En el presente trabajo, se considera que la abertura de una cuenca de trasarco, exactamente a lo largo del más antiguo arco de Teloloapan, sea debido a una debilidad litosférica en esta región, resultado del periodo de actividad magmática intensa durante el Neocomiano. Durante el Turoniano-Coniaciano, el magmatismo de arco es escaso en el terreno Guerrero, y está representado por las lavas de composición máfica a intermedia interestratificadas con la formación Zihuatanejo (~85 Ma, Talavera-Mendoza *et al.*, 2007), y por tobas soldadas de 91.5-88 Ma (Gastil *et al.*, 1978) en el bloque de Jalisco. El registro magmático escaso que caracteriza este intervalo de tiempo no permite definir con precisión la geometría del eje magmático principal. Se considera, también en este caso, que la ausencia aparente de rocas magmáticas del Turoniano-Coniaciano podría deberse a que estas se encuentran enmascaradas por los intrusivos y las coberturas volcánicas del Terciario.

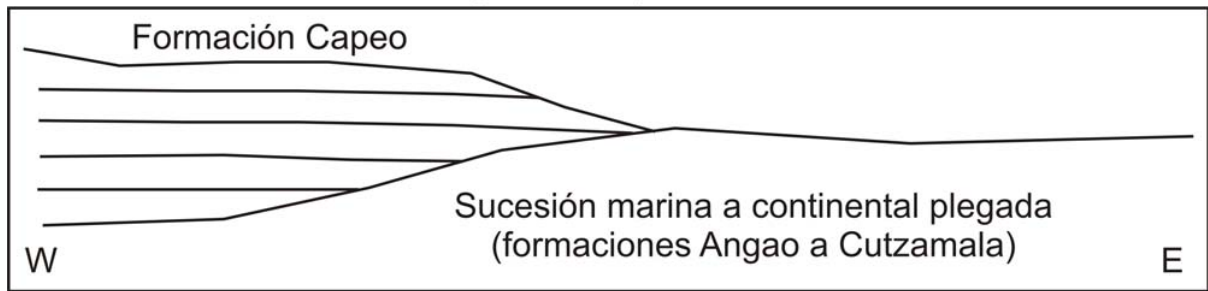
Aunque esta reconstrucción necesita ser comprobada con un número mayor de datos cronológicos, dada la incertidumbre en la paleogeografía del Cretácico del suroeste de México, y que, hasta la fecha, no se han documentado zonas de sutura que apoyen el modelo de zonas de subducción múltiples, en el presente trabajo se considera necesario tomar en cuenta también hipótesis alternativas para la evolución cretácica del magmatismo del terreno Guerrero.

El volumen mayor de rocas ígneas de arco reconocido en el área de estudio, está representado por las rocas magmáticas del Eoceno. El magmatismo del Eoceno se caracteriza por el emplazamiento de grandes batolitos graníticos a granodioríticos, y pequeños intrusivos gabroicos, además de lavas basáltico-andesíticas a riolíticas e ignimbritas. La coexistencia de rocas ígneas tanto primitivas como diferenciadas apoya el modelo de Morán-Zenteno *et al.* (2005), según el cual los magmas silícicos se originaron por el ascenso de magmas máficos, que determinaron la fusión parcial de una capa máfica anteriormente adherida a la base de la corteza.

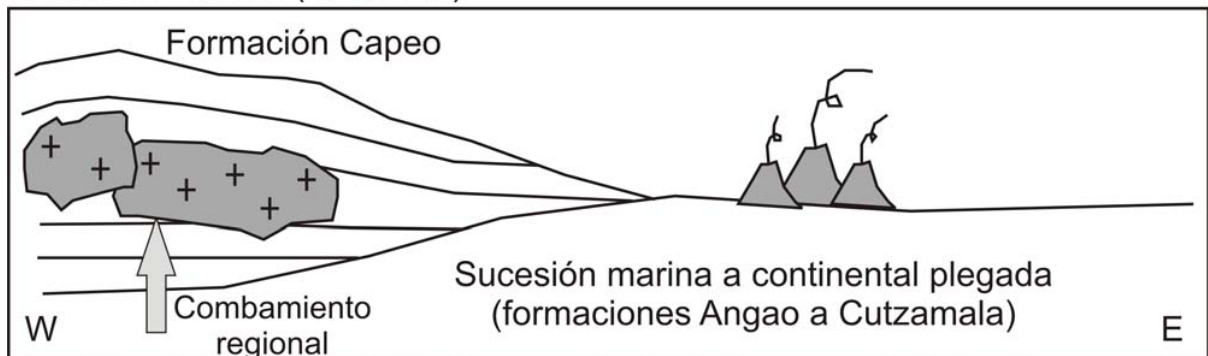
Los batolitos cortan los niveles estratigráficos más superficiales de las sucesiones de Huetamo y Zihuatanejo, representados por las rocas continentales de las formaciones Cutzamala y La Unión. En estas rocas se desarrolla una aureola metamórfica de contacto, caracterizada por la cristalización estática de biotita, tremolita-actinolita y epidota, además de la recrystalización del cuarzo. Alejándose de los batolitos, las rocas encajonantes no presentan evidencias de metamorfismo, lo que confirma que la sucesiones continentales ocupaban niveles muy someros de la corteza durante el evento magmático del Eoceno. Aunque en este trabajo no se realizó un estudio barométrico, con base en las relaciones de intrusión es posible considerar que los batolitos del Eoceno se emplazaron en niveles corticales relativamente someros, lo que está apoyado también por la elevada tasa de enfriamiento calculada para los batolitos de San Jerónimo-Guayameo y Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo.

En el área de Huetamo, los batolitos del Eoceno se encuentran exclusivamente en la parte occidental, aflorando entre 280 y 1200 m de altitud, mientras que las lavas dominan en la parte oriental hasta una altitud máxima de 700 m. Esto indica que durante el Eoceno la región de Huetamo se caracterizó por una morfología abrupta, definida por una parte topográficamente elevada al occidente, y una más hundida al oriente, que permitió el emplazamiento de las lavas y de los batolitos al mismo nivel topográfico (Fig. 136a). Además, mientras que, en la parte oriental del área de Huetamo, las ignimbritas cubren de manera concordante las lavas, en la parte occidental yacen directamente arriba de los granitos y granodioritas del batolito de San Jerónimo-Guayameo. Esto implica la ocurrencia de un evento de exhumación en la parte occidental de la región, bien limitado entre 43-40 Ma, edades reportadas en el presente trabajo para el batolito de San Jerónimo-Guayameo, y ~37 Ma, edad obtenida para la base de la sucesión ignimbrítica. Con base en las consideraciones sobre la profundidad de emplazamiento de los batolitos, y en la paleomorfología reconocida para esta región durante el Eoceno, se considera que la exhumación pueda ser el producto del emplazamiento de los batolitos en niveles someros de la corteza, lo que determinó el levantamiento (combamiento) de la parte occidental de la región y su sucesiva erosión parcial antes de la deposición de las ignimbritas (Fig. 136b y c).

a. Paleoceno-Eoceno Inferior (pre 43 Ma)



b. Eoceno Inferior (43-40 Ma)



c. Eoceno Superior (37 Ma)

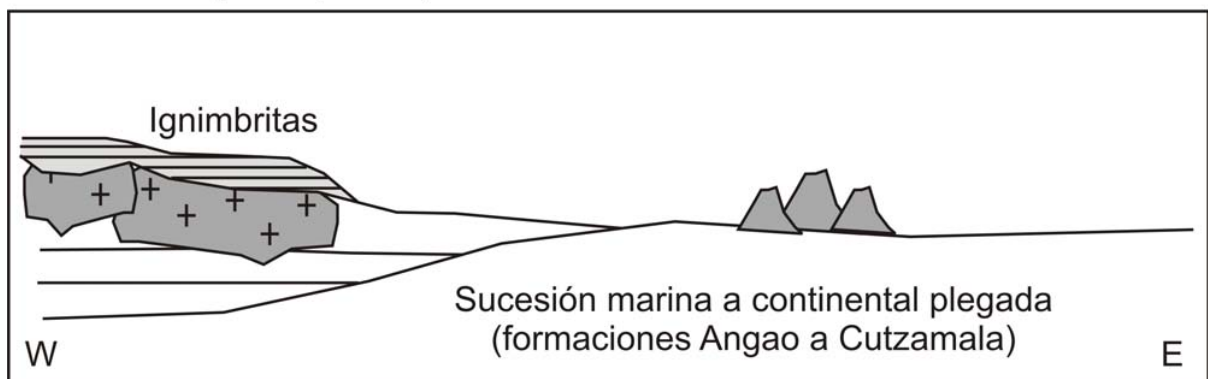


Figura 136 – Modelo esquemático propuesto en el presente trabajo para la exhumación del batolito de San Jerónimo-Guayameo. (a.) durante el Paleoceno-Eoceno Inferior, anteriormente a los 43 Ma, se depositaron las capas rojas de la formación Capeo, definiendo una morfología abrupta en la región de Huetamo, caracterizada por una parte topográficamente elevada al occidente y una más hundida (paleovalle) al oriente. (b.) Durante el Eoceno Inferior, entre 43 y 40 Ma, se emplazó el batolito de San Jerónimo-Guayameo en la parte occidental de la región, mientras que en la parte oriental se emplazaron lavas basáltico-andesíticas a riolíticas. El emplazamiento del batolito produjo un combamiento regional en la parte occidental del area de Huetamo. (c.) durante el Eoceno Superior, los procesos de erosión en la parte occidental de la region, anteriormente levantada, determinó la exhumación de las rocas del batolito, por encima de las cuales se emplazaron las ignimbrita tardo eocénicas.

8.2. El basamento del terreno Guerrero

El Complejo Las Ollas había sido considerado anteriormente como parte de la sucesión cretácica de Zihuatanejo (Talavera-Mendoza, 2000; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000). Sin embargo, el contacto discordante observado en campo entre dicho complejo y las rocas de la formación Playa Hermosa, así como la evidencia de una fase de acortamiento (D_{1Z}) en las rocas metamórficas, y su ausencia en la sobreyacente sucesión cretácica, indican que las metaturbiditas del Complejo Las Ollas representan más bien un basamento metamórfico, deformado anteriormente al inicio de la sedimentación marina del Cretácico. Esto está confirmado también por las edades U-Pb recientemente publicadas por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), que muestran la ausencia de zircons detriticos del Cretácico en las rocas del Complejo Las Ollas.

El contacto original entre la sucesión cretácica de Huetamo y las rocas metamórficas de la Formación Río Placeres no se encuentra expuesto en el área de estudio. Sin embargo, al igual que para las metaturbiditas del Complejo Las Ollas, estas rocas presentan evidencias de un evento de acortamiento (D_{1H}) anterior a la deposición de la sucesión cretácica, y una evolución estructural común con esta a partir de la fase D_{2H} , lo que indica que las rocas de la Formación Río Placeres conforman un basamento metamórfico deformado, arriba del cual se desarrolló la sedimentación marina del Cretácico.

De manera análoga, los datos disponibles en la literatura documentan una fase de acortamiento pre-Cretácico para las sucesiones metamórficas de Tejupilco (Elías-Herrera *et al.*, 2000), Tzitzio (Morales-Gómez, 2005) y Arteaga (Centeno-García *et al.*, 2003). Sin embargo, la(s) causa(s) de la deformación de las rocas del basamento es actualmente desconocida, debido a que la estratigrafía y la cinemática de la deformación de estas sucesiones se han estudiado en detalle solo en algunas localidades. Las observaciones de campo y las nuevas edades U-Pb en zircón realizadas en este trabajo contribuyen a una mayor definición de la estratigrafía y cronología de la deformación del basamento pre-cretácico del terreno Guerrero.

8.2.1. Las metaturbiditas de Tejupilco, Tzitzio y de la Formación Río Placeres

Los zircons detriticos obtenidos de un cuarzoeskisto, procedente de la sucesión metamórfica de Tejupilco (muestra TJP), arrojaron edades comprendidas entre $1,531.3 \pm 18.8$ y 250.5 ± 5.3 Ma, con picos de densidad en 259, 274, 471, 1,000, 1,212 Ma y picos menores del Proterozoico, indicando una edad máxima del inicio del Triásico para estas rocas. El intrusivo de ~ 186 Ma de Tizapa corta la sucesión metamórfica de Tejupilco, definiendo una edad mínima del Jurásico Inferior (Elías-Herrera *et al.*, 2000). Con base en estas edades se considera que la sedimentación y la deformación de la sucesión metamórfica de Tejupilco ocurrió entre el Triásico y el Jurásico Inferior (pre-186

Ma). La ausencia de zircons del Cretácico confirma que las rocas del Esquisto Tejupilco forman parte del basamento del terreno Guerrero, como anteriormente propuesto por Elías-Herrera *et al.* (2000).

Las edades U-Pb en zircons detríticos, obtenidas para una metarenisca procedente de la sucesión metamórfica de Tzitzio (muestra TZT), varían entre $2,090.1 \pm 17.6$ y 249.8 ± 4.8 Ma, presentando picos de densidad en 257, 270, 467 y 1,173 Ma, y otros picos menores de edad proterozoica y arqueana. Talavera-Mendoza *et al.* (2007) han reportado recientemente edades U-Pb en zircons detríticos entre $2,781 \pm 17$ y 200 ± 8 Ma, para una metarenisca colectada en esta misma sucesión, cerca del poblado de Tzitzio, con un pico principal en 247 Ma, cercano al de 257 Ma obtenido para la muestra TZT. La presencia de zircons de ~ 200 Ma en la muestra de Talavera-Mendoza *et al.* (2007), y su ausencia en la muestra fechada en el presente trabajo, sugiere que esta última procede de una parte de la sucesión depositada entre ~ 249 y ~ 200 Ma (Triásico Inferior-Triásico Superior). En cambio, la muestra analizada por Talavera-Mendoza *et al.* (2007) procede de un nivel estratigráfico superior, cuya sedimentación presenta una edad máxima del final del Triásico Superior. Considerando que la Formación Angao yace de manera discordante por encima de la sucesión metamórfica (Morales-Gómez, 2005), es posible constreñir la sedimentación y la deformación de la sucesión de Tzitzio entre el Triásico Temprano (249 Ma) y el Jurásico Tardío. Las edades obtenidas para las rocas metamórficas de Tzitzio muestran picos de densidad parecidos a los de las metaturbiditas de Tejupilco. Considerando que la sedimentación de ambas sucesiones está constreñida entre el Triásico y el Jurásico, se sugiere una posible correlación entre las metaturbiditas de Tzitzio y Tejupilco.

Actualmente no se han presentado datos paleontológicos u isotópicos para la Formación Río Placeres, por lo que su edad queda desconocida. Con base en la relación de intrusión con el batolito de Placeres del Oro es posible inferir una edad mínima de 120 Ma para las rocas de esta formación. Además, considerando que estas rocas conforman el basamento de la sucesión cretácica, cuya base está representada por la Formación Angao, es posible limitar por lo menos al Jurásico Superior la edad mínima de la sedimentación y deformación de la Formación Río Placeres.

Con base en la afinidad litológica y estructural, las rocas metamórficas de Tzitzio y de la Formación Río Placeres han sido correlacionadas anteriormente con las metaturbiditas del Triásico Superior del Complejo Arteaga (Centeno-García *et al.*, 2008). Las edades actualmente disponibles para la sedimentación de estas sucesiones permiten esta correlación, indicando que las metaturbiditas que afloran desde Tzitzio-Huetamo hasta Arteaga podrían representar una misma unidad estratigráfica, desarrollada durante el Triásico. Con base en la presencia de las mismas poblaciones de zircons, se sugiere que también las rocas metamórficas del Esquisto Tejupilco pertenezcan a dicha unidad

estratigráfica. La abundancia de zircones del Paleozoico y Precámbrico en las rocas metamórficas indica que, durante el Triásico, las metaturbiditas del suroeste de México estaban reciclando material detrítico, producto de la erosión de un continente, lo que impone que estas se desarrollaron cerca y/o por encima de un basamento continental más antiguo. Centeno-García *et al.* (2008) han propuesto recientemente que las metaturbiditas del Triásico se desarrollaron a lo largo de la margen de Oaxaquia. Por otro lado, el modelo propuesto por Dickinson y Lawton (2001) impone que estas sucesiones se formaron lejos de la margen de Oaxaquia, por encima de uno o más bloques continentales alóctonos, sucesivamente acrecionados a la margen continental del sur de México durante el Cretácico Inferior. Las muestras TJP y TZT presentan picos principales de edad del Permiano Superior, Ordovícico Medio y Grenviliano. Evidencias de un arco del Permo-Triásico en el sur de Norte América han sido reportadas por Torres *et al.* (1999, 287-232 Ma, edades U-Pb, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, K-Ar). Por otro lado, rocas ígneas de esta misma edad han sido documentadas también en la parte septentrional de Sur América (Dickinson, 1981). Edades del Grenviliano han sido ampliamente documentadas tanto en Norte como en Sur América (por ej. Silver *et al.*, 1994; Murillo-Muñeton, 1994; Rivers *et al.*, 1997; Keppie *et al.*, 2003; Solari *et al.*, 2003; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Gillis *et al.*, 2005). De particular interés son los picos en 467 y 471 Ma obtenidos para las muestras TZT y TJP respectivamente. Rocas magmáticas del Ordovícico Inferior y Medio afloran ampliamente en Norte América (Cawood y Nemchin, 2001; McLennan *et al.*, 2001; Sánchez-Zavala *et al.*, 2004; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005), mientras que están escasamente representadas en Sur América. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) han reportado un pico en 477 Ma para la Formación Xayacatlán del Complejo Acatlán, que es comparable con los picos en 467 y 471 Ma obtenidos en el presente trabajo para las muestras TZT y TJP. Las edades disponibles en la literatura para las rocas continentales de Norte América muestran una buena correlación con los resultados de los fechamientos U-Pb en zircones detríticos obtenidos para las muestras TJP y TZT. Al contrario, una posible correlación entre las metaturbiditas triásicas y un hipotético basamento continental alóctono, como implica el modelo de Dickinson y Lawton (2001), resulta difícil de comprobar, en cuanto, hasta la fecha, en el suroeste de México no se han documentado afloramientos de rocas continentales precámbricas o paleozoicas. Por estas razones, la aloctonía propuesta para las rocas del basamento de la parte meridional del terreno Guerrero se considera demasiado especulativa, en cuanto no está respaldada por alguna evidencia. Al contrario, las edades obtenidas en este trabajo para las muestras de las sucesiones de Tejupilco y Tzitzio favorecen el origen de las rocas metamórficas del Triásico a lo largo de la margen pacífica de Oaxaquia, como propuesto por Centeno-García *et al.* (2008).

8.2.2. El Complejo Las Ollas

La edad del Complejo Las Ollas está escasamente definida. El contacto estratigráfico discordante con la formación Playa Hermosa asigna una edad mínima del Cretácico Inferior a estas rocas. Las areniscas de la Playa Linda contienen zircones detríticos con edades comprendidas entre ~2,730 y ~377 Ma (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007) y micas detríticas del Jurásico (Centeno-García *et al.*, 2003), indicando una edad jurásica para la sedimentación y la deformación de estas rocas, la que está apoyada también por el belemnite reportado por Yañez (1977, en Vidal-Serratos, 1986). Las edades reportadas por estos autores son compatibles con las relaciones estratigráficas observadas en campo, por lo que se considera que, por lo menos en el área de estudio, las rocas del Complejo Las Ollas se desarrollaron durante el Jurásico. En este trabajo se intentó obtener la edad del metamorfismo anfibolítico de la unidad Arroyo Seco-Las Ollas-Camalotito mediante el fechamiento por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de hornblendas procedentes de una muestra de anfibolita (muestra MIKE 12-1-2). Sin embargo, los espectros obtenidos presentan un patrón perturbado en forma de U invertida (Fig. 121). En el caso de los filosilicatos, Wijbrans y McDougall (1986) atribuyen patrones de este tipo a la mezcla de dos generaciones de micas, caracterizadas por edades de cristalización diferentes. Según dichos autores, la mezcla permite en algunos casos obtener buenas mesetas para las fracciones de temperatura intermedia, aunque estas edades no tienen un sentido geológico específico. Por otro lado, las edades de más alta temperatura serían indicativas del último evento de cristalización. En el caso de la muestra analizada, la posibilidad de la mezcla entre dos generaciones de anfíbol, aunque no es evidente petrográficamente, es apoyada por el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$, que muestra una heterogeneidad significativa en la composición del concentrado mineral. Sin embargo, las edades obtenidas para las fracciones de más alta temperatura presentan un rango de variación bastante amplio, entre 98.8 ± 12.5 y 61.5 ± 3.1 Ma, lo que no permite constreñir con suficiente detalle la edad del último evento de cristalización para estas rocas.

Con base en los elementos mayores y trazas reportados para un metabasalto, un metagabro y una anfibolita, Talavera-Mendoza (2000) sugiere que los bloques máficos y ultramáficos de este complejo representan olistolitos procedentes de un arco intraoceánico inmaduro, probablemente representado por el arco del Albiano de Zihuatanejo. Sin embargo, dado que las rocas del Complejo Las Ollas conforman el basamento jurásico de la sucesión volcano-sedimentaria cretácica, se considera que la procedencia inferida por Talavera-Mendoza (2000) para estos bloques sea errónea. Los elementos mayores y trazas reportados en el presente trabajo para una muestra de metagabro anfibolítico (muestra MIKE 13-1-2) y una anfibolita (muestra MIKE 12-1-2) muestran patrones comparables con los obtenidos por Talavera-Mendoza (2000) (Fig. 132). Sin embargo, la sistemática de los elementos y los valores de la relación $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ entre 1.08 y 2.09 son más bien

típicos de rocas del piso oceánico (MORB), lo que sugiere que estos bloques podrían representar fragmentos de corteza oceánica, acrecionados a la margen suroccidental de México durante la subducción.

De acuerdo con Vidal-Serratos (1986) y Talavera-Mendoza (2000), la configuración estructural del Complejo Las Ollas, la presencia de bloques de naturaleza tanto continental como oceánica, y de numerosos diques de arena, sugiere que estas rocas conforman un complejo de subducción, caracterizado por abundancia de fluidos en su base, los que determinaron la fluidificación de parte de la sucesión turbidítica y su ascenso por contraste de densidad hacia niveles estructurales más someros. La vergencia hacia el suroeste de las estructuras D_{1Z} , documentada en el presente trabajo y por Talavera-Mendoza (2000), sugiere que dicho complejo se desarrolló durante un periodo de subducción hacia el este.

Recientemente, Centeno-García *et al.* (2008) propusieron que todas las sucesiones metaturbidíticas del basamento del terreno Guerrero pertenecen posiblemente a una misma unidad estratigráfica, desarrollada en el Triásico a lo largo de la margen occidental de Oaxaquia, que actuó durante este periodo como una margen pasiva (Fig. 134). Sin embargo, las edades isotópicas y paleontológicas disponibles para las sucesiones del Complejo Las Ollas indican que estas se desarrollaron durante el Jurásico, es decir posteriormente a las metaturbiditas del Triásico de Arteaga, Tzitzio, Río Placeres y Tejupilco. De acuerdo con Centeno-García *et al.* (2007), la deformación y el metamorfismo de las sucesiones metamórficas ocurrió durante el Jurásico Temprano, anteriormente a los 180 Ma, por medio de la acreción de un arco insular intraoceánico, probablemente representado por el arco de Alisitos (Fig. 134). Este escenario impone que la deformación y el metamorfismo de las sucesiones del basamento ocurrió sincronicamente o, por lo menos, migrando desde oeste a este (Fig. 134). Sin embargo, la presencia de micas detríticas jurásicas, y la ausencia de zircones detríticos de la misma edad en el Complejo Las Ollas, sugiere un origen metamórfico para estos filosilicatos, indicando que las rocas de este complejo recibieron detrito procedente de sucesiones previamente metamorfoseadas. Esto excluye la posibilidad que, tanto el metamorfismo, como la deformación de las rocas del basamento, ocurrió sincronicamente desde Zihuatanejo hasta Tejupilco. Considerando el caso de una migración de la deformación y del metamorfismo hacia el oriente, el progresivo levantamiento y erosión de las sucesiones metamórficas debería de resultar en el reciclaje de detrito desde oeste a este. En este caso, también la sucesiones metamórficas de Arteaga, Tzitzio, Río Placeres y Tejupilco deberían de contener en su parte superior micas detríticas del Jurásico. Sin embargo, estas han sido documentadas exclusivamente en las rocas del Complejo Las Ollas, lo que impone una revisión de la evolución tectono-sedimentaria triásico-jurásica propuesta por Centeno-García *et al.* (2008).

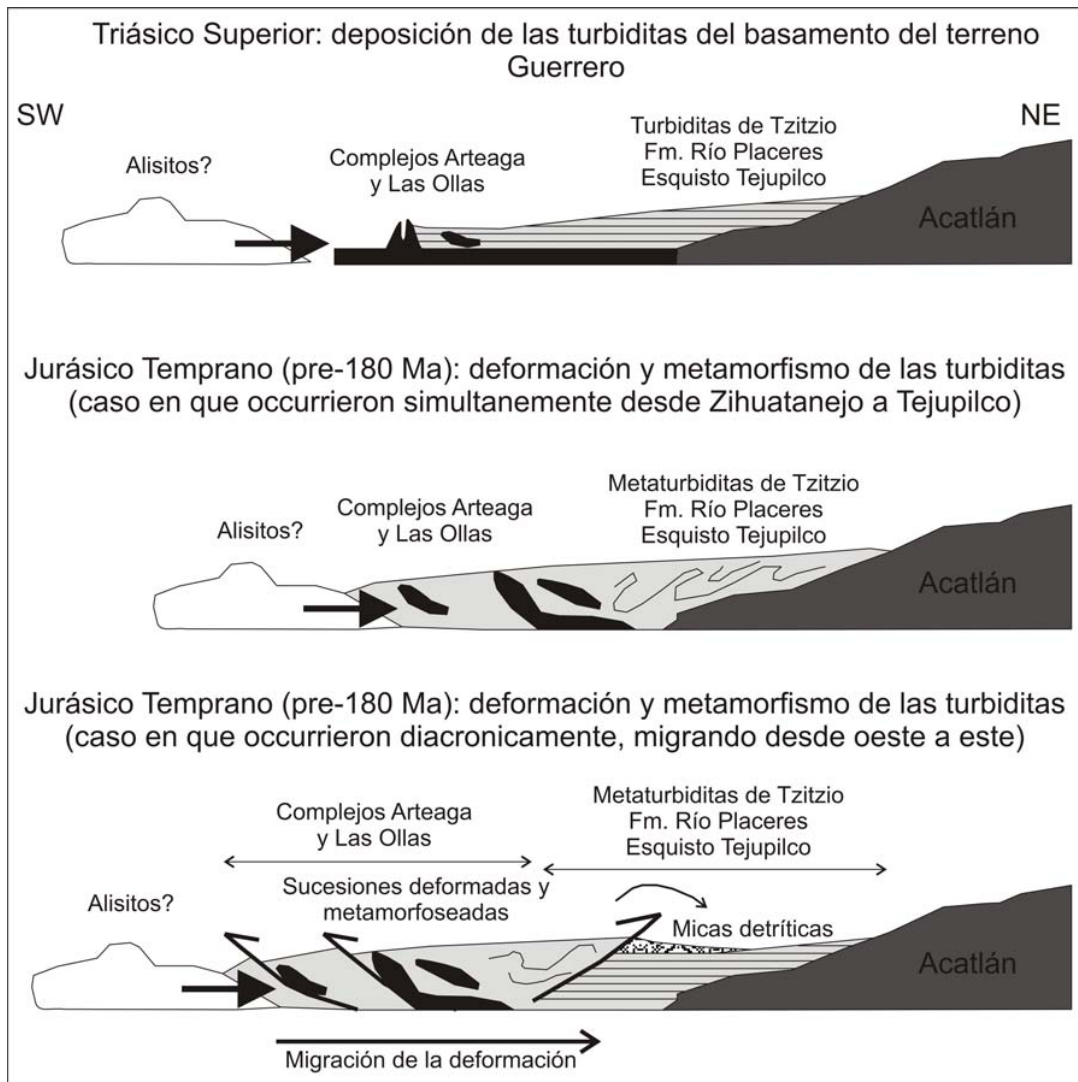


Figura 134 – Escenarios posibles para la cronología de la deformación y metamorfismo de las sucesiones metamórficas del basamento del terreno Guerrero a partir de la paleogeografía y causas de la deformación propuestas por Centeno-García *et al.* (2008) (sección de arriba, modificada de Centeno-García *et al.*, 2008). Se analizan los casos en que la accrecion de un arco insular (¿Alisitos?) produjo la deformación y el metamorfismo de las rocas del basamento del terreno Guerrero. En la sección del medio, tanto la deformación como el metamorfismo ocurrieron sincronicamente desde Zihuatanejo hasta Tejupilco. En la sección de abajo, la deformación y el metamorfismo migran progresivamente desde oeste a este.

De acuerdo con la edad de la sedimentación del Complejo Las Ollas, y sus rasgos típicos de un complejo de subducción, se propone que estas sucesiones se desarrollaron durante el Jurásico, cuando ya se había iniciada la convergencia a lo largo de la margen continental del sur de México (Fig. 135c).

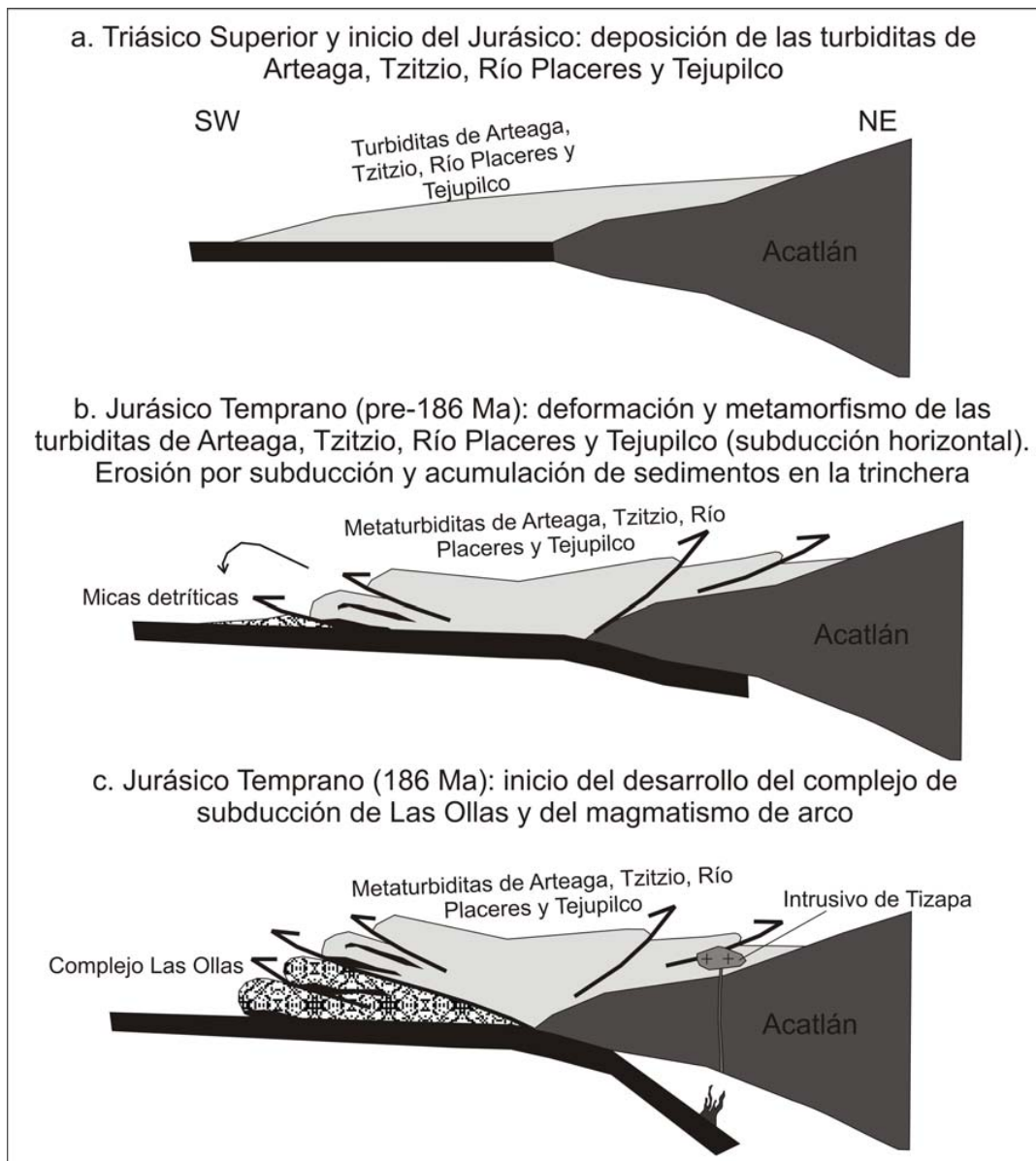


Figura 135 – Modelo esquemático en tres pasos propuesto en el presente trabajo para la formación, deformación y metamorfismo de las sucesiones metamórficas del basamento del terreno Guerrero. (a.) durante el Triásico Superior y el inicio del Jurásico, se desarrollaron las sucesiones de Arteaga, Tzitzio, Río Placeres y Tejupilco a lo largo de la margen pacífica de Norte América, la que, de acuerdo con Centeno-García et al. (2008) actuó como una margen pasiva. (b.) durante el Jurásico Temprano, antes de 186 Ma, las turbiditas desarrolladas a lo largo de la margen continental fueron plegadas y metamorfoseadas, probablemente debido a un periodo de subducción plana que caracterizó las primeras etapas de la convergencia a lo largo de la margen pacífica de Norte América. La subducción plana inhibió el marmatismo a lo largo de la margen continental, y determinó su erosión significativa, que resultó en la acumulación de sedimentos en la trinchera. (c.) El inicio de la convergencia determinó el desarrollo de un complejo de subducción (Complejo Las Ollas), conformado tanto por las sucesiones sedimentaria y fragmentos del basamento de la placa oceánica en subducción, como por los sedimentos continentales ricos en micas detríticas acumulados en la zona de trinchera.

En este contexto, la deformación y el metamorfismo del Complejo Las Ollas serían el resultado de los procesos de incorporación y amalgamación en el complejo de subducción de las coberturas sedimentarias, y de parte del basamento de la placa oceánica en subducción. La abundancia de micas detríticas metamórficas en las rocas del Complejo Las Ollas sería el resultado de la erosión de la margen pacífica de México durante del Jurásico, que determinó la acumulación de abundantes sedimentos en la zona de trinchera, y su sucesiva incorporación en el complejo de subducción (Fig. 135b). La erosión significativa de la placa superior a lo largo de la trinchera está apoyada también por la abundancia de clastos de cuarzo, bloques de cuarcitas y de zircones detríticos del Paleozoico y Precámbrico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007) en el complejo de subducción. De acuerdo con este escenario, la fuente de alimentación de estas micas debió ser representada por las metaturbiditas triásicas de Arteaga, Tzitzio, Río Placeres y Tejupilco, en cuanto, durante el inicio del Jurásico, estas se encontraban cubriendo la margen continental pacífica de Norte América. Esto implica que la deformación y el metamorfismo de las rocas triásicas tuvo que haber ocurrido antes del desarrollo del Complejo Las Ollas. Considerando que la edad U-Pb del intrusivo de Tizapa (Elías-Herrera *et al.* 2000) impone una edad mínima de 186 Ma para la deformación de estas sucesiones, y que en el suroeste de México no se han reportado evidencias de magmatismo de arco antes del emplazamiento de este intrusivo, es posible que la deformación y el metamorfismo de las sucesiones del Triásico haya ocurrido en el Jurásico Temprano, antes de 186 Ma, como consecuencia de un periodo de subducción plana relacionado con el inicio de la convergencia a lo largo de la margen pacífica del sur de México (Fig. 135b).

8.3. Implicaciones sobre la estratigrafía del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Huetamo

Los datos estratigráficos presentados en el capítulo 5, apoyados por los datos paleontológicos y sedimentarios actualmente disponibles en la literatura (véase capítulo 2), permiten reconstruir la arquitectura y la evolución deposicional de la cuenca de Huetamo entre el Cretácico y el Eoceno Temprano.

8.3.1. Evolución sedimentaria de la cuenca de Huetamo en el Berriasiano-Cenomaniano Inferior: deposición de la sucesión marina

La presencia de numerosos fósiles, tales como amonitas, rudistas, equinoides, gasterópodos y foraminíferos en las formaciones Angao, San Lucas, Comburindio, El Cajón y Mal Paso, documenta que entre el Berriasiano y el Cenomaniano Inferior la sedimentación se desarrolló en una cuenca marina (Pantoja-Alor, 1959; Guerrero-Suástegui, 1997; Alencaster y Pantoja-Alor, 1998; Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor, 1998; Omaña-Pulido y Pantoja-Alor, 1998; Skelton y

Pantoja-Alor, 1999; Filkorn, 2001; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003). La nueva cartografía realizada en el presente trabajo, permite analizar la distribución en el espacio de las diferentes facies sedimentarias que caracterizan la región de Huetamo. Con base en la distribución de los afloramientos, y en la variación lateral de los espesores de las formaciones, es posible identificar una parte externa (proximal) de la cuenca, que se extiende con una dirección N-S a NNE desde los poblados de Huetamo y Comburindio, hasta en proximidad de Paso de Arena (Fig. 136).

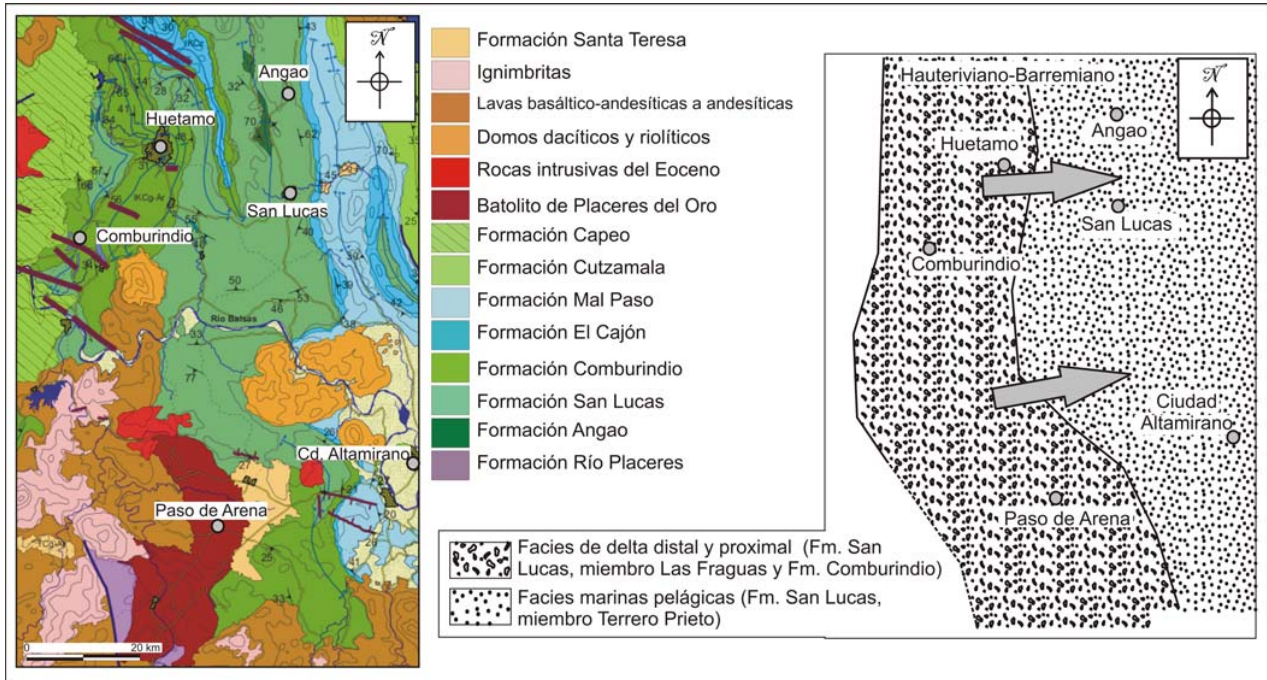


Figura 136 – A la izquierda se presenta el mapa geológico de la región comprendida entre Huetamo y Ciudad Altamirano realizado en el presente trabajo, donde se muestra la distribución de los afloramientos de las formaciones de esta región. A la derecha se muestra una reconstrucción esquemática de la distribución de las facies sedimentarias de esta región en el Hauteriviano-Barremiano, la que se basa en la distribución de las formaciones mapeadas en el presente trabajo. Las flechas en gris indican la dirección de aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación.

Durante el Hauteriviano y el Barresiano, se depositaron en esta región las facies de delta distal y proximal del miembro Las Fraguas (Formación San Lucas) y de la Formación Comburindio respectivamente. Contemporaneamente, más al este, entre los poblados de Angao y San Lucas, se andaba desarrollando una sucesión pelágica de ~2,000 m de espesor, representada por el miembro Terrero Prieto de la Formación San Lucas (Fig. 136), indicando que en esta zona la deposición ocurrió en un ambiente sedimentario más profundo. De acuerdo con este escenario, es posible documentar que la sucesión cretácica marina de la región de Huetamo se desarrolló en la margen

occidental de una cuenca sedimentaria, caracterizada por un depocentro hacia el este-noreste (Fig. 136). Anteriormente, se había considerado que la sucesión cretácica marina de Huetamo se desarrolló durante un periodo prolongado de transgresión (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003). Sin embargo, las variaciones laterales y verticales de las facies sedimentarias permiten documentar que la sedimentación en la cuenca de Huetamo fue influenciada de manera significativa por las fluctuaciones del nivel marino relativo, y permiten identificar por lo menos dos ciclos principales de transgresión-regresión.

1ª transgresión: la transición entre los depósitos de abanico proximal de la Formación Angao y la sucesión pelágica del miembro inferior de la Formación San Lucas documenta claramente una migración de las facies sedimentarias hacia la parte externa de la cuenca, indicando el progresivo aumento del nivel marino relativo (Fig. 137). La fauna fósil reportada por Guerrero-Suástegui (1997) para la base de la Formación San Lucas asigna una edad del Valanginiano Tardío para el inicio del evento de transgresión.

1ª regresión: entre el Hauteriviano y el Aptiano Temprano, la sedimentación pelágica del miembro Terrero Prieto fue remplazada por los depósitos de abanico proximal del miembro Las Fraguas, y sucesivamente por las facies costeras de la Formación Comburindio (Fig. 137), indicando la progresiva disminución de la profundidad del ambiente de sedimentación, como consecuencia de una disminución del nivel marino relativo.

2ª transgresión: un segundo episodio de transgresión entre el Aptiano Temprano y el Albiano Temprano está indicado por la sobreposición de las calizas de la Formación El Cajón arriba de la Formación Comburindio, que documenta un periodo de expansión de la plataforma carbonatada hacia la región costera, en relación con un aumento del nivel marino relativo (Fig. 137). Este periodo de transgresión está limitado dentro del Aptiano, edad de la deposición de la Formación El Cajón (Omaña-Pulido y Pantoja-Alor, 1998; Skelton y Pantoja-Alor, 1999).

2ª regresión: finalmente, un último evento de regresión está indicado por la transición vertical entre las calizas de plataforma del Aptiano y las facies de delta proximal de la Formación Mal Paso, que claramente documentan una disminución de la profundidad del ambiente de sedimentación, como resultado de una disminución del nivel marino relativo (Fig. 137). El inicio de este evento de regresión está bien costreñido en el Albiano Temprano, edad de inicio de la sedimentación de la Formación Mal Paso (Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor, 1998).

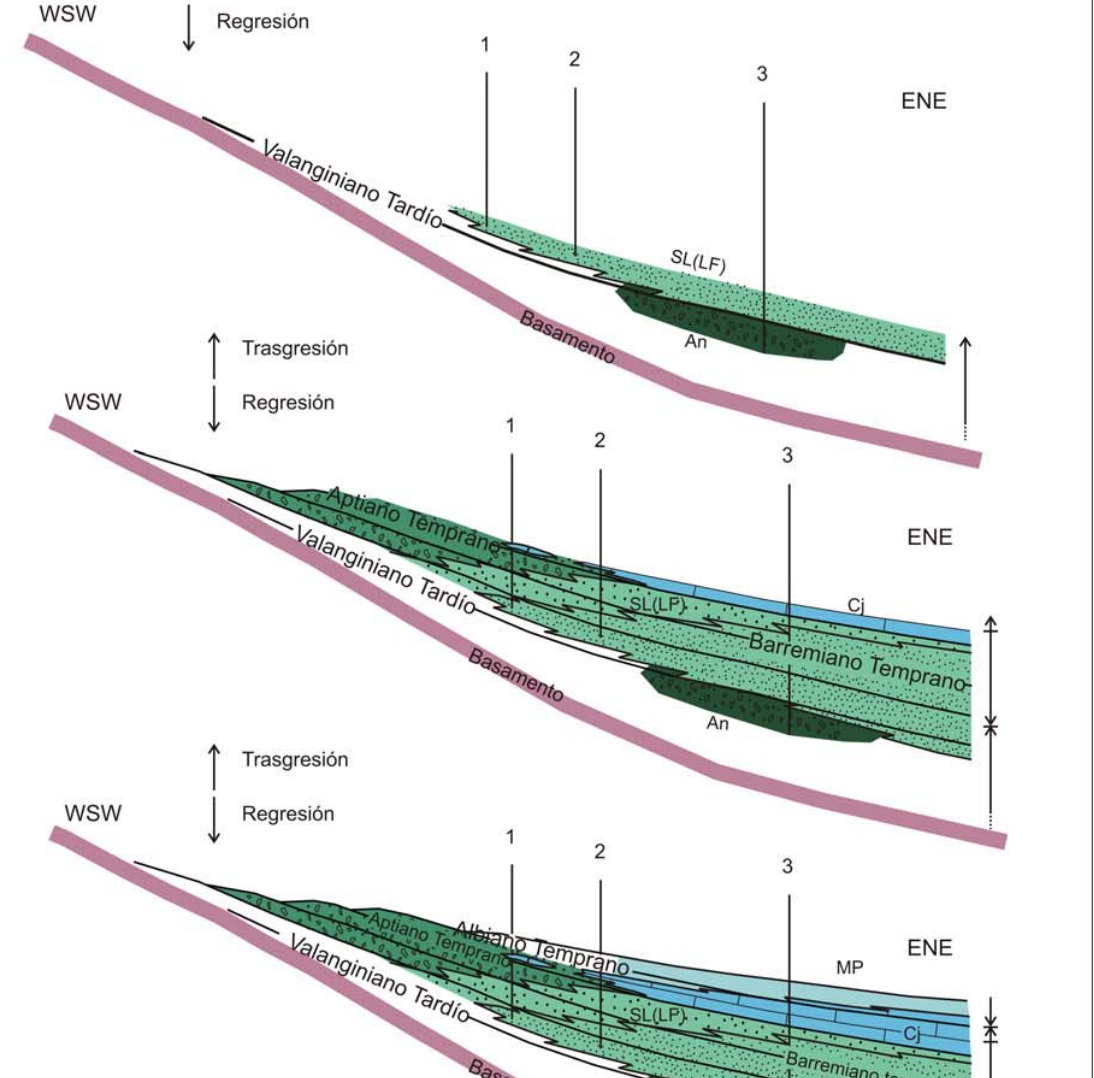
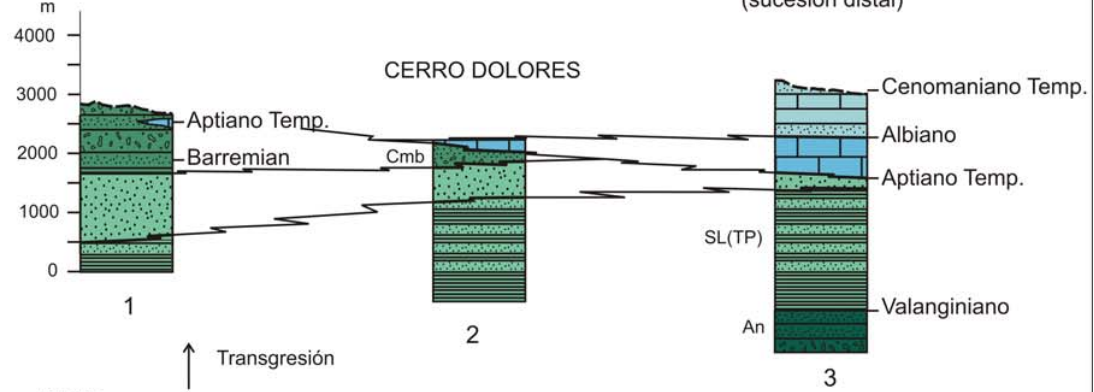
Con base en este escenario, es lógico considerar que los contactos superior e inferior de las diferentes formaciones de la región de Huetamo son superficies diacrónicas, como es típico en los sistemas deposicionales agradacionales y retrogradacionales, donde las facies sedimentarias migran

lateralmente hacia la parte interna y hacia la parte externa, respectivamente, de una cuenca sedimentaria. Un ejemplo que bien documenta que las formaciones no se depositaron de manera sincrónica en toda la región está representado por la Formación San Lucas. Anteriormente, la sedimentación de esta formación se había costreñido entre el Valanginiano Tardío-Aptiano Tardío por Guerrero-Suástegui (1997), y entre el Berriasiano-Barremiano por Pantoja-Alor y Gómez-Caballero (2003). Sin embargo, mientras que en la parte oriental del área de estudio, la parte superior de la Formación San Lucas se depositó durante el Albiano Temprano, como lo indica el contacto transicional con las calizas de la sobreyacente Formación El Cajón, en la parte occidental la sedimentación deltaica distal del miembro Las Fraguas fue remplazada por los depósitos costeros de la Formación Comburindio a partir del Barremiano (Alencaster y Pantoja-Alor, 1998; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003). Esto sugiere claramente el progresivo rejuvenecimiento del contacto superior de la Formación San Lucas hacia el depocentro de la cuenca (Fig. 137), de acuerdo con la migración de la línea de costa hacia oriente durante un periodo de regresión marina. El contacto basal de la Formación San Lucas aflora solo en una porción limitada del área de estudio, al norte del poblado de San Lucas, donde una fauna del Valanginiano Tardío ha sido reportada por Guerrero-Suástegui (1997). Considerando que, durante el Valanginiano Tardío se ha documentado un aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación, relacionado con un periodo de transgresión marina, es legítimo inferir un rejuvenecimiento del contacto basal de la Formación San Lucas hacia la parte externa de la margen de la cuenca. En este contexto, la edad de la Formación San Lucas no es la misma en toda la región: mientras que en la parte distal de la cuenca, la edad de la sedimentación está bien constreñida entre el Valanginiano Tardío y el Aptiano Temprano, en la parte externa varía desde probablemente el Hauteriviano hasta el Barremiano.

Los datos paleontológicos actualmente disponibles no son suficientes para constreñir de manera detallada las variaciones laterales de la edad de todas las formaciones. Sin embargo, con base en la evolución sedimentaria presentada anteriormente, el progresivo rejuvenecimiento de los contactos de las formaciones hacia la parte proximal o distal de la cuenca son predecibles, de acuerdo con la arquitectura deposicional propuesta en la Figura 137.

COMBURINDIO-HUETAMO
(sucesión proximal)

SAN LUCAS-CHUMBITARO
(sucesión distal)



- An: Fm. Angao
- SL(TP): Fm. San Lucas (miembro Terrero Prieto)
- SL(LF): Fm. San Lucas (miembro Las Fraguas)
- Cmb: Fm. Comburindio
- Cj: Fm. El Cajón
- MP: Fm. Mal Paso

Figura 137 – En la parte de arriba de la figura se muestran tres columnas estratigráficas del Berriasiano-Cenomaniano Temprano de la región de Huetamo, donde se muestran las variaciones en la estratigrafía de la región y la variación lateral del espesor de las formaciones desde oeste a este. Las tres gráficas de la parte de abajo muestra la interpretación de la evolución sedimentaria de la cuenca de Huetamo en tres pasos (Berriasiano-Hauteriviano, Barremiano-Aptiano y Albiano-Cenomaniano), la que se realizó a partir de las variaciones verticales y laterales de las facies sedimentarias y del espesor de las diferentes formaciones.

Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui (2000) y Talavera-Mendoza *et al.* (2007) habían propuesto que las sucesiones marina del Cretácico del terreno Zihuatanejo se desarrollaron relativamente lejos de las sucesiones coevas de la PGM y del terreno Teloloapan, de las cuales estarían separados por una placa oceánica y tres zonas de subducción (Fig. 19). Considerando este escenario, la cuenca de Huetamo debería de presentar una evolución sedimentaria independiente, y posiblemente distinta, de las otras sucesiones del Cretácico que afloran más al este. Sin embargo, las sucesiones estratigráficas que afloran entre Huetamo y la PGM no muestran incompatibilidades que no puedan ser explicadas mediante variaciones laterales de facies. Entre el Berriasiano y el Cenomaniano, en la región de Huetamo se desarrolló una sucesión marina, caracterizada por facies de delta proximal a pelágicas (formaciones Angao, San Lucas y Comburindio), que pasan transicionalmente hacia el alto a calizas arrecifales y de plataforma y depósitos clásticos deltáicos (formaciones El Cajón y Mal Paso). Contemporáneamente, en la región comprendida entre el terreno Teloloapan y la PGM, se desarrolló una sucesión marina a continental (formaciones Villa Ayala y Zicapa, de Cserna *et al.*, 1980; Salinas-Prieto, 1986; Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 2004), caracterizada por grande abundancia de lava, principalmente en el terreno Teloloapan, lo que indica la presencia de un eje volcánico principal en esta región. Dicha sucesión está cubierta de manera concordante por calizas arrecifales y de plataforma, además de turbiditas calcáreas (formaciones Morelos, Teloloapan y Amatepec, Freis, 1960; Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Guerrero-Suástegui, 2004). En el presente trabajo, se ha documentado que, en la región de Huetamo, la distribución en el espacio de las facies sedimentarias muestra un aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación hacia el este (Fig. 138). En cambio, la distribución de las facies sedimentarias, tanto de la PGM como del terreno Teloloapan, indica el progresivo aumento de la profundidad del ambiente sedimentario hacia el oeste (Salinas-Prieto, 1986; Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Hernández-Romano *et al.*, 1997; Guerrero-Suástegui, 2004) (Fig. 138). La reconstrucción paleogeográfica de Talavera-Mendoza *et al.* (2007) asume la presencia de una zona de subducción entre los terrenos Zihuatanejo y Teloloapan, así como entre el terreno Teloloapan y la PGM (Fig. 19). Sin embargo, hasta la fecha no se ha reportado evidencia alguna que apoye la existencia de dichas zonas de subducción. Por lo tanto, se favorece en el presente trabajo un escenario donde las

sucesiones cretácicas de Huetamo, Teloloapan y de la PGM representen el registro estratigráfico de una misma cuenca sedimentaria, desarrollada en el Cretácico Inferior y el inicio del Cretácico Superior durante un periodo de extensión, caracterizado por una fase de oceanización (terreno Arcelia), que determinó la progresiva separación de la sucesión de Huetamo del terreno Teloloapan (Fig. 138).

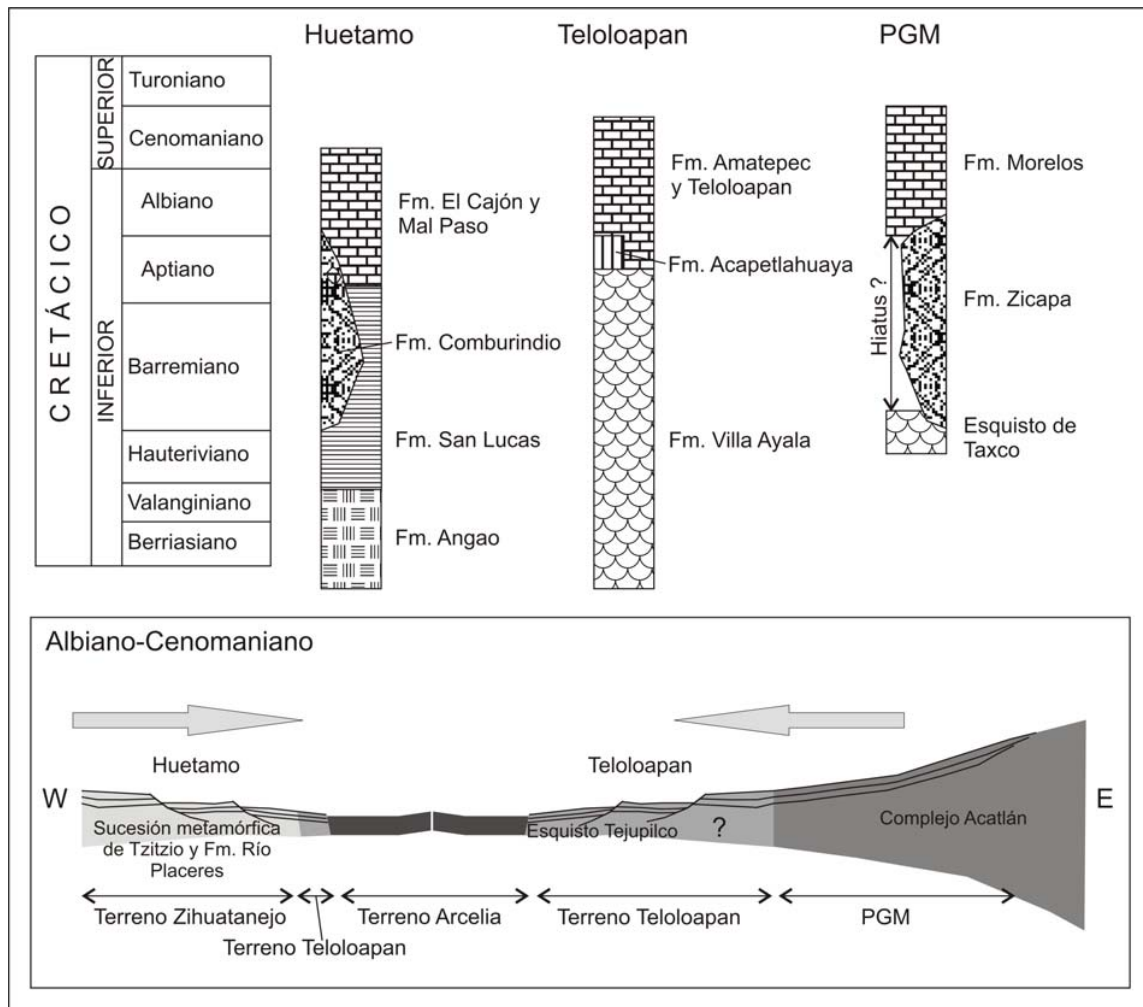


Figura 138 – En la parte de arriba se muestran las columnas estratigráficas esquemáticas de las sucesiones del Berriasiano-Cenomaniano de las regiones de Huetamo, Teloloapan y de la PGM. En la parte de abajo de la figura se muestra la posible paleogeografía de la región comprendida entre Huetamo y la PGM, la que se basa en la distribución lateral de las facies sedimentarias de esta región. Las flechas grandes indican la dirección de aumento de la profundidad del ambiente de sedimentación, de acuerdo con las observaciones realizadas en el presente trabajo y con los datos previos de la literatura (Salinas-Prieto, 1986; Guerrero-Suástegui *et al.*, 1991; Hernández-Romano *et al.*, 1997; Guerrero-Suástegui, 2004).

8.3.2. Evolución Santoniano-Eoceno Temprano de la cuenca de Huetamo: deposición de la sucesión continental

Las rocas de la Formación Cutzamala han sido interpretadas por Altamira-Areyán (2002) como el registro de una sedimentación fluvial y de llanura de inundación, indicando claramente la transición desde un ambiente marino a uno de tipo continental en la región de Huetamo. El trabajo de campo permitió documentar que, en el área de estudio, las rocas de la Formación Cutzamala se encuentran plegadas, junto con la sucesión marina subyacente, durante el evento de acortamiento D_{2H} . El contacto entre la Formación Cutzamala y las rocas marinas subyacentes no aflora en la región cartografiada. Sin embargo, la presencia de un conglomerado a la base de la Formación Cutzamala, conformado por clastos de caliza, arenisca y lutita, que proceden de las formaciones subyacentes, sugiere el levantamiento y erosión de la sucesión marina antes del inicio de la deposición de las capas continentales. Adicionalmente, considerando que la Formación Cutzamala cubre indistintamente las rocas metamórficas triásicas en el núcleo del pliegue de Tzitzio (Morales-Gómez, 2005) y la sucesión cretácica marina en la región de Huetamo es posible inferir la existencia de una discordancia regional a la base de la sucesión continental, lo que concuerda con lo reportado por Altamira-Areyán (2002) más al este del área de estudio, en la cuenca del Río Cutzamala. Con base en este escenario, se considera que la transición progresiva desde un ambiente marino a uno continental fue el resultado de un evento de plegamiento y levantamiento regional (fase D_{2H-1}), anterior al plegamiento D_{2H} , cuya edad está limitada entre el Cenomaniano Inferior, edad mínima reportada para la Formación Mal Paso (Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor, 1998; Pantoja-Alor y Skelton, 2000; Filkorn, 2001) y 84 Ma, edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reportada para un derrame de lava intercalado con las rocas de la Formación Cutzamala (Mariscal-Ramos *et al.*, 2005) (Fig. 139). En el presente trabajo, se reconoció una nueva unidad estratigráfica, designada con el nombre de formación Capeo, representada por capas rojas volcánicas, con escasos derrames de lava andesítica interestratificados. Los rasgos sedimentarios observados para las rocas de esta formación son comparables con los descritos por Altamira-Areyán (2002) para la Formación Cutzamala, lo que sugiere un ambiente de deposición análogo. Las rocas de la formación Capeo sobreyacen de manera horizontal, en discordancia angular, a la sucesión marina plegada, lo que indica que la finalización del plegamiento D_{2H} ocurrió antes de la deposición de esta unidad (Fig. 139). A la fecha no se cuenta con datos paleontológicos o isotópicos para la formación Capeo. Sin embargo, considerando que la edad mínima reportada para la Formación Cutzamala es del Maastrichtiano (Benammi *et al.*, 2005), y que el batolito de San Jerónimo-Guayameo corta la formación Capeo, es posible inferir una edad preliminar del Paleoceno y/o Eoceno Temprano para estas rocas.

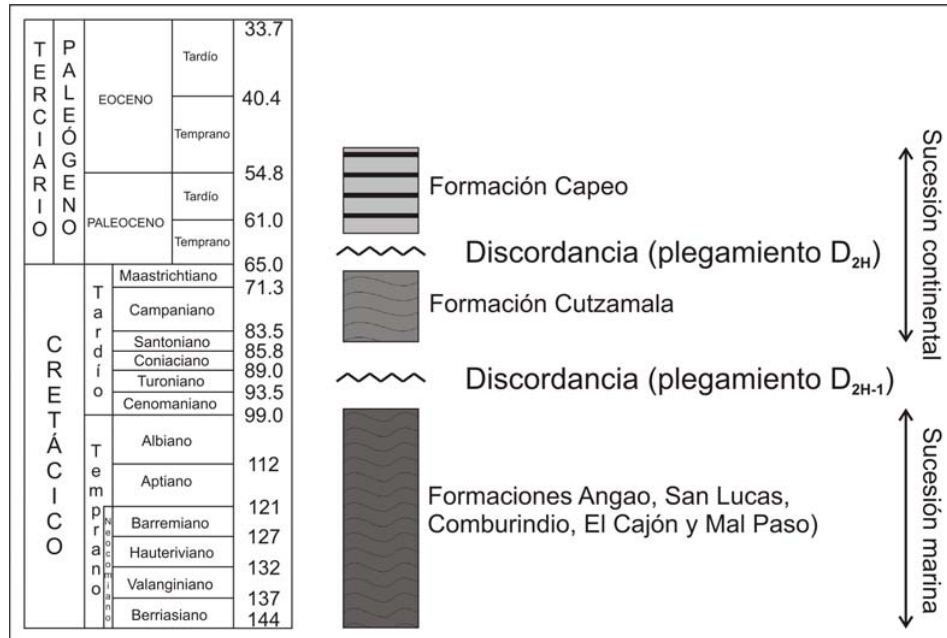


Figura 139 – Columna estratigráfica simplificada de la sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Huetamo, donde se reportan las discordancias angulares principales reconocidas en dicha sucesión.

8.4. Implicaciones sobre la estratigrafía del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Zihuatanejo

Los datos estratigráficos e isotópicos presentados en los capítulos 5 y 7, apoyados por los datos previos disponibles en la literatura (véase capítulo 2), permiten reconstruir el patrón estratigráfico del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Zihuatanejo.

La presencia de fósiles tales como gasterópodos, rudistas, equinoides y corales, así como las estructuras sedimentarias reportadas por Centeno-García *et al.* (2003), indican que durante el Cretácico Inferior la sucesión de Zihuatanejo se desarrolló en un ambiente marino. Uno de los rasgos sobresalientes de esta sucesión es su variación lateral significativa de espesor. Entre los poblados de Pantla e Ixtapa, en la parte central del área de estudio, la formación Playa Hermosa presenta un espesor variable desde 20 a 0 m, mientras que en las otras partes de esta región alcanza un espesor máximo de ~1,000 m (Fig. 140), lo que sugiere una morfología abrupta del basamento pre-cretácico durante la sedimentación de esta unidad. Con base en dichas variaciones de espesor, se distinguen en el área de estudio una sucesión reducida (o condensada), desarrollada en zonas topográficamente elevadas, donde la sedimentación es limitada o ausente, y una sucesión más extensa, formada en zonas hundidas, que permiten una mayor acumulación de sedimentos (Fig. 140). La limitada exposición en el área de estudio de las rocas del Cretácico temprano no permite observar variaciones laterales de las facies sedimentarias.

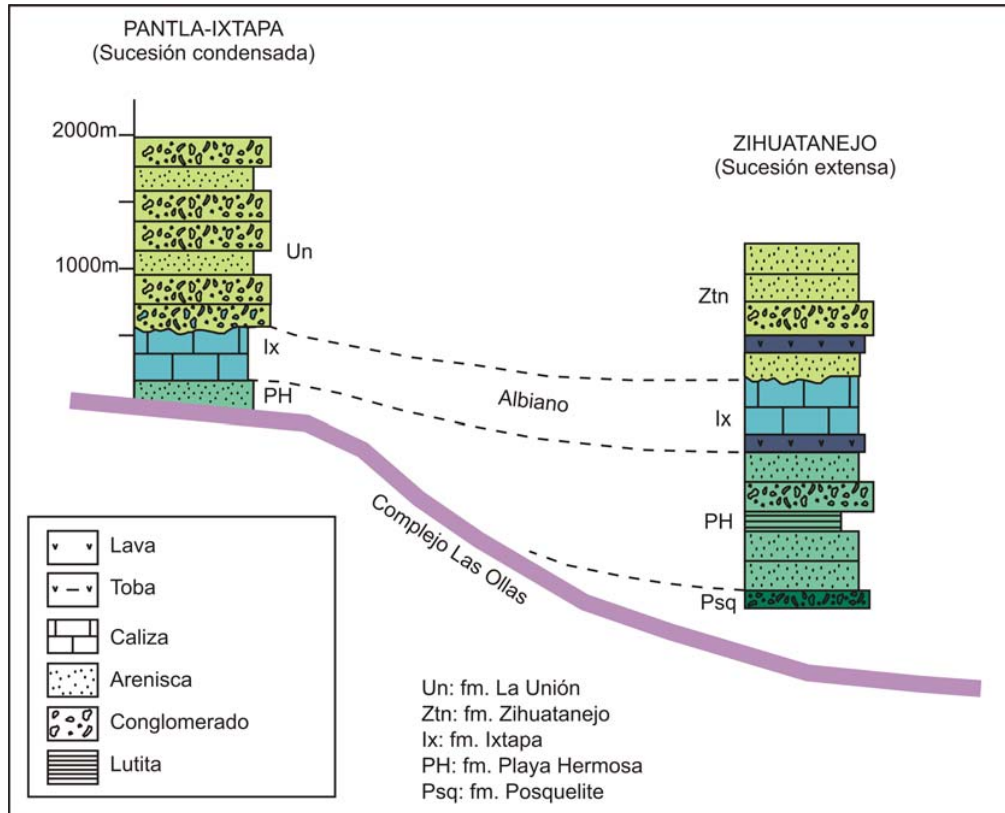


Figura 140 – Columnas estratigráficas esquemáticas de la región de Zihuatanejo, construidas a partir de la cartografía elaborada en el presente trabajo. La variación lateral significativa del espesor de la formación Playa Hermosa sugiere una morfología abrupta del basamento pre-cretácico, caracterizada por zonas morfológicamente elevadas, donde la sedimentación fue condensada, y zonas hundidas, caracterizadas por la acumulación de grandes espesores de sedimentos.

La presencia de andesitas de arco intercaladas con la sucesión del Cretácico Inferior indica que la sedimentación marina ocurrió, en parte, contemporáneamente a un evento magmático principal. Sin embargo, el volumen limitado de estas rocas en el área de estudio sugiere que la región de Zihuatanejo no se encontraba a lo largo del eje volcánico principal, sino en una parte periférica del arco, donde se emplazaron solo escasos derrames. La edad del evento magmático no se conoce en detalle, en cuanto no se han reportado datos isotópicos para estas rocas. Sin embargo, su posición a la base de las calizas de la formación Ixtapa permite asignarle una edad del Albiano.

La sucesión marina del Cretácico Inferior está cubierta por las rocas de las formaciones Zihuatanejo y La Unión, las que se encuentran plegadas junto con las formaciones subyacentes durante el evento de acortamiento D_{2Z}. La formación La Unión aflora ampliamente en la parte noroeste del área de estudio, entre el poblado homónimo y La Barranca de San Diego, y en los alrededores de La Salitrera (Fig. 141).

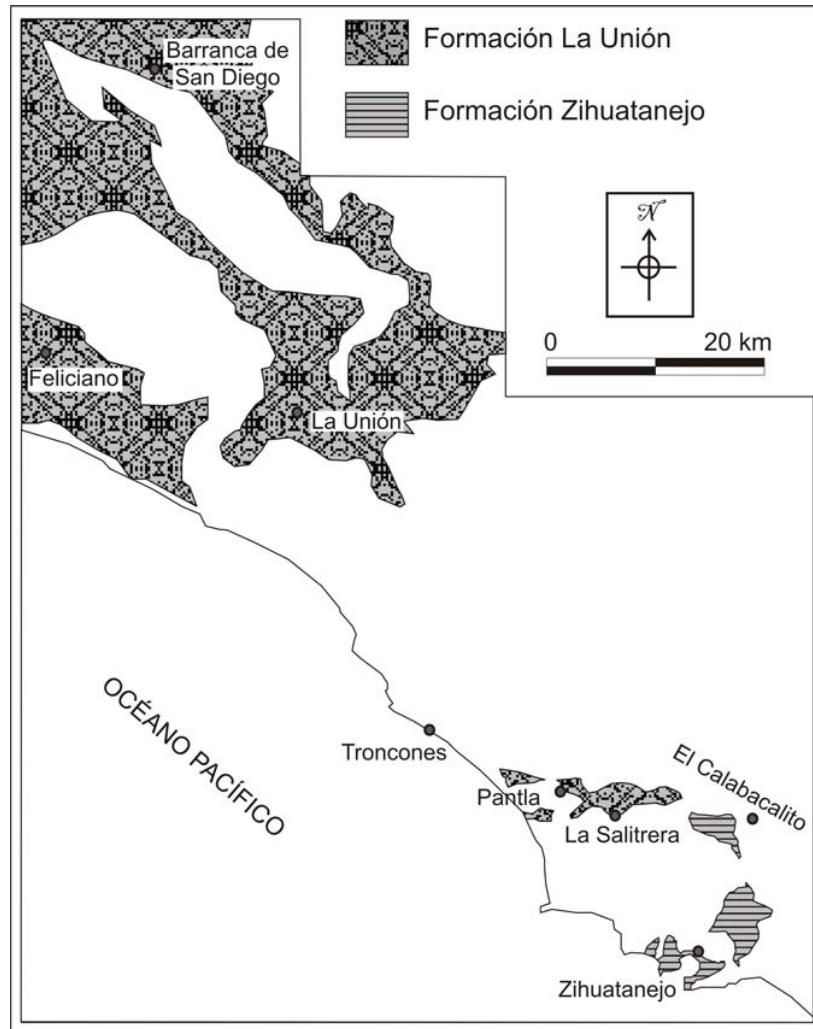


Figura 141 – Mapa de distribución de las formaciones La Unión y Zihuatanejo en el área de estudio.

Las estructuras sedimentarias y el color rojizo de esta formación sugieren que la deposición ocurrió en un ambiente subaéreo de tipo fluvial, al igual que la Formación Cutzamala de la región de Huetamo. El contacto estratigráfico original entre las formaciones Ixtapa y La Unión no pudo observarse en el área de estudio, en cuanto este siempre se encuentra cubierto por la vegetación o afectado por fallas laterales subverticales. Sin embargo, al igual que para la Formación Cutzamala, la presencia de un conglomerado a la base de la formación La Unión, conformado por clastos de caliza, arenisca, lutita y lava andesítica procedentes de las formaciones subyacentes, indica el levantamiento y erosión de las sucesión marina del Cretácico Inferior antes del inicio de la sedimentación de las capas continentales, lo que indicaría un contacto discordante a la base de la formación La Unión (Fig. 142).

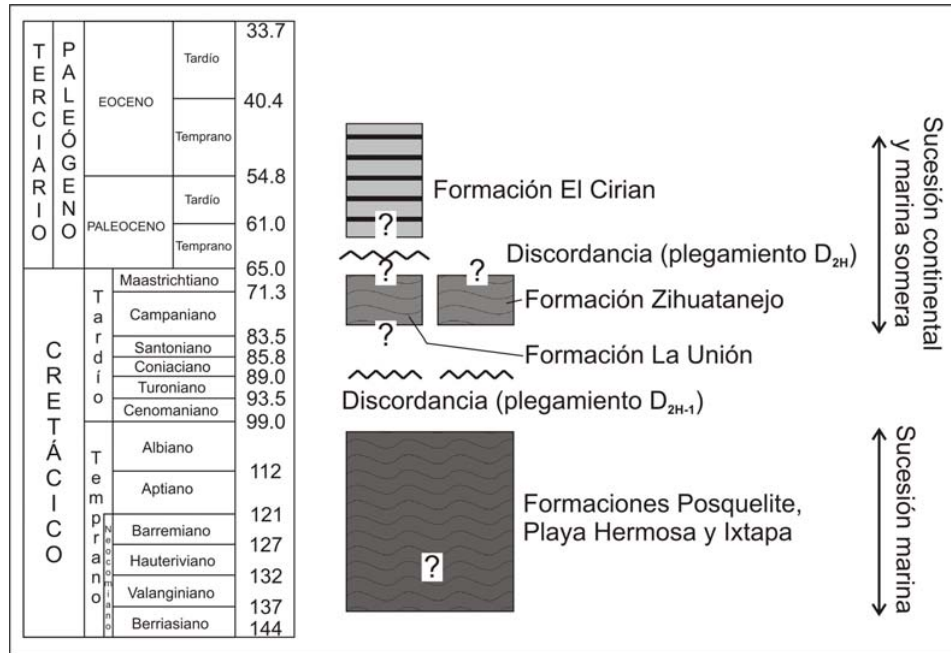


Figura 142 – Columna estratigráfica simplificada de la sucesión del Cretácico-Eoceno Temprano de la región de Zihuatanejo, donde se reportan las discordancias angulares principales reconocidas en dicha sucesión.

La formación Zihuatanejo aflora limitadamente en los alrededores del poblado homónimo, por encima de las calizas de la formación Ixtapa. La presencia de escasos derrames andesíticos interestratificados con la parte inferior de esta formación, y su ausencia en la parte superior, sugiere que, en la región de Zihuatanejo, la cesación del magmatismo cretácico de arco ocurrió durante la sedimentación de esta unidad. El contacto entre las formaciones Ixtapa y Zihuatanejo no aflora en el área de estudio. Sin embargo, también en este caso, la presencia de un paquete de ~70 m de arenisca calcárea a la base de la formación Zihuatanejo sugiere el levantamiento y erosión de la sucesión marina del Cretácico Inferior antes de la deposición de dicha formación, al igual que para la formación La Unión. La ausencia de las rocas de la formación Zihuatanejo en la región donde aflora la formación La Unión y *vice versa*, la posición estratigráfica de ambas formaciones arriba de las calizas de la formación Ixtapa, y la analogía entre las sucesiones, caracterizadas por abundancia de clastos de caliza en la base y de lava en la parte superior, se consideran evidencia de una relación heteropica entre dichas formaciones, lo que indicaría una disminución progresiva de la profundidad del ambiente de sedimentación hacia el NE (Fig. 141). La relación de heteropia está apoyada también por la presencia de capas rojas interestratificadas con la formación Zihuatanejo en los alrededores del poblado de El Calabacalito (Fig. 141), que sugiere que esta región representaba posiblemente una zona de transición entre la sedimentación continental de la formación La Unión y las turbiditas someras de la formación Zihuatanejo.

La discordancia angular, reconocida indirectamente entre las rocas del Cretácico Inferior y las formaciones La Unión y Zihuatanejo, indica la ocurrencia de un evento de plegamiento y levantamiento regional (fase D_{2Z-1}) anterior a la fase de acortamiento D_{2Z} , el cual determinó la transición desde un ambiente de sedimentación marino a uno continental (Fig. 142). La persistencia de la sedimentación marina en proximidad del poblado de Zihuatanejo indica que, en esta parte del área de estudio, el levantamiento fue de menor magnitud respecto al resto de la región. Esto podría ser debido a la presencia de un bloque rígido cerca o por debajo de la sucesión cretácica en los alrededores del poblado de Zihuatanejo, lo que produjo una mayor resistencia al plegamiento. Considerando las distribuciones de los terrenos tectonoestratigráficos en el sur de México (Campa y Coney, 1983; Sedlock *et al.*, 1993), el terreno Xolapa (o Chatino para Sedlock *et al.*, 1993) se extendería al oeste hasta llegar en proximidad de Zihuatanejo. En este caso, el levantamiento diferencial a lo largo de la costa del área de estudio podría ser debido a la diferente respuesta a un evento de compresión, provocada por una heterogeneidad mecánica de las rocas involucradas en dicha deformación. La edad de la fase de acortamiento D_{2Z-1} está limitada entre el Albiano, edad de las calizas de la formación Ixtapa (Vidal-Serratos, 1986), y 82 Ma, edad máxima reportada para la sedimentación de la formación Zihuatanejo (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007).

En el presente trabajo, se reconoció una nueva unidad estratigráfica, designada con el nombre de formación El Cirian, representada por capas rojas volcánicas. Las rocas de esta formación sobreyacen de manera horizontal, en discordancia angular, a la sucesión plegada de la formación La Unión, lo que indica que la finalización del plegamiento D_{2H} ocurrió antes de la deposición de esta unidad (Fig. 142). A la fecha no se cuenta con datos paleontológicos u isotópicos para la formación El Cirian. Sin embargo, considerando que la sedimentación de la formación Zihuatanejo ocurrió durante el Cretácico Tardío (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007), y que el batolito de Colmeneros corta la formación Capeo, es posible inferir una edad preliminar del Paleoceno o Eoceno Temprano para estas rocas.

8.5. Cronología de la deformación Laramide en el área de estudio

El análisis estructural realizado en el presente trabajo permitió reconocer un evento de acortamiento principal ($D_{2H/Z}$), que determinó el plegamiento de las sucesiones marinas a continentales, tanto en la región de Huetamo como en la de Zihuatanejo. En la región de Huetamo, la edad de la fase de acortamiento D_{2H} está limitada entre el Paleoceno, con base en la edad mínima del Maastrichtiano reportada para la Formación Cutzamala (Benammi *et al.*, 2005), y el inicio de la sedimentación de la formación Capeo. A la fecha no se cuenta con datos paleontológicos o isotópicos para la formación Capeo. Sin embargo, considerando que está cortada por el batolito de San Jerónimo-

Guayameo, y que su deposición ocurrió posteriormente a la de la Formación Cutzamala, es posible inferir una edad del Paleoceno y/o Eoceno Temprano para las rocas de la formación Capeo. De esta manera, es posible constreñir la edad del acortamiento D_{2H} dentro del Paleoceno y/o el inicio del Eoceno.

En la región de Zihuatanejo, la edad de la fase de acortamiento D_{2Z} está limitada entre el Cretácico Tardío, edad de la formación Zihuatanejo (Talavera-Mendoza *et al.*, 2007), y el inicio de la sedimentación de la formación El Cirian. La sedimentación de dicha formación ocurrió posteriormente al Cretácico Tardío, edad de la deposición de la formación Zihuatanejo, y anteriormente a los ~40 Ma, edad del emplazamiento del batolito de Colmeneros. De esta manera, es posible constreñir la edad del acortamiento D_{2Z} dentro del final de Cretácico y el inicio del Eoceno.

Por otro lado, los datos estratigráfico discutidos en los párrafos 8.3. y 8.4. documentan claramente que un evento de levantamiento principal ($D_{2H/Z-1}$) ocurrió en estas regiones antes de la deposición de la sucesiones continentales, es decir anteriormente al evento de plegamiento $D_{2H/Z}$. La ausencia de pliegues replegados en las rocas marinas del Cretácico sugiere que este evento de acortamiento fue coaxial con el plegamiento D_2 . Esto implica que los pliegues F_2 reconocidos en el área de estudio son el resultado de una interferencia de tipo 0 de Ramsay (1967), definida por la suma de pliegues con ejes y planos axiales paralelos. Con base en los datos anteriormente discutidos en los párrafos 8.3. y 8.4., el acortamiento $D_{2H/Z-1}$ ocurrió entre el Cenomaniano Superior y 84 Ma en la región de Huetamo, mientras que entre el Cenomaniano Inferior y 82 Ma en la región de Zihuatanejo, determinando la interrupción de la sedimentación calcárea y el inicio de la deposición de las sucesiones clásticas continentales. Varios autores han reportado que, en la PGM, el pasaje del frente contráctil de la orogenia Laramide fue marcado por la finalización de la sedimentación calcárea de la Formación Morelos y el inicio de la deposición de las turbiditas siliciclásticas de la Formación Mexcala. De manera análoga, se considera en el presente trabajo que el acortamiento $D_{2H/Z-1}$ marque el pasaje del frente laramídico en la región de Zihuatanejo-Huetamo. Las faunas fósiles reportadas en la literatura indican que la sedimentación calcárea se desactivó al inicio del Cenomaniano en Zihuatanejo (Vidal-Serratos, 1986), y en el Cenomaniano Superior en el área de Huetamo (Buitrón-Sánchez y Pantoja-Alor, 1998). De acuerdo con este escenario, la cronología del evento de acortamiento $D_{2H/Z-1}$ concuerda con la migración del frente contráctil de la orogenia Laramide desde oeste a este propuesta por de Cserna *et al.* (1980) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006) (Fig. 143). La edad de los eventos D_{2Z} y D_{2H} indica que, en las regiones de Zihuatanejo y de Huetamo, los pliegues F_2 se formaron cuando el frente compresivo se encontraba ya en la PGM, ~150 km más al oriente de Huetamo, lo que sugiere que los pliegues F_{2Z} y F_{2H} representan más bien

estructuras fuera de secuencia, formadas en la zona de traspaís durante la migración hacia el este del frente laramídico (Fig. 143).

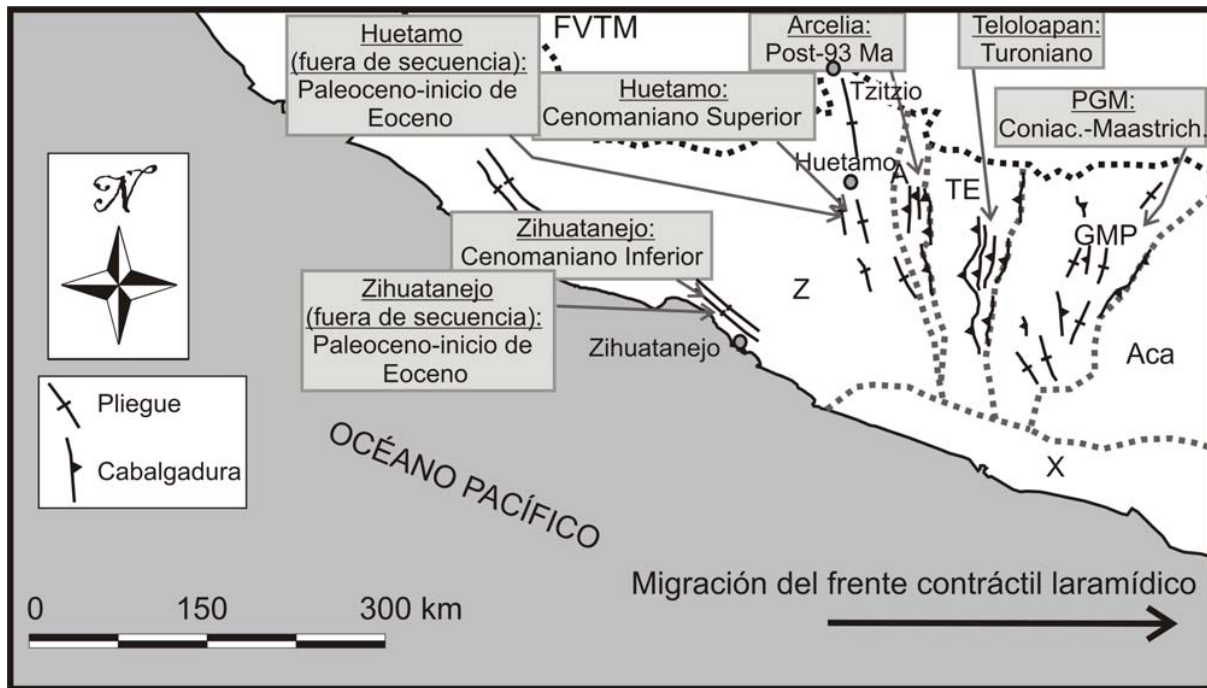


Figura 143 – Mapa estructural esquemático de la migración del frente contráctil de la orogenia Laramide (modificado de Cerca *et al.*, 2007 e integrado con los nuevos datos presentados en el presente trabajo).

8.6. Causas de la orogenia Laramide en el sur de México

La mayoría de los autores han propuesto la acreción del terreno Guerrero como la causa principal de la orogenia Laramide en el sur de México (Tardy *et al.*, 1994; Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Keppie, 2004; Talavera-Mendoza *et al.* 2007). Sin embargo, el marco cronológico de la deformación laramídica en el sur de México, integrado con los nuevos datos obtenidos en el presente trabajo, lleva a cuestionar una relación directa entre las estructuras laramídicas y la acreción del terreno Guerrero a lo largo de la margen continental de Norte América. De acuerdo con el modelo propuesto por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), el terreno Guerrero se compondría por tres arcos distintos, que se acrecieron a Norte América en tiempos diferentes (Fig. 19). Según estos autores, los arcos de Teloloapan y Arcelia se acrecieron y amalgamaron a la margen continental del sur de México a partir del Cenomaniano Superior, mientras que, el terreno Zihuatanejo se acrecionó por último durante el final del Cretácico, cabalgando a las rocas del terreno Arcelia. Sin embargo, los datos reportados en el presente trabajo apoyan más bien la migración progresiva de la deformación laramídica desde el terreno Zihuatanejo al oeste, donde la compresión inició en el Cenomaniano, hasta la PGM al este, donde el frente laramídico pasó entre

el Coniaciano y el Maastrichtiano. Considerando la paleogeografía propuesta por Talavera-Mendoza *et al.* (2007), parcialmente modificada de acuerdo a las observaciones reportadas en el párrafo 8.1.1., la única manera para poder producir dicha migración es de asumir que, en un inicio, el terreno Zihuatanejo se acrecionó y amalgamó con el terreno Teloloapan, y, sucesivamente, los dos se acrecionaron juntos a la margen de Norte América (Fig. 144). La cesación del magmatismo de arco al final de Neocomiano, tanto en la PGM como en el terreno Teloloapan, indica que, a partir del Aptiano, ya no había subducción activa por debajo de estas regiones. Esto implica que el terreno Teloloapan tuvo que haberse acrecionado a lo largo de la PGM a partir del Aptiano, y, consecuentemente, la acreción del terreno Zihuatanejo tuvo que haber ocurrido anteriormente aún (Fig. 144).

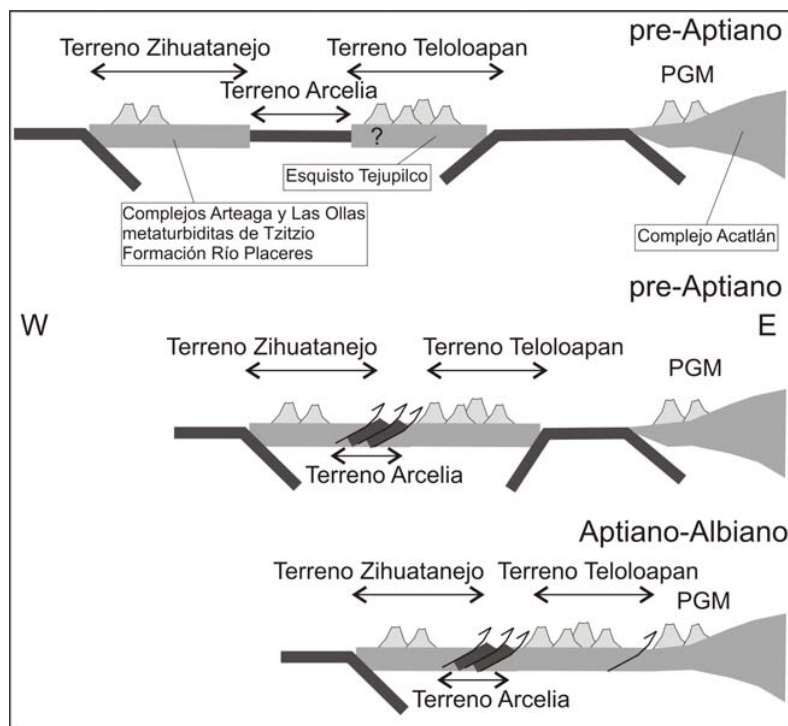


Figura 144 – Reconstrucción esquemática de la dinámica de la acreción del terreno Guerrero, a partir de la paleogeografía propuesta por Talavera-Mendoza *et al.* (2007).

De esta manera, la cronología de la acreción del terreno Guerrero no es compatible con la edad de la deformación Laramide documentada en el sur de México. Esto implica que, si acreción hubo a lo largo de la margen continental de Norte América, esta tuvo que haber ocurrido antes que la orogenia Laramide. Por lo tanto, en el presente trabajo se considera que no existe ninguna relación entre el cinturón de pliegues y cabalgaduras laramídico en el sur de México y la acreción del terreno Guerrero a la margen continental. Lo discutido en este párrafo lleva de manera obligada a una pregunta: ¿si acreción hubo a lo largo de la margen de Norte América, esta cuando ocurrió? La extinción del magmatismo al final del Neocomiano en las regiones de la PGM y el terreno

Teloloapan, constriñe la acreción del terreno Guerrero al Aptiano-Albiano. Sin embargo, la ausencia de discordancias estratigráficas importantes en las sucesiones del Cretácico Inferior del terreno Guerrero sugiere que la sedimentación ocurrió en un ambiente tectónicamente estable, caracterizado por subsidencia continua, la que permitió la deposición de gruesas sucesiones marinas. La ausencia aparente de eventos de deformación contráctil, y de zonas de sutura, en el registro geológico del Cretácico Inferior, así como la posibilidad de poder correlacionar lateralmente las sucesiones del terreno Guerrero, en el marco de variaciones de facies (véase párrafo 8.3.1.), favorece la posibilidad que, en el sur de México, la acreción principal de terrenos alóctonos ocurrió anteriormente al Cretácico. Este escenario apoya la autoctonía de las sucesiones volcánosedimentarias cretácicas del suroeste de México, como sugerido anteriormente por Cabral-Cano *et al.* (2000a y b) y Elías-Herrera *et al.* (2000). Sin embargo, a diferencia de la paleogeografía propuesta por Cabral-Cano *et al.* (2000a y b), se considera que las sucesiones cretácica no se desarrollaron por encima de las rocas continentales del Complejo Acatlán, sino al occidente de estas, arriba de las metaturbiditas triásico-jurásicas de los complejos Las Ollas y Arteaga, de la Formación Río Placeres, la sucesión metamórfica de Tzitzio y el Esquisto Tejupilco, como postulado por Centeno-García *et al.* (2008).

Otros autores han propuesto que la deformación Laramide en el sur de México representa el resultado del acoplamiento mecánico y la tracción relacionados con la subducción plana de la placa Farallón bajo la corteza de Norte América, resultado de un aumento de la velocidad de convergencia a lo largo de la trinchera pacífica (Solari *et al.*, 2007). Sin embargo, existen problemas para la aplicación de este modelo en el sur de México. La presencia de rocas ígneas en el bloque Jalisco y en la región comprendida entre Zihuatanejo (lavas de la formación Zihuatanejo) y Lázaro Cárdenas (lavas de 80 ± 6 y 78 ± 6 Ma, Grajales y López, 1984 en Centeno-García *et al.*, 2003), documenta actividad magmática de arco durante y posteriormente a la compresión en zonas cercanas a la paleotrinchera. Esto no parece apoyar una reducción substancial del ángulo de subducción, ya que esto habría inhibido el magmatismo de arco, como ha sido mostrado en modelos térmicos recientes (English *et al.*, 2003).

De manera alternativa, Cerca *et al.* (2007) han propuesto que la orogenia Laramide en el sur de México es el resultado de la entrada de la placa del Caribe entre Norte y Sur América, lo que produjo la deformación de las márgenes continentales. De acuerdo con Pindell *et al.* (2006), el inicio de la migración hacia el este-noreste de la placa del Caribe ocurrió en el Aptiano. La colisión de un segmento del arco de las Antillas Mayores durante el Cenomaniano podría haber desencadenado la compresión en el sur de México, y determinado la migración de la deformación desde oeste a este, de acuerdo con la cronología de la orogenia Laramide. Aunque es todavía difícil

establecer con exactitud los detalles de este escenario (por ej. cual es la parte del arco de las Antillas Mayores que colisionó contra la margen pacífica de Norte América), este modelo representa hasta la fecha la solución que menos conflictos presenta con el marco geológico reconocido en el suroeste de México.

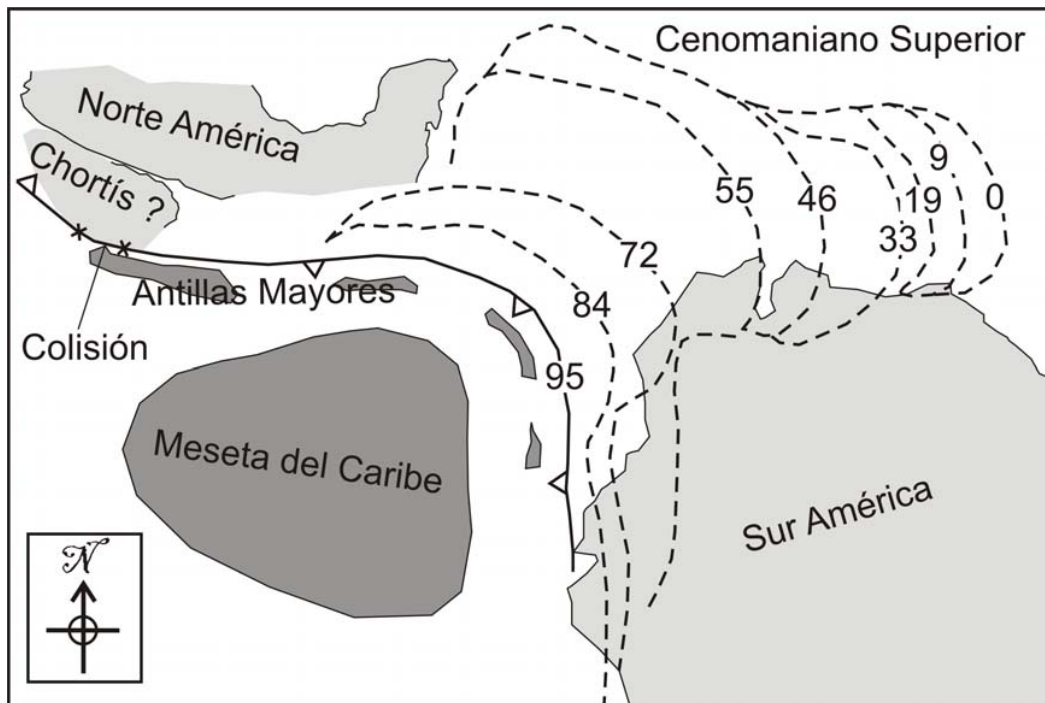


Figura 145 – Reconstrucción esquemática de la entrada de la placa del Caribe entre Norte y Sur América (modificado de Pindell *et al.*, 2006). Las líneas de trato discontinuo representan la posición de la paleotrichera del Caribe desde el Cenomaniano Superior hasta hoy. De acuerdo con Pindell *et al.* (2006), se reporta además la región donde se ubicaría la meseta del Caribe, desarrollada durante un periodo de actividad magmatica intensa entre 95 y 88 Ma (Hoernle *et al.*, 2002).

8.7. La deformación transcurrente en el sur de México

El análisis estructural realizado en el presente trabajo permitió reconocer evidencias de una tectónica transcurrente importante en el área de estudio, tanto izquierda como derecha. En la figura 146 se presenta una síntesis y una correlación entre los eventos de deformación del Terciario reconocidos en las regiones de Huetamo y Zihuatanejo.

En la parte del área de estudio adyacente a la costa, entre Feliciano y Zihuatanejo, se reconocieron rotaciones significantes en sentido horario de los pliegues laramídicos pre-existentes, así como estructuras contráctiles de segundo orden, que se interpretan como el resultado de una compresión local, asociada con la rotación. El sentido de la rotación, así como la presencia de escasas zonas de cizalla derechas en esta región, permiten asociar dichas estructuras con una fase de transcurrencia derecha (D_{3Z}), relacionada con una extensión principal NE-SW (Fig. 146). La ausencia de dicha

deformación en la zona de Huetamo sugiere que, la transcurrancia derecha representó un evento local, que afectó las sucesiones cretácicas sólo a lo largo de la zona costera del área de estudio. Considerando que la deformación D_{3Z} produjo la rotación de los pliegue fuera de secuencia de la orogenia Laramide, y que el patron estructural desarrollado durante la transcurrancia derecha está cortado por el batolito de Agua Zarca, es posible constreñir la edad de esta fase de deformación entre el Paleoceno y 46 Ma.

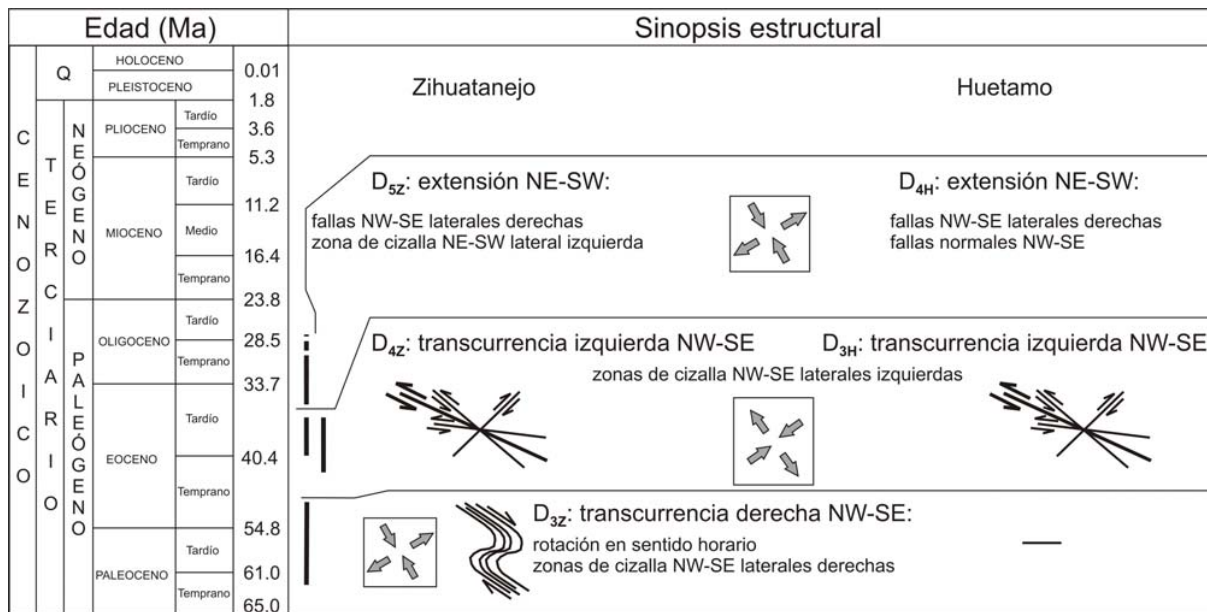


Figura 146 – Sinopsis de los eventos de deformación del Terciario, reconocidos en las regiones de Huetamo y Zihuatanejo en el presente trabajo.

Tanto en la región de Zihuatanejo, como en la de Huetamo, se reconoció un evento regional de transcurrancia izquierda (fases D_{3H} y D_{4Z}), que determinó el desarrollo de zonas de cizallas izquierdas, tanto dúctiles como frágiles, con una orientación dominante NW-SE. En la región de Huetamo, se reconoció una zona de cizalla izquierda principal, que se extiende entre los poblados de El Espiritu Santo y Comburindio, a lo largo de la cual se observa la progresión de la deformación desde un régimen plástico a uno puramente frágil. La presencia de dicha zona de cizalla está evidenciada por el alineamiento de catorce centros ígneos silíceos a lo largo de su traza, desde el batolito de La Huacana hasta el poblado de Arcelia (Fig. 147). Dicho alineamiento indica claramente que, en esta región, la distribución de los productos magmáticos está controlada de manera significativa por la zona de cizalla, y sugiere que el lineamiento tectono-magmático La Huacana-Arcelia representa una zona de debilidad principal de la corteza, a lo largo de la cual fue favorecido el ascenso de magma. Adicionalmente, el patron hidrográfico de la región indica el

control de esta zona de cizalla también sobre el sistema de drenaje. El Río Balsas, que representa el río principal del suroeste de México, corre por aproximadamente 150 km paralelamente a la traza del lineamiento La Huacana-Arcelia (Fig. 147).

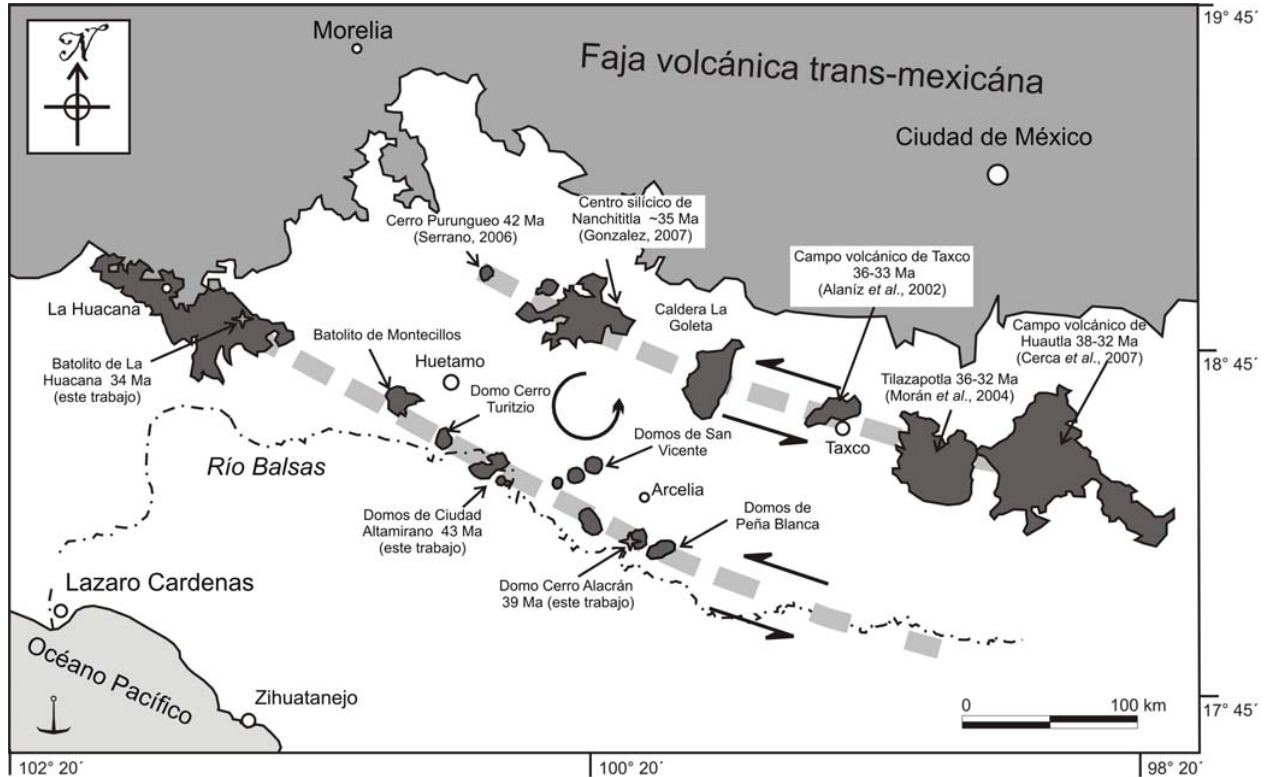


Figura 147 – Mapa de localización de los lineamientos tectono-magmáticos La Huacana-Arcelia y Puringueo-Huautla, realizado con base en los datos obtenidos en el presente trabajo y en Morán-Zenteno *et al.* (2004) y Ferrari *et al.* (2004). En el mapa se observa el alineamiento de centros silíceos a lo largo de las trazas de las zonas de cizalla.

Un lineamiento tectono-magmático, cinematicamente comparable con la zona de cizalla La Huacana-Arcelia, ha sido reportado anteriormente ~70 km al norte del área de estudio (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Ferrari *et al.*, 2004), donde se extiende por aproximadamente 200 km desde el Cerro Purungueo hasta el campo volcánico de Huautla, con una orientación paralela a la costa pacífica actual (Fig. 147). La transcurrencia izquierda a lo largo de las dos cizallas principales determinó la rotación en sentido antihorario de los pliegues laramídeos pre-existentes, como es posible observar en los alrededores de Huetamo, donde los ejes de los pliegues de la fase D_{2H} definen geometrías sigmoideas a la escala kilométrica, compatibles con un movimiento de rotación antihorario alrededor de un eje vertical (Fig. 89).

La superposición de fallas laterales izquierdas, con una orientación NW-SE, a las milonitas de la zona de cizalla El Espiritu Santo-Comburindio, indica la progresión de la deformación desde un régimen plástico a uno frágil. Dado que las milonitas se desarrollaron en las rocas de la formación Capeo, las que, durante el Terciario, ocupaban los niveles estratigráficos más superficiales, se sugiere que el cizallamiento ocurrió en parte contemporaneamente con el emplazamiento del batolito de San Jerónimo-Guayameo, lo que determinó una anomalía térmica positiva en esta región, que permitió la deformación de las rocas bajo un régimen plástico. Las edades U-Pb y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de ~40 y ~43 Ma, respectivamente, obtenidas para dicho batolito, sugieren que su emplazamiento ocurrió por pulsos magmáticos consecutivos al final del Eoceno Inferior. Considerando que las fallas laterales izquierdas de la fase D_{3H} cortan tanto los batolitos (~40 Ma, U-Pb) como las lavas de Huetamo (43-40 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), es posible extender la actividad de la transcurrencia izquierda por lo menos en el Eoceno Superior.

Morales-Gómez (2005) ha interpretado el patrón estructural de la región comprendida entre Tzitzio y Huetamo como el resultado de un régimen transpresivo, que desencadenó una transcurrencia N-S y el plegamiento principal en esta región. Sin embargo, en este trabajo se documenta claramente que, en el área de estudio, la transcurrencia se desarrolló según un patrón estructural con una orientación dominante NW-SE. Además, considerando que la formación Capeo no presenta evidencia de plegamiento, mientras que se encuentra intensamente cizallada, es posible afirmar que, por lo menos en el área de estudio, la transcurrencia y el acortamiento representan dos eventos temporalmente distintos.

En la región de Zihuatanejo, se reconoció una zona de cizalla lateral izquierda principal, que corta las rocas del batolito de Petatlán. También en este caso se ha observado la progresión de la deformación desde un régimen plástico incipiente a uno frágil, lo que sugiere que la actividad de dicha cizalla ocurrió en parte contemporaneamente con el enfriamiento del batolito de Petatlán. Las edades K/Ar en biotita de ~39 y ~37 Ma, reportadas por Stein *et al.* (1994), se consideran representativas de las últimas etapas del enfriamiento de dicho batolito, indicando que el cizallamiento izquierdo ya era activo durante el inicio del Cretácico Superior en la región de Zihuatanejo. La fase de transcurrencia D_{4H} determinó también el desarrollo de numerosas fallas laterales izquierdas, que cortan tanto los batolitos (48-40 Ma, U-Pb), como las lavas (43-39 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), lo que permite extender la edad de la deformación transcurrente izquierda por lo menos hasta el Eoceno Superior en la región de Zihuatanejo.

La última fase de deformación reconocida en el área de estudio está representada por fallas laterales derechas, desarrolladas a lo largo de las fallas izquierdas pre-existentes, escasas fallas normales, y una zona de cizalla milonítica izquierda, con una orientación subperpendicular a la costa pacífica

actual. Las estructuras de esta fase de deformación son compatibles, desde el punto de vista cinemático, con una transtensión derecha, asociada con una extensión NE-SW. La presencia limitada de fallas normales podría ser el resultado de la compensación de la extensión por el magmatismo (Parson y Thompson, 1991; Parson *et al.*, 1998), como sugiere el gran volumen de rocas volcánicas en el área de estudio. Casos análogos han sido reportados también en la región de Taxo (Alaníz-Álvarez *et al.*, 2002) y la Sierra de Nanchititla (Gonzalez-Cervantes, 2007), al noreste del área de estudio.

Resulta difícil constreñir la edad de este evento de deformación, debido a la falta de un registro estratigráfico post-eocénico representativo en el área de estudio. En la región de Huetamo, las fallas laterales derechas cortan a las ignimbritas, por lo tanto es posible estimar una edad máxima de 37 Ma para este evento de deformación. En la región de Zihuatanejo, la zona de cizalla milonítica de Playa Larga corta tanto las rocas del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo, como a las rocas de la formación Playa Larga. Considerando que los conglomerados y areniscas de dicha formación se componen principalmente por clastos de rocas intrusivas y volcánicas, referibles a los batolitos y a las lavas del Eoceno, es necesario asumir que la deformación transcurrente haya ocurrido posteriormente al inicio de la exhumación de los batolitos costeros y al emplazamiento de las lavas en esta región. Además, el estilo de la deformación indica claramente un comportamiento plástico de las rocas durante el cizallamiento, lo que sugiere que la deformación debe de haber ocurrido antes del enfriamiento del batolito de Vallecitos de Zaragoza-Zihuatanejo. La edad de isocrona Rb/Sr en biotita de 36.5 ± 5 Ma, reportada por Schaaf (1990), es representativa de las últimas etapas del enfriamiento de dicho batolito, por lo tanto se considera, en primera aproximación, como la mejor estimación de la edad de milonitización de la zona de cizalla de Playa Larga. Esta edad resulta compatible con la edad de post-37 Ma, asignada a esta misma fase de deformación en la región de Huetamo.

Resumiendo, en el área de estudio se ha documentado una fase de transurrencia izquierda regional, asociada con una extensión NW-SE, que determinó el desarrollo de zonas de cizallas izquierdas, las que se activaron durante el final del Eoceno Inferior y el inicio del Eoceno Superior, contemporáneamente al enfriamiento y exhumación de los batolitos de esta región. La transurrencia izquierda fue remplazada sucesivamente por una fase de transurrencia derecha, que determinó la reactivación de las estructuras pre-existentes, así como la formación de una zona de cizalla izquierda principal a lo largo de la costa de Zihuatanejo, cuya cinemática es compatible con una extensión NE-SW. Los datos actualmente disponibles indican que la transurrencia derecha fue activa a ~ 36 Ma en la región de Zihuatanejo, mientras que en la región de Huetamo se le asigna una edad máxima de post-37 Ma.

La evolución estructural post-paleocénica reconocida en el área de estudio es parecida a la documentada en la literatura en otras regiones del sur de México (véase Nieto-Samaniego *et al.*, 2006 para una síntesis). Sin embargo, los datos actualmente disponibles para los eventos de transcurrencia post-paleocénicos no permiten discriminar entre los escenarios propuestos en la literatura para el origen de dicha deformación. Esto se debe principalmente a que, en la mayoría de los casos, incluso el presente trabajo, los datos disponibles permiten constreñir sólo la edad de una parte de la actividad de las zonas de cizalla reconocidas en el sur de México. Por ejemplo, en el presente trabajo se ha documentado que la actividad de las zonas de cizalla El Espíritu Santo-Comburindio y El Manguito-Palomar ocurrió en parte contemporáneamente con el enfriamiento de los batolitos del final de Eoceno Inferior. Sin embargo, no es posible excluir que el desplazamiento a lo largo de estas cizallas empezó antes del emplazamiento de dichos batolitos, y que la milonitización traspuso fallas izquierdas pre-existentes. De manera análoga, Alaníz-Álvarez *et al.* (2002) y Morán-Zenteno *et al.* (2004) han reportado que la actividad del sistema de fallas Huautla-Cerro Purungueo ocurrió en parte contemporáneamente con el emplazamiento de los centros silícicos de Taxco y Tilzapotla, es decir durante el final del Eoceno. Sin embargo, también en este caso, no es posible excluir que el inicio del desplazamiento izquierdo haya empezado anteriormente, a partir del Eoceno Inferior, como lo sugiere la falta de deformación transcurrente significativa en el intrusivo de 42 Ma del Cerro Purungueo, lo que se encuentra a lo largo de la traza de dicho lineamiento (Serrano-Durán, 2005). Con base en el estado actual del conocimiento de las estructuras transcurrentes mayores, en el presente trabajo no se considera posible reconstruir con detalle patrones de migración de la deformación del Terciario en el sur de México. Los modelos que imponen la posición del bloque de Chortís en frente a la margen suroeste de México, durante el Terciario Temprano, explican la transcurrencia izquierda como el resultado del despegue y migración hacia el este de dicho bloque, y el desarrollo del límite de placa Norte América-Caribe (Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006). De acuerdo con estos modelos, la progresiva liberación de la margen continental desencadenaría la sucesiva fase de transtensión en el sur de México. Por otro lado, los modelos que imponen que la geometría de la paleotrinchera durante el Terciario fue parecida a la de la trinchera actual, implican que la deformación transcurrente izquierda representa el resultado de una partición de la deformación, resultado de una convergencia oblicua a lo largo de la margen continental del sur de México, como propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005). Nieto-Samaniego *et al.* (2007) ponen en evidencia la coexistencia de estructuras asociadas con una extensión NE-SW en la región de Tehuacan, y con una extensión NW-SE en la parte oriental del terreno Xolapa (falla de Chacalapa), las que resultan incompatibles entre sí desde el punto de vista cinemático, y que, consecuentemente, no pueden ser explicadas mediante una

partición de la deformación (Fig. 148). Esto impone las estructuras de la región de Tehuacan se desarrollaron en respuesta a un proceso geológico distinto del que produjo la transcurrencia izquierda a lo largo de la costa (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). En este sentido, los efectos de la partición de la deformación determinarían el desarrollo de una transcurrencia izquierda difusa entre el terreno Zihuatanejo y la PGM (~250 km desde la costa actual), mientras que en la parte oriental del terreno Xolapa la transcurrencia está limitada en una estrecha faja de ~70 km adyacente a la costa. Considerando que, el grado de acoplamiento entre la placa en subducción y la placa superior representa uno de los factores principales que rigen la forma en que se distribuye la deformación total en el sistema subductivo (Tikoff y Teyssier, 1994), es posible que las variaciones en el grado de difusión de la transcurrencia en el sur de México sean el resultado de variaciones en el ángulo de inclinación de la subducción a lo largo de la paleotrinchera pacífica. De manera alternativa, podrían representar también el resultado de la erosión por subducción diferencial a lo largo de la margen continental, como representado en la Figura 148.

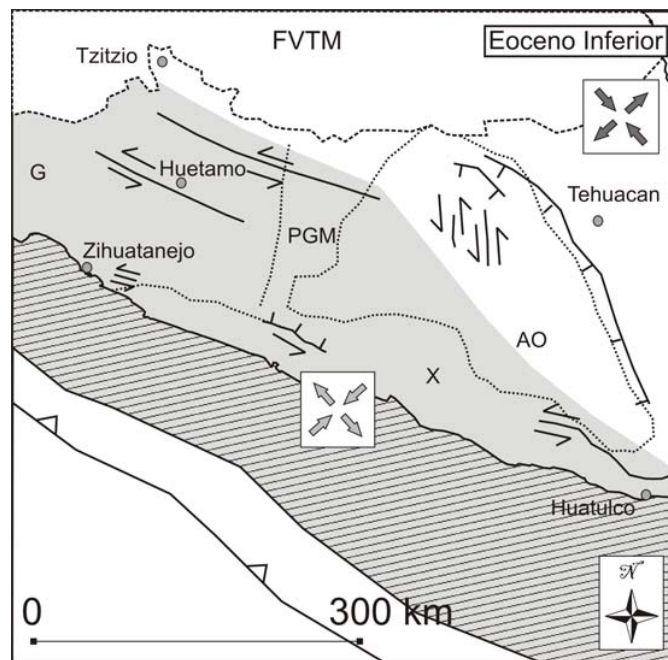


Figura 148 – Mapa de las estructuras mayores en la parte central y oriental de la SMS (modificado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2006), donde se muestra la incompatibilidad cinemática entre las fallas de la región de Tehuacan, y la falla de Chacalapa, en la parte oriental del terreno Xolapa. De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (2007), dichas estructuras están relacionadas con procesos tectónicos distintos. La variación en el grado de difusión de la transcurrencia izquierda podría ser el resultado de la erosión por subducción diferencial a lo largo de la margen continental del sur de México, la que determinó la remoción de un volumen mayor de roca en el área de Huatulco, respecto a la región de Zihuatanejo. G: terreno Guerrero, PGM: Plataforma Guerrero-Morelos, X: terreno Xolapa, AO: complejos Acatlán y Oaxaca, FVTM: Faja Volcánica transmexicana.

Adicionalmente a las dos fases de transcurrancia izquierda y transtensión derecha, se ha documentado, limitadamente a la región de Zihuatanejo, una fase de transcurrancia derecha durante el Paleoceno-inicio del Eoceno, que determinó el desarrollo de estructuras asociadas con una zona de cizalla principal derecha orientada paralelamente a la costa actual. Considerando que el vector de movimiento de la placa en subducción durante el Terciario presenta una dirección variable desde E-W a NW-SW (Engelbreton *et al.*, 1985), las estructuras relacionadas con dicha fase de deformación no pueden desarrollarse invocando una partición de la deformación a lo largo de la margen continental del sur de México. De manera alternativa, la presencia del bloque de Chortís frente a la margen pacífica meridional de Norte América podría explicar dicha fase de deformación en el marco del escape lateral de un cuneo continental, delimitado al norte por la zona de cizalla derecha de Zihuatanejo, y al sur por la falla izquierda de Guayape (Fig. 149).

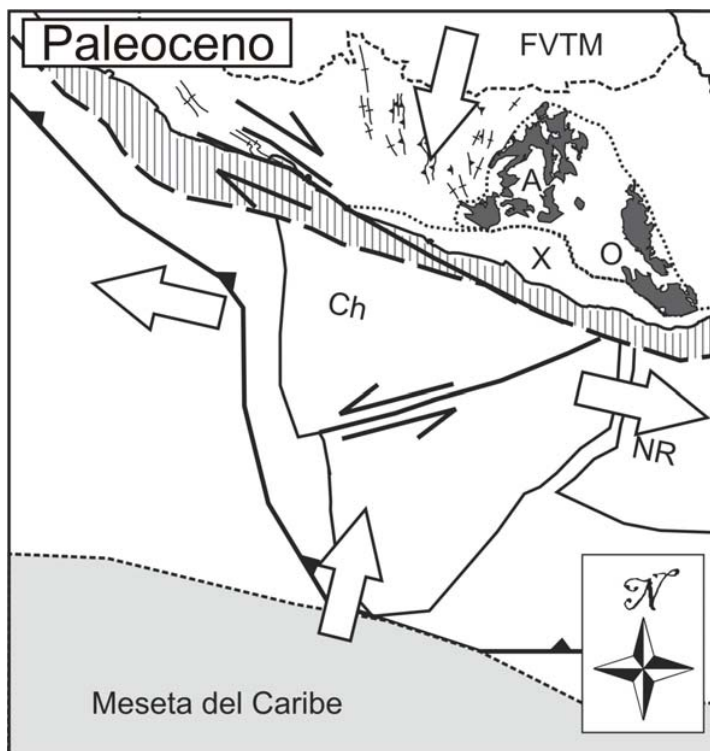


Figura 149 – Modelo propuesto en el presente trabajo para la fase de transcurrancia derecha del Paleoceno-Eoceno Temprano reconocida en la región de Zihuatanejo. Dicho modelo considera que la zona de cizalla de Zihuatanejo y la falla de Guayape definieron un sistema conjugado a la escala regional, desarrollado durante un evento de compresión NNW-SSE, lo que determinó el escape tectónico de la parte septentrional del bloque de Chortís. A: Complejo Acatlán, O: Complejo Oaxaca, X: terreno Xolapa, Ch: bloque de Chortís, NR: *nicaraguan rise*, FVTM: Faja Volcánica transmexicana.

El escape tectónico se acompañaría por importantes movimientos de rotación en sentido horario en la región de Zihuatanejo, determinando el desarrollo de las estructuras de la fase D_{3Z}. La

reconstrucción propuesta por Silva-Romo (2008) considera que la falla de Guayape representó la prosecución suroccidental de la falla de Caltepec en el sur de México. Sin embargo, dicho autor no presenta evidencias fuertes para corroborar esta correlación, por lo cual se considera la posibilidad de hipótesis alternativas, que puedan explicar los nuevos datos reportados. La zona de cizalla de Zihuatanejo y la falla de Guayape presentan geometría y cinemática compatibles con una compresión NNE-SSW (Fig. 149). Considerando que, de acuerdo con Pindell *et al.* (2006), durante el Paleoceno, la meseta del Caribe estaría migrando hacia el noreste, entrando entre Norte y Sur América, se considera en el presente trabajo, que la colisión de esta con la parte meridional del bloque de Chortís podría haber causado la compresión NNE-SSW, y el inicio de los procesos de escape tectónico (Fig. 149).

En conclusión, las estructuras de transcurrencia derecha documentadas en la región de Zihuatanejo favorecen la posición del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México durante Terciario, lo que apoyaría los modelos que explican la tectónica transcurrente difusa en la SMS como el efecto del despegue y migración de este bloque hacia su posición actual.

9. Conclusiones

El estudio estratigráfico y estructural, junto con el fechamiento isotópico de las rocas ígneas y metasedimentarias de la región de Huetamo-Zihuatanejo, y de las áreas colindantes, permitió contribuir a la definición de la estratigrafía y de la evolución estructural del terreno Guerrero. A continuación se enumeran en orden sucesivo los logros principales del presente trabajo.

1) Las edades U-Pb, obtenidas para zircones detríticos, procedentes tanto de la sucesión metamórfica de Tzitzio, como del Esquistos Tejupilco, indican que dichas sucesiones conforman el basamento pre-cretácico del terreno Guerrero, y documentan que estas se desarrollaron cerca o por encima de un basamento continental antiguo. Los zircones detríticos procedentes de estas sucesiones presentan picos de edad U-Pb similares entre sí, y comparables con las edades documentadas en la actualidad para las rocas de la parte crónica de Norte América. Estos datos favorecen el desarrollo de las metaturbiditas pre-cretácicas del terreno Guerrero a lo largo de la margen continental de Norte América, como propuesto por Centeno-García *et al.* (2008), respecto a los escenarios que contemplan una aloctonía mayor para estas rocas (por ej. Dickinson y Lawton, 2001).

2) La edad U-Pb de ~130 Ma obtenida para el batolito de Tingambato corrobora las edades anteriormente reportadas por Garza-González *et al.* (2004), e indica que las rocas anteriormente incluidas en el terreno Arcelia representan en realidad el registro de dos eventos magmáticos temporalmente distintos. Un evento de arco a los 132-130 Ma, que se correlaciona en el presente trabajo con el arco de Teloloapan, y uno de extensión trásarco entre 103 y 93 Ma. Este escenario excluye la presencia de un arco magmático del Albiano-Cenomaniano en esta región, y, consecuentemente de una zona de trincheras a lo largo del borde occidental del terreno Arcelia, como anteriormente reportado por Talavera-Mendoza *et al.* (2007).

3) El patrón deposicional reconocido en el área de Huetamo, indica que la sedimentación fue influenciada de manera significativa por las variaciones del nivel marino relativo, durante dos ciclos de transgresión-regresión. Además, la distribución de las facies sedimentarias de esta región, definida por medio de la nueva cartografía realizada en el presente trabajo, indica el aumento progresivo de la profundidad del ambiente de sedimentación hacia el este-noroeste. De acuerdo con este escenario, las sucesiones cretácicas entre Huetamo y la PGM podrían representar el registro de la deposición en una gran cuenca sedimentaria (cuenca Huetamo-PGM), cuya extensión progresiva culminó con la generación de un piso oceánico, representado por el complejo trásarco del terreno Arcelia.

4) El análisis estructural realizado en el presente trabajo permite reconocer una evolución tectónica compleja durante el Cretácico y el Terciario Temprano. Tanto en la región de Huetamo, como en la

de Zihuatanejo, se reconocieron dos fases de acortamiento principales. La primera fase determinó el plegamiento de las sucesiones marinas del área de estudio a partir del Cenomaniano, lo que resultó en el levantamiento regional de esta región, asociado con la finalización de la sedimentación calcárea, y el inicio de una sedimentación continental. Durante el Paleoceno o el inicio del Eoceno, la segunda fase determinó el plegamiento tanto de las sucesiones marina, como de las capas rojas continentales. Los pliegues asociados con esta fase de deformación presentan planos axiales y ejes paralelos a los desarrollados durante la fase de acortamiento previa, por lo que los pliegues reconocidos en el área de estudio representan estructuras de interferencia del tipo 0 de Ramsay (1967). La cronología de la primera fase de acortamiento es compatible con la migración del frente contráctil de la orogenia Laramide en el sur de México desde oeste a este, como postulado por de Cserna *et al.* (1980) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006). La segunda fase de acortamiento se interpreta como el resultado de una compresión fuera de secuencia, desencadenada en la zona de traspais durante la migración hacia el este del frente laramídico.

5) La cronología de la deformación documentada en el presente trabajo concuerda con el modelo de migración del frente contráctil de la orogenia Laramide desde oeste a este, lo que contrasta con la cronología de la acreción del terreno Guerrero propuesta por Talavera-Mendoza *et al.* (2007). Por lo tanto se considera que no exista ningún tipo de relación entre la orogenia Laramide en el sur de México y la acreción del terreno Guerrero a la margen continental de Norte América. Al igual, los modelos que consideran la deformación Laramide como el resultado de la subducción horizontal por debajo de Norte América, no pueden explicar la presencia de magmatismo de arco en zonas cercanas a la trinchera (bloque Jalisco y Zihuatanejo), por lo cual este proceso no se considera una opción posible. De manera alternativa, la colisión de un segmento del arco de las Antillas Mayores durante el Cenomaniano podría haber desencadenado la compresión en el sur de México, y determinado la migración de la deformación desde oeste a este, de acuerdo con la cronología de la orogenia Laramide.

6) La deformación del Eoceno-Oligoceno reconocida en el área de estudio es compatible con el patrón estructural documentado en otras regiones del sur de México, y se caracteriza por una fase de transcurrancia izquierda regional, asociada con una extensión NW-SE, y una fase de transcurrancia derecha posterior, asociada con una extensión NE-SW. Adicionalmente, se reconoció por primera vez una zona de cizalla derecha con orientación NW-SE en la región de Zihuatanejo, activa entre el Paleoceno y/o inicio del Eoceno. La cinemática de dicha cizalla no es compatible con una partición de la deformación a lo largo de la margen pacífica de Norte América, considerando la dirección del vector de movimiento de la placa en subducción estimado durante este intervalo de tiempo. Por lo tanto, se explica dicha fase de deformación en el marco del escape lateral de un cuneo continental,

delimitado al norte por la zona de cizalla derecha de Zihuatanejo, y al sur por la falla izquierda de Guayape, favoreciendo la posición del bloque de Chortís frente a la margen pacífica del sur de México durante el Terciario Temprano. Con base en la supuesta migración hacia el noreste de la placa del Caribe, a partir del Cretácico Superior, se considera en el presente trabajo, que el escape tectónico podría ser el resultado de la colisión de la meseta del Caribe contra la margen meridional del bloque de Chortís durante el Paleoceno.

10. Bibliografía

- Alaníz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- Alencaster, G., y Pantoja-Alor, J., 1998, Two new Lower Cretaceous rudists (Bivalvia-Hippuritacea) from the Huetamo region; southwestern Mexico: *Geobios*, v. 22, p. 15-28.
- Altamira-Areyán, A., 2002, Las litofacies y sus implicaciones de la cuenca sedimentaria Cutzamala-Tiquicheo, Estado de Guerrero y Michoacán, México [Tesis de Maestría]: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 79p.
- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: *GSA Bulletin*, v. 94, p. 941-966.
- Barrios-Rodríguez, F., Bastida-Jímenez, R., Rosales-Franco, E., 2002, Carta geológico-minera Lázaro Cárdenas E13-6-9, Michoacán, Colima, Guerrero, 1:250.000, Servicio Geológico Mexicano.
- Bellon, H., Maury, R.C., Stephan, J.F., 1982, Dioritic basement, Site 493: petrology, geochemistry and geodynamics, *en: Initial reports of Deep Sea Drilling Project: LEE M. (Ed.)*, v. LXVI, 723-731, United States Government Printing Office, Washington.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gámez, M., Tolson, G., y Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, n. 3, p. 429-435.
- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, n. 3, p. 1027.
- Bonneau, M., 1976, A propósito de la edad de los afloramientos Volcánicos y Volcanoclásticos de la región de Zihuatanejo, Gro: III Congreso Geológico Lat., Resúmenes, Acapulco, Gro.
- Buitrón-Sánchez, B.E., y Pantoja-Alor, J., 1998, Albian Gastropods of the rudist-bearing Mal Paso Formation, Chumbitaro región, Guerrero, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 14-20.
- Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H.R., y Harrison, C.G.A., 2000a, Constraining the Late Mesozoic and Early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region: *The Journal of Geology*, v. 108, p. 427-446.
- Cabral-Cano, E., Lang, H.R., y Harrison, C.G.A., 2000b, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implication for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 13, p. 443-457.
- Campa-Uranga, M.F., 1977, Estudio tectónico. Prospecto Altamirano-Huetamo: *Petróleos Mexicanos*, Informe geológico 146 (IGPR-146), 94 pp.
- Campa, M.F., Campos, M., Flores, R., Oviedo, R., 1974, La secuencia mesozoica volcánica-sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 35, p. 7-28.
- Campa-Uranga, M.F., y Coney P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040-1051.
- Campa, M.F., y 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: *Unión Geofísica Mexicana*, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, v. 24, n. 2, p. 173.
- Campa, M.F., Oviedo, R., Tardy, M., 1976, La cabalgadura laramídica del dominio volcano-sedimentario (Arco de Alisitos-Teloloapan) sobre el miogeosinclinal mexicano en los límites de los estados de Guerrero y México: III Congreso Latino-Americano de Geología, México, Resúmenes, p. 23.
- Campa-Uranga, M.F., y Ramírez, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: *Universidad Autónoma de Guerrero*, serie Técnico-Científica 1, 101 pp.
- Campa-Uranga, M.F., Ramírez, J., y Bloome C., 1982, La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiniano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán: *Sociedad Geológica Mexicana*, Convención Geológica Nacional, 6a, Abstracts, p. 48.
- Campa, M.F., Ramírez, J., Flores, R., Coney, P.J., 1980, Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de Guerrero, Michoacán, México y Morelos: V Convención Nacional de la Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., 29 pp.

- Carrillo-Martinez, M., y Martinez, E., 1983, Evidencias de facies continentales en la Formación Matzitz, Estado de Puebla: *Revista del Instituto de Geología*, v. 5, 117-118.
- Cawood, P.A., y Nemchin, A.A., 2001, Paleogeographic development of the East Laurentian margin; constraints from U-Pb dating of detrital zircons in the Newfoundland Appalachians: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1234-1246.
- Centeno-García, E., 1994, Tectonic evolution of the Guerrero Terrane, Western, Mexico: [Tesis de Doctorado], University of Arizona.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., y Iriando, A., 2003, Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane-a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico: En: *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 201-228.
- Centeno-García E., Guerrero-Suastegui M., y Talvera-Mendonza O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *Geological Society of America Special Paper*.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419-422.
- Cerca, M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico tardío-Terciario temprano en la zona de la Plataforma Guerrero-Morelos [Tesis de doctorado], Univ. Nac. Aut. de México, Centro de Geociencias, Campus UNAM Juriquilla, Qro.
- Cerca, M., Ferrari, L., Bonini, M., Corti, G., Manetti P., 2004, The role of crustal heterogeneity in controlling vertical coupling during Laramide shortening and the development of the Caribbean-North America transform boundary in southern Mexico: insights from analogue models, *en* Grocott, J., Taylor G., Tikoff, B., eds., *Vertical coupling and decoupling in the Lithosphere: Geological Society, Special Publication 227*, p. 117-140.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriando, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, northern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: *Tectonics*, v. 26, doi: 10.1029/2006TC001981
- Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M., Tolson, G., Manetti, P., 2008 (en prensa), Geological evolution of the southern margin of Mexico (Xolapa complex) during the Early Tertiary: a discussion based on analogue models. *en*: James, K.H., M.A., Lorente y J., Pindell (eds.), *Geology of the area between North and South America, with focus on the origin of the Caribbean Plate: Geological Society, London, Special Publication*.
- Claesson, S., y Roddick, J.C., 1983, ⁴⁰Ar/³⁹Ar data on the age and metamorphism of the Otffället dolerites, Särvi Nappe, Swedish Caledonides: *Lithos*, v. 16, p. 61-73.
- Claoué-Long, J.C., Compston, W., Robert, J., Fanning, C.M., 1995, Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis, *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation. Society for Sedimentary Geology Special Publication*, v. 4, p. 3-21.
- Corona-Chávez, P., Poli, S., y Bigioggero, B., 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 169-191, doi: 10.1111/j.1525-1314.2006.00632.x.
- Corona-Esquivel, R. 1983. Estratigrafía de la región comprendida entre Olinalá y Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5, 17-24.
- Dávila-Alcocer, V.M. y Guerrero-Suástegui, M., 1990, Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcanosedimentaria al oriente de Arcelia, estado de Guerrero: En: 10th Convención Geológica Nacional (México DF), *Memoria de Resúmenes. Soc. Geol. Mex.*, p. 83.
- De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, estado de Guerrero: *UNAM, Instituto de Geología, Boletín* v. 62, 77 p.
- De Cserna, Z., Fries, C. Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), y Resumen de la Geología de la Hoja Taxco, Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Series, mapa (1:100,00) y texto, 47 p.
- De Cserna, Z., Armstrong, R.L., Yañez-García, C., y Solorio-Munguía, J., 1978, Rocas Metavolcánicas e Intrusivos Relacionados – Paleozoicos de la región de Petatlán, Estado de Guerrero: *Revista del Instituto de Geología de la UNAM, México*, v.2, n.1, p. 1-7.

- De Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., y Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla, En Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas. V Convención Geológica Nacional, 2-33.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., y Hall, C.M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 29, p. 1590-1604.
- Delgado-Argote, L.A., Rubínovich-Cogan, R., Gasca-Duran, A., 1986, Descripción preliminar de la geología y mecánica de emplazamiento del complejo ultrabásico del Cretácico de Loma Baya, Guerrero, México: *Geofísica Internacional*, v. 25-4, p. 537-558.
- Díaz-Bravo, B.A., 2008, Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de La Goleta-Sultepec, estados de México y Guerrero: [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Dickinson, W.R., 1981, Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera, en Dickinson, W.R., y Payne, W.D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in southern Cordillera*: Arizona Geological Society Digest, v. 14, p. 113-135.
- Dickinson, W., y Lawton, T., 2001, Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *GSA Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *GSA Bulletin*, v. 94, p. 22-235.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *GSA Bulletin*, v. 100, p. 1023-1039.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, 259-274.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., y Valencia V.A., 2004a, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *GSA Bulletin*, v. 116, n. 7/8, p. 1016-1025.
- Elías-Herrera, 2004, Geología precenozoica de la región de Tejupilco, estado de México, y sus implicaciones tectónicas: [Tesis de Doctorado], Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment: *Tectonophysics*, v. 292, p. 321-326.
- Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlan Complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, v. 21, n. 3, p. 1-18.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000, Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation: *Journal of South American Science*, v. 13, p. 355-375.
- Engelbreton, A.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *GSA Special Paper*, v. 206, 59 p.
- English, J.M., Johnstone, S.T., Wang, K., 2003, Thermal modeling of the Laramide orogeny: testing the flat-slab subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 214, p. 619-632.
- Ferrari, L., Cerca-Martínez, M., López-Martínez, M., Serrano-Duran, L., y González-Cervantes, N., 2004, Age of formation of the Tzitzio antiform and structural control of volcanism in eastern Michoacán and western Guerrero: *GEOS, Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, Abstract of the IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, v. 24, p. 165.
- Ferrari, L., Martini, M., Cerca, M., López-Martínez, M., 2007, Magmatismo de arco y deformación Paleógeno-Mioceno en el sur de México: Restricciones para la posición del bloque de Chortis: Simposio sobre la conexión bloque de Chortis-sur de México en el tiempo y en el espacio, Resúmenes.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Shelton, P.A., y Espinosa-Arribarrena L., 1978, Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: *Revista de la Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, v. 2, n. 2, p. 150-162.

- Ferrusquía-Villafranca, I., 2001, Contribución al conocimiento geológico de Oaxaca. México-El área de Nejapa de Madero: Boletín del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 111, 100 p., 3 láms.
- Filkorn, H.F., 2001, A new species of *Mexicaprina* (Caprinidae, Coalcomaninae) and review of the age and paleobiogeography of the genus: *Journal of Paleontology*, v. 76, n. 4, p. 672-691.
- Finch, R.C., y Ritchie, A.W., 1991, The Guayape fault system, Honduras, Central America: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, p. 43-60.
- Fitz-Díaz, E., Campa, M.F., López, M.M., 2002, Fechamiento de lavas andesíticas de la Formación Zicapa, en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos, *Actas INAGEQ*, v. 8, n. 1, p.178.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Camprubí, A., Rubio-Ramos, M.A., y Prol-Ledesma, R.M., 2008, Deformación, vetas, inclusiones fluidas y la evolución tectónica de las rocas cretácicas de Valle de Bravo, Estado de México, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, n. 1, 59-81
- Frank, M.M., Kratzeisen, M.J., Negendank, J.F.W., y Boehnel, H., 1992, Geología y tectónica en el terreno Guerrero (México-sur): III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, *Actas tomo 4*, p. 290-293.
- Fries, C. Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín n. 60, 236 p.
- García-Barrera, P., y Pantoja-Alor, J., 1991, Equinoides del Albiano tardío de la Formación Mal Paso de la región de Chumbitaro, estados de Guerrero y Michoacán: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 4, p. 23-41.
- García-Díaz, J.L., Tardy M., Campa Uranga M.F., Lapierre H., 2004, Geología de la Sierra Madre del Sur en la región de Chilpancingo y Olinalá, Guerrero, una contribución al conocimiento de la evolución geodinámica del margen Pacífico mexicano a partir del Jurásico: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS*, v. 24, p. 173.
- Garza-González, A., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., Arriaga-García, G., Rosique-Naranjo, F., Medina-Avila, J.J., Iriando, A., 2004, Evolución magmática en el pórfido de cobre de Tiámara, Michoacán: evidencias del potencial Cu-Au en la sur de Mexico: *GEOS, Boletín Unión Geofísica Mexicana, Abstracts of the IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra*, v. 24, n. 2, p. 288.
- Geyh, M.A., y Schleicher, H., 1990, *Absolute Age Determination: Physical and Chemical Dating Methods and Their Application*, 503 pp., Springer-Verlag, New York, 1990.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios Gonzalez, L.A., 2005, Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico: *Sedimentary Geology, Special Volume*, v. 182, p. 87-100.
- González-Cervantes, N., 2007, Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla, Estado de México y Michoacán: [Tesis de Maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chavez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D., 2003, Paleocene adakite Au- Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics: *Journal of Geochemical Exploration* v. 4105, p. 1-16.
- Gordon, R.G., 1998, The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 26, p.615-642.
- Gordon, M., y Muehlberger, W., 1994, Rotation of the Chortís block causes dextral slip on the Guayape fault, *Tectonics*, v. 13, p.858-872.
- Guerrero-Suastegui, M., 1997, *Depositional History and Sedimentary Petrology of the Huetamo Sequence, Southwestern Mexico* [Tesis de Maestría]: University of Texas, El Paso.
- Guerrero-Suastegui, M., 2004, *Depositional and Tectonic History of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with Emphasis on Sedimentary Successions of the Teloloapan Area, southwestern Mexico*: [Tesis de Doctorado], Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canadá, 600 pp.
- Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991, El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero: *Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir*, p. 67-70.
- Hall, C.M., 1981, The application of K-Ar and Ar/Ar methods to the dating of recent volcanics and the Laschamp event [Tesis de Doctorado], University of Toronto, 186 pp.

- Harlow, G.E., Hemming, S.R., Avé Lallemant H.G., Sisson, V.B., y Sorensen, S.S., 2004, Two high pressure-low temperature serpentinite-matrix mélange belts, Motagua fault zone, Guatemala: A record of Aptian and Maastrichtian collision: *Geology*, v.32, n.1, p.17-20.
- Harrison, T.M., 1981, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende: *Contrib. Mineral. Petrol.*, v.78, 324-331.
- Harrison, T.M., y McDougall, I., 1981, Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra and thermal history of the region: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 55, p. 123-149.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985, Diffusion of the ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2461-2468.
- Hernández-Romano, U., 1999, Facies stratigraphy and diagenesis of the Cenomanian-Turonian of the Guerrero-Morelos Platform, southern Mexico: [Tesis de Doctorado] Posgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, Reading, UK.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., Barceló-Duarte, J., 1997, Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico: *Cretaceous Research*, v. 18, p. 661-686.
- Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M.S., Morales-Contreras, J.J., 2004, Edad de la Formación Chapolapa en la localidad del Río Cochoapa al este del Ocotito, estado de Guerrero: IV Reunión Mexicana de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Qro., pp. 338.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K. y Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa Complex (southern Mexico): *Tectonics*, v. 13, 455-474.
- Hoernle, K., van den Bogaard, P., Werner, R., Lissinna, B., Hauff, F., Alvarado, G., Garbe-Schoenberg, D., 2002, Missing history (16-71 Ma) of the Galapagos hotspot; implications for the tectonic and biological evolution of the Americas: *Geology*, v. 30, p. 795-798.
- Hudleston, P.J., 1973, An analysis of single layer folds developed experimentally in viscous media: *Tectonophysics*, v. 16, p. 17-98.
- Kaneoka, I., 1974, Investigation of excess argon in ultramafic rocks from the Kola peninsula by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 22, p. 145-156.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., y López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 120, p. 365-389.
- Keppie, J.D., y Morán-Zenteno, D.J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for Southern Mexico and the Chortis block: *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491
- Keppie, D.J., 2004, Terranes of Mexico revisited: a 1.3 billion year odyssey: *International Geology Review*, v. 46, p. 765-794.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v.68, p.277-279.
- Lang, H.R., Barros, J.A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C.G.A., Jansma, P.E., Johnson, C.A., 1996, Terrane deletion in northern Guerrero state: *Geofísica Internacional*, v. 35 (4), p. 349-359.
- Lang, H.R., y Frerichs, W.E., 1998, New planktic foraminiferal data documenting Coniacian age for Laramide orogeny onset and paleoceanography in southern Mexico: *Journal of Geology*, v. 106, p. 635-640.
- Lanphere, M.A., y Dalrymple, G.B., 1976, Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 32, p. 141-148.
- Larsen, E.S., Gottfried, D., Jaffe, H.H., y Waring, C.L., 1958, Lead-alpha ages of the Mesozoic batholiths of Western North America: *U.S. Geological Survey Bulletin*, n. 1070b, p. 46-47.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997, Pb, U and Th diffusion in natural zircon: *Nature*, v. 390, p. 159-162.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell, Oxford, 193 pp.
- Lemos-Bustos, O., y Fu-Orozco, V.M., 2002, Carta geológico-minera Placeres del Oro E14-A84, Guerrero, 1:50.000, Servicio Geológico Mexicano.
- Levresse, G., González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Tritlla, J., Camprubí, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Deloule, E., 2004, Petrology, U/Pb dating and (CO) stable isotope constraints on the source and evolution of the adakite-related Mezcala Fe-Au skarn district, Guerrero, Mexico: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 301-312.

- Lopez-Ticha, D., 1985, Revisión de la estratigrafía y potencial petrolero de la cuenca de Tlaxiaco: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 37, 49-92.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, S.P., Girón, P., Velasco-Tapia, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas: Actas INAGEQ, v. 1, p. 203-208.
- Ludwig, K.R., 2004, Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Publication n. 4.
- Malfait, B.T., y Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: GSA Bulletin, v. 83, p. 251-272.
- Mariscal-Ramos, C., Talavera-Mendoza, O., Centeno-García, E., Morales-Gómez, M., y Benammi, M., 2005, Preliminary magnetostratigraphic study of the upper cretaceous dinosaur site from La Barranca Los Bonites, Tiquicheo (Michoacán State, Southern Mexico): Reunión Annual de la Unión Geofísica Mexicana 2005, v. 25, n. 1, p. 57-58.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks in western Oaxaca, southern Mexico: Tectonophysics, v. 318, p. 71-98.
- Martiny, B., Silva-Romo, G., Morán-Zenteno, D., 2002, Tertiary faulting and the relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico, paper presented at 98th Annual Meeting, Cordilleran Sect., GSA.
- McDonough, W.F., y Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: Chemical Geology, v. 120, p. 223-253.
- McDougall, I., y Harrison, T.M., 1988, Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method: Oxford University press, Oxford, 272 pp.
- McDougall, I., y Harrison, T.M., 1999, Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method: Oxford University Press, Oxford, 269 pp.
- McLennan, S.M., Bock, B., Compston, W., Hemming, S.R., McDaniel, D.K., 2001, Detrital zircon geochronology of Taconian and Acadian foreland sedimentary rocks in New England: Journal of Sedimentary Research, v. 71, p. 305-317.
- Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U.R. y Ratschbacher, R., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: an example for southern Mexico: Tectonophysics, v. 266, 81-100.
- Meza-Figueroa, D., Valencia-Moreno, M., Valencia, V. A., Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Díaz-Salgado, C., 2003, Major and trace element geochemistry and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology of Laramide plutonic rocks associated with goldbearing Fe skarn deposits in Guerrero state, southern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 16, p. 205-217.
- Montiel-Escobar, J.E., Librado-Flores, J. Salazar-Reyes, J., Bustamante-García, J., Sánchez-Garrido, E., 1998, Carta geológico-minera Morelia E14-1, Michoacán, Edo. de México y Guanajuato, 1:250.000, Servicio Geológico Mexicano.
- Montiel-Escobar, J.E., Segura de la Teja, M.A., Estrada-Rodarte, G., Cruz-López, D.E., Rosales-Franco, E., 2000, Carta geológico-minera Ciudad Altamirano E14-4, Guerrero, Michoacán y Edo de México, 1:250.000, Servicio Geológico Mexicano.
- Morales-Gómez, M., 2005, Geología estructural del sistema de fallas transcurrentes postcretácico de la región de Tiquicheo, Michoacán, sur de México: [Tesis de maestría], Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F.
- Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero: [PhD Thesis], Universidad Autónoma de México, México DF, 175 pp.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., y Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 136, p. 97-119.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, tomo LVII, n. 3, p. 319-341.
- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: Earth and Planetary Science Letters, v. 141, p. 51-65.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Alba-Aldave, L., González-Torres, E., Hernández-Treviño, T., Alanís-Alvarez, S.A., 2003, Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco

- transect: In: Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, 261-280.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G., 2000, geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica mexicana, v. LIII, p. 27-58.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N., 1999, Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Science*, v. 12, p. 513-535.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Chemical Geology*, v. 244, p. 452-473.
- Mortensen, J.K., Hall, B. V., Bissig, T., Friedman, R. M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulphide deposits in the Guerrero terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology*, v. 103, p. 117-140.
- Murillo-Muñetón, G., y Torres-Vargas, R., 1987, Mapa Petrogenético y Radiométrico de la República Mexicana: Instituto Mexicano del Petroleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Informe Inédito, Proyecto c-2010, 78 p.
- Murillo-Muñetón, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenvillian-age granulites and post-granulitic plutons from La Mixtequita area, State of Oaxaca in southern Mexico: [Tesis de Maestría]: Los Angeles, University of Southern California, 163 p.
- Nance, R. D., Miller, B. V., Keppie, J. D., Murphy, J. B., and Dostal, J., 2006, Acatlán Complex, southern Mexico: Record spanning the assembly and breakup of Pangea: *Geology*, v. 34, no. 10, p. 857-860.
- Navarro-Santillan, D., y Sour-Tovar, F., 1995. Braquiópodos espiriféridos de la Formación Santiago, Misisípico Inferior en el Municipio de Nochixtlán, Oaxaca: V Congreso Nacional de Paleontología, México D.F., Libro de Resúmenes, p. 28-29.
- Nicholls D.J., 1973, North American and European species of *Momipites* ("Engelhardtia") and related genera: *Geoscience and Man*, v. 7, p. 103-117.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., y Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: *GSA Bulletin*, v. 118, n. 1/2, p. 1868-1882.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Dávalos-Álvarez, O.G., 2007, Edad, cinemática y estilos de las deformaciones cenozoicas en Tehuacan, Oaxaca y Huatulco; implicaciones en la tectónica del sur de México, Simposio sobre la conexión Chortís-sur de México en el tiempo y en el espacio, Resúmenes.
- Omaña-Pulido, L., y Pantoja-Alor, J., 1998, Early Aptian benthic foraminifera from the El Cajón Formation, Huetamo, Michoacán, SW Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, n. 1, p. 64-72.
- Ontiveros-Tarango, G., 1973, Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la cuenca Morelos-Guerrero: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 25, p. 190-234.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldan-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., De la Fuente, M., 1990, North America Continent-Ocean Transects program, Transect H-3: Acapulco trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico. Geological Society of America, 1-9.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes Salas, A.M., Macías-Romo, C., y Lopez, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v.27, p. 719-722
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p. 1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., y Schaaf, P., 2007, The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach: *International Geology Review*, v. 49, p. 996-1024.

- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Solé-Viñas, J., Martens, U., Gómez-Tuena, A., Morán-Ical, S., Reyes-Salas, M., y Ortega-Obregón, C., 2004, Polyphase high-temperature ecogite-facies metamorphism in the Chuacús Complex, Central Guatemala: Petrology, geochronology and tectonic implications: *International Geology Review*, v. 46, p. 445-470.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20, p. 112-131.
- Ortíz-Hernández, E., Yta, M., Talavera-Mendoza, O., Lapierre, H., Monod, O., Tardy, M., 1991, Origine intra-pacifique des formations pluto-volcaniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional: *C. R. Acad. Sci.*, v. 312, p. 399-406.
- Pantoja-Alor, J., 1959, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Huetamo, Estado de Michoacán: Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Boletín, v. 50, p. 3-33.
- Pantoja-Alor, J., 1970, Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centroseptentrional de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Libroto-guía de la Excursión México-Oaxaca, pp. 67-84.
- Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 47, p. 1-46.
- Pantoja-Alor, J., 1990, Redefinición de las unidades estratigráficas de la secuencia mesozoica de la región Huetamo-Cd. Altamirano, estados de Michoacán y Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 10, Memoir, p. 121-123.
- Pantoja-Alor, J., y Gómez-Caballero, J.A., 2003, Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane) *in* Alcayde, M., and Gómez-Caballero, A., eds., Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper, v. 1, p. 229-260.
- Pantoja-Alor, J., y Skelton, P.W., 2000, *Tepeyacia corrugata* Palmer: rudist of the Polyconitidae family: VII Congreso Nacional de Paleontología y I Simposio Geológico en el Noreste de México, Linares, Nuevo León, México, p. 58-59.
- Parson, T., y Thompson, G.A., 1991, The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: Worldwide examples: *Science*, n.235, p. 1399-1402.
- Parson, T., Thompson, G.A., Smith, R.P., 1998, More than one way to stretch: a tectonic model for extension along the plume track of Yellowstone hotspot and adjacent Basin and Range Province: *Tectonics*, v. 17, p. 221-234.
- Perrilliat, M.C., Vega, F., Corona, R., 2000, Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the State of Guerrero, southern Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 74 (1), p. 7-24.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, W.C., III, Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labrecque, J., Haxby, W., 1988, A plate kinematic framework for models of the Caribbean evolution: *Tectonophysics*, v. 155, p. 121-138.
- Pindell, J., Kennan, W.V., Maresch, K.-P., Stanek, G., Draper, Higgs, R., 2005, Plate-kinematics and crustal dynamics of circum-Caribbean arc-continent interactions: Tectonic controls on basin development in Proto-Caribbean margins, *GSA Special Paper*, v. 394, p. 7-52.
- Pindell, J.L., Kennan, L., Stanek, K.P., Maresch, W.V., Draper, G., 2006, Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: eight controversies resolved: *Geologica Acta*, v. 4, n. 1-2, p. 303-341.
- Ráisz, E., 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Massachusetts, Geography branch of the Office of Naval Research, 1 map with text, scale 1:3,000,000.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 1991, Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Congreso Evolución Geológica de México, Soc. Mex. Miner., Instituto de Geología, UNAM, Memorias, p. 163-166.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: New York, McGraw-Hill, 568 pp.
- Ramsay, J.G., y Huber, M.I., 1987, *The technique of Modern Structural Geology*, Harcourt Brace Jovanovich Publishers, Alden Press, Oxford.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, v. 19, p. 1233-1236.
- 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, no. 3-4, p. 237-249.
- Ritchie, A.W., y Finch, R.C., 1985, Widespread Jurassic strata on the Chortis block of the Caribbean plate: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 17, p. 700-701.

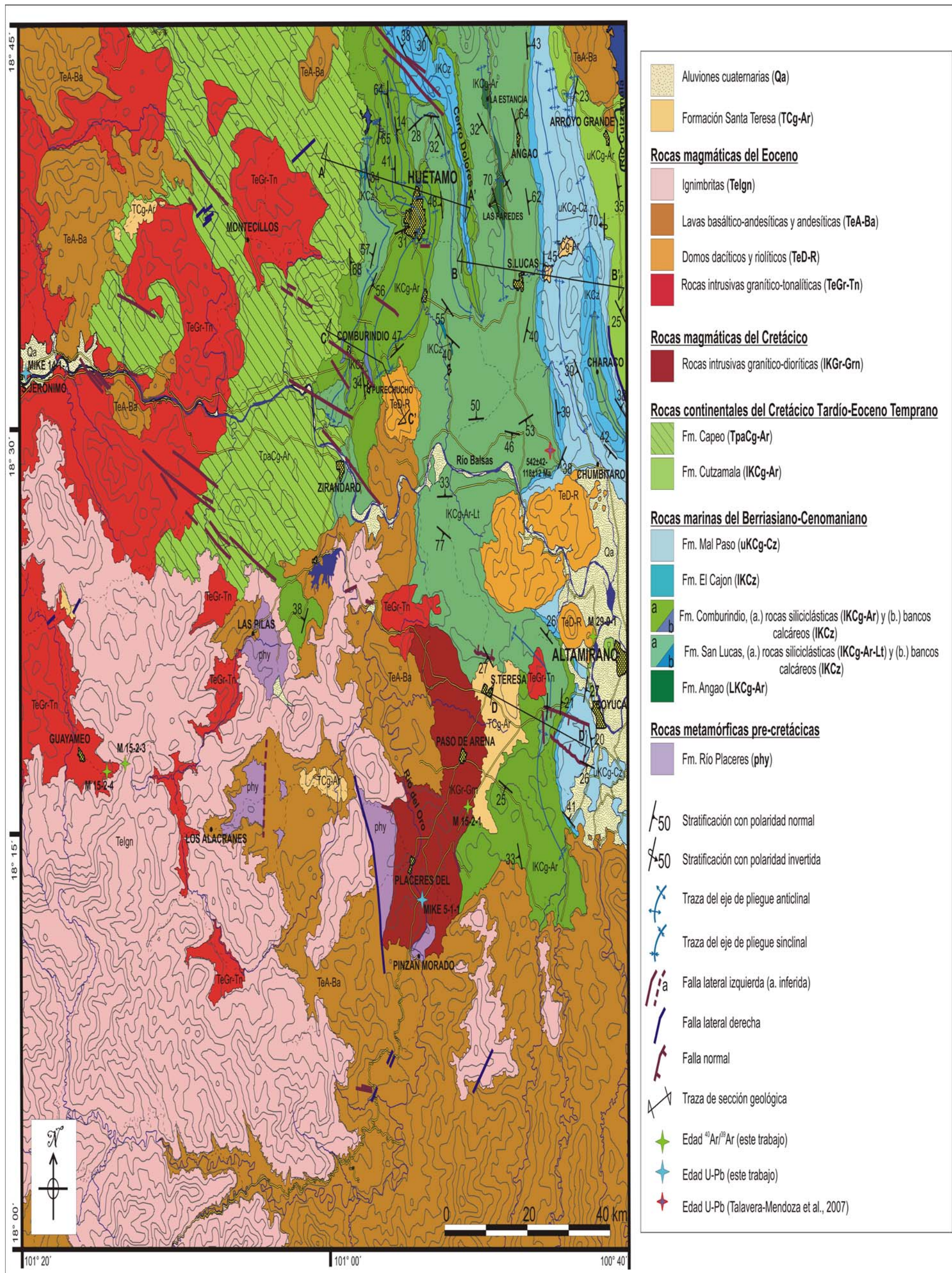
- Rivers, T., 1997, Lithotectonic elements of the Grenville Province: Review and tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 86, p. 117-154.
- Robison, R., y Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochistlan region, Oaxaca, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 42, p. 767-800.
- Rogers, R.D., 2003, Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America): [Tesis de doctorado], University of Texas, Austin, 289 pp.
- Ross, M.I., y Scotese, C.E., 1988, A hierarchical model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism, *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Salazar, M.S., 1973, Prospecto Altamirano-Área Huetamo R-114: PEMEX, 16 pp.
- Salinas-Prieto, J.C., 1986, Estudio Geológico de la Porción Occidental de la Región de la Montaña, Estado de Guerrero, Tesis profesional, ESIA Instituto Politécnico Nacional, 85 pp.
- Salinas-Prieto, J.C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Science*, v. 13, p. 389-402.
- Sánchez-Barreda, L. A., 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico: [Tesis de Doctorado] Austin, Texas, University of Texas.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A., Belousova, E., y Maciás-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, n. 11, p. 1005-1021.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: [Tesis de Doctorado], Ludwig-Maximilians Universität, München.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Koehler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, n. 5, p. 1339-1350.
- Schlaepfer, C.J., 1970, Geología Terciaria del área de Yanhuitlán-Nochistlán, Oaxaca, en Segura L.R., and Rodríguez-Torres, R., eds., *Libro Guía de la Excursión México-Oaxaca*, México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, Guidebook, p. 85-96.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez F., y Speed F.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper*, v. 278, p. 153.
- Serrano-Durán, L., 2006, Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero. [tesis de licenciatura], Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, Qro., 120 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, n. 1, p. 75-78.
- Silver, L. T., Anderson, T. H., y Ortega-Gutiérrez, F., 1994, The "thousand million year" orogeny in eastern and southern Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, n. 7, 48.
- Skelton, P.W., y Pantoja-Alor, J., 1999, Discovery of Coalcomana (Caprinidae) in the Lower Aptian El Cajón Formation in the San Lucas area, Michoacán, SW Mexico: *Fifth International Congress on rudists*, *Erlanger geol. Abh., Sonderband 3*, p. 66.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., y Hames, W.E., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, v. 365, 257-282.
- Solari, L., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., y Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *GSA Bulletin*, doi: 10.1130/B26023.1
- Sour-Tovar, F., 1990, Comunidades Cámbrico-Ordovícicas del área de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca, (Formación Tiñu): implicaciones paleoambientales y paleogeográficas: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 3, p. 7-24.
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207.

- Steiger, R.H., y Jäger, E., 1977, Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, p. 359-362.
- Stein, G., Lapierre, H., Monod, O., Zimmermann, J.L., y Vidal, R., 1994, Petrology of Some Mexican Mesozoic-Cenozoic Plutons: Sources and Tectonic Environments: *Journal of South American Earth Science*, v. 7, n. 1, p. 1-7.
- Sun, S.S., y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological Society Special Publications*, v. 42, p. 313-346.
- Talavera-Mendoza, O., 1993, Les formations orogéniques mésozoïques du Guerrero (Mexique meridional). Contribution a la connaissance de l'évolution géogénique des cordillères mexicaines [Ph.D Thesis] Univ. Joseph Fourier, Grenoble, France, 462 pp.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Guerrero-Suástegui, M., 1993, Geochemical evolution of the Guerrero Terrane - Example of a Late Mesozoic multi-arc system: *Proceedings of the First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, Guanajuato, Mexico, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, pp. 150-152.
- Talavera-Mendoza, O., 2000, Mélange in southern Mexico: geochemistry and metamorphism of the Las Ollas Complex (Guerrero Terrane): *Canadian Journal of Earth Science*, v. 13, n. 4, p. 337-354.
- Talavera-Mendoza, O., y Guerrero-Suástegui, M., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal of South Am. Earth Science*, v. 13, p. 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., y Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloapan Subterrane: A lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 3-22.
- 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, p. 682-699.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., y 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 the southwestern North America during the late Mesozoic: *GSA Bulletin*, v. 119, p. 1052-1065.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freyrier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lepinay, B., Beck, C., Martinez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, v. 230, p.49-73.
- Tikoff, B., y Teyssier, C., 1994, Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens: *Journal of Structural Geology*, v. 16, n. 11, 1575-1588.
- Tolson-Jones, G., 1998, Deformación, exhumación y geotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: [Ph.D. Thesis], Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Posgrado en Geofísica, Mexico D.F., 98 pp.
- Turner, G., 1968, The distribution of potassium and argon in chondrites. En: Ahrens, L.H. (Ed.), *Origin and Distribution of the Elements*. Pergamon, pp. 387-397.
- Twiss, R.S., y Moores, E.M., 1992, *Structural Geology*, Freeman, W.H., and Co. eds., 532 pp.
- Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J., Buitrón, B.E., Arellano, J., Grajales, M., 2000, Le fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paleogeographique: *Geobios*, v. 33, n. 6, p. 655-679.
- Valencia, V., Ducea, M.N., Ruiz, J., Gehrels, G., and Shoemaker, S., 2004, U-Pb single crystal systematics: constraints for the magmatism and northwest boundary of the Xolapa Complex, Mexico: *Denver Annual Meeting*, Denver, Geological Society of America, Abstracts with Programs.
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., de la Cruz-Vargas, J.C., 2007, Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: *GSA Bulletin*, v. 119, p. 1249-1264.

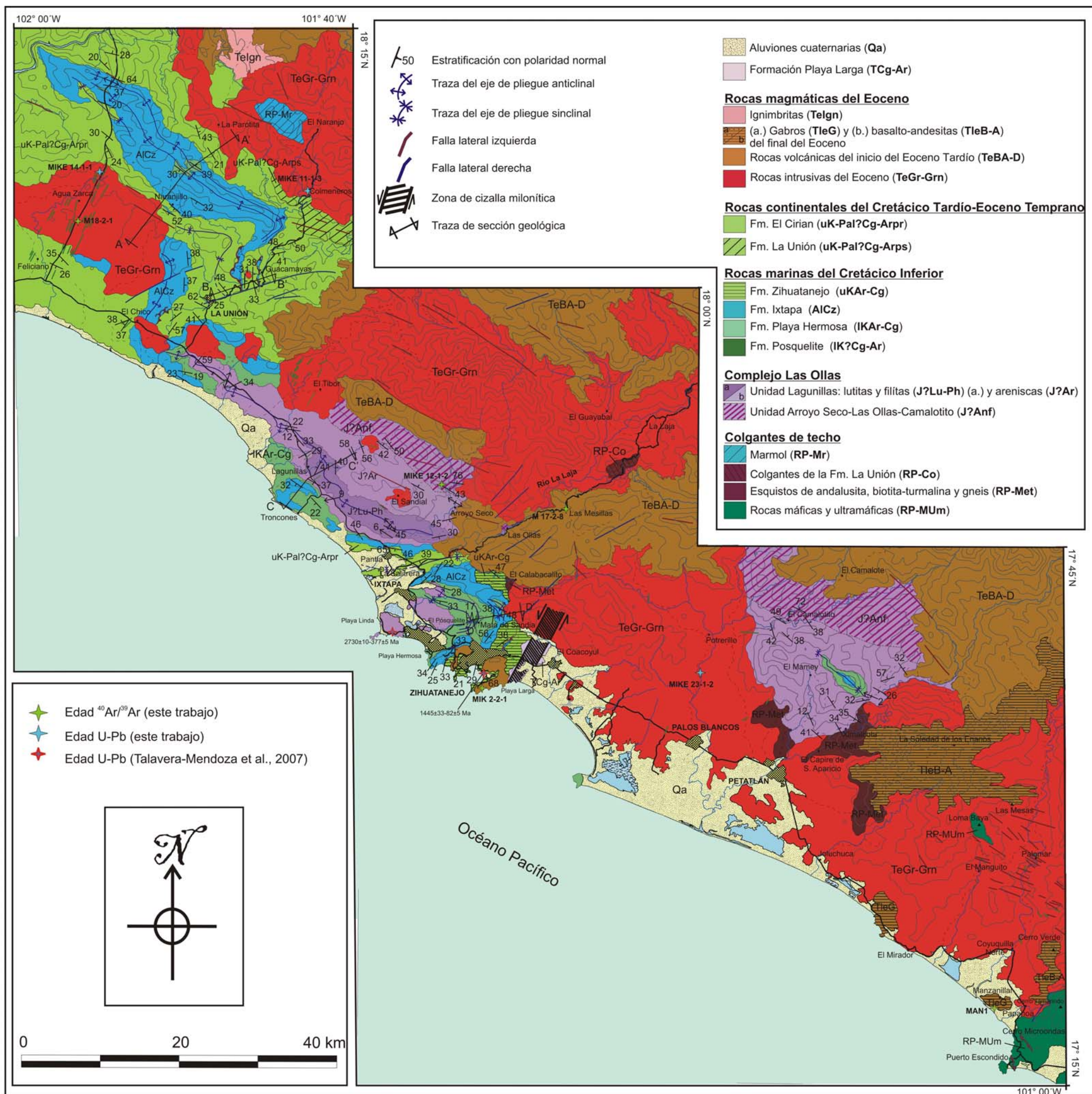
- Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., Velasco-Tapia, F., 1996, Calibración preliminar de fluorescencia de rayos X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas: Actas INAGEQ, v. 2, p. 237-242.
- Vidal-Serratos, R., 1986, Tectónica de la región de Zihuatanejo, Guerrero, Sierra Madre del Sur: [Tesis de Licenciatura] Instituto Politecnico Nacional, Ciudad de México, México, 155 pp.
- Vidal-Serratos, R., 1991a, Estratigrafía y tectónica de la región de Zihuatanejo, Estado de Guerrero, Sierra Madre del Sur: Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoirs, p. 231-233.
- Vidal-Serratos, R., 1991b, El miembro Posquelite de la Formación Zihuatanejo, evidencia estratigráfica de un sustrato continental para el arco Albiano de Zihuatanejo, Estado de Guerrero: Convención sobre la evolución geológica de México, Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoirs, p. 228-229.
- Vidal, R., Campa, M.F., Buitrón, B.E., y Alencaster, G., 1980, El conjunto petrotectónico de Zihuatanejo, Gro.-Coalcomán, Michoacán: V Convenio Geológico Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, México D.F., Resúmenes.
- Villasenor-Martínez, A.B., 1987, Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, Mexico: Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología, v. 1, p. 396-417.
- Wijbrans, J.R., y McDougall, I., 1986, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of white micas from an Alpine high-pressure metamorphic belt on Naxos (Greece): the resetting of the argon isotopic system: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 93, p. 187-194.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G. 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics: GSA Bulletin, v. 103, p. 817-828.
- York, D., Evensen, N.M., López-Martínez, M., y De Basabe-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line: American Journal of Physics, v. 73, n. 3, p. 367-375.

11. Anéxos

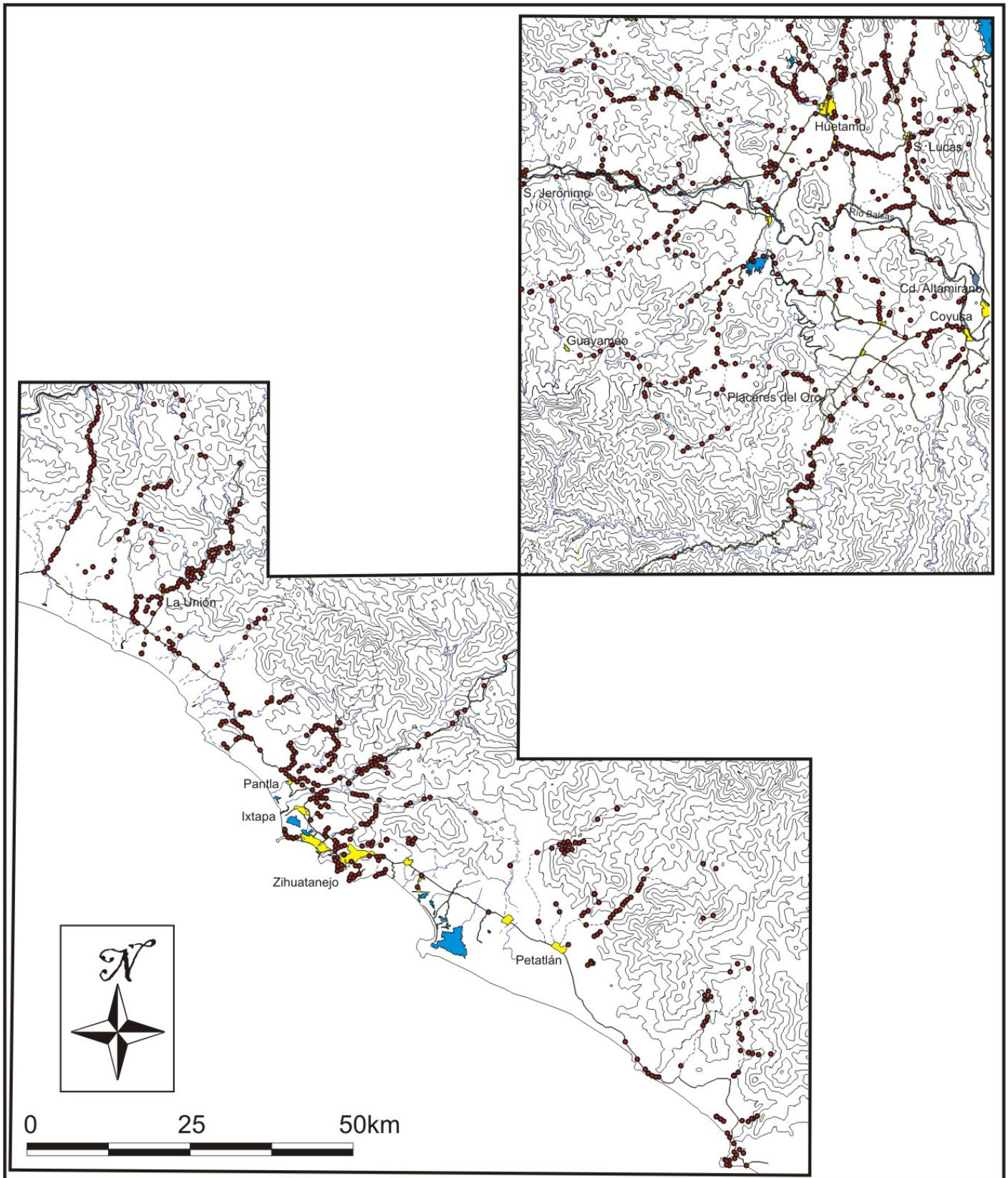
A1. Mapa de la región de Huetamo realizado en el presente trabajo



A2. Mapa de la región de Zihuatanejo realizado en el presente trabajo



A3 Mapa de localización de las estaciones efectuadas en campo



Muestra	Long. (W)	Lat. (N)	Unidad estratigráfica	Tipo de roca	Textura	Composición	Observaciones
TZT	302231	2144860	Complejo metam. de Tuzizo	meta-arenisca	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: ctz, plg S ₂ -S ₃ ; micas claras	metam. esquistos verdes
TJP	377346	2094908	Esquisto Tejujico	cuadro esquisto	S ₂ //S ₃	S ₂ -S ₃ ; niveles granobl. ctz + feld y lepidobl. micas claras + óx	metam. esquistos verdes
TNG	350049	2123539	Batolito de Tingambato	granito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + K-feld + plg + bt + hbl + óx	
M12-4-1	299534	2011317	Fm. Río Placeres	esq. actinolítico	S ₂ //S ₃	S ₂ -S ₃ ; niveles granobl. ctz + feld y nematobl. act + fi + óx	metam. esquistos verdes
M17-2-2	299311	2011219	Fm. Río Placeres	esq. actinolítico	S ₂ //S ₃	S ₂ -S ₃ ; niveles granobl. ctz + feld y nematobl. act + fi + óx	metam. esquistos verdes
RI01	295156	2021242	Fm. Río Placeres	meta-arcosa	grado de selección granulométrica elevado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, cristalización de act + epid	metam. esquistos verdes
RI02	294717	2021408	Fm. Río Placeres	meta-arenita cuarc.	grado de selección granulométrica elevado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: ctz, plg, cristalización de act + msv	metam. esquistos verdes
M12-4-0	314099	2027408	Fm. San Lucas	arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, msv, lílicos (cuarzitas, andesitas)	
M11-4-9	295610	2046776	Fm. San Lucas	arcosa	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, lílicos (cuarzitas)	
M27-9-1	301664	2045931	Fm. San Lucas	arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, mica clara, lílicos (andesitas)	
M16-2-1	291757	2050988	Fm. Comburindo	arcosa	grado de selección granulométrica elevado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
M11-4-8	291703	2050315	Fm. Comburindo	gnaiza arcosa	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas)	
A2	291797	2051018	Fm. Comburindo	arcosa	grado de selección granulométrica elevado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
A1	Comburindo		Fm. Comburindo	arcosa lílica	grado de selección granulométrica moderado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
M11-4-3	291938	2051671	Fm. Comburindo	arcosa lílica	grado de selección granulométrica moderado clastos subangulosos y redondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
M16-6-2	299937	2055362	Fm. Comburindo	ltarenita arcosa	grado de selección granulométrica elevado clastos subangulosos y redondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
M16-6-1	299970	2051607	Fm. Comburindo	ltarenita	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas y cuarzitas)	
M15-2-1	305976	2021558	Batolito de Placeres del Oro	granodiorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + plg + K-feld + hbl + bt + óx	
M12-4-13	297162	2020360	Batolito de Placeres del Oro	diorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + hbl + óx + ctz	
MKES-1-1	301135	2014930	Batolito de Placeres del Oro	granodiorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + plg + K-feld + hbl + bt + óx	
XEM1	301135	2014930	Xenolito Batolito de Pl. Del Oro	anfibolita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Hbl	metamorfismo anfibolítico
XEM2	301135	2014930	Xenolito Batolito de Pl. Del Oro	anfibolita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Hbl	metamorfismo anfibolítico
M11-4-4	293045	2052740	Fm. Cutzamala (post-tect.)	grav. arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, msv	
M19-6-1	297860	2066521	Fm. Cutzamala (post-tect.)	arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (andesitas)	

A4. Tabla de sinopsis petrográfica

M19-6-3a	286410	2066521	Fm. Cutzamala (post-tect.)	cuarcita	microcristalina, equigranular, granoblástica	Ctz + plg, msv, lílicos (andesitas), bt(M)	(M); metam. térmico
M19-6-3b	286410	2066521	Fm. Cutzamala (post-tect.)	arcosa	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, msv, lílicos (andesitas)	
M18-6-2	290125	2058366	Fm. Cutzamala (post-tect.)	grauv. arcósica	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz	
M16-2-5	276316	2063142	Fm. Cutzamala (post-tect.)	grauv. arcósica	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg, ctz, msv, epdt + bt(M)	(M); metam. térmico
M16-2-4	277437	2062571	Fm. Cutzamala (post-tect.)	cuarcita	microcristalina, equigranular, granoblástica	Ctz + plg, bt(M)	(M); metam. térmico
M16-2-3	277938	2062136	Fm. Cutzamala (post-tect.)	cuarcita	microcristalina, equigranular, granoblástica	Ctz + plg, bt(M)	(M); metam. térmico
M11-4-6	277989	2062131	Fm. Cutzamala (post-tect.)	conglomerado	matriz-soportado, grado de selección gran. Bajo clastos subangulosos y subredondeados	clastos: lílicos (andesitas, tobas, dacita), plg, cpx	
MIK19-1-5	290083	2066378	Fm. Cutzamala (post-tect.)	andesita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg, calcita secundaria matriz: plg + óx	
M18-6-3	285020	2055935	Fm. Cutzamala (post-tect.)	andesita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg + cpx + óx	
M16-6-5	292942	2064174	Fm. Cutzamala (post-tect.)	andesita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plg + opx + óx	
M18-6-1	290596	2058203	Fm. Cutzamala (post-tect.)	andesita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg + cpx + óx	
M20-6-1	279896	2049546	Fm. Cutzamala (post-tect.)	andesita	porfirídica, hipocristalina	fenocristales: plg + opx matriz: plg + opx + óx	
MIK19-1-3	286683	2066362	Fm. Cutzamala (post-tect.)	cuarcita	microcristalina, equigranular, granoblástica	Ctz + plg, bt(M)	(M); metam. térmico
MIK31-1-4	232288	1965743	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	cuarzoesquistoso	S ₀ // S ₁ , subortogonal S ₂	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld y lepidobl. micaceos S ₁ : micas claras S ₂ : micas claras	
MIK31-1-5	232288	1965743	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	cuarzoesquistoso	S ₀ // S ₁ , subortogonal S ₂	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld y lepidobl. micaceos S ₁ : micas claras S ₂ : micas claras	
MIK31-1-1	260330	1956205	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	esquisto anfíbol.	S ₂ // S ₁	S ₂ -S ₁ : niveles granobl. ctz + feld y nematobl. hbl + ti + óx	metamorfismo anfíbolítico
MIK30-1-2	226734	1969352	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	metagabro anf.	S ₁	S ₁ : hbl + ti + óx	metamorfismo anfíbolítico
MIKE22-1-4	259850	1954369	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	esquisto anfíbol.	S ₂ // S ₁	S ₂ -S ₁ : niveles granobl. ctz + feld y nematobl. hbl + ti + óx	metamorfismo anfíbolítico
MIKE12-1-3	226108	1970388	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	plagiogranito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + ctz	
MIKE12-1-1	226412	1970128	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	anfíbolita	S ₁	S ₁ : niveles nematobl. hbl + ti + óx	metamorfismo anfíbolítico
MIKE12-1-2	226412	1970128	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	anfíbolita	S ₁	S ₁ : niveles nematobl. hbl + ti + óx	metamorfismo anfíbolítico
MIKE22-1-2	259478	1955433	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	serpentinita	fibrosa, reticular	serpentinita	
MIKE13-1-2	232939	1966193	Complejo Las Ollas (Unidad AS-LO-C)	serpentinita	fibrosa, reticular	serpentinita	
MIKE10-1-5	226143	1970348	Roof pendants	dunita serpent.	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ol + espinela + serpentina	
MIK30-1-1	220630	1966835	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	plagiogranito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + ctz	
MIKE10-1-3	220639	1966834	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	plagiogranito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + ctz, calcita secundaria	
MIK30-9-5	223125	1957804	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	cuarcita	microcristalina, granoblástica	Ctz ± msv	
MIKE9-1-3	221723	1955490	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	conglomerado	clasto-soportado, grado de selección gran. bajo clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg, ctz, lílicos (cuarcitas)	(M); metam. térmico
MIKE9-1-6	225851	1955831	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	cuarzarenita	grado de selección granulométrica elevado clastos subredondeados y redondeados	clastos: ctz, msv, bt(M)	
MIKE10-1-1	217455	1965733	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	litarenita	grado de selección granulométrica elevado clastos subredondeados y redondeados	clastos: ctz, msv, plg, lílicos (cuarcitas)	(M); metam. térmico
MIKE10-1-2	214231	1969850	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	cuarzarenita	grado de selección granulométrica elevado clastos subredondeados y redondeados	clastos: ctz, msv, bt(M)	
MIKE10-1-4	220122	1968293	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	filita	S ₀ // S ₁ , subortogonal S ₂	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld y lepidobl. micaceos S ₁ : micas claras S ₂ : micas claras	

MIKE11-1-1	204572	1982092	Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	litarenita	grado de selección granulométrica elevado clastos subredondeados y redondeados	clastos: ctz,msv,plg,lílicos (cuarcitas)	metam. esquistos verdes
MIK28-3-1	Mina de CopperKing		Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	esquisto tremol.	$S_1 // S_1$	S_1-S_1 ; niveles granobl. ctz + feld y nematobl. act + ti + óx	metam. esquistos verdes
MIKE22-1-1	El Higueral		Complejo Las Ollas (Unidad Lagun.)	esquisto tremol.	$S_1 // S_1$	S_1-S_1 ; niveles granobl. ctz + feld y nematobl. act + trm + óx	(M); metam. térmico
MIKE9-1-4	229009	1956275	Fm. Posquelite	grauvaca arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: ctz,plg,bit(M) + act(M) + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE9-1-5a	229009	1956275	Fm. Posquelite	conglomerado	grado de selección granulométrica bajo clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg,ctz,msv,lílicos (granitoides),bt + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE9-1-5b	229009	1956275	Fm. Posquelite	arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: ctz,plg,mica clara,bit(M) + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE8-1-3	224517	1952163	Fm. Playa Hermosa	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,bit + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE8-1-2	224601	1952058	Fm. Playa Hermosa	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,lílicos (andesitas,tobas),trm ± eptd(M)	(M); metam. térmico
MIK26-1-1	232116	1958071	Fm. Playa Hermosa	arcosa	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: ctz, plg,lílicos (andesitas,calizas)	(M); metam. térmico
MIKE6-1-4	226821	1954339	Fm. Playa Hermosa	arcose	grado de selección granulométrica moderado clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,bit + act(M)	(M); metam. térmico
MIKE6-1-5	226778	1955042	Fm. Playa Hermosa	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos subangulosos y subredondeados	clastos: plg,ctz,bit + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE8-1-5	226825	1953988	Lavas cretácicas	andesita	porfirídica,holocristalina	fenocristales: plg, act (M) + bit(M) matriz: plg, ctz(M) + act (M) + bit(M) + óx	(M); metam. térmico (M); metam. térmico
TEL6	226825	1953988	Lavas cretácicas	andesita	porfirídica,holocristalina	fenocristales: plg, act (M) + bit(M) matriz: plg, ctz(M) + act (M) + bit(M) + óx	(M); metam. térmico (M); metam. térmico
MIKE22-1-5	Arroyo El Cinco		Lavas cretácicas	andesita	dolerítica,holocristalina,equigranulare	Plg + óx,bit(M) + act(M)	(M); metam. térmico
MIKE16-1-1	192706	2013364	Lavas cretácicas	andesita	dolerítica,holocristalina,equigranulare	Plg + óx,bit(M) + act(M)	(M); metam. térmico
MIKE9-1-6	226993	1953924	Fm. Ixtapa	caliza	microcristalina, estiolítica	calcita + óx	(M); metam. térmico
MIKE8-1-8	226268	1951869	Fm. Zihuatanejo	calcarenita	grado de selección granulométrica moderado clastos subangulosos y subredondeados	clastos: caliza,plg,ctz	(M); metam. térmico
MIKE6-1-1	233250	1952870	Fm. Zihuatanejo	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,trm + bit + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE6-1-2	233178	1953981	Fm. Zihuatanejo	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,bit + eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE6-1-3	233597	1955264	Fm. Zihuatanejo	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,trm + bit ± eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE8-1-10	228011	1953110	Fm. Zihuatanejo	arcosa	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,bit ± eptd(M)	(M); metam. térmico
MIKE7-1-3	232963	1960742	Fm. Zihuatanejo	grauvaca arcos.	grado de selección granulométrica bajo clastos angulosos y subangulosos	clastos: plg,ctz,trm + eptd(M)	(M); metam. térmico
M17-2-7	251022	1980416	Fm. La Unión (roof pendant)	cuarcita	microcristalina, equigranulare, granoblástica	Ctz + plg, bit + eptd(M)	
M15-2-2	272992	2019530	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granito	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + K-feld + plg + opx + bt + óx ± eptd	
M3-10-4	273164	2019421	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granito	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + K-feld + plg + opx + bt + óx ± eptd	
M15-2-4	265106	2023872	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granodiorita	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + plg + K-feld + opx + hbl + óx	
M16-2-7	244277	2050366	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granodiorita	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + plg + K-feld + opx + bt + óx ± eptd	
M16-2-6	276357	2048593	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granodiorita	pseudo-porfirídica,holocristalina	Ctz + plg + K-feld + opx + bt + óx ± chl ± eptd	
MIK21-1-2	277693	2052442	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granodiorita	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + plg + K-feld + cpx + bt + hbl + óx	
MIKE14-1-2	254399	2051570	Batolito S.Jerónimo-Guayameo	granodiorita	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + plg + K-feld + cpx + hbl + óx ± chl ± eptd	
M18-2-3	202862	210397	Batolito de La Huacana	granodiorita	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + plg + K-feld + cpx + bt + hbl + óx ± eptd	
M16-2-2	280017	2060627	Batolito de Montecillos	granito	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + K-feld + plg + bt + óx ± eptd	
MIK30-9-1	238407	1948560	Batolito Vall. Zaragoza-Zihua.	granito	fanerítica,holocristalina, equigranulare	Ctz + K-feld + plg + bt + óx	

M17-2-6	259055	1986175	Batolito Vall. Zaragoza-Zhiva.	granodiorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + plg + K-feld + hbl + bt + óx ± epid	
MIK30-3-2	214815	1985234	Batolito Vall. Zaragoza-Zhiva.	granodiorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + plg + hbl + bt + óx	
MIKE23-1-2	251460	1951493	Batolito Vall. Zaragoza-Zhiva.	granito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + K-feld + plg + hbl + bt + óx	
MIK21-3-1	201749	1987553	Batolito Vall. Zaragoza-Zhiva.	gabro-diorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + cpx + chl	
MIKE11-1-3	213468	2002773	Batolito de Colmeneros	granodiorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + plg + cpx + hbl + bt + óx	
MIKE14-1-1	192162	2004677	Batolito Agua Zarca	granito	fanerítica, pseudo-porfirídica, holocristalina	Ctz + K-feld + plg + bt + óx	
M18-2-1	189497	1999473	Batolito Agua Zarca	granito	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ctz + K-feld + plg + bt + óx ± msv	
MIK25-3-3	281602	1936753	Batolito Petatlán	diorita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + hbl + bt ± ctz	
MIKE21-1-1	269274	1925062	Pulso máfico del final del Eoceno	gabro	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + cpx + óx, chl secundaria	
MAN1	273901	1916713	Pulso máfico del final del Eoceno	gabro	fanerítica, holocristalina, equigranular	Plg + cpx + bt + hbl + óx, chl secundaria	
MIKE7-1-4	232737	1959890	Roof pendants	esquistos de and.	S ₁ // S ₂ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld y lepidobl. micáceos	metamorfismo térmico
						S ₂ : micas claras + bt + and. polilitica + óx	metamorfismo anfibolítico
MIKE21-1-4	266967	1946527	Roof pendants	ortogneis	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y nematobl. hbl + bt + ti + óx	metamorfismo anfibolítico
MIK29-3-1	262908	1942955	Roof pendants	ortogneis	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y nematobl. hbl + bt + ti + óx	metamorfismo anfibolítico
MIKE23-1-1b	262819	1942960	Roof pendants	ortogneis	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y nematobl. hbl + epid + óx, chl secund.	metamorfismo anfibolítico
MIKE23-1-1c	262819	1942960	Roof pendants	ortogneis	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y nematobl. hbl + epid + óx, chl secund.	metamorfismo anfibolítico
MIKE21-1-3	265421	1945131	Roof pendants	ortogneis	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y nematobl. hbl + bt + chl + ti + óx	metamorfismo anfibolítico
MIKE21-1-5	266354	1945340	Roof pendants	esq. estri + bt	S ₁ (milonítica)	S ₂ : niveles granobl. ctz + feld. y lepidobl. msv + bt + estri + gm + óx	
MIKE20-1-1	270945	1923157	Roof pendants	clinopiroxena	fanerítica, holocristalina, equigranular	Cpx + hbl + óx	
MIKE19-1-2	Puerto Escondido	Roof pendants	cpxenita serpent.	fanerítica, holocristalina, equigranular	Cpx + hbl + óx + serpentina	(M): metam. térmico	
MIKE19-1-1	280981	1911242	Roof pendants	anfibolita	fanerítica, holocristalina, equigranular	Hbl ± plg, bt(M)	
MIK25-3-2a	278867	1934883	Roof pendants	lerzollita serpent.	fanerítica, holocristalina, equigranular	Ol + cpx + cpx + óx + serpentina	
MIK27-3-1	282925	1913349	Roof pendants	serpentinita	fibrosa, reticular	serpentinita	
MIK25-3-2b	278867	1934883	Roof pendants	serpentinita	fibrosa, reticular	serpentinita	(M): metam. térmico
MIK25-3-6	278141	1934899	Roof pendants	basalto	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg	
						matriz: plg + óx, bt(M) + trm(M) + ctz(M)	(M): metam. térmico
MIKE20-1-2	278619	1934048	Roof pendants	basalto	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg	
						matriz: plg + óx, bt(M) + trm(M) + ctz(M)	(M): metam. térmico
MIK26-3-2	281156	1910365	Roof pendants	basalto traquiand.	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg	
						matriz: plg + óx, bt(M) + trm(M) + ctz(M)	(M): metam. térmico
SOL1	278619	1934048	Roof pendants	basalto	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg	
						matriz: plg + óx, bt(M) + trm(M) + ctz(M)	
M29-9-1	320058	2032163	Lavas eocénicas	dacita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
MIK29-9-1	320071	2032158	Lavas eocénicas	dacita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
M29-9-3	316500	2038118	Lavas eocénicas	traquidacita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
M30-9-4	280353	2032928	Lavas eocénicas	basalto traquiand.	megaporfirídica, holocristalina	fenocristales: plg	
						matriz: plg + óx, chl secundaria	
M27-9-2	299793	2043411	Lavas eocénicas	andesita	porfirídica, hipocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
M27-9-3	299257	2044018	Lavas eocénicas	andesita	porfirídica, hipocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
M3-10-1	283415	2018557	Lavas eocénicas	andesita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx	
						matriz: plg + cpx + óx	
M19-6-4	265259	2059392	Lavas eocénicas	dacita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + ctz + hbl	
						matriz: plg + óx	
MIKE15-1-2	264368	2057997	Lavas eocénicas	dacita	porfirídica, holocristalina	fenocristales: plg + ctz + hbl	
						matriz: plg + óx	
M17-2-8	238620	1968007	Lavas eocénicas	basalto-andesita	afírica, holocristalina	Plg + óxidos	

MI2-4-15	28290	2028204	Lavas ecocénicas	dacita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + ctz + hbl matriz: plagioclasa + óxidos	
MIK30-9-4	Las Ollas		Lavas ecocénicas	basalto	megaporfíridica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plagioclasa + cpx + óx. chl secundaria	(M); metam. térmico (M); metam. térmico
MIK31-1-3	265075	1960155	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx ± chl matriz: plg + óx	
MIK2-2-1	229588	1950119	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + trm (M) + óx ± epdt matriz: plg + trm (M) + óxidos	
MIK29-9-2			Lavas ecocénicas	basalto traquiand.	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg + óx, chl secundaria	
MIK20-1-1	322468	2068151	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx ± chl matriz: plg + óx	
MIK26-3-4	280015	1951240	Lavas ecocénicas	dacita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg + vídreo + óx	(M); metam. térmico
MIKE7-1-2	228673	1963119	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina, vesicular	fenocristales: plg matriz: plg + óx + vídreo	(M); metam. térmico
MIKE8-1-8	226662	1951759	Lavas ecocénicas	andesita	megaporfíridica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plg, bt (M) ± epdt (M) ± tl (M)	(M); metam. térmico
MIKE9-1-1	229633	1949991	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg, bt (M) + trm (M) ± epdt (M)	
MIKE9-1-2	229790	1950199	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plg, bt (M) + trm (M) ± epdt (M)	(M); metam. térmico
MIKE13-1-1	229991	1964713	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plg + óx + vídreo	(M); metam. térmico
MIKE17-1-1	229818	1950234	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plg, bt (M) + act (M) ± epdt (M)	
MIKE17-1-2	229446	1949803	Lavas ecocénicas	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg matriz: plg, bt (M) + act (M) ± epdt (M)	
MIKE4-1-5	361081	2014273	Lavas ecocénicas	riolita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + ctz matriz: plg + ctz + óx	
MI2-4-12	287942	2018718	Lavas ecocénicas (dique)	andesita	subafírica, holocristalina, traquítica	fenocristales: plg matriz: plagioclasa + óxidos	
MI1-4-5	280491	2059630	Lavas ecocénicas (dique)	riolita	dolerítica, holocristalina	Ctz + K-feld + plg + bt + óx	
MI1-4-7	277989	2062131	Lavas ecocénicas (dique)	andesita	subafírica, holocristalina, traquítica	fenocristales: plagioclasa matriz: plagioclasa + óx ± chl ± epdt	
MI6-6-4	282942	2064174	Lavas ecocénicas (dique)	andesita	porfíridica, holocristalina	fenocristales: plg + cpx matriz: plagioclasa + cpx + óxidos	
MIK1-2-1	232284	1966148	Lavas ecocénicas (dique)	andesita	dolerítica, holocristalina	Plg + óxidos	
MI8-2-2	189551	2042123	Igimbritas ecocénicas	igimbrita	porfíridica, holocristalina, eutaxítica	fenocristales: san + plg + ctz lílicos: andesitas, pómez	
MI5-2-3	262022	2024356	Igimbritas ecocénicas	igimbrita	porfíridica, holocristalina, petroreluciosa	fenocristales: plg + ctz lílicos: andesitas, pómez	
MI7-2-3	276959	1994006	Igimbritas ecocénicas	igimbrita	porfíridica, holocristalina, seriada	fenocristales: plg + cpx + bt	
MI6-2-8	291715	2037503	Igimbritas ecocénicas	igimbrita	porfíridica, holocristalina, eutaxítica	fenocristales: san + plg + ctz lílicos: subvolc. andesíticos, pómez	
MIKE5-1-3	263847	1967530	Igimbritas ecocénicas	igimbrita	porfíridica, holocristalina, eutaxítica	fenocristales: san + plg + ctz + bt lílicos: subvolc. andesíticos, pómez	

A5. Resultados de los fechamientos isotópicos por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

**M15-2-1
hornblenda**

experimentos de fusión en un paso (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	2.70	118.3 ± 3.1	39.57	60.43	14.3
2	3.10	96.8 ± 2.9	35.19	64.81	9.0 §
3	3.10	115.5 ± 2.0	34.88	65.12	11.8
4	5.00	114.2 ± 1.6	39.63	60.37	12.0
5	6.00	114.7 ± 1.8	24.35	75.65	9.5

Promedio ponderado de los experimentos (§ excluido)

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
2.287E-03	16.37 ± 0.15	115.0 ± 1.6	11.4	34.43	65.57	858.36

biotita

experimentos de fusión e un paso (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
1	1.83	116.5 ± 0.5	2.49	97.51	0.16
2	1.60	117.9 ± 0.3	2.73	97.27	0.04
3	2.60	115.9 ± 1.1	4.51	95.49	0.10
4	2.60	115.9 ± 0.3	1.89	98.11	0.02
5	5.00	114.3 ± 1.0	12.17	87.83	0.32
6	1.21	117.2 ± 0.4	5.86	94.14	0.08

Promedio ponderado de los experimentos

^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% ^{40}Ar	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
8.082E-03	16.58 ± 0.04	116.4 ± 1.3	0.10	4.44	95.56	6659.20

Isocrona combinada hbl + bt

$$t_c = 117.0 \pm 1.4 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 287 \pm 9; \text{SumS}/(n-2) = 3.8; n = 10$$

**MIKE12-1-2
hornblenda**

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.18	-484 ± 269.4	103.81	-3.81	17.38
	2	0.38	-55.6 ± 73.3	101.35	-1.35	8.06
	3	0.58	-57.0 ± 38.6	102.91	-2.91	8.51
	4	0.80	135.9 ± 13.8	80.86	19.14	25.50 § †
	5	1.10	145.4 ± 5.5	50.44	49.56	40.06 § †
	6	1.45	140.3 ± 6.4	34.68	65.32	38.35 § †
	7	5.00	98.8 ± 12.5	70.94	29.06	32.35
2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.22	35.7 ± 56.6	198.94	1.06	6.51
	2	0.70	61.0 ± 12.4	94.63	5.37	4.24
	3	1.00	56.4 ± 13.2	89.70	10.30	6.12
	4	1.40	120.4 ± 3.5	53.78	46.22	22.16 †
	5	1.80	176.8 ± 3.1	37.62	62.38	43.96 †
	6	2.10	135.5 ± 4.2	47.75	52.25	40.94 †
	7	2.60	86.5 ± 8.0	55.44	44.56	29.98
	8	7.00	79.3 ± 2.8	66.68	33.32	19.34

3er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$
	1	0.40	13.8 ± 16.9	99.02	0.98	2.78

2	0.70	27.6 ± 10.0	96.65	3.35	2.83	
3	0.80	-19.4 ± 36.3	100.97	-0.97	4.09	
4	1.00	42.3 ± 10.4	95.18	4.82	3.91	
5	1.30	24.4 ± 6.0	95.02	4.98	2.87	
6	1.60	82.2 ± 4.5	77.17	22.83	9.46	
7	1.80	125.8 ± 2.4	47.53	52.47	25.54	†
8	2.00	165.2 ± 4.8	39.44	60.56	39.89	†
9	2.50	151.1 ± 4.1	37.49	62.51	35.41	†
10	4.40	104.8 ± 2.7	43.77	56.23	25.01	
11	7.00	61.5 ± 3.1	67.39	32.61	11.03	

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp.	3.387E-04	21.27 ± 1.15	113.3 ± 6.0	33.36	84.36	15.64	350.3
2do exp.	3.825E-04	22.78 ± 0.50	121.1 ± 2.6	27.85	70.94	29.06	416.6
3er exp.	6.343E-04	18.51 ± 0.40	99.0 ± 2.1	21.12	75.82	24.18	389.8

1er exp. § t_p = 142.3 ± 4.5 Ma (3 fracciones ~81% ³⁹Ar liberado)

Isocrona combinada calculada con las fracciones indicadas con †

t_c = 148 ± 6 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 295.5 forzado; SumS/(n-2) = 40; n = 9

M15-2-4
plagioclasa

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.62	48.6 ± 5.9	88.32	11.68	1.08	
2	1.30	46.6 ± 1.2	40.84	59.16	2.01	
3	1.90	44.5 ± 0.6	21.71	78.29	1.08	
4	2.40	43.6 ± 0.7	20.28	79.72	0.71	
5	3.50	42.8 ± 0.7	29.37	70.63	1.28	
6	6.00	43.8 ± 0.8	30.64	69.36	1.63	

2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.60	52.5 ± 4.5	86.95	13.05	0.87	
2	1.30	46.2 ± 1.1	44.61	55.39	1.70	
3	1.80	46.0 ± 0.8	20.32	79.68	2.67	
4	2.40	44.2 ± 0.4	20.29	79.71	0.76	
5	3.00	47.6 ± 1.3	19.85	80.15	1.63	§
6	4.50	43.3 ± 0.5	25.68	74.32	1.51	
7	6.00	44.0 ± 0.5	21.85	78.15	0.88	

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp.	3.267E-03	7.44 ± 0.11	44.3 ± 0.8	1.21	52.33	47.67	564.7
2do exp.	3.960E-03	7.65 ± 0.10	45.6 ± 0.7	1.22	53.72	46.28	550.1

Isocrona combinada de los dos experimentos (§ excluido)

t_c = 43.7 ± 0.5 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 303 ± 4; SumS/(n-2) = 1.9; n = 12

M18-2-3**plagioclasa**

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.60	43.6 ± 5.7	88.17	11.83	0.59
	2	1.30	33.1 ± 1.0	50.09	49.91	1.64
	3	1.90	35.2 ± 0.9	26.76	73.24	1.81
	4	2.40	34.2 ± 0.5	25.62	74.38	0.69
	5	3.30	34.5 ± 0.4	26.52	73.48	0.37
	6	4.50	33.6 ± 0.6	37.89	62.11	0.57
	7	6.00	34.1 ± 0.2	23.41	76.59	0.26

2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.71	33.6 ± 7.6	95.28	4.72	1.02
	2	0.81	32.9 ± 3.8	68.36	31.64	1.33
	3	1.60	48.6 ± 1.6	35.20	64.80	9.00 §
	4	2.30	33.7 ± 0.5	44.96	55.04	0.22
	5	3.30	33.4 ± 0.2	27.47	72.53	0.07
	6	4.50	34.3 ± 0.4	35.77	64.23	0.20
	7	6.00	34.1 ± 0.4	29.04	70.96	0.08

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp. 6.070E-03	5.75 ± 0.04	34.4 ± 0.4	0.53	39.93	60.07	740.1
2do exp. 9.626E-03	5.71 ± 0.07	34.2 ± 0.5	0.35	58.71	41.29	503.4

Isocrona combinada de los dos experimentos (§ excluido)

$$t_c = 33.8 \pm 0.4 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 297 \pm 3; \text{SumS}/(n-2) = 1.6; n = 13$$

M29-9-1**plagioclasa**

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.80	30.1 ± 2.8	89.98	10.02	0.50
2	1.30	42.2 ± 1.2	66.89	33.11	0.50 † §
3	2.00	43.3 ± 0.8	56.27	43.73	0.72 † §
4	2.90	42.9 ± 0.5	44.29	55.71	1.70 † §
5	4.30	41.5 ± 0.6	52.85	47.15	2.65 † §
6	6.00	37.0 ± 1.0	63.40	36.60	3.64

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp. 1.754E-03	22.56 ± 0.26	41.5 ± 0.5	1.41	62.08	37.92	476.0

§ t_p = 42.6 ± 0.5 Ma (4 fracciones 85.7% ³⁹Ar liberado)

Isocrona calculada con la fracciones indicadas con †

$$t_c = 42.9 \pm 1.7 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 293 \pm 11; \text{SumS}/(n-2) = 2.0; n = 4$$

M17-2-8**roca total**

experimentos de calentamiento por pasos (MS-10)

1er exp.	Pasos	T (°C)	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	600	29.7 ± 4.7	69.35	30.65	0.76 §
	2	800	41.6 ± 0.6	22.11	77.89	0.87 †
	3	900	41.0 ± 1.1	20.48	79.52	1.55 †
	4	1050	41.4 ± 0.6	17.21	82.79	3.12 †
	5	1310	42.7 ± 1.9	39.66	60.34	9.22 †

2do exp.	Pasos	T (°C)	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	600	28.9 ± 4.1	70.87	29.13	0.85 §
	2	750	41.7 ± 0.5	24.03	75.97	0.72 †
	3	850	41.6 ± 1.1	17.01	82.99	1.38 †
	4	950	41.1 ± 0.8	19.65	80.35	2.39 †
	5	1050	41.7 ± 0.6	17.82	82.18	3.28 †
	6	1310	41.5 ± 1.3	39.43	60.57	8.64 †

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp.	7.212E-07	5.35 ± 0.06	41.1 ± 1.2	2.61	25.73	74.27	1148.3
2do exp.	7.029E-07	5.36 ± 0.05	41.1 ± 1.2	2.67	26.14	73.86	1130.4

† 1er exp. $t_p = 41.5 \pm 0.7$ Ma (4 fracciones ~96% ³⁹Ar liberado)
 † 2do exp. $t_p = 41.5 \pm 0.6$ Ma (5 fracciones ~96% ³⁹Ar liberado)

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	2.50	40.1 ± 0.7	23.27	76.73	2.94
2	2.60	41.7 ± 0.6	21.38	78.62	2.43
3	4.00	41.2 ± 0.6	23.05	76.95	2.50

Promedio ponderado $W_m = 41.0 \pm 0.7$ Ma

Isocrona combinada de los experimentos (§ excluidos)

 $t_c = 41.0 \pm 1.3$ Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 305 ± 18; SumS/(n-2) = 0.5; n = 12**MIK2-2-1****matriz**

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.10	104.6 ± 5.0	29.95	70.05	1.52
	2	0.22	39.8 ± 0.6	14.80	85.20	0.90 § †
	3	0.40	40.0 ± 0.3	9.76	90.24	0.45 § †
	4	0.60	39.0 ± 0.3	16.55	83.45	0.45 § †
	5	0.80	39.4 ± 0.4	32.72	67.28	0.71 § †
	6	1.00	41.4 ± 0.3	13.65	86.35	0.72
	7	1.33	42.6 ± 0.9	31.94	68.06	0.79
	8	2.00	53.9 ± 1.1	36.09	63.91	5.28
	9	6.00	58.1 ± 10.3	88.36	11.64	9.65

2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.15	66.2 ± 1.8	26.88	73.12	1.34
	2	0.30	39.0 ± 0.4	5.83	94.17	0.60 § †
	3	0.50	39.2 ± 0.2	4.30	95.70	0.35 § †
	4	0.70	40.0 ± 0.4	12.67	87.33	0.74 § †
	5	0.90	41.6 ± 0.4	10.09	89.91	0.65
	6	1.20	42.1 ± 0.5	5.38	94.62	0.61
	7	2.00	52.4 ± 0.8	22.37	77.63	3.37
	8	6.00	63.6 ± 2.2	76.35	23.65	9.04

3er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
----------	-------	----------	------------	-----------------------------------	---------------------	--

1	0.10	138.1 ± 9.4	50.49	49.51	1.37	
2	0.15	51.5 ± 3.3	34.99	65.01	1.25	
3	0.20	42.4 ± 0.8	15.61	84.39	1.06	
4	0.30	39.6 ± 0.5	11.73	88.27	0.80	†
5	0.40	38.5 ± 0.6	7.85	92.15	0.57	§ †
6	0.50	38.8 ± 0.7	14.78	85.22	0.47	§ †
7	0.60	38.6 ± 0.5	5.82	94.18	0.54	§ †
8	0.70	39.3 ± 0.4	7.21	92.79	0.73	†
9	0.80	39.9 ± 0.4	8.43	91.57	0.83	
10	0.90	40.1 ± 0.5	8.65	91.35	0.61	
11	1.00	41.1 ± 0.4	8.50	91.50	0.54	
12	1.10	42.6 ± 0.6	7.64	92.36	0.52	
13	2.30	45.7 ± 0.4	8.87	91.13	2.10	
14	7.00	50.4 ± 0.5	8.76	91.24	4.21	

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp. 6.874E-04	22.08 ± 0.12	41.4 ± 0.2	0.93	27.32	72.68	1081.7
2do exp. 6.610E-04	22.30 ± 0.09	41.8 ± 0.2	0.90	18.01	81.99	1640.7
3er exp. 3.150E-03	7.52 ± 0.03	41.7 ± 0.3	1.07	10.26	89.47	2880.7

1er exp. §	t _p = 39.5 ± 0.2 Ma	(4 fracciones ~59.7% ³⁹ Ar liberado)
2do exp. §	t _p = 39.3 ± 0.2 Ma	(3 fracciones ~56.7% ³⁹ Ar liberado)
3er exp. §	t _p = 38.6 ± 0.4 Ma	(3 fracciones ~56.7% ³⁹ Ar liberado)

Isocrona combinada calculada con las fracciones indicadas con †

$$t_c = 39.2 \pm 0.2 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 302 \pm 8; \text{SumS}/(n-2) = 1.4; n = 12$$

M30-9-4

matriz

experimentos de fusión en un paso (VG5400)

Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
6.00	32.9 ± 0.7	47.17	52.83	2.51
6.00	32.7 ± 0.7	55.69	44.31	2.86
6.00	32.2 ± 0.5	51.97	48.03	2.93
6.00	32.4 ± 0.6	36.19	63.81	2.63

Promedio ponderado W_m = 32.4 ± 0.2 Ma

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.20	16.7 ± 1.7	81.10	18.90	1.51 §
2	0.40	25.0 ± 0.8	38.38	61.62	2.19 §
3	0.60	32.8 ± 0.7	23.89	76.11	1.44
4	0.80	33.8 ± 0.5	18.31	81.69	1.11
5	1.00	33.0 ± 0.5	13.33	86.67	1.35
6	1.27	32.0 ± 0.7	27.32	72.68	3.68
7	1.60	30.9 ± 0.4	18.69	81.31	5.45
8	2.10	31.5 ± 0.4	23.59	76.41	5.56
9	3.30	31.6 ± 0.6	38.05	61.95	6.87
10	6.00	35.2 ± 0.6	49.65	50.35	6.08

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
7.354E-04	16.69 ± 0.13	30.8 ± 0.3	3.48	35.88	64.12	823.5

plagioclasa (fenocristales)
experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1	0.80	18.7 ± 4.8	96.17	3.83	0.86 §
2	1.30	31.3 ± 2.3	88.70	11.30	0.61 §
3	2.00	40.2 ± 1.6	80.37	19.63	0.51
4	2.90	37.6 ± 1.0	75.03	24.97	0.51
5	4.30	40.5 ± 1.7	80.73	19.27	0.57
6	6.00	40.1 ± 1.4	82.94	17.06	1.43

Resultados integrados

³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
5.852E-04	19.96 ± 0.56	36.7 ± 1.0	0.77	84.44	15.56	350.0

Isocrona combinada de los experimentos (§ excluidos)

$$t_c = 31.7 \pm 0.4 \text{ Ma}; (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 310 \pm 3; \text{SumS}/(n-2) = 3.4; n = 16$$

MIK1-2-1
roca total

experimento de fusión en un paso (VG5400)

Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
6.00	43.6 ± 0.6	51.60	48.40	1.44

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.15	30.6 ± 8.0	91.80	8.20	2.00
	2	1.00	42.8 ± 0.7	27.29	72.71	1.86
	3	2.00	44.6 ± 0.3	8.47	91.53	0.95
	4	6.00	33.1 ± 12.6	97.35	2.65	8.84

2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.13	13.3 ± 9.4	96.74	3.26	1.28
	2	0.50	41.4 ± 0.6	33.76	66.24	0.86
	3	0.80	42.9 ± 0.3	7.37	92.63	1.06
	4	1.20	44.3 ± 0.3	3.45	96.55	1.56
	5	1.50	45.2 ± 0.2	2.49	97.51	0.51
	6	2.00	45.4 ± 0.4	7.44	92.56	1.29
	7	3.00	42.8 ± 2.1	44.65	55.35	4.84
	8	6.00	46.7 ± 4.0	90.67	9.33	6.03

3er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
	1	0.10	-39.2 ± 92.5	100.48	-0.48	1.71
	2	0.20	35.9 ± 26.2	98.34	1.66	1.78
	3	0.30	39.7 ± 15.7	92.45	7.55	1.47
	4	0.40	41.4 ± 1.7	57.05	42.95	1.00
	5	0.50	43.2 ± 1.0	34.46	65.54	0.80
	6	0.60	44.8 ± 0.9	27.22	72.78	1.06
	7	0.70	41.6 ± 0.7	23.71	76.29	1.81
	8	0.80	42.3 ± 0.6	15.90	84.10	1.93
	9	0.90	43.5 ± 0.4	11.28	88.72	1.50
	10	1.00	43.4 ± 0.4	11.38	88.62	1.16
	11	1.10	44.1 ± 0.3	12.77	87.23	1.04
	12	1.20	44.5 ± 0.2	9.70	90.30	0.50
	13	1.30	46.7 ± 0.7	12.45	87.55	0.91
	14	1.50	44.6 ± 0.6	27.77	72.23	1.48
	15	2.00	46.2 ± 1.6	54.99	45.01	4.25
	16	7.00	45.8 ± 2.9	78.92	21.08	9.48

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Eda en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp.	5.536E-04	22.96 ± 0.32	43.1 ± 0.6	1.63	56.91	43.09	519.2
2do exp.	1.411E-03	23.39 ± 0.11	43.9 ± 0.2	1.20	27.42	72.58	1077.8
3er exp.	4.432E-03	7.86 ± 0.10	43.6 ± 0.6	1.43	60.06	39.94	492.0

3er exp. § t_p = 44.3 ± 0.3 Ma (8 fracciones ~38.4% ³⁹Ar liberado)

Isocrona combinada calculada con las fracciones indicadas con †

t_c = 44.4 ± 0.3 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 291 ± 3; SumS/(n-2) = 5.6; n = 29
 t_c = 44.3 ± 0.2 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 295.5 (forzada); SumS/(n-2) = 5.6; n = 29

MIKE 4-1-5

plagioclasa

experimento de calentamiento por pasos (VG5400)

Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
1	0.50	44.7 ± 5.9	94.07	5.93	0.95	§
2	1.20	39.0 ± 2.5	78.55	21.45	1.49	§
3	1.60	38.4 ± 0.9	49.89	50.11	1.22	
4	2.00	37.4 ± 0.7	38.09	61.91	1.17	
5	2.70	36.4 ± 1.0	47.06	52.94	1.30	
6	3.50	38.3 ± 1.1	54.49	45.51	1.42	
7	5.50	39.9 ± 1.1	53.86	46.14	1.54	
8	7.00	39.7 ± 0.4	47.05	52.95	1.76	

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
2.765E-03	7.19 ± 0.12	39.1 ± 0.7	1.45	69.23	30.77	426.9	

Isocrona combinada de los experimentos (§ excluidos)

t_c = 38.4 ± 0.7 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 298 ± 4; SumS/(n-2) = 2.4; n = 6

M15-2-3

plagioclasa

experimentos de calentamiento por pasos (VG5400)

1er exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
	1	0.70	45.2 ± 0.6	21.43	78.57	0.07	§
	2	1.50	41.8 ± 1.6	26.35	73.65	0.71	§
	3	2.40	37.3 ± 1.0	36.69	63.31	1.00	
	4	2.40	39.0 ± 1.6	45.41	54.59	0.33	
	5	2.40	40.8 ± 1.9	51.05	48.95	0.21	
2do exp.	Pasos	Potencia	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
	1	0.50	47.0 ± 0.5	44.21	55.79	0.07	§
	2	1.00	44.2 ± 0.2	18.26	81.74	0.08	§
	3	1.50	37.7 ± 0.4	13.56	86.44	0.06	
	4	2.30	37.0 ± 0.4	28.57	71.43	0.10	
	5	6.00	38.6 ± 0.3	44.40	55.60	0.16	

Resultados integrados

	³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	Edad en Ma	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	% ⁴⁰ Ar _{atm}	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar
1er exp.	1.967E-03	6.97 ± 0.11	41.6 ± 0.7	0.34	37.38	62.62	790.5
2do exp.	3.294E-03	6.93 ± 0.03	41.3 ± 0.4	0.12	38.28	61.72	771.9

Isocrona combinada de los experimentos (§ excluidos)

t_c = 36.8 ± 0.6 Ma; (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 312 ± 6; SumS/(n-2) = 1.4; n = 6

203	797	1,4	0,04126	7,4	0,00628	2,2	0,30	40,4	0,9	41,1	3,0	80,7	168,3	40,4	0,9
87	226	1,0	0,04656	15,8	0,00634	6,4	0,41	40,7	2,6	46,2	7,1	340,0	327,1	40,7	2,6
260	615	1,6	0,03976	8,0	0,00637	2,3	0,29	40,9	0,9	39,6	3,1	-41,7	186,4	40,9	0,9
84	412	1,2	0,05291	12,0	0,00638	3,6	0,30	41,0	1,5	52,3	6,1	608,1	248,7	41,0	1,5
58	346	2,0	0,05873	19,5	0,00640	6,3	0,32	41,1	2,6	58,0	11,0	823,4	388,2	41,1	2,6
468	1647	1,2	0,04064	4,9	0,00642	2,1	0,43	41,2	0,9	40,5	2,0	-6,2	107,7	41,2	0,9
76	547	1,4	0,06955	13,7	0,00645	3,3	0,24	41,5	1,4	68,3	9,0	1151,1	265,4	41,5	1,4
84	357	1,5	0,04048	17,6	0,00646	6,7	0,38	41,5	2,8	40,3	7,0	-30,3	397,8	41,5	2,8
219	552	1,4	0,04389	22,2	0,00648	5,5	0,25	41,6	2,3	43,6	9,5	155,5	508,9	41,6	2,3
357	990	1,3	0,03992	5,7	0,00649	2,4	0,42	41,7	1,0	39,7	2,2	-78,6	126,7	41,7	1,0

MIKE 5-1-1 Granodiorita de Placeres del Oro (UTM: 0300135-2014990, h. 394)

158	2099	1,0	0,15270	10,7	0,01774	2,8	0,26	113,3	3,1	144,3	14,4	689,2	220,5	113,3	3,1
36	334	2,4	0,24562	13,1	0,01782	8,5	0,65	113,9	9,6	223,0	26,3	1623,5	187,3	113,9	9,6
62	847	2,4	0,18405	12,9	0,01791	5,4	0,42	114,5	6,1	171,5	20,4	1055,5	237,3	114,5	6,1
48	1299	2,1	0,22564	14,2	0,01813	6,5	0,46	115,8	7,5	206,6	26,6	1431,5	241,6	115,8	7,5
71	720	1,7	0,16413	20,6	0,01819	6,5	0,31	116,2	7,5	154,3	29,5	788,6	414,2	116,2	7,5
54	362	2,2	0,13583	14,9	0,01819	8,0	0,54	116,2	9,2	129,3	18,1	377,1	283,5	116,2	9,2
78	732	1,9	0,13504	13,1	0,01826	4,2	0,32	116,7	4,8	128,6	15,8	355,3	281,9	116,7	4,8
138	2119	1,5	0,15066	9,5	0,01832	3,3	0,34	117,1	3,8	142,5	12,7	590,3	194,2	117,1	3,8
47	594	2,2	0,18264	13,1	0,01835	8,9	0,68	117,2	10,3	170,3	20,5	990,7	195,6	117,2	10,3
86	807	2,2	0,16333	9,0	0,01836	3,5	0,39	117,3	4,0	153,6	12,8	758,6	175,4	117,3	4,0
68	1288	3,1	0,14896	9,5	0,01841	5,2	0,55	117,6	6,1	141,0	12,5	555,0	174,1	117,6	6,1
49	425	2,1	0,19439	18,2	0,01845	4,0	0,22	117,8	4,6	180,4	30,0	1106,1	357,2	117,8	4,6
59	544	2,1	0,14745	8,8	0,01845	2,8	0,32	117,9	3,3	139,7	11,4	528,3	182,2	117,9	3,3
75	579	1,8	0,18194	9,3	0,01849	3,7	0,40	118,1	4,4	169,7	14,5	968,2	173,9	118,1	4,4
37	594	2,2	0,21273	16,0	0,01851	6,6	0,41	118,2	7,7	195,8	28,5	1277,6	286,0	118,2	7,7
62	1113	2,4	0,16448	11,3	0,01858	5,1	0,45	118,7	5,9	154,6	16,2	748,6	214,3	118,7	5,9
74	937	2,3	0,16827	9,4	0,01861	4,9	0,52	118,9	5,7	157,9	13,8	792,5	169,1	118,9	5,7
31	508	2,1	0,21786	19,6	0,01863	8,8	0,45	119,0	10,4	200,1	35,6	1311,3	342,2	119,0	10,4
37	488	2,6	0,17773	9,4	0,01864	6,4	0,68	119,1	7,5	166,1	14,5	903,1	143,4	119,1	7,5
38	459	2,8	0,22681	18,9	0,01870	8,7	0,46	119,4	10,3	207,6	35,4	1381,9	324,0	119,4	10,3
64	1054	2,0	0,16701	10,1	0,01870	4,0	0,40	119,4	4,8	156,8	14,6	767,0	194,8	119,4	4,8
68	678	1,8	0,15048	11,5	0,01870	3,9	0,34	119,4	4,7	142,3	15,3	543,3	237,8	119,4	4,7
55	740	1,6	0,19943	17,4	0,01876	6,8	0,39	119,8	8,1	184,6	29,4	1123,4	321,3	119,8	8,1
67	639	2,5	0,14633	10,9	0,01878	4,8	0,44	120,0	5,8	138,7	14,1	472,3	216,2	120,0	5,8
142	1713	2,1	0,15119	5,2	0,01883	2,3	0,44	120,2	2,7	143,0	6,9	538,8	101,7	120,2	2,7
142	1287	2,0	0,12111	9,1	0,01884	1,9	0,21	120,3	2,2	116,1	10,0	30,4	213,4	120,3	2,2
69	967	2,7	0,15554	15,9	0,01885	8,7	0,55	120,4	10,4	146,8	21,7	597,9	288,3	120,4	10,4
64	757	2,1	0,14824	17,6	0,01894	9,7	0,55	120,9	11,6	140,4	23,1	482,4	326,1	120,9	11,6
63	599	2,4	0,12059	8,8	0,01898	4,8	0,55	121,2	5,8	115,6	9,6	1,9	177,7	121,2	5,8
106	1075	2,8	0,16671	11,1	0,01900	3,6	0,33	121,3	4,4	156,6	16,2	729,9	223,6	121,3	4,4
83	1123	2,2	0,17601	15,2	0,01912	3,2	0,21	122,1	3,8	164,6	23,1	830,4	311,7	122,1	3,8
70	858	2,1	0,18084	7,2	0,01923	2,4	0,34	122,8	2,9	168,8	11,2	874,8	141,2	122,8	2,9
40	698	3,0	0,23663	16,4	0,01930	3,6	0,22	123,3	4,4	215,7	31,8	1402,0	308,0	123,3	4,4
81	1361	2,6	0,22969	8,2	0,01934	4,3	0,52	123,5	5,2	209,9	15,6	1340,7	136,4	123,5	5,2
69	728	2,7	0,17110	13,6	0,01936	5,7	0,42	123,6	7,0	160,4	20,1	745,3	260,9	123,6	7,0
36	375	2,5	0,20144	19,2	0,01940	9,0	0,47	123,9	11,1	186,3	32,7	1076,8	342,8	123,9	11,1
58	659	1,6	0,15992	12,8	0,01950	2,3	0,18	124,5	2,9	150,6	17,9	584,2	274,0	124,5	2,9
40	490	2,3	0,25879	31,1	0,02016	8,4	0,27	128,7	10,7	233,7	65,1	1489,7	580,9	128,7	10,7
32	386	2,9	0,12540	22,0	0,02016	5,5	0,25	128,7	7,0	120,0	24,9	-49,8	522,4	128,7	7,0
298	3400	1,5	0,19214	7,9	0,02518	7,6	0,96	160,3	12,0	178,5	12,9	425,8	49,9	160,3	12,0
90	1882	2,3	0,23493	4,9	0,02918	2,4	0,50	185,4	4,5	214,3	9,5	544,1	92,7	185,4	4,5
143	1700	2,0	0,27469	9,6	0,03447	9,1	0,94	218,5	19,5	246,4	21,0	521,9	69,4	218,5	19,5
67	1943	1,2	0,36579	5,6	0,04214	2,8	0,50	266,1	7,3	316,5	15,2	706,5	102,9	266,1	7,3
133	25449	3,6	1,67624	7,6	0,16189	7,5	0,98	967,3	67,3	999,6	48,5	1071,0	28,1	1071,0	28,1
109	9681	1,1	2,08238	5,0	0,19727	1,7	0,35	1160,6	18,2	1143,0	34,1	1109,7	93,2	1109,7	93,2

Muestra	Mo	Sr	Nd	Sm	Hf	Zr	Eu	Sn	Sb	Gd	Tb	Dy
M-15-2-1	1,50	572,39	12,06	2,73		123	0,82	0,54	0,13	2,60	0,40	2,46
M-16-2-2	1,50	188,88	21,64	4,62		190	0,70	1,94	0,42	4,33	0,69	4,26
M-15-2-4	1,50	224,07	30,11	6,49		259	1,13	3,58	1,58	6,25	0,99	6,05
M-17-2-6	1,50	205,27	31,38	6,94		199	1,35	2,36	1,61	6,87	1,10	6,95
MIK-21-3-1	1,50	305,87	20,76	5,06		148	1,22	1,34	0,41	5,24	0,82	5,12
MIK-30-3-2	1,50	619,13	14,80	3,04		143	0,98	0,64	0,83	2,30	0,29	1,36
MIK-30-9-1	1,50	168,79	14,35	2,63		130	0,62	0,76	0,07	2,07	0,30	1,54
MIK-25-3-3	1,50	455,43	14,85	3,51		96	1,05	0,68	0,09	3,53	0,55	3,46
MIK-1-2-1	1,50	391,88	22,13	5,36		156	1,40	11,01	3,26	5,67	0,90	5,77
M-17-2-8	1,50	647,78	21,31	4,84		170	1,45	0,80	7,23	4,39	0,63	3,56
MIK-2-2-1	1,50	523,70	20,88	4,43		210	1,22	0,98	0,32	3,93	0,58	3,29
MIK-29-9-2	1,50	711,38	18,18	4,59		143	1,15	1,50	5,49	4,72	0,73	4,53
MIK-30-9-4	1,50	530,50	20,29	5,26		164	1,66	1,44	3,71	5,55	0,86	5,28
M-29-9-3	1,50	219,89	34,94	8,24		249	1,72	2,32	1,35	8,51	1,35	8,50
M-30-9-4	1,50	357,04	26,21	6,33		203	1,41	1,65	3,19	6,58	1,04	6,49
MIK-29-9-1	1,50	152,34	22,95	4,68		244	1,16	1,05	0,83	3,79	0,55	3,04
MIKE-11-1-3	3,99	220,67	28,88	7,00	5,76	216,83	1,16	1,75	0,58	7,16	1,17	7,00
MIKE-14-1-1	0,86	126,57	12,28	2,35	2,41	75,73	0,45	1,00	0,13	2,18	0,37	2,28
MIKE-14-1-2	3,58	144,93	31,44	6,92	8,22	319,33	0,91	2,42	0,88	6,56	1,07	6,37
MIKE-4-1-5	24,43	157,11	23,86	4,92	5,31	212,12	1,00	2,74	0,20	4,54	0,74	4,40
MAN-1	7,03	435,38	11,14	2,65	1,13	44,46	1,09	0,90	0,25	2,79	0,44	2,79
MIKE-13-1-2	0,43	166,98	8,44	2,79	0,65	14,40	1,06	0,68	1,12	3,85	0,67	4,56
TEL-6	1,83	269,65	29,96	7,71	1,56	62,91	2,00	1,76	0,64	8,12	1,30	8,25
MIKE 12-1-2	0,35	338,43	8,49	2,80	0,88	22,19	1,05	0,87	1,93	3,71	0,64	4,23

Muestra	Y	Ho	Er	Yb	Lu	La/Yb
M-15-2-1	14,46	0,52	1,45	1,48	0,22	6,44
M-16-2-2	25,69	0,86	2,39	2,36	0,34	9,91
M-15-2-4	38,47	1,23	3,38	3,20	0,47	8,76
M-17-2-6	42,58	1,42	3,96	3,83	0,55	7,24
MIK-21-3-1	29,61	1,03	2,78	2,59	0,38	6,05
MIK-30-3-2	6,02	0,23	0,52	0,38	0,05	36,39
MIK-30-9-1	7,71	0,29	0,73	0,74	0,11	28,22
MIK-25-3-3	20,34	0,72	1,97	1,91	0,28	5,89
MIK-1-2-1	35,01	1,18	3,22	2,95	0,40	5,80
M-17-2-8	17,51	0,66	1,62	1,32	0,16	12,89
MIK-2-2-1	17,69	0,63	1,62	1,40	0,17	14,67
MIK-29-9-2	25,85	0,92	2,46	2,30	0,34	5,67
MIK-30-9-4	29,12	1,02	2,60	2,46	0,29	4,65
M-29-9-3	54,57	1,74	4,79	4,71	0,68	5,61
M-30-9-4	39,42	1,32	3,52	3,20	0,44	6,51
MIK-29-9-1	15,34	0,56	1,44	1,44	0,18	15,50
MIKE-11-1-3	42,95	1,48	4,20	3,99	0,60	5,99
MIKE-14-1-1	15,32	0,47	1,49	1,71	0,27	9,16
MIKE-14-1-2	39,89	1,34	3,89	3,75	0,57	8,24
MIKE-4-1-5	30,06	0,93	2,79	3,17	0,50	7,86
MAN-1	16,53	0,59	1,65	1,65	0,25	5,55
MIKE-13-1-2	27,07	0,98	2,74	2,65	0,39	1,39
TEL-6	51,93	1,68	4,63	4,06	0,50	4,87
MIKE 12-1-2	24,51	0,89	2,45	2,30	0,33	1,32