



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
Posgrado en Ciencias de la Tierra

Estratigrafía, sedimentología y análisis de procedencia
de la Formación Tecomate y su papel en la evolución del
Complejo Acatlán, Sur de México

TESIS

Que para obtener el grado de
Doctor en Ciencias (Geología)
Presenta

José Luis Sánchez Zavala



2008

Agradecimientos

No existen palabras suficientes para expresar mi gratitud a todas aquellas personas que me han apoyado a lo largo de mi vida personal y académica.

Especialmente quiero agradecer al Dr Fernando Ortega Gutiérrez, asesor de este trabajo, por compartir sus conocimientos, enorme experiencia, paciencia y amistad.

Gracias al Dr Dante Morán, Dra. Elena Centeno, Dr J. Duncan Keppie, Dr Roberto Molina, Dr Bodo Weber y al Dr Joel Ramírez quienes a través de sus comentarios, discusiones y sugerencias enriquecieron este trabajo.

Agradezco a la Dra Elizabeth Solleiro por su paciencia y apoyo académico-administrativo en las últimas etapas de este trabajo.

A Diego Aparicio por la preparación de las láminas delgadas. A Consuelo Macías por todo el apoyo en la preparación del material fotográfico, campañas de campo, separación de minerales y a Margarita Reyes en la elaboración e interpretación de los análisis de microscopía electrónica y microsonda.

Gracias a mis compañeros y amigos Consuelo Macías y Mariano Elías por sus continuas charlas que han enriquecido mi vida profesional y personal.

Es tanta la gente que me ha acompañado y enseñado a lo largo de todo este tiempo que no quisiera omitir a nadie, especialmente agradezco a mis amigos Margarita Reyes, Enrique González, Gustavo Tolson, Ana Luisa Carreño, Ana Berta Villaseñor, Rosario Flores, Francisco Montaña, Gloria Alba y María Luisa Reyes quienes a pesar de no verle fin a este trabajo siempre confiaron en mi.

Agradezco a mis padres por brindarme su apoyo, amor y confianza. A mi madre por toda la paciencia que ha tenido conmigo. A mi padre por su fuerza y su coraje. A mis hermanos Consuelo, Enrique, Ricardo y María Teresa que me han brindado la tranquilidad de saber que cuento con una familia.

Para Angela Ortiz Nava, por su amor incondicional, paciencia y por aceptarme como soy. Siempre me has dado lo necesario en los momentos difíciles. No lo hubiera logrado sin ti.

A la Universidad Autónoma de México y al Instituto de Geología por darme la oportunidad de concluir una meta más en mi vida.

Amigos míos lo logré.

Contenido

Capítulo I.	Introducción.....	1
I.1.	Planteamiento del problema.....	1
I.2.	Antecedentes.....	4
I.3.	Objetivos y metas.....	7
I.4.	Metodología.....	8
Capítulo II.	Marco Geológico.....	10
II.1.	Estratigrafía del Complejo Acatlán.....	11
II.1.a.	Ensamble Metamórfico Petlalcingo.....	14
II.1.a.1.	Migmatita Magdalena.....	15
II.1.a.2.	Litodema Chazumba.....	16
II.1.a.3.	Litodema Cosoltepec.....	18
II.1.b.	Ensamble Metamórfico Piaxtla (EMP).....	22
II.1. b.1.	Litodemas Asís, Guadalupe y Mimilulco.....	23
II.1.b.1.a.	Litodema Asís.....	25
II.1.b.2.b.	Litodemas Mimilulco y Guadalupe.....	25
II.1. b.2.	Granitoides Esperanza.....	26
II.1.c.	Litodema Xayacatlán.....	30
II.1.d.	Unidad Lagunilla.....	30
II.1.d.	Litodema El Rodeo.....	32
II.1.e.	Rocas Plutónicas del Paleozoico.....	38
II.1.e.1.	Granito La Noria.....	39
II.1.e.2.	Granito Los Hornos/Palo Liso/Cuajilote.....	41
II.1.e.3.	Tronco de Totoltepec.....	44
II.1.f.	Cobertura sedimentaria paleozoica.....	45
II.1.f.1.	Formación Otate.....	46
II.1.f.2.	Formación Patlanoaya.....	49
II.1.f.3.	Formación Los Hornos.....	51
II.1.f.4.	Formación Matzitzi.....	53
Capítulo III.	Geología de la Formación Tecomate y su relación con la cobertura paleozoica del Terreno Mixteco.....	55
III.1.	Introducción.....	55
III.2.	Relaciones de contacto de la Formación Tecomate.....	57
III.2.1.	Relaciones de contacto con el litodema Cosoltepec(IC).....	58
III.2.2.	Relaciones de contacto con el Ensamble Metamórfico Piaxtla (EMP).....	59
III.2.3.	Relaciones de contacto con los Granitoides Esperanza.....	60

III.2.4.	Relaciones de contacto con el Tronco de Totoltepec.....	61
III.2.5.	Relaciones de contacto con el litodema El Rodeo.....	63
III.2.6.	Relaciones de contacto con la Formación Matzitzi.....	64
III.3.	Estratigrafía de la Formación Tecomate.....	65
III.3.1.	Unidad Cuaulote.....	67
III.3.2.	Unidad volcanoclástica Cuajilote.....	70
III.3.3.	Conglomerado Frijolar.....	73
III.3.4.	Unidad Horcón.....	76
III.3.5.	Caliza Frijolar.....	80
III.4.	Edad y correlación de la Formación Tecomate.....	83
III.4.1.	Posición estratigráfica de la Formación Tecomate.....	83
III.5.	Correlación entre la Formación Tecomate y las unidades de la cobertura paleozoica del Terreno Mixteco.....	88
Capítulo IV.	Procedencia de la Formación Tecomate y algunas unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán.....	92
IV.1.	Introducción.....	92
IV.2.	Metodología.....	94
IV.2.1.	Procesado de la muestra.....	94
IV.2.2.	Identificación y concentrado de la muestra.....	96
IV.2.3.	Análisis de los minerales pesados.....	97
IV.3.	Petrografía de los minerales pesados de el litodema Cosoltepec, Unidad Lagunilla y Formación Tecomate.....	99
IV.3.1	Petrografía de los minerales pesados de el litodema Cosoltepec.....	100
IV.3.2.	Petrografía de los minerales pesados de la unidad Lagunilla.....	109
IV.3.3.	Petrografía de los minerales pesados de la Formación Tecomate...	116
IV.4.	Procedencia de el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla.....	121
IV.4.1.	Litodema Cosoltepec.....	121
IV.4.2.	Unidad Lagunilla.....	126
IV.4.3.	Formación Tecomate.....	128
IV.4.4.	Geocronología U-Pb para los circones detríticos de la Formación Tecomate y de los Granitoides Esperanza y el Granito Los Hornos.....	140
IV. 5.	Análisis paleogeográfico y paleoambiental.....	152

IV.4.5.1.	Ambiente sedimentario de depósito y tectónico de el litodema Cosoltepec.....	152
IV.4.5.2.	Ambiente de depósito para el litodema El Rodeo y la unidad Lagunilla.....	154
IV.4.5.3.	Ambiente tectonosedimentario de depósito para la Formación Tecomate.....	156
Capítulo V.	Significado tectónico de la Formación Tecomate y de la cobertura paleozoica.....	161
Capítulo VI.	Conclusiones.....	169
	Referencias bibliográficas.....	171

Lista de Figuras

Figura I.1.	Mapa de localización de los complejos cristalinos del sur del México.....	2
Figura II.1.	Unidades propuestas para el Complejo Acatlán y su cobertura.....	12
Figura II.2.	Mapa geológico del Complejo Acatlán.....	13
Figura II.3.	Columna litotectónica del Complejo Acatlán.....	14
Figura II.4.	Afloramiento de filitas y cuarcitas de el Litodema Cosoltepec.....	19
Figura II.5.	Lavas almohadilladas en el litodema Cosoltepec.....	19
Figura II.6.	Pliegues replegados en el litodema Cosoltepec.....	22
Figura II.7.	Esquistos pelíticos de el EMP.....	24
Figura II.8.	Cuerpos ultramáficos de el EMP.....	24
Figura II.9.	Cuerpos serpentiniticos con restos de metaperidotita del EMP.....	24
Figura II.10.	Augengneis de los Granitoides Esperanza.....	26
Figura II.11.	Migmatitas de los Granitoides Esperanza.....	27
Figura II.12.	Datos U-Pb en Zircones de los Granitoides Esperanza en su localidad Tipo.....	29
Figura II.13.	Mapa geológico de la unidad Lagunilla.....	31
Figura II.14.	Metareniscas de la Unidad Lagunilla.....	32
Figura II.15.	Diques deformados de el litodema El Rodeo.....	34
Figura II.16.	Afloramiento de metalavas de el litodema El Rodeo.....	34
Figura II.17.	Afloramientos de metagrauvas de el litodema El Rodeo.....	36
Figura II.18.	Granito La Noria con Xenolitos de rocas verdes pertenecientes a el Litodema El Rodeo.....	37
Figura II.19.	Afloramiento del Granito Noria que muestra foliación bien desarrollada.....	39
Figura II.20.	Afloramiento del Granito La Noria de textura megacristalina.....	40
Figura II.21.	Afloramiento del Granito Los Hornos.....	42
Figura II.22.	Contacto intrusivo entre el Granito Palo Liso y la Parte media de la Formación Patlanoaya.....	44

Figura II.23.	Estructuras de base en la Formación Oate.....	47
Figura II.24.	Conglomerado de la Formación Patlanoaya.....	50
Figura II.25.	Banco calcáreo de crinoides de la Formación Patlanoaya.....	51
Figura II.26.	Conglomerado de la formación Los Hornos.....	52
Figura III.1.	Mapa geológico de la localidad tipo de la Formación Tecomate.....	56
Figura III.2.	Columna estratigráfica de la Formación Tecomate en su localidad tipo.....	57
Figura III.3.	Contacto entre el litodema Cosoltepec y la Formación Tecomate.....	58
Figura III.4.	Contacto entre la Formación Tecomate y el Ensamble Metamórfico Piaxtla.....	59
Figura III.5.	Contacto entre la Formación Tecomate y los Granitoides Esperanza.	60
Figura III.6.	Relación de contacto entre el Tronco de Totoltepec y la Formación Tecomate.....	62
Figura III.7.	Contacto tectónico entre el Tronco de Totoltepec y la Formación Tecomate.....	63
Figura III.8.	Contacto entre la Formación Matzitzi y la Formación Tecomate.....	65
Figura III.9.	Litología y estructuras primarias de las unidades Que componen a la Formación Tecomate.....	66
Figura III.10.	Conglomerado basal de la secuencia Cuaulote.....	67
Figura III.11.	Fotomicrografías de la Unidad Cuaulote.....	68
Figura III.12.	Pizarras negras de la parte superior de la secuencia Cuaulote.....	69
Figura III.13.	Unidad volcanoclástica Cuajilote.....	71
Figura III.14.	Fotomicrografías de la Unidad volcanoclástica Cuajilote.....	72
Figura III.15.	Conglomerado Frijolar.....	74
Figura III.16.	Conglomerado frijolar retrodeformado.....	74
Figura III.17.	Fotomicrografías del Conglomerado Frijolar.....	75
Figura III.18.	Unidad Horcón.....	76
Figura III.19.	Fotomicrografías de la secuencia Horcón.....	78
Figura III.20.	Fotomicrografías litarenitas de la secuencia Horcón.....	79
Figura III.21.	Caliza Frijolar.....	80
Figura III.22.	Fotomicrografías de la Caliza Frijolar.....	82
Figura III.23.	<i>Leiotriletes</i> en la unidad Cuaulote.....	84
Figura III.24.	Esporas en la Formación Tecomate.....	85
Figura III.25.	Asociaciones faunísticas de la Formación Tecomate y la cobertura Paleozoica del Terreno Mixteco.....	86
Figura III.26.	Histograma de edades U-Pb en zircones de cantos de metaconglomerados en la Formación Tecomate.....	87
Figura III.27.	Correlación entre la Formación Tecomate y la cobertura Paleozoica del Terreno Mixteco.....	91
Figura IV.1.	Grupos de zircones separados por su morfología.....	93
Figura IV.2.	Representación esquemática de la metodología empleada En el procesamiento y análisis de minerales pesados.....	95
Figura IV.3.	Grupos Minerales pesados separados por su forma y color.....	96
Figura IV.4.	Grano de zircón visto a través de diferentes técnicas analíticas.....	98
Figura IV.5.	Diagrama de abundancia de los Minerales Pesados en metareniscas de el litodema Cosoltepec.....	100
Figura IV.6.	Minerales pesados en el litodema Cosoltepec.....	102
Figura IV.7.	Abundancia de zircones de las metareniscas de el litodema Cosoltepec.....	103

Figura IV.8.	Abundancia de zircones en cuarcitas de el litodema Cosoltepec.....	105
Figura IV.9.	Minerales pesados de la cuarcita en el litodema Cosoltepec.....	106
Figura IV.10.	Abundancia de zircones en las cuarcitas de el litodema Cosoltepec.....	108
Figura IV.11.	Abundancia de minerales pesados en la unidad Lagunilla.....	109
Figura IV.12.	Minerales pesados en metareniscas de la unidad Lagunilla.....	110
Figura IV.13.	Abundancia de minerales pesados en las cuarcitas de la unidad Lagunilla.....	111
Figura IV.14.	Abundancia de zircones en metareniscas de la unidad Lagunilla.....	112
Figura IV.15.	Abundancia de minerales pesados en las cuarcitas de la unidad Lagunilla.....	114
Figura IV.16.	Fragmentos de apatito en la unidad Lagunilla.....	114
Figura IV.17.	Abundancia de Minerales Pesados en meatreniscas de la Formación Tecomate.....	116
Figura IV.18.	Minerales Pesados de la Formación Tecomate vistos en lámina delgada (microscopio petrográfico).....	117
Figura IV.19.	Minerales pesados en metareniscas de la Formación Tecomate vistos con microscopio estereoscópico.....	118
Figura IV.20.	Columna litoestratigráfica simplificada del Complejo Acatlán y sus minerales pesados.....	122
Figura IV.21.	Diagrama Al-Fe-Mg para turmalinas detríticas de el litodema Cosoltepec.....	124
Figura IV.22.	Diagramas de funciones discriminantes para determinar la procedencia en la Formación Tecomate	130
Figura IV.23.	Minerales pesados en metareniscas de la Formación Tecomate vistos con microscopio estereoscópico.....	131
Figura IV.24.	Representación gráfica de piroxenos de la Formación Tecomate.....	134
Figura IV.25.	Diagrama Al-Fe-Mg para turmalinas detríticas de la Formación Tecomate.....	137
Figura IV.26.	Diagrama Fe-Mg que muestra los análisis de turmalinas para los Granitoides Esperanza y la Formación Tecomate.....	138
Figura IV.27.	Representación esquemática de las cromitas de la Formación Tecomate.....	139
Figura IV.29.	Análisis U-Pb del Granito Los Hornos.....	141
Figura IV.30.	Columna estratigráfica de la Formación Tecomate y los histogramas de las edades U-Pb por nivel estratigráfico.....	143
Figura IV.31	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la base de la Formación Tecomate.(muestra Hr-2).....	143
Figura IV.32	Histogramas para los zircones detríticos de la Formación Tecomate por nivel estratigráfico.....	144
Figura IV.33	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte inferior de la Formación Tecomate (muestra Hr-3).....	145
Figura IV.34.	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte inferior media inferior de la Formación Tecomate (muestra Gr-5).....	146
Figura IV.35.	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte media de la Formación Tecomate.(muestra Fr-5).....	147
Figura IV.36.	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte media superior de la Formación Tecomate.. (muestra Fr-4).....	147
Figura IV.37.	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte superior de la Formación Tecomate (muestra Fr-2).....	148
Figura IV.38.	Análisis U-Pb en zircones detríticos de la parte	

	superior de la Formación Tecomate (muestra Fr-3).....	149
Figura IV.39	Histogramas de las distintas poblaciones de zircones detríticos de la Formación Tecomate.....	150
Figura IV.40.	Ambiente de depósito para el litodema Cosoltepec.....	153
Figura IV.41.	Ambiente tectosedimentario de depósito para el Litodema El Rodeo y la unidad Lagunilla.....	155
Figura IV.42.	Facies turbidíticas de la Formación Tecomate.....	158
Figura IV.43.	Representación esquemática donde del ambiente de depósito de la Formación Tecomate.....	160
Figura V.1.	Representación esquemática que ilustra las cuencas “piggy back” donde se depositaron las formaciones Tecomate y Patlanoaya.....	166
Figura V.2.	Reconstrucción paleogeográfica de la Formación Tecomate.....	168

Lista de tablas

Tabla II.1.	Geocronología de los granitos del Complejo Acatlán.....	28
Tabla II.2.	Porcentajes aproximados de las rocas detríticas de la formación Oate.....	48
Tabla IV.1.	Análisis químicos semicuantitativos en granates y epidotas de el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla.....	101
Tabla IV.2.	Clasificación morfológica de zircones de las Metareniscas de el litodema Cosoltepec.....	104
Tabla IV.3.	Análisis químicos semicuantitativos de Titanita y turmalina de el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla.....	105
Tabla IV.5.	Análisis químicos semicuantitativos en rutilo de el litodema Cosoltepec.....	107
Tabla IV.6.	Clasificación morfológica de zircones de las cuarcitas de la Formación Cosoltepec.....	108
Tabla IV.8.	Clasificación morfológica de zircones de metareniscas de la unidad Lagunilla.....	113
Tabla IV.9.	Clasificación morfológica de zircones de las cuarcitas de la unidad Lagunilla.....	115
Tabla IV.10.	Clasificación morfológica de zircones en metareniscas de la Formación Tecomate.....	119
Tabla IV.15.	Análisis químicos EDS representativos en turmalinas de el litodema Cosoltepec.....	125
Tabla IV.16.	Análisis químicos de algunas muestras de grano fino de la Formación Tecomate.....	129
Tabla IV.17.	Valores de las funciones discriminates de Roser y Korsch para muestras de grano fino de la Formación Tecomate.....	129
Tabla IV.18.	Número de Iones de los elementos presentes en piroxenos de la Formación Tecomate.....	132
Tabla IV.19.	Número de Iones de los elementos presentes en anfíboles de la Formación Tecomate.....	134
Tabla IV.20.	Número de Iones de los elementos presentes en turmalinas de la Formación Tecomate.....	135

Tabla IV.21.	Número de iones contenidos en las cromitas detríticas de la Formación Tecomate.....	138
Apéndice 1.	Zircones de los Granitoides Esperanza y el Granito Los Hornos por U-Pb a través del método LA-ICP-MS.	
Apéndice 2.	Granos de zircón de la Formación Tecomate analizados a través del método LA-ICP-MS.	
Apéndice 3.	Minerales pesados de la Formación Cosoltepec y unidad Lagunilla del Complejo acatlán y de la Formación Tecomate de la cobertura sedimentaria del Terreno Mixteco del sur de México.	
Apéndice 4.	Condiciones de operación de LA-ICP-MS y adquisición de parámetros de datos.	

Resumen

El Complejo Acatlán es uno de los complejos cristalinos del sur de México y su evolución geológica es aún tema de debate. En este contexto sobresale la Formación Tecomate (FT) cuyas características litológicas, relaciones de contacto y edad son importantes para entender la historia del Complejo Acatlán en sus últimas etapas.

La FT consiste de una secuencia turbídica metasedimentaria depositada en un talud con influencia continental predominantemente clástica y compuesta por arcosa, grauvaca, litarenita, pizarra, conglomerado, caliza y rocas volcanoclásticas que de acuerdo a su distribución se dividió informalmente en cinco unidades: Unidad Volcanosedimentaria Cuajilote, unidad Cuaulote, Conglomerado Frijolar, Secuencia Horcón y Caliza Frijolar. Posee un metamorfismo en subfacies de esquisto verde a la parte baja de la facies de esquisto verde. Su espesor estructural varía de 500 a 1000 m.

Descansa en discordancia retrabajada con las unidades del Ensamble Metamórfico Piaxtla y los litodemas Cosoltepec y El Rodeo. Su contacto superior es discordante con respecto a la Formación Matzitzi. Estas relaciones de contacto y el hallazgo de conodontos *Gondollela* sp., *Neostreptagnathodus* sp. y *Straptognathodus* sp y *Sweetognathus subsymmetricus* Wang, Ritter y Clark sugieren una edad del Carbonífero al Pérmico temprano (Kungoriano). Lo cual la hace correlacionable con las Formaciones Patlanoaya y tal vez Oate, sin embargo la intensa deformación que posee y metamorfismo la hacen parte integral del Complejo Acatlán.

Las edades de los zircones detríticos de la Formación Tecomate varían entre los 450 y los 1900 Ma, de los cuales los más abundantes corresponden a los intervalos de 450-480 y 900-1600 Ma que, junto con la presencia de minerales pesados tales como fengita, edenita, pargasita, ferropargasita, tschermakita, enstatita, pigeonita, granate y zircones indican que las principales fuentes para la FT son rocas metamórficas de alto grado y alta presión (granulitas, esquisto azul, metagranitos, charnoquitas, gneises y anfibolitas e incluso eclogitas. Seguramente fueron derivados del Ensamble Metamórfico Piaxtla y los Litodemas Cosoltepec y el Rodeo. En este sentido, la abundancia de mesoperitas y cuarzo rutilado, zircones tipo jacinto en algunos de los miembros psamíticos de la FT sugieren fuentes granulíticas grenvillianas, evidenciando su relación con Oaxaquia (Complejo Oaxaqueño) y otra del Proterozoico Medio.

Por otro lado, minerales pesados derivados de rocas de alta presión han sido reconocidos en la Formación Patlanoaya y Oate lo cual sugiere un evento de estas características pre-Devónico. Todo esto en conjunto indica su depósito en un área relativamente cercana donde ya estaban próximos a yuxtaponerse tectónicamente bloques continentales relacionados a las unidades basales del Complejo Acatlán así como a Gondwana y Laurencia.

Las formaciones Oate y Patlanoaya están relacionada en tiempo pero espacialmente no con la FT, depositándose en cuencas aisladas entre bloques del CA y del margen continental que culmina con la aparición de cuencas montadas (piggy back) en los orógenos. Es decir, para el Paleozoico tardío, ya se encontraban cercanos los elementos perigondwánicos y laurencianos, que culminarían en el sur de México con la yuxtaposición de los Complejos Oaxaqueño y Acatlán a lo largo de la Falla de Caltepec, seguidos por la depositación de la Formación Matzitzi, probablemente en el Roadiano; en respuesta a esta yuxtaposición y posteriormente se depositaron las formaciones Los Arcos y Los Hornos cuando ya estaban amalgamados dichos complejos.

Por último, La diferencia entre la FT y el resto de las unidades de cobertura paleozoica es su deformación penetrante. Los afloramientos de la FT se distribuyen entre la falla de Tetla y la Caltepec, por lo cual es probable que su deformación este relacionada a la actividad de estas fallas durante la parte superior del Paleozoico inferior (Kungoriano).

Abstract

The Acatlan Complex is one of the crystalline terranes in southern Mexico and its geological evolution is still subject of debate. In this context sticking the Tecamate Formation (TF) whose characteristics lithologic relations contact and age are important to understand the history of Acatlan Complex in their final stages.

The TF consists of a sequence metaturbidites deposited in a continental slope and clastic dominantly composed of: arkoses, greywacke, litarenite, slate, conglomerates, limestone and volcanoclastics rocks that according to their distribution to be informally divided into five units: Unit Volcanosedimentaria Cuajilote, Cuaulote unit, Conglomerate Frijolar, Unidad Horc6 and Limestone Frijolar. It has a metamorphism in subfacies green schist to the bottom of the green schist facies. Its structural thickness varies from 500 to 1000 m.

Rest in discordant with reworked units Suite Metamorphic Piaxtla and litodemes Cosoltepec and El Rodeo. His superior touch is discordant regarding the formation Matzitzzi. These relations contact and finding conodont *Gondollela* sp., *Neostreptagnathodus* sp. and sp *Straptognathodus* and *Sweetognathus subsymmetricus* Wang, Ritter and Clark suggest an age Carboniferous to Early Permian (Kungorian). Which makes Patlanoaya correlated with the formations and perhaps Oate, however intense deformation which owns and metamorphism make it an integral part of Acatlan Complex.

The ages of detrital zircon of the Tecamate Formation vary between 450 and 1900 Ma, of which the most abundant correspond to intervals of 450-480 and 900-1600 Ma, together with the presence of heavy minerals such as fengite , Edenitea, pargasite, ferropargasite, tschermakite, enstatite, pigeonite, garnet and zircon indicate that the main sources for the FT are metamorphic rocks high-grade and high pressure (granulites, schist blue, metagranites, charnoquites, gneises and amphibolites and even eclogitas. Surely were derived from units of the Suite Metamorphic Piaxtla and Litodemas Cosoltepec and El Rodeo. In this sense, the abundance of quartz mesoperites and rutile, zircon type hyacinth in some of the members of the FT psamitics sources suggest granulites Grenville, highlighting its relationship with Oaxaquia (Oaxaqueño Complex) and another of the Proterozoic Medium.

Moreover, heavy minerals derived from high-pressure rocks have been recognized in the Patlanoaya and Oate formations which suggests an event of this nature pre-Devonian. All this together suggests the deposition in an area relatively close proximity to where they were juxtaposed tectonically continental blocks related to units of the Acatlan Complex as well as Gondwana and Laurentia.

The Oate and Patlanoaya are spatially related in time but not with the FT, deposited in isolated basins between AC and blocks of the continental margin culminating with the appearance of piggy back basin. That is, to the late Paleozoic, were already near the elements peri-gondwanan and laurentians, which culminate in southern Mexico with the juxtaposition of the Oaxacan and Acatlan Complexes along the Caltepec Fault, followed by the deposition of Matzitzzi Formation, probably in the Roadiano in response to this yuxtaposición and subsequently deposited Los Arcos and Los Hornos formations when they were amalgamated these complexes.

Lastly, the difference between the FT and the rest of the coverage units paleozoic its deformation is pervasive. The outcrops of the FT are distributed among the fault of Tetla and Caltepec, making it likely that their deformation this related to the activity of these faults during the top of Lower Paleozoic (Kungorian).

I. Introducción.

I.1. Planteamiento del problema

En la región de la mixteca baja, en el sur de México, aflora el Complejo Acatlán (CA), basamento del terreno Mixteco (Figura I.1.A y B.). Su distribución, características geológicas, relaciones estratigráfico-estructurales y posición geográfica lo ubican como una pieza clave para entender la evolución tectónica del sur de México en el contexto de las interacciones entre Laurencia y Gondwana durante el Paleozoico.

Las características distintivas del CA son su intensa deformación, metamorfismo que varía desde sub-facies de esquisto verde hasta facies de eclogita y niveles de migmatización anatética (Ortega-Gutiérrez, 1993), así como la afinidad oceánica profunda de la mayor parte de sus protolitos. Evidencias petrológicas, estructurales y geocronológicas sugieren que el CA es resultado, en una primera etapa, de una colisión continental ocurrida durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano. Este evento orogénico es conocido como Orogenia Acateca (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), sin embargo, aún existen aspectos poco claros sobre su evolución tectónica. Recientemente se han reportado algunos datos geocronológicos en rocas eclogíticas de 350-330 Ma, que son la base para proponer que los eventos orogénicos en el CA se restringen al Carbonífero-Pérmico (Murphy *et al.*, 2006, Nance *et al.*, 2006), sin embargo las evidencias de campo indican la existencia de al menos un evento orogénico en el Paleozoico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999, Talavera-Mendoza, 2006). También se han obtenido algunos datos geocronológicos y petrológicos que sugieren una tectónica de acreción que involucra elementos diferentes litotectónicos en la evolución geológica del CA (*cf.* Meza *et al.*, 2003; Talavera *et al.*, 2002) e incluso modifican las edades propuestas para los eventos orogénicos. En este contexto, particularmente llama la atención la Formación Tecomate (FT), objetivo central del presente trabajo, cuyas características geológicas contrastan notablemente con respecto al resto de las unidades del CA y sugieren la presencia de un evento orogénico durante el Paleozoico tardío afectando el complejo.

La FT es una secuencia metasedimentaria marina predominantemente terrígena, que contrasta notablemente con la afinidad oceánica profunda del resto de las unidades del CA. Ocupa la posición estructural superior y posee deformación intensa y metamorfismo regional de grado bajo.

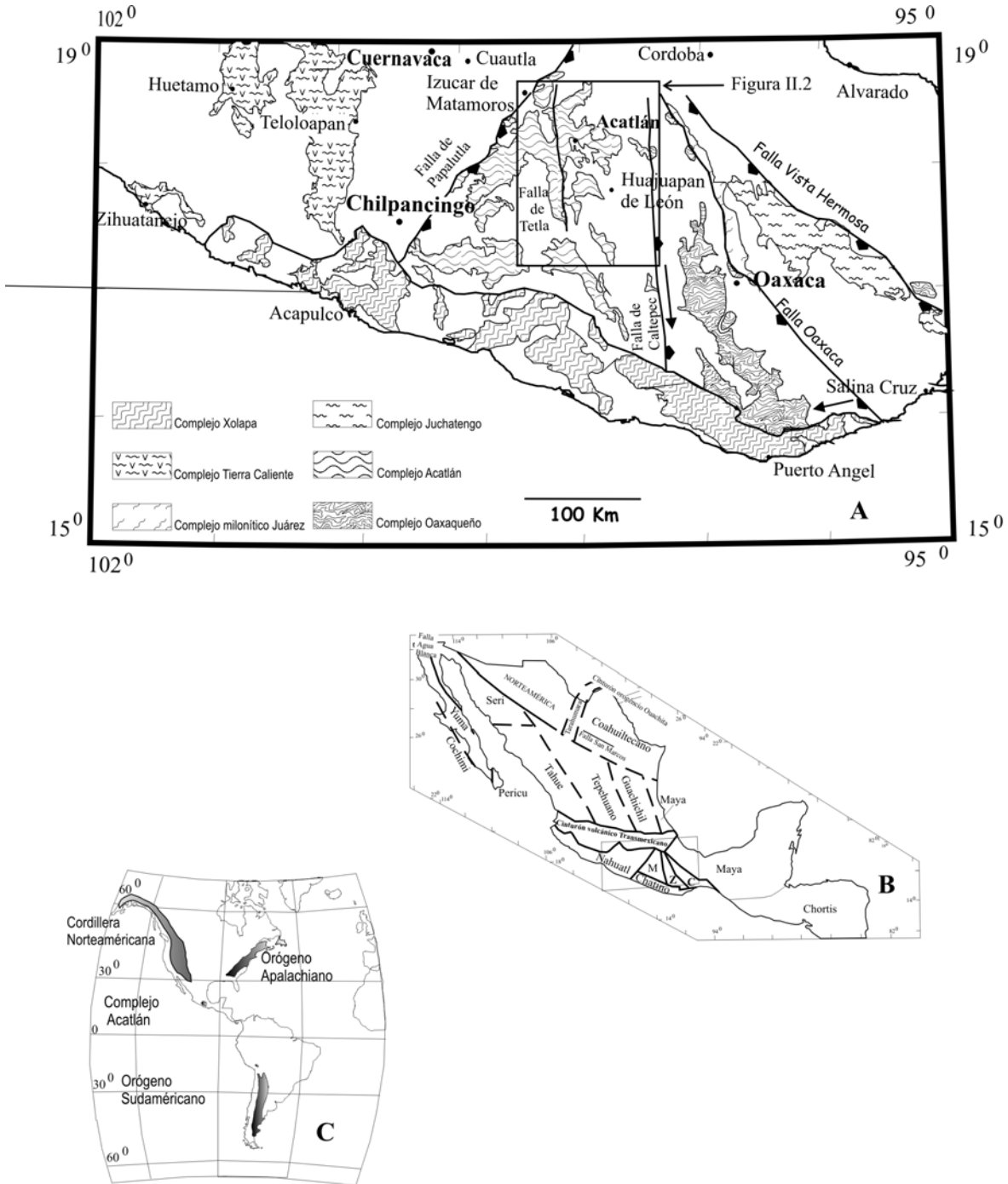


Figura I.1. A. Mapa de localización de los complejos cristalinos del sur de México y sus límites (modificado de Ortega-Gutiérrez et al., 1999). B. Los terrenos tectonoestratigráficos de México (modificado de Sedlock et al., 1993). C. Localización del complejo Acatlán con respecto a los orógenos paleozoicos de América del Sur y del margen oriental de América del Norte.

Su deformación intensa oscurece sus relaciones primarias dificultando su naturaleza litotectónica. La FT se observa indistintamente en contacto con los Granitoides Esperanza (GE), con el litodema Xayacatlán (IX) y con el litodema Cosoltepec (IC) del CA, mostrando una relación discordante o

tectónica. Estas unidades basales del CA están relacionadas, según Ortega-Gutiérrez et al. (1999) con la orogenia Acateca del Paleozoico temprano. También cuerpos de roca granítico-pegmatíticas deformados, similares a los GE, están en contacto tectónico ó intrusionan a la FT, y rocas verdes similares al IX aparentemente se mezclan con ella de manera compleja.

Por otro lado, sobre las unidades del CA, yacen en discordancia rocas sedimentarias predominantemente clásticas, con un alcance estratigráfico, al menos del Devónico Temprano (¿?)-Devónico Tardío (Famenniano) al Pérmico medio (Leonardiano Superior) y Tardío que incluye a las Formaciones Otate, Patlanoaya, Los Arcos, Los Hornos y Cuxtepeque (Vachard et al., 2000; 2004; Flores de Dios et al., 1998, Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002) que constituyen la cobertura paleozoica del terreno Mixteco. Cabe mencionar que hasta ahora no se ha observado a la FT subyaciendo a ninguna de las unidades de la cobertura paleozoica, lo cual representa un aspecto fundamental del problema planteado para la FT en relación a su posición estratigráfica original con respecto al CA y a la cobertura sedimentaria del Paleozoico.

Además, algunos componentes detríticos de la FT y sus características litológicas sugieren la influencia de un margen continental con rocas proterozoicas, posiblemente grenvillianas, y de las unidades inferiores del CA durante su sedimentación, lo cual implica que, al menos, parte de las unidades inferiores del CA ya estaban exhumadas durante su depósito. Posteriormente, la FT fue intensamente deformada y débilmente metamorfoseada. Cabe destacar que la determinación de las relaciones de contacto, su edad, ambiente de depósito y la procedencia de sus sedimentos son elementos de análisis para comprender aspectos cruciales en la historia del CA, entre ellos su ubicación y el escenario paleogeográfico post-colisión y ambiente tectónico.

Entender la naturaleza y el significado de la FT en el contexto de la evolución tectónica y paleogeográfica del CA, permite correlacionar de manera más precisa al complejo con otros similares en el cinturón Apalachiano-Caledoniano de América del Norte y Europa, con los que tradicionalmente se ha correlacionado, y con los orógenos paleozoicos de América del Sur, particularmente con los del noroccidente de Argentina, cuya relación con los Apalaches de América del Norte ha cambiado radicalmente las reconstrucciones continentales anteriores a Pangea (Figura I.1.C, por ejemplo: Dalla-Salda, 1992; Dalziel *et al.*, 1994; 1997). La relación que pudiera tener el CA con estos orógenos, actualmente separados por más de 10,000 km tiene implicaciones fundamentales en la comprensión de la evolución dinámica de las placas tectónicas durante el Paleozoico.

En resumen, la historia tectónica post-colisión del CA está representada de manera significativa en la FT por lo que es importante determinar su alcance estratigráfico, relaciones de contacto y petrogénesis, y con ello establecer su significado geológico-tectónico, el cual es la meta central del presente trabajo.

1.2. Antecedentes

Las rocas metamórficas del área de Acatlán fueron descritas por primera vez hace más de 100 años (Aguilera, 1896; Ordoñez, 1906), donde se enfatiza su aspecto diferente con respecto a las rocas metamórficas aflorantes en el centro de Oaxaca y de la costa del Pacífico sur, que posteriormente fueron atribuidos a los Complejos Oaxaqueño y Xolapa, respectivamente (Figura I.1.A).

Posteriormente, se les mencionó y describió, incluyendo todos los afloramientos de rocas metamórficas del suroccidente de Puebla y occidente de Oaxaca, como Esquistos Acatlán (Salas, 1949) y Formación Acatlán (Fries y Rincón-Orta, 1965). Con base en criterios estructurales y metamórficos Rodríguez-Torres (1970) establece una división informal para estas rocas e incluye, por primera vez, a la FT, aunque sus relaciones de contacto y su edad no las determinó. Posteriormente, Ortega-Gutiérrez (1978) describe y define formalmente a estas rocas, asignándoles el rango litodémico de Complejo, y lo subdivide en varias unidades de menor jerarquía. A la FT la incluye como parte del subgrupo Petlalcingo. Cabe mencionar que aún se desconocen aspectos importantes sobre las características litológicas y estratigráficas del complejo. En este contexto, son escasos los trabajos enfocados a la determinación de la sucesión estratigráfica de las unidades litológicas existentes, las cuales deben ser descifradas para comprender mejor su historia evolutiva. En la actualidad el complejo se ha descrito con base en su significado tectonoestratigráfico (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez, et al., 1999, Ramírez-Espinosa, 2001, Talavera-Mendoza et al., 2006; Murphy et al., 2006).

Sin embargo, aún con las grandes incógnitas del complejo, con base en sus características litológicas, estructurales y geocronológicas conocidas se ha propuesto que es resultado de una larga historia relacionada con la evolución de cualquiera de los océanos paleozoicos: Iapetus (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza, 2005) o Rheico (Murphy et al., 2006, Nance et al., 2006).

El Iapetus se formó como resultado de la separación de Laurentia y Gondwana en el Cámbrico Temprano (Cawood et al., 2001) y se cierra en la parte norte por la colisión entre Laurentia y Báltica durante el Silúrico Temprano-Medio; mientras en el sur el cierre es debido a la acreción de los terrenos perigondwánicos (Avalonia y Carolina) a Báltica y Laurentia en el Ordovícico tardío-Silúrico Medio (Hibbard et al., 2002) o en el Devónico (Hatcher, 1989). El Rheico es un océano que comenzó su desarrollo en el Cámbrico Tardío-Ordovícico Temprano debido a la separación de los terrenos perigondwánicos (por ejemplo Avalonia y Carolina) desde el margen norte de Gondwana (Amazonia y la África occidental) (Coks and Torsvik, 2002). El Rheico se cerró a finales del Paleozoico como resultado de la colisión entre Laurasia y Gondwana que produjo el orógeno Appalachiano-Variscano (van Staal., 1998).

La interpretación tradicional para explicar el origen del CA sugiere que sobre uno de los márgenes del Iapetus se depositaron secuencias oceánicas profundas que se interpretan como una turbidita relacionada a la pendiente de un margen continental de paleogeografía desconocida (litodema Cosoltepec), y un depósito cercano al borde de una placa oceánica subducida bajo una masa continental (litodema Chazumba), relacionada a depósitos de pre-arco (Ortega-Gutiérrez, 1993). El desarrollo de Iapetus culmina con la colisión de dos masas continentales que marca su clausura, y la sutura originada está representada por una ofiolita fragmentada y eclogitizada, la cual se describe como formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez et al., 1999). En esta tesis se propone renombrarla como litodema Xayacatlán. El protolito de el litodema Xayacatlán marcaría la etapa de divergencia que inició el ciclo tectónico que originó al CA (Ortega-Gutiérrez, 1981). El acortamiento y el engrosamiento de corteza, inducidos por esta colisión, donde la ofiolita fue eclogitizada, produjeron un intenso metamorfismo y la fusión parcial de los niveles infracorticales originando magmatismo sincolisional representado por los Granitoides Esperanza (GE) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Todos estos eventos son descritos como parte de la Orogenia Acateca del Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). La edad propuesta para la colisión es variada, algunos autores consideran que ocurrió durante el Devónico (Yáñez et al., 1991), y correlacionan a la Orogenia Acateca con la Acadiana de los Apalaches en su región norte, razón por la cual relacionan la evolución tectónica del sur de México durante el Paleozoico con la evolución tectónica de Laurentia (Yáñez et al., 1991). La orogenia Acadiana en el norte de los Apalaches está bien documentada (Dunning et al., 1990; Hibbard, 1993). Otros autores proponen que la colisión ocurrió durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999, Bonilla-Ramos *et al.* 2002). Esta última interpretación es la mejor documentada y es ampliamente discutida por Ortega y colaboradores (1999). Un aspecto controversial para este

último modelo es que no se han reconocido hasta ahora las masas continentales o bloques corticales que intervinieron en la colisión, lo cual ha dado origen a interpretaciones alternativas, basadas en datos petrológicos y geocronológicos dispersos. Estos datos, sugieren la presencia de elementos tectónicos que incluyen rocas de arcos de islas, dorsales oceánicas durante la colisión Acateca, lo cual muestran escenarios mucho más complicados que los propuestos hasta ahora (*cf.* Meza-Figueroa *et al.*, 2002; Talavera-Méndozza *et al.*, 2002; 2005), vinculándolo tanto a la evolución del océano Iapetus como al Rheico (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo, 2007).

En un escenario de colisión continental, el litodema Cosoltepec también se ha interpretado como resultado de la sedimentación ocurrida en un margen pasivo posiblemente relacionada con Gondwana (Ramírez-Espinosa, 2001), o bien como depósitos de periarco devónicos (Keppie *et al.*, 2008). Además, la presencia de cuerpos graníticos con y sin deformación que afectan a unidades distintas del CA, también sugieren escenarios diferentes a los propuestos hasta ahora.

Por otro lado, algunos autores basados en nuevos datos geocronológicos y paleontológicos, sugieren que el Complejo Acatlán está más relacionado a la evolución del océano Rheico (Nance *et al.*, 2006), donde los principales eventos orogénicos ocurrieron en el Paleozoico Tardío (Keppie *et al.*, 2004b; Murphy *et al.*, 2006). En este contexto al protolito de el Ensamble Metamórfico Piaxtla se le relaciona con un rift de margen pasivo en el Cámbrico Ordovícico (Murphy *et al.*, 2006). Mientras que al litodema Cosoltepec se le interpreta como una secuencia turbidítica distal con intercalaciones de rocas basálticas de piso oceánico en un margen pasivo y los protolitos de la Migmatita Magdalena y el litodema Chazumba representan una cuña clástica depositada frente a una serie de cabalgaduras del Permo-Triásico (Keppie *et al.*, 2006). En este escenario la evento de metamórfico eclogítico ocurrió en el Devónico-Misisípico (Nance *et al.*, 2006; Keppie *et al.*, 2008). Sin embargo, relaciones de campo y datos geocronológicos sugieren la existencia de un evento tectónico en el Paleozoico Temprano, además del evento del Paleozoico Tardío.

En este sentido, la FT dada su posición estratigráfico-estructural superior, su marcado contraste litológico con respecto al resto de las unidades del CA a las que sobreyace, se ha interpretado como resultado de los intensos levantamientos de los bloques continentales adyacentes a su cuenca de depósito que aportaron los sedimentos que permitieron su acumulación (Ramírez-Espinosa, 2001). También, se ha considerado que es resultado de la sedimentación y volcanismo ocurrido en un ambiente de tras-arco con influencia de un margen continental (Sánchez-Zavala, *et al.*, 2002). Además, varios detritos de la FT indican que el CA se desarrolló, en esta etapa tardía de su

evolución, cercano a un margen continental de rocas proterozoicas, que junto con algunos minerales observados en lámina delgada (por ejemplo, biotita y sillimanita, entre otros) indican una procedencia de rocas metamórficas de grado alto, los cuales junto con clastos de granito gneísico de los conglomerados de la FT, se apoya la hipótesis del desarrollo del complejo cerca de un margen continental precámbrico, probablemente representado por Oaxaquia. En este contexto, la FT se ha interpretado como la unidad de traslape a través de la zona de sutura colisional, entre los terrenos Mixteco y Zapoteco (Ortega-Gutiérrez, 1993), la cual posteriormente fue fuertemente plegada y débilmente metamorfoseada. En este sentido, con base en datos escasos y sobre todo por su posición estratigráfica, se propuso la existencia de un segundo evento orogénico para el Devónico Medio, representado en la deformación y metamorfismo de la FT y que se le denominó Orogenia Mixteca (Sánchez-Zavala et al., 2000). Sin embargo, una serie de datos geocronológicos, paleontológicos y de estudios de procedencia recientes del autor de este trabajo, sugieren un contexto tectónico diferente al anterior para la FT, el cual se propone y discute en este trabajo como otro de sus objetivos.

1.3. Objetivos y metas

Las características geológicas de la FT reflejan, como ya se mencionó, las condiciones bajo las cuales evolucionó el CA en sus últimas etapas. Esto hace necesario identificarlas, describirlas y discutir las con el propósito de establecer un modelo tectónico-sedimentario bajo el cual evolucionó la FT. Para la creación de este modelo evolutivo es necesario establecer el significado de la FT en términos de la evolución tectónica del CA y terrenos adyacentes y sus conexiones paleogeográficas globales durante el paleozoico medio-tardío. En este contexto, es necesario establecer su posición estratigráfica original con respecto al CA y su relación con respecto a la cobertura sedimentaria del Paleozoico. Entender las relaciones de contacto de la FT y en general sus características geológicas es importante para conocer la cronología de los eventos geológicos y tectónicos post-colisión que afectaron al CA durante el Paleozoico Tardío.

Para alcanzar estos objetivos fue necesario plantear una serie de metas concretas que se enlistan a continuación:

- 1) Determinar la distribución espacial de la FT.
- 2) Establecer la estratigrafía de los cuerpos de roca que integran a la FT.
- 3) Definir las características litológicas de la FT y en la medida de lo posible diferenciarlas y describirlas en unidades de menor jerarquía.

- 4) Determinar las relaciones de contacto de la FT con respecto a las unidades a las que sobreyace e infrayace, las cuales incluyen al Complejo Acatlán y a las unidades distintas de la cobertura paleozoica del terreno Mixteco.
- 5) Analizar la procedencia de sus rocas originalmente sedimentarias con base en la determinación y caracterización de sus minerales pesados.

1.4 Metodología

Para cubrir las metas propuestas se realizaron reconocimientos geológicos en varias regiones y se cartografiaron áreas de interés crítico a escala 1: 50, 000 y a detalle. La cartografía geológica permitió alcanzar parte de las metas propuestas, pudiendo establecerse la distribución espacial y las relaciones de contacto, así como su diferenciación litológica de la FT. El trabajo sistemático de campo fue la base para identificar cuerpos de roca que enriquecen y modifican la evolución tectónica propuesta para el CA en sus últimas etapas. Esto incluye el hallazgo reciente de dos secuencias cuya historia geológica modifica las ideas que se tenían sobre el CA. La primera se refiere a una secuencia predominantemente volcánica y que para los propósitos del presente trabajo se describe de manera informal como Litodema El Rodeo. La segunda unidad se refiere a una secuencia sedimentaria, sin deformación penetrante, descrita informalmente por Morales-Morales y Hernández-Espriú (2001) como formación Otate, y que representa la parte basal de la Formación Patlanoaya. Además se describe una serie de granitos paleozoicos que constriñen la edad y evolución tectónica de la FT y en general del CA. Paralelamente al trabajo cartográfico se realizó un muestreo sistemático con fines petrológicos, geoquímicos y de análisis de procedencia.

En una segunda etapa se realizó la preparación de muestras para su análisis a través de diferentes técnicas con el propósito de determinar sus características petrográficas, geoquímicas y de procedencia de sedimentos con base en sus minerales pesados. Cabe destacar que debido a la deformación intensa que afecta a esta unidad, muchas de las características texturales primarias están obliteradas parcialmente, por lo cual fue necesario desarrollar y modificar técnicas relativas al análisis de procedencia de sedimentos con base en sus minerales pesados que no fueron afectados por la deformación y metamorfismo, particularmente en meta-areniscas y metaconglomerados. Por otro lado, se realizó la estimación de distorsión a partir del comportamiento de algunos minerales pesados y de cantos en conglomerados, así como de la elongación de feldespatos en metagranitos. Es importante mencionar, que la estimación de distorsión también permitió con base en la

retrodeformación, definir la forma y relación textural de sus constituyentes iniciales, particularmente en los metaconglomerados.

Para el caso del análisis de procedencia fue necesario determinar las características petrográficas y geocronológicas de los minerales pesados en algunas unidades metasedimentarias del CA, particularmente de la FT. La identificación y descripción de los minerales pesados se realizó a través del uso de diferentes técnicas petrográficas que incluyen petrografía con luz transmitida y reflejada, catodoluminiscencia, microscopía electrónica de barrido, análisis químicos por energía dispersiva de rayos X y microsonda.

El estudio de los minerales pesados se ha aplicado en diversos campos de la geología, por ejemplo en la petrología, sedimentología y la geoquímica. Para el caso de las rocas sedimentarias han sido útiles en la determinación del grado de intemperismo o del efecto de transporte en sedimentos, entre otros. Además, su significado petrológico y su resistencia mecánica y química, permiten su aplicación como indicadores de procedencia, ya que en algunos casos, el efecto del intemperismo o la diagénesis, procesos que al afectar a la roca oscurecen las características originales de los minerales esenciales, lo cual limita su utilidad en el análisis de procedencia. De hecho la resistencia mecánica y química de algunos minerales pesados permite conservar su memoria petrogenética y por lo tanto, su utilidad en la determinación de su procedencia en rocas sedimentarias afectadas por metamorfismo y deformación penetrante es de primera importancia.

Los minerales pesados generalmente constituyen menos del 1% del volumen total de roca, por lo que es necesaria su concentración para su estudio. Su concentración requiere de una metodología que incluye desde un buen muestreo de campo hasta la preparación adecuada del material para su análisis a través de diferentes técnicas petrográficas y analíticas. Debido a la importancia de la metodología y la innovación de las técnicas de preparación que se proponen para el estudio de los minerales pesados en rocas metasedimentarias es necesaria su descripción. La metodología empleada en el análisis de procedencia de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán se describe en el Capítulo IV.

Un vez que se determinaron estas características y se integraron, analizaron y discutieron con el propósito de establecer el marco tectono-sedimentario bajo el cual se desarrollo la FT; y de esta manera alcanzar el objetivo central del presente trabajo: establecer el significado tectónico de la FT en términos de la evolución tectónica del CA.

II. Marco geológico

La litología del CA incluye una diversidad amplia de rocas metamórficas, desde pizarras hasta gneises y migmatitas. Los límites del CA están definidos por grandes estructuras tectónicas y discordancias profundas. Su límite oriental está definido por una falla de desplazamiento lateral derecho (Falla de Caltepec; Figura I. 1. A) que lo yuxtapone con el Complejo Oaxaqueño de edad grenvilliana y basamento del terreno Zapoteco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000). La cobertura del terreno Zapoteco está compuesta por rocas sedimentarias sin metamorfismo con un alcance estratigráfico Ordovícico Temprano y Misisípico-Pérmico (Formaciones Tiñú, Ixtalpepec, Santiago y Yododeñe; Pantoja-Alor, 1967; Centeno-García *et al.*, 1998). En la falla de Caltepec está emplazado un granito (Granito Cozahuico) sintectónico del Pérmico Temprano (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000), producto de la sutura entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Los terrenos Mixteco y Zapoteco comparten, en apariencia, la misma evolución tectónica a partir del Paleozoico tardío.

El límite occidental del CA es la falla de Papalutla que lo yuxtapone, a través de una cabalgadura, con rocas carbonatadas cretácicas (Formación Morelos) de la plataforma Guerrero-Morelos (Figura I.1.A). Hacia el sur, la falla de Chacalapa, de desplazamiento lateral izquierdo, lo pone en contacto con el terreno Chatino (Xolapa de Campa y Coney, 1987). Al norte está cubierto por rocas volcánicas y sedimentarias terciarias, por lo que se desconoce su distribución. Sin embargo, las trazas de las fallas de Papalutla y Caltepec, probablemente se intersecten al norte (Figura I.1.A), limitando la distribución del complejo en esa dirección. Si se consideran las características geológicas del CA y de las áreas que lo circundan, éste representa un verdadero terreno tectonoestratigráfico alóctono en el sur de México (Figura I.1.B).

Sobre el CA yacen en discordancia rocas marinas y continentales con un alcance estratigráfico del Devónico al Pérmico (Formaciones Patlanoaya, Mazitzi, Los Arcos, Los Hornos y Otate) (Weber y Ceballos, 1994; Vachard *et al.*, 2001, Corona-Esquivel, 1981; Vázquez, 1986; Villaseñor-Martínez, 1987; Flores de Dios *et al.*, 1998; Ramírez-Espinoza *et al.*, 2000; Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002). La parte superior de la cobertura incluye unidades sedimentarias con un alcance estratigráfico que varía del Jurásico Medio al Holoceno y rocas volcánicas terciarias (Westermann *et al.*, 1984; Salvador, 1987). Todas estas unidades en su conjunto definen al terreno Mixteco (Figuras I.1. A y B, II.1) (Sedlock *et al.*, 1993).

II.1 Estratigrafía del Complejo Acatlán

La jerarquización estratigráfica formal para el CA la establece Ortega-Gutiérrez (1978), asignándole el rango litodémico de Complejo, dividiéndolo en dos subgrupos: Petlalcingo y Acateco, y en tres unidades intrusivas: Diques San Miguel, Granitoides Esperanza y Tronco de Totoltepec. Posteriormente, Ortega-Gutiérrez (1993) describe a la roca verde Inopilco, cuyo significado es aún incierto. Cabe mencionar que la descripción formal del CA se basó principalmente en criterios litológicos; sin embargo, en la actualidad las unidades del CA se han descrito con base en su significado litotectónico, dividiéndose en dos grandes grupos: Grupo Inferior Para-autóctono (Grupo Petlalcingo) y Grupo Superior Alóctono (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), definido también como Grupo Piaxtla por Ramírez-Espinosa (2001; Figura II.2). El primer grupo incluye a la Migmatita Magdalena, Formación Cosoltepec y Formación Chazumba; mientras el segundo grupo está representado por la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). El rasgo que distingue a las unidades del Grupo Piaxtla es su metamorfismo de presión alta, mientras que el rasgo más característico del Grupo Petlalcingo es su protolito predominantemente sedimentario y su metamorfismo de grado medio y bajo, además de su intensa polideformación. Keppie *et al.* (2006) redefinió, con base en las edades de sus zircones detríticos, al Grupo Petlalcingo asignándole el rango litodémico de Ensamble e incluyendo en él únicamente a los litodemas Chazumba y Magdlena. A la Formación Cosoltepec la trata por separado. La FT se excluye de estas unidades, ya que sus relaciones de contacto sugieren una discordancia con ambos grupos (Sánchez-Zavala *et al.*, 1998; Ramírez-Espinosa, 2001).

Recientemente, se han descrito informalmente algunas unidades nuevas que incluyen al Litodema El Rodeo (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo, 2007) y a la formación Otate (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002; Vega-Granillo *et al.*, 2007; Ramos-Arías *et al.*, 2008), así como otras de carácter local, como el Litodema Asís, Las Minas, Amate, Salada, entre otras (Murphy *et al.*, 2006; Ramos-Arías, 2006; Morales-Gamez, 2006) y la unidad Lagunilla, así como el metagranito La Noria, el granito de los Hornos y el granito Palo Liso. Las características geológicas de el litodema El Rodeo sugieren una participación importante en los primeros eventos que originaron al CA. El hallazgo, descripción e interpretación de estas unidades es importante para la comprensión del CA y particularmente de la FT. La identificación y descripción de cuerpos nuevos de roca del CA, hacen necesaria una revisión de las unidades que lo componen y de su relación con la cobertura paleozoica.

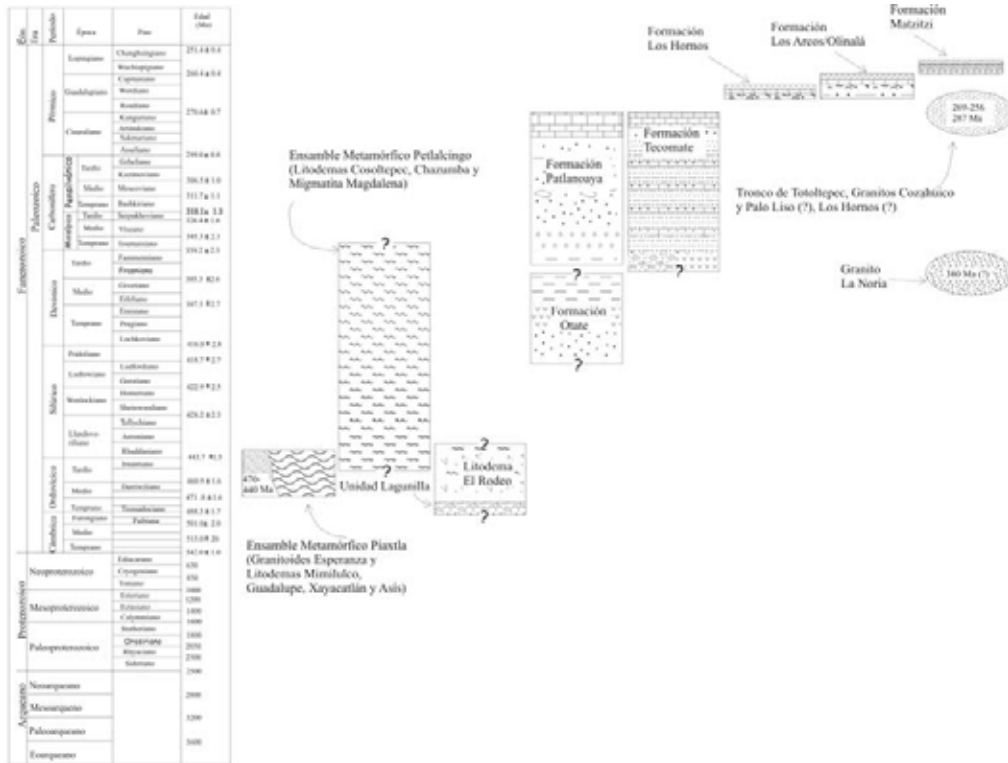


Figura II.1. Unidades descritas para el Complejo Acatlán y su cobertura del Paleozoico en esta tesis, con sus edades y alcances estratigráficos. Para la descripción y discusión ver texto

De acuerdo a las descripciones originales (Ortega-Gutiérrez, 1975; 1978; 1993; Ortega et al., 1999) y a las unidades recientemente descritas se propone la siguiente redefinición de unidades, la cual incluye dos Ensamblajes Metamórficos: El Piaxtla y Petlalcingo. El Ensamble Metamórfico Piaxtla incluye a los Granitoides Esperanza y los Litodemas Asís, Mimilulco, Guadalupe. El Ensamble Metamórfico Petlalcingo incluye a los litodemas Cosoltepec, Chazumba y Migmatita Magdalena. Los litodemas Xayacatlán y Rodeo, así como la Formación Tecomate y las unidades de cobertura paleozoica Otate, Patlanoaya, Olinalá y los Hornos. Además se describen los Granitos La Noria, Palo Liso, Los Hornos, Cozahuico, Tronco de Totoltepec (Figuras II.1 y II.2).

A continuación se describen brevemente las características litológicas y petrográficas de las unidades diferentes del CA las cuales se ejemplifican gráficamente en la Figura II.1 y en la Figura II.3. La FT se describe por separado, dado que es el objetivo central de esta tesis. La distribución y relaciones de contacto entre las distintas unidades del Complejo Acatlán y las de su cobertura paleozoica se presentan en las figuras II.2 y II.3.

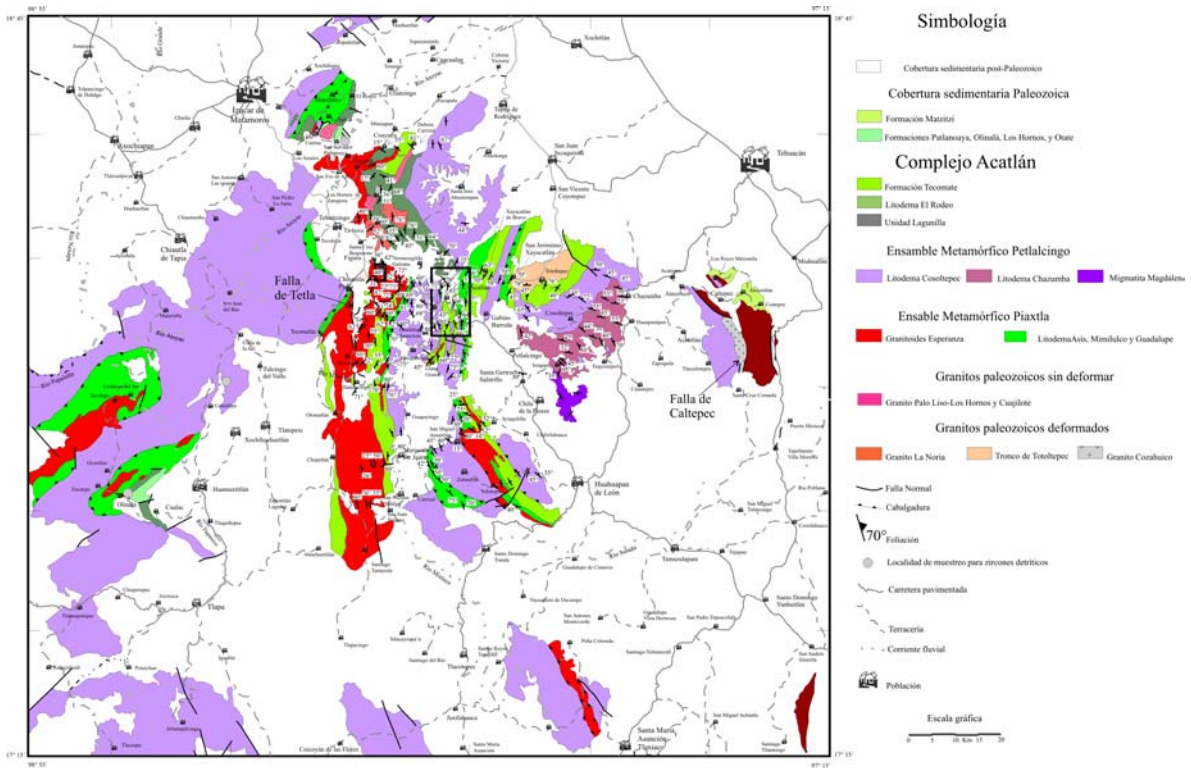


Figura II.1. Mapa geológico regional del Complejo Acatlán, donde se señalan el área de su localidad tipo. Modificado de Ortega, 1975, 1978 y Ramirez-Espinosa, 2001.

II.1.a Ensamble Metamórfico Petlalcingo.

El Ensamble Metamórfico Petlalcingo está compuesto por filitas, esquistos, cuarcitas y rocas verdes derivadas de protolitos predominantemente sedimentarios; además poseen un metamorfismo de grado medio y bajo y están intensamente deformados. Este Ensamble se divide en tres unidades: litodema Cosoltepec, litodema Chazumba y Migmatita Magdalena. Es importante mencionar que en la descripción original estas formaciones se incluyeron en el Subgrupo Petlalcingo de Ortega-Gutiérrez, (1978) y posteriormente en el Grupo Para-autóctono (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Espinosa-Ramírez, 2001). Recientemente Keppie *et al.* (2006) lo redefine como Ensamble Petlalcingo incluyendo en él únicamente a los litodemas Chazumba y Magdalena. Además es sobre este paquete que descansa en relación tectónica el Ensamble Metamórfico Piaxtla (Figura II.3). A continuación se describen las unidades litodémicas que lo constituyen.

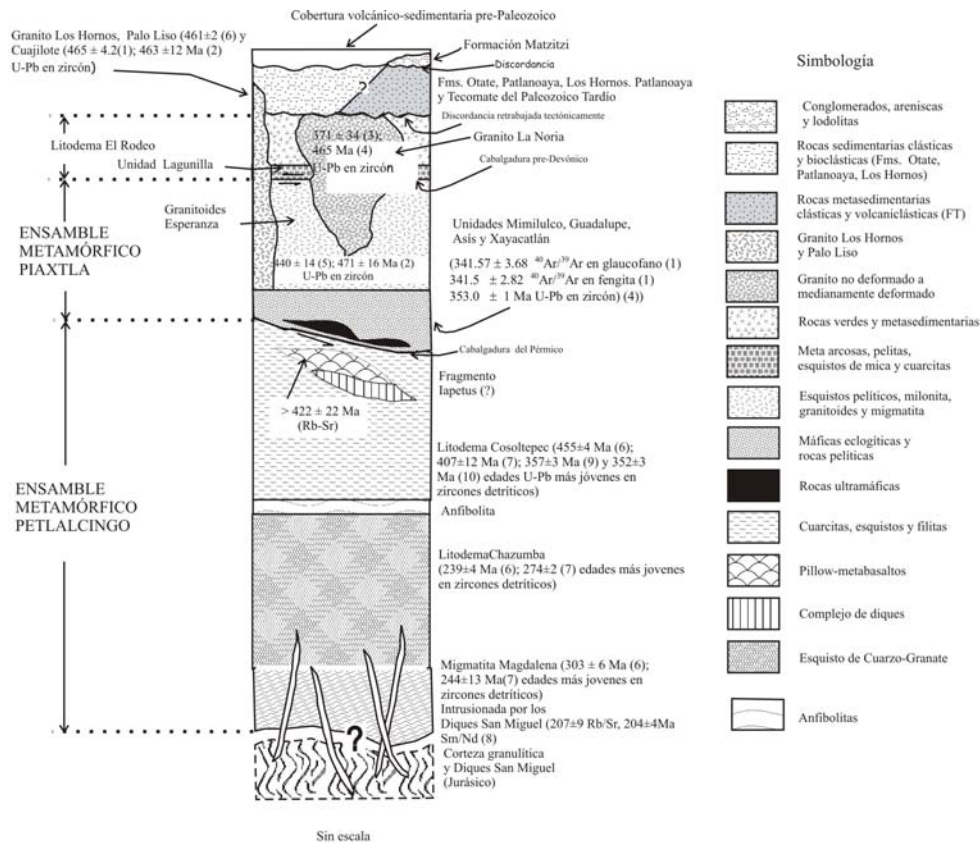


Figura II.3. Columna litotectónica del Complejo Acatlán (modificada de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Nótese la posición de la FT en relación discordante con respecto a las unidades del CA. La relación entre las distintas unidades del CA sugieren al menos dos eventos orogénicos: a) Acateco del Ordovícico Tardío-Silúrico temprano y b) el Mixteco del Pérmico Medio. (1) Elías-Herrera *et al.*, en preparación; (2) Esta Tesis, (3) Yañez *et al.* (1991); (4) Miller *et al.* (2006), (5) Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999), (6) Keppie *et al.* (2006), (7) Talavera-Mendoza *et al.* (2005), (8) Keppie *et al.* (2004c); (9) Morales-Gómez *et al.* (2008) y (10) Grodzicki *et al.* (2008).

II.1.a.1 Migmatita Magdalena

Esta unidad sólo se ha reconocido al oriente de Chila, en las inmediaciones de los poblados de Magdalena y Ayú, justo en los límites estatales entre Puebla y Oaxaca (Figura II.2). La Migmatita consiste en neosomas graníticos y paleosomas ricos en biotita y feldespato (Keppie et al., 2004a y 2006). Tiene una estructura donde coexisten pegmatitas y diques graníticos. El neosoma varía en composición desde pobre en cuarzo y sodio hasta peraluminoso con sillimanita. En general, la composición del melanosoma es tonalítica-diorítica, con abundante movilización neosomática en forma de diques y cuerpos irregulares graníticos y pegmatíticos. Además, incluye restitas de anfibolita, piroxenita, calcilicatita, mármol e intervalos frecuentes de granitoides gnéissicos (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993).

La Migmatita Magdalena es la unidad estructural inferior del CA y siempre está relacionada con la Formación Chazumba (Figuras II.2 y II.3). Su límite inferior no está expuesto y el superior es aparentemente transicional con la Formación Chazumba (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). Su origen se ha relacionado con la migmatización de unidades metasedimentarias compuestas predominantemente por pelitas y meta-areniscas, donde algunos de sus constituyentes inferiores son unidades anfibolíticas y calcisilicatadas (Keppie et al., 2006). Es probable que el protolito (paleosoma) de la Migmatita sea en parte el esquistos de biotita de la Formación Chazumba, aunque también incluye litologías cálcicas y máficas (calcilicatas, anfibolitas y mármoles). La definición de su paleoambiente, aunque difícil, dada su composición cálcica que indica una composición original probablemente calcárea, se considera como un margen continental pasivo (Ortega-Gutiérrez, 1993), sin embargo, Keppie et al. (2006) lo interpretan como una cuña turbidítica clástica depositada en el frente de una cabalgadura Permo-Triásica.

Por otro lado, en la Migmatita Magdalena se han reconocido hasta siete eventos de deformación (Keppie et al., 2004a y 2006), donde el primer evento (F1) está representado por un bandeamiento mineralógico constituido por micas y anfíboles. El segundo evento (F2) está definido por pliegues isoclinales con foliación axial, cuyos ejes tienen una tendencia al noreste. La tercera deformación (F3) está definida por pliegues apretados curvilíneos (pliegues de guante o vaina) recumbentes con una tendencia al oriente. Son pliegues flexuares con un crucero axial crenulado definido por micas deformadas del neosoma migmatítico. Las deformaciones F4, 5, 6 y 7 corresponden a una serie de pliegues desde abiertos a cerrados con orientaciones diferentes (noroeste, noreste, este). Es probable que algunos de los pliegues generados durante F4, 5, 6 y 7 puedan ser conjugados (Keppie et al., 2004a).

Para Keppie y colaboradores (2006) la migmatización ocurrió durante F1 y F2 en la parte alta de la facies de anfibolita, con sillimanita prismática y fibrosa como silicoaluminato estable. La migmatita en su parte superior se desarrollo a partir de la recrystalización del esquisto de biotita de la Formación Chazumba. La paragénesis de clinocloro-enstatita-epinela-forsterita en las porciones calcilicatadas (Ortega-Gutiérrez, 1975) sugiere la rehidratación y descarbonización que se deduce por la mineralogía del paleosoma y neosoma de la migmatita a partir del rompimiento de la biotita con calcita y cuarzo hacia clinopiroxeno y ortoclasa (Keppie et al., 2006). Por otro lado, la asociación biotita-muscovita con calcita y cuarzo produce hornblenda-ortoclasa y titanita. Powell y colaboradores (Keppie et al., 20004a y 2006) con base en criterios de campo y petrológicos sugiere que la migmatización ocurrió bajo condiciones deficientes de agua. Por último, las anfibolitas de la Migmatita Magdalena, donde en algunas ocasiones su mineralogía es únicamente de plagioclasa cálcica y hornblenda titanífera sugiere un origen ígneo y el resto de las anfibolitas ricas en cuarzo y microclina sugiere un protolito margo-arcilloso.

La edad de la migmatita, basada en una concordia U/Pb en zircones del neosoma, es de 171 ± 1 Ma (Keppie *et al.*, 2004a). Es probable que la migmatización, el metamorfismo y las deformaciones F1, F2, F3 sean producto de la evolución de un núcleo metamórfico (Keppie et al., 2006) durante el Jurásico. Por lo tanto es probable que esta unidad es resultado de la Migmatización de rocas del CA.

II.a.2. Litodema Chazumba

El Litodema Chazumba se ha reconocido únicamente en la porción noreste del CA, al sur de Totoltepec (Figura II.2). Consiste en una alternancia de esquistos pelíticos, cuarcitas, metagrauvas y dos cuerpos concordante de composición gabroica en facies de anfibolita (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). Su base está compuesta por esquistos de biotita intercalados con esquistos cuarzo-feldespáticos. En general la litología dominante es el esquisto de biotita con intercalaciones de cuarcita e intervalos pelíticos con granate y ocasionalmente sillimanita o estaurolita.

Microscópicamente los esquistos de biotita tienen textura granoblástica y lepidoblástica constituida por cuarzo, plagioclasa y biotita; con muscovita, granate y en menor proporción zircón, turmalina y minerales opacos (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). Las cuarcitas están compuestas por cuarzo poligonal e impurezas de muscovita, biotita y granate. El cuerpo máfico presenta una mineralogía dominante que consiste de tremolita-antofilita y clinocloro; sin embargo, recientemente los cuerpos

máficos han sido fechados como intrusiones jurásicas (Keppie *et al.*, 2004a). Por último, los esquistos de mica ocurren en niveles diferentes y consisten en muscovita-biotita-granate-cuarzo y ocasionalmente estauroлита o sillimanita. Las plagioclasas son abundantes únicamente en áreas cercanas a las migmatitas (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Su contacto inferior es aparentemente transicional con la Migmatita Magdalena y su base se caracteriza porque tiene intercalado un cuerpo de gabra diferenciado. Su contacto superior es paralelo y brusco con la Formación Cosoltepec. La naturaleza primaria de este contacto se desconoce y está marcado por la presencia de rocas verdes intercaladas con un cuerpo masivo de cuarcitas, probablemente del Litodema Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). Keppie *et al.* (2006) sugiere que el contacto es tectónico, sin embargo, esta relación no es clara. El contacto no es claro y el cambio litológico está marcado por un cuerpo anfibolítico continuo, que divide los metasedimentos silíceos de el Litodema Cosoltepec de los esquistos de biotita de el Litodema Chazumaba. La continuidad de la anfibolita sugiere un probable origen volcanoclástico e incluso sedimentario y es difícil precisar a que unidad pertenece. Incluso pudiera interpretarse continuidad entre ambos litodemas. Es por esta razón que se considera que el Litodema Cosoltepec debe incluirse en el Ensamble Metamórfico Petlalcingo.

La edad de esta unidad es aún motivo de discusión, por su posición estratigráfica-estructural se consideró anterior al Litodema Cosoltepec (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), sin embargo, datos U-Pb en los lentes de los cuerpos ultrámáficos tienen una edad Jurásico (174 ± 1 Ma; Keppie *et al.*, 2004a; 2006). Por otro lado, Ruiz *et al.* (2004) y Talavera-Mendoza *et al.* (2005) reportan datos isotópicos U-Pb por LA-ICMS en zircones detríticos con edades que van desde los 249 a los 1772 Ma, donde la población dominante es la de los 249 a los 440 Ma. En este sentido, Keppie *et al.* (2006) reporta zircones detríticos cuyas edades concordantes U-Pb más jóvenes son de 239 ± 4 Ma, además este autor también reporta una edad de meseta $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en micas de el Litodema Cosoltepec de 224 ± 2 , cercana a su contacto con el Litodema Chazumba y la relaciona con un evento metamórfico que afectó a ambas unidades (Keppie *et al.*, 2004b), por lo cual sugiere un alcance estratigráfico para el Litodema Chazumba Permo-Triásico, alcance estratigráfico que también proponen para el protolito de la Migmatita Magdalena. El significado de los zircones detríticos de el litodema Chazumba son aún motivo de discusión.

Según Ortega-Gutiérrez (1978) los esquistos de biotita pudieron derivarse de grauvacas y las cuarcitas de su parte basal representan pedernal muy puro depositados en ambientes marinos de

muy baja energía con manifestaciones esporádicas de actividad volcánica. Por otro lado, la escasez de carbonatos en esta unidad, aunado a sus características litológicas y a su gran espesor, sugieren un ambiente de talud en un margen continental de paleogeografía desconocida. El protolito de esta unidad es una secuencia de sedimentos lodolíticos y arenosos depositados en un talud continental (Ortega-Gutiérrez, 1993), cual pudiera representar la continuación lateral de los procesos sedimentarios que originaron a el Litodema Cosoltepec.

II.a.3. Litodema Cosoltepec

El Litodema Cosoltepec es la unidad del CA con mayor distribución espacial (Fig. II.2). Su litología en lo general es monótona y consiste en filitas, esquistos pelíticos, cuarcitas y metapedernal, así como algunos horizontes esporádicos de metareniscas, metacalizas y cuerpos de roca verde intercalados. Su base consiste en rocas verdes con un espesor que alcanza los 15 m, cuarcitas e intervalos pelíticos. Microscópicamente las rocas verdes contienen plagioclasa, anfíbol, epidota y ocasionalmente contienen granate y rutilo, mientras que sus minerales accesorios son calcita, muscovita y biotita. Las cuarcitas alcanzan hasta los 20 m de espesor estructural y contienen impurezas de muscovita, biotita y granate (Ortega-Gutiérrez, 1978). Los esquistos pelíticos contienen granate y en algunos sectores estaurolita. Su parte media es dominada por esquistos psamíticos y pelíticos con algunas intercalaciones de esquistos calcáreos, esquisto de talco, metapedernal y rocas manganésíferas finamente laminadas (Ortega-Gutiérrez, 1978). Su parte superior está compuesta por filitas cuarcíticas, filitas y cuarcitas con intervalos locales de rocas verdes y capas delgadas de calizas. En general la litología dominante es de filitas con intercalaciones de cuarcita. En la parte occidental, área de Acatlán, consiste en esquisto, filita, filita cuarcítica y cuarcita con algunas rocas verdes intercaladas, todo ello en facies de esquisto verde o más bajas (Figura II.4). Las rocas verdes en ocasiones aún conservan sus estructuras almohadilladas (Figura II.5). Un rasgo común de esta unidad es el cuarzo lechoso abundante en forma de lentes y/o cuerpos irregulares muy contorsionados, las cuales evidencian la polideformación de esta unidad que le da su aspecto tan característico (Figura II.4).



Figura II.4. Afloramiento de filitas intercaladas con cuarcitas de el litodema Cosoltepec. Nótese la presencia abundante de vetas de cuarzo lechoso que permiten observar la polideformación de esta unidad. Localidad: sobre la carretera que comunica a Acatlán de Osorio con Xayacatlán de Bravo, Puebla.



Figura II.5. Lavas almohadilladas en el litodema Cosoltepec. Nótese su posición normal Localidad: Olinalá, Guerrero.

Cabe mencionar que recientemente se ha propuesto que el litodema Cosoltepec es una unidad compuesta (Keppie et al., 2008a; Morales-Gómez et al., 2008; Ramos-Arías et al., 2008; Grodzicki et al., in prensa). En el área de Coatlico, al sur de Olinalá se describen las unidades: Canoas y Coatlico (Grodzicki et al., en prensa); mientras en el área de Xayacatlán, al oriente de Acatlán de Osorio, se describen las unidades Huerta y Salada (Morales-Gómez et al., 2008). En ambos casos

los zircones detríticos sugieren distintas edades para estas unidades. Para la Canoas y Huerta se propone una edad del Ordovícico y para las unidades Coatlaco y Salada su edad puede ser Devónico (Gradzicki et al., en prensa y Morales-Gómez et al., 2008).

Su contacto superior aunque tectonizado es discordante con respecto a la Formación Tecomate. (Figura II.3). Su contacto inferior es estructuralmente paralelo con la Formación Chazumba y está definido por un intervalo persistente de anfibolitas que a su vez subyace a una secuencia de varios cientos de metros de cuarcitas muy deformadas (Ortega-Gutiérrez, 1978, 1993), aunque se desconoce su naturaleza, sin embargo, como ya se mencionó la continuidad lateral de la anfibolita y la naturaleza de los litodemas Chazumba y Cosoltepec sugiere su continuidad estratigráfica, razón por la cual se decidió incluirlas en el mismo Esamble Metamórfico. También está en contacto tectónico con el Esamble Metamórfico Piaxtla, siempre infrayaciendolo. Un aspecto importante de el litodema Cosoltepec es que invariablemente está en la posición estructural inferior dentro del CA.

Los argumentos para proponer el depósito de el litodema Cosoltepec cerca o en el borde de un océano paleozoico relacionado a un margen continental del Proterozoico (Oaxaquia ¿?) son: a) la naturaleza turbidítica de esta unidad, con predominio de rocas silicoclasticas, b) la presencia de rocas metavolcánicas submarinas, c) la alternancia de intervalos metapsamíticos y de metapedernal; d) presencia de bloques exóticos de cuarcitas (Olinalá, Gro.), e) el plegamiento isoclinal de cuerpos de serpentina (Coatlaco) o rocas manganesíferas (Acatlán, Pue), que probablemente fueron pequeños cantos, f) la presencia esporádica de carbonatos, g) la abundancia relativa de metapedernal, así como los bloques exóticos, y la presencia de relictos de piso oceánico. Este escenario pudiera representar un prisma de acreción (Ortega-Gutiérrez, 1993). En este contexto, los metapedernales bandeados de esta misma unidad y sus capas manganesíferas sugieren un ambiente marino pelágico. También es importante mencionar que los cuerpos de roca calcáreos de la Formación Cosoltepec pudieran tener un protolito de calizas arcillosas o limolitas calcáreas. Sin embargo, Ramírez-Espinoza (2001) reconoce algunas estructuras sedimentarias, que incluyen "slump", estratificación gradada que, junto con sus características litológicas, son la base para proponer su depósito en un talud continental de margen pasivo.

Por otro lado, el carácter volcánico de las rocas verdes intercaladas, dado lo brusco de sus contactos con los metasedimentos y lo constante de su espesor sugieren ese origen; sin embargo, la presencia de muscovita, calcita y biotita en algunas de estas rocas verdes indican un origen híbrido a partir de sedimentos y rocas volcánicas (Ortega-Gutiérrez, 1993). En algunos casos aún se observan

estructuras relictas, donde se observan componentes ofiolíticos (Ortega-Gutiérrez, 1993) que consisten en lavas almohadilladas y complejos de diques paralelos. Es muy probable que estos cuerpos representen fragmentos de piso oceánico deslizados desde la zona de subducción e incorporados al prisma de acreción de la trinchera, caracterizado por depósitos siliciclásticos con horizontes esporádicos de caliza (Ortega-Gutiérrez, 1993). En las rocas metavolcánicas con estructura de almohadilla se han obtenido algunos datos preliminares de Rb-Sr en roca total de 452 ± 22 Ma (Richard Armstrong, 1979 *in* Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Datos geoquímicos recientes para estas rocas sugieren fuente magmática astenosférica favoreciendo un origen tipo MORB o tholeítas continentales con una escasa contaminación continental (Grodzicki *et al.*, en prensa).

Si también se considera la edad de la colisión en 440 ± 14 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999), donde estuvo involucrada esta unidad, su alcance estratigráfico inferior sería del Ordovícico Medio. Sin embargo, datos recientes de U-Pb en zircones detríticos de 341 a 3451 Ma, sugieren un alcance estratigráfico superior al menos hasta el Misisípico (Keppie *et al.*, 2003; Ruiz *et al.*, 2004; Macías *et al.*, 2006) o bien hasta el Devónico (Talavera-Mendoza, *et al.*, 2005; Keppie *et al.*, 2006). La edad de la unidad está consecuentemente en duda y por ello también la edad del proceso de colisión que la yuxtapuso con el Grupo Piaxtla, que para Keppie y colaboradores (2003; 2004b) ocurrió durante el Paleozoico tardío y para Ortega *et al.* (1999) en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano, lo cual sugiere una edad al menos Ordovícico Medio para el Litodema Cosoltepec.

Por otro lado, Grodzicki *et al.* (en prensa) y Morales-Gaméz *et al.* (2008) sugieren que el Litodema Cosoltepec se divide en dos paquetes de roca bien diferenciadas: la primera del Ordovícico Temprano y Tardío, representados por las unidades Canoas y Huerta, cuyos zircones más jóvenes tienen una edad de 453 ± 6 Ma y 455 ± 4 Ma respectivamente. En ambos casos litológicamente corresponden a una secuencia de psamitas y pelitas intercaladas. El segundo paquete también son psamitas y pelitas con intercalaciones de tholeítas y pedernal descritas como unidad Coatlico y Salada, cuyos zircones detríticos más jóvenes tienen 352 ± 3 Ma y 357 ± 35 Ma, por lo cual la edad propuesta por estos autores es Carbonífero.

Estructuralmente el litodema Cosoltepec se observa contorsionada por un multiplegamiento complejo que originan una foliación compuesta definiendo una serie de antiformas y sinformas orientadas al norte y con vergencia dominante al poniente. También son relativamente comunes los pliegues de interferencia que se manifiestan como pliegues en forma de dedos de guante y sugieren al menos dos eventos de deformación (Figura II.6).



Figura II.6. Pliegues replegados en el litodema Cosoltepec. Carretera Acatlán-Xayacatlán de Bravo, Pue. Lapicero para escala.

II.1.b. Ensamble Metamórfico Piaxtla.

En la definición original del CA en el Subgrupo Acateco se incluyeron a la Formación Xayacatlán y la Formación Tecomate (Ortega-Gutiérrez, 1978), ambas con características litológicas y petrológicas contrastantes, además de sus relaciones de contacto inciertas. Sin embargo, a partir del trabajo sistemático de campo se ha demostrado, con base en sus características de deformación y metamorfismo de alta presión, una relación estrecha entre granitoides con esquistos de mica, esquistos cuarzo-feldespáticos con granate, gneises y anfibolitas porfidoblásticas interrelacionadas de manera compleja y que originalmente fueron descritas como Granitoides Esperanza y Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993). Los Granitoides Esperanza y la Formación Xayacatlán Ortega-Gutiérrez *et al.* (1999) los integra dentro del Grupo Superior Alóctono; mientras que Ramírez-Espinosa (2001) las describe dentro del Grupo Piaxtla, posteriormente Middleton *et al.* (2007) le asigna el rango litodémico de Ensamble Piaxtla. No obstante, la heterogeneidad litológica y distribución espacial que integran a las rocas de la Formación Xayacatlán dificulta su integración en una sola unidad (cf. Murphy *et al.*, 2006; Elías-Herrera *et al.*, en preparación). Cabe mencionar que las rocas descritas en la localidad tipo de la Formación Xayacatlán no tienen evidencias de metamorfismo de alta presión (Morales-Gaméz *et al.*, 2008). Es en las áreas de Piaxtla, San Francisco de Asís, Las Minas-Mimilulco e Ixcamilpa donde se observan rocas de alta presión, razón por la que se considera que estos sitios deben ser las áreas tipo y de referencia para estos litodemas y descartar el nombre de Formación Xayacatlán para las rocas de alta presión. En este trabajo, en las localidades donde se reconocieron únicamente anfibolitas sin evidencias de metamorfismo de alto grado se le describe con el nombre de litodema Xayacatlán. Basado en lo anterior se propone en esta tesis incluir dentro del Ensamble Metamórfico Piaxtla únicamente

unidades compuestas por rocas metamórficas de alta presión, por lo que el Ensamble quedaría integrado por los Granitoides Esperanza y los Litodemas Mimilulco, Guadalupe (Elías-Herrera et al., en preparación) y el litodema Asís (Murphy et al., 2006). Las características texturales y la presencia de granate, fengita y rutilo, entre otros minerales, en varias localidades sugieren un metamorfismo de grado alto, en facies de eclogita. También presenta evidencias de una intensa retrogresión metamórfica que originó albita, clorita y epidota a partir del granate formando anfibolitas, aunque ocasionalmente se conservaron las eclogitas en forma de lentes (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).

1.b.1 Litodema Asís, Guadalupe, Mimilulco

Antecedentes

Según la descripción original La Formación Xayacatlán está distribuida principalmente en la porción central del área cartografiada (Figura II.2) e incluye a un conjunto de rocas cuya heterogeneidad litológica hace difícil su agrupación; sin embargo, con base en criterios petrológicos Ortega-Gutiérrez (1978; 1993) define como Formación Xayacatlán a un conjunto de rocas que consisten en esquistos de mica, esquistos cuarzo-feldespáticos con granate (Figura II.7) y gneises y anfibolitas porfidoblásticas interrelacionados de manera compleja. También incluye en esta unidad a una serie de cuerpos ultrabásicos y serpentiniticos (Figura II.8). Cabe mencionar que en el área de Piaxtla-Tecomatlán aflora un paquete de rocas metavolcánicas con intercalaciones de metapedernal, descrita informalmente como Roca Verde Inopilco (Ortega-Gutiérrez, 1993), las cuales se extienden a lo largo del contacto entre las rocas de presión alta y el litodema Cosoltepec. Posee un metamorfismo de grado alto (zona de granate) que contrasta notablemente con el metamorfismo de grado bajo de el litodema Cosoltepec (zona de clorita) y las rocas de presión alta. Su protolito es de rocas volcánicas máficas y sedimentos silíceos (pedernal) asociados, lo cual sugiere un ambiente oceánico abierto (Ortega-Gutiérrez, 1993). Sus contactos con el litodema Cosoltepec y con las rocas de presión alta son tectónicos; cabalga a el litodema Cosoltepec y es cabalgado por las rocas de presión alta. En general sus características metamórficas sugieren que estuvo involucrada en las etapas tempranas de la historia tectónica del CA y dado el carácter de su protolito se considera que pudiera tener afinidad con las rocas de presión alta, aunque su significado aún es incierto.



Figura II.7. Esquistos pelíticos de el litodema Xayacatlán. Se caracterizan por la presencia de granate y en ocasiones cloritoide. Barranca de Inopilco, Pue.



Figura II.8. Cuerpos ultramáficos de el litodema Xayacatlán. Localidad: Barranca de Inopilco, Piaxtla, Pue.



Figura II.9. Cuerpos serpentínicos con restos de metaperidotita. Localidad Tenutzingo, Puebla.

II.1.b.1.a. Litodema Asís.

Con base en criterios petrológicos descritos en trabajos recientes, se han definido dentro del ensamble Metamórfico Piaxtla tres litodemas: Asís, Milimulco y Guadalupe (Murphy et al., 2006; Elías-Herrera et al, en preparación). El litodema Asís fue descrito en el área de San Francisco de Asís, al Suroriente de Izucar de Matamoras (Figura II.1); consiste de metapsamitas, metapelitas y anfibolitas migmatizadas e intrusionadas por granitos con megracristales. Todos los contactos entre estos cuerpos de roca están tectonizados, lo cual oblitera sus relaciones de contacto originales.

Según estos autores las anfibolitas pudieran representar cuerpos volcánicos o intrusivos pequeños intercalados con sedimentos (Murphy et al. 2006). Las rocas pelíticas consisten de cuarzo, plagioclasa, biotita y fengita y en menor proporción granate y rutilo. Las metapsamitas consisten de cuarzo y en menor abundancia plagioclasa, biotita y muscovita (Murphy et al., 2006). Las anfibolitas están compuestas por anfíboles alineados con inclusiones raras de omfacita y en menor proporción epidota, fengita, biotita y granate y cuarzo; los minerales accesorios son hematita, clorita, titanita, ilmenita, fluorita y calcita. Los granitoides son de cuarzo y albita y en menor proporción fengita y clorita secundaria. Los megacristales son de feldespato K y/o cuarzo con cantidades subordinadas de granate.

II.1.b.1.b. Litodemas Mimilulco y Guadalupe

Los litodemas Mimilulco y Guadalupe se describen para el área de las Minas-Mimilulco, al sureste de Izucar de Matamoros (Figura II.1). Estas unidades están limitadas tectónicamente por dos estructuras regionales, las cabalgaduras de Tehuizingo y Ahuatlán en su base y cima estructural respectivamente que los delimitan con los litodemas Cosoltepec y el Rodeo (Elías-Herrera et al., 2006; en proceso). El litodema Mimilulco incluye anfibolitas de granate y esquisto azul, mientras que el litodema Guadalupe consiste de esquistos de mica y metagranitoides de granate y fengita. El esquisto azul está compuesto por ferroglaucofano-granate-epidota-fengita-titanita/rutilo-albita-ilmenita.

A partir del tipo de rocas que integran a los litodemas Asís, Mimilulco y Guadalupe y la relación que tienen entre ellas se ha interpretado como relictos de piso oceánico eclogitizado (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993) cuyo emplazamiento tectónico fue propiciado por una colisión continental (Ortega-Gutiérrez et al., 1999), sin embargo las características petrológicas descritas recientemente sugieren la existencia de una zona de subducción y una exhumación de alta temperatura relacionada a un proceso de colisión (Elías-Herrera et al., 2006).

Las unidades de alta presión tiene un contacto tectónico que se puede seguir por más de 100 km con el Litodema Cosoltepec, donde las rocas de alto grado metamórfico están yuxtapuestas encima de las rocas de bajo grado metamórfico. Mientras la relación de las rocas de presión alta con los Granitoides Esperanza (GE), aunque tectonizada es intrusiva (Ortega-Gutiérrez; 1978; 1993; Ortega-Gutiérrez et al., 1999). También se observan estas rocas de presión alta en contacto discordante y/o tectónico con la FT. Esta última relación se discute en el capítulo próximo.

II.b.2. Granitoides Esperanza (GE)

Esta unidad está expuesta y distribuída en toda la región cartografiada, aunque sus afloramientos más extensos se localizan en la parte occidental (Figura II.2). La localidad tipo que propone Ortega-Gutiérrez (1978) se ubica entre el poblado de Nuevos Horizontes hasta sus últimos afloramientos que se observan sobre la carretera federal 190 entre los poblados de Tehuitzingo y Acatlán de Osorio (Figura II.2). Incluye granitos miloníticos, augengneis constituído por megacristales de microclina y pertita, ocasionalmente de plagioclasa sódica y rara vez de cuarzo, migmatitas, diques aplíticos y máficos, esquistos cuarzofeldespáticos y en menor proporción anfibolitas (Figura II.10 y II.11; Ortega-Gutiérrez, 1978; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999).



Figura II.10. Augengneis de los Granitoides Esperanza. Nótese el gran desarrollo de los megacristales de Feldespato incluídos en un matriz foliada. En la parte central de la fotografía destaca la posición en forma de “libros caídos” de los megacristales de feldespato que indican un desplazamiento dextral (cima al oeste). Las relaciones de contacto entre los cuerpos de roca que integran a los GE son complejas. En general los GE presentan una mineralogía metamórfica que consiste en albita-cuarzo-epidota-biotita-granate-fengita-rutilo/titanita que se interpretan como paragénesis de alta presión/baja a temperatura media (Ortega-Gutiérrez, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). Otro rasgo común de esta unidad es su retrogresión metamórfica. En general los GE presentan una intensa milonitización que se evidencia en sus diferentes texturas que van desde protomilonitas hasta ultramilonitas e incluso presenta sectores blastomiloníticos.



Figura II.11. Migmatitas de los Granitoides Esperanza que muestran un pliegue en forma de funda de dedo de guante plegado.

Ortega-Gutiérrez y colaboradores (1999) sugieren que algunos de los esquistos presentes en los GE, son relictos de roca que se fundió y que originó a los cuerpos graníticos. En términos generales los GE se interpretan como resultado de la fusión de un margen continental compuesto por granitos y rocas pelíticas que fueron afectadas por un metamorfismo de alta presión y anatexis durante una colisión continental ocurrida durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano. La edad propuesta para los GE es variada (Tabla II.1), aunque es aceptada una edad Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano.

Sánchez-Zavala et al (2004), con base en análisis U-Pb por LA-ICPMS en zircones de la localidad tipo de los GE se obtuvieron edades concordantes de 471.3 ± 5.9 Ma y de 472.8 ± 5.9 Ma (Tabla II.1 y Figura II.12), edades poco más antigua de las obtenidas por Ortega-Gutiérrez et al. (1999) pero similares a las reportadas por Campa-Uranga et al. (2002) (Tabla II.1). Las componentes heredadas Grenvillianas para zircones extraídos de los GE están presentes en todos los granitoides de distintas edades por lo cual se considera que pudieran ser xenocristales. Todos estos datos sugieren que en realidad los GE incluyen una serie de cuerpos plutónicos cuyas relaciones no se han entendido totalmente y que en su conjunto definen un complejo plutónico.

Los GE están en contacto con las rocas de presión alta (litodemas Asís, Mimitulco y Guadalupe), Formación Tecomate y litodema Cosoltepec. El contacto entre los GE y las rocas de presión alta está tectonizado y es aparentemente intrusivo (Ortega-Gutiérrez, 1993). El contacto entre los GE y el litodema Cosoltepec es tectónico y siempre paralelo, mientras que con la Formación Tecomate es discordante y tectonizado.

Tabla II.1 Análisis geocronológicos realizados para las Unidades Graníticas del CA.

Unidad	Edades U-Pb (Ma)	Minerales analizados	Método analítico	Localidad	Fuente
Granitoides Esperanza	440±14	Zircón	TIMS	Localidad tipo	1
	418±18	Monacita	TIMS	Localidad tipo	1
	471±13	Zircón	LA-ICPMS	Localidad tipo	2
	478±5.2	Zircón	TIMS	Olinalá, Gro.	3
	1163±30	Zircón	TIMS	Olinalá, Gro.	3
	442±5	Zircón	LA-ICPMS	Localidad tipo	4
	474±16	Zircón	LA-ICPMS	Piaxtla, Pue.	4
	461±7	Zircón	LA-ICPMS	Tecomate, Pue.	4
	1165±30	Zircón	LA-ICPMS	Olinalá, Gro.	4
	1043±50	Zircón	LA-ICPMS	Tecolapa, Gro.	4
	476±8	Zircón	LA-ICPMS	Progreso, Gro.	4
	478±5	Zircón	LA-ICPMS	NW de Olinalá, Gro.	4
	471±5	Zircón	LA-ICPMS	NW de Olinalá, Gro.	4
461±9	Zircón	LA-ICPMS	Mimilulco, Pue.	4	
Granito La Noria	371±34	Zircón	TIMS	La Noria, Pue.	5
	ca. 465	Zircón	LA-ICPMS	La Noria, Pue.	6
Granito Hornos	463±5	Zircón	LS-ICPMS	Los Hornos de Zaragoza, Pue.	2
	467.8±4.2	Zircón	LS-ICPMS	Pue.	7
	ca. 445	Zircón	LS-ICPMS	Los Hornos de Zaragoza, Pue. S/l	6
Granito Liso	467.8±4.2	Zircón	LS-ICPMS	Arroyo , Pue.	6
	461±2	Zircón	LS-ICPMS	s/l	7
Granito Cuajilote	463.5±3.7	Zircón	LS-ICPMS	Camino entre El Saúz y Pue.	6
Tronco de Totoltepec	287±2	Zircón	TIMS	Totoltepec, Pue.	5
	289±1	Zircón	TIMS	Totoltepec, Pue.	8
Granito Cazahuico	270±6	Zircón	SHRIMS	Cañón de Cozahuico, Pue.	9

1. Ortega-Gutiérrez et al. (1999); 2. Este Trabajo; 3. Campa-Uranga et al., (2002); 4. Talavera-Mendoza et al. (2005); 5. Yáñez et al. (1991); 6. Miller et al. (2007); 7. Elías-Herrera et al (en preparación); 8. Keppie et al. (2004c); 9. Elías-Herrera et al. (2006). l/s= sin localidad.

En este contexto, y de acuerdo a sus características litológicas, petrológicas y geoquímicas las unidades que integran a los ensambles Metamórficos Petlalcingo y Piaxtla se han interpretado como las unidades litotectónicas involucradas en una colisión continental ocurrida durante el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Ramírez-Espinoza, 2001). Sin embargo, Talavera *et al.* (2002), Meza-Figueroa *et al.* (2002) y Elías-Herrera et al. (2006) reportan rocas en facies de esquisto azul, lo cual involucra elementos adicionales en la historia acrecional del CA. Paralelamente, con la descripción de el litodema El Rodeo (Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002; Vega-Granillo et al., 2005) es necesario revisar el escenario tectónico y temporal en el que evolucionó el Complejo Acatlán. En este sentido, el CA está afectado por una serie de cuerpos graníticos con evidencias de deformación penetrante que fácilmente, dada su mineralogía, pueden

cunfundirse con los GE. Esta confusión puede dificultar la determinación espacio-temporal de los GE con respecto al resto de las unidades del Complejo Acatlán.

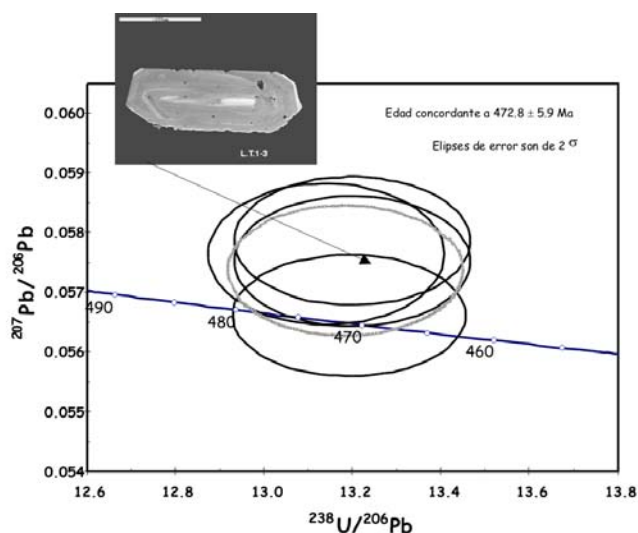


Figura II.12. Diagrama concordia U-Pb para zirrones de los GE en su localidad tipo medidos por LA-MC-ICPMS (muestra LT-1). Para detalles sobre los datos ver apéndice I.

Keppie et al. (2008a) relacionan el origen de los Granitoides Esperanza a un rift de margen pasivo donde paralelamente a la apertura del rift ocurrió un evento magmático bimodal representado por los granitoides megacrystalinos, que incluyen al Granito Palo Liso, La Noria y Los Granitoides Esperanza. El magmatismo máfico está representado por las gneises anfibolíticos del área de Xayacatlán de Bravo a los cuales Keppie y colaboradores (2008a) describen como enjambres de diques Xayacatlán. Así como por la Anfibolita Anacahuite del área de Patlanoaya. En general estos autores definen una afinidad geoquímica para las rocas máficas de tholeítas de intraplaca contemporáneas a una actividad magmática félsica. Lo cual supone el desarrollo de un rift relacionado a un margen continental durante la apertura del océano Rheico.

II.1.c. Litodema Xayacatlán

En los alrededores del poblado de Xayacatlán de Bravo, sobre la barranca las Ollas, afloran un conjunto de rocas ígneas intrusivas que varían desde hornblenditas a granitos y pegmatitas intensamente deformados y metamorfoseados, constituyendo un complejo plutónico milonitizado con estructuras que varían desde protomilonitas, milonitas y ultramilonitas, sin que haya evidencias claras de metamorfismo de presión alta por lo cual se le separa del Ensamble Metamórfico Piaxtla. Recientemente Morales-Gaméz et al. (2008) basados en cartografía geológica y geocronología de zirrones dividen a los cuerpos de roca del área de Xayacatlán en tres unidades: Amate, Huerta y

Salada. Estos autores proponen desechar el nombre de Formación Xayacatlán de Ortega-Gutiérrez (1978) por el de unidad Amate para las rocas que afloran en el área de Xayacatlán. La unidad Amate consiste de metaarcosas, metapsamitas y metapelitas intrusionadas diques gabroicos y félsicos (Morales-Gómez et al., 2008). Las rocas metasedimentarias están compuestas por cuarzo, muscovita, feldespatos y clorita, mientras las rocas gabroicas son gneises anfibolíticos con bandas ultramáficas y anortosíticas con una firma tholeítica continental. A las rocas metaígneas Keppie et al. (2008a) las define como ejambre de diques Xayacatlán. Las rocas metagabroicas están intensamente cizalladas y con evidencias de retrogresión metamórfica que produjo serpentinitas y esquistos de clorita (Morales-Gómez et al., 2008). Se considera más adecuado integrar a las rocas metaígneas y metasedimentarias en el litodema Xayacatlán.

Las edades concordantes más jóvenes en zircones de la porción metapsamítica es de 902 ± 14 Ma y las edades de intrusión de las diques máficos y félsicos que cortan a la unidad son de 441 ± 2 Ma y de 452 ± 6 Ma respectivamente, por lo cual Morales y Colaboradores (2008) proponen una edad del Ordovícico para esta unidad, relacionándola con un rift continental del Ordovícico o poco más antiguo (Morales-Gómez et al., 2008).

II.d. Unidad Lagunilla.

La unidad Lagunilla en un principio se describió como parte de los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003); sin embargo, a pesar de la deformación fuerte que posee, aún se reconocen algunos rasgos sedimentarios primarios, es decir su deformación y metamorfismo no son comparables con los de los Granitoides Esperanza, reconociéndose entonces como una unidad independiente (Figura II.13). En un principio se consideró que su distribución era local y se limitaba al área del Cerro Lagunilla, entre Piaxtla y San Bernardo, al norte de la localidad tipo de los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003; Martínez-Lara, 2004); sin embargo, a través de trabajos sistemáticos de campo se ha podido identificar en otras áreas, aunque su distribución es restringida y su espesor escaso.

Su litología consiste en rocas metasedimentarias detríticas afectadas por metamorfismo de grado bajo e intensamente deformadas (Figura II. 14). Su base estructural es un metaconglomerado; su parte media son meta-areniscas y cuarcitas; mientras que su cima está compuesta por esquistos de mica. La presencia del metaconglomerado en la base de la unidad sugiere una relación primaria discordante con respecto a los GE. Su composición mineralógica es cuarzo-feldespática (arcosas y grauvacas), cuarcitas y esquistos pelíticos. Su mineralogía es predominantemente cuarzo-feldespática

con una matriz recristalizada de la misma composición, donde los minerales pesados dominantes son turmalina, zircón, apatita y minerales opacos.

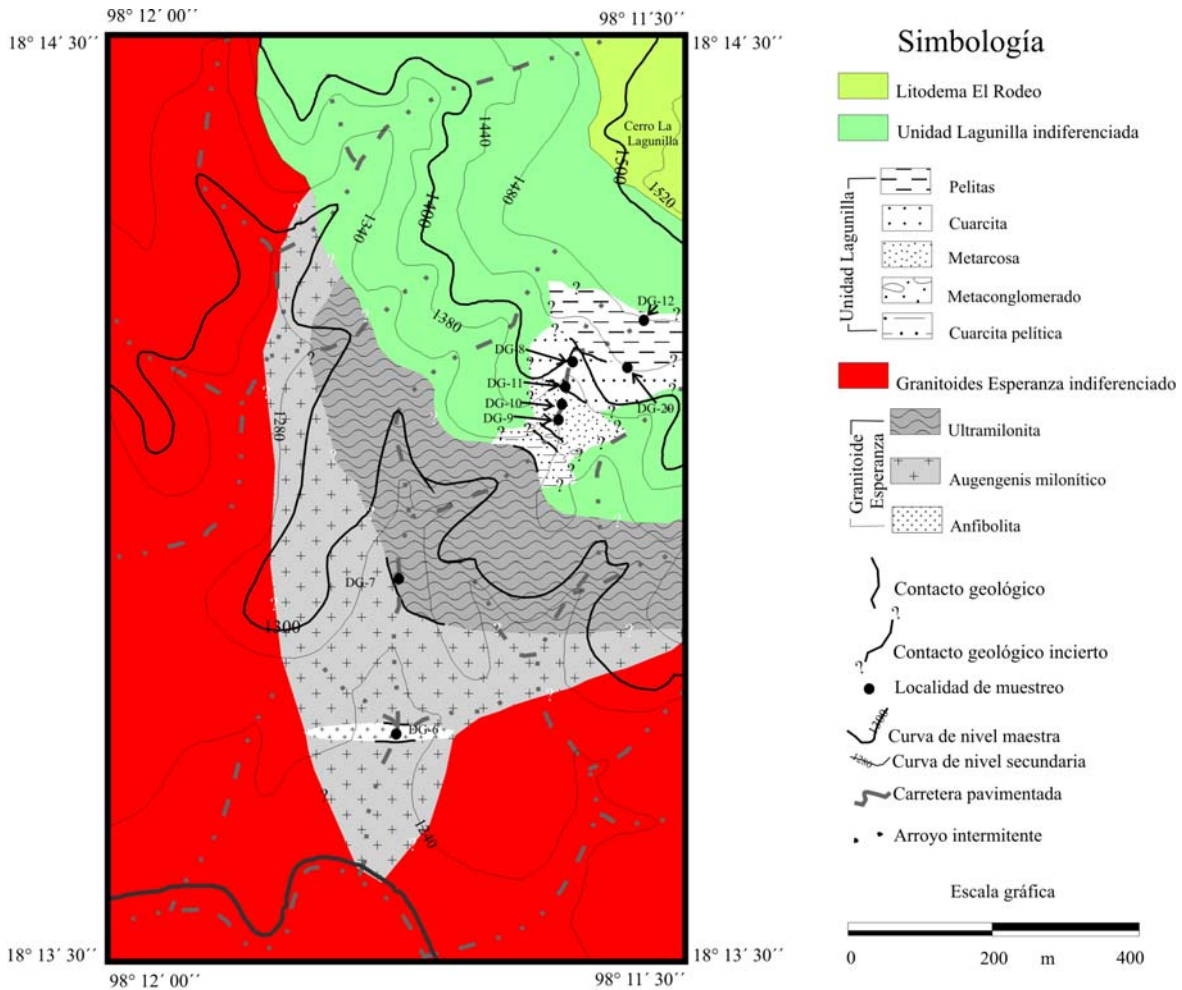


Figura II.13. Mapa geológico del cerro La Lagunilla donde se muestra la distribución espacial de la unidad Lagunilla. Para su ubicación ver Figura II.2.

Su contacto inferior es paralelo, aunque tectónico con los GE y su contacto superior no está expuesto. Sin embargo, en algunas localidades cercanas al Cerro Lagunilla, cercano a la localidad tipo de los GE, se observa una transición con rocas que presentan influencia volcánica, lo cual sugiere una relación estrecha con el litodema El Rodeo; con base en esta relación es probable una relación transicional con el litodema El Rodeo. Además, el litodema El Rodeo en el área de La Noria también tiene hacia su base conglomerados y areniscas gruesas de composición arcósica. A pesar de lo local de sus afloramientos y su espesor de 40 m, es importante tanto por su mineralogía como por su significado, como se discute más adelante. Sin embargo, no es mucho lo que se puede comentar sobre su ambiente de depósito dado su poco espesor y su deformación intensa.



Figura II.14. Metareniscas de la unidad Lagunilla. Nótese la variación en el tamaño de grano, sugiriendo gradación. Localidad sur de Santa Inés Ahuatempan, Pue

II.d. Litodema El Rodeo.

En la porción noroeste del área de estudio en la región de Coayuca-Cañada Chica hasta el poblado de Ahuatlán (Figura II.2), afloran rocas metavolcánicas y metasedimentarias que originalmente se consideró que implicaban un cambio de facies con la Formación Tecomate (Sánchez-Zavala et al., 2000; Ramírez-Espinoza, 2001); sin embargo, su deformación y posición estratigráfico-estructural sugiere que se trata de una unidad distinta. Estos cuerpos de roca están afectados por un metamorfismo de grado bajo que se expresa a través de un color verde muy característico. El litodema El Rodeo fue descrito originalmente e informalmente como formación Ahuatlán por Hernández-Espriú y Morales-Morales (2002). Posteriormente Talavera-Mendoza *et al.* (2005) la describió como formación El Rodeo y debido a que sus relaciones originales están obliteradas se propone el nombre de litodema El Rodeo.

Ramos-Arías et al. (2008) describe a las unidades las Minas, Mal Paso, Ojo de Agua, Oate y a la anfibolita Anacahuíta. Las unidades las Minas y Mal Paso están compuestas por psamitas y filitas polideformadas y afectadas por un metamorfismo de bajo grado cuyos zircones detríticos concordantes mas jóvenes tienen edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 496 ± 25 Ma y 482 ± 25 Ma, respectivamente (Ramos-Arías et al., 2008; Keppie et al., 2008b). La Unidad Ojo de Agua consiste de pelitas negras con intrusiones de diques máficos cuyos circones detríticos más jóvenes tienen 466 ± 25 Ma (Keppie et al., 2008b). La anfibolita Anacahuíta consiste de hornblenda, epidota, clorita y en menor cantidad

por feldespato, muscovita, calcita y zircón. Las características litológicas de estas unidades corresponden a la descripción de el litodema El Rodeo.

En la localidad el Rodeo, al norte de San Salvador Patlanoaya, afloran buenas secciones de referencia para esta unidad y debido a su amplia distribución se decidió describir a toda esta litología como litodema El Rodeo.

Consiste en un grueso espesor de rocas verdes que incluyen cuerpos de lava con estructura masiva y localmente almohadillada, brecha volcánica, rocas piroclásticas, grauvacas, arenisca fina, lodolitas, pedernal y conglomerado. Esporádicamente se observan intercalaciones de calizas marmolizadas en espesores de 2 a 5 m. Todas estos cuerpos de roca presentan metamorfismo en facies de esquisto verde y están deformados, características que le dan a los sectores sedimentarios de grano fino un aspecto de filita y esquistos de mica.

En la barranca Columpio del Diablo, en las cercanías del Poblado de Patlanoaya, el litodema El Rodeo está compuesta hacia su base por metagabros que se presentan como lentes rodeados por rocas metasedimentarias con evidente influencia volcánica. En los niveles estratigráfico-estructurales de la unidad donde son abundantes las rocas metasedimentarias, se observan diques y diqueestratos que comparten la misma historia de deformación (Figura II.15). Es probable que estos diques representen las fuentes alimentadoras de sus porciones volcánicas.

En afloramiento los cuerpos de lava tienen un color verde, son masivos, homogéneos y compactos, en ocasiones se observan vesículas rellenas de albita (Figura II.16). Microscópicamente presenta texturas de grano fino caracterizada en algunos sectores por una foliación penetrante definida por zoisita/epidota, actinolita, cuarzo y albita. También se observan mosaicos granoblásticos compuestos por zoisita/epidota, actinolita, albita y cuarzo.



Figura II.15. Diquestratos deformados en esquistos pelíticos y metareniscas de grano fino en el litodema el Rodeo. Es probable que los diques representen las fuentes de la parte volcánica de el litodema El Rodeo. Los diques son paralelos a la estratificación primaria por lo que seguramente fueron diquestratos. Barranca de Otate, Las Minas, Pue.



Figura II.16. Afloramiento de metalavas de el litodema El Rodeo. Las metalavas se observan masivas y homogéneas con su color verde característico. Localidad Cañada Chica, al norte de Tehuiztzingo, Pue.

Las rocas piroclásticas tienen mejor desarrollada la foliación y se presentan en paquetes de 20 centímetros a varios metros de espesor intercaladas con las metalavas y con rocas metasedimentarias, donde se observan bandas oscuras y claras. Las bandas oscuras corresponden a rocas metavolcanoclásticas y las claras a rocas metasedimentarias. La foliación está definida por bandas finas de clorita, epidota, cuarzo y albita, con presencia de algunos minerales opacos como la pirita.

El metapedernal tienen algunos centímetros de espesor y se caracterizan por su color verde y su dureza. Al microscopio se observan mosaicos de cuarzo microcristalino con extinción ondulante, perfectamente alineado con respecto a los planos de foliación. Esta intercalado con las rocas metavolcánicas.

Las grauvacas están recristalizadas dificultando la determinación de la matriz y de los granos que la constituyen; sin embargo, hay sectores donde se puede observar a nivel de afloramiento estratificación gradada (Figura II.17). Los granos que la componen son de cuarzo y plagioclasas, algunas con sus maclas deformadas, mica blanca y fragmentos líticos volcánicos ocasionales. Eventualmente se observan porfidoblastos de granate y turmalina detrítica muy corroída, así como fragmentos de feldespato potásico. Los metaconglomerados son cuarzo-feldespáticos. Los granos son de cuarzo y feldespato y/o los fragmentos líticos también tienen esta composición. El tamaño de las partículas es hasta de un centímetro.

El litodema El Rodeo posee una deformación intensa y metamorfismo en facies de esquistos verde, hacia su contacto con los Granitoides Esperanza el metamorfismo alcanza su parte alta (zona de granate) aún en la facies de esquistos verde. Las paragénesis metamórficas en las lavas y rocas piroclásticas son: zoisita/epidota-actinolita-albita-cuarzo; epidota-actinolita-clorita; actinolita-albita-epidota. Estas asociaciones son diagnósticas de la facies de esquistos verde.

El litodema El Rodeo descansa en relación tectónica sobre el Ensamble Metamórfico Piaxtla, con los litodemas Asís, Mimilulco, Guadalupe y con los GE. El metamorfismo del alta presión del Ensamble Metamórfico Piaxtla contrasta con el que presenta el litodema El Rodeo, en facies de esquistos verde. Entre los poblados de Patlanoaya y Ahuatlán, al nor-noroeste del área estudiada, sobre la barranca Anacahuite, se observa el contacto de las rocas volcanoclásticas de el litodema El Rodeo con esquistos filoníticos de las rocas de presión alta, el cual es paralelo, tajante y subvertical e inclinado al norte. Mientras, en el poblado de las Minas (Figura II.2), en el noroeste del área estudiada, se observa el contacto entre rocas volcanoclásticas intercaladas con grauvacas caracterizadas por una foliación penetrante y metamorfismo en facies de esquistos verde con los GE. En esta localidad los GE presentan una lineación mineral bien desarrollada, además contiene fengita y granate, que no exhibe el litodema El Rodeo. El contacto es subhorizontal y tajante. En otras localidades como Los Amarillos, la presencia de un granito es recurrente con una lineación mineral muy bien marcada, sugiriendo una relación tectónica. La naturaleza del contacto en cuanto a su cinemática es incierta; no obstante, algunos indicadores cinemáticos sugieren un contacto

compresivo que puede evidenciar únicamente el retrabajo de la relación original. Su contacto superior es discordante con respecto a la formación Patlanoaya y los Hornos, así como con la Formación Tecomate. La discordancia es angular, aunque está retrabajada tectónicamente.



Figura II.17. Afloramiento de metagrauvascas de el litodema el Rodeo, donde se observa estratificación gradada. Localidad Barranca Honda, La Noria, Puebla.

En la región de La Noria (Figura I.2), sobre la barranca de Mal Paso aflora un granito deformado incipientemente que intrusión a rocas metavolcánicas de el litodema El Rodeo, mientras que al sur, en la parte oriental de la barranca de Las Calaveras se observa el contacto intrusivo entre este granito deformado y la parte metasedimentaria de esta unidad (Figura II.18). Esta relación es importante porque restringe el alcance estratigráfico de el litodema El Rodeo, la cual en un principio se había considerado como parte de la Formación Tecomate.

El granito La Noria ha sido fechado con zircones por U-Pb en 371 ± 34 Ma (Yáñez et al., 1991) y en 380 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2006). Recientemente se reportó una edad de 465 Ma (Miller et al., 2006). La edad devónica para el Granito La Noria sugiere un alcance estratigráfico para el litodema El Rodeo pre-Devónico Tardío y la edad de 465 Ma lo ubica en el pre-ordovícico Medio. Por otro lado, es cubierto en discordancia retrabajada tectónicamente por rocas de la cobertura paleozoica con un alcance estratigráfico mínimo del Devónico Tardío. Talavera-Mendoza et al. (2005) con base en zircones detríticos proponen un alcance estratigráfico para esta unidad del Neoproterozoico-Ordovícico Temprano. Considerando las edades de los zircones detríticos reportados por Ramos-Arías et al. (2008) y Keppie et al. (2008b), cuyas edades concordantes más jóvenes son de 496 ± 25 Ma (Keppie et al., 2008b) que constriñen el límite inferior de su depósito y

se considera que la edad más razonable para el litodema El Rodeo es del Ordovícico Temprano y Medio.



Figura II.18. Granito la Noria con xenolitos de rocas verdes pertenecientes al litodema El Rodeo. Nótese la presencia de fenocristales de feldespato en el Granito, característica que ocurre en los granitos del Complejo Acatlán. Barranca Las Calaveras, La Noria de Hidalgo, Pue.

También, sobre el camino que comunica a Coahuila con Tehuacan, a la altura del poblado de los Hornos de Zaragoza (Figura II.1), se observa un contacto intrusivo con el granito Los Hornos sin deformación. Este mismo granito tiene una relación incierta con una secuencia de rocas sedimentarias del Paleozoico tardío correlacionable con la parte superior de la Formación Patlanoaya y descrita como formación Los Hornos (Ramírez-Espinosa *et al.*, 2000), aunque por la relación de corte entre el granito Palo Liso y la Formación Patlanoaya sugiere un contacto intrusivo.

En el noroccidente del área de estudio, al sur de San Salvador Patlanoaya, se ha descrito un granito sin deformación e idéntico al de Los Hornos, el cual se describe posteriormente, y que localmente se conoce como tronco de Patlanoaya (Zaldivar-Ruíz, 1990) o Palo Liso (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2001). Las relaciones de campo y las características mineralógicas sugieren que ambos cuerpos pudieron ser originados durante el mismo evento magmático. El granito Palo Liso intrusión a las unidades El Rodeo, Otate y Patlanoaya. Al granito Los Hornos se le ha asignado una edad K-Ar en biotita de 288 ± 14 Ma y al Tronco de Patlanoaya de Zaldivar Ruíz (1990), se le ha determinado una edad de 119 Ma con K-Ar en feldespato potásico. Sin embargo, sus relaciones de campo, de intrusión con rocas sedimentarias de la cobertura paleozoica (Formación Patlanoaya y FT) sugieren para estos cuerpos graníticos una edad del Pérmico.

Basados en sus características petrográficas y geoquímicas de el litodema El Rodeo se ha relacionado a la evolución de un arco de islas o a un rift intracontinental (Ramírez-Espinosa, 2001) o de trasarco (Sánchez-Zavala, 2000). Por la edad propuesta y sus características, seguramente estuvo involucrada en los procesos tempranos que originaron al Complejo Acatlán.

En los alrededores del poblado de Xayacatlán de Bravo, como ya se mencionó aflora un conjunto metaplutónico que incluye hornblenditas a granitos y pegmatitas con estructuras miloníticas. El metamorfismo reportado en esta localidad va desde la parte alta de esquistos verdes a anfibolita (Ortega-Gutiérrez, 1978; 1993; Dostal et al., 2004). Dostal et al. (2004) también reportan una edad concordante U-Pb en zircón de 442 ± 1 Ma para un dique gabroico afectado por metamorfismo regional en facies de anfibolita ($500-550^{\circ}\text{C}$) con edades de enfriamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de 414 ± 15 Ma seguidas de una retrogresión hasta la parte baja de la facies de esquistos verdes, con una edad K-Ar en mica blanca de 288 ± 14 Ma. Recientemente (Morales-Gaméz et al., 2006) reportó para el área de Xayacatlán diques gabroicos tholeíticos y graníticos que intrusionan metasedimentos (metapsamitas, metapelíticas y metacarcosas). Esta descripción coincide con lo descrito como parte de el litodema el Rodeo, por lo que es probable que se trate de la misma unidad. Por otro lado, Dostal et al (2004) y Morales-Gámés et al. (2006), basados en sus características geoquímicas interpretan a esta unidad como un complejo plutónico toleítico emplazado en corteza continental, posiblemente del Complejo Oaxaqueño. Si se asume que las rocas de el litodema El Rodeo son las mismas que afloran en el área de Xayacatlán de Bravo, la edad más probable para esta unidad es Ordovícico Temprano-Medio.

II.e. Rocas Plutónicas del Paleozoico

Existe una serie de cuerpos graníticos deformados y sin deformar, que debido a su mineralogía, en algunos casos se han confundidos con los GE. Estos cuerpos graníticos se describen como granito La Noria, granito Los Hornos y Palo Liso (Figuras II.1, II.2). La descripción mineralógica de estos cuerpos y sus relaciones de contacto son importantes para establecer la cronología de eventos tectónicos que involucraron a la Formación Tecomate y de el litodema el Rodeo en la historia geológica del CA.

II.e.1. Granito La Noria

El granito La Noria aflora en la porción noroccidental del área, y justo en el poblado de La Noria es donde tiene sus mejores exposiciones. Este granito está distribuido en varios cuerpos de roca separados, aunque todos están relativamente cercanos y sus áreas de exposición tienen algunas decenas de km² (Figura II.1). En todos los casos estos cuerpos se caracterizan por su deformación dúctil y lo grueso de su textura (Figura II.18 y II.19). Dos de estos cuerpos pueden observarse sobre la cañadas de Barranca Honda y Las Calaveras, así como también en el poblado de la Colonia.



Figura II.19. Afloramiento del granito La Noria donde se muestra foliación bien desarrollada. Localidad Barranca Honda, La Noria, Puebla.

Su textura es de grano grueso con textura rapakivi incipiente y su mineralogía está compuesta de cristales de feldespato potásico cuyo tamaño promedio es de 3 cm de diámetro. También se observan cristales de cuarzo, biotita y esporádicamente se observa hornblenda; estos dos últimos minerales están muy cloritizados.

Microscópicamente está compuesto de microclina, plagioclasa y feldespato perítico, cuarzo, biotita y cantidades accesorias de hornblenda y mica blanca. La microclina se presenta en megacristales con sus límites corroídos y superficies turbias; ocasionalmente los megacristales son de perita. Las plagioclasa están seritizadas y es común observar maclas dislocadas. No obstante lo alterado de la microclina y la plagioclasa se observa la forma euhedral y subeuhedral original de sus cristales. El cuarzo es mocrystalino y tiene extinción ondulante o está dispuesto en mosaicos policristalinos con límites suturados. La biotita está casi o totalmente cloritizada y se presenta relacionada con mica blanca, donde ambos minerales están crenuladas y tienen extinción ondulante. Relacionados a estos últimos minerales se presentan epidota y titanita, así como algunos óxidos. Como minerales accesorios hay zircones y apatitas abundantes.



Figura II.20. Afloramiento del granito. La Noria que muestra una textura compuesta por megacrystales de feldespatos definiendo una textura de grano grueso. También se observan xenolitos procedentes de el litodema El Rodeo. Localidad Barranca las Calaveras, Las Calaveras, Puebla.

También se observan variaciones composicionales y texturales; por ejemplo en Barranca Honda el granito La Noria petrográficamente es una granodiorita. La recristalización de cuarzo, la extinción ondulante de las micas y la deformación observada en las maclas de las plagioclasas indican una deformación dúctil, que incluso origina estructuras protomiloníticas. Esta deformación también se manifiesta en algunos sectores, como en el poblado de La Noria, por una foliación incipiente definida por el desarrollo burdo de mosaicos orientados de cuarzo, clorita y sericita. En otros casos, como en la barranca Las Calaveras se observan estructuras esquistosas y augen-esquistosas, donde sobresalen en los planos de foliación, definidas por cuarzo, plagioclasa, clorita y sericita, cristales de microclina y pertita que constituyen algunos indicadores cinemáticos tipo sigma y delta que sugieren un desplazamiento dextral. Cabe destacar que las asociaciones minerales observadas en el granito La Noria, así como sus texturas sugieren condiciones de deformación y metamorfismo en facies de esquistos verde. La mineralogía del granito La Noria es diferente con respecto a las de los GE en los cuales es común la mica blanca fengítica y el granate, resultado de las condiciones bajo las cuales se formó en facies de eclogita (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999). También los GE presenta una lineación mineral excelente, ausente en el granito de La Noria, por lo que se consideran como cuerpos graníticos originados y deformados en eventos tectónicos diferentes.

Las relaciones de contacto del granito La Noria son de intrusión con respecto al litodema el Rodeo (Figura II.18) y, aunque no se observó directamente, se sugiere la misma relación con las facies migmatíticas de los GE. Además es cubierto en discordancia por rocas sedimentarias cenozoicas (Formación Balsas). La relación de contacto entre el litodema el Rodeo y el granito La Noria se observa en la cañada Barranca Honda, donde es paralelo debido a la deformación que afecta a

ambas unidades; sin embargo, en la barranca de Las Calaveras, la relación intrusiva con el litodema El Rodeo es clara, manifestándose a través de algunos diques graníticos en las rocas verdes y en la presencia de xenolitos de la misma roca verde dentro de los cuerpos graníticos. También se observan en algunas cañadas secundarias calizas marmolizadas incluídas como xenolitos en los cuerpos graníticos.

La edad determinada para el granito La Noria con base en el sistema U-Pb en zircones es de 370 ± 34 Ma (Yañez et al., 1991). Edad que no corresponde a la obtenida para los Granitoides Esperanza de 440 ± 14 y de 471 ± 6 Ma U-Pb en zircones y de 418 ± 18 Ma en monacitas. Posteriormente se reportó una nueva edad U-Pb para el granito La Noria en zircones de 380 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2006). Recientemente Miller et al. (2007) obtuvo una edad de 465 Ma para este granito. Estas edades ubican el emplazamiento del granito La Noria durante el Devónico u Ordovícico, lo cual es un dato importante para la comprensión de la evolución del CA.

II.e.2. Granito Los Hornos/Palo Liso/Cuajilote

El granito los Hornos aflora a lo largo del camino de terracería que une a los poblados de Coayuca y Tehuiztzingo, justo en el poblado de Los Hornos (Figura II.1 y II.2). En San Salvador Patlanoaya, en el noreste del área de estudio, sobre la barranca de Palo Liso aflora un cuerpo intrusivo similar a éste, denominado como Intrusivo Palo Liso (Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002) que dada su mineralogía y relaciones de contacto, muy probablemente corresponda al mismo evento magmático. Este cuerpo granítico previamente se describió y fechó en 288 Ma (K-Ar) por Zaldivar Ruíz (1990). También sobre la terracería a los poblados de Azuchil y Cuajilote, ya próximo a este último poblado, aflora un cuerpo granítico con las mismas características que el de los Hornos y Palo Liso (Figura II.2).

A nivel de afloramiento se les observa feldespato potásico, cuarzo y biotita cloritizada con una textura de grano grueso, donde los cristales de feldespato tienen entre los 0.5 y 2 cm de tamaño, aunque en algunos sectores, como en la barranca Pastora, alcanzan los 5 cm (Figura II.20). Los cristales de feldespato son euhedrales y tiene un color rosado que caracteriza a la unidad. Microscópicamente se observa microclina, plagioclasa, cuarzo y biotita, así como feldespato peritítico y en cantidades accesorias se observa zircón, apatito y óxidos de fierro. También contiene clorita, epidota y ocasionalmente mica blanca secundaria. La microclina se presenta como fenocristales que presentan inclusiones e intercrecimientos de plagioclasa. La microclina también se

observa en sectores heterogranulares presenta superficies turbias que le dan un aspecto terroso. La plagioclasa se observa seritizada y la biotita muy cloritizada. El cuarzo se presenta en mosaicos monocristalinos con extinción ondulante. Cabe destacar que el granito Los Hornos/Palo Liso/Cuajilote no presentan deformación y se considera que se emplazó en un evento magmático diferente al que originó al granito La Noria.

El granito Los Hornos tiene relaciones de intrusión con el litodema El Rodeo y los Granitoides Esperanza. Estas relaciones se pueden observar sobre el camino de terracería que une a Tehuitzingo con Coayuca, a la altura del poblado de los Hornos y en algunas cañadas de los alrededores de dicho poblado. Cabe mencionar que la relación entre el granito Los Hornos y la formación Los Hornos descrita por Ramírez-Espinosa et al. (2000) es controversial, Ramírez-Espinosa et al. (2000) la interpreta como tectónica, sin embargo, debido a la presencia de un conglomerado en la base de la formación Los Hornos constituido por granos de cuarzo y feldespato pudiera ser una relación discordante con respecto a esta unidad del Pérmico.



Figura II.21. Afloramiento del granito Los Hornos compuesto por feldespato potásico, cuarzo y biotita. Nótese la ausencia de deformación. Localidad Barranca Pastora, Los Hornos de Zaragoza, Puebla.

Por otro lado, también se han realizado algunos estudios geocronológicos K/Ar en biotitas del granito Palo Liso donde se obtuvo una edad mínima de 288 ± 14 Ma (Zaldivar-Ruíz, 1990). Este autor menciona que en San Salvador Patlanoaya aflora un granito de biotita sobre el que descansa la Formación Patlanoaya, cuya base le asigna un alcance estratigráfico hasta el Devónico Tardío (Famneniano). En este sentido, para este granito se realizaron algunos análisis U-Pb en zircones por el método de LA-ICPMS, cuyas edades más jóvenes son 463 ± 5 Ma. Estas edades son contradictorias con las relaciones estratigráficas y estructurales descritas para las unidades más antiguas (para detalles ver capítulo de geocronología).

Cabe destacar que previamente se habían caracterizado cualitativamente los zircones de este cuerpo ígneo (Martínez-Lara et al., 2001). Una de las conclusiones es la abundancia de zircones heredados, que por morfología y zoneamiento se interpretó que pudieron ser derivados de los Granitoides Esperanza o bien pertenecer a la misma corteza que los originó (Martínez-Lara, et al., 2001). Por otro lado, las edades determinadas para los Granitoides Esperanza varían en un intervalo de los 418 a los 478 Ma y una edad más antigua de 1163 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Campa-Uranga y López-Martínez 2002). Si comparamos estos datos con los obtenidos para el granito Los Hornos, pudiera pensarse que son los mismos, sin embargo es probable que los datos obtenidos para el granito de Los Hornos corresponda al material heredado y no al magmático. Además, el Granito Los Hornos contiene zircones pequeños, menores a las 30 μm que no fueron considerados en el análisis y que pudieron ser resultado de la cristalización magmática del granito. Recientemente se documentaron edades SHRIM U-Pb en zircones de los Granitos Los Hornos, Palo Liso y Cuajilote, obteniéndose de 464.9 ± 2.3 Ma, 467.8 ± 4.2 Ma y 463.5 ± 3.7 Ma, respectivamente (Elías-Herrera et al., en preparación). Para el granito Palo Liso también se obtuvo una edad U-Pb de 461 ± 2 (Miller et al., 2006). Estos datos son similares a los determinados para los GE.

Es importante destacar que recientemente se documentó la presencia de una secuencia sedimentaria del Silúrico Tardío (¿?)-Devónico Medio, denominada formación Otate (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002) que tal vez corresponda a la parte inferior de la Formación Patlanoaya, la cual es intrusionada con el granito Palo Liso. Si se asume que este granito es resultado del mismo evento magmático que originó al granito de Los Hornos, indicando una edad post-Devónico Tardío. Más recientemente, en el margen occidental del granito Palo Liso se observó la relación de intrusión entre este cuerpo y la Formación Patlanoaya, cuyo alcance estratigráfico de las capas a las que intrusión es del Misisípico (Vachard et al., 2000a y Vachard y Flores de Dios, 2002), lo cual sugiere fuertemente una edad del Pérmico para los granitos Palo Liso y por inferencia también para Los Hornos (Figura II.22). Mientras que el granito Cuajilote tiene relaciones de intrusión con la FT. Las implicaciones de una edad probable Ordovícico propuesta por Miller et al (2006) en base a fechamientos U-Pb para estos granitos se analiza en la discusión de esta tesis.



Figura II.22. Contacto intrusivo entre el granito Palo Liso y arcosas de la parte media de la Formación Patlanoaya. El contacto es tajante y vertical con respecto a la posición de la estratificación de las arcosas. En la fotografía se observan vetas derivadas del granito Palo Liso que se inyectan en las arcosas de la Formación Patlanoaya. Arroyo Oate, San Salvador Patlanoaya, Pue.

II.e.3. Tronco de Totoltepec

En la porción oriental del área de estudio, en los alrededores del poblado de Totoltepec (Figura II. 2), aflora un cuerpo intrusivo descrito como Tronco de Totoltepec. La forma de este cuerpo es tabular con una orientación casi este-oeste, lo cual contrasta con el rumbo de los afloramientos del CA, que en su mayoría tienen una orientación norte-sur. Este cuerpo se ha clasificado como una trondhjemita (Ortega-Gutiérrez, 1978) compuesto por cuarzo, plagioclasa sódica y en menor cantidad ortoclasa. También presenta como único mineral máfico biotita totalmente cloritizada y sus minerales accesorios son zircón y apatita y como secundarios calcita, muscovita, epidota, titanita y rutilo (Ortega-Gutiérrez, 1978).

El Tronco de Totoltepec tiene una foliación incipiente orientada este-oeste, cuyo significado es incierto; microscópicamente se observa una mezcla de características ígneas y metamórficas, donde destaca la presencia de cuarzo con extinción ondulante y la plagioclasa en cristales con zoneamiento oscilatorio dispuestos en una matriz intersecional (Ortega-Gutiérrez, 1978).

El tronco está rodeado por las rocas de la Formación Tecomate y la Formación Cosoltepec. En la porción sur del tronco, en el poblado de Tonahuixtla, se observa un contacto cizallado con la Formación Tecomate, obliterando su relación original. El tronco también está limitado por algunas fallas normales que lo ponen en contacto hacia su porción nororiental con la Formación Tecomate y el litodema Cosoltepec. Los afloramientos de el litodema Cosoltepec que están en contacto con el tronco son de dimensiones locales y no cartografiables a la escala utilizada. Al norte el tronco está

cubierto por rocas sedimentarias continentales a las que recientemente se les asignó en parte un alcance estratigráfico del Paleozoico tardío (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000), relacionándola con la Formación Matzitzi del Pérmico; sin embargo, los datos no son concluyentes y no se descarta la probabilidad de que sean parte de la cobertura jurásica (Grupo Tecocoyunca), ya que no se observan cambios litológicas ni estructurales entre esta unidad y las rocas de la cobertura jurásica.

Cabe mencionar que la FT en esta región está representada predominantemente por cuerpos de roca verde, los cuales se describe en este trabajo como Unidad Volcanosedimentaria Cuajilote, y está intercalada por deformación con metareniscas y metacaliza descritas como Secuencia Cuajilote y la Caliza Frijolar, respectivamente. Algunos de los cuerpos de metaareniscas de la FT aún conservan rasgos primarios como estratificación gradada. La presencia de rocas verdes en la FT se ha documentado recientemente (Sánchez-Zavala *et al.*, 1998; Ramírez-Espinoza, 2001; Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2001), por lo que anteriormente se consideró a estas rocas como Subgrupo Acateco indiferenciado (Ortega-Gutiérrez, 1978), y se les incluyó como parte de la Formación Xayacatlán.

Al tronco de Totoltepec se le ha asignado una edad U-Pb de 287 ± 2 Ma (Pensilvánico muy tardío, Yañez *et al.*, 1991; Keppie *et al.* 2004b). La deformación del tronco es la base para que algunos autores sugieran que el segundo evento orogénico del CA ocurrió en el Paleozoico tardío (Malone, 2000; Keppie *et al.*, 2004b).

II.f. Cobertura Sedimentaria Paleozoica

El Complejo Acatlán está cubierto por secuencias sedimentarias sin deformación penetrante y sin metamorfismo con un alcance estratigráfico del Devónico Tardío al Reciente. En el contexto de la evolución tectónica del Complejo Acatlán es importante el significado de la cobertura sedimentaria paleozoica. Los afloramientos de estas secuencias son aislados y de dimensiones pequeñas y están descritos en unidades diferentes, algunas de carácter informal. Estas unidades incluyen a la Formación Patlanoaya (Vázquez-Echevarría, 1986), Ihualtepec (Flores de Dios *et al.*, 2000), Olinalá (Corona-Esquivel, 1981; Flores de Dios, 1982), Matzitzi (Silva-Pineda 1970) y Cuxtepeque (de la Vega, 1991). Recientemente han sido descritas tres unidades nuevas: formación Otate (Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002) y la formación Los Hornos (Espinoza-Ramírez *et al.*, 2000) y Piedra Hueca (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000); aunque, para esta última aún no está

definido su alcance estratigráfico. En conjunto todas estas unidades tienen un alcance estratigráfico que varía del Devónico más tardío al Pérmico. Con base en los recientes estudios es probable que el alcance estratigráfico de la cobertura sea a partir del Devónico Tardío (Flores de Dios *et al*, 1998; Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002). A continuación se hace una descripción breve de las unidades de la cobertura paleozoica más importantes con base en trabajos anteriores y observaciones propias.

II.d.1. Formación Otate

La formación Otate aflora al norponiente del área de estudio, entre los poblados de San Salvador Patlanoaya y Las Minas y fue definida informalmente por Morales-Morales y Hernández-Espriú (2002). Su litología consiste predominantemente en limolitas y lutitas apizarradas, conglomerados de grano fino, ocasionalmente areniscas de grano medio y fino con intercalaciones de lentes de pedernal. En general toda la unidad está argilitizada. Su porción inferior consiste en pizarras intercaladas con arcosas y algunos horizontes con detritos volcánicos dominantes. Las estructuras primarias que se observan son estratificación gradada, marcas de corriente y estructuras de arrastre (Figura II. 23). Hacia su porción media y superior dominan las areniscas y conglomerados. Todas estas estructuras indican una posición estratigráfica normal.

Su contacto inferior está definido por una discordancia angular y erosional retrabajada con respecto a las rocas del litodema El Rodeo del CA. Los estratos de la formación Otate están en posición subvertical y están intrusionados por un granito descrito como granito Palo Liso (Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2001) o granito Patlanoaya (Zaldivar-Ruíz, 1990), correlacionables con el granito Los Hornos. Esta intrusión se manifiesta a través de una silicificación intensa en las rocas sedimentarias de la formación Otate, la cual puede observarse sobre la barranca Palo Liso. Su contacto superior no se ha documentado, sin embargo, no se descarta la probabilidad de una variación vertical discordante con respecto a la Formación Patlanoaya (Morales-Morales y Hernández-Espriú, 2002). Es claro que ocupa la posición estratigráfica inmediatamente inferior con respecto a esta última unidad. Sin embargo, un rasgo común de la formación Otate es la recristalización de los bordes de sus granos debido al efecto de presión-solución, tal vez como resultado de la carga litostática a la que fueron sometidos estos cuerpos de roca o bien por efectos de metamorfismo regional incipiente.



Figura II.23. Estructuras de base en areniscas de la Formación Otate. Arroyo de Otate, San Salvador Patlanoaya, Pue.

Sus granos minerales son de cuarzo monocristalino y policristalino de tamaño variable y en ambos casos poseen extinción ondulante. También posee granos de feldespato potásico y plagioclasas, así como fragmentos líticos de pizarra, filita, cuarcita y pedernal. Su matriz es predominantemente arcillosa y de acuerdo a su porcentaje las areniscas son grauvacas feldespáticas y cuarzosas (tabla II.2).

Los granos de cuarzo monocristalino en todos los casos poseen extinción ondulante y sus límites en su mayoría son difusos. El cuarzo policristalino tiene en su interior bordes suturados y límites difusos. Es probable que se deriven de rocas metamórficas y vetas de cuarzo deformadas. Los granos de cuarcita se caracterizan por la orientación buena de los cristales de cuarzo que la constituyen. Los feldespatos están sericitizados y los de tamaño mayor corresponden a perfitas, mientras que las plagioclasas son pequeñas y angulosas. Los fragmentos líticos no son abundantes; los de mayor tamaño son de pedernal, pizarra y filita. En términos granulométricos tienen una clasificación mala en todos los casos.

Tabla II.2. Porcentajes relativos de los constituyentes principales de las rocas detríticas de la formación Otate.

Muestra	Matriz	Qm	Qp	Pg	Fdt	FL	Mo	Mb	Observaciones
LSA-3A	60	30	5	----	----	---	5	----	Posee laminación gradada burda definida por la disminución de arcilla y el incremento de los granos de cuarzo.
CM04-7	50	34	10	3	0.5	---	2	0.5	Grauvaca mal clasificada, masiva y forma de grano desde anguloso a subredondeado
LSA-1	15	60	2+10	7	2	4	----	----	Mal clasificada, tamaño de grano heterogéneo y esporádicos fragmentos de mica blanca.

CM04-6A	15	50	17	5	3	10	----	----	Conglomerado de grano fino a arenisca gruesa. Mal clasificada y sostenida en matriz. Se observan fragmentos de circón y turmalina.
CM05-22	25	40	16	9	3	5	1	1	

Qm=cuarzo monocristalino con extinción ondulante; Qp=cuarzo policristalino (incluye granos de cuarzo con límites difusos, fragmentos de cuarcita y pedernal); Pg=plagioclasa con macla polisintética; Fdt=feldespatos con intercrecimientos peritéticos; FL=fragmentos líticos (principalmente pizarra y filita); Mo=minerales opacos; Mb=granos de mica blanca.

Los conglomerados son de grano fino y están compuestos predominantemente por granos de cuarzo monocristalino y policristalino, fragmentos de pizarra, filita y cuarcita. Sus constituyentes son los mismos que los de las areniscas, únicamente varía el tamaño de grano. Tanto en los conglomerados como en las areniscas conglomeráticas la matriz es abundante constituyendo rocas sostenidas en matriz, definiendo la transición entre ellas. La relación entre los conglomerados y las areniscas definen una estratificación gradada en posición normal. Los minerales pesados que se observan en todos los casos son rutilo, turmalina, zircón y granate. En términos generales esta unidad está deformada, y en las partes más finas desarrolla un crucero de fractura, observándose en algunos casos una foliación más marcada, aunque aún es incipiente.

Dada las características litológicas se ha inferido un ambiente de depósito pelágico (Hernández-Espriú y Morales-Morales, 2002); sin embargo, las características texturales de las rocas y sus estructuras primarias siguen su depósito a través de flujos que generaron una redsedimentación por gravedad, lo cual es propio de turbiditas. En este sentido, en los alrededores del poblado de San Salvador Patlanoaya, Flores de Dios *et al.* (1998) describió una secuencia hacia la base de la Formación Patlanoaya que coincide con parte de la descripción de la formación Otate de Morales-Morales y Hernández-Espriú (2002); no obstante, las relaciones de contacto entre ambas unidades no se han podido establecer, pero es claro que la formación Otate tiene la posición estratigráfica inferior con respecto a la Formación Patlanoaya y podría sugerir continuidad, dado que, con base a sus componentes las fuentes son similares, aunque sus características texturales difieren debido a las condiciones de depósito diferentes.

Flores de Dios y colaboradores (1998) con base en restos fósiles le asignan a las capas basales de la Formación Patlanoaya un alcance del Devónico más joven, lo que implica para la formación Otate un alcance estratigráfico superior pre-Devónico Tardío; y si se considera su contacto con el litodema el Rodeo de probable edad ordovícica, lo más acertado es asignarle un alcance estratigráfico del Silúrico más Tardío (?)-Devónico Medio.

II.f.2. Formación Patlanoaya

En los alrededores del poblado de San Salvador Patlanoaya, en el noroeste del área de estudio, aflora una secuencia sedimentaria definida como Formación Patlanoaya (Vázquez-Echevarría, 1986). Ramos-Arías et al. (2008) le asigna el rango litoestratigráfico de Grupo y la divide en siete formaciones que de la base a la cima son: Cerro Puntigudo, Potrerillo, Las Juntas, Tepazulco, La Mesa, La Cuesta y la Cueva. Su base está compuesta por limolitas, lutitas, areniscas y caliza (Formación Cerro Puntigudo de Ramos-Arías et al., 2008). Las limolitas y lutitas tienen un color verde y presentan un metamorfismo incipiente, e incluso desarrollan un crucero de fractura espaciado. Estas rocas pueden observarse sobre la barranca Palo Liso, muy cerca de los últimos afloramientos de la formación Oate. En las capas de grano fino se ha descrito la presencia de *Petschoria*, *Kettenerammia*, *Kamaena* y *Tolypammia* que ubican la base de la Formación en el Devónico más Tardío (Vachard y Flores de Dios, 2002).

El siguiente paquete (Formación Potrerillos de Ramos-Arías, et al., 2008) que sobreyace al anterior está compuesto por conglomerado, areniscas conglomerática y arenisca fina. En este caso, destaca la presencia de estratificación gradada entre el conglomerado y la arenisca conglomerática, en ambos casos, la matriz es abundante. El resto de los cuerpos de roca tienen una composición arcósica y no contiene fósiles.

La parte intermedia de la unidad está compuesta por brechas y conglomerados rojos, arenisca conglomerática con intercalaciones de areniscas finas y limolitas de color rojo (capas rojas). En este último nivel estratigráfico se reportaron restos de braquiópodos y crinoides del Osageano (Bruner *et al.*, 1998). Dominantemente los conglomerados están compuestos por fragmentos líticos de microgranitos, ocasionalmente fragmentos de rocas verdes y feldespatos potásicos en su mayoría angulosos; la matriz es abundante y los clastos están incluidas en ella.

Estas capas rojas están cubiertas en contacto normal por un conglomerado, areniscas conglomerática y arenisca de grano medio que definen una estratificación cruzada amplia, recta y de bajo ángulo; además, estas litologías presentan gradaciones verticales y laterales normales definiendo ciclos de depósito (Figura II.24). También se presentan horizontes pequeños delgados de arcillas verdes intercalados con radiolaritas cubiertas por sedimentos turbidíticos bioclásticos y calizas fosilíferas con crinoides y fusilínidos del Pensilvánico (Figura II. 25; Vachard *et al.*, 2001).

La parte superior de la unidad está compuesta por sedimentos silicoclasticos del tamaño de la arena con lentes de arcilla (Formaciones La Junta y Tepazalco de Ramos-Arías et al., 2008). Estas rocas son cubiertas por un conglomerado poligmítico que localmente marca el límite entre el Carbonífero y el Pérmico (Vachard *et al.*, 2001). Sobre esta última litología descansa un cuerpo de caliza con influencia clástica que contiene fusulínidos del Wolfcampiano Superior (Formación La Cuesta de Ramos-Arías et al., 2008); la parte superior contiene areniscas y lutitas con fusulínidos del Leonardiano Inferior y Medio (Formación La Cueva de Ramos-Arías et al., 2008).



Figura II.24. Conglomerado de la Formación Patlanoaya. Las estructuras primarias son abundantes, nótese la gradación en la estratificación. Este cuerpo de roca es un buen horizonte estratigráfico debido a su continuidad lateral. (Fotografía Fermín Morales Morales).

Con base en sus fósiles se le ha asignado a la Formación Patlanoaya un alcance estratigráfico del Devónico Tardío (Fammeniano) a la parte más alta del Pérmico Temprano (Leonardiano equivalente a las edades europeas Artinskiano y Kungoriano).

El contacto inferior de la Formación Patlanoaya está definido por una discordancia angular retrabajada tectónicamente con respecto a el Litodema El Rodeo y está en contacto aparentemente discordante retrabajado con la formación Otate. Su contacto superior es también discordante con respecto a la Formación Tecmazuchil del Jurásico Medio.



Figura II.25. Banco calcáreo de crinoides de la Formación Patlanoaya. San Salvador Patlanoaya, Pue.

Con base en la abundancia y tipo de fauna que presenta esta unidad y su variedad litológica junto con sus estructuras primarias, así como su alcance estratigráfico se ha interpretado, según Flores de Dios et al. (1998) como una secuencia condensada que representa en su base (Devónico) una rampa de media a externa; la porción misisípica a planicies aluviales; el Misisípico superior y el Pensilvánico medio inferior a una rampa de clástica interna y externa, respectivamente. La parte superior del Pensilvánico corresponde a una serie de turbiditas bioclásticas de rampa interna y tempestitas que culminan en el Pérmico con el posicionamiento de un delta (Flores de Dios et al., 1998).

II.f.3. Formación Los Hornos

La formación Los Hornos sólo se ha descrito en una localidad situada inmediatamente al norte del poblado de los Hornos de Zaragoza en la región de Coahuila 15 km al sureste de San Salvador Patlanoaya, y a 25 km al noroeste de Acatlán de Osorio. Sin embargo, al oriente, sobre el camino de terracería que une a Coahuila y Cerro Gordo, se observan algunos afloramientos de rocas sedimentarias que corresponden a esta unidad (Figura II. 2).

Consiste en una secuencia de conglomerados que gradúan a areniscas gruesas y calcarenitas de grano fino (Figura II.26). Este paquete varía transicionalmente a un paquete de caliza con restos fósiles abundantes. Las calizas gradúan a un paquete de areniscas finas y lutitas dispuestas en estratos delgados que presentan estratificación gradada e icnofósiles. Esta unidad fue descrita informalmente por Ramírez-Espinoza *et al* (2000) que le asignan un espesor de de 60 m.



Figura II.26. Conglomerados de la formación Los Hornos que gradúan a arenisca conglomerática. Barranca Mal Paso, Los Hornos de Zaragoza, Pue.

El conglomerado consiste en clastos de cuarzo y feldespato y algunos fragmentos de rocas volcánicas de composición básica e intermedia; su tamaño tiene en promedio un 1 cm y están incluidos en una matriz de arena y limo. El conglomerado varía transicionalmente a una arenisca de grano grueso y medio, que a su vez cambia gradualmente a una calcarenita. La caliza consiste en packstone-grainstone de bioclastos de bivalvos equinodermos y gasterópodos. En algunos estratos son abundantes los restos de crinoides y fusulínidos. La asociación faunística sugiere un alcance estratigráfico del Leonardiano (Ramírez-Espinoza *et al.*, 2000), estudios biostratigráficos posteriores sugieren una edad Roadiano-Wordiano (Vachar *et al.*, 2004). El ambiente de depósito se considera marino somero.

Su contacto inferior es discordante con respecto al litodema El Rodeo; mientras su contacto superior no se observa. Esta unidad a diferencia de Patlanoaya y Olinalá, se observa deformada en pliegues cerrados y recumbentes con vergencia al WNW, y su cima es cabalgada por la formación Ahuatlán en un plano NS (Ramírez-Espinoza *et al.*, 2000). Estos mismos autores sugieren que la deformación a estas estructuras es post-Pérmico.

Cabe mencionar que en la región nororiental del área, al sur de Ixcaquixtla, en los alrededores de Santo Domingo Tianguistengo y Santa Cruz Nuevo en los límites estatales de Oaxaca y Puebla se reportó, la presencia de plantas tal vez del Pérmico (*Calamites* sp. y *Sphenophyllum* sp), con base

en las cuales Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000) definen a la Formación Piedra Hueca como paleozoica. Esta unidad, según estos autores está compuesta por una secuencia de conglomerados, arcosas con tamaño de grano variable y lodolitas. Presenta estructuras primarias abundantes como estratificación cruzada, calcos espatulados, imbricaciones y rizaduras. Los fragmentos de roca más abundantes fueron derivados del Tronco de Totoltepec. La estratificación de la formación Piedra Hueca está la inclinada con respecto a las unidad sobreyacente, lo cual, para Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2000), demuestra la relación discordante con respecto a la Formación Otlaltepec que le sobreyace, sin embargo, es probable que correspondan únicamente a variaciones de inclinación de la megaestratificaciones cruzadas de las unidades de cobertura jurásica. Su contacto inferior es discordante con respecto al Tronco de Totoltepec y el superior también se ha reportado como discordante con la Formación Otlaltepec del Jurásico Medio Morán-Zenteno et al., 1993), sin embargo, por las observaciones de campo es probable que sea normal. Cabe mencionar que la Formación Otlaltepec presenta fragmentos de arenisca y conglomerados que se consideran derivados de la Formación Piedra Hueca (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000), aunque es probable que los fragmentos correspondan a otras unidades, tal vez de la propia Matzitzi.

II.f.4. Formación Matzitzi

La Formación Matzitzi es la unidad de la cobertura paleozoica más oriental del terreno Mixteco. Aflora en la región de los Reyes Metzontla y fue descrita originalmente por Calderón (1956) quien la atribuyó al Mesozoico. Consiste de rocas sedimentarias clásticas que varían desde conglomerado hasta lodolitas; también contiene lodolitas carbonosa. Su base está compuesta por conglomerados con grandes bloques de geneises derivados del Complejo Oaxaqueño, seguidos por areniscas conglomeráticas, areniscas y lodolitas. En términos generales presenta una disminución de tamaño de grano de la base a la cima (Centeno-García et al., enviado). Recientemente se documentó la presencia de un cuerpo volcánico riodacítico-dacítico descrito como Toba Atolotitlán (Centeno-García et al., enviado).

Su contacto inferior es discordante con respecto a las rocas metamórficas de los Complejos Acatlán y Oaxaqueño. Esta unidad de la cobertura paleozoica es la única que cubre a ambos complejos y por lo tanto es la unidad de traslape más antigua. Su contacto superior es también discordante con una secuencia de capas rojas a la cual Calderón (1956) describe informalmente como Lechos Rojos, a los cuales se les asigna, por correlación estratigráfica una edad del Jurásico (Morán-Zenteno et al., 1993).

La Formación Matzitzi contiene plantas fósiles que de acuerdo a Weber et al. (1987) y Magallón-Puebla (1991) le asignan un alcance Leonardiano (256-269 Ma) que de acuerdo a Gradstein et al. (2004) correspondería al Lopingiano Temprano (Wuchiapingiano). Es decir, esta unidad es la más joven de la cobertura sedimentaria paleozoica.

Con base en sus características litológicas y al análisis de facies Centeno-García et al. (en revisión) proponen un ambiente de depósito fluvial relacionado a un arco volcánico, probablemente relacionado con el arco Permo-Triásico propuesto por Torres-Vargas et al. (1999).

Cabe destacar que a la Formación Matzitzi, FT y la parte superior de la Formación Patlanoaya se interpretaron como depósitos de peri-arco (Keppie et al., 2004a), sin embargo, la Formación Matzitzi no tiene relación genética con la FT y la Formación Patlanoaya. En la región de los Reyes Metzontla, Puebla, las rocas del CA están representadas por metareniscas, pizarras y metacalizas, las cuales coinciden con las variaciones litológicas descritas en esta tesis para la FT. Es decir la Formación Matzitzi cubre en discordancia a la FT. Las implicaciones geológicas de esta relación se discuten en el próximo capítulo.

III. Geología de la Formación Tecomate y su relación con la cobertura paleozoica del terreno Mixteco.

III.1. Introducción.

La Formación Tecomate (FT) fue definida informalmente por Rodríguez-Torres (1970) y posteriormente Ortega-Gutiérrez (1978) formalizó su descripción. Ambos autores hacen énfasis en lo diferente de su litología con respecto al resto de las unidades del CA, aunque sus relaciones de campo y edad no las establecen. La FT se ha reconocido principalmente en la región de Acatlán-Mariscal, al suroccidente de Puebla y occidente de Oaxaca, en los afloramientos de la porción centro y norte del CA. Su área tipo se localiza en los alrededores del poblado de Acatlán, Puebla (Figuras II.1, III.1). Mientras que al sur del poblado de Acatlán, en los alrededores de la ranchería de Tecomate, se localiza su sección tipo. También en apariencia se ha reconocido en la región de Olinalá, Guerrero (Corona-Esquivel, 1981; Ramírez-Espinosa, 2001). La FT se observa sobreyaciendo estratigráfica y estructuralmente a las unidades inferiores del CA (Figura II.2 y III.3).

Es importante mencionar que en las áreas donde se han descrito unidades de la cobertura sedimentaria paleozoica del terreno Mixteco, no se ha reconocido la presencia de la FT. Los afloramientos más abundantes de la cobertura se localizan hacia la porción occidental del CA, desde el área de Patlanoaya, Pue. hasta Olinalá, Gro. (Figura II.2). La FT se ha descrito hacia la porción central y oriental del complejo, en áreas donde no se han reportado unidades de la cobertura paleozoica.

En general la FT consiste en una secuencia de rocas metasedimentarias de origen marino predominantemente clásticas que incluyen una amplia variedad litológica: arcosa, grauvaca, litarenita, pizarra, conglomerado, caliza, así como rocas detríticos volcánicos (Figura III.2). Además, posee una deformación intensa y un metamorfismo de bajo grado, en subfacies de esquisto verde y la parte baja de la facies de esquisto verde, que oblitera sus características texturales y relaciones de contacto originales. No obstante, aún es posible reconocer algunos rasgos primarios que permiten hacer inferencias sobre las condiciones bajo las cuales pudo depositarse y evolucionar. Su espesor estructural varía de 500 a 1000 m.

Además, el reconocimiento de su protolito permite la descripción de la unidad en esos términos primarios. La mayor variedad litológica de la FT está en su área tipo por lo que, con base en lo observado en esta área, se estableció una división litológica informal con fines descriptivos. La FT se dividió en cinco unidades cuyos nombres corresponden a cañadas donde están ampliamente.

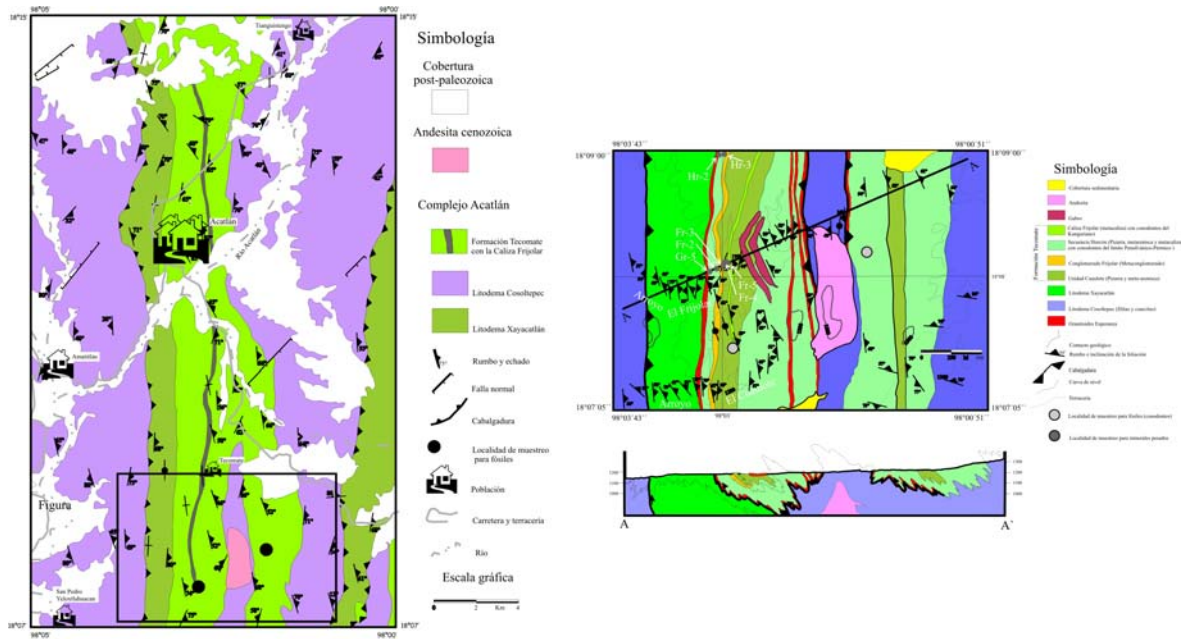


Figura III.1. A. Mapa geológico simplificado del área de Acatlán, Pue. El recuadro indica la localidad tipo de la Formación Tecomate. B. Detalle de la geología en el área del rancho de Tecomate, donde se muestran las diferentes unidades en las que se divide la Formación Tecomate. Para su localización ver Figura II.2.

expuestas y son de acceso fácil. Estas unidades son: Unidad Volcanosedimentaria Cuajilote, unidad Cuaulote, Conglomerado Frijolar, Secuencia Horcón y Caliza Frijolar y (Figura III.1 y III.2). También se tienen como localidades de referencia las cañadas Barranca Honda, Barranca de los Hornos y los caminos que unen a los poblados de Coayuca con Cerro Gordo y el Azuchil con el Sauce (Figura II.1).

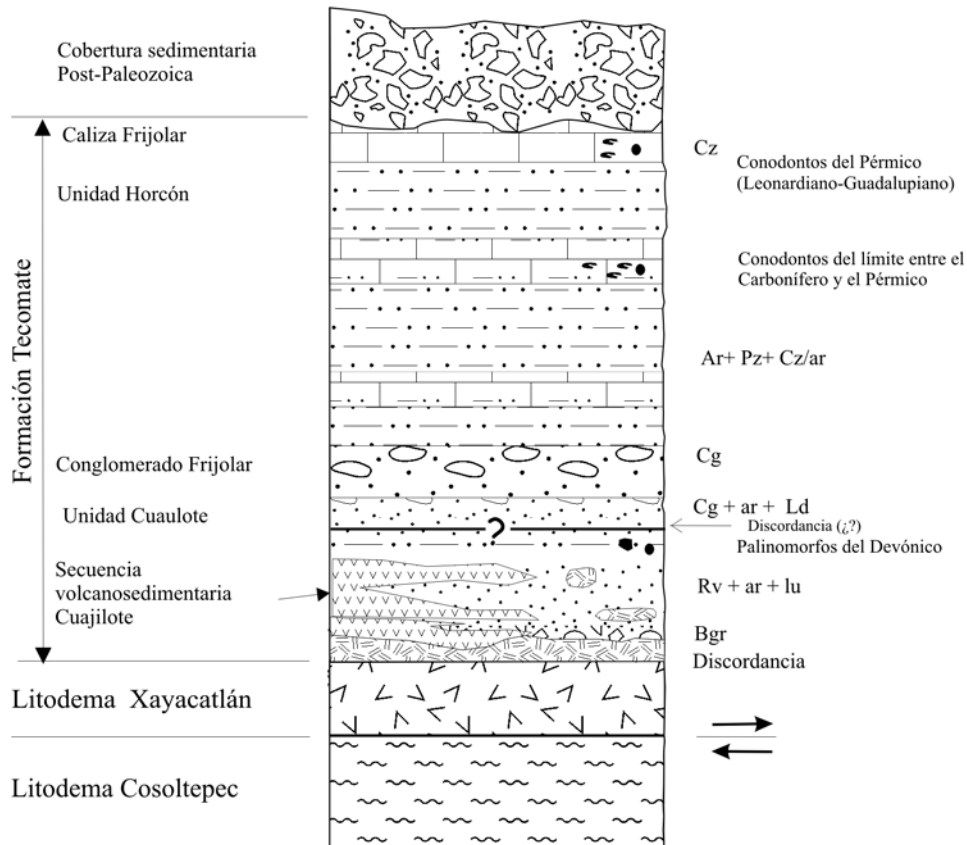


Figura III.2. Columna estratigráfica de la Formación Tecomate en su localidad tipo, Acatlán, Pue. Cz=caliza; Ar=arenisca; Pz=pizarra; Cz/ar=calcarenita; Cg=conglomerado; Ld=lodolita; Rv=rocas volcanoclásticas; lu=lutita; Bgr=bloques de granito; ● Localidad de muestreo; ◐ Conodontos y ◑ Palinomorfos. La columna no está a escala.

III.2. Relaciones de contacto de la Formación Tecomate

La FT se observa indistintamente sobreyaciendo al litodema Cosoltepec (IC), A las rocas del Ensamble Metamórfico Piaxtla (EMP) y al litodema El Rodeo (IR) , lo que sugiere en principio una relación tectónica o discordante. En ocasiones el contacto entre la FT y el IC es aparentemente transicional, además, se observa en relación de intrusión con rocas granítico-pegmatíticas, tal vez relacionadas con el Tronco de Totoltepec. Estas ambigüedades aparentes son resultado de la deformación intensa que afecta a la FT, y oscurecen sus relaciones de contacto originales; sin embargo, aunque tectonizadas, en algunos casos es posible identificarlas. El contacto superior de la

FT es con las capas rojas terciarias del Cenozoico, pero cabe resaltar que nunca se observó subyaciendo a las rocas sedimentarias de la cobertura paleozoica. La descripción de las relaciones de contacto y sus implicaciones se discuten enseguida.

III.2.1 Relaciones de contacto con el litodema Cosoltepec (IC)

Determinar la naturaleza original de las relaciones de contacto entre la FT y el IC no es sencillo; sin embargo, en la porción noroeste, sobre el camino que une a San Pedro Coayuca y Cerro Gordo, en las inmediaciones de este último poblado, está expuesto el contacto entre ambas unidades (Figura III.3).

La base de la FT está constituida por un conglomerado compuesto por clastos de cuarzo lechoso y filitas, seguramente derivados de el IC. Hacia la parte superior de la FT se observan pizarras y meta-areniscas de composición cuarzo feldespática y volcanoclástica. La disposición de las capas de ambas unidades definen una discordancia angular. El contacto es en general subhorizontal y se observa retrabajado, sin embargo es clara su naturaleza discordante. Cabe destacar que en otras regiones la posición del contacto es vertical y está tectonizado, por ejemplo en la región de San Rafael, al poniente del poblado de Acatlán o en las inmediaciones de San Jerónimo Xayacatlán.



Figura III.3. Contacto entre la Formación Cosoltepec y la Formación Tecomate. El contacto está señalado con el martillo. Cerro Gordo, Pue.

En el área tipo de la FT, el IC está compuesta por filitas con intercalaciones de cuarcitas. Esta litología es similar a ciertas unidades de la FT, que junto con la deformación que afecta a ambas secuencias se observan intercaladas por deformación y el contacto da la apariencia de ser transicional; sin embargo, el IC presenta una litología relativamente monótona y con vetas abundantes de cuarzo deformadas que no presenta la FT, así como la abundancia de cuarcitas. El

contacto en esta área es paralelo y varía desde subhorizontal hasta subvertical. En la parte sur del área tipo de la FT la Unidad Volcanosedimentaria Cuajilote y la Secuencia Cuaulote están en contacto con el IC, sugiriendo la relación original discordante. El contacto entre estas unidades también se examinó en los alrededores de San Jerónimo Xayacatlán, donde se observó estructuralmente concordante, vertical y abrupto. Ambas unidades están igualmente tectonizadas aparentemente, la diferencias litológicas entre estas unidades son incipientes. El IC consiste en filitas y la FT en esta localidad está compuesta por pizarras, filitas con metacalizas, que sirven como horizonte guía, y meta-areniscas feldespáticas, las cuales desaparecen bruscamente al entrar en contacto con el LC. Un buen afloramiento donde se observa esta relación es sobre la carretera federal que comunica a Acatlán de Osorio con Ixcaquixtla, a la altura de San Jerónimo Xayacatlán.

III.2.2. Relaciones de contacto con el Esamble Metamórfico Piaxtla (ESM).

En la barranca de Cualutla, al sur del rancho de Tecomate (Figura III.1), se observan rocas verdes con granate correspondientes a las rocas de alta presión en contacto con una secuencia de areniscas y lodolitas con intercalaciones de calcarenitas, correspondientes a la FT, el contacto es paralelo y tajante, donde es contrastante el grado de metamorfismo y deformación que afecta a estas unidades (Figura III.4).

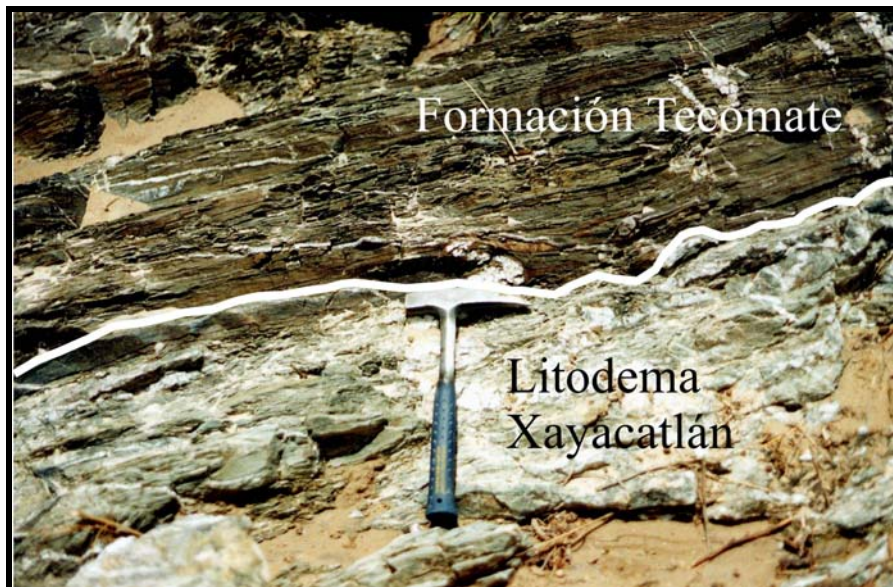


Figura III. 4. Contacto entre la Formación Tecomate y las rocas verdes del Ensamble Metamórfico Piaxtla. En este caso se observa una secuencia de areniscas, calcarenitas y lodolitas de la Secuencia Horcón con rocas verdes del Ensamble Metamórfico Piaxtla. Localidad barranca Cualutla, San Pablo Anicano, Pue.

También al norte de Acatlán, cerca de la terracería que une a San Vicente Boquerón con Acatlán de Osorio, se observa el contacto tectónico entre un cuerpo serpentínico de dimensiones pequeñas, que hacia el contacto con la FT consiste en un esquistos de talco de aproximadamente un metro de

espesor. Las pizarras de la FT están afectadas por una falla vertical y el contacto estratigráfico entre ambos paquetes no se pudo establecer. El cuerpo ultramáfico es acompañado por gneises micáceos con metamorfismo retrógrado, lo cual es común en los cuerpos serpentiniticos de las rocas del Ensamble Metamórfico Piaxtla.

III.2.3. Relaciones de contacto con los Granitoides Esperanza (GE)

Otra de las unidades del CA con la que está en contacto la FT es con los Granitoides Esperanza (GE). Los GE afloran ampliamente hacia la porción occidental y sur del área. En la parte oriental dominan las unidades metasedimentarias de la FT. En la porción central del área, se observa el contacto entre estas unidades, particularmente en el área de Acatlán y Francisco González. En la localidad tipo de la FT se observan intercaladas tectónicamente ambas unidades como resultado de la intensa deformación que las afecta obliterando sus relaciones iniciales. El contacto entre estas unidades en la mayoría de los casos es paralelo y tajante. La posición del contacto varía desde subhorizontal hasta vertical. Los GE están en contacto con la unidad Volcanosedimentaria Cuajilote y con la unidad Cuaulote (Figura III.5).



Figura III.5. Contacto entre la Formación Tecomate y los Granitoides Esperanza. El contacto es discordante. Barranca del Cuajilote, Acatlán Pue.

En el arroyo Cuaulote la relación de discordancia entre la FT y los GE es clara, la cual se manifiesta por el desarrollo de un conglomerado en la parte basal de la FT con fragmentos derivados de los GE. El conglomerado está compuesto predominantemente por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, fragmentos de filitas, esquistos y de metagranito, además de granos ocasionales de mica blanca y biotita crenuladas. A pesar de la deformación intensa que afecta a estas unidades y que las formas de los cristales minerales de los GE y de los clastos de la FT no son los originales, el tamaño de unos y otros son comparables, sugiriendo poco transporte.

Cabe destacar que a lo largo del contacto entre estas unidades existen variaciones en el tamaño de los constituyentes de las unidades metasedimentarias, conservándose su composición cuarzo-feldespática. La descripción de las variaciones litológicas de la FT a lo largo de su contacto con los GE se realizó en la parte correspondiente a la descripción de las unidades de la FT.

En el arroyo Frijolar es donde se observa mejor la intercalación tectónica de la FT y los GE (Figura III.1). Esta intercalación se interpreta como resultado de la deformación intensa que comparten estas unidades (Figura III.1); sin embargo, no se descarta la probabilidad que al menos algunos de los afloramientos de los GE correspondan a grandes bloques desprendidos de los GE. Esta interpretación tal vez explique el espesor relativamente delgado y continuo de los bloques de los GE, los cuales en algunos casos no exceden los 5 m. La presencia de estos bloques grandes, marcan al menos en las porciones donde están en contacto estas unidades el inicio de la sedimentación que originó a la FT.

Otro aspecto que cabe mencionar es que, dada la intensidad de la deformación, el contacto entre la FT y los GE siempre es paralelo con respecto a la foliación, pero su naturaleza original no es clara; sin embargo, al analizar los minerales accesorios de los GE y compararlos con los minerales pesados de la FT se observó que varios grupos de zircones pertenecientes a los GE, entre otros minerales, están presentes en la FT. Esto indica que para cuando ocurre el depósito de la FT, parte de los GE ya estaba expuesta y además fue una de las fuentes de sedimentos de la FT. Esto se muestra con detalle en el capítulo IV de esta tesis. En términos generales se han observado que algunos de los minerales accesorios de las unidades inferiores del CA están presentes en la FT como minerales pesados, junto con los fragmentos de los GE en el conglomerado basal de la FT, lo cual sugiere una dinámica muy activa.

III.2.4. Relación de contacto con el Tronco de Totoltepec

Hacia la porción oriental del área de interés, en los alrededores del poblado de Totoltepec, aflora el Tronco de Totoltepec, cuya relación de contacto con la FT es tectónica, aunque se considera que la relación primaria es de intrusión debido a la presencia de meta-areniscas intrusionadas por cuerpos pegmatíticos en los alrededores del poblado de Totoltepec. La FT está compuesta en esta región por rocas de la Unidad Volcanoclástica Cuajilote intercalada con la unidades Cuaulote y la Caliza Frijolar. Cabe mencionar que en esta región en la descripción original se había considerado a las rocas verdes de la Unidad Volcanoclástica Cuajilote como parte de la Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978). La intercalación de rocas verdes con metasedimentos es resultado de la deformación intensa que afectó a estas unidades, pero ambas unidades son parte de la FT.

La relación original entre el Tronco y la FT es de intrusión, la cual se puede observar en el poblado de Tonahuixtla en el límite sur del Tronco (Figura III.6). El Tronco también está limitado por algunas fallas normales que lo ponen en contacto con la FT y el IC hacia su porción nororiental y por una cabalgadura que también yuxtapone al Tronco con la FT y el IC en la parte sur del Tronco (Figura III.7). Los afloramientos de el IC que están en contacto con el Tronco son de dimensiones locales y no cartografiables a la escala utilizada. Al norte el tronco está cubierto por rocas sedimentarias, reportadas como del Paleozoico y descrita como formación Piedra Hueca (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2000); sin embargo la edad está confirmada ya que los fósiles en los que se basa no son contundentes para determinar un alcance estratigráfico bien constreñido. Cabe mencionar que en su límite oriental el Tronco intrusión a un gabro muy cizallado que corresponde a las etapas tempranas del magmatismo sobre el cual también descansa parte de la cobertura sedimentaria.

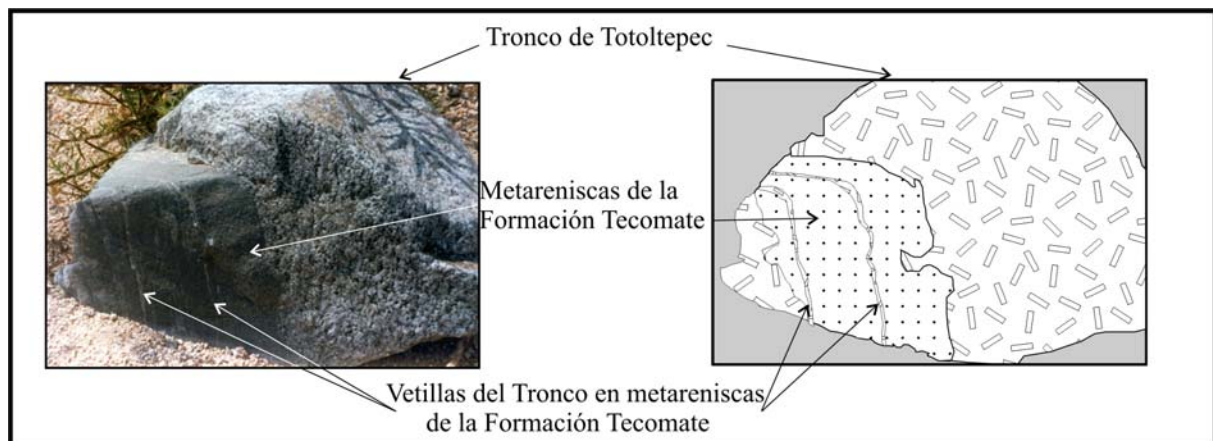


Figura III.6. La ilustración corresponde a un bloque rodado, sin embargo es claro como el Tronco de Totoltepec intrusión a un cuerpo de arenisca de la Formación Tecomate. Nótese las vetillas derivadas del Tronco dentro de la Formación Tecomate

El Tronco de Totoltepec presenta una deformación dúctil que permitió el desarrollo de foliación a nivel local con una orientación W-E modificada por plegamiento y es aparentemente originada por cataclasis. Esta foliación no es continua y desaparece localmente. Es importante resaltar que la foliación ya había sido observada por Fries y colaboradores (1970). Con base en las observaciones de campo y por la distribución de sus afloramientos es probable que el tronco se haya emplazado como un cuerpo tabular inclinado hacia al norte, observándose en su parte norte una deformación frágil-dúctil, incrementándose hacia el sur que se manifiesta por la presencia de sectores ultramiloníticos. En este contexto, es importante resaltar que la banda de ultramilonitas del límite sur del Tronco es similar a la presentada en las rocas que lo circundan; sin embargo, la orientación de ambas bandas es diferente oeste-noroeste 290 en el tronco y norte-sur en la en las rocas que lo rodean. Es probable que esto sea resultado del efecto de una sinforma, inclinada al N.

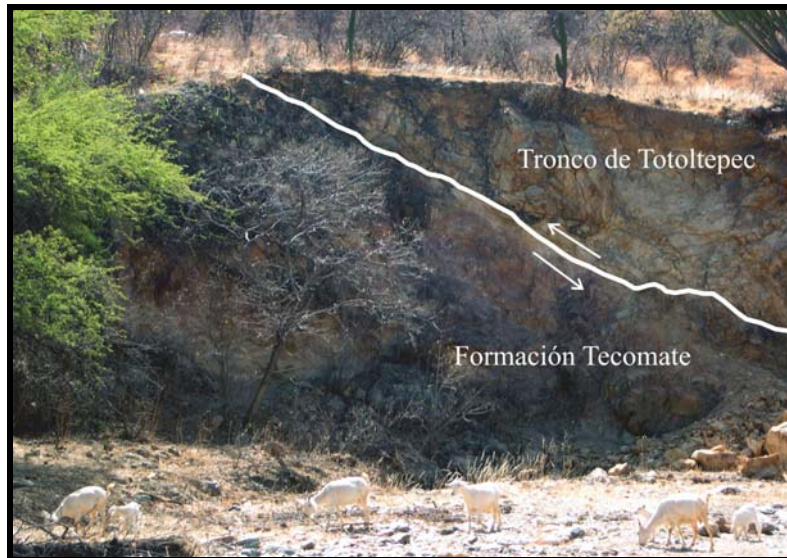


Figura III.7. Contacto tectónico entre el Tronco de Totoltepec y la Formación Tecomate. El contacto es una falla en régimen frágil. Localidad camino entre Santo Domingo Tianguistengo y rancho El Limón, Oaxaca.

Al Tronco de Totoltepec se le ha asignado una edad U-Pb de 287 ± 2 Ma (Yañez et al., 1991) interpretada como edad de cristalización, por lo cual la deformación del tronco pudiera estar evidenciando una fase de deformación en el Pérmico Tardío. Malone et al. (2002) consideran que la FT y el Tronco de Totoltepec comparten esta deformación, donde el emplazamiento del Tronco pudiera ser sintectónica y por lo tanto la relación entre estas unidades es de intrusión.

III.2.5. Relaciones de contacto con el Litodema El Rodeo

Los afloramientos principales de el litodema El Rodeo están expuestos en la porción noroccidental del área de interés y más al norte del área de estudio. La característica más sobresaliente es su color verde y el predominio de las rocas metavolcánicas. Anteriormente, esta unidad se interpretó como la parte predominantemente volcánica de la FT (Sánchez-Zavala *et al.*, 2000; Ramírez-Espinosa, 2001). La confusión se debe a que el litodema El Rodeo incluye pizarras y metareniscas, similares a las de la FT y está en contacto tanto con el Ensamble Metamórfico Piaxtla como con el LC (Figura II.1); sin embargo, trabajo de campo posterior evidenció que son dos unidades diferentes y con una distribución más amplia de lo que se creía. En algunos casos, rocas verdes descritas como parte de la Formación Xayacatlán, pertenecen en realidad al Litodema El Rodeo.

En la localidad tipo de la Formación Tecomate, se observa a rocas metavolcánicas de el litodema El Rodeo sobreyaciendo en contacto tectónico a la FT. Sobre el camino que une al rancho Tecomate con San Pablo, se observa a la FT descansando sobre la parte metavolcánica de el Litodema el Rodeo, además algunos de los horizontes de metareniscas conglomeráticas y

metaconglomerados se observan fragmentos de rocas verdes, de pizarras y de filitas, los cuales seguramente provienen de esta unidad sugiriendo la relación discordante entre estas unidades.

En la parte central del área de estudio, en la Barranca de las Ollas, localidad tipo de la Formación Xayacatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978), se observa el contacto entre la FT y un complejo plutónico intensamente milonitizado con un espesor estructural de aproximadamente 1000 m. Este complejo plutónico está compuesto por metagabros, hornblenditas ultramáficas y granitos pegmatíticos. La variación litológica original está modificada por la milonitización intensa que afecta a estas rocas, que probablemente son parte de el Litodema El Rodeo, lo que origina un zoneamiento estructural compuesto por protomilonitas-ultramilonitas y milonitas afectados por un metamorfismo de grado medio.

Este complejo plutónico es el que está en contacto con la FT, la cual en esta área consiste en pizarras negras de la secuencia Horcón y la metacaliza Frijolar. El espesor estructural de la secuencia Horcón es de aproximadamente 100 m. El contacto es subvertical y abrupto destacando el contraste entre el metamorfismo y la deformación de ambas unidades, lo cual sugiere una relación inicial discordante retrabajada tectónicamente. Las pizarras y la caliza de la FT forman el núcleo de un sinclinal. Su contacto es estructuralmente concordante, paralelo y abrupto con el complejo plutónico. En esta localidad, también se observa al oeste el contacto tectónico entre el IC y el complejo plutónico. Al oriente se observa también un contacto tajante y paralelo entre la FT y los GE, destacando en este caso el bandeamiento gneísico de los GE versus la foliación incipiente de las pizarras de la FT.

III.2.6 Relaciones de contacto con la Formación Matzitzi.

En los afloramientos más orientales del Complejo Acatlán (Figura II.1) se observa su contacto con el Complejo Oaxaqueño. Este contacto produjo la Falla de Caltepec, a lo largo de la cual se emplazó el granito sintectónico Cozahuico (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2003; Elías-Herrera, et al., 2005). Sobre el camino de terracería que comunica a los Reyes Metzontla con Tehuacán, se observa a una secuencia de filitas y meta-areniscas finas, metarcosas, metacalcarenitas y mármoles. Esta metasecuencia en su conjunto es idéntica con la FT y está cubierta en discordancia por el conglomerado basal de la Formación Matzitzi (Figura III.8). Esto es importante porque constriñe la edad mínima de la FT al Pérmico Temprano y muestra a la Formación Matzitzi como la unidad de traslape entre el Complejo Acatlán y el Oaxaqueño. Además evidencia la participación de la FT en la yuxtaposición de los complejos Oaxaqueño y Acatlán.



Figura III.8. Contacto entre la Formación Matzitzzi y la Formación Tecomate. El contacto es claramente discordante y destaca la deformación de la Formación Tecomate, la cual está afectada por un granito deformado que pudiera corresponder al Granito Cozahuico.

Por último, En su área tipo la Formación Tecomate está intrusionada por un manto gabroico sin deformación de edad desconocida. Cabe destacar que este es el único sitio donde se ha reconocido este cuerpo. También es cubierta por un derrame andesítico de probable edad terciaria.

III.3. Estratigrafía de la Formación Tecomate

A pesar de que las rocas metamórficas de la región de Acatlán se conocen desde finales del siglo XIX, fue hasta 1970 cuando se describen y diferencian con base en sus características litológicas (Rodríguez-Torres, 1970). Este autor establece la primera división informal de las unidades metamórficas del área de Acatlán, entre ellas describe una secuencia predominantemente clástica con caliza laminada y le asigna el nombre de Formación Tecomate. Posteriormente Ortega-Gutiérrez (1978) formaliza la descripción de las diferentes unidades metamórficas y las integra dentro del Complejo Acatlán. A la Formación Tecomate la describe dentro del Subgrupo Acateco, junto con la Formación Xayacatlán. Estudios posteriores la consideran como la unidad de traslape entre el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1993). También se le ha relacionado con la evolución de un arco de islas y de un rift intracontinental o una cuenca tras-arco (Ramírez-Espinosa, 2001; Sánchez-Zavala et al., 2000). Los últimos datos obtenidos, que se describen y discuten a continuación, sugieren que la Formación Tecomate en realidad pertenece a la cobertura paleozoica sobre el Complejo Acatlán. Sin embargo, su deformación, metamorfismo y sus relaciones de campo con las unidades inferiores del CA evidencian su importancia en la evolución tectónica del CA.

A la FT se le ha considerado como la unidad estratigráfico-estructural superior del Complejo Acatlán (Rodríguez-Torres, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1978), mencionándose siempre lo diferente de su litología con respecto al resto de las unidades del complejo; nunca se describieron sus

relaciones de contacto y su edad se asignó únicamente basado en sus características litológicas, contrastándolas con respecto a las del resto de las unidades del CA. La FT consiste en rocas metasedimentarias predominantemente clásticas que debido a sus características litológicas se agruparon informalmente en varias unidades, todas descritas en su área tipo (figura III.9). En su base la FT consiste en una secuencia de lodolitas y areniscas con horizontes esporádicos de caliza, que en su porción inferior está compuesta por un conglomerado y que se describen como Unidad Cuaulote. También hay una segunda unidad compuesta por sedimentos siliciclásticos con evidencias de feldespatización y afectada por pegmatitas de procedencia local aparente, probablemente relacionadas a la actividad ígnea que originó a los cuerpos intrusivos de los Hornos/Palo Liso y al Tronco de Totoltepec y que se describe como Unidad Horcón. También se presenta rocas volcanoclásticas descrita como Unidad Volcanoclástica Cuajilote, cuya composición dominante es andesítica. Por último la FT contiene dos unidades muy características que dada su litología y distribución son buenos horizontes estratigráfico-estructurales: La caliza y conglomerado Frijolar (Figuras III.1; III.2 y III.9).

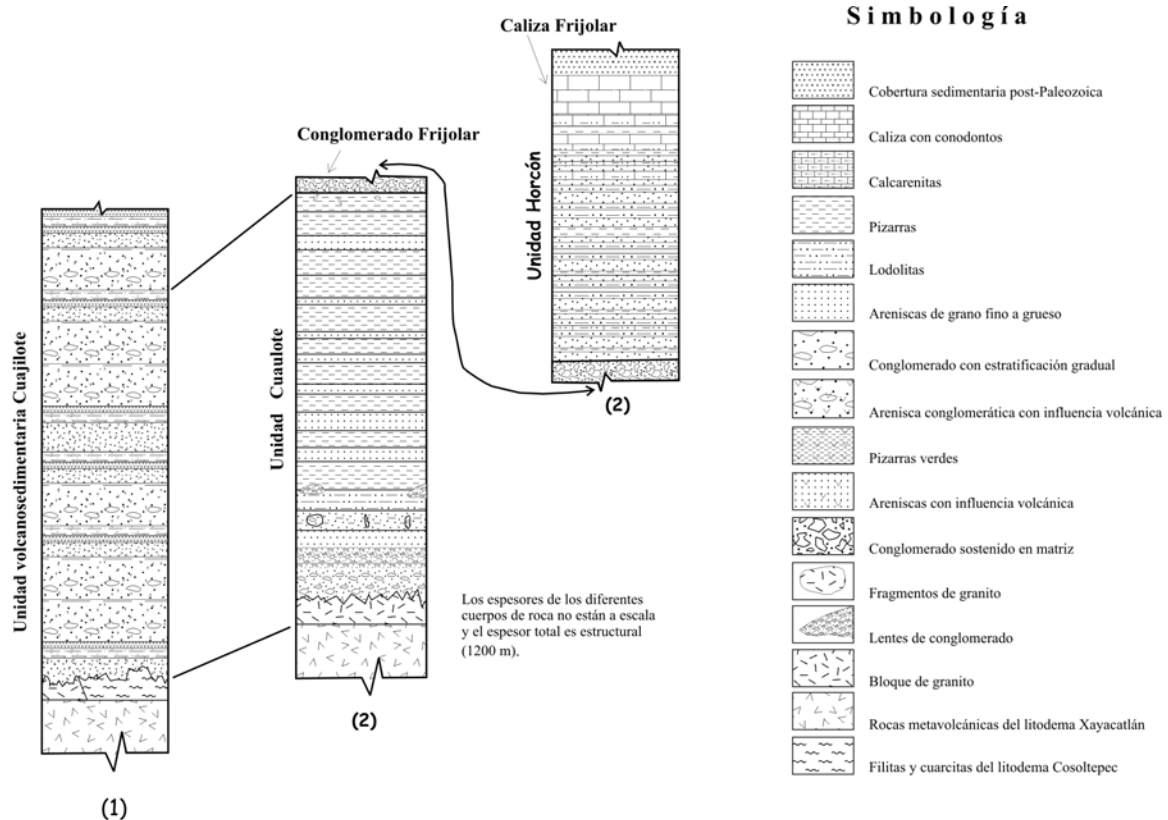


Figura III.9. Litología y estructuras primarias de las unidades que componen a la FT en su localidad Tipo, Rancho de Tecomate, Acatlán de Osorio, Pue. (1) Localidad arroyo El Cuaulote y (2) Arroyo El Frijolar.

III.3.1. Unidad Cuaulote

En términos generales la distribución de los cuerpos de roca en el área tipo de la FT tienen una orientación casi norte sur, con algunas variaciones, que en conjunto permiten determinar las estructuras de deformación. Esta distribución de los cuerpos de roca permite observar la presencia constante de un cuerpo granítico con un espesor de 50 m en promedio, el cual se ha interpretado como parte de bloques desprendidos de un margen continental, tal vez correspondientes a los Granitoides Esperanza. Estos cuerpos señalan la base de la FT sobre la que descansa un conjunto de rocas predominantemente clásticas y que se describe como Unidad Cuaulote porque es precisamente en el arroyo Cuaulote, donde está mejor expuesta la base y la parte superior de esta unidad y es de fácil acceso (Figuras III. 1, III.2 y III.9).

Su parte inferior es un conglomerado, compuesto predominantemente por granos de feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, aunque también presenta fragmentos líticos y granos ocasionales de mica blanca y biotita crenuladas (Figura III.10). Es masivo y puede confundirse con los bloques de granitos que señalan la base de la unidad (Figura III.10).



Figura III.10. Conglomerado basal de la Secuencia Cuaulote. Su mineralogía es de Feldespato K, cuarzo, biotita cloritizada, fragmentos de esquisto y filita. Localidad Arroyo Cuaulote, Tecamate, Puebla.

De hecho, en los detritos que lo componen no se observa evidencias de un transporte prolongado, la apariencia que tiene es la de un granito intemperizado (Figura III.11A), sólo se diferencia por la presencia de algunos fragmentos líticos de esquistos, pizarras y granito deformado y el desarrollo de una estratificación burda y su transición gradual a areniscas de grano grueso. Las areniscas varían desde conglomeráticas cuarzo-feldespáticas a arcosas (Figura III.11B) y esporádicamente son ortocuarcitas.

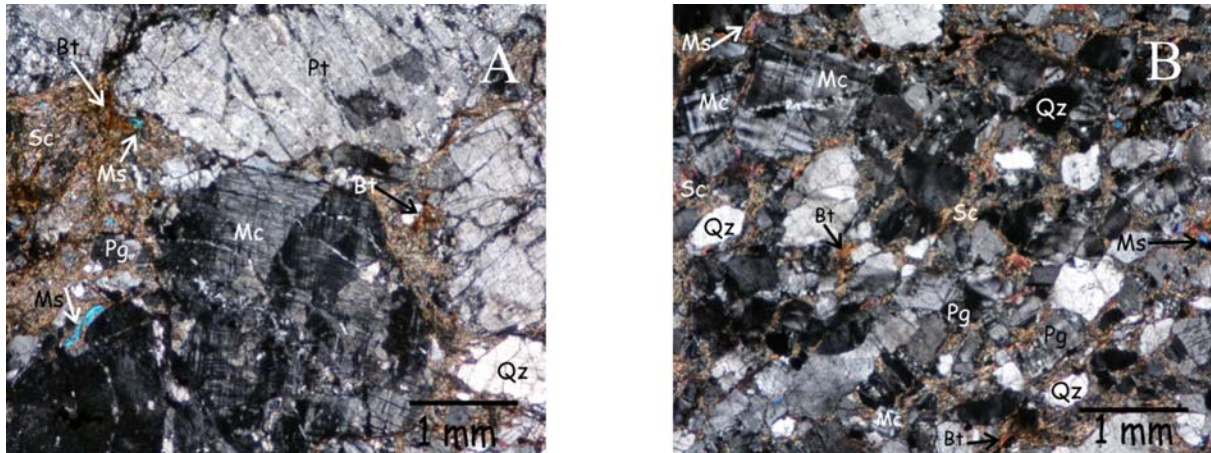
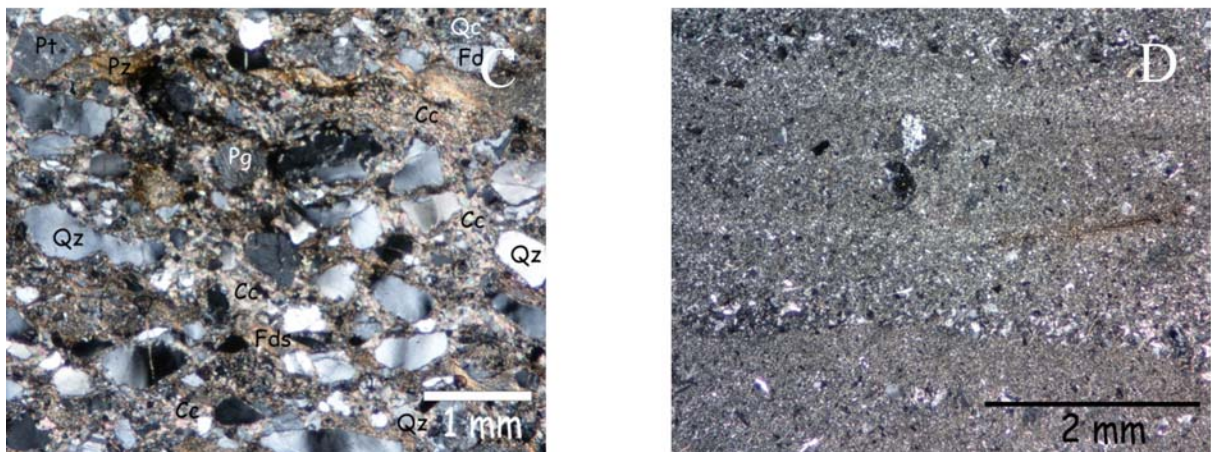


Figura III. 11, Fotomicrografías de la Unidad Cuauclote. A) Conglomerado cuarzo-feldespático, consiste de microclina, inter crecimientos pertíticos, en algunos casos alterada parcial o totalmente a sericita, cuarzo mono y policristalino, biotita, mica blanca y fragmentos líticos. La mineralogía de la roca y los efectos diagenéticos y de deformación “regeneró” una textura granítica, lo cual sugiere que su fuente principal es el granito que le subyace. B) Arcosa; consiste de microclina, feldespato potásico y cuarzo, algunos de los feldespatos están seritizados; también presenta granos pequeños de biotita y mica blanca; la intensa recristalización originada por la deformación penetrante hace difícil la determinación de la forma original de los clastos debido al efecto de a presión/solución.



C) Calcarenita. Los granos de tamaño heterogéneo son predominantemente de cuarzo mono y policristalino, feldespatos seritizados total o parcialmente, biotita, mica blanca y fragmentos de pizarra todos ellos cementados por calcita, recristalizada. D) Pizarra, en realidad corresponde a una limolita-arenisca fina (microturbidita) compuesta en su mayor parte por granos de cuarzo y feldespato, además de mica blanca esporádica. Se observa gradación entre la limolita y la arenisca: Nótese la presencia de los granos de cuarzo policristalino “flotando” en las partes de grano fino, en términos generales la matriz es arcillosa.

.Qz=cuarzo monocristalino; Qzp=cuarzo policristalino; Mc=Microclina; Fds=feldespato indeferenciado seritizado total o parcialmente; FK=feldespato potásico; Pg=Plagioclasa; Pt=pertita; Sc=Sericita; Cc=calcita; FL=fragmento lítico; Pz=fragmento de pizarra; Mt=matriz; Bt=biotita; Qc=metapedernal o cuarcita. Gr=metagranito

De una localidad a otra existen variaciones litológicas. Por ejemplo, en el arroyo Horcón la base de la secuencia está compuesta por un espesor de 30 cm de arenisca conglomerática intercalada con pizarra que varían a un conglomerado cuarzo-feldespático con un espesor de 40 cm, el cual a su vez gradúa a arenisca conglomerática y a un conglomerado de aproximadamente 1.5 m de espesor. Este conglomerado varía gradualmente a una arenisca con intercalaciones de pizarra negra

(Figura III.11D). La pizarra negra comienza a ser más abundante hasta ser en todos los casos la litología dominante en la parte superior de la secuencia (Figura III.12).

En general la unidad Cuaulote está compuesta predominantemente por granos de cuarzo y feldespatos con fragmentos líticos esporádicos, sin embargo, localmente, se observa aporte de carbonatos, que se manifiestan como lentes pequeños de calcarenita, como el observado en el arroyo el Horcón (Figura III.11C). Las pizarras son negras y dispuestas en láminas finas de cuarzo y minerales opacos con láminas ocasionales de carbonatos. Las intercalaciones de pizarra se presentan a lo largo de toda la secuencia hasta dominar en su parte superior.



Figura III.12. Pizarras negras de la parte superior de la Secuencia Cuaulote. Nótese el contacto con el Conglomerado Frijolar. Arroyo del Cuaulote, Tecamate, Pue.

Los clastos del feldespato de las partes conglomeráticas de la secuencia tienen en promedio 2 cm de diámetro, aunque llegan a alcanzar los 7 cm. Además, conservan su aspecto prismático y euhedral, lo cual, junto con la presencia de cuarzo y biotita, le dan al conglomerado un aspecto granítico que dificulta su identificación, sugiriendo muy poco transporte. El espesor del conglomerado basal es de aproximadamente 20 m. La arcosa está compuesta por cuarzo, microclina, plagioclasa y granos esporádicos compuestos por intercrecimientos perfiticos (Figura III.11B) En muestra de mano esporádicamente se observa cuarzo azul que indudablemente revela una fuente de terrenos metamórficos de grado alto. Los fragmentos de cuarzo son monocristalinos con extinción ondulante y policristalino con bordes suturados (cuarcita y/o pedernal). En cantidades accesorias se observa clorita, mica blanca, biotita cloritizada y calcita. Los minerales pesados más abundantes son: zircón, turmalina y apatito.

Los bloques graníticos de la base de la unidad sobreyacen en discordancia a las rocas metavolcánicas del Ensemble Metamórfico Piaxtla. El contacto es tectónico y paralelo, sin

embargo, la deformación y litología de ambas unidades es contrastante y sugiere una relación primaria discordante. En el arroyo el Frijolar se observa, en contacto con el granito un paquete de arenisca de color verde cuyo protolito es difícil de definir, aunque probablemente es una metagrauvaca predominantemente cuarzo-feldespática, cuyos constituyentes están triturados evidenciando deformación frágil, posterior a la dúctil. Es posible dado su espesor, forma tabular y distribución espacial del bloque granítico se haya derivado del margen continental con el cual se inicia la depositación de la FT.

En este contexto, es importante mencionar que en esta área el bloque de granito descansa sobre una secuencia predominantemente volcánica mediante un contacto paralelo y brusco, sin evidencias de intrusión. El contacto superior de la unidad también es paralelo y tajante; sin embargo, debe resaltarse que se presentan algunos fragmentos líticos similares a los que contiene el Conglomerado Frijolar, que se describe más adelante, incluidas las pizarras, por lo que se considera este contacto como normal. En la barranca Cuaulote se observan lentes de pizarra dentro del conglomerado Frijolar.

III.3.2. Unidad volcanoclástica Cuajilote (UVC)

En el área tipo de la FT, sobre el arroyo El Frijolar y el Horcón, aflora un cuerpo de roca con una distribución amplia y cuyo rasgo más característico es su color verde. También se observa en la barranca del Cuajilote, en la porción sur de su área tipo, donde es la unidad dominante (Figura III.1).

En general, los constituyentes ígneos de la FT son piroclásticos de composición intermedia a riolítica e intrusiones pequeñas de composición félsica (Ramírez-Espinosa, 2001), destacando un espesor de rocas volcanoclásticas de composición andesítica y que definen a la Unidad Volcanoclástica Cuajilote, aunque esta unidad también contiene abundantes rocas metasedimentarias detríticas.

La UVC consiste en una secuencia de areniscas, pizarras y filitas con abundantes detritos volcánicos e intercalaciones de rocas volcanoclásticas de composición intermedia y ocasionalmente félsica. Su característica dominante es su coloración verde (Figura III.13). En términos generales las pizarras y las filitas son laminares y dispuestas en espesores hasta de 30 m. Las areniscas tienen entre 10 cm y 3 m de espesor, dispuestas en estratos de 10 a 40 cm de espesor; en las rocas volcanoclásticas tienen estratos entre los 10 y 40 cm. Las pizarras y las filitas están compuestas por una alternancia laminar de clorita y minerales arcillosos transformados a mica blanca, intercaladas con láminas compuestas por mosaicos de cuarzo con extinción ondulante y feldespatos

(Figura III.14A). En su conjunto las pizarras y filitas están crenuladas. También son abundantes los granos de minerales opacos, apatito, zircones y óxidos de Ti. Es común observar fracturas rellenas de calcita.



Figura III.13. Unidad Volcanoclástica Cuajilote. El rasgo característico de esta unidad es su color verde. Arroyo del El Frijolar, Tecomate, Pue.

Por otro lado, las cuerpos de arenisca presentan matriz abundante, variando su porcentaje, pero siempre superior al 15% que la ubican en el campo de las grauvacas (Figura III.14B) y ocasionalmente en el de las litarenitas feldespáticas (Figura III.14C). La diferencia más notable es en cuanto a la cantidad y matriz. Tanto las grauvacas como las litarenitas son rocas mal clasificadas y con matriz abundante. Las grauvacas se caracterizan por la presencia de cuarzo monocristalino con extinción ondulante y en menor proporción cuarzo policristalino.

En abundancia al cuarzo le siguen granos de plagioclasa con un tamaño variable y ocasionalmente feldespato potásico. También, aunque escasos, se presentan fragmentos líticos de pizarras, filitas e incluso esquistos. La matriz está compuesta por arcilla recristalizada parcialmente a mica blanca y pequeños granos de cuarzo. Los efectos de la deformación que afecta a la roca dificulta el reconocimiento de los límites entre los granos y la matriz, así como su forma y tamaño originales.

Los minerales pesados reconocidos son , zircones con formas diferentes que varían desde redondeados a perfectamente prismáticos, titanita, apatitos prismáticos, granate y fragmentos de anfíboles. También se reconocieron granos de epidota y turmalina. Cabe destacar que en las areniscas en ocasiones se puede observar estratificación gradada e incluso presenta porciones de arenisca conglomerática, distinguiéndose a simple vista granos de feldespato y cuarzo (Figura III.14D).

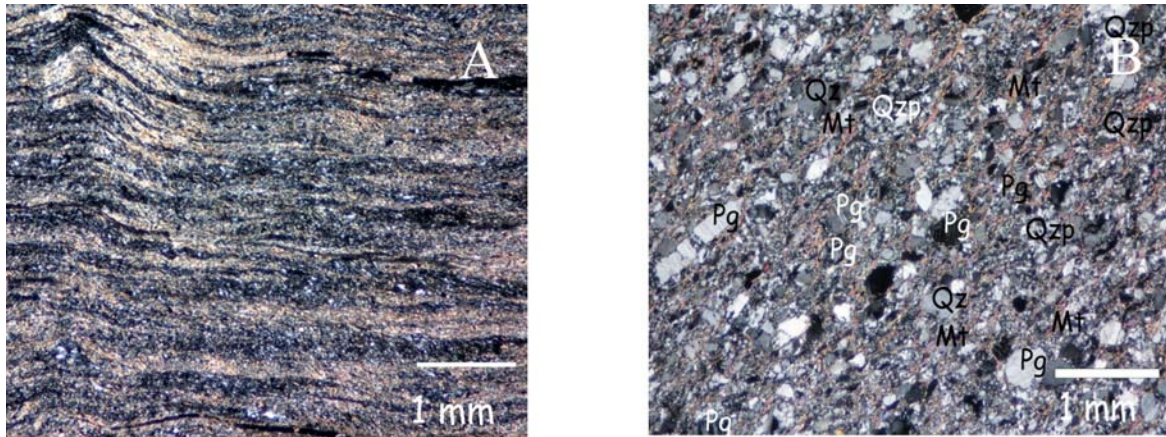
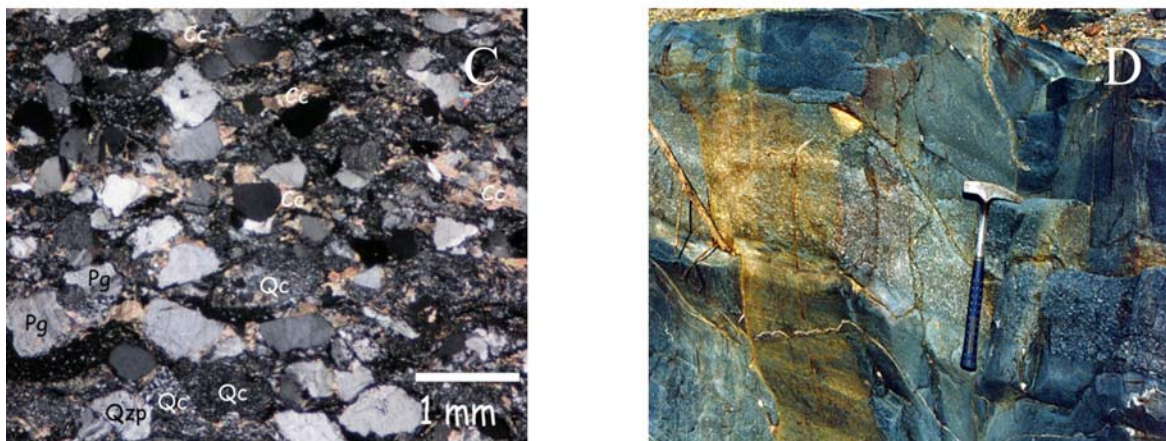


Figura III. 14 A) Pizarra de la secuencia volcanosedimentaria Cuajilote. Las pizarras están compuestas por láminas de clorita y minerales arcillosos transformados a mica blanca, intercaladas con láminas de cuarzo con extinción ondulante y feldespatos. Las pizarras están crenuladas. B) Grauvaca de la secuencia volcanosedimentaria Cuajilote. Están compuestas de cuarzo mono y policristalino, plagioclasa y en menor proporción feldespato potásico, esporádicamente se observan algunos fragmentos líticos de cuarcita, pizarra y esquisto de mica blanca y cuarzo. Su tamaño de grano es heterogéneo y está muy recrystalizada. La matriz es de clorita, mica blanca y cuarzo. Es notable la abundancia de plagioclasa con respecto al feldespato potásico.



C) Litarenitas de la secuencia volcanosedimentaria Cuajilote. Está compuesta por cuarzo mono y policristalino, plagioclasa de tamaño heterogéneo y ocasionalmente feldespato potásico. Los fragmentos líticos abundantes son de esquisto de cuarzo y mica blanca, filita, cuarcita, los cuales en ocasiones se confunden con el cuarzo policristalino debido a la recrystalización de la roca y fragmentos de metapedernal. En general la roca está muy recrystalizada. Contiene también calcita producto de la alteración de las plagioclasas. D) Estratificación gradada en areniscas gruesas y conglomerado fino. Arroyo del Cuajilote.

Qz=cuarzo monocristalino; Qzp=cuarzo policristalino; Mc=Microclina; Fds=feldespato indeferenciado seritizado total o parcialmente; FK=feldespato potásico; Pg=Plagioclasa; Pt=pertita; Sc=Sericitita; Cc=calcita; FL=fragmento lítico; Pz=fragmento de pizarra; Mt=matriz; Bt=biotita; Qc=metapedernal o cuarcita. Gr=metagranito

Las pizarras están compuestas por laminaciones de cuarzo, calcita, sericitita-mica blanca clorita y láminas ocasionales de grafito intercalados con laminas de cuarzo y minerales arcillosos.

En el sector sur del área tipo de la FT, en las inmediaciones del poblado Cuajilote, la unidad volcanoclástica se observa en contacto discordante sobre el IC, mientras que en la parte oriental del arroyo el Frijolar se observa intercalada con bloques derivados de los GE. Su contacto superior no es claro, sin embargo, se considera normal con la secuencia Horcón. Es importante mencionar que

la presencia de MP en la Unidad Volcanoclástica Cuajilote derivados del Granitoide Esperanza indican una relación primaria discordante, relación que se discute posteriormente. La posición estratigráfica de la Secuencia Horcón sobre la Secuencia Cuaulote y sobre la Unidad Volcanoclástica Cuajilote sugiere una variación lateral entre estas dos últimas unidades.

Cabe destacar que en diferentes niveles estratigráficos de la FT se observan intercalaciones de cuarcitas, particularmente en la secuencia del Cuaulote que pueden confundirse con rocas volcánicas de composición riolítica. Además presenta cuerpos aplíticos y pegmatíticos deformados que feldespatizaron a esta unidad.

En el poblado de Las Nieves rumbo al poblado de Los Adelfos (Figura III.1) se observa un contacto concordante entre las pizarras-areniscas negras de la unidad Cuaulote, localizadas bajo del conglomerado Frijolar y las rocas verdes, posiblemente relacionados al Litodema El Rodeo. El contacto es paralelo, aunque su verdadera naturaleza no se observa. Cabe destacar que en la unidad Cuaulote, en los sectores de pizarra, ligeramente carbonosa, se colectaran varias muestras para su análisis por palinomorfos encontrándose *Acinosporites* sp. género común en el Devónico, aunque esporádicamente llega presentarse en el Carbonífero y en el Pérmico Temprano (E. Martínez, comunicación escrita, 2004).

III.3.3. Conglomerado Frijolar

Los afloramientos más accesibles de esta unidad están en el Arroyo del Frijolar, al sur de la Ranchería de Tecomate (Figura III.1). También hay buenos afloramientos sobre la terracería que une a la ranchería de Tecomate con el poblado de San José Álamo poco antes del arroyo del Frijolar y en las cañadas Cuaulote y Horcón. El espesor de la unidad es variable, desde 20 metros hasta 100 m y su forma es lenticular (Figura III.2). Es importante resaltar que aunque no es considerable su espesor, su distribución es suficientemente amplia para considerarlo como una unidad estratigráfica-estructural guía de la FT, al menos en su área tipo. El conglomerado presenta clastos de rocas graníticas de grano medio a grueso y de metarriolita. Ocasionalmente se observan pequeño cantos de cuarcita y de gneises, así como de filitas. También se observan algunos fragmentos silícicos delgados y alargados de 0.5 cm de espesor (metapedernal ?). Los fragmentos están elongados y su tamaño varía de 1 cm a 50 cm, aunque ocasionalmente alcanzan 1 m; en su mayoría tienen entre los 10 y 40 cm de (Figura III.15).

La composición de matriz del conglomerado es arcósica (Figura III.17A), mientras la de los clastos varía de una localidad a otra; por ejemplo, en el arroyo Cuaulote el conglomerado está compuesto por granos cuarcita de 2 a 5 cm de tamaño, rocas metagraníticas y esporádicamente

fragmentos de esquistos (Figura III.17 B, C y D), en todos los casos es clara la deformación intensa de los constituyentes.



Figura III.15. Conglomerado Frijolar en la localidad tipo de la FT. Está compuesto predominantemente por fragmentos de metagranitos. Nótese lo elongado de los clastos que oblitera su forma y tamaño original. Localidad: arroyo Frijolar, Tecomate, Puebla.



Figura III.16. Conglomerado Frijolar restaurado a su forma original por retrodeformación. Nótese la forma original angular y los tamaños heterogéneos de los granos. La textura es de grano soportado en matriz. Es importante destacar que en ocasiones la presión por solución oscurece la relación original entre la matriz y los cantos del metaconglomerado

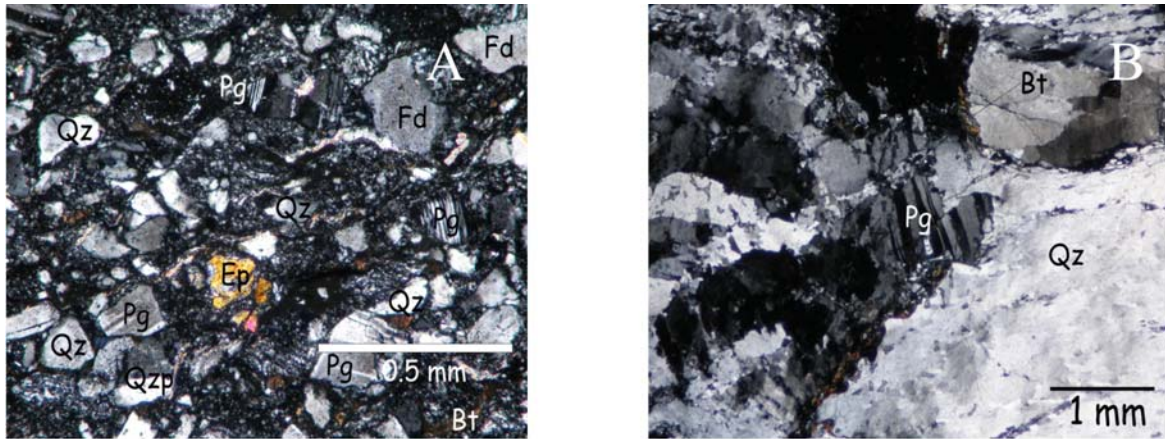
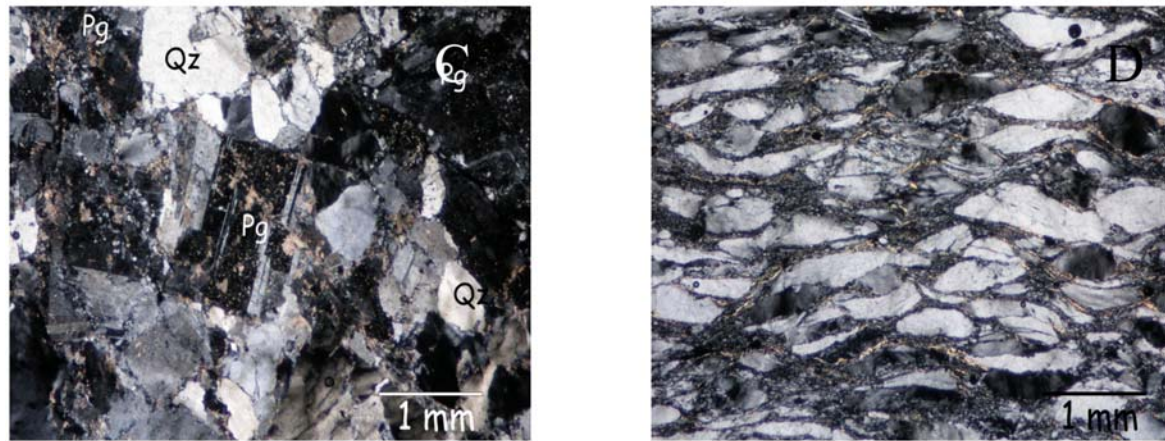


Figura III. 17. A) Matriz arcósica del Conglomerado Frijolar. Está compuesto por granos de cuarzo mono y policristalino, plagioclasa, feldespato potásico, así como biotita, titanita y epidota esporádicas. En general está recrystalizado. La plagioclasa tiene maclas deformadas y sin de formación: La matriz es fina y compuesta de cuarzo y arcilla. B) Fragmentos líticos de meta granito. En la fotografía se observa al cuarzo con una recrystalización intensa que origina pseudogranos de cuarzo que tienen sobreimpuesta una extinción ondulante. También se observa un cristal de plagioclasa y biotita cloritizada.



C) Clasto de metagranito, Compuesto de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Los feldespatos están parcialmente seritizados y el cuarzo tiene una extinción ondulante. D) Clasto de cuarcita. El cuarzo está totalmente recrystalizado dinámicamente, lo cual origina nuevos granos. Este clasto es similar a las cuarcitas que se observan en la Formación Ahuatlán, en el arroyo Cuau lote, al suroriente de Acatlán de Osorio, Pue.

Qz=cuarzo; Fd=feldespato indeferenciado; Pg=Plagioclasa, Ep=epidota, Bt=biotita.

Por otro lado, al surponiente de Huajuapán de León, en las inmediaciones de la presa de Yosocuta, contiene fragmentos de granito gneisico semejantes a los que contiene el Complejo Oaxaqueño (Ortega-Gutiérrez, 1978). Este mismo autor menciona que cerca de las unidades calcáreas contiene cantos alargados y angostos de composición calcárea. La naturaleza y procedencia de este conglomerado con respecto a los que presentan conglomerados de la unidad Cuau lote, basada en el análisis de los clastos y de sus minerales pesados es diferente.

El contacto inferior del conglomerado Frijolar es normal con respecto a la secuencia Cuau lote y está marcada por la presencia de clastos graníticos aislados “flotantes” incluidos en las pizarras de la parte superior de la unidad Cuau lote, hasta observarse de manera tajante el conglomerado Frijolar (Figura III.10). En la cañada Cuau lote también se observa el contacto, aunque en este sitio

es brusco y paralelo y está marcado por lentes conglomeráticos dentro de la secuencia Cuaulote. Por otro lado, su contacto superior es brusco y paralelo con la unidad de Horcón.

III.3.4. Unidad Horcón

Esta secuencia destaca por su color negro y su distribución amplia. Sus mejores exposiciones se localizan en la Cañada El Horcón y en las inmediaciones del poblado de Las Nieves, inmediatamente al sur de Acatlán. En la cañada del Frijolar también tiene afloramientos buenos, así como sobre el camino que une a la ranchería de Tecomate con San Rafael (Figura III.1). Esta unidad de la FT tiene mayor espesor que es de hasta 500 m (Figura III.18).



Figura III.18. Unidad El Horcón. En la fotografía se observa el contacto entre calizas sucias con restos fósiles no identificables y areniscas. Localidad: barranca Chapultepec, sur de Ixcaquixtla, Puebla.

Consiste en una secuencia de areniscas, pizarras y calizas detríticas interestratificadas (Figura III.9). Los espesores de estos cuerpos de roca dentro de la secuencia son variables. Las areniscas varían desde grano grueso a fino, con espesores que van desde unos cuantos mm hasta los 30 m, dispuestos en estratos de 1 cm hasta 1.5 m. Las calizas intercaladas en las pizarras son sucias” (calcarenitas) en espesores delgados y son abundantes hacia la parte superior de la secuencia.

La base de la unidad Horcón está compuesta por intercalaciones de arenisca fina y media con pizarras silíceas y algunos horizontes de carbonatos sucios. La parte intermedia contiene pizarras parcialmente carbonosas en espesores de hasta 30 m que gradúan y se intercalan con areniscas de grano grueso y medio, donde destacan a simple vista granos de feldespatos y cuarzo de hasta 0.5 cm de tamaño incluidos en una matriz oscura. Hacia la parte superior presenta pizarras intercaladas

con areniscas de grano medio-fino y calizas. Las calizas se presentan en estratos de 1 a 30 cm y se hacen más abundante conforme se alcanza la cima de la unidad.

En general las areniscas son grauvacas y en menor proporción litarenitas y calcarenitas. Las grauvacas consisten en fragmentos líticos, granos de cuarzo, plagioclasa, microclina y granos con intercrecimiento perfitico, en ese orden (Figura III.19A). Los fragmentos líticos son de metagranitos, cuarcitas, metapedernal y ocasionalmente de esquistos de mica y filita (Figura III.19B).

Los fragmentos de metagranito están compuestos de microclina y/o perfitita y cuarzo. La cuarcita está compuesta por agregados de cuarzo con extinción ondulante y límites suturados. El metapedernal es sílice criptocristalino que tiende a ser redondeado y de formas elípticas con una extinción ondulante. Los fragmentos de esquistos son alargados y angulosos y están compuestos de mica blanca y cuarzo, así como fragmentos ocasionales de esquistos cuarzo-feldespáticos.

Los granos de cuarzo son policristalinos y monocristalinos. El cuarzo policristalino presenta recristalización metamórfica manifestada a través de límites suturados y difusos. El cuarzo monocristalino es angular y se caracteriza por su extinción ondulante. Las plagioclasas están seritizadas y la microclina presenta superficies turbias que sugiere una alteración intensa (Figura III.19C). También se presentan granos esporádicos de mica blanca y biotita cloritizada y crenulada.

La matriz es arcillosa, recristalizada a mica blanca, y cuarzo (Figura II.19A y C) y cabe destacar la presencia de intraclastos de arenisca. En lámina delgada se observan variaciones en el tamaño del grano que sugieren laminación primaria paralela, donde destaca su ritmicidad y estratificación cruzada.

También se observa estratificación gradada (Figura III.19D). La laminación cruzada se observa en las porciones de grano fino y está definida por el orientación y alineamiento que tienen los granos de mayor tamaño. La inclinación de la laminación cruzada termina tajantemente con las láminas horizontales. La laminación horizontal se caracteriza por la presencia de granos de biotita orientados con respecto a esta laminación, destacando por su tamaño mayor. Los granos pequeños tienden a ser angulosos, mientras los mayores son subredondeados, aunque su forma original está enmascarada por la deformación y la recristalización metamórfica de sus constituyentes. También en esta unidad se observan algunos intervalos con pliegues decimétricos que podrían representar estructuras tipo slump.

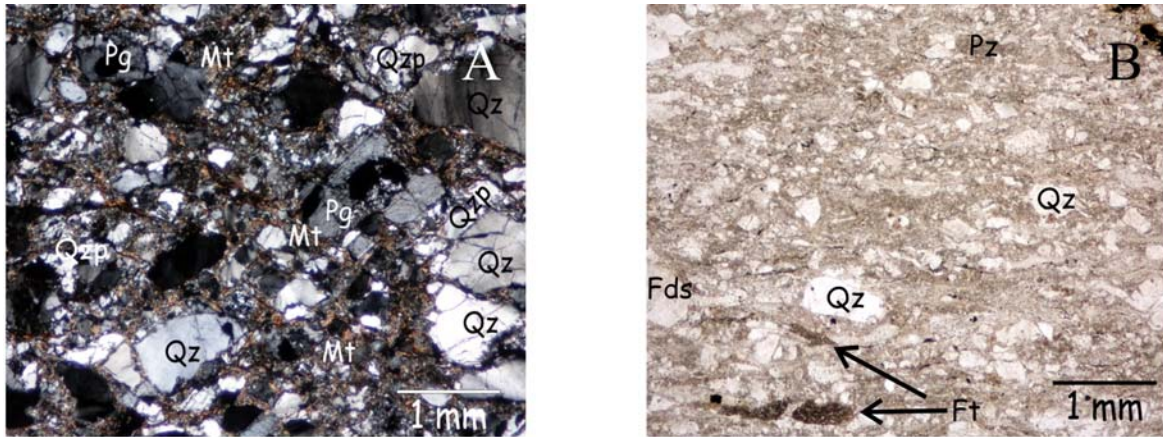
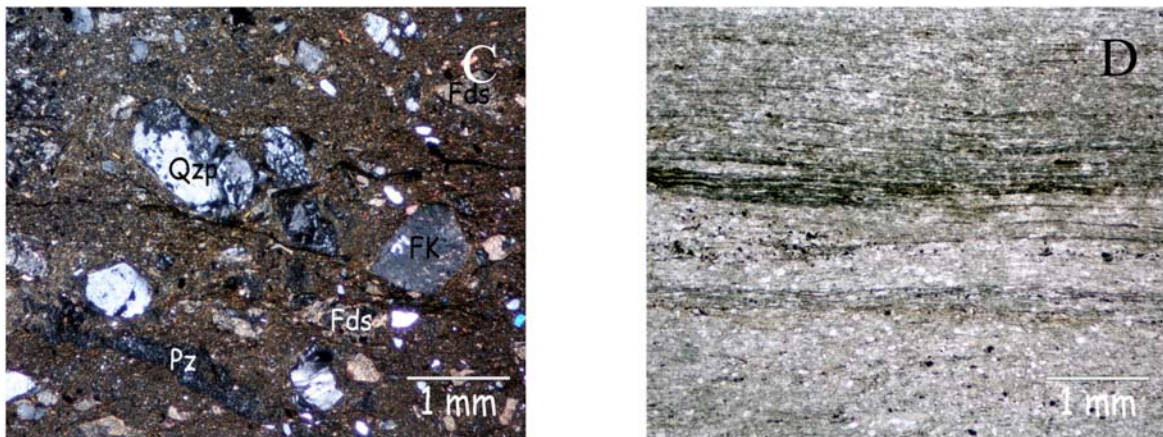


Figura III. 19 A) Grauvaca de la secuencia Horcón. Consiste de granos de cuarzo mono y policristalino, plagioclasa y feldespato incluidos en una matriz de cuarzo y arcilla recrystalizada. En la fotografía los granos más abundantes son los de cuarzo. B) Grauvaca; en la esquina inferior izquierda destaca la presencia de un fragmento de filita, en general los fragmentos líticos en las areniscas comunes. Los granos en tonos claros corresponden a cuarzo y los tonos un poco más oscuros a feldespatos seritizados. Fotografía tomada con nicóles paralelos. Una de las características de la secuencia es la heterogeneidad del tamaño y forma de sus constituyentes, así como la abundancia de su matriz.



C) Grauvaca con abundante matriz. En la fotografía destaca la presencia de fragmentos líticos de pizarra, feldespato seritizado total o parcialmente y cuarzo predominantemente policristalino, así como su matriz arcillosa. El grado de recrystalización de cuarzo policristalino en los distintos granos sugiere un origen diferente (esquisto cuarzo-feldespático, metagranito). D) Limolita y arenisca fina laminar. En la fotografía se observa, de la parte inferior a la superior, laminación gradada. Hacia la parte superior destaca la presencia de láminas de arcilla y minerales opacos, para posteriormente observarse un ligero incremento en el tamaño del grano.

Qz=cuarzo monocristalino; Qzp=cuarzo policristalino Fds=feldespato indiferenciado seritizado total o parcialmente; FK=feldespato potásico; Pg=Plagioclasa; Mt=matriz; Pz=pizarra; Ft=filita.

La litarenita está compuesta de granos de cuarzo, plagioclasa, microclina y fragmentos líticos, principalmente de cuarcitas, metagranitos y de esquistos (Figura III.20A).

También contiene en cantidades accesorias calcita, epidota y como cementante y matriz calcita y clorita, mica blanca respectivamente. Los fragmentos de metagranitos están compuestos por cuarzo, microclina, plagioclasa e incluso se observan intercrecimientos mirmequíticos. El cuarzo es policristalino con límites suturados de diversa intensidad además tienen una extinción ondulante sobrepuesta. Los granos monocristalinos tienen extinción ondulante y una forma angular. En general, tanto en las grauvacas como en las litarenitas los clastos tienden a ser subangulosos y

subredondeados, incluidos en una matriz arcillosa muy recrystalizada. Cabe aclarar que la deformación intensa y la recrystalización metamórfica oscurece las relaciones texturales originales; sin embargo, es posible identificar el dominio de la matriz sobre los granos en esta unidad. También se observan vetas deformadas rellenas de cuarzo microcristalino

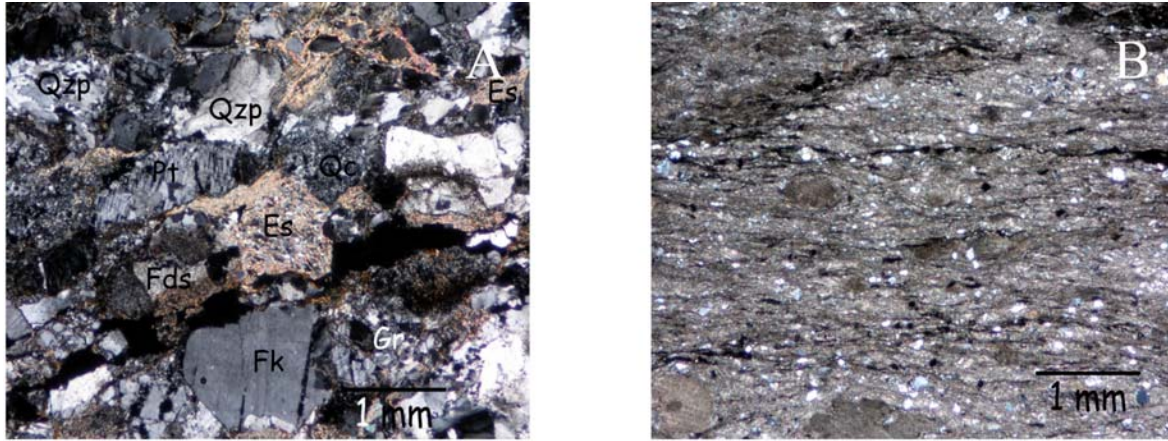


Figura III. 20 A) Litarenita de la secuencia Horcón. Está compuesta por fragmentos de roca y granos minerales de cuarzo policristalinos. Los fragmentos líticos que se observan son de esquistos cuarzo-feldespato y mica blanca, Feldespatos con diferente grado de alteración a sericita, metagranito y cuarcita. B) Calcarenita compuesta por calcita, cuarzo y feldespato, es notoria la orientación de los granos.

Qzp=cuarzo policristalino; Pt=pertita; Fds=feldespato sericitizado total o parcialmente, Fk=feldespato potásico; Gr=fragmento de metagranito

Los cuerpos calcáreos son calcarenitas y calizas detríticas compuestas de calcita y granos de cuarzo y feldespato, así como fragmentos líticos esporádicos de esquistos pelíticos (Figura III.20B). En lo general están muy recrystalizados con un buen desarrollo de lineación mineral, lo cual hace difícil reconocer sus características originales, sin embargo, posee granos monominerales de calcita, las cuales tienen formas que pudieran corresponder a bioclastos, probablemente oscículos de crinoides y moluscos no identificables. Las calcarenitas gradúan a un cuerpo de caliza de poco espesor, pero constante.

Las pizarras de la parte inferior de la secuencia son silicoclasticas y están intercaladas con areniscas con espesores variables que alcanzan hasta los 40 cm de espesor, las cuales conforme se alcanzan los niveles estratigráficos superiores están interestratificadas con calcarenitas de grano fino. En estos niveles estratigráficos las pizarras son ocasionalmente carbonosas. Cabe destacar que en algunas áreas de exposición, por ejemplo en la barranca de Chapultepec, al sur de Tepeji, se observan rizaduras de oleaje y rizaduras de interferencia. En general las estructuras primarias de esta secuencia sugieren un depósito de talud, que gradúa a un ambiente somero.

El contacto inferior de la unidad El Horcón es normal, aunque brusco con el conglomerado Frijolar. Su contacto superior es normal y transicional con la caliza Frijolar.

Recientemente, en un cuerpo de caliza marmolizada de la unidad Horcón, colectada en el arroyo Cuaulote, se identificaron fragmentos de conodontos correspondientes a *Gondolella sp.*, *Neostreptognathodus sp.*, y *Streptonathodus sp.*, los cuales sugieren fuertemente una edad del límite entre el Carbonífero y el Pérmico (Keppie et al., 2004), consistente con los hallazgos recientes de *Streptognathus bellus*, cerca de San Salvador Patlanoaya, que le asignan un alcance estratigráfico del Virgiliano Tardío-Pensilvánico superior y una afinidad del sur de los Urales y atípica en Norteamérica (Caridroit et al., 2002).

III.3.5. Caliza Frijolar

Esta unidad es la más característica de la FT debido a su color y expresión morfológica (Figura III.21), por lo cual representa un buen horizonte de referencia estratigráfico y estructural. Tiene forma lenticular y está distribuida ampliamente; se presenta en prácticamente todas las áreas donde aflora la FT, transgrediendo prácticamente a todas las unidades que constituyen a la FT. Tiene buenas exposiciones en varios tramos carreteros: aflora en la entrada poniente de San Jerónimo Xayacatlán, así como al sur de Acatlán, justo en el puente del Río Azuchilera, sobre la Carretera Panamericana, y sobre la terracería que une a los poblados de Tecomate con San José Álamo. Sin embargo, es sobre el arroyo Frijolar donde se observan mejor sus relaciones de contacto, por lo cual se le asignó el nombre informal de caliza Frijolar.



Figura III.21. Caliza Frijolar. Esta roca constituye un buen horizonte de referencia, dado lo constante de sus afloramientos y expresión morfológica. Localidad: Camino de terracería entre las rancherías de Tecomate y San José Álamo, al sur de Acatlán, Puebla.

La caliza consiste en calcita con proporciones variables de cuarzo, microclina y mica blanca (Figura III.22A) . Se presenta como un cuerpo tabular y lenticular con un espesor que varía de 0.5 a

20 m, con un desarrollo bien definido de foliación de plano axial, asociada a pliegues isoclinales, destacando la presencia de pliegues sin raíz. En algunas ocasiones se observa interestratificada con horizontes delgados de pizarra y filita, donde la caliza se presenta en capas de unos cuantos centímetros hasta 2 m (Figura III.22B). Una característica común de la caliza, particularmente en las porciones que están interestratificadas con las pizarras y areniscas, es que el intemperismo permite identificar algunas partículas de carbonatos de varios mm de tamaño que le dan un aspecto detrítico. Estas partículas son en su mayoría bioclastos los cuales, dada la deformación intensa de la caliza, no es posible identificarlos con precisión (Figura III.22C). La caliza posee un metamorfismo de bajo grado y tiene una deformación penetrante fuerte. La geometría de deformación de las maclas sugiere condiciones de deformación entre los 150 y 300°C (Figura III.22D, Paschier y Trouw, 1996).

Los fragmentos líticos que presentan la caliza son de metagranitos, filitas y esquistos. El cuarzo es policristalino de procedencia metamórfica y tiene fragmentos de feldespatos seritizados ocasionales. También se observan pequeños cristales autigénicos de cuarzo. La caliza a pesar de lo reducido de su espesor tiene una distribución amplia y de acuerdo a las observaciones de campo la caliza Frijolar representa la unidad estratigráfica-estructural más joven de la FT. Su contacto inferior es concordante con la Secuencia El Horcón, donde en ocasiones descansa directamente sobre sus pizarras carbonosas.

En la cañada Chapultepec, al sur de Tepeji de Rodríguez, se identificaron fragmentos de briozoarios y moluscos, que sugieren condiciones de depósito someras. También se han reconocido en otras localidades como en Santa Cruz Nuevo, al norte del poblado de Totoltepec, fragmentos de crinoides, que no son determinables. Mientras que al oriente de Acatlán, en los alrededores de Amatitlán, en las porciones intemperizadas de la caliza, Ruiz-Castellanos (1970) observó cuerpos de sección circular, que al microscopio aparentemente corresponden a oscículos de crinoides de edad no determinada. Ortega-Guitérrez (1978) encontró fragmentos de briozoarios y moluscos de edad no determinada, así como de cistoides (?). La presencia de cistoides sugiere un alcance estratigráfico máximo para la FT del Cámbrico al pre-Misisípico. Sin embargo, observaciones recientes deshecha esta inferencia (Keppie et al., 2004a).

Sobre la terracería que une a la Ranchería con San Pablo Amicano, casi en el límite sur de la caliza Frijolar, se colectó una muestra en la cual se identificó a *Sweetognathus subsymmetricus*, una especie de conodonto índice del Kunguriano (Leonardiano más superior, Pérmico Temprano) al Wordiano (Guadalupiano temprano, Pérmico medio). Estas especies son típicas de aguas someras y han sido identificadas en el sur de China y posiblemente las haya en Iran. En América del Norte no han sido identificadas (Keppie et al., 2004).

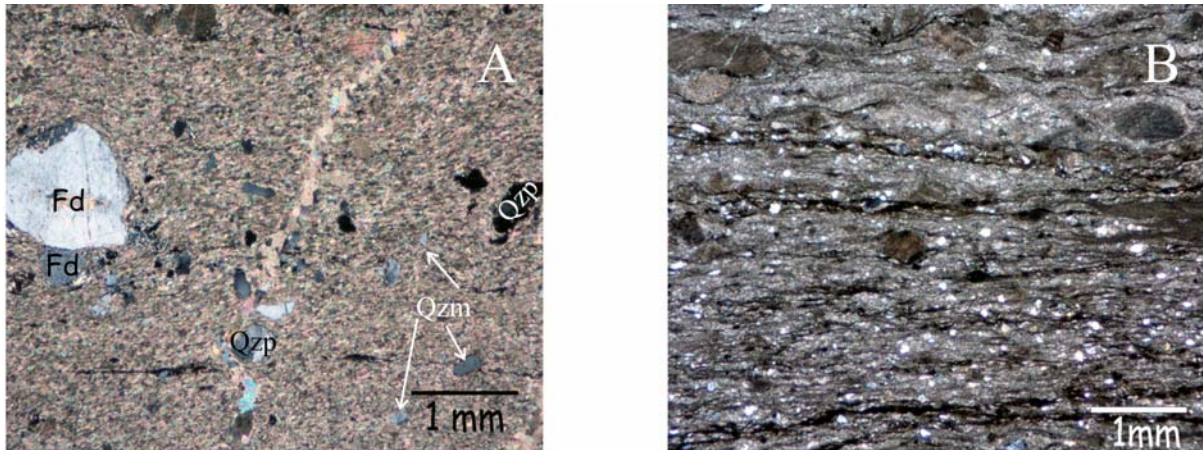
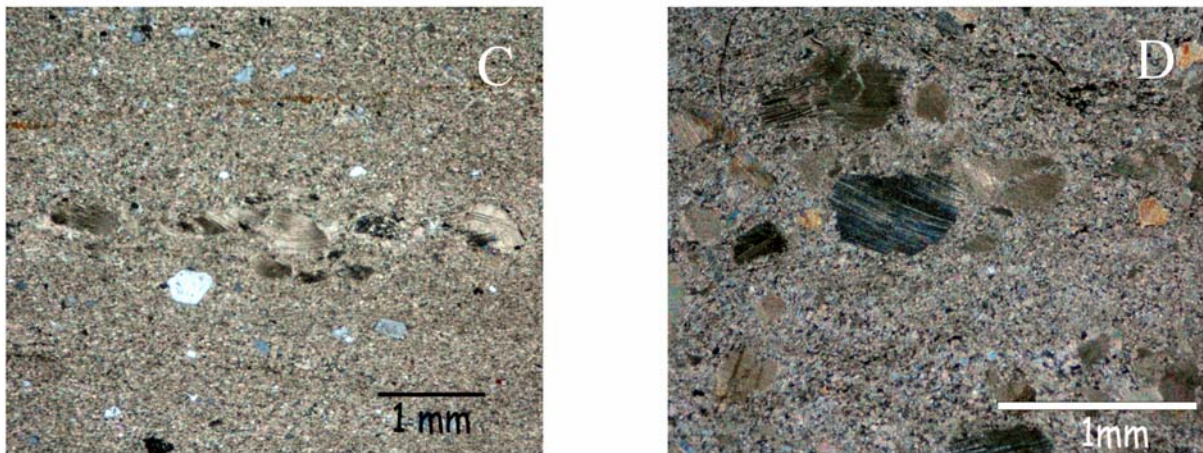


Figura III.22 A) Granos detriticos de la Caliza Frijolar. Los granos mas abundantes corresponden a cuarzo mono y policristalino y feldespatos incluidos en calcita, la cual está recristalizada. B) Caliza con abundantes granos de cuarzo y feldespato y la minaciones de minerales insolubles que gradúan a una caliza bioclástica. Nótese la perfecta orientación de los constituyentes de la roca que definen a la foliación.



C) La caliza presenta bioclásticos que debido a la deformación intensa que la afecta no son determinables; los bioclásticos están en la parte central de la fotografía. D) La recristalización dinámica en la caliza produjo la deformación de las maclas de calcita, cuya geometría sugiere que las condiciones de temperatura y presión bajo las cuales ocurrió el metamorfismo y la deformación fue entre los 150 y 300°C (Paschier y Trouw, 1996). Qzm=cuarzo monocristalino; Qzp=cuarzo policristalino Fd=feldespato indiferenciado.

III.4. Edad y correlación de la Formación Tecomate

III.4.1. Posición estratigráfica de la FT

Uno de los problemas propuestos a resolver para entender el significado de la Formación Tecomate (FT) fue su edad; sin embargo, la deformación y metamorfismo de la unidad hacen difícil establecerla. En las primeras descripciones, se sugirió una edad pérmica basándose únicamente en el contraste de su litología con respecto al resto de las unidades que forman al Complejo Acatlán (Rodríguez-Torres, 1970). Posteriormente se reconocieron algunos restos fósiles, entre los que destacan fragmentos de crinoides, briozoarios y moluscos no identificables (Ruiz-Castellanos, 1970). También se identificó tentativamente la presencia de cistoides (N. Rast *in* Ortega-Gutiérrez, 1993), organismos que tienen un alcance estratigráfico máximo pre-Misisípico, lo que ubicaría a la FT en el pre-Misisípico. Infortunadamente nunca se corroboró la presencia de estos organismos. Sin embargo, con base en sus relaciones de campo y estudios paleontológicos recientes y de zircons detríticos se ha podido constreñir mejor el alcance estratigráfico de la FT.

La FT, como ya se describió, descansa en discordancia, aunque tectonizada, indistintamente sobre las rocas del Ensamble Metamórfico Piaxtla y los litodemas el Rodeo y Cosoltepec. En este sentido, las edades U-Pb determinadas para los Granitoides Esperanza de 440 ± 14 Ma y de 471 ± 13 en zircons magmáticos (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Sánchez-Zavala et al., 2004) y de 418 ± 18 Ma en monacitas (Ortega-Gutiérrez *et al*, 1999) en su localidad Tipo, las reportadas en el área de Olinalá de 478 ± 5.2 Ma y de 1163 ± 30 Ma (Campa-Uranga et al., 2002) indican una edad pre-Silúrico. Junto con los datos reportados Rb-Sr en roca total de rocas verdes incluidas en el litodema Cosoltepec de 452 ± 22 Ma edad mínima (Ortega-Gutiérrez et al., 1999) y de la edad U-Pb en zircons de 442 ± 1 para la Formación Xayacatlán en su localidad tipo (Dostal et al., 2004); indican que el evento que originó y yuxtapuso a estas unidades ocurrió durante el OrdovícicoTardío-Silúrico Temprano, lo cual permite asignarle a la FT, basado únicamente en estos datos un límite inferior post-Silúrico Temprano.

Por otro lado, durante el desarrollo del trabajo de esta tesis, se muestrearon diferentes niveles estratigráficos de las distintas unidades que constituyen a la FT (Figura III.1), particularmente en sus porciones de grano fino (pizarras y en metareniscas finas). En las pizarras ligeramente carbonosas de la base de la FT (Unidad Cuaulote), se reconocieron varios tipos de palinomorfos en muy mal estado de conservación, sin embargo, esporádicamente se identificó un palinomorfo del género *Leiotriletes* (Naumova, 1939; ex Ischenko, 1952) (Figura III. 23), la cual tiene un rango estratigráfico amplio que

abarca del Devónico Temprano al Carbonífero temprano (Tourniasiano) (E. Martínez, comunicación escrita).

Este género palinomorfo puede representar varios tipos de plantas terrestres, por ejemplo briofitas, licopodios y helechos. La proximidad de los continentes al sitio donde se depositó la FT, también se puede demostrar por la abundancia de estos fitoclastos. Además se reconocieron acritarcas del grupo *Acanthomorfo* y género *Michrystidium*.

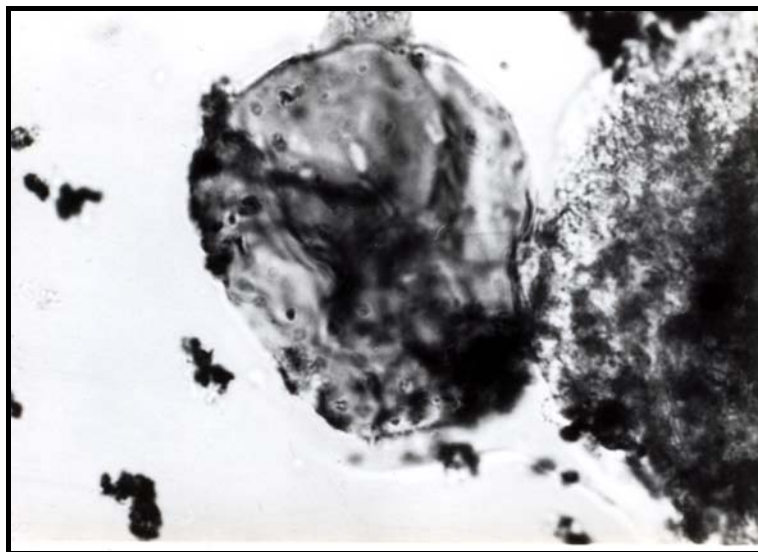


Figura III.23. En los sectores de pizarra de la Unidad Cuaulote se reconocieron esporádicas forma género *Leiotriletes* (Naumova, 1939; ex Ischenko, 1952). Su alcance estratigráfico es amplio: Devónico Temprano al Carbonífero Temprano (Toursiano).

Además se observaron algunas estructuras tubulares que probablemente correspondan a “smooth aseptate tubes”. Este tipo de estructuras pueden corresponder a cuatro especies del género *Laevitubulus*. Este tipo de estructuras se han identificado en rocas del Ordovícico, aunque el género es más abundante durante el Silúrico y Devónico (Martínez-Hernández, 2001, comunicación escrita). Su presencia se ha interpretado como de ambientes marinos someros e incluso continentales y sugiere la cercanía de la línea de costa (Martínez-Hernández, 2001, comunicación escrita). También se determinó la presencia de *Acinosporites* sp. Este género es común en el Devónico, aunque también se ha reconocido en el Carbonífero e incluso en el Pérmico Temprano (Martínez-Hernández, comunicación escrita) (Figura III. 24). Con base en lo anterior se puede deducir una posición estratigráfica inferior para la FT (Unidad Cuaulote) del Devónico Tardío-Pérmico temprano (Figura III.25).

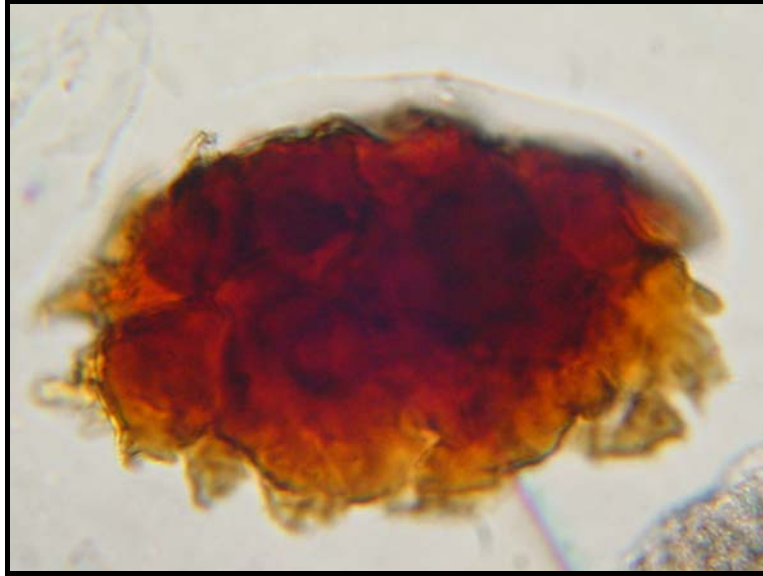


Figura III.24. Espora *Acinosporites* sp. Esta espóra se ha reconocido desde el Devónico al Carbonífero e incluso en el Pérmico. Fue reconocida en las pizarras de la Unidad Cuaulote, en la parte basal de la FT.

En este mismo sentido, en los sectores carbonatados de la FT (unidad Horcón), que estratigráficamente corresponden a la base de la parte superior de la Formación Tecomate, colectada en el arroyo Cuaulote, se reconocieron fragmentos de conodontos (Poole, 1998, comunicación escrita). Los fragmentos de conodontos corresponden a *Gondollela* sp., *Neostreptognathodus* sp., y *Streptognathodus* sp., que en conjunto indican una posición estratigráfica hasta el Pensilvánico muy tardío (límite Carbonífero-Pérmico). Por otro lado, Vega-Granillo (*in* Keppie *et al.*, 2004b) colectó muestras de mármoles en la porción superior de la FT (Caliza Frijolar) en los alrededores del Rancho de Tecomate, donde también se identificó un ejemplar completo de *Sweetognathus subsymmetricus* Wang, Ritter y Clark. Esta especie es exclusiva del Kunguriano Superior (Leonardiano Tardío) al Wordiano (Guadalupiano Temprano) (Pérmico temprano-Pérmico medio; Figura III.25); además sugiere climas tropicales y únicamente se ha identificado en el Sur de China, posiblemente en Irán, pero no en América del Norte (Mei y Henderson, 2001; Mei *et al.*, 2002).

Recientemente se identificaron algunos palinomorfos del género palinomorfos del género Sphaeromorfos “Leiospharidae” y algas verdes “Ficoma de Prasianophyte”, los cuales solo sugieren un ambiente marino somero (Enrique Martínez, comunicación escrita, 2007).

Si consideramos las asociaciones fosilíferas de la FT es probable que tenga un alcance estratigráfico del Devónico Tardío (Famneniano-Cisurialiano (Kunguriano) (Figura III.25).

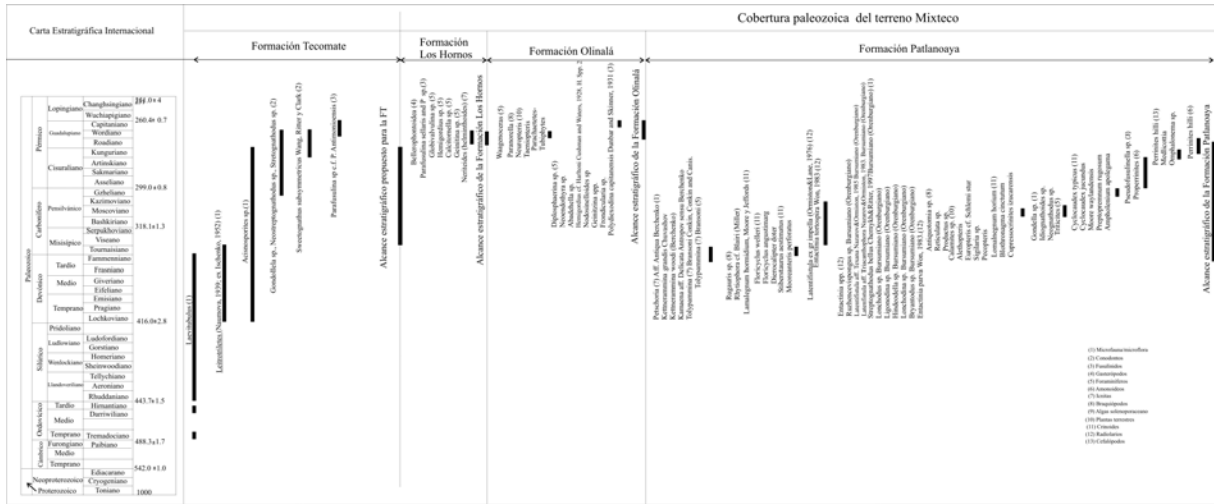


Figura III.25. Asociaciones faunísticas de las unidades de la cobertura paleozoica del Terreno Mixteco. Nótese que los fósiles encontrados en la Formación Tecamate son correlacionables con las de la Formación Patlayoaya. La Formación Tecamate es parte de la cobertura del Paleozoico del Terreno Mixteco.

Por otro lado, a través del análisis SHRIMP-RG (sensitive high-resolution ion microprobe-reverse geometry) se obtuvieron edades U-Pb en zircones detríticos que varían entre los 1450 y 264 Ma, en el área de Totoltepec, siendo la población más abundante la que tiene entre los 320 y 284 Ma (Figura III.21 y III.22; Keppie *et al.* 2004b). Esta última población de zircones representa las edades probables más tardías para el depósito de la Formación Tecomate (Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano), posterior a los 280 Ma y anterior a los 260 Ma (Figura III.30).

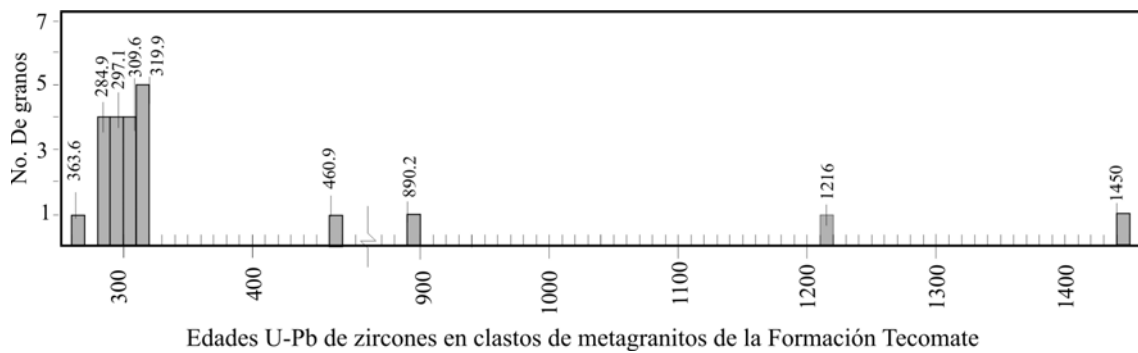


Figura II.26. Histograma de edades U-Pb en zircones de fragmentos líticos de granitos en metaconglomerados de la Formación Tecomate (modificado de Keppie *et al.*, 2004b)

Cabe mencionar que los fragmentos de granito obtenidos de la FT Keppie *et al.* (2004a) los consideran derivados del Tronco de Totoltepec cuya edad calculada es de 288 ± 2 Ma (Yáñez *et al.*, 1991) y 289 ± 1 (Keppie *et al.*, 2004). Es importante resaltar que Malone *et al.* (2002) consideran al Tronco de Totoltepec posiblemente sincolisional con una de las deformaciones que documentan para la FT, lo cual sugiere una relación primaria intrusiva, consistente con lo reportado por Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) que documentan la presencia de un granito sintectónico de 276 Ma, resultado de la yuxtaposición entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Según lo descrito por estos autores y por la relación de intrusión que se observa en los Reyes Metzontla, entre un granito deformado y la Formación Tecomate seguramente el Tronco de Totoltepec puede tener este tipo de relación con la FT en el área de Acatlán. En este sentido, es necesario revisar con detalle las edades U-Pb documentadas Keppie *et al.*, (2004a) para entender su significado. Es probable que representen una velocidad de exhumación extremadamente rápida para la FT, o bien que el metaconglomerado del cual se obtuvieron los fragmentos de granito, representen algunos canales dentro de las unidades superiores de la FT que redepositen los sedimentos derivados de la exposición de las unidades inferiores de la FT producto de su rápida exhumación. Otra consideración importante, es que la Formación Matzitz del Leonardiano (Weber *et al.*, 1987), no está deformada ni afectada por metamorfismo regional y cubre en discordancia a la FT, lo cual es un importante elemento para constreñir la posición estratigráfica de la FT en la localidad de los Reyes Metzontla. También debemos considerar la relación de discordancia entre la FT y el litodema el Rodeo, cuya relación de intrusión con el granito de la Noria de 371 ± 34 Ma (Yáñez *et al.*, 1991), sugiere una edad post-Devónico Medio para la FT.

Recientemente en el área de Metzontla, se colectaron micas blancas detríticas de una arenisca la cual estratigráficamente está intercalada con calcarenitas y que pudiera corresponder a la unidad Cualote de la FT. Estas micas fueron analizadas por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cuyo edad modelo es de 333.99 ± 1.98 (Elías-Herrera et al., en preparación).

Basado en sus relaciones de campo, datos paleontológicos, y geocronológicos para una parte de sus zircones detríticos, se considera que la FT tiene un alcance estratigráfico del Misisípico tardío a la parte más temprana del Pérmico tardío (Kunguriano) (Figura III.25). Este alcance estratigráfico es diferente al considerado con anterioridad, lo cual tiene implicaciones importantes en la historia tectónica del CA. Es la edad que se le ha asignado a la cobertura del terreno Mixteco (Formación Patlanoaya); además, permite constreñir la edad de la orogenia mixteca, propuesta para el Devónico (Sánchez-Zavala et al., 2000), ahora con estos datos se ubicaría justo en el límite entre el Pérmico Temprano y Tardío.

Ahora bien, las implicaciones de este alcance estratigráfico son interesantes dada la edad que recientemente se le ha asignado a el litodema Cosoltepec del Devónico-Misisípico (Keppie et al., 2006, Talavera et al., 2005, Macías-Romo, 2006; Keppie et al., 2008b) debido a la relación discordancia ambas unidades.

III.5. Correlación entre la Formación Tecomate y las unidades de la cobertura paleozoica del terreno Mixteco.

La FT es cubierta en discordancia por rocas sedimentarias mesozoicas y terciarias, sin embargo nunca se ha observado directamente descansando sobre ella a la cobertura paleozoica. El litodema El Rodeo si subyace a la cobertura Paleozoica y a la FT (Figura I.2). En el área de San Salvador Patlanoaya, se observa a la Formación Patlanoaya cubriendo al litodema el Rodeo aunque no es claro el tipo de contacto y justo en esta localidad se observa un conglomerado de composición predominantemente cuarzo-feldespática con fragmentos líticos de cuarcita, pizarra y metareniscas, probablemente derivadas de el litodema El Rodeo y las rocas del Esamble Metamórfico Piaxtla. Los Conglomerados tienen los mismos constituyentes que se observan en la FT. Cabe destacar que en la descripción original, Ortega-Gutiérrez (1978) menciona un cambio vertical y transicional de la FT al norte de Xayacatlán de Bravo a una secuencia de areniscas y pizarras intercaladas con conglomerados, caliza y hierro sedimentario, sin embargo, estas relaciones no pudieron corroborarse. En general la cobertura del terreno Mixteco es predominantemente clástica, con una influencia mínima de carbonatos. En todas las unidades los espesores de carbonatos son de unos cuantos metros. Lo mismo sucede con la FT (Figura III. 1).

La cobertura paleozoica del terreno Mixteco aflora en la porción occidental del CA, mientras que la FT está expuesta en la parte central y oriental del complejo (Figura I.2). Por otro lado, en la Formación Patlanoaya se tiene un buen control estratigráfico debido a la abundante fauna que posee (por ejemplo Vachard et al., 2001; 2004), lo que no sucede con la mayoría de las unidades de cobertura (Figura III.25). En la Formación Patlanoaya se han reportado algunos conodontos del tipo *Streptognathus bellus*, ubicando a este nivel estratigráfico en el Carbonífero tardío (Caridroit et al., 2002). En los hallazgos recientes de conodontos en la Formación Tecomate también se reporta la presencia de *Streptognathus sp.* lo cual es un buen elemento de correlación. En ambos casos los ejemplares se obtuvieron de calizas bioclásticas con grados diferentes de deformación (Figura III.25). Por otro lado, las edades obtenidas en zircones detríticos de la parte misisípica de la Formación Patlanoaya (Flores de Dios et al., 2002), son comparables a las obtenidas para la FT. Desafortunadamente se desconoce el control de muestreo de la Formación Patlanoaya (Flores de Dios et al., 2000).

Además la similitud de los constituyentes mineralógicos de algunos de los miembros conglomeráticos de la FT y de la Formación Patlanoaya pudieran evidenciar una relación temporal entre ellas. Además, también existen similitudes entre la formación Otate y la FT, por ejemplo en la presencia del mismo tipo de minerales pesados y del ambiente sedimentario propuesto para ambas unidades, sugiriendo su relación contemporánea y contigua.

Para el caso de la formación Los Hornos y Olinalá los alcances estratigráficos de estas unidades son posteriores, llegando a ser tan jóvenes como Wordiano-Capitaneano, caracterizada por la presencia de areniscas conglomeráticas, calcarenitas y lutitas del Pérmico Superior, los cuales pudieron depositarse después de las formaciones Otate, Patlanoaya y Tecomate (Figura III.27).

Es necesario destacar que la única unidad de las mencionadas con anterioridad con una deformación penetrante intensa y metamorfismo asociado cercano a la facies de esquisto verde es la FT, razón por la cual se le incorporó como una unidad más del CA (Rodríguez-Torres, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1978). Una explicación probable a esto se discute posteriormente.

Por último, en la región de los Reyes Mezontla, estado de Puebla, aflora como parte del CA una secuencia metarcósica con abundante mica blanca detrítica, metarenitas, calcarenitas y pizarras, que se extiende al sur, hasta Caltepec. Esta unidad seguramente corresponde a la FT, debido a sus similitudes litológicas y de deformación. La relación de esta secuencia es discordante bajo la Formación Matzitzi asignada al Leonardiano, 256-269 Ma (Weber, et al., 1987) (Figura III.8). Es una discordancia angular que restringe el límite superior de la unidad.

En el área de Caltepec se observa el contacto entre los Complejo Acatlán y Oaxaqueño, el cual está definido por una zona de falla intrusionada por un cuerpo granítico sintectónico, (Granito Cozahuico) del Pérmico temprano (275-270 Ma), donde la FT es partícipe de esta deformación, pero nunca está en contacto con el Complejo Oaxaqueño, lo cual descarta a la FT como la unidad de traslape entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño; la unidad sedimentaria que cubre a ambos complejos es la Formación Mazitzi, unidad que de traslape entre ambos complejos y es coherente con una yuxtaposición pérmica para estos complejos (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera et al., 2005).

En resumen, las características de las relaciones de contacto entre la FT con el resto de las unidades del CA indican fuertemente una relación de discordancia entre este complejo y la FT; mientras que sus características litológicas y cronoestratigráficas de la FT y de las unidades consideradas tradicionalmente como la cobertura sedimentaria paleozoica del terreno Mixteco las correlacionan. Una hipótesis que explica estas relaciones es que el depósito de la FT es contemporáneo al de la cobertura, donde su deformación fue resultado de la yuxtaposición pérmica entre el Complejo Oaxaqueño y el Acatlán a través de una tectónica transpresional que afectó a los sectores cercanos a los límites de estos terrenos.

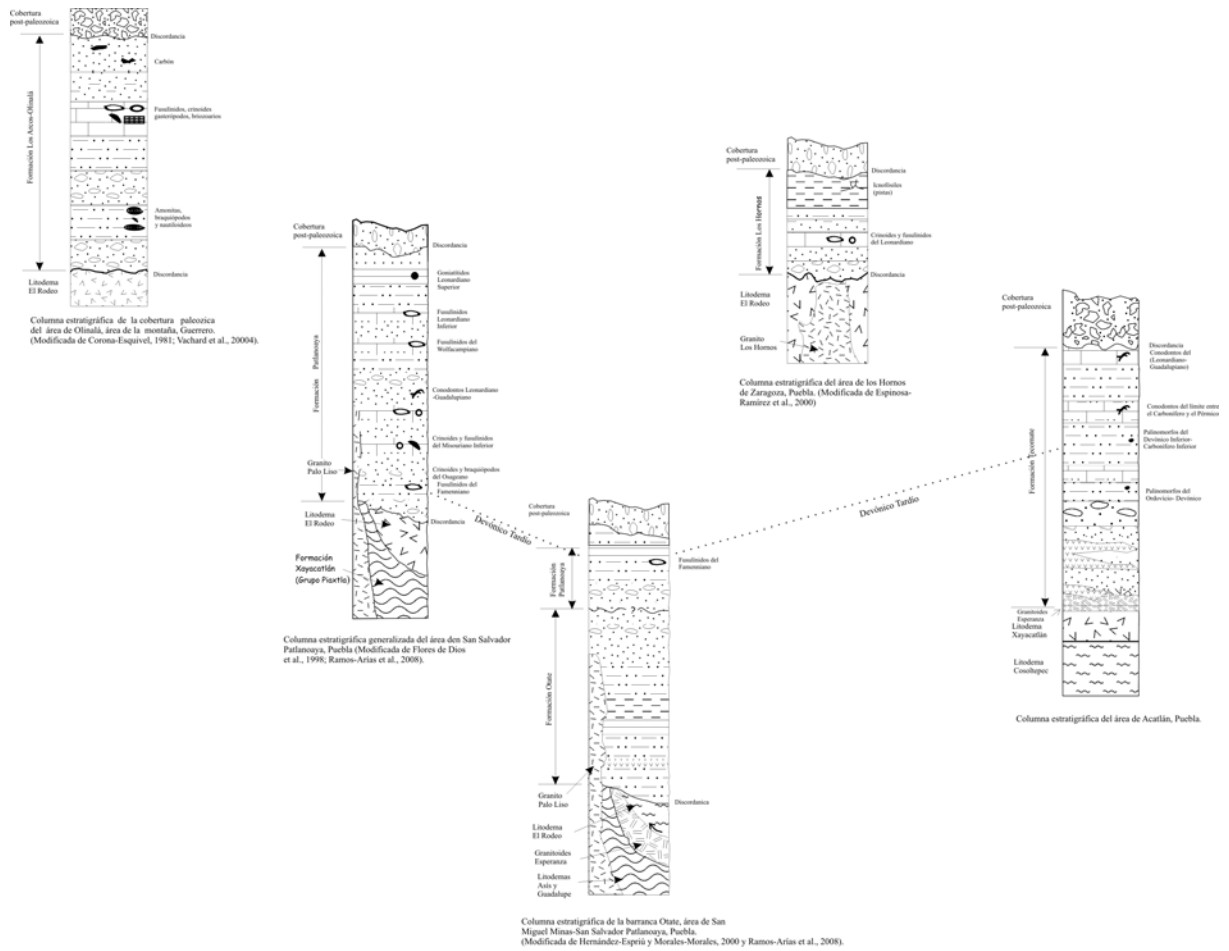


Figura III.27. Correlación estratigráfica entre las diferentes unidades que componen la cobertura paleozoica del Terreno Mixteco. Nótese la inclusión de la Formación Tecomate como parte de la cobertura. Las posiciones son de oriente a poniente. Las columnas son esquemáticas, no están a escala.

IV. Procedencia de la Formación Tecamate y algunas unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán.

IV.1. Introducción.

Los estudios de las rocas metamórficas en su mayoría están relacionados a las condiciones de presión y temperatura bajo las cuales ocurrieron los procesos que las transformaron y su contexto tectónico. Sin embargo, el avance en las técnicas analíticas y la implementación de metodologías, tradicionalmente empleadas para el estudio de los sedimentos y rocas sedimentarias, en secuencias afectadas por metamorfismo regional y deformación penetrante, permite abordar algunos aspectos vinculados con su historia pre-metamórfica, como es el caso de la procedencia de sus sedimentos.

En este sentido, uno de los problemas para entender la historia del Complejo Acatlán es su paleogeografía. Las relaciones que tienen las unidades diferentes del complejo son en general tectónicas, oscureciendo sus relaciones estratigráficas originales. La deformación intensa y el metamorfismo que posee el CA obliteran parcialmente las relaciones texturales primarias de sus rocas, oscureciendo el reconocimiento de los granos minerales y fragmentos líticos originales, así como sus límites, lo que restringe su utilidad como indicadores de procedencia y dificulta determinar su significado posible en términos de la procedencia de sus componentes sedimentarios. Sin embargo, a través del estudio de sus minerales pesados es posible hacer algunas inferencias. En este sentido, el estudio de los minerales pesados aporta información que, aunque cualitativa, es importante considerar en las propuestas de reconstrucciones paleogeográficas.

Los minerales accesorios de alta densidad ($> 2.89 \text{ gr/cm}^3$, correspondiente al peso específico del bromoformo que es el líquido pesado más utilizado en su separación) de los sedimentos silicoclasticos son denominados minerales pesados (MP). Sus diámetros generalmente son menores a 1 mm y comúnmente tienen concentraciones menores al 1% (Mange y Maurer, 1992). En su roca original pudieron ser minerales esenciales (anfíboles, piroxenos, micas, etc.) o bien pudieron ser accesorios (apatitos, zircones, etc.) Cabe mencionar, que el tamaño original es controlado por las condiciones primarias de cristalización. Por ejemplo el zircón siempre es relativamente pequeño y los anfíboles o piroxenos tienden a ser de tamaño mayor; por lo tanto, no se puede establecer un tamaño

promedio para los minerales pesados. Además, el escaso porcentaje en el que se presentan, hace necesaria su separación y posterior concentración para su estudio. El uso de líquidos pesados en su separación es la razón por la que se les dio el nombre de minerales pesados

Existen más de 50 grupos de minerales pesados (MP) comunes como detritos, sin considerar a los minerales opacos (Mange y Maurer, 1992); su diversidad y características, aún considerando los factores que limitan su estudio, proporcionan información sobre las rocas de las que proceden ya que pueden conservar las características físico-químicas que prevalecieron durante la cristalización o el metamorfismo que los formaron. Además, muchos de los MP tienen restricciones petrogenéticas para su ocurrencia, que, si se reconocen, permiten deducir con cierta facilidad datos diagnósticos sobre las rocas donde se originaron. El ejemplo más común es el zircón, cuya morfología, color y estructura interna de los granos individuales puede conservarse a lo largo del ciclo sedimentario y aún durante el metamorfismo de grado bajo y la deformación penetrante; razón por la cual son ampliamente utilizados como indicadores petrogenéticos (Figura IV.1). La información que proporcionan los MP sobre su procedencia puede ser crucial en las reconstrucciones paleogeográficas (por ejemplo Lihou and Mange-Rajetzky, 1996), así como su historia tectónica (Allen *et al.*, 1982; 1985), deposicional y de procedencia (Weissbrod *et al.*, 1986 y Dewey y Mange, 1999).

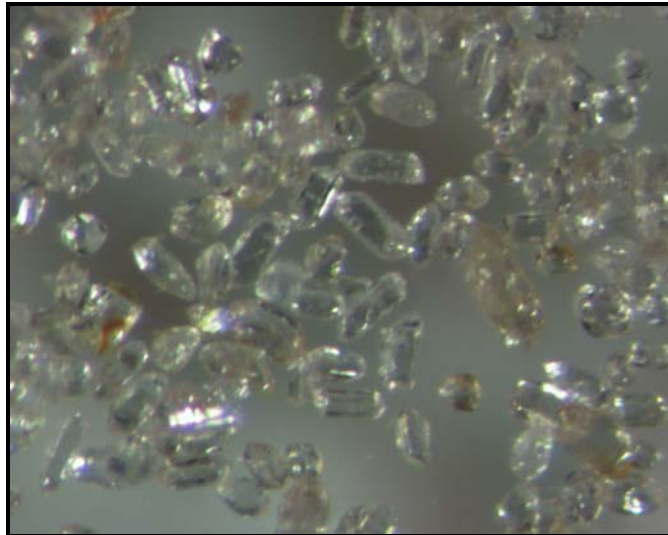


Figura IV.1. Grupos de zircons separados por su morfología. Nótese Los distintos grupos que existen del mismo mineral. La forma de los zircons es diagnóstico para determinar la roca de la que procede

el litodema Cosoltepec, la Formación Tecomate y la Unidad Lagunilla. Esto fue con el objetivo de tener un control mayor sobre algunas de las características de los protolitos de las rocas metasedimentarias, así como establecer sus relaciones y significado en términos de procedencia.

La distinción de los grupos distintos de MP, de sus características mineralógicas y texturales y análisis se realizaron con el apoyo de técnicas petrográficas diferentes, las cuales se describen en el apartado de la metodología. La determinación de las características de los MP, se basan en observaciones en lámina delgada, así como en granos individuales y son la base para diferenciarlos y agruparlos. La abundancia y la ocurrencia de MP en la FT varían a lo largo de la columna estratigráfica. Particularmente los zircones muestran una variedad amplia en cuanto a modo de ocurrencia, tamaño, características internas de los granos, entre otras.

IV.2. Metodología

Un buen trabajo analítico inicia con un muestreo de campo cuidadoso que requiere jamás perder de vista los objetivos y metas que se pretenden resolver. Es importante que antes de comenzar a procesar cualquier muestra se reconozcan sus características petrográficas, las cuales incluyen desde la identificación de su mineralogía, relaciones texturales, alteraciones, abundancia, forma y dimensiones de los minerales, entre otros atributos.

El estudio de los minerales pesados se divide en tres partes: 1) procesado de la muestra, 2) identificación y concentrado de la muestra; 3) análisis a través de diferentes técnicas (Figura IV.2). La metodología empleada y descrita en este trabajo es la utilizada en el Instituto de Geología de la UNAM (Macías-Romo, 2004) y se resume en la Tabla IV.1.

IV.2.1 Procesado de la muestra.

Esta etapa se divide en tres partes: muestreo, molienda y tamizado y por último concentración de minerales pesados. La calidad de los datos analíticos está controlada por un buen muestreo de campo y un adecuado proceso en laboratorio. El trabajo de campo es importante porque es ahí donde se establecen las condiciones de muestreo de acuerdo a las características de la roca en afloramiento y de los objetivos que se pretende resolver. Es recomendable que en campo se

específico, y la de líquidos pesados. Los líquidos pesados más utilizados son: bromoformo, yoduro de metileno y politungstato de sodio. La técnica consiste en introducir el material en un líquido de densidad conocida para que los minerales más densos con respecto al líquido floten en él. La separación por líquidos pesados nos ayudan a eliminar definitivamente la fracción ligera.

IV.2.2. Identificación y concentrado de la muestra

Una vez que se tienen los concentrados de MP, se procede a agruparlos de acuerdo a su morfología, tamaño, color, etc. Esta separación y su descripción detallada se realiza con ayuda del microscopio estereoscópico binocular, auxiliándonos con unas pinzas o bien con un cabello montado en un pincel. Al realizar la separación también se deben detallar las propiedades principales como color, forma, morfoscopía, brillo, crucero, maclas, etc. (Figura IV.3). Reconocer estas características es importante porque algunas de ellas son diagnósticas. Por ejemplo, la forma de los granos, nos ayuda a identificar su origen dentro de una misma especie mineral, por ejemplo, los cuarzos piramidales muy limpios son de origen volcánico, de tal forma que cada especie mineral presenta propiedades distintivas entre grano y grano, lo cual nos proporciona información relevante sobre el origen del sedimento.

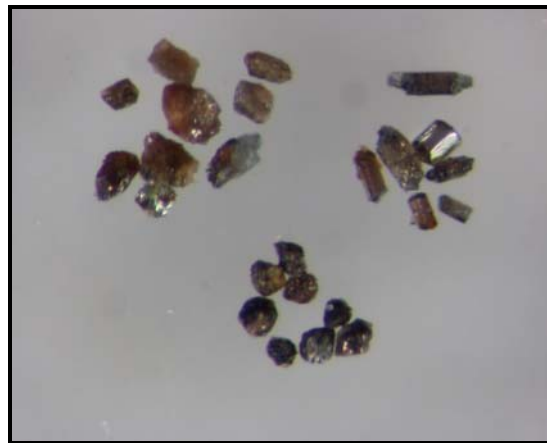


Figura IV.3. Grupos de minerales pesados separados por su forma y color.

Una vez que se han agrupado los diferentes grupos de minerales de acuerdo a sus características físicas y ópticas, se montan de dos maneras distintas para su posterior análisis; en la primera, los minerales se montan como granos en cinta adhesiva, la cual está sujeta a un pequeño cilindro, esta montura se utiliza principalmente para análisis en el microscopio electrónico de barrido y para análisis químicos por energía dispersiva de Rayos X. Para los análisis de Catodoluminiscencia y

Microsanda, es necesario montar los cristales y granos minerales en resina para después pulirlos hasta que alcancen el núcleo y presenten una superficie de espejo.

Para tener un mejor control de los grupos minerales separados por fracción, se procede a fotografiarlos y se realizan tablas, que incluya su descripción y la fotografía del grupo mineral. Esto facilita las comparaciones entre una muestra y otra. En este trabajo las fracciones trabajadas se presentan en el Apéndice II.

IV2.3. Análisis de los minerales pesados (MP)

La determinación, caracterización y clasificación de los distintos MP se base regularmente en técnicas tradicionales, como la mineralogía óptica, donde se puede diferenciar algunas minerales, por ejemplo zircones, rutilos, etc. Sin embargo, para establecer diferencias dentro de un mismo grupo se emplean otras técnicas como la catodoluminiscencia o la microscopia electrónica, las cuales permiten definir variaciones composicionales (Figura IV.4). El avance en las técnicas analíticas, junto con técnicas convencionales permite establecer diferencias en los mismos grupos minerales que pueden ser diagnósticas en su petrogénesis (Figura IV.4). Por ejemplo, la microscopia electrónica y la mineralogía óptica puede ser utilizada para caracterizar anfíboles, piroxenos, epidotas, granates, turmalinas, entre otros. El microscopio electrónico de barrido (MEB) utiliza un haz de electrones para generar una imagen. El análisis por medio del MEB, nos proporciona imágenes amplificadas de nuestros cristales, por lo que, la apreciación de patrones de fracturamiento, superficies pulidas y/o corroídas, son más evidentes. La identificación de estas características nos permite reconocer algunos elementos que nos indiquen su origen y/o procesos que los afectaron.

El sistema de análisis químico por energía dispersiva de rayos X, está incorporado al sistema del Microscopía Electrónica de Barrido. El análisis químico de la muestra se obtiene mediante la colección de los rayos X generados por el haz electrónico al barrer la muestra. Cuando el haz de electrones incide en la muestra que se está analizando se desestabiliza y busca la estabilidad perdida por el choque de electrones. Los electrones compensan esta inestabilidad saltando de una órbita a otra, lo cual produce rayos X. Los rayos X son particulares para cada elemento, y son detectados en forma de pulsos. Así la computadora identifica cada elemento que da origen a la línea del espectro. Para saber la concentración de elementos de forma cuantitativa, el sistema de

cómputo posee programas que permiten hacer dicho análisis de dos formas: 1) por comparación del espectro obtenido con estándares internos y 2) por comparación con estándares externos. Para este trabajo el análisis cuantitativo se obtuvo mediante la comparación de estándares internos.

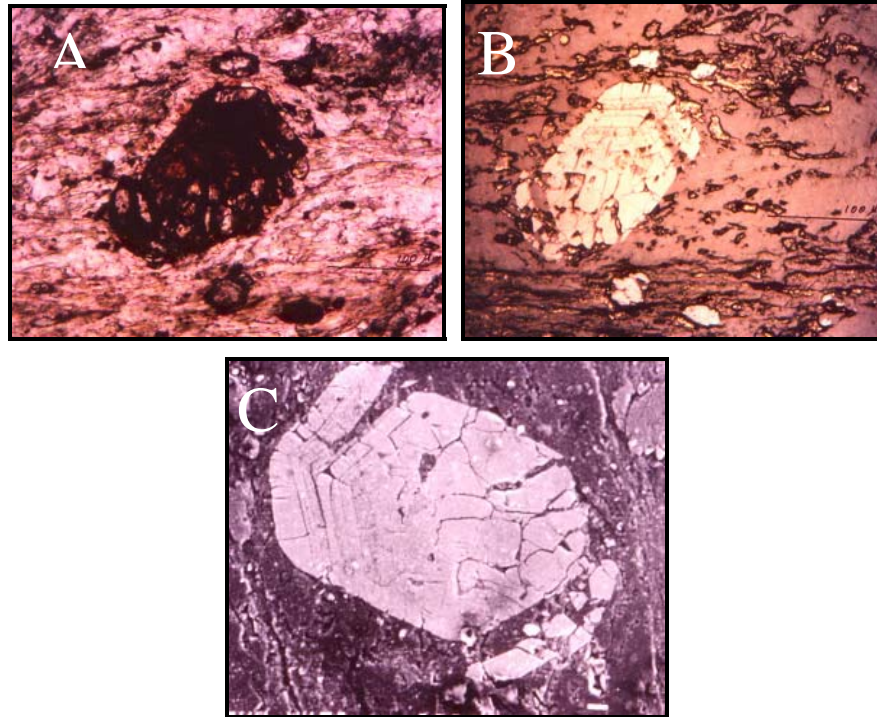


Figura IV.4. .Grano de zircón visto a través de diferentes técnicas analíticas. Figura 4a. con luz transmitida, nótese que se observa como un agregado de pequeños granos. Figura 4b, con luz reflejada se observa su zoneamiento y fracturamiento. Figura 4c, en el microscopio electrónico se observa su fracturamiento y zoneamiento, así como el crecimiento de clorita metamórfica, relacionado el fracturamiento con el evento de deformación afectó a la roca que lo contiene.

Otra técnica útil en la caracterización de los MP es la catodoluminiscencia. La respuesta de algunos minerales al ser sometidos a una fuente de poder es luminiscente. La luminiscencia es resultado de la presencia de iones extraños llamados activadores, y cuando es producto del bombardeo de electrones, se conoce como catodoluminiscencia. Se aplica para identificar minerales que eran difíciles de diferenciar a través de la mineralogía óptica; por ejemplo separar la calcita de la dolomita; o bien para determinar la presencia de minerales luminiscentes en granos muy finos, o las vetillas pequeñas de relleno, las cuales son inmediatamente visibles mediante esta técnica. Una aplicación muy útil es que permite identificar generaciones diferentes de cristalización de un mismo mineral a través de su zoneamiento. El color de luminiscencia de un mineral, puede indicar la presencia de algún elemento traza que éste contenga e indicar condiciones diferentes de formación o bien que sus fuentes de procedencia sean distinta.

IV. 3. Petrografía de los minerales pesados (MP) del litodema Cosoltepec, Unidad Lagunilla y Formación Tecomate.

Los MP son frecuentes como detritos, los cuales, debido a su diversidad y modo de ocurrencia, proporcionan información sobre su génesis. Mas aún, sus características petrogenéticas suelen conservarse después de ser afectados por procesos diagenéticos, de deformación o de metamorfismo de grado bajo, como es el caso de algunas unidades metasedimentarias del Complejo Acatlán. La importancia y significado de los MP como indicadores de procedencia está ejemplificado en diferentes artículos (*cf.* Mange, 1994; Hallsworth et al., 2000). Los MP más utilizados son aquellos que tienen una estabilidad mayor y que son prácticamente inmunes a los procesos involucrados en el ciclo sedimentario y en el metamorfismo de grado bajo y deformación penetrante, entre los que destacan: apatito, los minerales de titanio (particularmente rutilo), zircón, granate, espinela de cromo, monacita y turmalina.

El mejor ejemplo es el zircón dada su alta estabilidad química y mecánica le permiten la conservación del registro de los procesos ígneos y metamorfismo de alto grado que los formaron. Es decir, son capaces de registrar buena parte de su historia petrogenética, por compleja que sea. Además, la caracterización de los zircones es a través de métodos analíticos y técnicas petrográficas tradicionales. Cabe destacar que recientemente se han obtenido datos puntuales y significativos a través de análisis de microsonda de alta resolución (SHRIM) en granos individuales, los cuales han resultado de mucha ayuda en el análisis de estudios de procedencia (ejemplo Morton *et al.*, 1996; Hallsworth *et al.*, 2000) o bien utilizando técnicas como la LA-ICP-MS (por ejemplo Jackson e al., 2004; Murphy et al., 2004; Van Wyck y Norman, 2004), la cual se utilizó en este trabajo.

Algunas de las unidades metasedimentarias del CA están afectadas por metamorfismo de bajo grado, obliterando en parte sus relaciones texturales primarias; sin embargo, dada la importancia que tiene conocer la historia pre-metamórfica del CA, se estudiaron los MP de tres de sus unidades: el litodema Cosoltepec, la Formación Tecomate y la unidad Lagunilla. Esto fue con el objetivo de tener un control mayor sobre algunas de las características de los protolitos de las rocas metasedimentarias, así como establecer sus relaciones y significado en términos de procedencia.

La identificación de los grupos distintos de MP y la determinación de sus características y análisis se realizaron con el apoyo de técnicas petrográficas diferentes, descritas en la introducción y en el apartado de metodología de este capítulo. La ocurrencia y la abundancia de MP en la FT varían a lo largo de la columna estratigráfica. Particularmente los zircones tienen una variedad amplia en

cuanto a modo de ocurrencia, tamaño y características internas de los granos, entre otras. La determinación de las características de los MP, se basa en observaciones de lámina delgada y en granos individuales y son la base para diferenciarlos y agruparlos.

IV.3.1. Petrografía de los minerales pesados de el litodema Cosoltepec

El litodema Cosoltepec es parte del Ensemble Metamórfico Petlalcingo y su protolito es predominantemente detrítico. Para el estudio de sus minerales pesados se estudiaron sus sectores de metareniscas (coordenadas y cuarcitas (coordenadas....)). En términos generales para el caso de las metareniscas sus MP más abundantes son: Titanita, granate, apatito, algunos anfíboles y piroxenos, así como zircón (Figura IV.5).

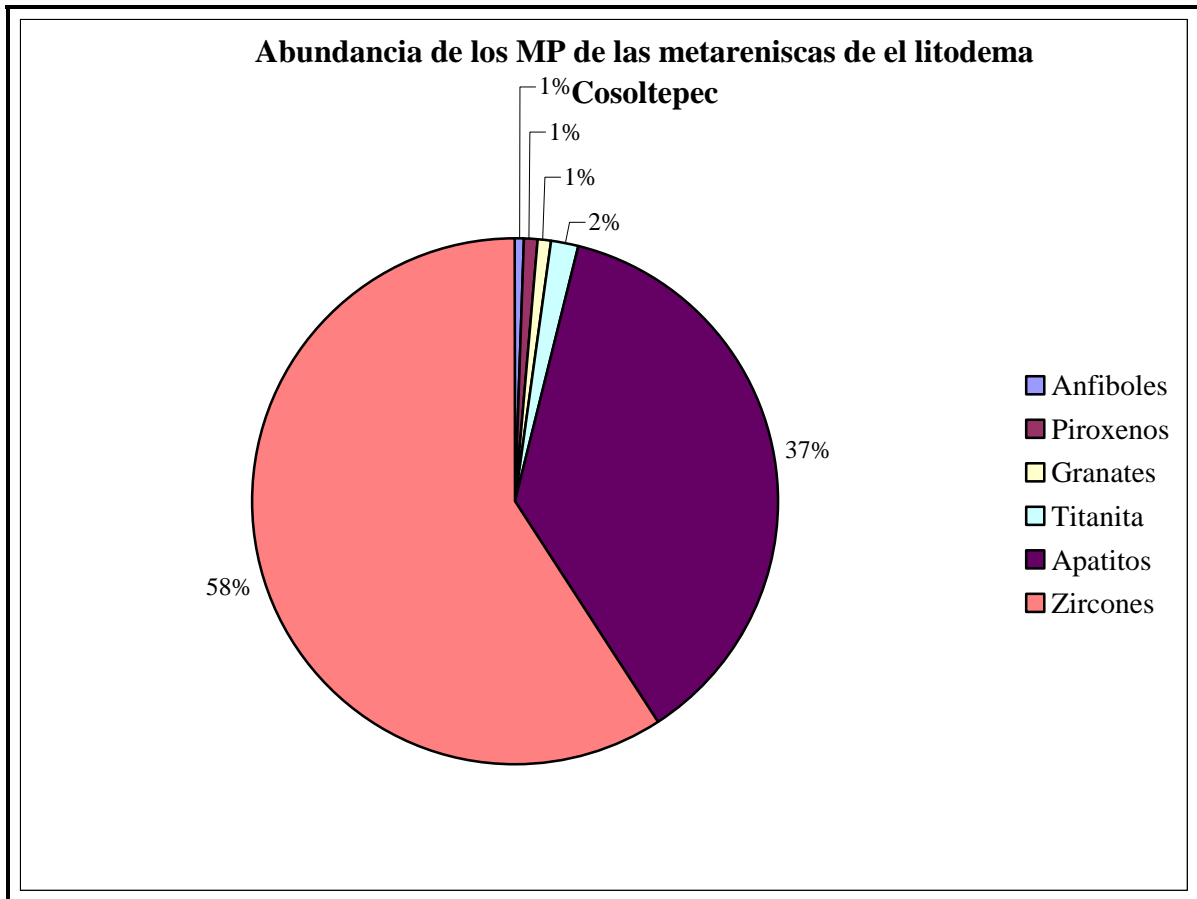


Figura IV.5. Diagrama circular donde se muestran la abundancia relativa de los MP de las metareniscas de el litodema Cosoltepec.

Titanita: su color es amarillo verdoso con lustre mate, algunos de los granos conservan su forma subeuhedral original con impurezas de minerales magnéticos (Figura IV. 6.a). Su tamaño varía entre los 150 a 200 μm , aunque alcanzan hasta un mm. La titanita es un mineral accesorio común en las rocas ígneas y metamórficas.

Granate: se presenta en fragmentos irregulares alterados y con superficies corroídas, lo cual dificulta su identificación. Su color es amarillo y lustre resinoso. Su determinación se corroboró con base en análisis químicos por energía dispersiva de rayos X (Tabla IV.1.), los cuales los ubican en el campo de la esferosita- almandita-grosularita. Su tamaño varía entre los 200 a 250 μm (Figura IV.6.b y IV.6c). Son minerales característicos de las rocas metamórficas.

% en peso	GRANATE	EPIDOTA	
	Litodema Cosoltepec	Unidad Lagunilla	Litodema Cosoltepec
SiO ₂	41.38	40.02	41.18
TiO ₂	0.14	0.51	0.07
Al ₂ O ₃	22.09	22.59	26.46
FeO	20.09	13.71	----
Fe ₂ O ₃			10.31
MgO	2.92	0.24	0.28
MnO	6.55	0.44	0.43
CaO	5.65	21.66	20.91
Na ₂ O	0.29		0.29
K ₂ O	-----		-----
S	0.07		0.07

Tabla IV.1 . Análisis químicos realizados en granates y epidotas de el litodema Cosoltepec y de la unidad Lagunilla. De acuerdo a su composición química, los granates corresponden a esferosita para el litodema Cosoltepec y grosularia en la unidad Lagunilla.

Apatito: junto con el zircón es el grupo mineral más abundante. Se identificaron dos tipos; los incoloros con impurezas abundantes y fracturados intensamente, cuyo tamaño varía entre las 50 y las 400 μm y están redondeados (Figura IV.6d. y IV.6e.). El segundo tipo es de color amarillo y con formas euhedrales, subeuhedrales y sin impurezas (Figura IV.6f). Su tamaño es de 200 a 350 μm . Algunos apatitos se observan incluidos en cuarzo y otros en la matriz. Los apatitos son comunes en rocas ígneas y metamórficas.

Anfíbol: en su mayoría son fragmentos de color amarillo claro y lustre vítreo con muchas impurezas, sus concentraciones son bajas y su tamaño no rebasa las 100 μm (Figura IV.6g). Son comunes en rocas ígneas y metamórficas.

Piroxeno: En su mayoría son fragmentos con impurezas y son escasos. Su color es amarillo y lustre ligeramente terroso. El tamaño no alcanza las 200 μm (Figura IV.6h). Sus análisis químicos los ubican en el campo de los clinopiroxenos en el grupo de la ferrohenderbergita (Deer, 1992; Tabla IV.1).

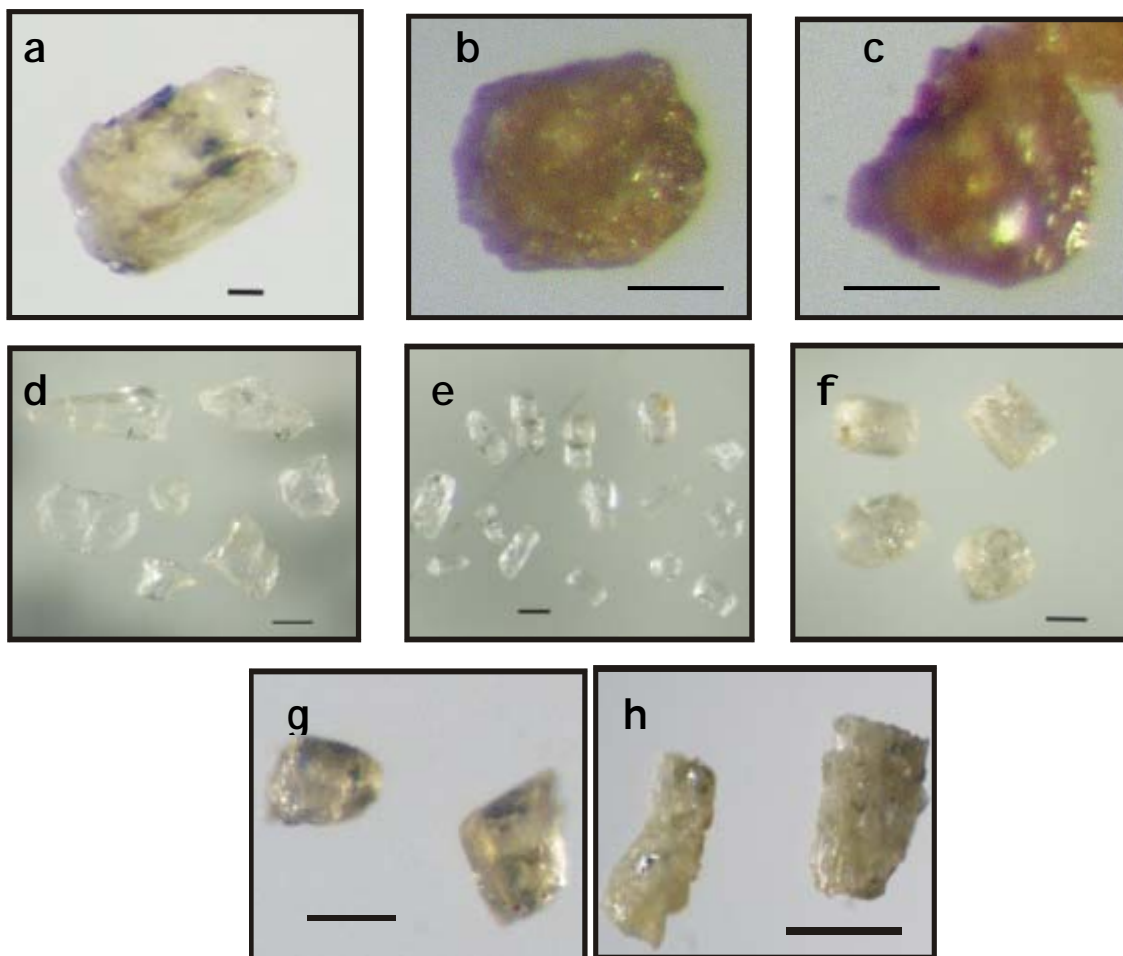


Figura IV.6. Minerales pesados de las metareniscas de el litodema Cosoltepec, observados en el microscopio estereoscópico; a) grano de titanita con impureza de algún mineral magnético en su parte central; b) cristal de granate con la orilla muy rota y corroída; c) cristal de granate con lustre resinoso y con impurezas; d) fragmentos de apatitos de tamaños promedio de 250 μm ; e) cristales de apatito con formas euhedrales pero fracturados hacia el centro; f) apatitos de color amarillo con formas subeuhedrales; g) cristales de anfíboles muy rotos y h) piroxenos rotos con lustre terroso y con impurezas.

Zircón: es el grupo más abundante y diverso, ocurre en diferentes formas, tamaños y colores; algunos están rotos, corroídos y otros tiene formas euhedrales (Figura IV.7). Este grupo representa poco más del 50% y en orden de abundancia son. fragmentos, granos redondeados, cristales euhedrales y zircones metamórficos (Fig. IV.7). Para reconocer y clasificar mediante su forma a los grupos diferentes de zircones, se utilizaron imágenes amplificadas obtenidas mediante microscopía Electrónica de Barrido. (MEB). Esta técnica fue de gran ayuda para determinar el grado de abrasión en los cristales, así como para reconocer el grado de destrucción por decaimiento radioactivo que define a los zircones metamórficos.

Los fragmentos de color rosa e incoloros son los más comunes y tienen diferentes grados de abrasión, no obstante, en ocasiones conservan sus formas euhedrales. Los granos redondeados tienden a ser esféricos, debido a la forma original del cristal. Los granos euhedrales son de color rosa e incoloros. Estos últimos tienen inclusiones de un mineral opaco que no fue posible identificar; mientras que los de color rosa son translúcidos y limpios. Los zircones metamórficos en su mayoría conservan su forma original a pesar de la destrucción de su estructura cristalina.

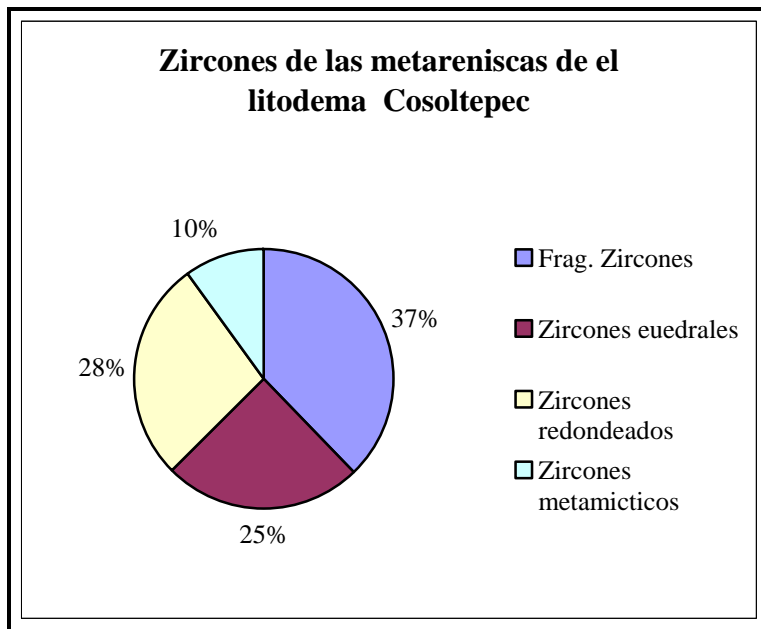


Figura IV.7. Diagrama circular donde se muestra la abundancia de zircones en las metareniscas de el litodema Cosoltepec.

Para reconocer y clasificar mediante su forma a los diferentes grupos de zircones, se utilizaron imágenes amplificadas obtenidas mediante Microscopía Electrónica de Barrido (MEB). Esta técnica fue de gran ayuda para determinar el grado de abrasión en los cristales, así como, para reconocer la destrucción por decaimiento radiactivo que define a los zircones metamórficos.

Dada su abundancia e importancia petrogenética, se estudiaron los zircones euhedrales. La determinación morfológica se realizó con base en la clasificación de Pupin y Turco (1972). De acuerdo a esta clasificación las poblaciones más abundantes son los tipos: P₂, P₃, S₁₃ y Q₃ (Tabla IV.2).

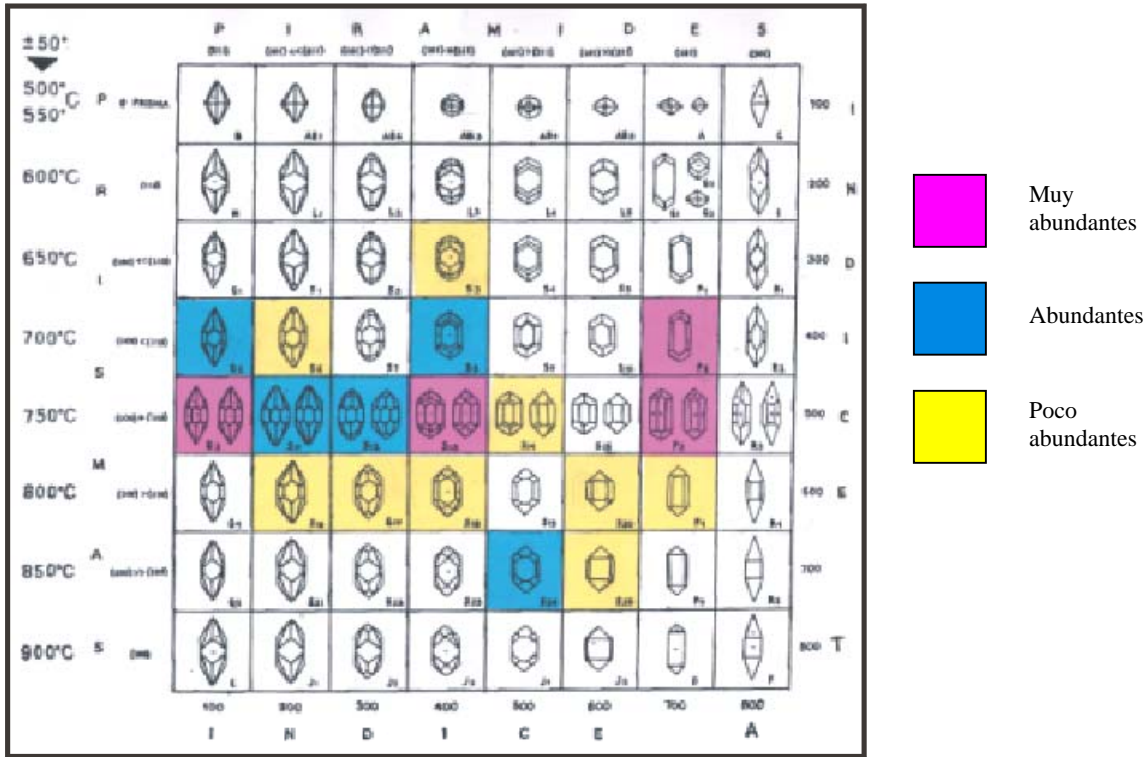


Tabla IV.2. Tabla de clasificación morfológica de zircones de las metareniscas de el litodema Cosoltepec (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Las cuarcitas de el litodema Cosoltepec están compuestas por un mosaico de cuarzo y granos esporádicos de feldespato. El cuarzo está recrystalizado y orientado con respecto a los planos de foliación. Los grupos de MP encontrados son: titanita, rutilo, turmalina, apatito y zircón (figura IV. 8).

Titanita: tiene un color verdoso y lustre ligeramente resinoso. Se presenta en fragmentos con muchas impurezas (figura IV.9a). Su tamaño nunca rebasa las 250 µm. Análisis químicos de titanita de la Formación Cosoltepec y Lagunilla se enlistan en la Tabla IV.3.

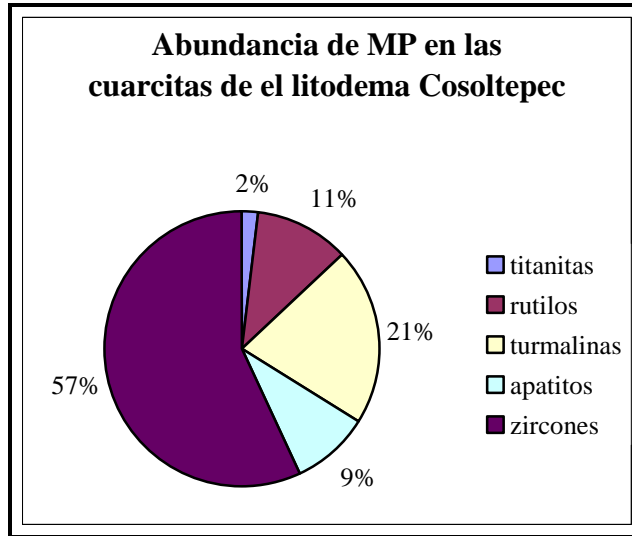


Figura IV.8. Diagrama circular donde se muestra la abundancia de los MP en las cuarcitas de el litodema Cosoltepec.

% en peso	TITANITA				TURMALINA				
	Litodema Cosoltepec	Unidad Lagunilla	Unidad Lagunilla	Unidad Lagunilla	Litodema Cosoltepec				
SiO ₂	34.28	31.10	34.09	21.92	44.32	41.84	42.78	43.58	42.74
TiO ₂	35.15	36.37	34.75	20.54	0.71	0.74	0.02	1.01	0.71
Al ₂ O ₃	2.01	2.17	2.02	1.40	37.64	39.22	37.81	37.80	35.54
Fe ₂ O ₃	0.89	1.73	2.18	9.35	9.19	10.30	7.86	8.29	12.07
MgO	-----	0.06	0.27	0.43	5.84	6.35	7.50	6.28	6.12
MnO	-----	0.37	0.02	-----	-----	0.46	-----	0.47	0.09
CaO	27.62	27.56	25.57	41.46	0.27	0.69	0.51	0.43	0.32
Na ₂ O	-----	-----	0.25	0.31	1.88	1.39	2.54	2.09	2.32
K ₂ O	0.05	-----	0.01	0.42	0.16	0.01	0.18	0.04	0.09
P	-----	-----	0.69	-----	-----	-----	-----	-----	-----
S	-----	0.55	0.16	-----	-----	-----	-----	-----	-----

Tabla IV.3. Análisis químicos de Titanitas de el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla. Para la turmalina en algunos casos los valores de titanio son significativos, sin embargo el elemento más importante que compone a estos minerales, el boro, por este método de análisis (EDS) no es detectado.

Turmalina: su forma es euédral y su color varía desde el pardo hasta el rosado (Figura IV.9b). También, se observan granos muy abrasionados por el transporte; en estos casos la coloración es pardo oscura (Figura IV.9.c). Cabe mencionar que el grupo de la turmalina es un buen indicador de

procedencia debido a su variabilidad química. El rango de tamaño en el que se presentan va desde las 80 hasta las 200 μm . Los análisis químicos de las turmalinas de la Formación Cosoltepec se enlistan en la Tabla IV.4. Las turmalinas, dada su composición química, son buenas indicadores de procedencia. Para el caso de las turmalinas de la Formación Cosoltepec sus análisis químicos las ubican en el campo de las chorlo-dravitas, similares a los reportados para los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003).

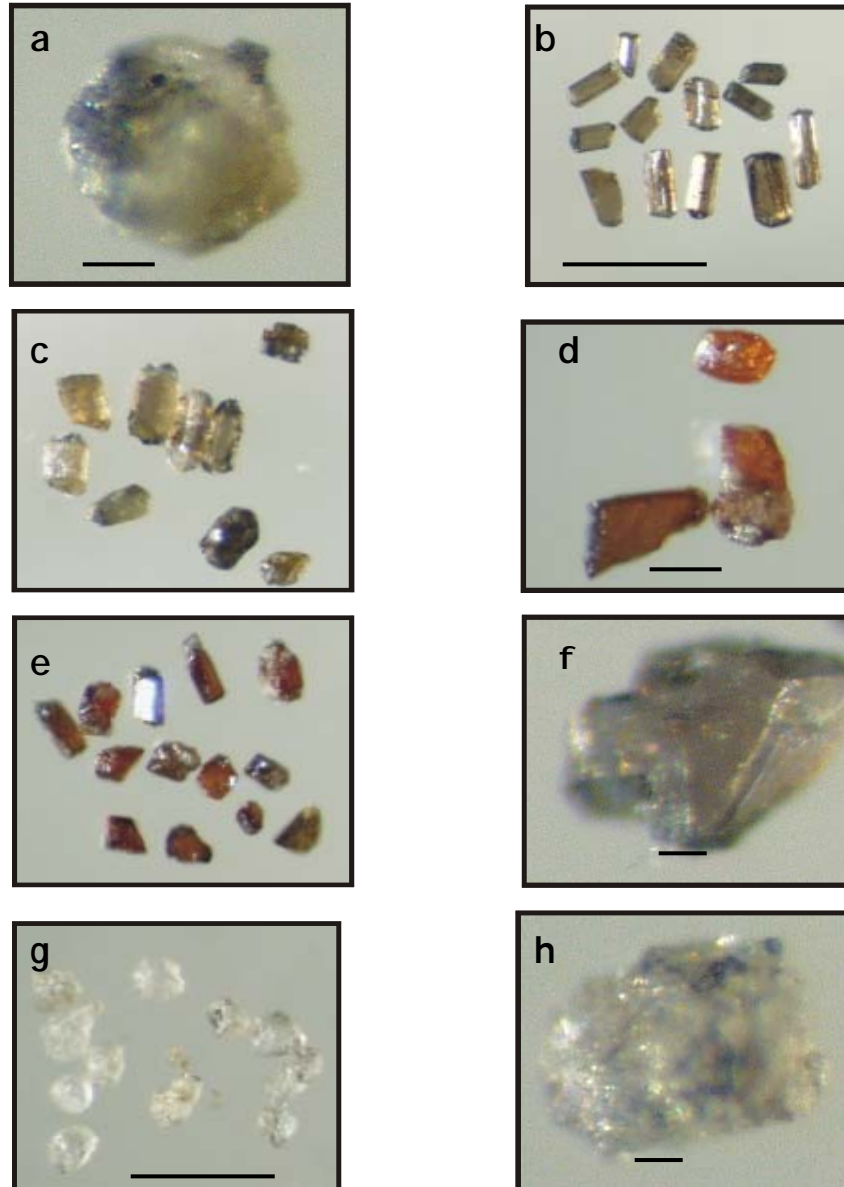


Figura IV.9. Minerales pesados de la cuarcita de el litodema Cosoltepec, observados mediante el microscopio estereoscópico; a) titanita subeuhedral color amarillo claro con inclusiones; b) turmalinas subeuhedrales color pardo; c) cristales de turmalina subredondeados de color pardo a rosado; d) fragmentos subangulosos de rutilo color naranja; e) rutilos de formas euhedrales de color rojizo; f) cristal de cordierita de color pardo con intercrecimientos; g) fragmentos de apatitos con bordes corroídos; h) cuarzo rutilado anhedral.

La turmalina es un borosilicato muy complejo que se ubica en una amplia variedad de ambientes geológicos, desde los ígneos, metamórficos hasta los sedimentarios. Tiene una resistencia mecánica alta que junto con su variedad química amplia lo hacen un buen indicador de procedencia, ya que proporciona información importante en la historia de la roca que lo contiene (cf. Manning y Pichavant, 1984; Henry y Guidotti; 1985; Henry y Dutrow, 1996).

Rutilo: se presenta de dos formas. La primera corresponde a granos de formas anhedrales de color naranja y son los de mayor tamaño, entre las 50 y las 150 µm (Figura IV.9d). La segunda corresponde a formas euhedrales y color rojo intenso con tamaños de 100µm (Figura IV.9d). Las diferencias en composición química se presentan en la tabla 9 de este capítulo. El rutilo también ocurre como inclusión en granos de cuarzo (cuarzo rutilado). Su concentración es escasa y su tamaño varía entre las 50 a las 150 µm (Figura IV.9e).

RUTILO									
%en peso	Litodema Cosoltepec								
SiO ₂	1.63	0.65	0.69	-----	-----	-----	-----	-----	-----
TiO ₂	96.13	99.03	97.38	89.30	87.16	92.78	95.50	92.71	93.7 3
Al ₂ O ₃	0.74	0.12	0.64	0.35	0.77	0.02	0.10	0.20	0.30
Fe ₂ O ₃	0.04	0.04	0.48	1.52	5.03	0.04	2.87	0.69	0.44
MgO	0.25	0.02	0.78	0.04	0.49	-----	-----	0.32	-----
MnO	0.16	-----	-----	0.48	-----	0.26	-----	0.37	0.21
Ca ₂ O	-----	-----	0.03	0.10	-----	0.13	-----	0.18	0.09
Cr	-----	-----	-----	0.37	0.23	-----	0.67	0.22	0.11
Nb	-----	-----	-----	0.22	0.34	0.80	0.38	0.44	0.57
Ta	-----	-----	-----	7.62	5.98	5.97	0.49	4.87	4.53

Tabla IV.5. Análisis químicos de granos de rutilo de las cuarcitas de el litodema Cosoltepec. Los valores que resaltan son los de tántalo.

Apatito: ocurre en granos incoloros, limpios y muy fracturados (Figura IV. 9g). En la mayoría de los casos sus bordes están rotos. Los tamaños son desde 80 a 120 µm.

Zircón: es el grupo mineral más abundante y variado. En orden de abundancia presenta: fragmentos amorfos, granos euhedrales y redondeados elongados (figura IV.10). Los zircones euhedrales de acuerdo a la clasificación morfológica de Pupin y Turco (1972), corresponden a los tipos P₂, R₃ y Q₃ (Tabla IV.6). En su mayoría son incoloros. La morfología de los grupos de zircones euhedrales en la cuarcita contrastan con los observados en la metarenisca. Las formas son simples y elongadas

son las abundantes en la cuarcita (formas P₂ y R₃ de Pupin y Turco, 1972). Mientras que en las metareniscas las formas complejas las predominantes, destacando las definidas por pirámides bien desarrolladas y prismas poco desarrollados (formas S₁₃ y Q₃). La morfología sugiere diferentes fuentes. Las formas simples son comunes y proporcionan escasa información de procedencia. Las formas complejas indican su origen de rocas graníticas. Cabe mencionar que la mayoría de los granos de zircón no son luminiscentes.

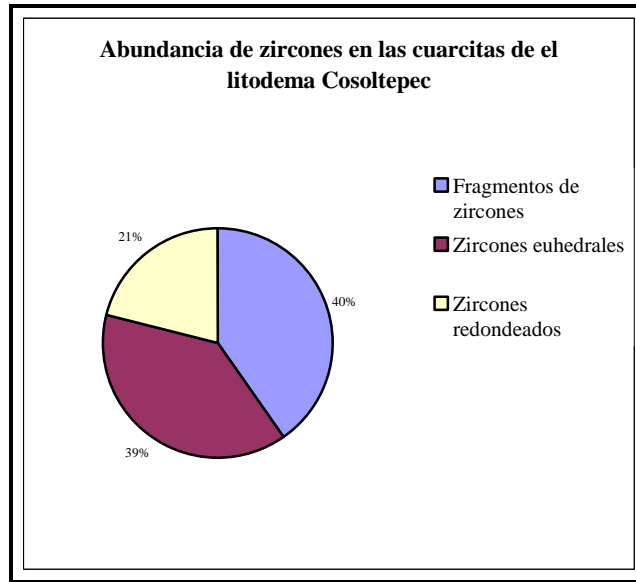


Figura IV.10. Abundancia de zircons en las cuarcitas de el litodema Cosoltepec

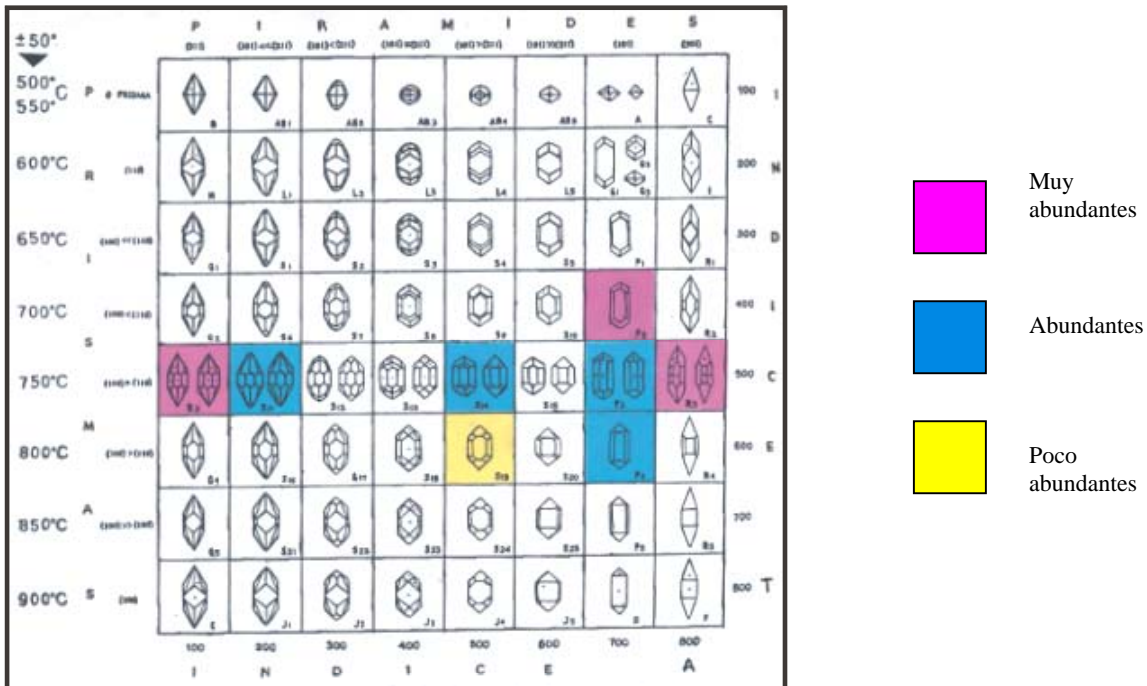


Tabla IV.6. Tabla de clasificación morfológica de Zircons presentes en la cuarcita de el litodema Cosoltepec (modificada de Pupin y Turco, 1972).

IV.3 2. Petrografía de los minerales pesados de la unidad Lagunilla

La unidad Lagunilla está compuesta por rocas metasedimentarias cuarzo-feldespáticas. Reyes-Salas (2003) es la primera en referirse a esta unidad, aunque la incluye como parte de los Granitoides Esperanza; sin embargo, sus relaciones de campo y los estudios petrográficos y de MP, evidencian una historia diferente.

El análisis petrográfico de la unidad Lagunilla incluyó metareniscas y cuarcitas. Petrográficamente, el primer grupo consiste en un mosaico de cuarzo y feldespato K (microclina y ortoclasa), plagioclasa (albita), clorita, mica blanca y como minerales pesados titanita, granate, epidota, alanita, rutilo, zircón, apatito y esporádicamente anfíbol y piroxeno. En la Figura IV.11. se muestra la abundancia de los MP reconocidas en las metareniscas de esta unidad.

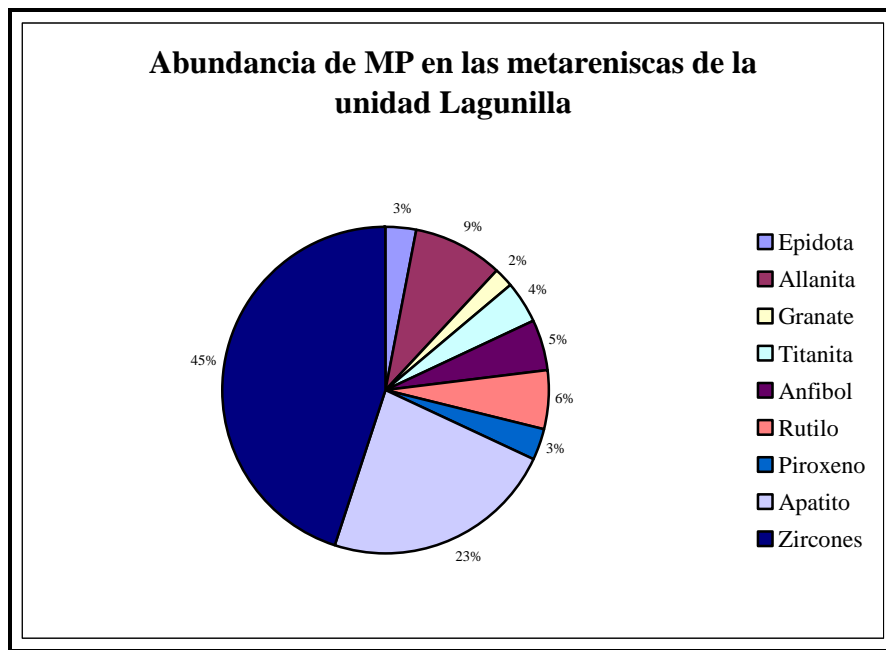


Figura IV.11. Abundancia de MP en los sectores de metareniscas de la unidad Lagunilla.

Metareniscas

Titanita: en general está fracturada e incluida en la matriz. Su forma es subredondeada, lo cual sugiere retrabajo (Figura IV.12a y IV.12b). Se identificaron dos tipos: una de color pardo oscuro y lustre vítreo; su forma es subeuhedral y están pulidas (Figura IV.12b). El segundo grupo es de

color amarillo, lustre resinoso y formas anhedrales y con evidencias de retrabajo, En ambos casos, su tamaño, varía entre las 80 y 120 μm , e incluso llega a tener tamaños de 300 μm y esporádicamente las 400 μm .

Rutilo: aún cuando no es abundante, su tamaño es grande, son prismáticos y aciculares (figura IV.12c). En la Figura IV.12c se muestra un cristal de rutilo rodeado por titanita, mostrando su origen metamórfico de presión alta.

Epidota: su color es pardo, translúcido y sus formas son subeuhedrales y pulidas, lo cual evidencia retrabajo, rebelando su carácter detrítico. Su tamaño varía entre las 150 y 200 μm (Figura IV.13a).

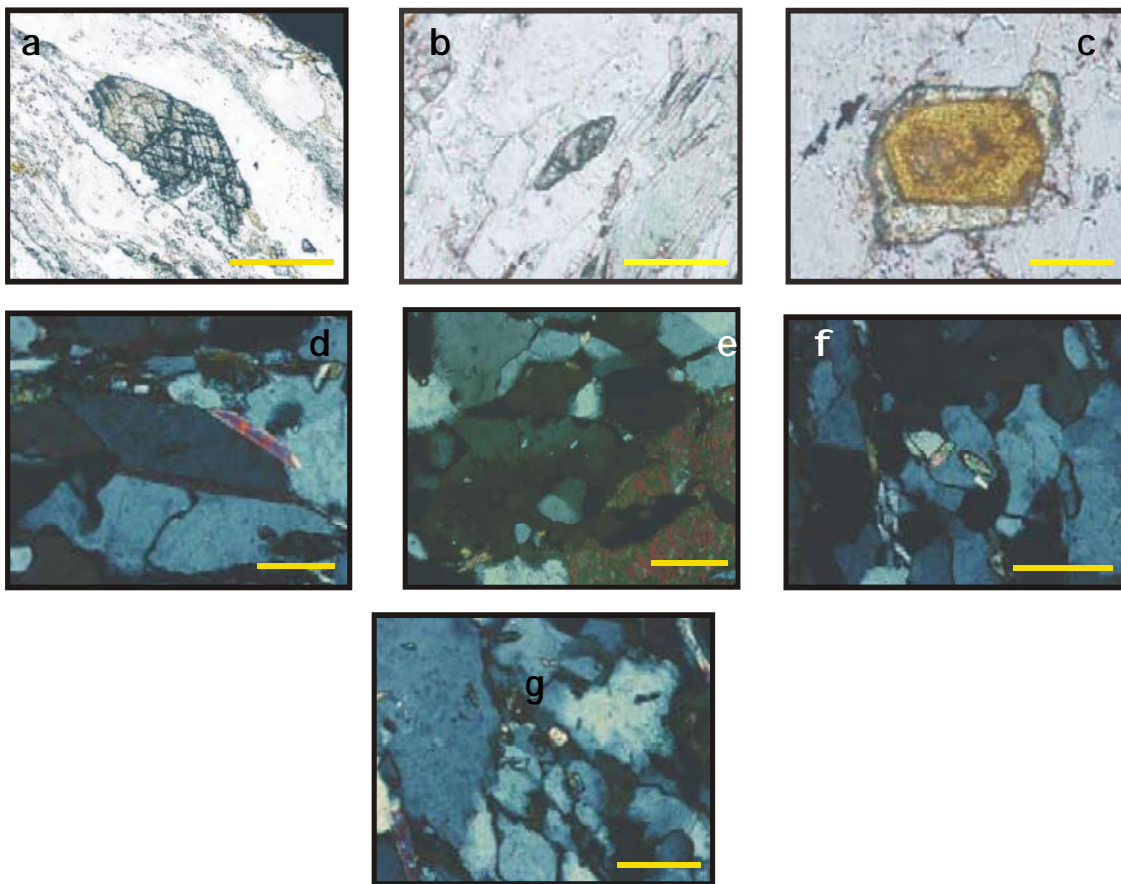


Figura IV.12. Minerales pesados encontrados en las muestras DG-8, 9 y 10, observados con el microscopio petrográfico; a) cristales de titanita subeuhedral observada en corte basal; b) cristal de titanita en corte basal fracturada; c) rutilo euhedral con corona de reacción; d) cristal de apatito con forma euhedral incluido en cuarzo; e) cristales de apatitos de tamaños muy pequeños con formas euhedrales dentro de la matriz; f) zircones subeuhedrales retrabajados asociados con cuarzo; g) zircones con tamaños entre 10 y 20 μm dentro de la matriz.

Granate: son escasos y ocurren como fragmentos. Son de color amarillo y lustre resinoso. Su tamaño aproximado es de 110 μm . Su identificación fue difícil, debido a su retrabajo, lo cual ha ocasionado la pérdida de sus propiedades diagnósticas, por lo que hubo que emplear análisis químicos para su reconocimiento (Tabla IV.2). El tipo de granate que se determinó para esta unidad fue grosularia- almandita

Anfíboles: Alcanzan tamaños de hasta 230 μm y su fracturas están rellenas por el mismo material (Figura IV.13d). Son de color amarillo con formas subeuhedrales; sin embargo, no es posible apreciar con claridad sus caras cristalinas y vértices. Su tamaño es de 140 μm y están fracturados.

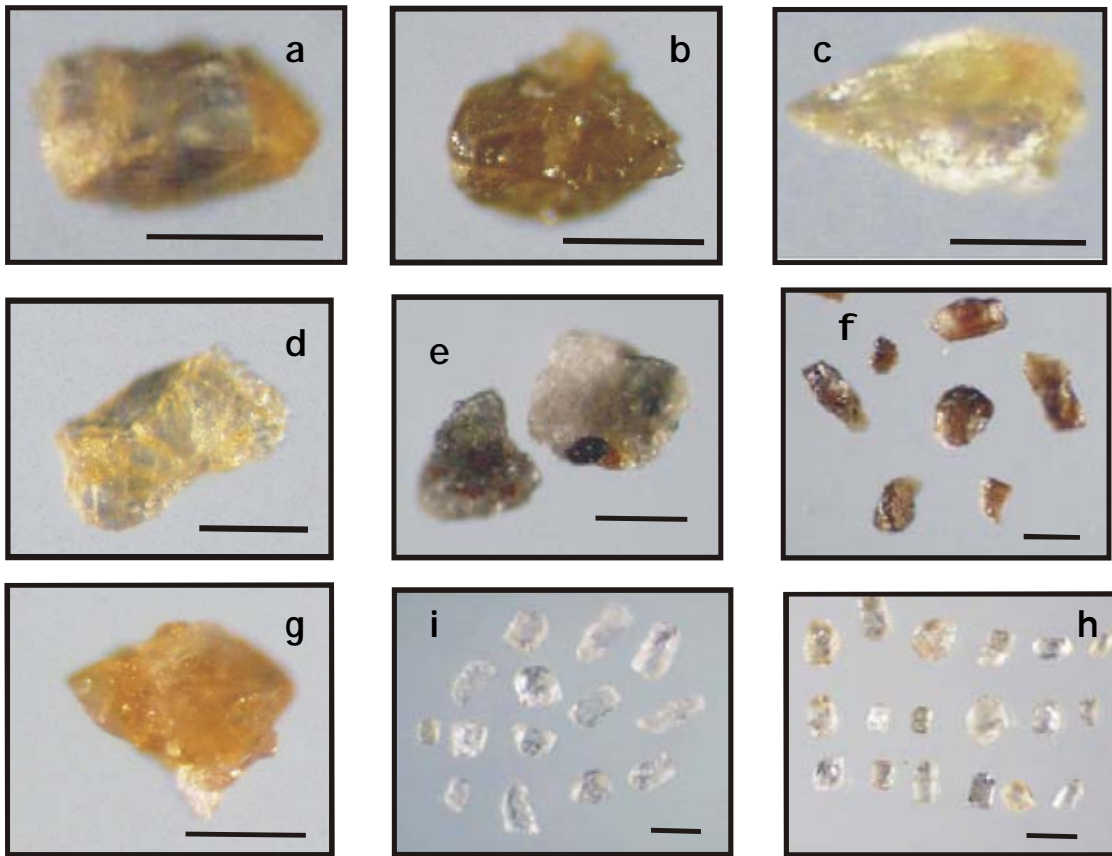


Figura IV.13. Minerale pesados observados con el microscopio estereoscópico; a) cristal de epidota ligeramente pulido; b) cristal de titanita con lustre resinoso; c) granate fuertemente retrabajado; d) anfíbol subeuhedral con índices de relleno en las fracturas que presenta e) piroxenos anhedral con inclusiones de magnetita; f) alanitas anhedral de color pardo; g) fragmento de alanita de color amarillo con lustre resinoso; h) apatitos incoloros con formas subedrales de tamaños aproximados a las 150 μm ; i) apatitos de color amarillo fracturados en la parte media con respecto al eje C.

Piroxeno: su color va del verde pálido translúcido y tienen pequeñas inclusiones de minerales magnéticos, en general, los cristales han perdido toda forma debido al efecto de transporte. Su tamaño es mayor a las 100 μm (Figura IV.13e).

Allanita: ocurre en dos grupos bien diferenciados por el color. El primero es negro de brea (Figura IV.13f), mientras que el segundo tiene un color castaño amarillento (Figura IV.13g). En ambos casos el lustre es resinoso y están pulidos, lo cual sugiere retrabajo. Su identificación se logró mediante análisis químicos donde la presencia de tierras raras, hizo posible su reconocimiento. En algunas muestras los cristales de allanita son muy abundantes y tienden a confundirse con los apatitos de color amarillo. Su tamaño varía entre las 50 hasta las 200 μm .

Apatito: incluye tres tipos principales. El primer grupo tiene formas euhedrales y están incluidos en la matriz, tienen evidencias de transporte, aunque no están fracturados (figuras IV.12e y IV.12.f). El segundo grupo se caracteriza por su tamaño de alrededor de las 150 μm sin impurezas, están fragmentados con bordes corroídos incipientemente (figuras IV.13h). El tercer grupo es de color amarillo, tiene formas subeuhedrales y tamaño entre las 80 y 110 μm ; están rotos en la parte media con respecto al eje c. Sus fracturas están rellenas por el mismo material, algunos de ellos presentan impurezas aunque no fue posible determinar de que tipo son (figura IV.13.i). Algunos apatitos están incluidos en el cuarzo y tienen tamaños de 20 μm .

Zircones: como en los casos anteriores, este es el grupo más abundante y diverso. Incluye granos metamicticos, euhedrales y fragmentos irregulares con diferentes tamaños y formas (Figura IV.14).

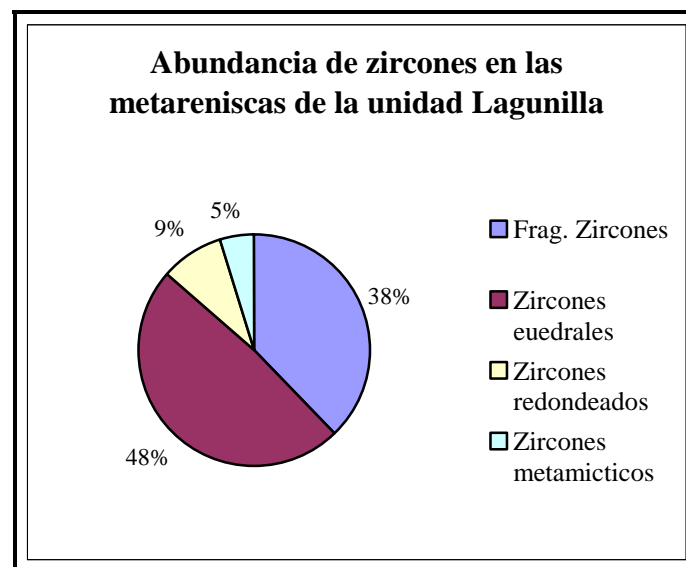


Figura IV.14. Abundancia de zircones en los sectores de metareniscas de la unidad Lagunilla.

Los zircones se dividieron en dos grupos: el primero incluye granos rotos no mayores a las 10 μ m. El segundo grupo tiene formas euhedrales y su tamaño varía entre los 50 y 70 μ m. En ambos casos, los zircones están incluidos en la matriz (Figura 12c y 12d). Aún cuando existen cristales con formas muy euhedrales, es evidente su origen detrítico ya que algunas de sus caras y vértices se observan retrabajados y/o pulidos. Las formas más abundantes de los zircones euhedrales, según la clasificación de Pupin y Turco (1972), son los tipo P₂, P₃, S₁₃, S₁₄ y S₁₅ (Tabla IV.8).

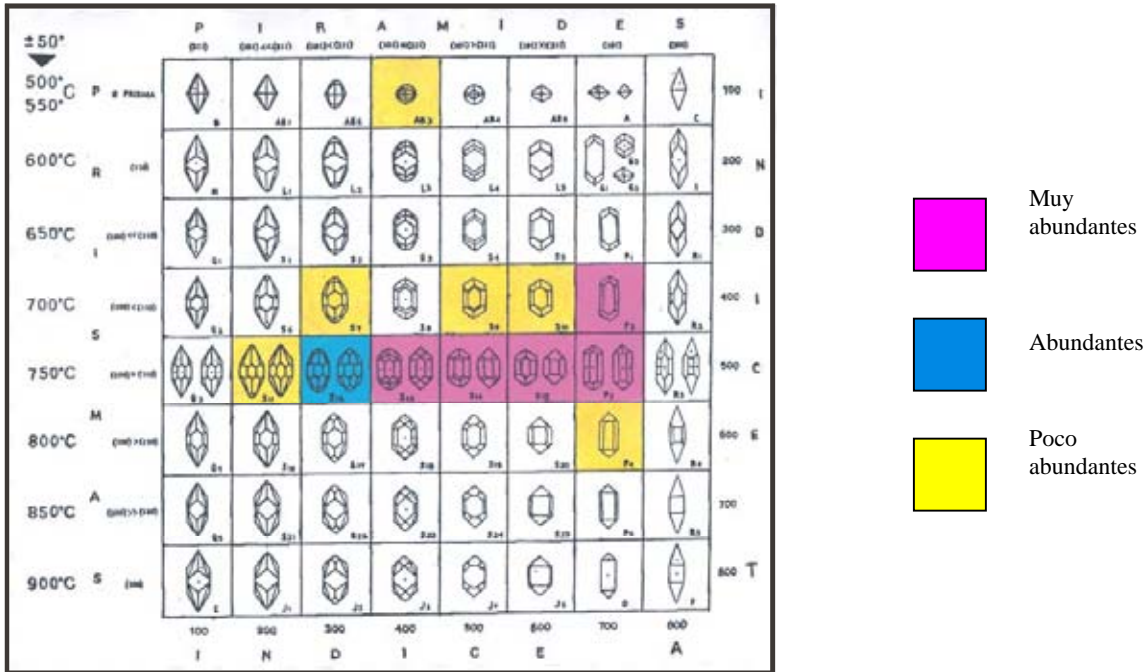


Tabla IV.8. Tabla de clasificación morfológica de Zircones de las metareniscas de la unidad Lagunilla (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Cuarcitas

Por otro lado, los MP dominantes en las cuarcitas son apatitos y zircones, redondeados y pulidos. Dichos minerales se describen a continuación (Figura IV.15).

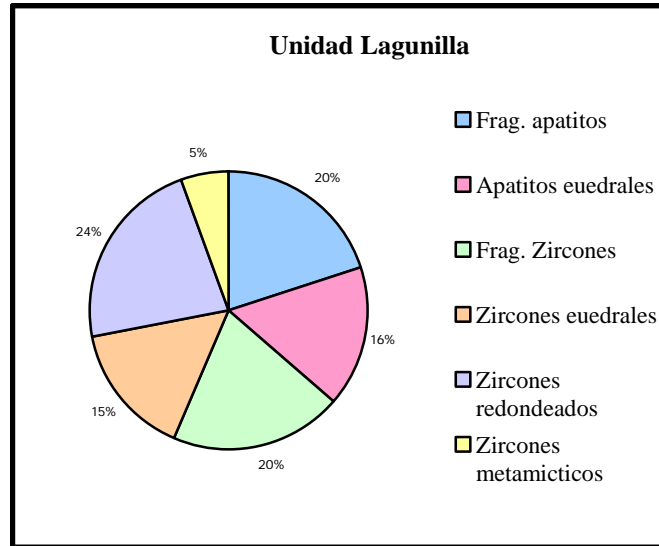


Figura IV.15. Abundancia de MP pesados en las cuarcitas de la unidad Lagunilla. Los granos más abundantes corresponden, como se ve en el gráfico a apatitos y zircones

Apatito: son incoloros y en su mayoría son fragmentos. Algunos tienen inclusiones que, debido su tamaño no fue posible determinar su composición. Los fragmentos están en un rango de tamaño entre las 50 y 260 μm (Figura IV. 16).

Zircones: este es el grupo mineral más abundante y diverso. Los granos en orden de abundancia varían desde redondeados, fragmentos, granos euhedrales y metamicticos (Figura IV.15). Los granos euhedrales también se observan redondeados y pulidos en sus aristas. Según la clasificación tipológica de Pupin y Turco (1972) sus formas corresponden a las P_2 , P_3 , S_{12} y S_{13} (Tabla IV.9).



Figura IV.16. Fragmentos de apatitos con algunas inclusiones observados con el microscopio estereoscópico.

El tipo de zircones que constituye a la unidad Lagunilla va desde fragmentos, cristales prismáticos, granos redondeados y zircones metamórficos. La abundancia de los fragmentos es alta en ambas litologías (meta areniscas y cuarcitas) y en términos generales, se presentan incoloros en sus formas euhedrales.

Por comparación morfológica (tabla IV.8 y IV.9), se observa con claridad que los grupos de zircones presentes en ambas litologías son los mismos. En las cuarcitas se observan más pulidos y mejor redondeados.

La proporción de zircones redondeados en las meta areniscas es baja y los granos comienzan observarse con una tendencia hacia las formas esféricas, mientras que en las cuarcitas, se incrementa de manera importante su abundancia y la mayoría de los granos son esféricos.

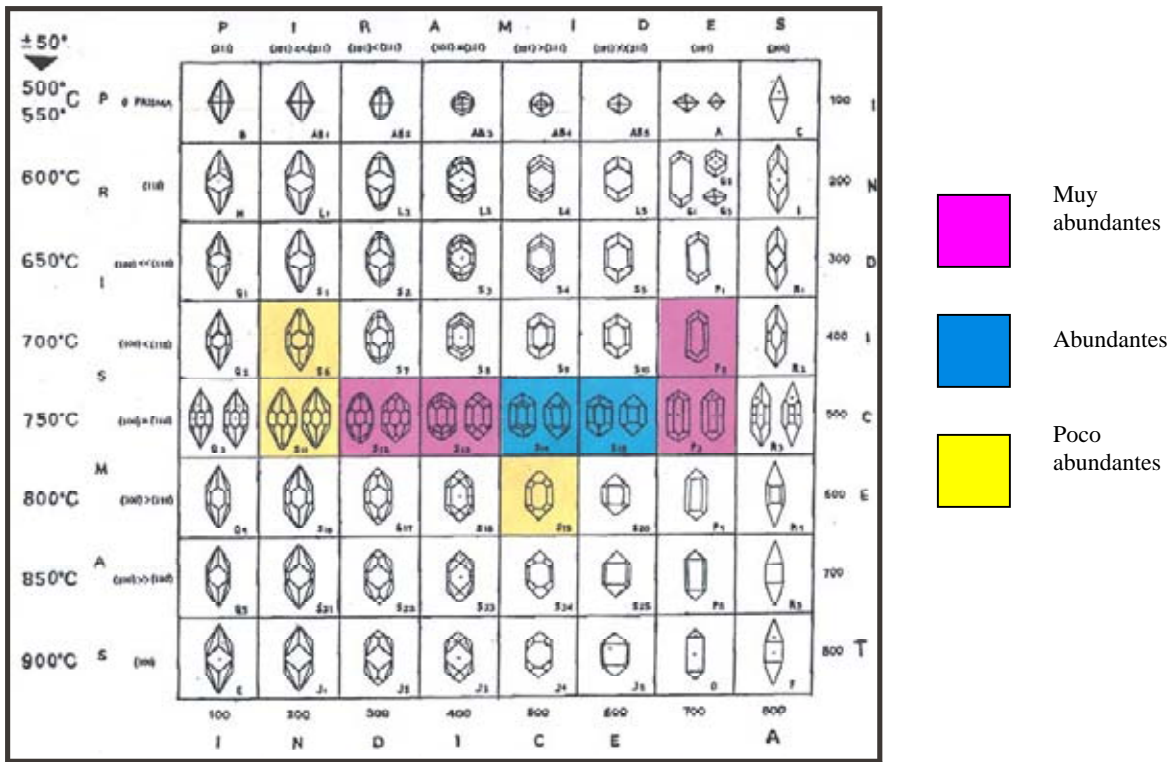


Tabla IV.9. Tabla de clasificación morfológica de zircones de las cuarcitas de la unidad Lagunilla (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Las cuarcitas también poseen mayor cantidad de zircones metamórficos con colores violetas; sin embargo, a pesar de que en las metarcosas son mas escasos, este tipo de zircones tienen la particularidad de presentarse en color blanco.

IV.3.4. Petrografía de minerales pesados de la Formación Tecomate

La Formación Tecomate en su mayor parte está compuesta por rocas metasedimentarias de protolito detrítico. Las muestras descritas corresponden a metareniscas y fueron colectadas en el arroyo El Frijolar ubicado al sureste de Acatlán, Pue. Petrográficamente, tienen una composición cuarzo-feldespática, cuyas características texturales originales no fue posible identificar por la recristalización intensa que presentan. En general, se observaron agregados de cuarzo, feldespato, mica blanca, clorita, calcita y fragmentos líticos. Los MP dominantes son apatito, rutilo y zircón y en menor cantidad se reconocieron piroxenos, anfíboles, turmalinas y alanitas. La descripción en lámina delgada de algunos de ellos se presenta a continuación (Figura IV.17).

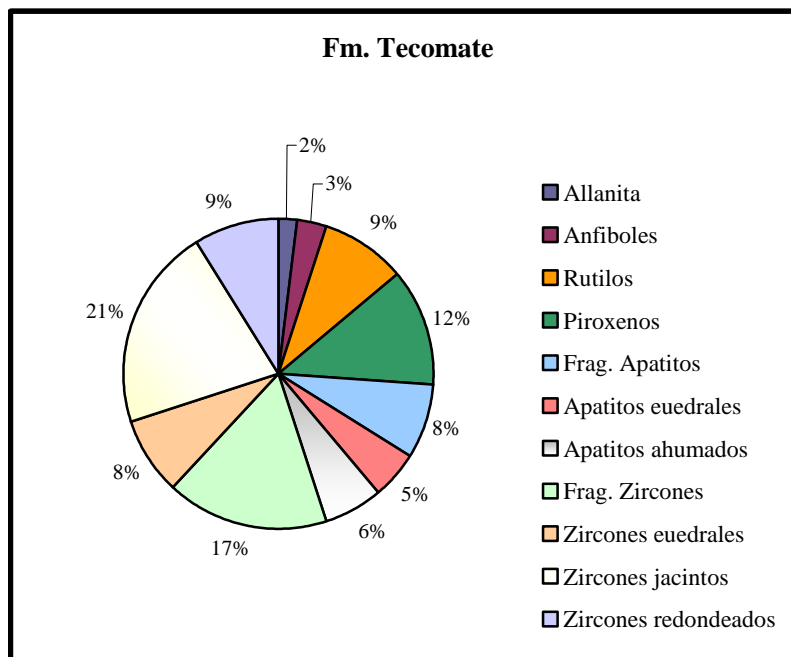


Figura IV.17. Abundancia de MP en muestras de metareniscas de la Formación Tecomate.

La descripción de los granos minerales obtenidos en el concentrado se realizó en cada uno de las especies distintas de MP antes mencionadas, dicha descripción es la siguiente:

Los apatitos ocurren en tamaños que alcanzan hasta 1 mm, están fracturados y tienen un color amarillento. Están incluidos en la matriz, cuarzo y esporádicamente en los feldespatos (Figura IV.18a).

El rutilo tiene un color pardo rojizo y su forma es prismática (euhedral) y no es muy abundante (Figura IV.18b). En ocasiones presenta pleocroísmo muy bajo. No tienen una orientación preferencial y están incluidos en la matriz.

Los zircones de acuerdo a la forma que presenta se integraron en dos grupos; el primer grupo está constituido por granos euhedrales que varían en tamaño de los 150 a los 500 μm . Estos últimos se ubican en la matriz (Figura IV.18c), mientras los de menor tamaño también se observaron incluidos en los granos de cuarzo. El segundo grupo de zircones corresponde a formas redondeados y muy fracturados; están incluidos en la matriz y su tamaño es mayor a las 650 μm (Figura IV.18d).

Piroxenos: A pesar de que en el estudio petrográfico no se observaron piroxenos, en el concentrado sí y aún cuando no son muy abundantes, se encontraron con facilidad relativa. La mayoría es clinopiroxeno y se presentan con formas euhedrales y con las aristas y vértices muy desgastados; todos los piroxenos contienen inclusiones de minerales magnéticos y en general, se observan con un color amarillo verdoso ó pardo, el tamaño promedio de los cristales es de 250 a 380 μm (Figura IV.19a y IV.19b).

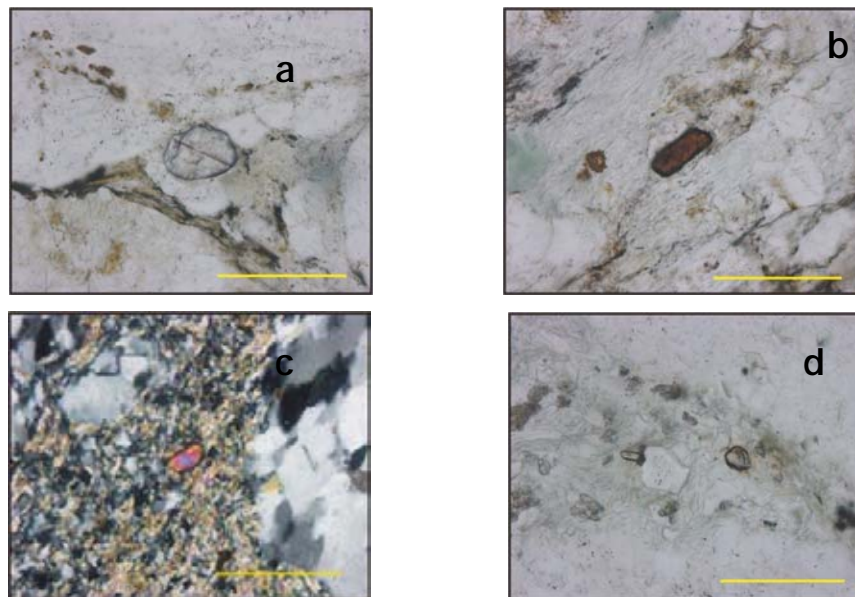


Figura IV.18. Minerales pesados encontrados en las muestras de la Formación Tecomate bajo el microscopio petrográfico; a) apatito fracturado dentro de la matriz asociado con feldespatos; b) rutilo euhedral de color pardo rojizo incluido en la matriz; c) zircón subeuhedral incluido en la matriz; d) zircones con formas diversas, algunos se observan redondeados y todos ellos se encuentran dentro de la matriz.

Anfíboles: Los anfíboles se presentan con colores que van desde un amarillo claro hasta incoloro, la mayoría de ellos se encuentran en formas euhedrales, aunque también se observan en fragmentos.

Como en el caso de los piroxenos, también presentan gran cantidad de inclusiones de minerales magnéticos y el rango de tamaño en el que se encuentran va de las 100 a las 250 μm (Figura IV.19c).

Turmalinas: Se encuentran en una concentración baja y normalmente ocurren como fragmentos, aunque llegan a encontrarse granos con formas prismáticas euhedrales pero con ausencia de la pirámide. La mayoría de los granos son de color pardo; algunos de ellos tienen sus aristas muy rotas y en algunos casos están redondeados. Los tamaños en los que se encuentran son de $\sim 110 \mu\text{m}$ (Figura IV.19d).

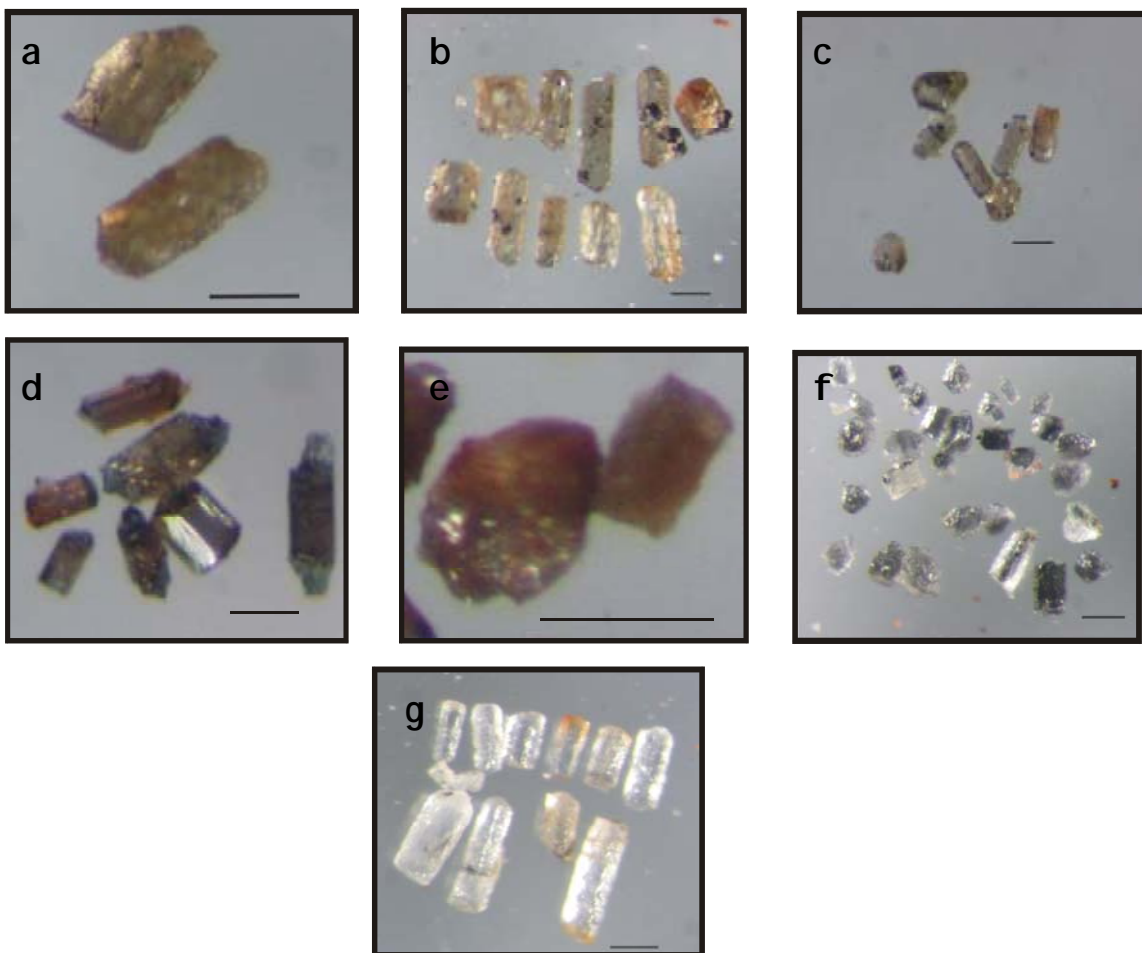


Figura IV.19. Minerales pesados observados con el microscopio estereoscópico; a) y b) cristales de piroxenos con formas euhedrales, algunos de ellos presentan gran cantidad de inclusiones; c) anfíboles euhedrales con algunas inclusiones de magnetita; d) turmalinas de diversos tamaños, en su mayoría están rotas; e) fragmentos de granates con lustre resinoso y ligeramente pulidos; f) apatitos ahumados con formas subeuhedrales y tamaños aproximados a las 100 μm ; g) cristales de apatito euhedrales, algunos se presentan fracturados en su parte media con respecto al eje C.

Granates: Los granates son muy escasos y se encuentran como fragmentos, lo que hace difícil su identificación; como en casos anteriores, se utilizó la energía de rayos X (EDS) para reconocerlos. Casi todos los fragmentos se presentan de color anaranjado claro ó miel, su lustre como ya es típico es resinoso, pero en general no se aprecian muchas características de sus cristales y su tamaño no pasa de las 120 μm (Figura IV.19e).

Los zircones representan a los MP más abundantes entre los que se encuentran los zircones tipo jacintos, típicos de rocas precámbricas. Los zircones jacintos se presentan en tamaños distintos; el primero no rebasa las 70 μm , el segundo varía entre las 300 a 470 μm . En general, los jacintos están muy retrabajados y presentan formas esféricas. También son abundantes los fragmentos de color rosa e incoloros, están pulidos y su tamaño es de 230 μm en promedio. Los zircones tienen distintos colores (rosas, ahumados, blancos, incoloros) y tamaño, aunque predominan los granos de alrededor de 310 μm . Los zircones metamórficos ocurren en fragmentos pequeños (85 μm), y en su mayoría están pulidos. Los zircones euhedrales tienen formas simples tipo P₂, P₃ y P₄ Pupin y Turco (1972) (tabla IV.10).

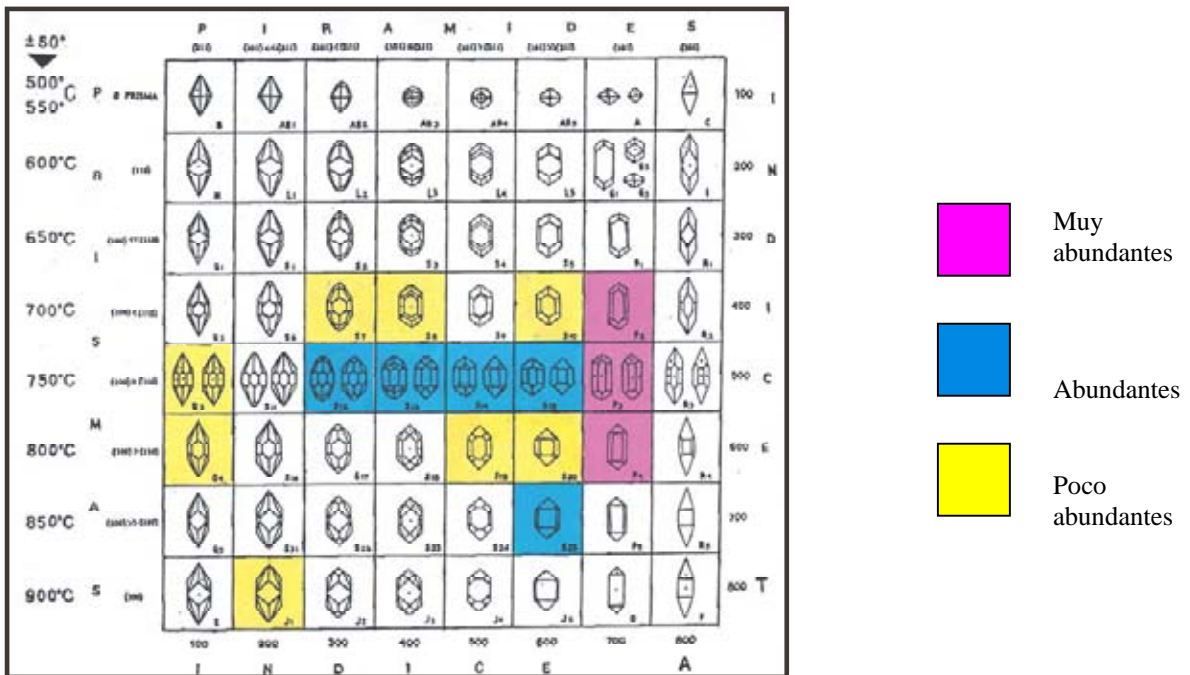


Tabla IV.10. Tabla de clasificación morfológica de Zircones de las metareniscas de la Formación Tecomate (modificada de Pupin y Turco, 1972).

Apatitos: Además de los de aspecto normal, también se identificaron apatitos ahumados, cuyo color va desde un gris intenso que se desvanece hasta ser incoloros (figura IV.24f). Se

encuentran con una gran diversidad de formas y tamaños. La forma más común en la de granos prismáticos subeuhedrales. Su tamaño varía entre las 30 y 240 μm . El otro grupo, corresponde a granos prismáticos euhedrales, incoloros y sin inclusiones, algunos con fracturas perpendiculares en la parte media del cristal con respecto al eje c. El tamaño promedio en el que se presentan es de 120 a 410 μm (Figura IV.19g).

IV. 4. Procedencia de el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla

Para contextualizar la procedencia de la Formación Tecomate como uno de los objetivos centrales de la presente tesis, se analizaron también los MP de la Formación Cosoltepec y la unidad Lagunilla (Figura IV.20) y se realizaron algunas determinaciones U-Pb para los zircones detríticos de la Formación Tecomate. El objetivo de este análisis fue el de conocer mejor las características de los protolitos de estas unidades, para establecer sus relaciones y su significado en términos de su procedencia. El establecimiento de los grupos distintos de MP, de sus características y análisis se realizaron con el apoyo de técnicas petrográficas diferentes, las cuales se describieron en el apartado de la metodología de este mismo capítulo. Las determinación de las características de los MP, se apoyan en observaciones en lámina delgada, así como en granos individuales y son la base para diferenciarlos y agruparlos.

IV.4.1 Litodema Cosoltepec

Para el litodema Cosoltepec se analizaron metareniscas y cuarcitas, cuya procedencia en base a los minerales pesados es diferente. Titanita, granate, anfíboles y piroxenos, junto con el apatito y el zircón son los minerales pesados presentes en las metareniscas. La titanita aún conserva su forma prismática, sugiriendo escaso retrabajo, mientras el granate ocurre como fragmentos corroídos de almandino. Las especies de anfíboles no fueron identificados, mientras los piroxenos corresponden a clinopiroxenos.

La titanita es un mineral accesorio común en rocas ígneas y metamórficas e incluso puede ocurrir como un mineral autógeno en rocas sedimentarias. Lo mismo ocurre con el almandino, el cual es común en esquistos de mica como producto del metamorfismo regional de sedimentos argilíticos y es estable hasta las facies de eclogita y granulita.

Aunque escasos, los análisis químicos de la epidota coinciden con los reportados por Deer et al. (1992) para el grupo de Clinozoicita-Epidota, los cuales tienen un amplio rango de ocurrencia, desde las facies de bajo grado metamórfico hasta esquistos azules e incluso eclogita. Es por esto, que en este caso no resulta un buen indicador de procedencia.

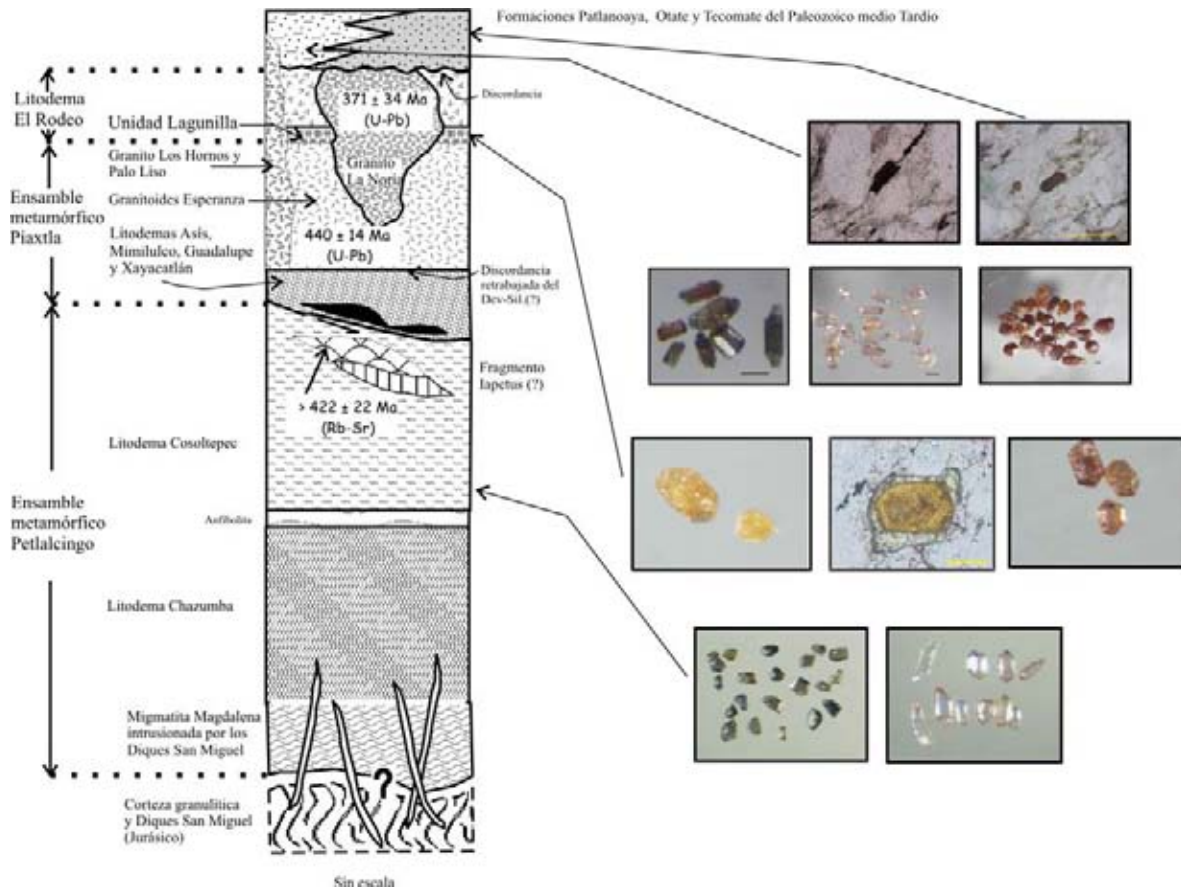


Figura IV.20. Columna tectonoestratigráfica simplificada del Complejo Acatlán que muestra sus distintas unidades y su cobertura donde se analizaron minerales pesados. Para la simbología litológica ver la Figura II.2.

Los piroxenos y anfíboles tienen un amplio rango de ocurrencia tanto en rocas ígneas como metamórficas, y dado que no se contó con análisis químicos de estos minerales, es difícil analizar su significado en términos de procedencia. Lo mismo sucede con los apatitos.

Los apatitos y zircones son los grupos minerales más abundantes en las metareniscas; los apatitos son comunes en rocas ígneas desde las básicas a las silíceas, así como en rocas metamorfismo de contacto y regional. El apatito por lo tanto es difícil utilizarlo por sí solo como indicador de procedencia.

Los zircones son el grupo más abundante; las distintas formas e intensidades de abrasión que presentan sugieren fuentes diversas con diferente transporte. Para el caso de los granos enteros

varían desde formas euédrales a redondeados, los cuales de acuerdo a la clasificación establecida por Pupin y Turco, (1972) corresponden a cristales de formas complejas destacando las definidas por pirámides bien desarrolladas y prismas poco desarrollados (formas S_{13} y Q_3) que en general se forman en migmatitas, granitos granodioritas y dioritas cuarcíticas (ver tabla IV.2). Los granos redondeados tienden a ser esféricos, posiblemente debido a la forma original del cristal. Los zircones metamórficos en su mayoría conservan su forma original a pesar de la destrucción de su estructura cristalina.

En términos generales las formas más abundantes corresponden a cristales formados en granitoides, lo cual aunado a la presencia de apatito como principal grupo mineral después de los zircones indican que su principal procedencia son rocas graníticas. Además la presencia de zircones metamórficos cuya propia naturaleza los hace poco resistentes al transporte, sugiere que la fuente principal es local, con influencia de una fuente de rocas metamórficas representada por el granate, la epidota y tal vez los anfíboles y piroxenos.

Por otro lado, las cuarcitas de la Formación Cosoltepec contienen titanita, rutilo, turmalina, apatito y zircón (figura IV. 13). Los granos más abundantes son de zircón, turmalina y rutilo, en ese orden. La asociación rutilo-zircón-turmalina se considera muy estable y se ha reportado en sedimentos y rocas sedimentarias texturalmente maduras. Las apatitas son incoloras y la mayoría de los casos están rotos en sus bordes y como ya se mencionó para nuestro caso tienen escaso valor como indicadores de procedencia.

La titanita ocurre en su mayoría como fragmentos es un mineral accesorio en rocas ígneas plutónicas intermedias y ácidas, así como en rocas metamórficas del tipo de esquistos y gneises ricos en minerales ferromagnesianos, así como en rocas metamórficas calcosilicatadas y skarns o bien puede tener un origen autigénico. La mayor parte de la titanita de las cuarcitas de la Formación Cosoltepec ocurre en fragmentos. El único análisis de titanita (Tabla IV.13) realizado es comparable al de la Tabla 46 análisis 10 de Deer et al., (1996) el cual corresponde a una titanita de un granito. También es comparable a los valores de titanitas euédrales de los Granitoides Esperanza reportados por Reyes-Salas (2003). Además su alto contenido de Al_2O_3 de 2.01 % sugiere un origen de alta presión (Kunz et al., 1996).

Las turmalinas de las cuarcitas de la Formación Cosoltepec en la mayoría de los casos es euhedral, aunque se observan algunos granos abrasionados. De acuerdo a los análisis químicos de elementos mayores de la Tablas IV.3 y se observa que las turmalinas tienen valores de MgO ligeramente mayores a los de FeO, lo cual origina una relación de $FeO/(FeO+MgO)$ entre los 0.393 y 0.5687, aunado a los bajos valores de CaO que varían entre el 0.27 y 0.69 %, sugieren una fuente metapelítica con fases saturadas en Al. Esto es consistente con la gráfica de Henry y Guidotti (1985; Figura IV. 21) que muestra a las turmalinas de la Formación Cosoltepec en el campo de las Schorlo-Dravitas (Tabla IV.15) con cierta tendencia a este última y procedentes de sedimentos metapelíticos y metapsamíticos con fases saturadas de Al y empobrecidas en Ca. En este mismo sentido, la relación $Mg/(Fe_T+Mg)$ varía en el rango de los 0.574 a los 0.733, donde la mayoría es menor a 0.7, lo que coincide con un origen de metapelitas (Henry y Dutrow, 1996).

La similitud en las características químicas para las turmalina sugiere una fuente similar para ellas.

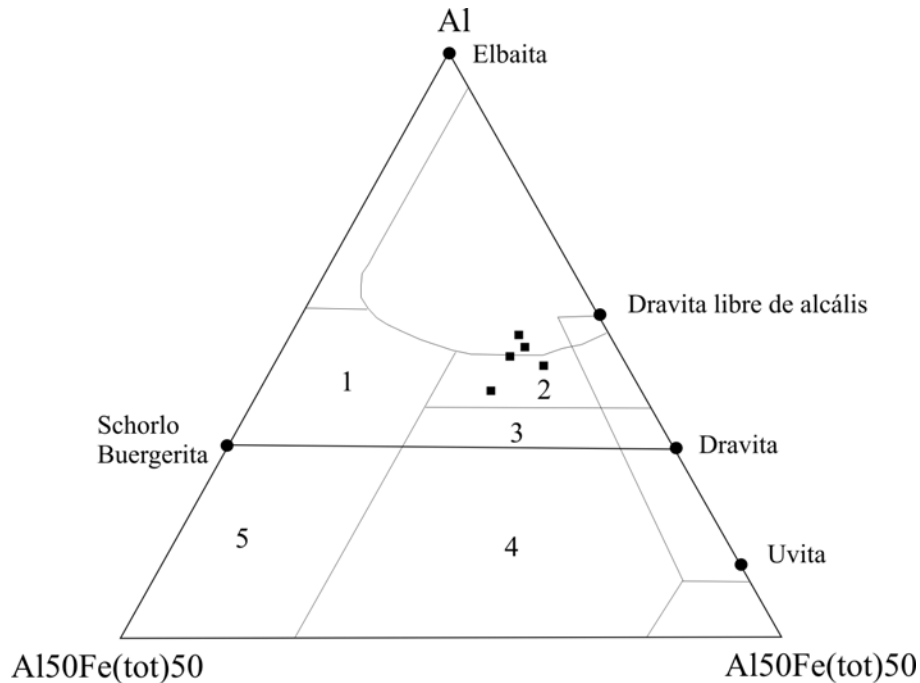


Figura IV. 21. Diagrama Al-Fe_T-Mg (en proporción molecular) de Henry y Guidotti (1985) para turmalinas detríticas procedentes de varios tipos de rocas. (1) Granitoides, aplitas y migmatitas asociadas pobres en litio; (2) Metapelitas y metapsamitas coexistiendo con fases saturadas en Al; (3) Metapelitas y metapsamitas que no coexisten en fases saturadas en Al; (4) Turmalinas ricas en cuarzo y Fe³⁺ en rocas calcisilicatadas y metapelitas; (5) Turmalinas ricas en cuarzo y Fe³⁺ (granitos alterados hidrotermalmente). Fe_T representa Fe total. Los cuadros negros corresponden a las turmalinas detríticas de el litodema Cosoltepec analizados (Tabla IV.5)

Análisis químicos de turmalina para el litodema Cosoltepec					
Muestra					
SiO ₂	34.32	31.84	32.78	33.58	32.74
TiO ₂	0.71	0.74	0.02	1.01	0.71
Al ₂ O ₃	37.64	39.22	37.81	37.80	35.54
V ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	5.19	6.30	4.86	5.29	8.07
MgO	5.84	6.35	7.50	6.28	6.12
CaO	0.27	0.69	0.51	0.43	0.32
MnO	0.00	0.46	0.00	0.47	0.09
Na ₂ O	1.88	1.39	2.54	2.09	2.32
K ₂ O	0.16	0.01	0.18	0.04	0.09
H ₂ O*	3.72	3.70	3.69	3.73	3.62
B ₂ O ₃ *	10.77	10.74	10.70	10.80	10.50
Li ₂ O*	0.18	0.00	0.00	0.04	0.00
Total	100.68	101.44	100.59	101.56	100.12
Fórmula estructural basada en 31 aniones					
T: Si	5.537	5.154	5.326	5.403	5.421
Al	0.463	0.846	0.674	0.597	0.579
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Z: Al	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y: Al	0.693	0.637	0.565	0.570	0.356
Ti	0.086	0.090	0.002	0.122	0.088
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.404	1.532	1.816	1.506	1.511
Mn	0.000	0.063	0.000	0.064	0.013
Fe ²⁺	0.700	0.853	0.660	0.712	1.117
Li*	0.116	0.000	0.000	0.026	0.000
?Y	3.000	3.175	3.045	3.000	3.085
X: Ca	0.047	0.120	0.089	0.074	0.057
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.588	0.436	0.800	0.652	0.745
K	0.033	0.002	0.037	0.008	0.019
Rb	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cs	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
r	0.332	0.442	0.074	0.266	0.179
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Tabla IV.15. Análisis químicos EDS representativos de turmalina detrítica de el litodema Cosoltepec.

El rutilo es un mineral accesorio común que ocurre en todo tipo de rocas, ígneas, metamórficas y sedimentarias, particularmente en granitos, anfibolitas y eclogitas. El las cuarcitas de la Formación Cosoltepec ocurre de dos formas: anhedrales y euhedrales de color rojo. El rutilo también ocurre como inclusión en granos de cuarzo (cuarzo rutilado). Su concentración es escasa. Su ocurrencia como inclusiones en cuarzo sugiere su procedencia metamórfica.

El Apatito ocurre en granos incoloros, limpios y muy fracturados. En la mayoría de los casos sus bordes están rotos.

En las cuarcitas, también el zircón es el grupo mineral más abundante y variado, destacando las formas simples y elongadas (formas P_2 y R_3 de Pupin y Turco, 1972), las cuales proporcionan información de procedencia escasa. Destaca el hecho que un porcentaje considerable (30%) corresponde a zircones no luminiscentes, los cuales sugieren una concentración escasa de U y en general de elementos incompatibles, rasgos comunes en rocas básicas e intermedias.

La presencia de titanita sugiere una fuente granítica o metamórfica, particularmente su química es parecida a la de las titanitas presentes en los Granitoides Esperanza (Reyes-Salas, 2003). Por otro lado, la turmalina sugiere una fuente principalmente de rocas metapelíticas, que junto con el rutilo, ya sea como grano o como inclusión en cuarzo sugiere una fuente principalmente metamórfica, tal vez granulítica y de metagranitos como fuente segunda.

IV.4.2. Unidad Lagunilla

También para la unidad Lagunilla se analizaron muestras de metareniscas y cuarcitas. La titanita, rutilo, granate, epidota, anfíboles, piroxenos, allanita, apatita y zircón son los minerales más abundantes de las metareniscas; mientras que para las cuarcitas lo son el zircón y la apatita. La titanita en su mayoría está fracturada y subredondeada. El rutilo es prismático y acicular. Algunos granos de rutilo están rodeados de titanita, mostrando su origen metamórfico de presión alta (Figura IV. 12 y IV.18). La epidota es parda y translúcida con formas subeuhedrales y pulidas que revelan su carácter detrítico y su química la ubica en el campo de la clinozoisita-epidota (tabla IV.1). Los granates son escasos y ocurren como fragmentos; su identificación fue difícil debido a su retrabajo y se basó en su química (Tabla IV.1): el tipo de granate que se determinó fue almandina que sugiere una fuente metamórfica. Para los anfíboles y piroxenos es difícil apreciar con claridad sus caras cristalinas y vértices y no fue posible una mejor identificación.

La allanita ocurre en dos grupos bien diferenciados, y su identificación se logró mediante análisis químicos. En algunas muestras los cristales de allanita son muy abundantes y tienden a confundirse

con los apatitos de color amarillo (Figura IV.13). Los apatitos son granos prismáticos con escasas evidencias de transporte; granos rotos por su parte media y fragmentos con bordes corroídos. La allanita y la apatita sugiere la presencia de una fuente ígnea. Por último, los zircones, como en los casos anteriores, es el grupo más abundante y diverso; incluye fragmentos irregulares y granos metamórficos, euhedrales con tamaños y formas diferentes pero siempre retrabajados revelando su carácter detrítico (figura IV.12). Las formas más abundantes de los zircones son las P₂, P₃, S₁₃, S₁₄ y S₁₅ (Tabla IV.6; Pupin y Turco, 1972), lo cual sugiere una fuente granítica o metagranítica.

La mayor parte de los minerales pesados de la metarenisca, así como su composición cuarzo-feldespática sugiere una fuente granítica. Sin embargo, los granos de granate almandino y el rutilo con coronas de titanita y epidota sugieren una procedencia de rocas metamórficas de alta presión.

Por otro lado, los minerales pesados dominantes en las cuarcitas de la unidad Lagunilla son las apatitas y zircones redondeados y pulidos. Los apatitas en su mayoría son fragmentos e incoloros (Figura IV.16). Los zircones son fragmentos y granos euhedrales y metamórficos redondeados y pulidos (Figura IV.15). Las formas que exhiben los zircones son las del tipo P₂, P₃, S₁₂ y S₁₃. Según la clasificación tipológica de Pupin y Turco (1972) sus formas corresponden a los granitoides (Tabla IV.9), razón por la cual es probable que la procedencia de estos minerales sea metagranítica.

La abundancia de los fragmentos de zircones tanto en las metareniscas como en las cuarcitas es la dominante (Figuras IV.14 y IV.15). Mientras que para los granos completos varía su abundancia; los zircones redondeados en las meta areniscas es baja, comparados con la cuarcita, aunque se observa una tendencia hacia las formas esféricas. En las cuarcitas abundan los granos esféricos, lo cual es evidencia de la selección y madurez sedimentaria. Las cuarcitas también poseen mayor cantidad de zircones metamórficos con colores violetas; sin embargo, a pesar de que en las metareniscas son mas escasos.

Es claro, por comparación morfológica (tablas IV.6 y IV.7), que los grupos de zircones presentes en ambas litologías, en su mayoría son los mismos. La única diferencia es que en las cuarcitas hay menos variedad y están más pulidos y mejor redondeados, lo cual puede ser resultado únicamente de la selección sedimentaria en ambas litologías. Por lo tanto, seguramente los sedimentos que originaron a la unidad Lagunilla provienen de terrenos metamórficos de alto presión.

Es importante destacar, que aunque los minerales pesados en el litodema Cosoltepec y la unidad Lagunilla corresponde a los mismos grupos, sus características morfológicas, tamaños e incluso colores contrastan notablemente, lo cual sugiere fuentes diferentes. En ambos casos es evidente la influencia de márgenes continentales. Para el caso de la unidad Lagunilla es evidente la presencia de una fuente metamórfica de presión alta, tal vez eclogítica y metagranítica; mientras que para las rocas de la Formación Cosoltepec es más probable una fuente granulítica y otra granítica de carácter local.

IV. 3. Procedencia de la Formación Tecomate.

La composición mineralógica dominante de los detritos de la Formación Tecomate es cuarzo-feldespática. La presencia de mesopertita, plagioclasa con maclas deformadas, cuarzo policristalino con grados de recristalización diferente sugieren como fuente de aporte principal rocas metamórficas y graníticas. Sin embargo, para identificar con mejor resolución las posibles fuentes de esta formación se realizaron algunos análisis químicos para metareniscas de grano fino. Los datos obtenidos se muestran en la Tabla IV.16.

Para determinar la procedencia de la FT, se usaron las funciones discriminantes, basadas en óxidos mayores, propuestas por Roser y Korsch (1988) las cuales permiten distinguir entre fuentes distintas: ígneas máficas, intermedias y félsicas o bien rocas sedimentarias cuarcíticas (Figura IV.22 y Tabla IV.17).

De acuerdo a estos valores de las funciones discriminantes (Tabla IV.7) y a los diagramas de la Figura IV 22), basados en las funciones discriminantes de Roser y Korsch (1988) la mayor procedencia para la FT es la de rocas sedimentarias cuarcíticas, pero cercanas a la de procedencia ígnea máfica e intermedia. Estos resultados también pueden interpretarse como una procedencia de rocas metamórficas cuarzofeldespáticas, lo cual sugiere su cercanía a un margen continental, del cual las rocas inferiores del CA pudieren ser parte de él.

EM (%)	H-4	FG-1	FG-2	FG-3	ET/TR (ppm)	H-4	FG-1	FG-2	FG-3
SiO ₂	61.805	81.569	45.275	60.639	Sr	59	112	355	49
TiO ₂	0.993	0.573	4.524	0.893	Rb	163	37	15	140
Al ₂ O ₃	17.979	9.232	13.224	17.459	Ba	639	131	153	1200
Fe ₂ O ₃	7.839	2.738	18.972	7.312	Th	19	11	3	12
MnO	0.315	0.14	1.964	0.054	Y	48	21	51	43
MgO	2.612	0.852	6.857	3.256	Zr	203	362	318	199
CaO	0.309	0.29	5.308	0.473	Nb	21	14	33	16
Na ₂ O	1.658	3.46	1.917	0.999	Ni	56	40	92	49
K ₂ O	4.452	0.608	0.202	4.158	V	117	55	522	199
P ₂ O ₅	0.145	0.034	0.36	0.153	Co	30	37	71	17
LOI	2.9	0.82	0	4.72	Cr	94	18	61	126
Total	100.95	100.32	98.6	100.22	Nd	44	85	46	48

Tabla IV. 16 Análisis químicos de algunas rocas detríticas de grano fino de la Formación Tecamate. Los análisis fueron realizados con la Técnica de Fluorescencia de Rayos X en el Instituto de Geología de la UNAM. EM=elementos mayores; ET=elementos traza y TR=tierras raras. Los elementos mayores están en %, mientras los elementos traza y tierras raras en ppm.

Muestra/Función				
H4	-2.168978	-1.200705	0.680506741	1.037432617
FG-1	-2.480717	-1.519731	-0.335441053	-2.05382647
FG-2	-0.771671	-11.055303	-7.808283699	15.22710852
FG-3	-3.656369	-3.177835	0.419285926	2.5388533129

Tabla IV.17. Valores de las funciones discriminantes con base en elementos mayores para determinar la procedencia en areniscas y lodolitas de la Formación Tecamate. Las funciones discriminantes utilizadas son las definidas por Roser y Korsch (1988).

$$F1 = -1.773TiO_2 + 0.607Al_2O_3 + 0.76Fe_2O_{3(total)} - 1.5MgO + 0.616CaO + 0.509Na_2O - 1.22K_2O - 9.09.$$

$$F2 = 0.445TiO_2 + 0.07Al_2O_3 - 0.25Fe_2O_{3(total)} - 1.142MgO + 0.438CaO + 1.475Na_2O + 1.426K_2O - 6.861.$$

$$F3 = 30.638TiO_2/Al_2O_3 - 12.541Fe_2O_{3(total)}/Al_2O_3 + 7.329MgO/Al_2O_3 + 12.031Na_2O/Al_2O_3 - 35.402K_2O/Al_2O_3 - 6.382.$$

$$F4 = 56.5TiO_2/Al_2O_3 - 10.879Fe_2O_{3(total)}/Al_2O_3 + 30.875MgO/Al_2O_3 - 5.404Na_2O/Al_2O_3 + 11.112K_2O/Al_2O_3 - 3.89$$

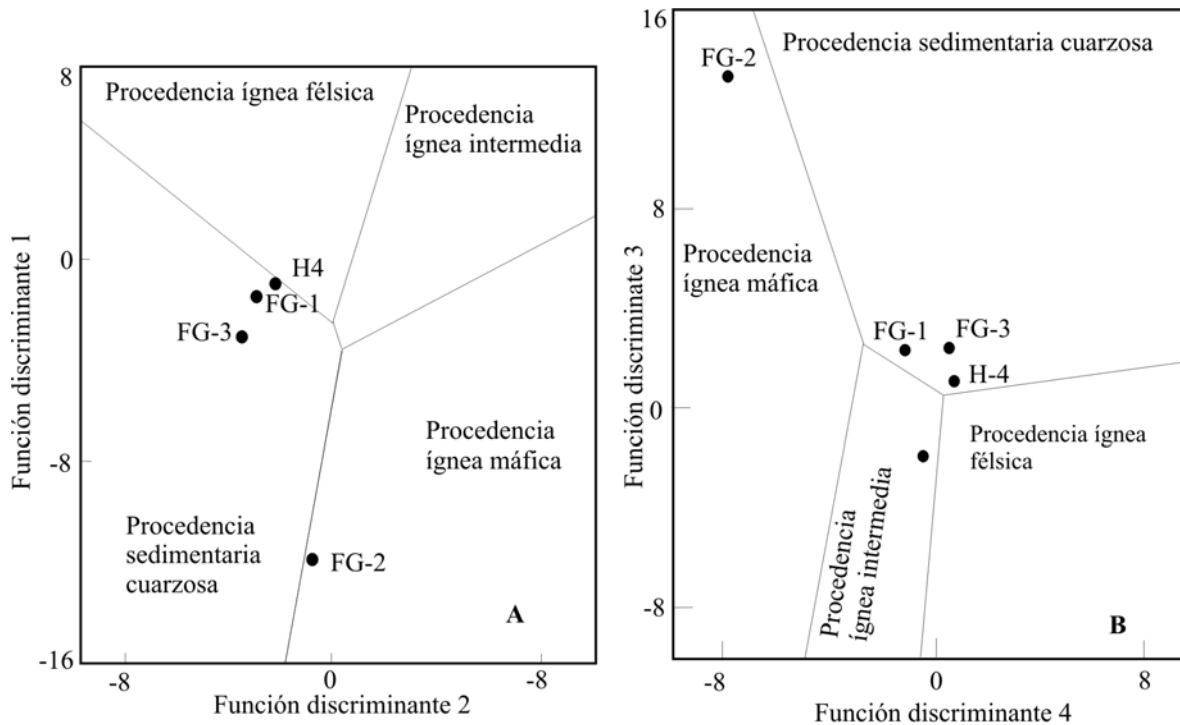


Figura IV.22. Diagramas de funciones discriminantes propuestas por Roser y Korsch (1988) basadas en elementos mayores para definir la procedencia de rocas sedimentarias de grano fino. Nótese que las muestras caen en el campo de procedencia sedimentaria cuarzosa, pero muy cercana a los límites de los campos ígneos. Los valores de las funciones discriminantes se muestran en la Tabla IV.10.

Por otro lado, basado en la abundancia y tipo de los minerales pesados más abundantes de la Formación Tecamate, entre los que destacan apatitos, titanitas, zircones, turmalinas, piroxenos, anfíboles, rutilos, allanita (Figuras IV.18 y IV.19) y cromita. Los apatitos alcanzan hasta 1 mm de tamaño, están fracturados. El rutilo tiene un color pardo rojizo y su forma es prismática (euhedral) y está incluidos en la matriz (Figura IV.18). Los piroxenos en su mayoría son prismáticos con las aristas y vértices muy desgastados e incluyen tanto clinopiroxenos como ortopiroxenos retrabajados. Los anfíboles son prismáticos, aunque también se observan en fragmentos. Las turmalinas varían desde fragmentos hasta formas prismáticas con diferentes grados de retrabajo. Los granates son fragmentos escasos y de difícil identificación. Una muestra de los distintos grupos minerales analizados en la FT se exhiben en la Figura IV.23.

Con respecto a los apatitos ocurren incoloros, en colores y formas diferentes. Los incoloros son prismáticos con fracturas en la parte media del cristal con respecto al eje *c*, similares a los de la unidad Lagunilla, por lo que se interpreta que pudieran tener la misma fuente. Los apatitos

coloreados son ahumados y van desde un gris intenso que se desvanece hasta ser incoloros (Figura IV.19f).

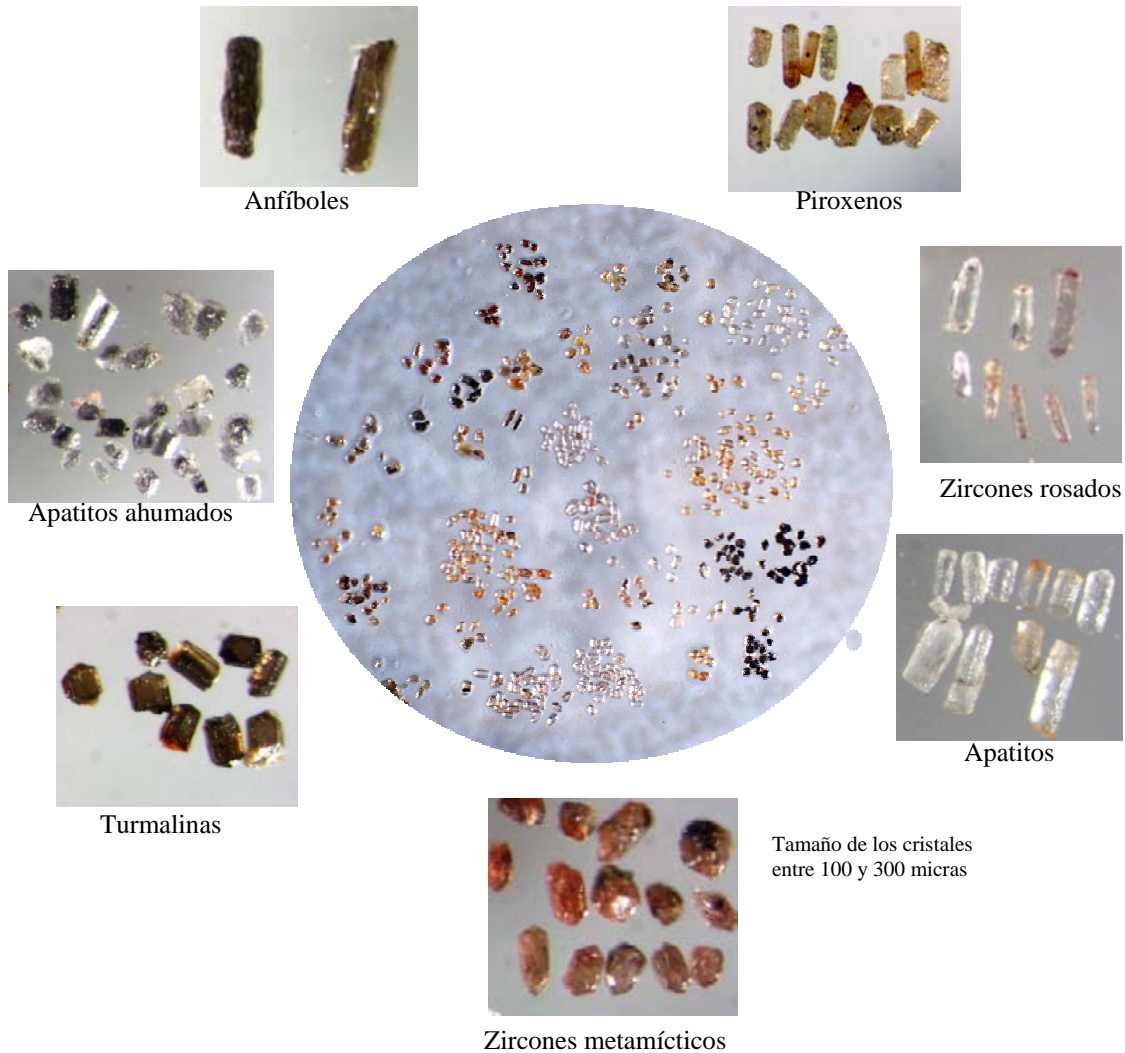


Figura IV. 23. Minerales pesados de la FT separados a través del microscopio binocular, con base en el color, la forma y tamaño.

Para los piroxenos, anfíboles, turmalinas y cromitas debido a su importancia petrogenética se determinó su química de la cual se presentan los análisis más representativos en las Tablas IV.18 a la IV.23. De acuerdo al cálculo de la fórmula estructural de los piroxenos (Tabla IV.18 y Figura IV.24) corresponden a clinoenstatita, clinoferrosillita y pigeonita.

Los piroxenos ricos en hierro y magnesio; se ubican en el campo de la enstatita-ferrosillita y en el de la pigeonita, cercano a sus límites (Figura IV. 24). La pigeonita es un piroxeno pobre en calcio característico de rocas ígneas del tipo de andesítico y dacítico e incluso puede ocurrir en basaltos,

particularmente son similares a los reportados en rocas dioríticas . También se han reportado pigeonitas en el Complejo Oaxaqueño, razón por la cual es posible una fuente de rocas ígneas intermedias o bien derivadas del Complejo Oaxaqueño.

Por otro lado, el resto de los piroxenos ocupan el campo de la serie clinoenstatita-clinoferrrosillita. En general los ortopiroxenos ricos en hierro y magnesio son comunes en rocas ígneas plutónicas básicas y ultrabásicas; o bien rocas volcánicas básicas e intermedias o incluso en rocas metamórficas de grado alto (noritas y charnoquitas). La serie de la enstita-ferrosillita ocurre comúnmente en la rocas ígneas y metamórficas, mientras que la clinoenstaita en condiciones de alta presión y baja temperatura, aunque la relación entre la orto y clinoenstatita aún no es del todo conocida.

Iones	Fr-3C1	Fr-3D1	Fr-3D2	Fr-3D4
Si	1.96183318	2.04065892	1.92118248	1.92333268
Ti	0.00379056	0.00647289	0.00867675	0.00859633
Al (T)	0.03816682	0	0.06388148	0.05731368
Al (M1)	0.04646617	0.0906967	0	0
Fe3+ (T)	0	0	0.01493604	0.01935363
Fe3+ (M1)	0	0	0.06943513	0.06448012
Fe2+	0.73794678	0.47604132	0.78611053	0.69978497
Mn	0.01220289	0.00319545	0.03159137	0
Mg	1.11789973	1.23643528	0.99489478	1.11336013
Ca	0.08169387	0.13507601	0.10132034	0.10877298
K	0	0.00794365	0.00797111	0.00500546
Na	0	0.00347979	0	0
Li	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0
Sc	0	0	0	0
Total	4	4	4	4
pyroxeno	(clino)enstatita	pigeonita	pigeonitea	pigeonita
enstatita	57.3357401	66.8073254	49.7873525	55.508369
ferrosilita	38.4742791	25.89422	45.1422908	39.0685783
wollastonita	4.1899808	7.29845454	5.0703567	5.42305266
jadeita	-----	-----	-----	-----
Aegirinea	-----	-----	-----	-----

Tabla IV.18. Número de iones de los elementos presentes en piroxenos de algunas contenidos en metareniscas de la Formación Tecomate, basados en seis oxígenos. FeO y Fe₂O₃ se calcularon con base Droop (1987) y Lindsley (1983).

Iones	Fr-3B2	Fr-4B1	Fr-4B2	Fr-4B3
Si	2.07909357	1.93862814	1.91570626	1.93893051
Ti	0.02573445	0.01599645	0.03613361	0
Al (T)	0	0.05797781	0.08127578	0.06106949
Al (M1)	0	0	0	0.01716004
Fe3+ (T)	0	0.00339406	0.00301796	0
Fe3+ (M1)	0.10746028	0.02937896	0.02645253	0.06890613
Fe2+	0.67800133	0.83506513	0.83314618	0.9057038
Mn	0.07189461	0.02898571	0.01509188	0.0316679
Mg	0.08966016	0.96553656	0.98017885	0.88584828
Ca	0.61949481	0.12503718	0.09457093	0.06571717
K	0.01154445	0	0	0
Na	0.31711633	0	0.01442602	0.02499668
Li	0	0	0	0
Zn	0	0	0	0
Ni	0	0	0	0
Cr	0	0	0	0
Sc	0	0	0	0
Total	4	4	4	4
pyroxena	aegirinea-augita	pigeonita	(clino)enstatita	(clino)ferrosilita
enstatita	-----	48.5829586	50.2022929	45.246128
ferrosilita	-----	45.1255382	44.9540223	51.3972615
wollastonita	-----	6.29150317	4.84368477	3.35661058
jadeita	31.3760824	-----	-----	-----
aegirinea	68.6239176	-----	-----	-----

Tabla IV.18. Continuación.

Los análisis de los distintos piroxenos son similares los reportados en la literatura para rocas metamórficas que incluyen granulitas, gneises y anfibolitas (Deer et al., 1997). La clinoenstatita puede originarse a partir de la inversión de la enstatita por deformación (Raleigh et al., 1971; Buseck e Iijima, 1975).

La composición química de estos minerales y la presencia de granulitas, charnoquitas en el complejo Oaxaqueño lo sugieren como fuente, donde es posible, debido a su inversión a clinopiroxenos que hayan estado sujetos a un evento de deformación previo a su erosión, transporte y depósito.

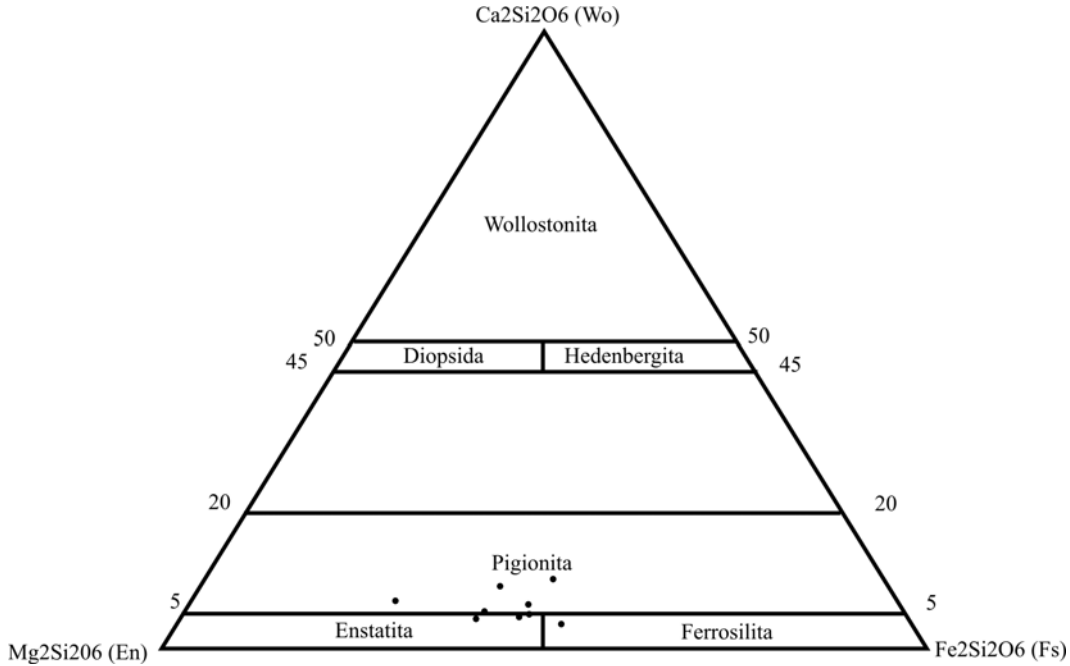


Figura IV. 24. Representación gráfica de las relaciones estructurales en piroxenos de las metareniscas de la Formación Tecomate en el diagrama triangular Enstatita (En)-Ferrosilita (Fs)-Wollastonita (Wo).

Los anfíboles es un grupo mineral importante en rocas ígneas plutónicas y metamórficas en facies desde la de esquistos verdes a la parte baja de granulitas. Los anfíboles identificados pertenecen al grupo de la Hornblenda, particularmente se localizan en el campo de la edenita-ferroedenita y pargasita-hastingsita (Tabla IV.19).

Iones	Fr-3B1	Fr-3B2	Fr3B-1	Fr-3B-2	Fr-3C-1
Si	6.37860977	6.18041894	6.59726807	6.20466746	6.59792671
Ti	0.26711151	0.25958026	0.11408175	0.24737784	0.1797106
Al	1.87273485	2.33749219	1.15428703	1.34486022	0.9989234
Cr	0.0001101	0.02849041	0	0	0.00012039
Fe(iii)	1.08438712	1.02740519	0	0	0
Fe(ii)	0.020785	0.03655719	2.25144917	2.70395802	2.49801266
Mn	0.01061553	0.03052056	0.03802882	0.10677204	0.06422838
Mg	3.36564611	3.09953525	2.51917031	1.8533823	2.2251237
Ca	1.58306176	1.58886186	2.95359002	3.28124953	3.02818345
Na	0.53190629	0.46756074	0.09753401	0.15693041	0.16001715
K	0.05329554	0.08132935	0.06972898	0.10958397	0.10120585
Zr	0	0	0	0	0
	15.1582636	15.1377519	15.7951382	16.0087818	15.8534523
	Tschermakita	Tschermakita	Edenita	Ferro-pargasite	Ferro-edenite

Tabla IV.19. Número de iones de los elementos presentes en anfíboles de algunos contenidos en metareniscas de la Formación Tecomate. Número de iones basado en 23 oxígenos, ignorando H₂O.

La edenita es un mineral común en granulitas, cuarzodioritas, sienitas y charnoquitas. Mientras que la ferropargasita es común en rocas granulitas de metabasitas. Cabe resaltar que la ferropargasita

con taramita sugieren condiciones de alta presión (parte alta de la facies de esquistos verde y esquistos azul) (Faryad y Bernhant, 1996). La taramita se ha reportado en el Complejo Acatlán (Vega-Granillo, 2006). La ferropargasita también se ha reportado en metaeclogitas. Por último la tschermakita es un mineral descrito en eclogitas y anfibolitas.

La presencia de la serie edenita-ferroedenita sugiere como fuente posible a rocas granulíticas y charnoquitas, tal vez las del Complejo Oaxaqueño. Por otro lado, la presencia de ferropargasita y tschermakita sugiere una rocas de alta presión como su fuente, seguramente rocas de las unidades inferiores del Complejo Acatlán (Ensamble Metamórfico Piaxtla)

El grupo de las turmalinas es variado y como ya se mencionó es buen indicador de procedencia. Las iones de los distintos elementos contenidos en las turmalinas calculados en la metareniscas de la Formación Tecomate (Tabla IV.20), junto con el diagrama ilustrado en la Figura IV.25, muestran la variación composicional para este grupo mineral.

Iones.	Fr-3A1	Fr-3A2	Fr-3A3	Fr-3A4	Fr-3A5	Fr-3A6
H ₂ O*	3.5633555	3.51001448	3.72270508	3.72270508	3.53950055	3.67435724
B ₂ O ₃ *	10.327712	10.1731131	10.7895566	10.7895566	10.2585729	10.6494295
Total	100.890067	101.183128	101.252801	101.252801	100.798073	101.024785
Total*	100.890067	101.183128	101.252801	101.252801	100.798073	101.024785
Si	5.65644124	5.49467763	5.71844303	5.71844303	5.81552989	5.66606299
Ti	0.15641851	0.14016664	0.25038636	0.25038636	0.08281332	0.20839396
Al	6.32993859	6.56808628	6.1353057	6.1353057	5.43872415	6.62265389
Fe ²⁺	1.87966879	2.46701649	0.57333316	0.57333316	1.78550702	1.11016329
Mg	1.05292258	0.51370479	1.82575703	1.82575703	2.02482047	1.25662464
Mn	0.03777292	0.02749404	0.01705474	0.01705474	0	0.00483816
Ca	0.19310612	0.17810235	0.61630678	0.61630678	0.61734847	0.21682334
Na	0.41699096	0.36999785	0.17208694	0.17208694	0.203331	0.29585926
K	0.01481346	0.01373088	0.00205498	0.00205498	0.03177181	0.03018931
Ideal T+Z+Y	15.1131626	15.2111459	15	15	15.1473948	15

Iones.	Fr-3B1	Fr-3B2	Fr-3B3	Fr-3B4	Fr-3C1	Fr-3C2
H ₂ O*	3.42527063	3.6290938	3.63521085	3.58184405	3.47140572	3.59113541
B ₂ O ₃ *	9.92749909	10.518242	10.5359711	10.3812976	10.0612129	10.4082268
Total	100.35377	99.1463358	101.171182	100.964142	100.533619	99.9863622
Total*	100.35377	99.1463358	101.171182	100.964142	100.533619	99.9863622
Si	5.56689452	5.81786413	5.59824524	5.82680607	5.64440671	5.93797068
Ti	0.25764681	0.03814776	0.07306586	0.09115085	0.0454665	0.15370163
Al	5.7973412	6.59210748	6.34596466	6.4334115	6.48620343	5.86453671
Fe ²⁺	2.69876584	1.0484216	1.24117262	1.9938748	2.74842166	1.37873699
Mg	0.81793864	1.57257478	1.84732197	0.7811857	0.35125751	1.6693538
Mn	0.03796111	0	0.06077899	0.02552464	0.05296598	0.05332163
Ca	0.45674079	0.1322477	0.30540761	0.06672706	0.10031356	0.23276155
Na	0.25729376	0.29314186	0.36013366	0.26747024	0.27597947	0.37135269
K	0.02970458	0	0.00736555	0.02584314	0	0
Ideal T+Z+Y	15.1765481	15.0691157	15.1665493	15.1519536	15.3287218	15.0576214

Tabla IV. 20. Iones calculados en turmalinas de la Formación Tecomate basados en 31 O, OH y F.

Iones	Fr-3C3	Fr-3D1	Fr-3D2	FR-3D3
H ₂ O*	3.49367418	3.47508988	3.46084832	3.54160129
B ₂ O ₃ *	10.1257538	10.0718908	10.0306143	10.2646615
Total	100.215751	100.546981	100.491463	99.8072628
Total*	100.215751	100.546981	100.491463	99.8072628
Si	5.65391497	5.62064897	5.55714278	5.61600771
Ti	0.20987802	0.18647454	0.1872419	0.20729249
Al	4.98895623	5.34713788	5.3691416	6.37959612
Fe ²⁺	1.48868326	1.98744466	2.06807528	1.7731199
Mg	1.89145573	1.82825554	1.8357789	1.11795066
Mn	0.01104905	0.04121705	0.04138666	0.02136881
Ca	1.44564321	0.86192991	0.8654768	0.23075609
Na	0.06655835	0.29107717	0.29227497	0.27773181
K	0.08167573	0.00132084	0.00132628	0.00388812
Ideal T+Z+Y	15	15.0111786	15.0587671	15.1153357

Tabla IV.20. Continuación.

En la Tabla IV.20 se observa la abundancia de los óxidos de elementos mayores en las turmalinas. El contenido de FeO_t varía entre 6.256 y 33.85, mientras el MgO es entre 1.364 y 7.512; para el Al₂O₃ es de 24.662 y 34.431 y el TiO₂ tiene un intervalo amplio de variación entre los 0.35 y 2.413. El CaO es de 0.542 a 4.662 y el SiO₂ es de 33.572 a 37.06.

Estas variaciones sugieren fuentes distintas. Las variaciones de CaO < al 1% sugieren una fuente pelítica para una parte de las turmalinas y en general tienen valores altos para el caso del TiO₂, lo cual implica diferentes condiciones de P y T de formación. Con respecto a la relación FeO/(FeO+MgO), la cual varía entre los 0.451 y 0.9390 sugiere una procedencia de sedimentos (0.5 a 0.7). Por otro lado, la suma Fe+Mg en algunos casos es próximo a 3 lo cual indica una composición de la serie chorlo-dravita, composición dominante en las turmalinas de los Granitoides Esperanza.

Si observamos el diagrama Fe_T-Al-Mg de Henry y Guidotti (1985) se observa una procedencia diversa para las turmalinas de la FT que varía desde una fuente granítica, metasedimentaria coexistiendo con fases saturadas de Al y no saturadas y de rocas calcosilicatadas y rocas de cuarzo-turmalinas ricas en Fe³⁺ (Figura IV.25). Si se analizan la composición de las turmalinas de los Granitoides Esperanza se observa que en su mayoría se ubican dentro de la serie Chorlo-Dravita (Reyes-Salas, 2003; Figura IV. 26).

Reyes-Salas (2003) concluye para las turmalinas de los Granitoides Esperanza un origen común, donde el traslape entre estas y las contenidas en la FT, sugieren que los Granitoides fueron la fuente a menos de una parte de las turmalinas de la FT.

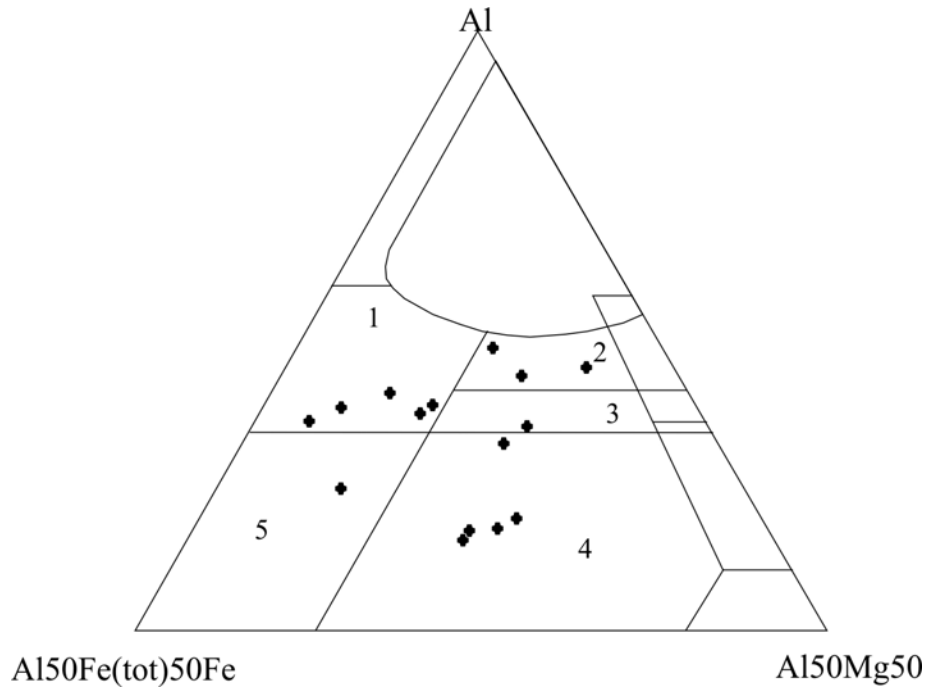


Figura IV. 25. Diagrama Al-Fe_T-Mg (en proporción molecular) de Henry y Guidotti (1985) para turmalinas detríticas procedentes de varios tipos de rocas, donde se muestra la composición de las turmalinas analizadas en metareniscas de la Formación Tecomate. (1) Granitoides, aplitas y migmatitas asociadas pobres en litio; (2) Metapelitas y metapsamitas coexistiendo con fases saturadas en Al; (3) Metapelitas y metapsamitas que no coexisten en fases saturadas en Al; (4) Turmalinas ricas en cuarzo y Fe³⁺ en rocas calcisilicatadas y metapelitas; (5) Turmalinas ricas en cuarzo y Fe³⁺ (granitos alterados hidrotermalmente). Fe_T representa Fe total.

Por otro lado, turmalinas con concentraciones de Ti alto (> a 0.13 por fórmula unitaria) y con valores de Mg/(Fe_T+Mg) entre 0.172342 y 0.76102, donde un buen número es cercano a 0.59, características de turmalinas de alta presión (facies de esquisto azul) (Cotkin, 1959) y de granitoides anatecticos de grado metamórfico alto (Barbey et al., 1996). Lo cual muestra que una de las fuentes para estas rocas son rocas metamórficas de alta presión (ensamble Metamórfico Piaxtla).

La composición química para las cromitas de la FT se muestran en la Tabla IV. 21. Los valores de la relación 100Cr/(Cr+Al) son de 71.1854518 y 72.008291, los cuales son altos para los calculados para los cuerpos ultramáficos del Complejo Acatlán. Para la relación 100Mg/Mg+Fe²⁺ son de 50.8850717 y 42.5421291; mientras el TiO₂ también tiene concentraciones altas (0.16 y 0.43). Los valores de la relación 100Cr/(Cr+Al) son comparables a los reportados en complejos ofiolíticos (Proenza et al., 1999).

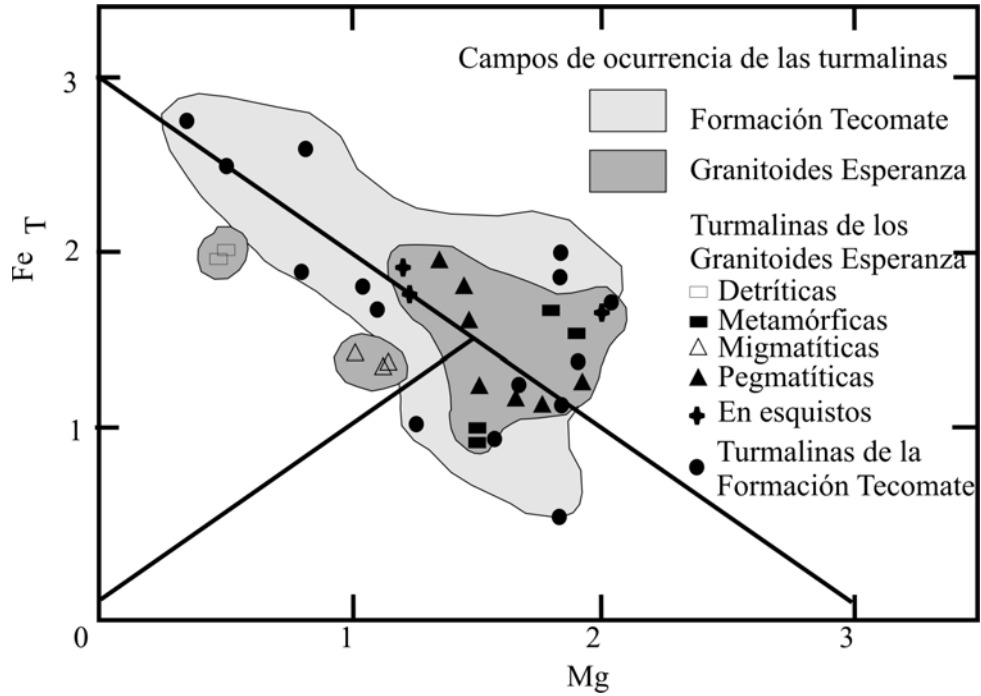


Figura IV.26. Diagrama Fe_T-Mg donde se muestra los campos de ocurrencia de la turmalinas en los Granitoides Esperanza y las de la Formación Tecomate.

Iones	Fr-3A1	Fr-3A2
Cr	10.6702982	10.9981786
Al	4.31913843	4.27531068
Ti	0.03164709	0.0861047
Fe3+	0.93324861	0.54950052
Fe2+	3.91517571	4.43657841
Mg	4.19003665	3.7062231
Mn	0.04573157	0.04713682
Ni	0	0
Total	24.0138131	24.0047592
100Mg/Mg+Fe2+	50.8850717	42.5421291
100Cr/Cr+Al	71.1854518	72.008291
100Fe3+/Cr+Al+Fe3+	5.86112577	3.47279828
Fe Corrected on 32 O		
Fe3+	0.94726921	0.5543013
Fe2+	3.95997452	4.47053835
sin corregir Fe		
100Cr/(Cr+Al)	71.1935233	72.0162225
100Mg/(Mg+Fe2+)	46.463795	42.380252
Cr/(Cr+Al)	0.71193523	0.72016223
Fe2+/(Mg+Fe2+)	0.483044186	0.544846685
(Fe+Mn)/(Fe+Mn+Mg)	0.53536205	0.57619748
(Cr+V)/(Cr+V+Al)	0.71193523	0.72016223

Tabla IV.21. Número de iones de los elementos contenidos en cromitas de algunas muestras de las metareniscas de la Formación Tecomate. Número de iones basados en 32 oxígenos.

En la figura IV.27 se muestran las cromitas de la FT y las de los cuerpos ultrabásicos relacionados a las eclogitas del Complejo Acatlán. Es evidente que las analizadas para la FT están enriquecidas en Cr_2O_3 y empobrecidas en Al_2O_3 con respecto a las del Complejo Acatlán; sin embargo, cromitas ricas en Al_2O_3 suelen coexistir con las ricas en Cr_2O_3 en el mismo complejo ofiolítico (cf. Zhou y Robinson, 1997; Proenza et al., 1998). Es decir, las diferencias composicionales que se observan entre el los granos de cromita de la FT y en el ensamble metamórfico Piaxtla, no descartan que ambos tipos de cromita puedan ser parte de complejos ofiolíticos.

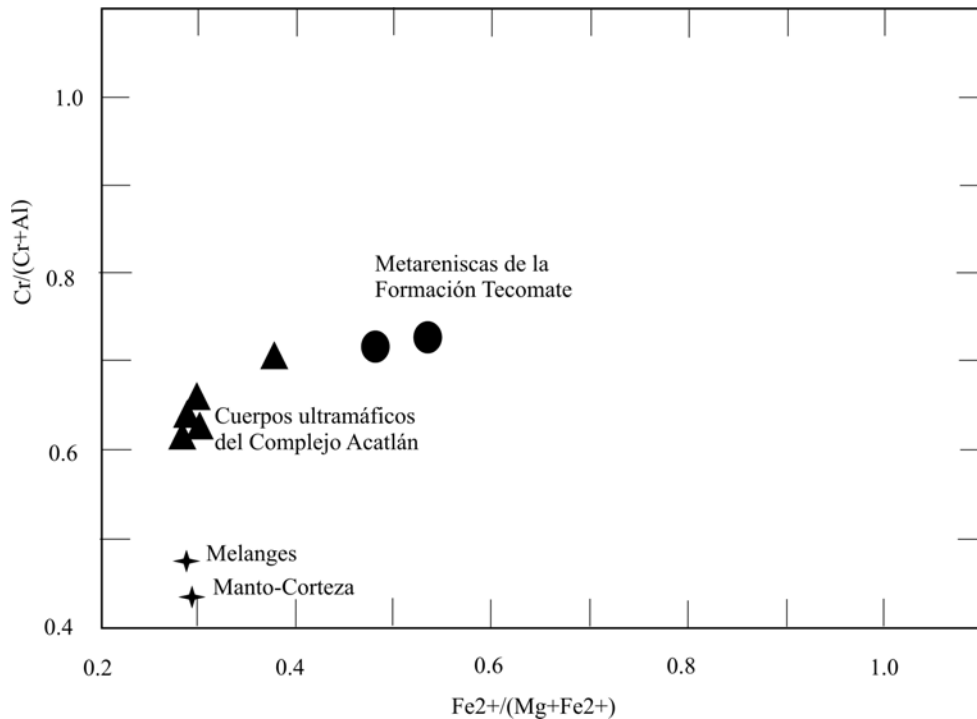


Figura IV.27. Representación esquemática de las cromitas de la Formación Tecomate con respecto a las reportadas en otros ambientes geológicos.

Los granos de zircón representan a los MP más abundantes y ocurren en colores y tamaños variados. Los granos de zircones más abundantes son los de formas simples (tipo P_2 y P_3 de Pupin y Turco; 1972) (Tabla IV.10). Las formas S_{12} , S_{13} , S_{14} , S_{15} también son abundantes y en menor proporción las tipo S_7 , S_8 , S_{10} , S_{19} , S_{20} . Todas estas formas en conjunto evidencian fuentes graníticas o metagraníticas y migmatíticas; los zircones jacintos sugieren una fuente precámbrica; mientras los zircones metamórficos evidencian poco transporte porque estos zircones tienden a fracturarse y ser destruidos durante el transporte. En general sugieren que las fuentes de las que se derivaron los sedimentos de la Formación Tecomate son las unidades inferiores del Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño.

IV.4.4. Geocronología U-Pb para los zircones detríticos de la Formación Tecomate y de los Granitoides Esperanza y Granito Los Hornos.

Los zircones son minerales útiles en geocronología lo que aunado a su abundancia en el registro sedimentario los hace especialmente útiles para constreñir edades máximas de depósito de cuerpos de roca distintos y en la definición de hiatus. Paralelo a esto, el avance en las técnicas analíticas ha permitido obtener edades a nivel de grano, lo cual junto con la caracterización de los minerales pesados, permite determinar las características de la fuente, si es de carácter local o regional y su variación en el tiempo. La integración de toda esta información permite establecer reconstrucciones paleogeográficas más realistas.

En el presente trabajo se analizaron distintos niveles estratigráficos de la Formación Tecomate, ya reportados en Sánchez-Zavala et al. (2004) y algunos de los granitos del Complejo Acatlán: los Granitoides Esperanza en su localidad tipo y el Granito de los Hornos en los Hornos de Zaragoza (Figura II.2) con la finalidad de determinar la relación y el significado de estas unidades.

Las determinaciones U-Pb en zircones realizó comercialmente en Australia través de “Laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS). La preparación del material se realizó con la metodología previamente descrita y la nomenclatura señala la ubicación geográfica, donde el primer dígito corresponde al número de muestra, el segundo a la población de zircones y el último dígito es el número de análisis, por ejemplo la muestra Hr-21-1, se refiere a la barranca Horcón, el número de muestra es 2; la población de zircones es la 1 y el número de análisis también es 1. Los granos de zircones fueron montados en resina epóxica en láminas de 2.5 cm de diámetro. En los anexos 2 y 3 se enlistan los resultados de los análisis discutidos en este apartado.

Las imágenes de los zircones se obtuvieron usando un detector “backscatter electrón” (BSE) en un microscopio electrónico CAMECA SX50 de la Universidad de Macquarie, Australia. El detector BSE, es un “light-sensitive diodo”, las imágenes obtenidas están en función del número atómico y su respuesta luminiscente. Las imágenes BSC/CL son utilizadas para seleccionar las áreas de análisis (Figura V.2). todos los granos montados y los estándares empleados, fueron limpiados en ácido nítrico (IN) inmediatamente antes del análisis. Las edades determinadas por LA-ICP-MS se obtuvieron en la Universidad Macquarie, Australia. El laser usados fue el LUV213 laser ablation

system ($M= 213 \text{ nm}$). El laser usado tiene un diámetro de $\approx 6 \text{ cm}$. Los datos obtenidos fueron procesados por GLITTER (van Achterberg et al., 2001), mientras el ISOPLOT (Ludwig, 1999) se utilizó en varios de los diagramas U-Pb. El protocolo analítico es el descrito por Jackson et al (2004).

Para los Granitoides Esperanza en su localidad tipo se se obtuvieron edades concordantes de $471.3 \pm 5.9 \text{ Ma}$ y de $472.8 \pm 5.9 \text{ Ma}$ (Tabla II.1 y Figura II.29) poco más antigua de las obtenidas por Ortega-Gutiérrez et al. (1999) pero similares a las reportadas por Campa-Uranga et al. (2002) (Tabla II.1; Apéndice I).

Para el caso del Granito de los Hornos se analizaron 25 cristales de morfología variada, los mejor conservados están elongados y con buen zoneamiento interno, cuyo tamaño varía entre las 50 y 100 μm (para detalles ver Apéndice 1). Los datos definen un intervalo entre los 463 y 1496 Ma, con un pico en los 470 Ma; se determinaron edades de 493, 511 y 543 millones de años, además de un intervalo entre los 800 y 1500 Ma, mientras que para los zircones redondeados su edad varía entre los 950 y los 1100 Ma. Los zircones más jóvenes, tienen una edad de 463 ± 5 (Figura IV.27 A, B y C). Estas edades son contradictorias con las relaciones estratigráficas y estructurales descritas para las unidades más antiguas.

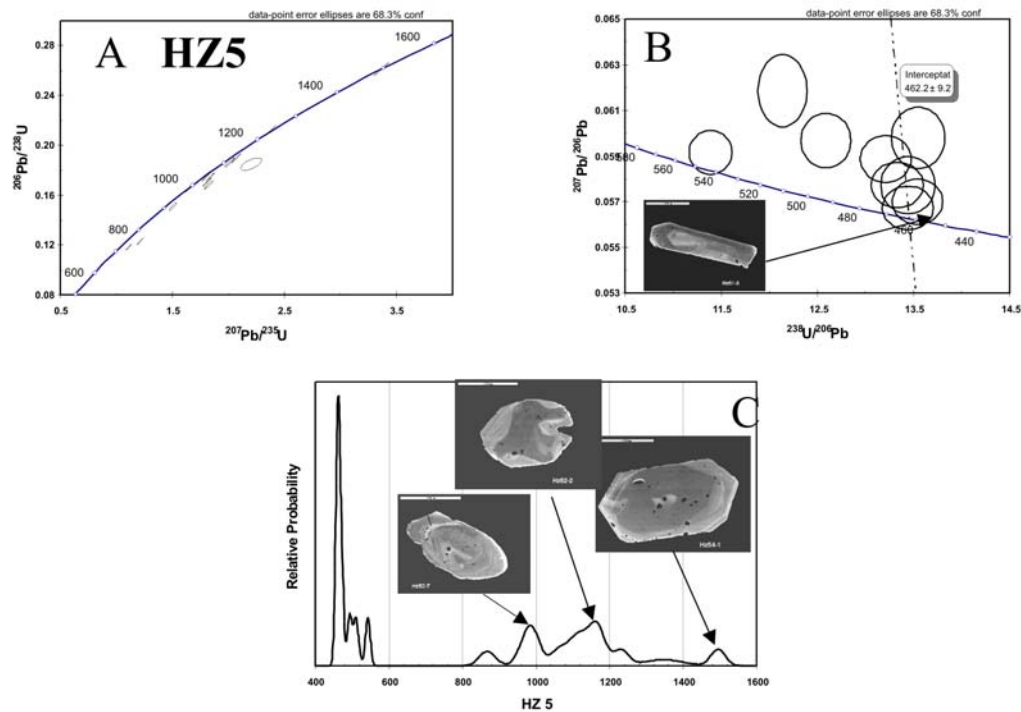


Figura IV.29. Análisis U-Pb en zircones del Granito Los Hornos (muestra HZ-5) por el método LA-ICPMS

Por otro lado, las edades determinadas para los Granitoides Esperanza varían en un intervalo de los 418 a los 478 Ma y una edad más antigua de 1163 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Campa-Uranga y López-Martínez 2002; Talavera-Mendoza et al., 2005). Si comparamos estos datos con los obtenidos para el granito Los Hornos, pudiera pensarse que son los mismos, sin embargo es probable que los datos obtenidos para el granito de Los Hornos corresponda al material heredado y no al magmático. Cabe destacar que previamente se habían caracterizado cualitativamente los zircones del Granito Los Hornos) y una de las conclusiones es la abundancia de zircones heredados, que por morfología y zoneamiento se interpretó que pudieron ser derivados de los Granitoides Esperanza o bien pertenecer a la misma corteza que los originó (Martínez-Lara, et al., 2001). Además, el Granito Los Hornos contiene zircones pequeños, menores a las 30 μm que no fueron considerados en el análisis y que pudieron ser resultado de la cristalización magmática del granito. Recientemente se documentaron edades SHRIM U-Pb en zircones de los Granitos Los Hornos, Palo Liso y Cuajilote, obteniéndose de 464.9 ± 2.3 Ma, 467.8 ± 4.2 Ma y 463.5 ± 3.7 Ma, respectivamente (Elías-Herrera et al., en preparación). Para el granito Palo Liso también se obtuvo una edad U-Pb de 461 ± 2 (Miller et al., 2007). Estos datos son similares a los determinados para los GE. Sin embargo, estos granitos intrusionan rocas sedimentarias comparables a las de la cobertura sedimentaria Paleozoica, que deben ser examinadas con mucho detalle.

Para el caso de la Formación Tecomate se muestrearon niveles estratigráficos distintos en metareniscas con el propósito de definir sus fuentes de aporte y la posible variación de las mismas en el tiempo. El muestreo se realizó sobre la misma sección para tener control estratigráfico (Figura IV.28). Los análisis geocronológicos se realizaron por U-Pb a través del método LA-ICPMS ya que tiene la ventaja de fechar granos individuales y potencialmente permite evaluar fuentes específicas.

La base de la Formación Tecomate (muestra Hr-2, Figura IV. 30 y IV.31), contiene minerales como la turmalina, apatito, epidota y naturalmente zircones. Los 21 zircones analizados tienen edades concordantes y se presentan en el apéndice II de esta tesis, cuyo rango de edad es entre los 948 y 1337 Ma con picos probabilísticos de los 1025 y 1175 Ma y uno más pequeño a los 1350 (Figura IV.28; Figura IV.29A y B y Figura IV.30).

La mayor parte de los zircones se ubican entre los 920 Ma y los 1280 Ma, con un hiatus entre los 1280 y los 1340, que culmina con una población escasa entre los 1340 y los 1370 (Figura IV.30, apéndice II).

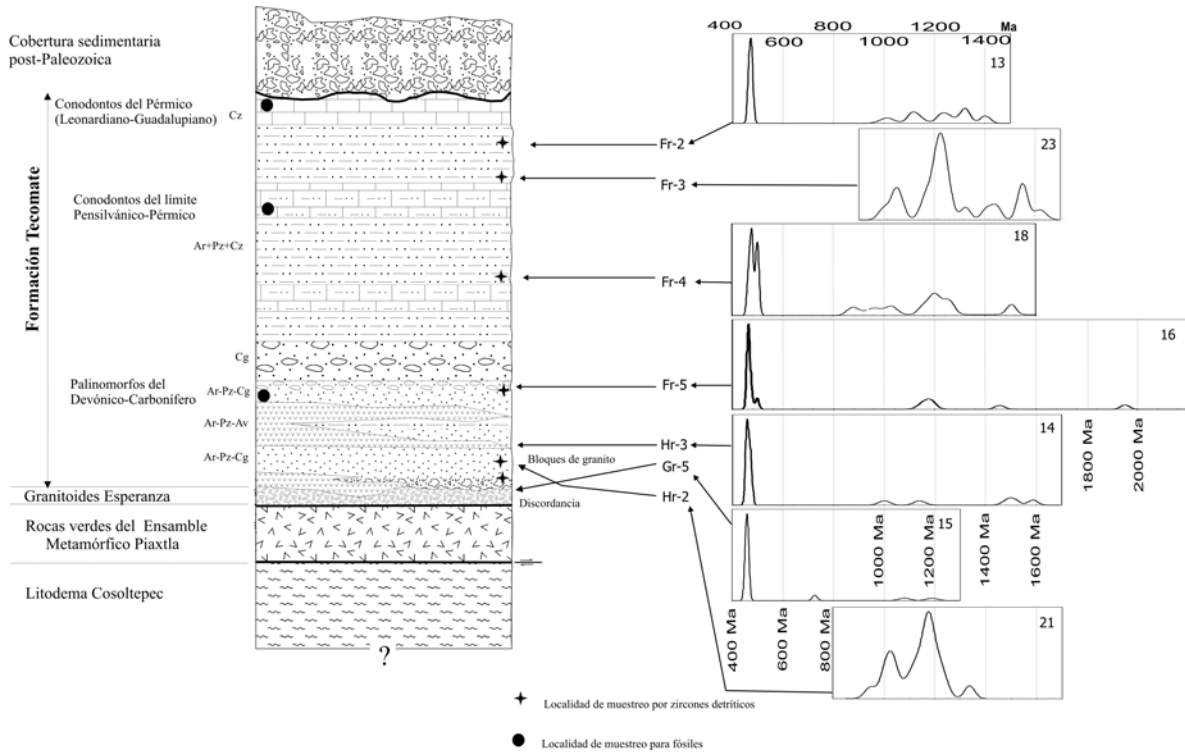


Figura IV.30. Columna estratigráfica simplificada de la Formación Tecamate en su localidad tipo, que muestra los niveles estratigráficos distintos donde se obtuvieron zircones detríticos para obtener edades U-Pb y muestras para fósiles. Hr2= número de muestra. Ar=areniscas; Pz=pizarras; Cg=conglomerados; Cz=calizas.

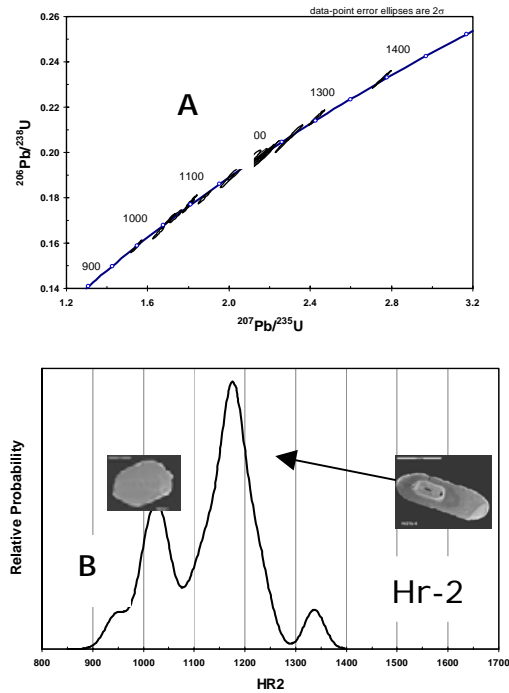


Figura IV.31A. A. Análisis U-Pb en zircones detríticos en la base de la FT, muestra Hr-2. B. Histograma de las poblaciones de los zircones detríticos de la muestra Hr-2.

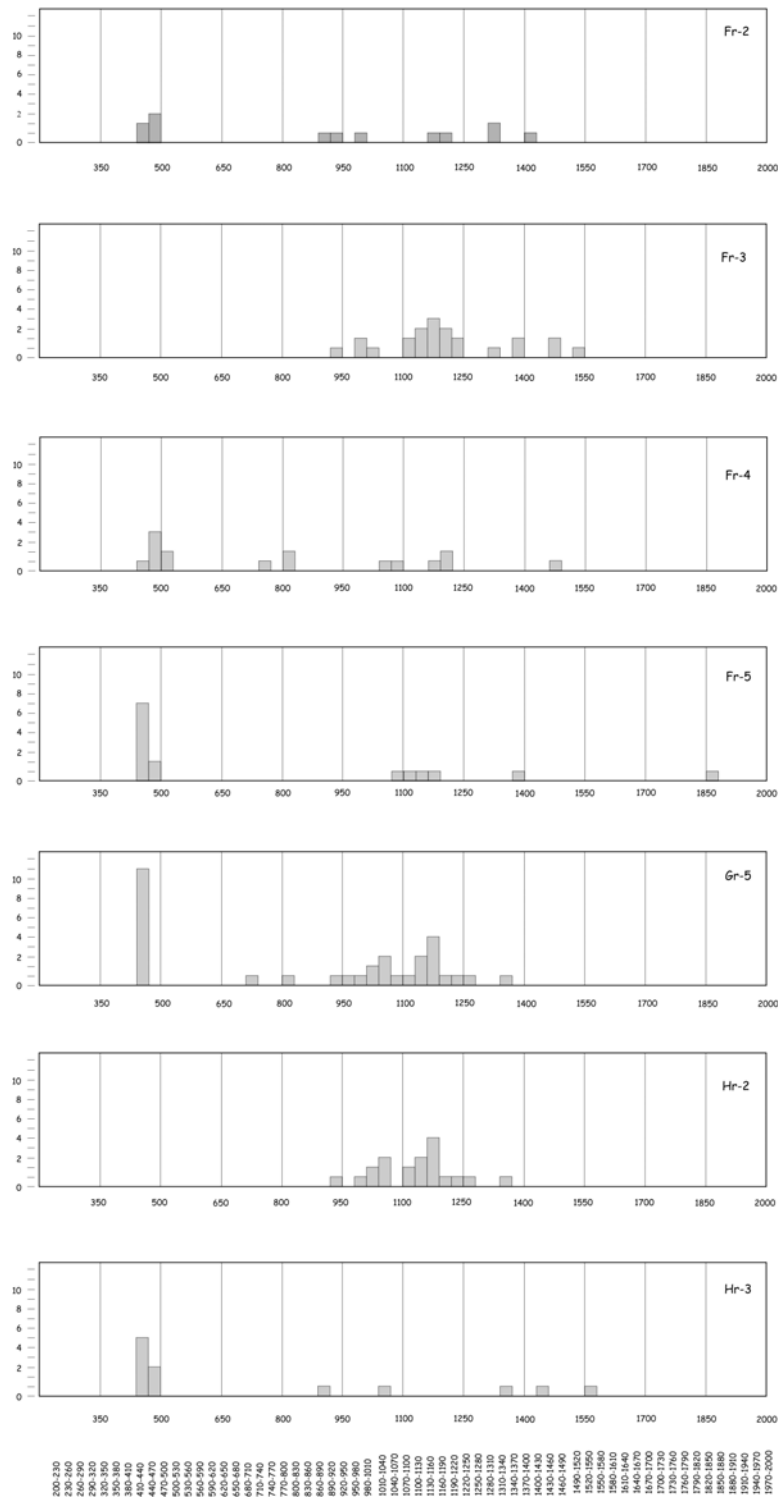


Figura IV.32. Histograma de los zircones por nivel estratigráfico, en metareniscas de la Formación Tecamate donde se observa la variación y comportamiento de las fuentes de aporte durante su depósito

Su población más significativa es la de los 1100 a los 1190, mientras su población más joven es la de 930-950 Ma, con un hiatus de 950 a 980 Ma. Los datos para los zircones de esta muestra son consistentes con los presentes en el Litodema El Rodeo (Talavera et al., 2005), lo cual sugiere que su fuente principal pudo ser la misma o bien los zircones de la base de la FT provienen del retrabajo del Litodema El Rodeo. También la mayor parte de estas edades coinciden con las obtenidas para los zircones detríticos de la Formación Otate (Macías-Romo et al., 2006; Keppie et al., 2008b).

Por otro lado la muestra Hr-3, localizada inmediatamente después de la Hr-2 (Figura IV.30), contiene clastos de metagranito, filita y rocas metavolcánicas, estos últimos tal vez procedentes del Litodema El Rodeo. La edad de sus zircones con 14 edades concordantes, varía en el intervalo de los 454 a los 1587 Ma, cuyos picos probabilísticos son de 460, 1000 Ma y 1150 Ma y otra más pequeña entre los 1400 y 1600 Ma (Figura IV.30; IV. 32 y IV.33).

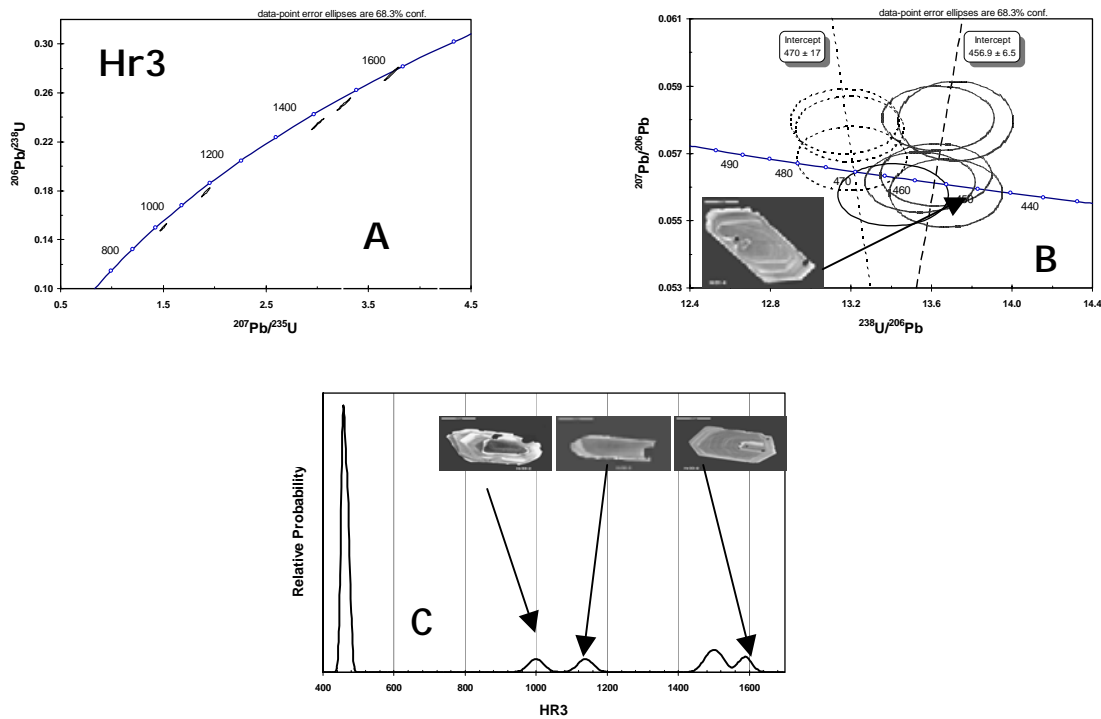


Figura IV.33. A. Datos U-Pb para zircones detríticos en la parte estratigráfica media de la FT (muestra Hr-3). C. Histograma de los zircones detríticos de la muestra Hr-3.

La población más significativa está en el rango de los 440-500 Ma, con algunos zircones esporádicos entre los 890 y 920, 1040 a los 1070 Ma, 1340 a 1370, 1460 a 1490 y de los 1550 a los

1580 Ma. Estos datos sugieren que la fuente de aporte principal para este nivel estratigráfico fueron los Granitoides Esperanza y otra fuente Neoproterozoico y Mesoproterozoico.

La parte superior de la base de la FT está representada por la muestra Gr-5. Se realizaron 20 análisis de los cuales 15 son aceptables. Las edades obtenidas para sus zircons varían entre 459 a 1189 Ma, con picos en los 460 y 730 Ma, algunos muy escasos están en el intervalo de los 1000 y 1200 Ma (Figura IV.30, IV.32 y IV.34). Los zircons analizados se presentan en el apéndice II. En este caso el mayor aporte es de zircons de 440-470 Ma y el resto entre los 930 a los 1280 Ma en distintas proporciones. En general, las edades de sus zircons coinciden con las de la muestra Hr-2, con excepción de la población de 440-460 Ma, que no esta presente en la última muestra, lo cual sugiere que su fuente pudo ser el litodema El Rodeo y los Granitoides Esperanza.

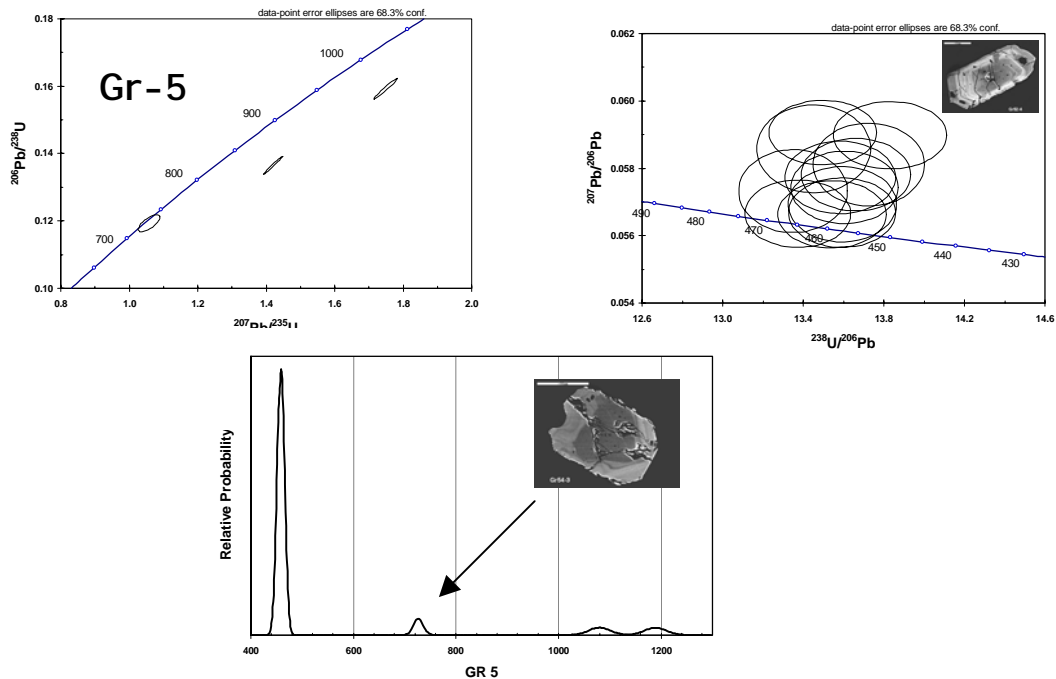


Figura IV. 34. A. Datos U-Pb para zircons detríticos de la parte estratigráfica media de la FT (muestra Gr-5). En este nivel estratigráfico se presentan algunos bloques de granito, probablemente derivados de los Granitoides Esperanza.

El nivel siguiente está representado por la muestra Fr-5 en donde de 18 análisis 16 son aceptables. Los rangos de edad en sus zircons varían entre las 460 y 1951 Ma, con picos en los 470 Ma y algunos picos menores a los 1170, 1460 y 1950 (Figura IV.30; IV.32 y IV.35). Su población más importante es entre los 440-500 Ma y le siguen las de los 1070 a los 1170 Ma y una más esporádica

de los 1370 a los 1400 Ma. Es decir, sus fuentes varían desde el Cámbrico Superior-Ordovícico Superior y Mesoproterozoico. La fuente grenvilliana es similar al grenvilliano típico de Laurentia y la paleozoica es consistente con la edad de los granitoides del Complejo Acatlán.

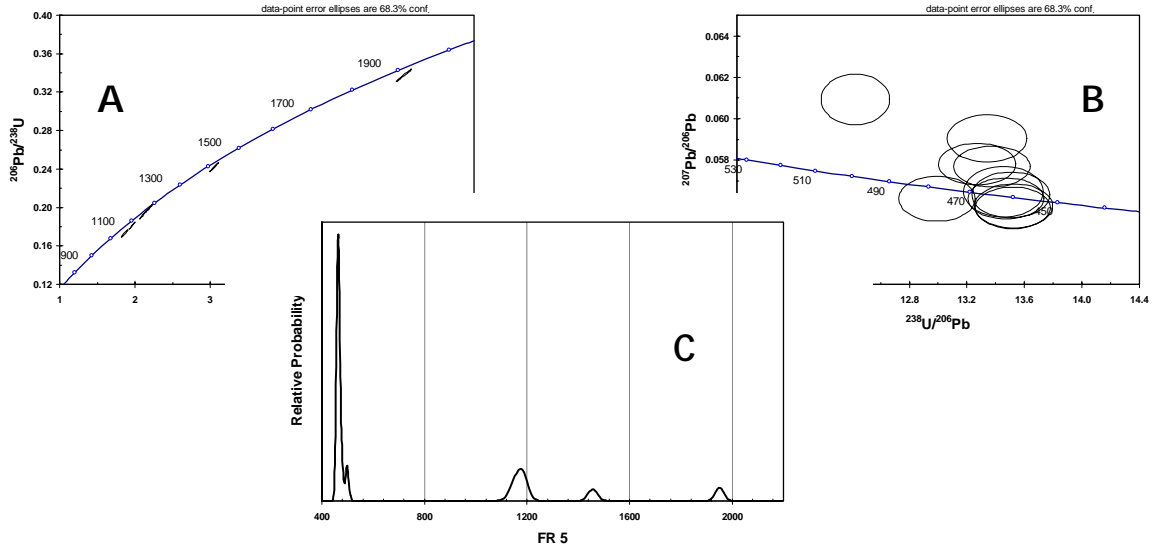


Figura IV.35. A. Datos U-Pb para zirrones detríticos en la parte estratigráfica media de la FT (muestra Fr-5). C. Histograma de los zirrones detríticos de la muestra Fr-5.

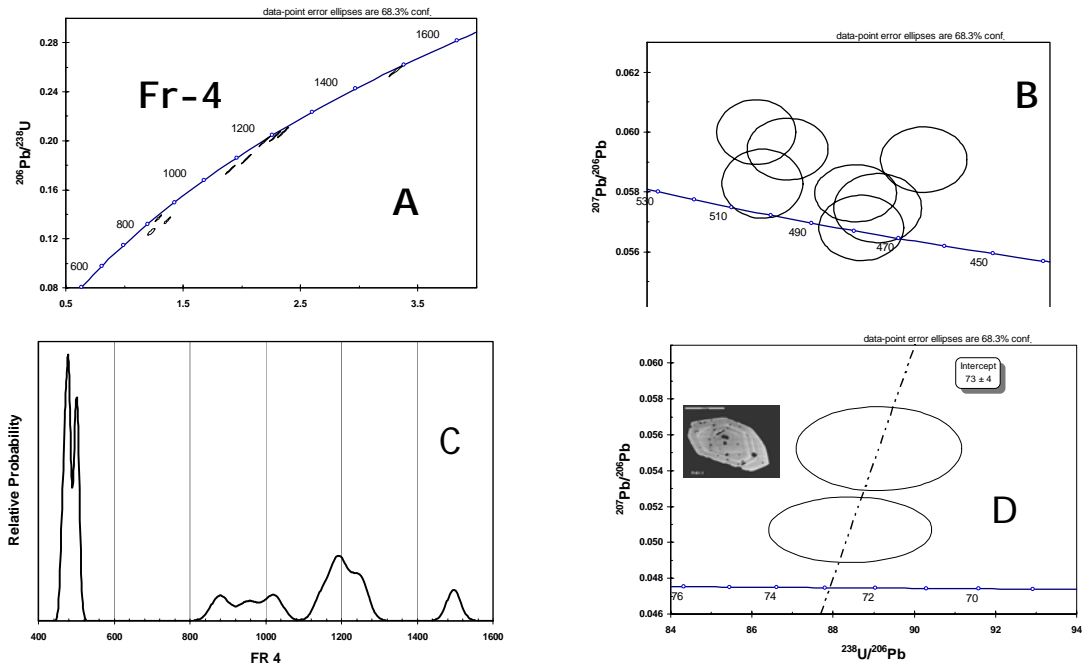


Figura IV.36. A. Datos U-Pb para zirrones detríticos en la parte estratigráfica media de la FT (muestra Fr-4). C. Histograma de los zirrones detríticos de la muestra Fr-4.

La parte media de la unidad, representada por la muestra Fr-4 contiene abundantemente zircons de los cuales se obtuvieron 18 análisis confiables, cuyas edades varían entre los 476 y los 1496 Ma con picos en los 470 y 510 Ma y otros entre los 800 y 1300 Ma (Figura IV.38). Es decir, su componente principal es Cámbrico-Ordovícico (440-530 Ma) y poblaciones dispersas entre los 740-770, 800-830, 1040-1100 Ma y otra errática de los 1470-1500 Ma. La presencia constante de una fuente Panafricana a lo largo de todo el depósito de la FT y de sus edades Grenvillianas laurencianas sugieren que esta unidad se depositó muy cerca de una región donde estaban yuxtapuestos o muy cercanos los márgenes de Laurentia y Gondwana.

Las muestras Fr-3 y Fr-2, representan la parte superior de la unidad (Figura IV.32). Para la muestra Fr-3 se obtuvieron 23 análisis confiables que muestran una variación de los zircons detríticos entre 998 y 1620 Ma con picos a los 1000, 1220 y 1550 (Figura IV.34, IV.37). La muestra Fr-2 se caracteriza por su granos elongados, que en su mayoría son proterozoicos bien desarrollados, de ellos se obtuvieron 13 análisis que muestran una variación en su edad entre los 464 y 1401 Ma con picos a los 471, 1000 y 1400 Ma (Figura IV.32, IV.38). La muestra Fr-3 es similar a la Fr-2, salvo por la presencia de zircons mesoproterozoicos entre los 1370-1400, 1460-1490, 1520-1550 Ma.

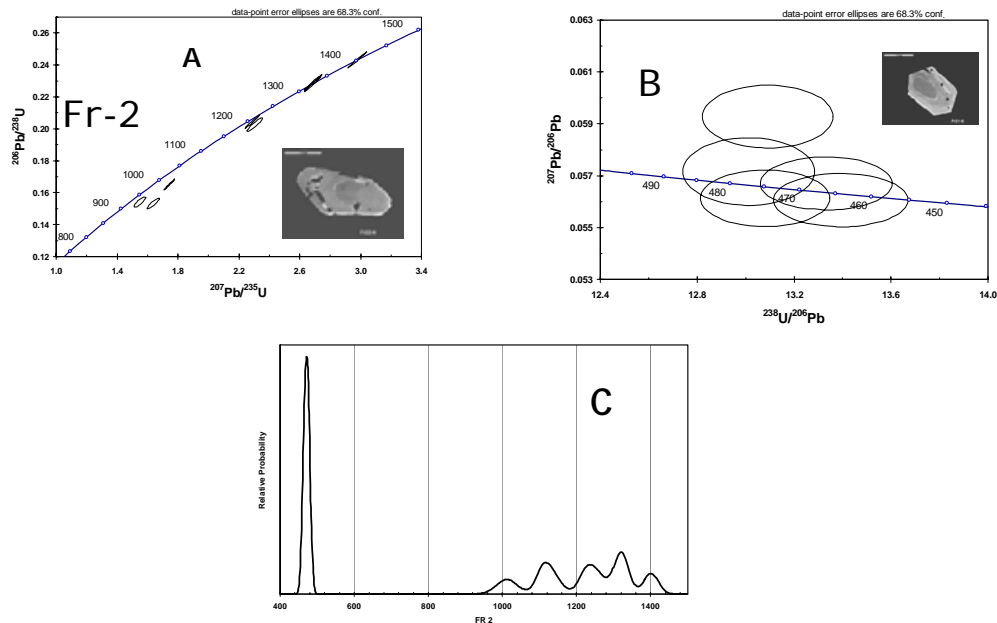


Figura IV.37. A. Datos U-Pb para zircons detríticos en la parte estratigráfica superior de la FT (muestra Fr-2). C. Histograma de los zircons detríticos de la muestra Fr-2.

La parte superior de la unidad muestra nuevamente esa componente paleozoica y algunas poblaciones entre los 890-950, 980-1010, 1160-1220 y de los 1310-1340 y de los 1400-1430 Ma

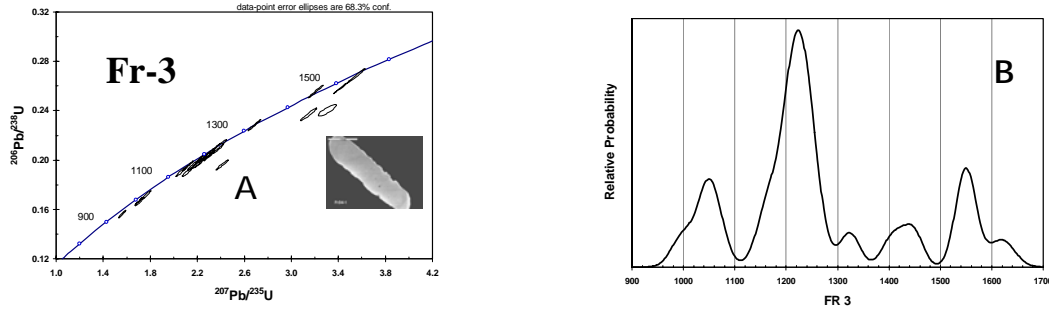


Figura IV.38. A. Datos U-Pb para zircones detríticos en la parte estratigráfica superior de la FT (muestra Fr-2). B. Histograma de los zircones detríticos de la muestra Fr-3.

Los datos presentados muestran una abundancia mayor de zircones del Ordovícico (33%), con un intervalo entre los 450 a 480 Ma. Para el Cámbrico la población es escasa (3%) y sus edades varían entre los 496 y 504 Ma (Figura IV.39). Los zircones neoproterozoicos representan apenas el 1.7%, con un intervalo de edad que va desde los 727 a los 879 Ma (Figura IV.39). El segundo grupo más abundante es el correspondiente al Mesoproterozoico (60.6%), cuyo intervalo de edad es de los 900 a 1600 Ma. Por último, tenemos otra población pequeña del 1.7%, correspondientes al Paleoproterozoico. La mayor cantidad de zircones mesoproterozoicos ocurren en las muestras (Fr-3 y la Hr-2), donde dominan los zircones redondeados y abrasionados. Ninguna de las poblaciones restantes fueron reconocidas en esta unidad. Las edades para estos zircones tienen picos de los 1100 y 1300 Ma y otros más pequeños a los 1025 Ma; además en algunos granos se determinaron edades de 1400 y 1600 Ma.

Sin embargo, es importante mencionar que se han reportado edades U-Pb por SHRIMP-RG (“sensivite high-resolution ion microprobe-reverse geometry”), en fragmentos de metagranito de la FT (Keppie et al., 2004). Las edades varían en un intervalo de 264 a 1450 Ma, donde la mayor cantidad varía entre los 320 y 264 Ma, lo cual sugiere una edad mínima de depositación del Carbonífero Tardío-Pérmico Temprano. Para estos autores es probable que estos cantos sean derivados del Tronco de Totoltepec, dado su similitud petrográfica entre éste y los cantos. También reportan edades en zircones de 461 y de 890 a 1450 Ma en la matriz del metaconglomerado, los cuales también se observan en el resto de las metareniscas de la unidad.

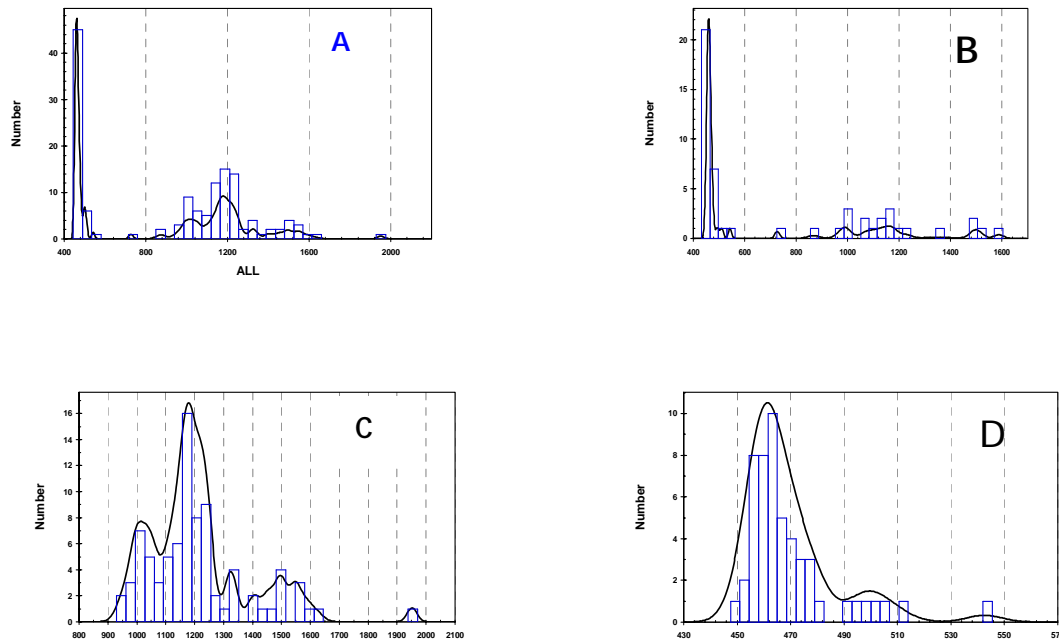


Figura IV. 39. Histogramas de las distintas poblaciones de zircones detríticos de la FT. A. Todas las poblaciones. B. Poblaciones del Mesoproterozoico, Neoproterozoico y Paleozoico Inferior. C. Poblaciones de zircones del Mesoproterozoico y D. Poblaciones de zircones del Paleozoico.

Ahora bien, si comparamos la totalidad de los zircones analizados de la Formación Tecomate, es clara la influencia principal de una fuente paleozoica, principalmente ordovícica con una pequeña componente cámbrica (440 y 530 Ma), con un pico adicional entre los 260-320 Ma, que constriñe la edad de depósito, y otra más del Mesoproterozoico tardío-Neoproterozoico temprano, con una población pequeña entre los 890 a los 1280 Ma.

Por otro lado, de acuerdo a los datos obtenidos en los zircones de los Granitoides Esperanza en distintas localidades, la edad de cristalización que se ha determinado varía entre los 440 y 470 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999, Sánchez-Zavala et al., 2004; Talavera-Mendoza et al., 2005). En este mismo sentido, el Complejo Oaxaqueño tiene edades que varían entre los 950 y 1100 Ma, con un pico probabilístico de 981 Ma (Guiles et al., 2005). Además, se han determinado edades de las rocas protolíticas de 1100-1150 Ma que dieron lugar a las rocas grenvillianas del Complejo Oaxaqueño (Solari, 2001; Keppie et al., 2003), también se han reportado en Huiznopala (1150-1250; Lowler et al., 1999) y de 1231 ± 43 Ma (intercepción superior) en el Complejo Guchicovi (Weber y Kholer, 1999), en conjunto todas estas rocas integran al bloque continental Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez et al., 1995).

También se sabe (Talavera-Mendoza et al., 2005) que zircons en el Litodema El Rodeo contiene un rango amplio de edades que van desde 1577 a los 896 Ma con picos de 1171 y 1471 y algunos granos de 998 Ma. Para el Ensamble Metamórfico Piaxtla en el área de Mimilulco estos mismos autores definen un rango de 1522 a 694 Ma con picos de 1135, 982, 1387 y 870 Ma, es decir dominan las poblaciones del Mesoproterozoica-Neoproterozoica. El patrón del Ensamble Metamórfico Piaxtla, aunque no es idéntico puede compararse con el Litodema El Rodeo. En el área de Ixcamilpa, las edades determinadas en los zircons detríticos para el Ensamble varían en el rango de 3115 a los 447 Ma, con picos de 603, 708, 946 y 1128 (Talavera-Mendoza et al., 2005). Por último, el Litodema Cosoltepec tiene un rango amplio, de los 3451 a los 341 Ma, y sus poblaciones más abundantes varían entre los 750 y 500 Ma y en menor grado de 450-341, 1000-800 y 2197-1780 Ma (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Macías-Romo et al., 2006). Los zircons con edades concordantes más jóvenes son los de 455 ± 4 Ma (Keppie et al., 2006).

Las edades para los zircons detríticos de la FT más abundantes son los del Ordovícico (450-480 Ma) los cuales seguramente se derivaron de los Granitoides Esperanza. Hay una población escasa entre los 496 y 504 Ma, la cual puede provenir de los mismos granitoides o bien del reciclamiento del Litodema Cosoltepec. Las poblaciones de entre los 727 y 879 Ma es un pequeño grupo que puede derivarse de el Litodemas El Rodeo o del Ensamble Metamórfico Piaxtla. Otra población abundante es la del Mesoproterozoico (900 a 1600 Ma); la cual pudo derivarse en su conjunto de las rocas grenvillianas de Oaxaquia y de sus protolitos, o bien del reciclamiento de los zircons del Ensamble Metamórfico Piaxtla y el litodema El Rodeo.

Ahora bien, la mayor parte de los zircons detríticos de la base para la FT se ubican entre los 920 y los 1280 Ma. Si analizamos las edades obtenidas para el Litodema El Rodeo por Talavera-Mendoza et al. (2005) y los de la base de la FT (muestra Hr-2) (Figura IV. 30 y IV.31) es claro que son similares e indica que el litodema El Rodeo fue la fuente de aporte principal durante el inicio del depósito de la FT, inmediatamente después se incorporó como fuente de aporte al Ensamble Metamórfico Piaxtla. Es probable que a lo largo de todo el depósito de la FT, Oaxaquia siempre suministró sedimentos a la FT. Por otro lado, la escasez de zircons entre los 500 y 600 Ma (panafricanos) sugiere que el Litodema Cosoltepec pudo servir como basamento y no fue una fuente de aporte importante, aunque pudiera explicarse por la distribución de las fuentes de aporte de acuerdo a su ubicación con respecto al área de depósito.

Los datos anteriores en su conjunto sugieren que todas estas unidades del Complejo Acatlán se formaron en ambientes y tiempo distintos, antes del Carbonífero, y ya estaban relativamente cercanas y próximas a su yuxtaposición hacia finales del Kungoriano.

IV.5. Análisis paleogeográfico y paleoambiental.

IV.5.1. Ambiente sedimentario de depósito y tectónico para el litodema Cosoltepec

El Ensamble Metamórfico Petlalcingo es predominantemente sedimentario, destacando el litodema Cosoltepec, además, por su distribución espacial amplia. Esta unidad se caracteriza por su litología homogénea que consiste en cuarcitas, filitas, metapedernal e intercalaciones esporádicas de meta areniscas y carbonatos. La polideformación es otro de sus atributos, no obstante, se han reconocido algunas estructuras sedimentarias como laminación paralela, estratificación gradada, “slump” (Ramírez-Espinosa, 2001), sugiriendo su depósito en ambientes profundos que se integran como el talud continental. También contiene cuerpos de roca metavolcánica en relación tectónica con los cuerpos metasedimentarios. La geoquímica de las rocas metavolcánicas tienen afinidad oceánica (MORB y OIB; Ramírez-Espinosa 2001), lo cual sugiere un ambiente de depósito oceánico abierto.

La litología de esta unidad sugiere que su protolito fue una secuencia compuesta por arenisca, lodolita, limolita y lutita con intercalaciones de pedernal; seguramente estos cuerpos fueron continuos por varios kilómetros. Lo monótono de la secuencia y la granulometría fina de sus componentes, sus estructuras sedimentarias, así como el grado de selección de sus componentes indican la presencia de turbiditas distales compuestas por material fino (arenisca con intercalaciones de lodolita, limolita y lutita), que aunada a su continuidad lateral, sugieren un ambiente de depósito profundo y distal de borde continental (continental rise) comunes en márgenes pasivos (Figura IV.40).

Además es importante señalar que las edades U-Pb obtenidas en sus zircones detríticos en localidades distintas (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Macías-Romo et al., 2006), sugieren que las fuentes fueron constantes y la distribución de los sedimentos homogénea a lo largo de varios kilómetros de distancia lo cual es consistente con un margen pasivo.

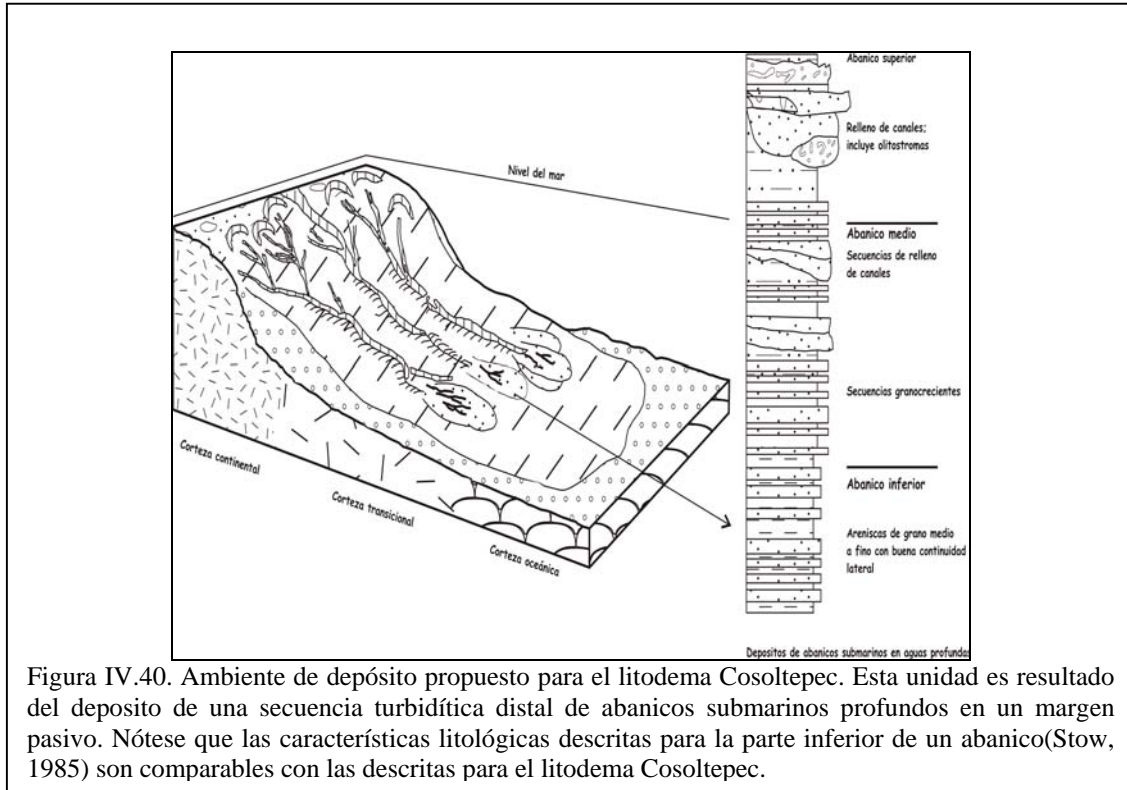


Figura IV.40. Ambiente de depósito propuesto para el litodema Cosoltepec. Esta unidad es resultado del depósito de una secuencia turbidítica distal de abanicos submarinos profundos en un margen pasivo. Nótese que las características litológicas descritas para la parte inferior de un abanico (Stow, 1985) son comparables con las descritas para el litodema Cosoltepec.

Las edades detríticas U-Pb reportadas para esta unidad varían dentro de un amplio intervalo (Ruiz et al., 2004; Talavera-Mendoza, 2005, Keppie et al., 2006), entre los 341 a los 3, 451 Ma. Una de las poblaciones más importantes es entre los 500 y 750 Ma; lo cual para Talavera-Mendoza et al. (2005) evidencia una procedencia panafricana, particularmente asociada a los orógenos Brasileño y Trans-Amazoniano en el margen noroccidental de América del Sur (Ramírez-Espinosa, 2001; durante el Devónico (Talavera et al., 2005). Además, los zircones de 1780 y 2197 (Paleoproterozoico) según estos autores son característicos del orógeno Amazoniano (1900-2300), mientras que los zircones grenvillianos pudieran provenir de Sudamérica, África y Oaxaquia. Por último, estos mismos autores asumen que los zircones ordovícicos provienen de los cuerpos granitoides del Ensamble Metamórfico Piaxtla y que la procedencia de esta unidad para nada tuvo influencia del margen de Laurencia.

Por otro lado, Keppie et al. (2006) define dos poblaciones importantes para los zircones detríticos de el litodema Cosoltepec: una de 455-630 Ma y otra de 770-1200 Ma, con algunos puntos discordantes en el intervalo de los 1700 a los 2700 Ma. Con base en estos datos Keppie et al. (2006) concluye que el depósito de el litodema Cosoltepec en su parte inferior es Ordovícico tardío,

mientras su cima es incierta, dada las aparentes relaciones de campo que tiene con la Formación Tecomate y la Formación Patlanoaya del Devónico Tardío-Pérmico medio y del Devónico-Pérmico respectivamente. Cabe aclarar que el litodema Cosoltepec nunca está en contacto con la Formación Patlanoaya, pero sí con la Formación Tecomate. Es importante mencionar que el litodema Cosoltepec está polideformado y descansa sobre él en relación discordante la Formación Tecomate, por lo cual su alcance estratigráfico superior pudiera ser máximo Devónico Temprano. Sin embargo, la escasa, aunque constante presencia de zircones detríticos devónicos reportados por distintos autores (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Macías-Romo et al., 2006) debe ser valorada para entender su significado.

Con respecto a su procedencia se establece que los zircones con edades ordovícicas pueden ser derivados de los granitoides del CA y las del Neoproterozoico y las del Cámbrico pudieran ser derivados del basamento del bloque de la Península de Yucatán, o bien de los orógenos Brasileños de América del Sur y por supuesto, del Complejo Oaxaqueño. Por último, según Keppie et al. (2006) el depósito de esta unidad se origina en un ambiente distal sobre corteza oceánica en el Océano Rheico (Ordovícico-Carbonífero) más que en el Iapetus (Precámbrico tardío-Paleozoico temprano).

Por otro lado, los minerales pesados para el litodema Cosoltepec descritos en esta tesis sugieren dos fuentes: la primera de ellas de carácter local y relacionada a rocas graníticas y metagraníticas (Granitoides Esperanza del Ensamble Metamórfico Piaxtla); la segunda relacionada a terrenos metamórficos granulíticos. En este sentido, las edades modelo reportadas para las rocas de el litodema Cosoltepec son comparables con las del Complejo Oaxaqueño (Yáñez et al., 1991). Todo esto en conjunto indican que el margen continental relacionado a la sedimentación de esta unidad pudo estar relacionado a Gondwana incluido naturalmente Oaxaquia.

IV.4.5.2. Ambiente sedimentario de depósito para el litodema El Rodeo y la unidad Lagunilla.

El litodema El Rodeo es predominantemente volcánico de composición basáltica e intermedia, consiste en lavas masivas o en estructura de almohadilla, brecha volcánica, rocas piroclásticas, grauvacas, arenisca fina, lodolita, conglomerado y pedernal verde cuya deformación intensa produce un aspecto de esquisto y filita en sus sectores psamíticos y pelíticos. En la base de la

unidad existen gabros, diques y diquestratos que cortan las porciones metasedimentarias. Probablemente estos diques representen los diques alimentadores de las porciones volcánicas. La composición de las areniscas y el conglomerado es cuarzo-feldespática; los fragmentos líticos son cuarzofeldespáticos y volcánicos y en general reflejan una influencia continental y de arco. Por otro lado, la unidad Lagunilla consiste en metaconglomerado, metarenisca (grauvaca y arcosa), cuarcitas y esquistos pelíticos. Su composición mineralógica es cuarzo-feldespática. Su contacto inferior es tectónico con los Granitoides Esperanza, mientras que su contacto superior es probable que sea transicional con el litodema El Rodeo, ya que en el cerro de Lagunilla se observa transicional a unidades con influencia volcánica (Figura IV.41).

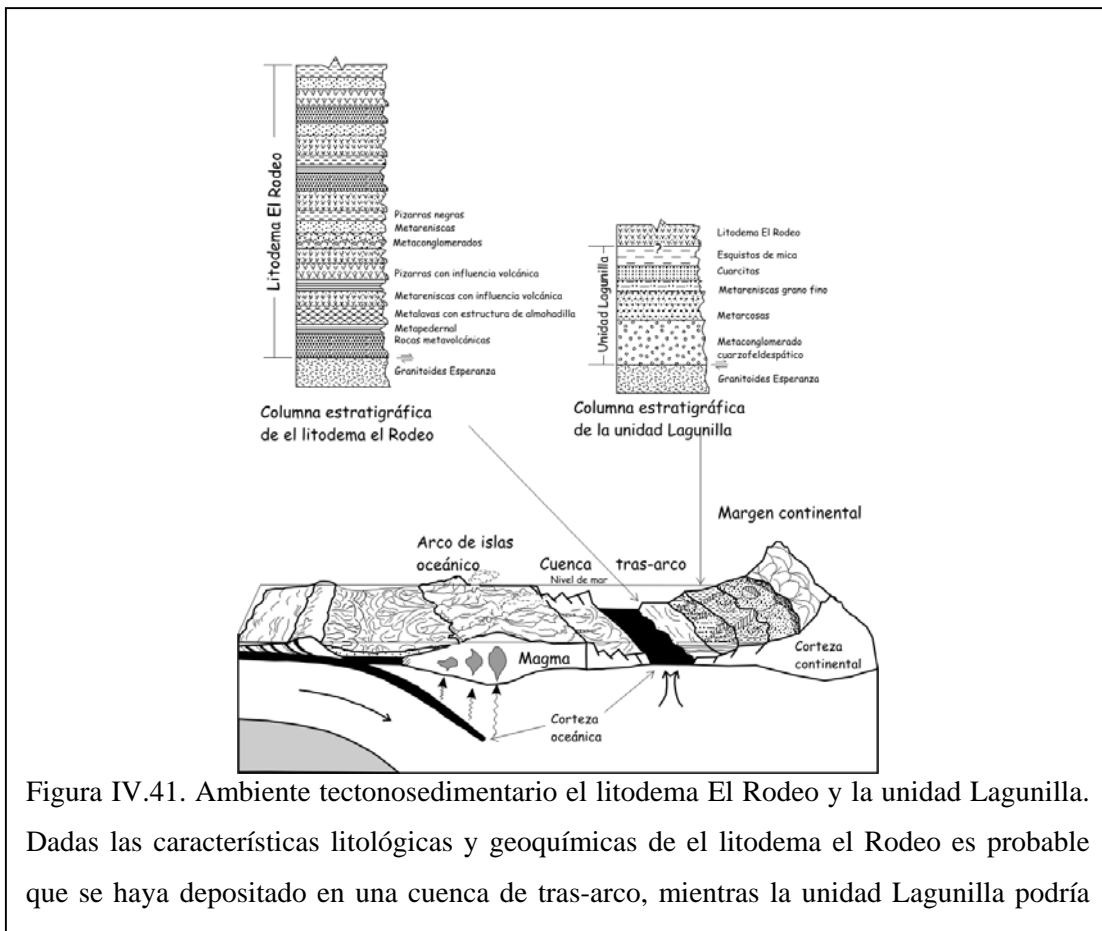


Figura IV.41. Ambiente tectono-sedimentario del litodema El Rodeo y la unidad Lagunilla. Dadas las características litológicas y geoquímicas de el litodema el Rodeo es probable que se haya depositado en una cuenca de tras-arco, mientras la unidad Lagunilla podría

Las características litológicas de la unidad Lagunilla sugieren un ambiente de depósito continental o mixto; además, si consideramos su probable relación transicional con las rocas metavolcánicas de el litodema El Rodeo, es probable que su origen este vinculado a una cuenca relacionada a un arco de islas y a un margen continental. En este contexto, Ramírez-Espinosa (2001) estudió las

características geoquímicas de el litodema El Rodeo (Formación Tecomate en esa tesis) en las áreas de Olinalá y Tehuiztzingo; para el caso de Olinalá determinó un ambiente de formación de arco de islas oceánico y para el área de Tehuiztzingo les asignó un origen de rift intracontinental. Si se consideran estas características geoquímicas y litológicas de las rocas sedimentarias de el litodema El Rodeo es consistente pensar en un ambiente de cuenca trasarco para su origen en la región de Tehuiztzingo, como sugirieron previamente Sánchez-Zavala et al. (2000) y Ramírez-Espinosa (2001), donde es clara la influencia de un margen continental en el depósito de sus porciones sedimentarias (Figura IV.38). En este esquema la unidad Lagunilla podría representar las unidades continentales relacionadas a los primeros estadios de la cuenca (Figura IV.38).

El análisis de los minerales pesados para la unidad Lagunilla revela una procedencia diferente a de el litodema Cosoltepec, aunque en ambos casos es clara la influencia continental y un ambiente de depósito distinto, para esta unidad tal vez el margen continental involucrado este relacionado a Laurencia. Infortunadamente, lo local de sus afloramientos no permite hacer mayores inferencias sobre su origen. Sin embargo, el análisis de sus minerales pesados muestra como fuente importante rocas metamórficas de presión alta como rutilos rodeados de titanita. Esto es necesario considerarlo porque sugiere la presencia de rocas de alto grado incorporadas a un margen continental antes del depósito de esta unidad, la cual es probable que sea Silúrico-Devónico.

Talavera-Mendoza et al. (2005), reportan zircones detríticos para el litodema El Rodeo con una edad U-Pb que varían en un intervalo de 1577 ± 47 Ma a los 896 ± 211 Ma, lo cual sugiere fuentes Meso y Neoproterozoico, que para estos autores está relacionada con la provincia Grenvilliana de América del Norte. Por otro lado, en el área de Olinalá recientemente se reportó un granito leucocrático deformado del Ordovícico en relación de intrusión con el litodema El Rodeo, lo cual pudiera evidenciar una edad al menos del Ordovícico Temprano para esta unidad.

IV.4.5.3. Ambiente tectosedimentario de depósito para la Formación Tecomate.

La Formación Tecomate se distingue de las unidades del Complejo Acatlán por su variedad litológica, siempre predominantemente clástica. La relación discordante, aunque retrabajada con respecto al Complejo Acatlán, se manifiesta a través de la presencia de algunos de sus componentes detríticos, como es el caso del feldespato, fragmentos líticos y particularmente sus MP, sugiriendo

como fuente de aporte a el litodema Cosoltepec, y al Ensamble Metamórfico Piaxtla, principalmente a los Granitoides Esperanza. En este sentido, cabe resaltar que en los Granitoides Esperanza se han reportado edades con intercepciones superiores de $1,161 \pm 30$ Ma y $1,163 \pm 30$ Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Campa-Uranga et al., 2002) y en el Complejo Oaxaqueño se han reportado intrusiones proterozoicas (917 a 1399 ± 58 Ma) (Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003; Cameron et al., 2004), consistentes con algunas de las edades U-Pb obtenidas para los zircones detríticos de la FT.

Las características primarias de los cuerpos de roca están parcialmente obliteradas, lo cual evita el reconocimiento de sus facies; por ejemplo, el efecto de la deformación a través de la recristalización es importante, así como las modificación de la forma y distribución original de los cuerpos de roca a toda escala es evidente, lo cual dificulta la interpretación de su medio ambiente y paleogeografía; sin embargo, basados en el reconocimiento de los atributos primarios de los roca, entre ellos su litología y de algunas estructuras primarias, puede proponerse un modelo de ambiente de depósito.

En términos generales la FT es una secuencia turbidítica depositada sobre un talud continental con influencia del margen continental. El inicio de la depositación de la FT está representado por la presencia de bloques de granito seguidos por un conglomerado masivo soportado en matriz, como resultado de la presencia de deslizamientos (flujos de granos) que sistemáticamente dieron paso a corrientes de turbidez de alta densidad que produjeron el resto de las características deposicionales de la parte media de la secuencia Cuaulote. Después del conglomerado se depositaron las areniscas conglomeráticas y de grano grueso con estratificación gradada burda que cambia a areniscas de grano grueso y medio y se intercala con pizarras negras, lodolitas y areniscas de grano fino.

De acuerdo a las características de la secuencia Cualote es probable que su base, represente un modelo de turbiditas de grano grueso, donde sus componentes más basales representan facies A de Pickering et al., (gravas, gravas-lodo + lodo y gravas +guijarros-arena) y B (arenas) las cuales fueron producto de procesos de deslizamiento (flujos de granos); seguidos, parte media de la secuencia, por gravas, masiva (R1) y estratificadas (S1) y arenas y gravas finas con estratificación gradada (S2) y arenisca con estratificación planar (T4), la cual en algunos casos tiene influencia de carbonatos (calcarenitas). Esta parte de la secuencia corresponde a una turbidita de grano grueso, producto de flujos turbidíticos de alta densidad, mientras la parte superior de la secuencia es una turbidita de grano fino, con facies D y E de Stow (1985), con laminación gradada en la base de las

lodolitas (E2) y laminación paralela (T4). Los lentes de conglomerado en esta secuencia representan relleno de canales (Figura IV.39).

La unidad Volcanoclástica Cuajilote representa una turbidita de grano grueso y medio, la clásica turbidita de Bouma (1962), la cual consiste en las facies B, C y D, donde la base son areniscas de grano medio con mucha matriz e influencia volcánica. Se caracteriza por areniscas conglomerática y conglomerado fino con estratificación gradada y masiva (Ta) areniscas con estratificación paralela, arenisca fina y limolita en estratos paralelos y cruzada (Td). Todos estas son rítmicas en un intervalo de varias decenas de metros (Figura IV.42).

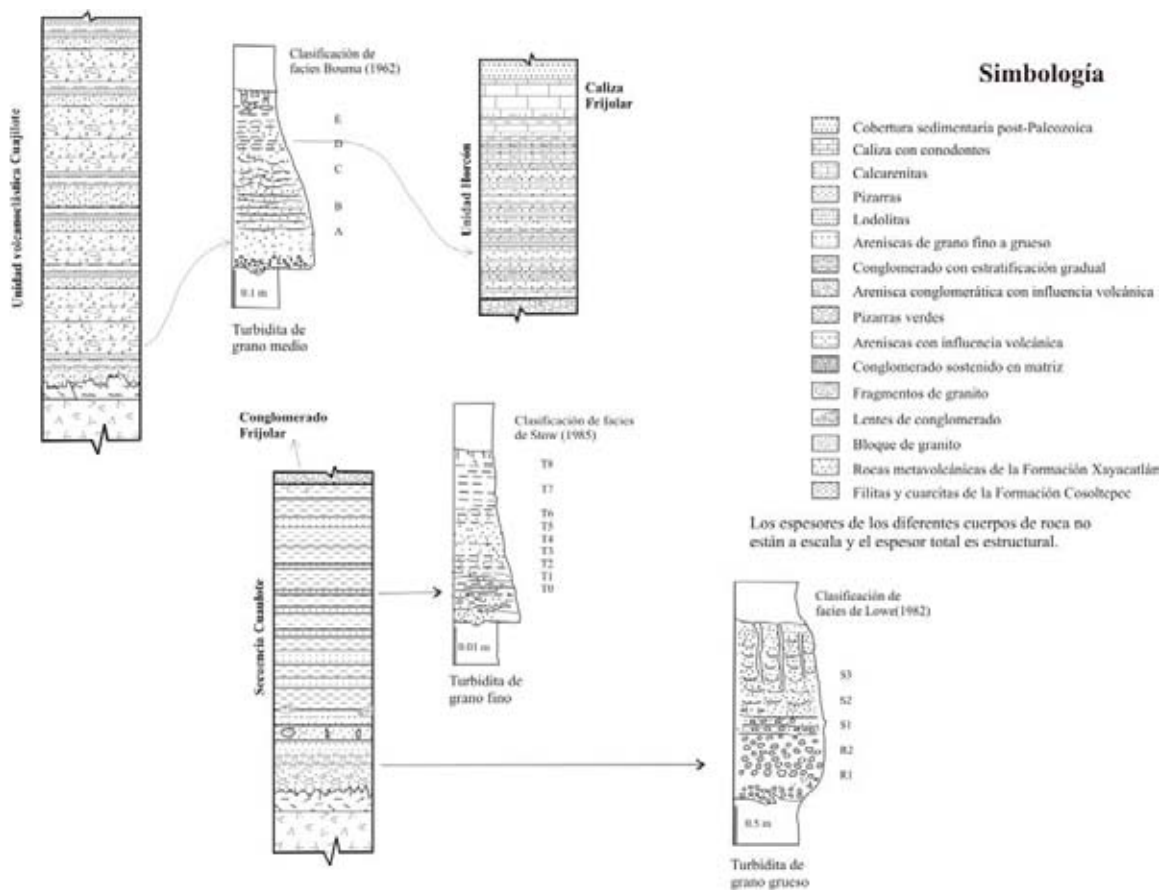


Figura IV.42. Representación esquemática de las facies turbidíticas que representan las diferentes unidades de la Formación Tecamate.

Por otro lado, el conglomerado Frijolar es lenticular y es soportado en matriz, probablemente represente relleno de canales. La unidad Horcón es una secuencia rítmica de areniscas y pizarras, donde las areniscas van desde grano grueso a fino y tienen algunos carbonatos (calcarenitas), que en conjunto representan la facies de turbiditas definida por Bouma (1962). En algunos sectores la

calcarenitas presentan estructuras que sugieren slump y estratificación cruzada. Es una turbidita de grano medio. La caliza Frijolar pudiera representar el desarrollo de un pequeño banco calcáreo que debido a que transgrede al resto de las unidades de la FT pudiera representar un nivel de transgresión.

Ahora bien, con base en la descripción de las unidades en las que se divide la Formación Tecomate, en su conjunto es una secuencia turbídica depositada en un talud con influencia continental (Figura IV.43). La abundancia de mesopertitas y cuarzo rutilado, además de la presencia de cuarzo azul en algunos de los miembros psamíticos de la FT sugieren fuentes granulíticas y posiblemente eclogíticas. También destaca la presencia de zircones tipo jacinto, a los cuales se les relaciona una procedencia precámbrica. Edades obtenidas para algunos de los zircones detríticos evidencian una fuente grenvilliana que sugieren su relación con Oaxaquia y otra del Proterozoico Medio, donde las unidades del Complejo Acatlán representan en parte el basamento sobre el que se depositó y en parte corresponden a sus fuentes de aporte, lo cual estaba compuesto por las unidades inferiores del Complejo Acatlán y Oaxaquia

Todo esto indica que la procedencia de los sedimentos de la Formación Tecomate fueron: a) los Granitoides del Complejo Acatlán, b) la parte sur de Oaxaquia (Complejo Oaxaqueño) y c) algunos más son producto del retrabajo de los litodemas Cosoltepec y el Rodeo, además de el ensamble metamórfico Piaxtla. Todo esto en conjunto indica su depósito en un área relativamente cercana a su fuente donde ya estaban próximos a yuxtaponerse tectónicamente bloques continentales relacionados a las unidades basales del Complejo Acatlán y a Gondwana y Laurencia.

El depósito de los sedimentos que dieron origen a la FT se ha relacionado a un arco magmático Pérmico, y se han interpretado como depósitos de peri-arco (Keppie et al., 2004; Keppie et al., 2006), relacionado a un arco en respuesta a la subducción paleopacífica que antecedió a la amalgación de Pangea. Sin embargo, es clara la escases de rocas volcánicas en la unidad, las rocas asociadas pudieran ser retrabajo de secuencias volcánicas antiguas.

Las formaciones Patlanoaya y Tecomate están relacionadas en tiempo pero espacialmente no, depositándose en cuencas aisladas entre bloques del CA y del margen continental relacionado o cercano tanto a Laurencia como a Gondwana, lo cual culmina con la aparición de cuencas montadas en los orógenos (piggy back basin).

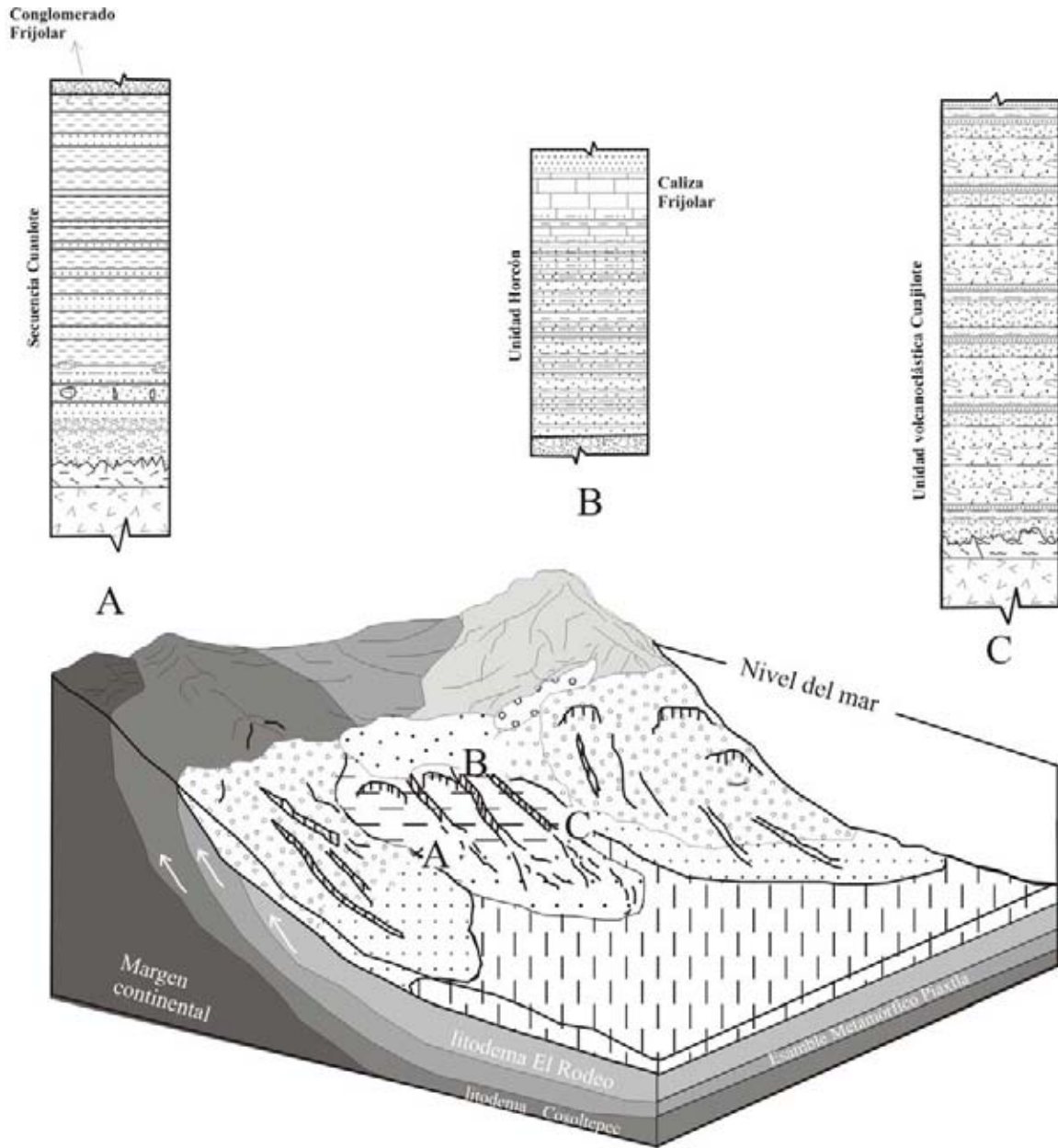


Figura IV.43. Representación esquemática del ambiente sedimentario donde se depositó la Formación Tecomate. Las letras A, B y C relacionan las columnas estratigráficas con las distintas unidades de la Formación Tecomate con su probable ubicación en un abanico submarino "somero" modificado de Stow (1985).

V. Significado tectónico de la Formación Tecomate y de la cobertura paleozoica

La historia del Complejo Acatlán se ha interpretado tradicionalmente como resultado de la interacción de los grandes continentes paleozoicos: Gondwana y Laurentia, cuyas interacciones ocurrieron en el contexto de la evolución de los océanos Iapetus y Rheico. Los datos disponibles para el CA son controversiales para entender con claridad su evolución tectónica, no obstante muestran una historia que abarca prácticamente a toda la Era paleozoica (cf. Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Keppie y Ramos, 2002; Talavera-Mendoza et al., 2005).

En este sentido, destaca la interpretación del Complejo Acatlán como parte de la evolución del océano Iapetus durante el Paleozoico Temprano y medio (Ortega-Gutiérrez et al. 1999) a través de dos eventos orogénicos importantes; el primero ocurrió en el Ordovício-Silúrico (orogenia Acateca) y el segundo en el Devónico (orogenia Mixteca) (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Sánchez-Zavala et al., 1999; 2000). Por otro lado, Keppie y Ramos (2001) proponen que la evolución del Complejo Acatlán está relacionada al océano Rheico y que llegó a su posición actual hasta la integración de Pangea hacia finales del Paleozoico. Estas interpretaciones aún son motivo de controversia. Recientemente se ha publicado una serie de edades U-Pb en zircones detríticos de distintas unidades metasedimentarias que hacen necesaria la revalorización de estas hipótesis propuestas en el entendimiento del Complejo Acatlán (cf. Keppie et al., 2004; Sánchez-Zavala et al., 2004; Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006; Murphy et al., 2006; Macías-Romo et al., 2006; Nance et al., 2007; Keppie et al., 2008a y 2008b).

Estos datos sugieren que algunas de las unidades del CA, podrían ser más jóvenes de lo que se ha considerado hasta ahora (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006, Macías-Romo et al., 2006). El litodema Cosoltepec es el mejor ejemplo; en un principio se le consideró como del Paleozoico temprano (Ortega-Gutiérrez, 1993; 1999), sin embargo, las edades obtenidas para sus zircones detríticos sugieren que su depósito ocurrió en el Devónico Tardío-Misisípico (Macías-Romo et al., 2006; Keppie et al., 2008b); la Formación Chazumba es probable que sea Pérmico Tardío e incluso tal vez alcance el Triásico (Talavera-Mendoza et al., 2005; Keppie et al., 2006). Estos alcances son similares y hasta más jóvenes a los determinados para la cobertura paleozoica y para la FT.

En contraposición, existen una serie de relaciones de campo y petrográficas que no deben ser ignoradas. En este sentido, es importante la relación que tienen la cobertura paleozoica, la FT y las unidades del CA, así como los eventos tectonotermales del Paleozoico superior, entre los que se incluyen al Tronco de Totoltepec del Pérmico Temprano (289 ± 1 a 287 ± 2 ; Yáñez et al., 1991; Malone et al., 2002; Keppie et al., 2004b), que corresponde al Sakmario, según la escala carta estratigráfica Internacional de (Gradstein et al., 2004). Por otro lado, trabajos recientes documentan un evento de migmatización a lo largo del contacto entre el Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño hace 276 ± 1 (edad concordante del neosoma; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002), correspondiente al Kunguriano, según la escala estratigráfica Internacional, Gradstein et al., 2004).

En este marco, es especialmente relevante el significado de la FT dadas sus características geológicas, así como por su relación las unidades del CA (Ensamble Metamórfico Piaxtla y los litodemas El Rodeo y Cosoltepec) y las formaciones Patlanoaya y Oate. Cuatro aspectos son relevantes para entender el significado de la FT: 1) La cobertura paleozoica del CA siempre aflora en la parte occidental del CA y nunca se observa en relación de campo directa con la FT; 2) Los afloramientos de la FT están restringidos a la porción centro oriental del CA y están limitados por la Falla de Caltepec y la Falla de Tetla (Figura II.1); 3) los alcances estratigráficos de las formaciones, Patlanoaya (Fameniano-Kunguriano) y el de la FT (Carbonífero (?)-Kunguriano) (Figura II.3), son similares, y por último 4) la presencia de granos minerales y fragmentos líticos derivados de rocas metamórficas de alto grado y alta presión presentes en las unidades anteriores. Además, la FT está deformada penetrantemente y exhibe un metamorfismo dinamotérmico penetrante que no presentan las unidades de la cobertura sedimentaria paleozoica apenas deformada.

Si se observa el mapa de la Figura (II.1) se aprecia que al CA se le puede dividir en tres sectores: el occidental, central y oriental. La porción occidental, las estructuras tienen una orientación NE-SW y en él afloran el Ensamble Metamórfico Piaxtla y los litodemas Cosoltepec y El Rodeo, así como las unidades de cobertura Formaciones Oate, Patlanoaya y los Arcos-Olinalá. También aflora una serie de granitos megacrystalinos sin deformación penetrante.

Su sector central se caracteriza por la ausencia aparente de las unidades de cobertura y por la orientación de sus afloramientos casi N-S, y en él afloran el Ensamble Metamórfico Piaxtla, los litodemas Cosoltepec y el Rodeo y la FT; además es en este sector donde la FT tiene mayor

extensión espacial, otro detalle es que justo en el límite entre los sectores occidental y central aflora la formación Los Hornos del Wordiano. Por último, el sector oriental llama la atención por la distribución de las unidades a partir de la ubicación de la Migmatita Magdalena. Una característica de este sector es que solamente en él aflora el litodema Chazumba y el Litodema Cosoltepec. En el extremo más oriental del CA se observa su contacto con el Complejo Oaxaqueño, ambos cubierto por la Formación Matzitz del Paleozoico tardío. Las unidades del CA que se observan es el litodema Cosoltepec y tal vez el Rodeo y la FT.

Ahora bien, como resultado del trabajo de campo se observó que la FT está en contacto discordante retrabajado con los litodemas Cosoltepec, El Rodeo y el Ensamble Metamórfico Piaxtla, lo cual sugiere que esta unidad las cubrió antes de la yuxtaposición de los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Lo anterior puede corroborarse con base en las características geoquímicas de algunos de los horizontes de la FT, las cuales sugieren que provienen de rocas metasedimentarias cuarzo-feldespáticas y de rocas ígneas o metaígneas máficas, seguramente relacionadas con las unidades inferiores del CA y de un margen continental, del cual el CA ya formaban parte o estaban próximas a él.

Estos datos son consistentes con lo interpretado con algunos de los grupos de MP contenidos en la FT, entre los que destacan zircones, turmalinas, fengita, edenita, pargasita, ferropargasita, tschermikita, enstatita, pigeonita, granate. Estos minerales en conjunto sugieren que las principales fuentes para la FT son rocas metamórficas de alto grado y alta presión (granulitas, esquisto azul, metagranitos, charnoquitas, gneises y anfibolitas e incluso eclogitas). Este tipo de rocas se han documentado en el Ensamble Metamórfico Piaxtla, litodemas el Rodeo y Cosoltepec, así como parte del microcontinente Oaxaquia, más específicamente al Complejo Oaxaqueño. Además, las edades determinadas en zircones detríticos de la FT en sus distintos niveles estratigráficos indican como fuentes de aporte a las unidades basales del CA y al Complejo Oaxaqueño. En la formación Otate se han reportado minerales tales como enstatita, augita, ferrohornblenda y barroisita, mientras que para la Patlanoaya se han encontrado ferrobarrisita, adfersonita, catofilita y barroisita (Macías-Romo, et al., 2006), algunos de estos anfíboles son de carácter sódico formados en condiciones de alta presión (esquisto azul y metaeclogitas).

Uno de los problemas más importantes a resolver es determinar cuando ocurrió el metamorfismo de alta presión que originó al Ensamble Metamórfico Piaxtla. Para Ortega et al. (1999) fue en el Ordovícico Tardío-Silúrico Temprano (440-420 Ma). Talavera-Mendoza et al. (2005) y Vega-Granillo (2005) y Vega-Granillo et al. (2007) proponen la existencia de dos eventos de alta presión, el primero en el Ordovícico temprano-medio y el segundo en el Ordovícico Tardío, aunque no descartan que pueda tratarse del mismo evento. Estos eventos ocurridos en el Paleozoico Temprano-Medio se han descrito como orogenia Acateca (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Ramírez-Espinosa, 2001). Cabe resaltar que Vega-Granillo (2005) describe un granito (461 ± 9 Ma) que corta al litodema Xayacatlán con xenolitos los cuales poseen evidencias de metamorfismo de presión alta pre-existente. Con base en estos datos y de edades U-Pb en zircones detríticos, los autores anteriores consideran que la orogenia Acateca está relacionada a la evolución del Océano Iapetus y al margen oriental de Laurentia, correlacionando a este evento con la orogenia Taconiana de los Apalaches.

Por otro lado, también se han reportado edades U-Pb de 346 ± 6 Ma en zircones de eclogitas y con base en ellas se asume que el metamorfismo de alta presión es Misisípico (Keppie et al., 2004c; Murphy et al., 2006; Nance et al., 2007; Keppie et al., 2008b). Sin embargo, edades SHRIMP U-Pb obtenidas por Elías-Herrera et al. (2004) en zircones de las eclogitas del área San Francisco de Asís, al norte de Tehuiztzingo y correlacionables con el litodema Xayacatlán, muestran edades de 442 ± 2 Ma para los núcleos de los cristales, los cuales coinciden con algunas de las obtenidas en los Granitoides Esperanza (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Talavera-Mendoza et al., 2005); mientras para sus bordes se obtuvieron edades de 352 Ma (Elías-Herrera et al., 2004), donde los núcleos de los zircones pudieran representar el evento de eclogitización y los bordes pudieran representar eventos tectonotérmicos aún por documentarse, tal vez relacionadas con la exhumación de el Ensamble Metamórfico Piaxtla. Un elemento importante que no había sido incorporado en la historia del Complejo Acatlán es el litodema El Rodeo (Talavera et al., 2005). Esta unidad de acuerdo a las edades U-Pb determinadas para sus zircones detríticos es Paleozoico temprano y por su relación discordante retrabajada con la Formación Oate, lo cual es indicativo que el litodema El Rodeo participó en la historia temprana del CA.

Las edades U-Pb obtenidas en los zircones del Ensamble Metamórfico Piaxtla no son concluyentes para definir con precisión la edad del metamorfismo de alta presión; sin embargo, la existencia de granos minerales procedentes de rocas metamórficas de alto grado y alta presión, en la FT sugieren

la existencia de un evento de colisión pre-Devónico Tardío. También es necesario considerar que la Formación Patlanoaya es la unidad donde se tiene un mejor control cronoestratigráfico (Famenniano-Kunguriano; cf. Vachard et al., 2005) a la que subyace la Formación Otate y en ambas se han reportado minerales indicativos de alta presión y grado alto metamórfico (Macías-Romo et al., 2006), que también sustentan la existencia de un evento colisional que originó al ensamble metamórfico Piaxtla y es probable que el litodema el Rodeo haya participado, generando un sistema de cabalgaduras que yuxtapuso a estas unidades a un margen continental aún desconocido.

Por otro lado, es claro que en la porción occidental es donde aflora la cobertura paleozoica y granitos megacrystalinos sin deformación que cortan al litodema el Rodeo. Si observamos la traza de la falla de Tetla y su probable continuación hacia el norte, en el Naranjo, observamos que este parece ser el límite entre el sector occidental y central del CA. A partir de esta falla y hasta los límites del CA con el Complejo Oaxaqueño, aflora la FT, cuyo rasgo más contrastante, con respecto a las unidades de cobertura, es su deformación intensa y lo contrastante de su litología con respecto al resto de las unidades del CA. Este contraste litológico también se observa en el sector occidental donde las unidades de cobertura tienen una variedad litológica que no posee el basamento.

En términos generales la Formación Otate es una secuencia con características turbidíticas, cuyo significado aún se desconoce. La Formación Patlanoaya es una secuencia predominantemente clástica con algunas bancas calcáreas y un amplio alcance estratigráfico similar al de la FT; mientras su parte superior tiene el mismo alcance que las unidades de la cobertura paleozoica del terreno Zapoteco (Formaciones Ixtaltepec y Santiago). De todas estas unidades “de cobertura”, la única que está deformada penetrantemente es la FT.

Las características sedimentarias, aunque parcialmente obliteradas de la FT, sugieren su origen turbidítico con influencia de un borde continental (Oaxaquia). La relación discordante, aunque retrabajada, y de procedencia con respecto a las unidades inferiores del CA (Ensamble Metamórfico Piaxtla y los litodemas Cosoltepec y el Rodeo), así como la presencia de sus MP sugieren a estas unidades como sus fuentes más importantes. En este contexto, es probable que los sedimentos que formaron las rocas de la FT hayan resultado de los movimientos de los sistemas de cabalgaduras que yuxtapusieron a las distintas unidades inferiores del CA y al mismo tiempo que proporcionaron

los sedimentos de la FT, también pudieron servir como basamento para su depósito, originando cuencas tipo “Piggy Back” que actuaron del Devónico Tardío al Pérmico Medio (Figura V.1). El ambiente de depósito de la Formación Patlanoaya se ha interpretado como una rampa clástica con transiciones a planicies aluviales y deltas (Flores de Dios et al., 2000). Estas variaciones de los distintos ambientes sedimentarios pudieran corresponder a oscilaciones del nivel del mar producto de movimientos tectónicos. De acuerdo a estas características es probable que la Formación Patlanoaya, dado su alcance estratigráfico, se haya depositado en otra cuenca “Piggy Back”, relacionada con la FT. Es decir, las unidades de cobertura que van del Devónico más tardío al Pérmico Medio, corresponden a cuencas “Piggy back”, donde la FT y la Formación Patlanoaya se depositaron contemporáneamente pero en lugares separados, aunque cercanos. Seguramente las unidades Santiago e Ixtaltepec hayan sido depositadas en condiciones similares durante el Misisípico-Pensilvánico.

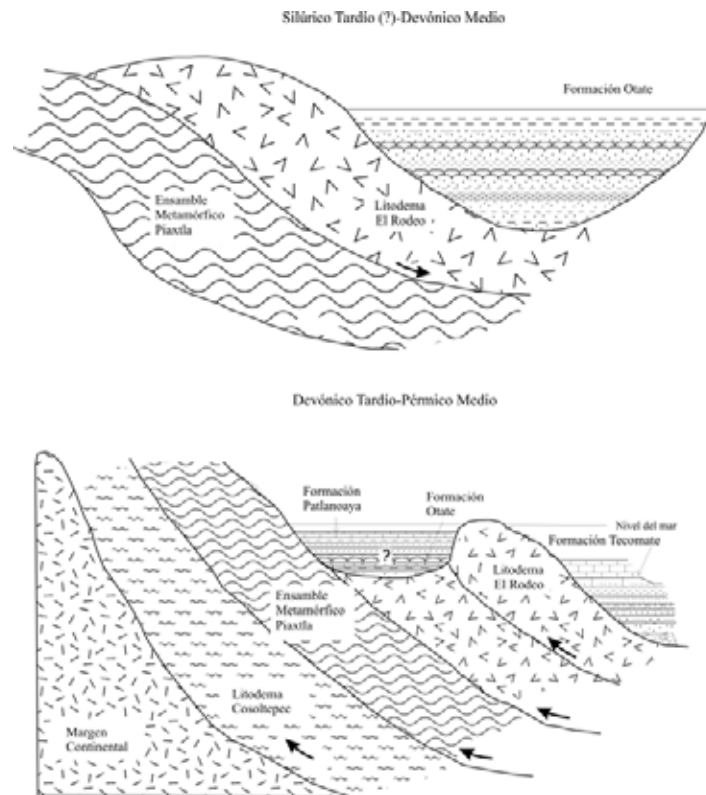


Figura V.1. Diagrama esquemático que muestra la evolución de las cuencas sedimentarias donde se depositaron las formaciones Otate, Patlanoaya y Tecomate, a partir del Silúrico Tardío (?)-Devónico Medio y durante el Devónico Tardío (Famenniano)-Pérmico Medio (Kungoriano). Las cuencas fueron resultado de las cabalgaduras que produjeron la yuxtaposición de las unidades inferiores del Complejo Acatlán en el Ordovícico-Tardío-Silúrico temprano y la del Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño en el Pérmico Medio.

En este sentido, el hiatus entre el Ensamble metamórfico Piaxtla y la Formación Tecomate corresponde aparentemente con el de la Formación Patlanoaya (Osageano-Desmoinesiano/Misuriano, Vachard, 2000a) y con el de la Formación Santiago del Terreno Zapoteco. Todo esto también es consistente con la aparición de fauna laurenciana en todas estas unidades.

Además, en los afloramientos mas orientales del CA, en el área de los Reyes Metzontla, una secuencia predominantemente terrígena, con algunas intercalaciones de caliza sucia y deformadas penetrantemente son correlacionables con la FT, descrita informalmente como formación Metzontla (Elías-Herrera en preparación). Cabe resaltar que la formación Metzontla, en la zona de Caltepec, está participando de los efectos tectónicos propiciados por el Granito Cozahuico, sintectónico con el evento que yuxtapuso a los complejos Acatlán y Oaxaqueño.

Es claro que las fallas de Tetla y Caltepec tienen un papel importante en el evento orogénico del Pérmico medio y probablemente con la deformación penetrante de la FT sea resultado de los movimientos dextrales de estas fallas a finales del Kungoriano. Recientemente se han reportado rasgos tectónicos dextrales en la FT (Morales-Gaméz et al., 2006) tal vez relacionados a estas fallas. Posteriormente a la yuxtaposición de los complejos de basamento se depositó la Formación Matzitzi y la Formación los Arcos-Olinalá y los Hornos.

Ahora bien, basados en los restos fósiles aunque escasos de la FT, destaca la existencia de los conodontos *Gondolella* sp., *Neostrepetognathodus* sp., *Strognathodus*, sp. y de *Sweetognathus subsymmetricus* Wang, Ritter, and Clark, las cuales son especies tropicales reportadas para el sur de China y posiblemente en Iran, nunca en América del Norte (Mei and Hendersob, 2001; Mei et al., 2002). La presencia del género *Helicoprion* y las taxa descubiertas en San Salvador Patlanoaya de *Cooperella typicalis*, *Moreyella* cf. *M. Typicalis*, *M* (?) sp. "*Sturgeonella*" *quinteloba*, *Hybodontidae* gen. sp. 1 y 2 (Derycke-Khatir, et al., 2005) tiene implicaciones paleogeográficas, ya que estos autores únicamente las pudieron comparar con los reportados en el "Midcontinent of USA" (Twayand and SIDEC, 1982, 1983) y en Ohio (Hansen, 1986). Estas correlaciones también son consistentes para las formaciones Santiago e Ixtaltepec (Navarro-Santillán, et al., 2002).

La presencia de los conjuntos faunísticos de la FT y la Formación Patlanoaya sugiere la ubicación de las cuencas donde se depositaron en latitudes cálidas. Mientras que la correlación de sus fósiles sugiere que fueron el enlace entre varias provincias, que incluye la provincia Andina y la “Midcontinent de USA” lo cual permitió la migración de especies entre Laurentia y Gondwana (Texas, Arizona y Nuevo México en el norte y Colombia y Venezuela en el sur) (Varchard et al., 2000) a partir del Misisípico.

Es decir, para el Paleozoico tardío, ya se encontraban cercanos los elementos perigondwánicos y laurencianos, que culminarían en el sur de México, con la yuxtaposición de los Complejos Oaxaqueño y Acatlán, a lo largo de la Falla de Caltepec, seguidas por la depositación de la Formación Matzitzi, probablemente en el Roadiano, en respuesta a esta yuxtaposición y posteriormente se depositaron las formaciones Los Arcos y Los Hornos cuando ya estaban amalgamados estos complejos.

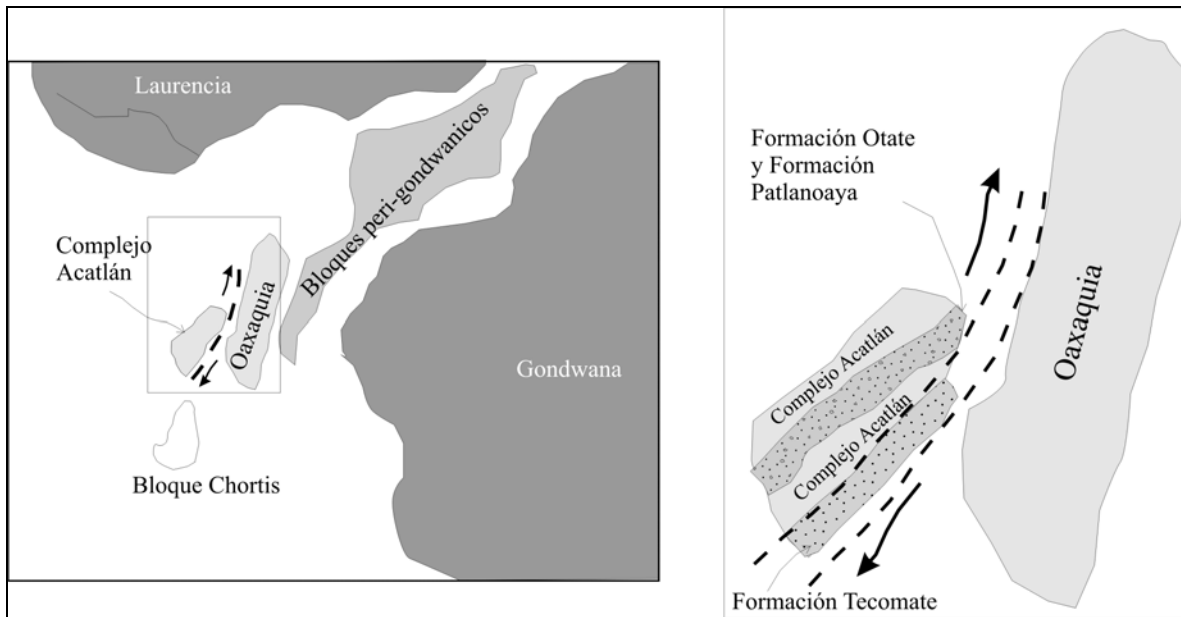


Figura V.2. Reconstrucción paleogeográfica para el Devónico Tardío-Pérmico Medio mostrando la ubicación probable de el Complejo Acatlán y Oaxaquia en relación a los grandes supercontinentes paleozoicos. Las líneas punteadas representan las fallas de Caltepec y Tetla para el Paleozoico medio (Modificado de Weber et al., 2006)

VI. Conclusiones

Los datos obtenidos para el CA son todavía controversiales, y los presentados en esta tesis sobre la Formación Tecomate (FT) pretenden contribuir a la resolución de la evolución tectónica del Complejo Acatlán. En este sentido los aspectos más relevantes son:

En base a la descripción de las unidades en las que se divide la FT, en su conjunto es una secuencia turbídica depositada en un talud con influencia continental.

Su contenido fosilífero y relaciones de campo sugieren que la edad para la FT es del Carbonífero a la parte superior del Paleozoico temprano (Kungoriano).

Con base en sus características geológicas y de acuerdo a la definición de Complejo dentro del Código de Nomenclatura Estratigráfica (2005) la FT es parte del Complejo Acatlán. Sin embargo, su alcance estratigráfico es comparable con parte de la Cobertura paleozoica del Terreno Mixteco.

La abundancia de mesopertitas y cuarzo rutilado, zircones tipo jacinto en algunos de los miembros psamíticos de la FT sugieren fuentes granulíticas grenvillianas. Además la presencia de minerales tales como fengita, edenita, pargasita, ferropargasita, tschermakita, enstatita, pigeonita, granate y zircones sugieren que las principales fuentes para la FT son rocas metamórficas de alto grado y alta presión (granulitas, esquisto azul, metagranitos, charnoquitas, gneises y anfibolitas e incluso eclogitas, que junto con las edades U-Pb en zircones detríticos de distintos niveles estratigráficos de la FT sugieren que su fuente principal fueron el Ensamble Metamórfico Piaxtla y los Litodemas Cosoltepec, Rodeo y el bloque continental Oaxaquia.

Todo esto indica que la procedencia de los sedimentos de la FT fueron los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, la parte sur de Oaxaquia (Complejo Oaxaqueño) y algunos más son producto del retrabajo de los litodemas Cosoltepec y el Rodeo, además de el resto del Ensamble Metamórfico Piaxtla. Todo esto en conjunto indica su depósito en un área relativamente cercana donde ya estaban próximos a yuxtaponerse tectónicamente bloques continentales relacionados a las unidades basales del Complejo Acatlán así como a Gondwana y Laurencia.

La presencia de detritos de minerales derivados de rocas metamórficas de alta presión en la FT y en la formación Otate, así como las edades de estas unidades sugieren fuertemente que el evento orogénico de alta presión que afectó al Complejo Acatlán es pre-Devónico.

Según Keppie et al. (2003) y Murphy et al. (2006) el Complejo Acatlán representa la sutura oeste entre Sudamérica y Norteamérica y la deformación del Pérmico Medio está relacionada con la subducción oblicua de la Placa Pacífica debajo del Complejo Acatlán. En este escenario las formaciones Matzitzi, Tecomate y Patlanoaya representan depósitos de periarco; con abanicos aluviales y depósitos deltáicos de la Matzitzi pasando a los depósitos marinos de las formaciones Tecomate y Patlanoaya. Sin embargo, es clara la escasa abundancia de rocas volcánicas en todas estas unidades por lo tanto, las rocas volcanoclásticas asociadas pudieran ser retrabajo de secuencias volcánicas antiguas. Por otro lado, basados en los datos de esta tesis, el depósito de las formaciones Otate, Patlanoaya y Tecomate son anteriores al de la Formación Matzitzi.

La diferencia entre la FT y el resto de las unidades de cobertura paleozoica es su deformación penetrante. Los afloramientos de la FT se distribuyen entre la falla de Tetla y la Caltepec, por lo cual es probable que su deformación este relacionada a la actividad de estas fallas durante la parte superior del Paleozoico inferior (Kungoriano).

La Formación Matzitzi representa la primera unidad que cubre a los complejos Acatlán y Oaxaqueño. Posteriormente se depositaron las formaciones Los Arcos y Los Hornos.

Las formaciones Otate y Patlanoaya están relacionada en tiempo pero espacialmente no con la FT, depositándose en cuencas aisladas entre bloques del CA y del margen continental cercanos tanto a Laurencia como a Gondwana que culmina con la aparición de cuencas montadas (piggy back) en los orógenos. Es decir, para el Paleozoico tardío, ya se encontraban cercanos los elementos perigondwánicos y laurencianos, que culminarían en el sur de México con la yuxtaposición de los Complejos Oaxaqueño y Acatlán a lo largo de la Falla de Caltepec, seguidos por la depositación de la Formación Matzitzi, probablemente en el Roadiano; en respuesta a esta yuxtaposición y posteriormente se depositaron las formaciones Los Arcos y Los Hornos cuando ya estaban amalgamados dichos complejos.

Referencias Bibliográficas

- Aguilera, J.G., 1896, Sinopsis de la geología mexicana: Instituto Geológico (México), Boletín 4-6, 187p.
- Allen, P. A., and Mange, M., 1992, Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair area, offshore north-western UK: impact of changing provenance: *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 29-52.
- Alva- Valdivia, L. M., Goguitchaichvli, A., Grajales, M., Flores de Dios, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Rosales C., and Morales, J., 2002, Further constraints for Permo-Carboniferous magnetostratigraphy: Case study of the sedimentary sequence from San Salvador-Patlanoaya (México): *Compte Rendu Geoscience*, v. 334, p.1-7.
- Bonilla-Ramos, A., 2002, Petrología del Complejo Acatlán en el area de Santa Cruz Organal-San Pedro Cuayuca, estado de Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 72 p. (inédita).
- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysh deposits: A graphic approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Buseck, P.R., and Iijima, S., 1975, High resolution electron microscopy of Enstatite II: geological application: *American Mineralogy*, v. 0, p. 771-784.
- Calderón-García, A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, Puebla: Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libreto Guía, excursión A-11, p. 9-27.
- Campa-Uranga, M.F.; Gehrels, G.; and Torres de León, R., 2002, Nuevas edades de granitoides metamorfizados del Complejo Acatlán en el estado de Guerrero: Instituto Nacional de Geoquímica, Actas, v. 8, No.1, p. 248.
- Caridroit, M., Lamerandt, A., Dégardin, J.M., Flores de Dios, A., and Vachard, D., 2002, Discovery of radiolaria and conodonts in the Carboniferous-Permian of San Salvador Patlanoaya (Puebla, México); biostratigraphic implications: *Comptes Rendus Palevol* 4, 205-211.
- Centeno-García, E., Sánchez-Zavala, J.L., Patchett, J., Isachsen, C., Sour-Tovar, F., Ortega-Gutiérrez, F., 1997. Stratigraphy, Nd isotopes, sediment provenance, and paleogeography of Paleozoic sequences in southern Mexico. In: Bradshaw, J.D., Weaver, S.D. (Eds.), *International Conference on Terrane Geology. Conference Abstracts*. Department of Geological Sciences, University of Canterbury; Royal Society of New Zealand; Institute of Geological and Nuclear Sciences, Christchurch, New Zealand, pp. 42-45.
- Centeno-García, E., Sanchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1998. Late Proterozoic Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in Gondwana-Laurentia interactions. In: Program, I.G.C., (Ed.), *Laurentia-Gondwanan Connections Before Pangea*. Instituto de Geología Universidad Nacional Autónoma de México, Oaxaca City, Oaxaca Mexico, p. 13.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C., y Silva-Romo, G., enviado, Volcanismo de arco en la Formación Matzitzi (Paleozoico Tardío), región de los Reyes Metzontla-San Luis Atolotlán, estado de Puebla: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Cooper, P.; Keppie, J.D.; Dostal, J.; Miller, B.V.; and Ortega-Rivera, A., 2003, Xayacatlán Formation, Acatlán Complex, southern Mexico: *Atlantic Geoscience Society Abstracts*.
- Corona-Esquivel, R., 1981 (1984), Estratigrafía de la región de Olinalá-Tecocoyunca, noreste del Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Revista, v. 5. 1-16.
- Corona-Esquivel, R.; Ortega-Gutiérrez, F.; and Centeno-García, Elena, 1993, The Paleozoic cover of the Mixteco terrane in the Olinalá-Huamuxtitlán area, in Ortega-Gutiérrez, F.; Centeno-García, E.; Morán-

Zenteno, D.J.; and Gómez-Caballero, A. eds., First circum-Pacific and circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip B, p. 54-60.

Cox, L.R.M., and Fortey, R.A., 1990, Biogeography of Ordovician and Silurian faunas: in McKerrow, W.S., and Scotese, C.R., eds., Paleozoic paleogeography and biogeography: Geological Society (London) Memoir 12, p. 97-104.

Dalla-Salda, L., Dalziel, I., Cingolani, C., and Varela, R., 1992, Did the Taconic Appalachians continue into southern South America?: *Geology*, v. 20, 1050-1062.

Dalziel, I., Dalla-Salda, L., Gahagan, L.M., 1994, Paleozoic Lurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachain-Andean mountain system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 243-252.

Dalziel, I., 1997, Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis environmental speculation: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 16-42.

Deer, W. A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1992, An introduction to the rock-forming minerals: Ed. Longman Scientific and Technical, Essex, England, second edition, 696 p.

De la Vega, E., 1988, Una nueva localidad pérmica con fusulinidos en Puebla: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 7, p. 28-34.

Dewey, J., and Mange, M., Petrography of Ordovician and Silurian sediments in the western Irish Caledonides: tracers of a short-lived Ordovician continent-arc collision orogeny and the evolution of the Laurentian Appalachain-Caledonian margin: *in* Mac Niocail, C., and Ryan, P.D. (eds.) *Continental Tectonics: Geological Society London: Special Publications*, v. 164, p. 55-107.

Derycke-Khatir, C.; Vachard, D.; Dégardin, J-M.; Flores de Dios, A., Buitrón, B., and Hansen, M., 2005, Late Pennsylvanian and Early Permian chondrichthyan microremains from San Salvador Patlanoaya (Puebla, México): *GEOBIOS*, v. 38, p. 43-55.

Dickinson, W.R., and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 1142-1160.

Dostal, J., Keppie, D., Nance, D., Miller, B., Cooper, P., 2004, Xayacatlán Formation, Acatlán Complex, southern México: Tectonic implications: *Sociedad Geológica Mexicana, IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes*. P.151. Juriquilla, Qro.

Droop, G.T.R., 1987, A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria: *Mineralogical Magazine*, v.51, p- 431-435.

Elías-Herrera, Mariano, and Ortega-Gutiérrez, Fernando, 2002, Caltepec fault zone-an Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional implications: *Tectonics*, v. 21, p. 4-19.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Reyes-Salas, A.M., Macías-Romo, C., and Iriodo, A., 2004, New geochronological and stratigraphic data related to the Paleozoic evolution of the high-pressure Piaxtla Group, Acatlán Complex, southern México: *IV reunión nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes*, p. 150.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., e Iriodo, A., 2005, La Falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: *Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes Fronteras Tectónicas de México, tomo LVII, n. 1*, p. 83-109.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., and Sánchez-Zavala, J.L., and Aparicio-Aparicio, D., 2006, Blueschist in the Acatlán Complex, southern México: New insights and tectonothermic implications: *Unión Geofísica Mexicana*, Reunión Annual 2006, *Geos*, v. 26, p. 190.

Elías-Herrera, M., Macías-Romo, C., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Iriondo, A., and Ortega-Rivera, A., 2007, Conflicting Stratigraphic and geochronologic data from the Acatlán Complex: "Ordovician" Granites Intrude Metamorphic and sedimentary rocks of Devonian-Permian age: *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 88 (23), Joint Assembly Supplement, Abstract T4iA-12.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., Reyes-Salas, M., and Sánchez-Zavala, J.L., en preparación, Blueschists in the Paleozoic Acatlán Complex, southern México its tectonothermal implications.

Flores de Dios, A. y Buitrón, B., 1982, Revisión y aportes a la estratigrafía del área de la Montaña de Guerrero: *Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnico Científica*, V. 12, p. 3-38.

Flores de Dios, A., Vachard, D., Grajales-Nishimura, M., Cedillo-Pardo, E., 1998, Facies y ambientes sedimentarios de la Formación Patlanoaya del Paleozoico Superior: cambio permanente de escenario en un espectáculo geológico de mas de 100 Ma: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Excursión geológica a San Salvador Patlanoaya, estado de Puebla, *Libreto guía*, 19 p.

Flores de Dios, A., Vachard, D., y Buitrón, B., 2000, La cubierta sedimentaria de Pérmica Superior (Formaciones Olinalá, Ihualtepec, Yododeñe) de los terrenos Mixteco y Zapoteco evolución sedimentológica e interpretaciones paleogeográficas: *Unión Geofísica Mexicana*, II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, *Geos*, v. 20, Libro de Resúmenes y Programa, p. 324.

Flores de Dios, L.A.; Vachard, D.; and Ramírez-Espinosa, Joel, 2002, hallazgo de microfósiles del Struniano (Famenniano tardío, evónico terminal) en San Salvador Patlanoaya (Puebla, México), consecuencias geodinámicas: *Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional*, 16, Libro de Resúmenes.

Fries, C. Jr., y Rincón-Orta, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de Geocronometría: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 73, p. 57-133.

Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., and Flores de Dios-González, L.A., 2005, Detrital circón provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern México: *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 87-100.

Grodzicki, K.R., Nance, R.D., Keppie, J.D., Dostal, J., and Murphy, J.B., in review, Structural, geochemical and geochronological analysis of metasedimentary and metavolcanic rocks of the Coatlico area, Acatlán Complex, southern Mexico, in *The foundations and birth of the Rheic Ocean: Avalonian-Cadomian orogenic processes and Early Palaeozoic rifting at the north-Gondwana margin*, M. F. Pereira, E. Bozkurt, C. Quesada & R. Strachan (eds), *Tectonophysics*.

Hallsworth, C.R., Morton, A.C., Clauoé-Long, J., Fanning C.M., 2000, Carboniferous sand provenance in the Pennine Basin, UK: constraints from heavy mineral and detrital zircon age data: *Sedimentary Geology*, v. 137, p. 147-185.

Henry, D.J., Dutrow, B., 1996, Metamorphic tourmaline and its petrologic applications: *Review Mineral*, v. 33, p. 503-557.

Hernández-Espriú, J.A., y Morales-Morales, F., 2002, Geología metamórfica del Complejo Acatlán y su cobertura paleozoica, del área de San Miguel Las Minas-Patlanoaya-Ahuatlán, estado de Puebla: México, *Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, B.Sc. tesis* 102 p. (inédita).

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., and Belousova, E. A., 2004, The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology: *Chemical Geology*, in press.

Keppie, J. D., and Ramos, V. A., 1999, Odyssey of terranes in the Iapetus and Rheic oceans during the Paleozoic, in Ramos, V. A., and Keppie, J. D., eds., *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper 336, p. 267-276.

Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., and Lopez, R., 2001, A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico: *Precambrian Research*, v. 112, p. 165-181.

Keppie, J. D., Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., and Nance, R. D., 2003, Paleozoic and Precambrian rocks of southern México-Acatlán and Oaxacan complexes, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips 12 of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 281-313.

Keppie, J.D.; Dostal, J.; Cameron, K.L.; Solari, L.A.; Ortega-Gutiérrez, F.; and Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, v. 120, p. 365-389.

Keppie, J.D., Miller, B.V., Nance, R.D., Murphy, J.B., and Dostal, J., 2004a, New U-Pb zircon dates from the Acatlán Complex, México: Implications for the ages of tectonostratigraphic units and orogenic events [abs.] *Geological Society of America Abstracts with Programs*.

Keppie, J. D., Sandberg, C. H., Miller, B.V., Sánchez-Zavala, J.L., Nance, R.D., Poole, F.G., 2004b, Implications of Latest Pennsylvanian to Middle Permian paleontological and U-Pb SHRIMP data from Tecamate Formation to re-dating tectonothermal events in the Acatlán Complex: *International Geology Review*, v. 46, p. 745-753.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Dostal, J., Ortega-Rivera, A., Miller, B. V., Fox, D., Muise, J., Powell, J. T., Mumma, S. A., and Lee, J. W. K., 2004c, Mid-Jurassic tectonothermal event superposed on a Paleozoic geological record in the Acatlán Complex of southern México: Hotspot activity during the breakup of Pangea: *Gondwana Research*, v. 7., p. 239-260.

Keppie, J. D., Nance, R. D., Fernández-Suárez, J., Storey, D., Jeffries, T.E., and Murphy, J.B. 2006. Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician–Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia. *International Geology Review*, v. 48, 97–111.

Keppie, J. D., Dostal, J., and Elias-Herrera, M., 2007, Ordovician-Devonian oceanic basalts in the Cosoltepec Formation, Acatlán Complex, Mixteca terrane, southern Mexico: vestiges of the Rheic Ocean, *In: Linnemann, U., Kraft, P., Nance, R. D., Zulauf, G. (Eds), The Geology of Peri-Gondwana: Geological Society of America Special Paper 423*, p. 477-487.

Keppie, J.D., Dostal, J., Miller, B. V., Ramos-Arías, M.A., Morales-Gómez, M., Nance, R.D., Murphy, J.B., Ortega-Rivera, A., Lee, J.W.K., Housh, T., and Cooper, P., 2008a, Ordovician-earliest Silurian rift tholeiites in the Acatlán Complex, southern México: evidence of rifting on the southern margin of the Rheic Ocean: *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.010

Keppie, J. D., Dostal, J., Murphy, J.B., Nance, R.D., 2008b, Síntesis de tectónica: interpretación de la zona más occidental del orógeno Variscano en el sur de México; desde un margen de la Rheic hasta un margen activo del Pacífico: *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008-01.012

- Kunz, M., Xirouchakis, D., Lindoley, H., and Hausermann, D., 1996, High-pressure phase transition in titanite: *American Mineralogist*, v. 81, p. 1527-1530.
- Lihou, J.C., and Mange, M.A., 1996, Provenance of the Sardona Flysh, eastern Swiss Alps: example of high resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage: *Sedimentary Geology*, v. 105, p. 141-157.
- Lindsley, D.H., 1983, Pyroxene thermometry: *American Mineralogist*, v. 68, p 477-499.
- Lopez, R. L., Cameron, K. L., and Jones, N. W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age crust beneath northeastern Mexico: *Precambrian Research*, v. 107, p. 195-214.
- Ludwig, K. R., 1999, Isoplot!Ex-a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley, CA, Berkeley Geochronology Center, Special Publication no. 1a, 49 p.
- Macías-Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., y Reyes-Salas, M., 2006, Implicaciones cronoestratigráficas de las Formaciones Otate y Patlanoaya de la cobertura sedimentaria del Complejo Acatlán con base en zircones detríticos y otros minerales pesados: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2006, Geos*, v. 26, p. 190.
- Macías-Romo, C., 2004, Métodos de Separación de Minerales. Manual de Consulta para el Taller de Molienda y el Laboratorio de Separación de Minerales, 41 p. (inédito).
- Mange, M.A., and Maurer, H.F.W., 1992, *Heavy Minerals in colour*: Chapman and Hall, London, 147 p.
- Mange, M.A., 1995, Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben: *in* R.E. Dunay and E. A. Hailwood (eds.) *Non Biostratigraphic Methods of Dating and Correlations*: Geological Society London, Special Publication, v. 89, p. 23-30.
- Malone, J. W., Nance, R. D., Keppie, J. D., and Dostal, J., 2002, Deformational history of part of the Acatlán Complex: Late Ordovician-Early Silurian and Early Pennian orogenesis in southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 511-524.
- Martínez-Lara, Y., Macías-Romo, C., y Sánchez-Zavala, J. L., 2001, El origen del Granito Los Hornos y su papel en la evolución del Complejo Acatlán, sur de México: *Sociedad Mexicana de Mineralogía, VII Coloquio Nacional de Mineralogía, Boletín de Mineralogía*, v. 14, p. 29-30.
- Martínez-Lara, Y., Macías-Romo, C., y Sánchez-Zavala, J. L., 2002, Procedencia y Significado tectónico de rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán, áreas de Olinalá, Gro., Tehuizingo y Acatlán, Pue. Tercera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS, (Resúmenes y Programas), V. 22, No. 2, p. 288-289.
- Mei, Shilong, and Henderson, C. M., 2001, Evolution of Pennian conodont provincialism and its significance in global correlation and paleoclimate implication: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 170, p. 237-260.
- Mei, Shilong, Henderson, C. M., and Wardlaw, B. R., 2002, Evolution and distribution of the conodonts *Sweetognathus* and *Iranognathus* and related genera during the Pennian, and their implications for climate change: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 180, p. 57-91.
- Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., and De la Cruz, J.C., 2002, P-T path, and geochemistry of mafic eclogites from the Xayacatlán Formation, Acatlán Complex: *Unión Geofísica Mexicana, III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Geos, V. 22, Libro de Resúmenes*, p. 247.

- Meza-Figueroa, D.; Ruiz, Joaquín; Talavera-Mendoza, Óscar; and Ortega-Gutiérrez, Fernando, 2003, Tectonometamorphic evolution of the Acatlan Complex eclogites (southern Mexico): *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 27-44.
- Middleton, M., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Miller, V.B., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., and Lee, J.K.W., 2007, P-T-t constraints on exhumation following subduction in the Rheic Ocean from eclogitic rocks in the Acatlán Complex of southern México: *in*: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulaf, G., and Kraft, P., (eds.), the evolutions of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision: Geological Society of America Special Paper 423, p. 489-509.
- Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., and Lee, J.W.K., 2007, Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern México *in* : Linnemann, U., Nance, R.D., Zulaf, G., and Kraft, P., (eds.), the evolutions of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision: Geological Society of America Special Paper 423, p. 465-475.
- Morales-Gómez, M., Keppie, J.D., Norman, M., in press, Ordovician-Silurian rift-passive margin on the Mexican margin of the Rheic Ocean overlain by Permian periacic rocks: evidence from the Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophysics*, doi: 10.1016/j.tecto.2008.01.1014.
- Morton, A.C., Cloué-Long, J.C., Berge, C., 1996, SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic staffjord Formation, North Sea: *Journal Geological Society London*, v. 153, p. 915-929.
- Murphy, B., Keppie, D., Nance, D., Miller B., Dostal, J., Middleton, M., Fernández-Suárez, J., and Jeffries, T.E., Storey, C., 2006, Geochemistry and U–Pb protolith ages of eclogitic rocks of the Asís Lithodeme, Piaxtla Suite, Acatlán Complex, southern Mexico: tectonothermal activity along the southern margin of the Rheic Ocean: *Journal of the Geological Society, London*, V. 163, pp. 683–695.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Dostal, J., 2006, The Acatlán Complex, southern México: Record of Pangea assembly to breakup: *Geology*, v. 34, p. 857-860.
- Nance, R.D., Miller, B.V., Keppie, J.D., Murphy, J.B., and Dostal, 2007, Vestige of the Rheic Ocean in North America: The Acatlán Complex of southern México: *in*: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulaf, G., and Kraft, P., (eds.), the evolutions of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghanian-Variscan collision: Geological Society of America Special Paper 423, p. 437-452.
- Navarro-Santillán, D., Sour-Tovar, F., and Centeno-García, E., 2002, Lower Mississippian (Osagean) brachiopods from the Santiago Formation, Oaxaca, Mexico: Stratigraphic and tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 327-336.
- of Field Trip B, p. 54-60.
- Ordóñez, E., 1906, Las rocas arcaicas de México: *Sociedad Científica Antonio Alzate, Memorias*, v. 22, p.315-331.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1975, The Pre-Mesozoic geology of the Acatlán area, south Mexico: U.K., Leeds University, Ph.D. thesis, 166 p. (unpublished).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 5, p. 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, 1979, Calculo del elipsoide de deformación en un metaconglomerado de la Formación Tecomate, Estado de Puebla: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 3, p. 116-121.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, v. 20. p. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1984, Evidence of Precambrian evaporites in the Oaxacan granulite complex of southern Mexico: *Precambrian Research*, v. 23, p. 377-393.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonostratigraphic analysis and significance of the Paleozoic Acatlán Complex of southern México, in Ortega-Gutiérrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D., and Gómez-Caballero, A., eds., *Terrane geology of southern Mexico:: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, First circum-Pacific and circum Atlantic terrane conference, Guanajuato, México, Guidebook of field trip B*, p. 54-60.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando; Ruiz, Joaquín; and Centeno-García, Elena, 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, v. 23, p.1127-1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., and López, R., 1999, Late Ordovician-Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections: *Geology*, v. 27, p. 719-722.
- Ortega-Obregón, Carlos; Keppie, J.D.; Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, Fernando; Dostal, Jarad; Lopez, Robert; Ortega-Rivera, Anabel; and Lee, J. W.K., in press, Geochronology and geochemistry of the ca. 917 Ma, calc-alkaline Etna granitoid plutón (Oaxaca, southern México)-evidence of post-Grenvillian subduction along the northern margin of Amazonia: *International Geology* p. 365-389.
- Pantoja-Alor, J., 1970. Rocas sedimentarias Paleozoicas de la región centro-septentrional de Oaxaca. In: *Mexicana, Sociedad Geológica Mexicana, Excursión México–Oaxaca*, pp. 67–84.
- Pantoja-Alor, J., Robison, R., 1967. Paleozoic sedimentary rocks in Oaxaca, Mexico. *Science* 157, 1033–1035.
- Pickering, K.T., Stow, D.A., and Watson, M.P., Deep-water facies, processes and models: a review and classifications scheme for modern and ancient sediment: *Earth. Sci. Rev.*
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J. C., Bodinier, J.L., 1999, Al-and Cr rich chromites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotite in suprasubductions mantle: *Economic Geology*, v. 94, p. 547-566.
- Pupin, J.P., and Turco, G., 1972, Le zircon accessoire en geothermometrie: *C.R.Ac. Sc., Pris*; t- 274, p. 2121-2124.
- Ramírez-Espinosa, J., Flores de Dios, A., Buitrón, B., Silva, A., Vachard, D., 2000. Nueva localidad del Paleozoico superior al noroeste de Acatlán, Puebla: *Geos, Segunda Reunión de Ciencias de la Tierra, Resúmenes y Programa* 20, p. 159.
- Ramírez-Espinosa, J., 2001, Tectono-magmatic evolution of the Paleozoic Acatlán Complex in southern Mexico, and its correlation with the Appalachian system: Tucson, University of Arizona, Ph.D. thesis, 170 p. (unpublished).
- Ramírez-Espinosa, Joel; Ruiz, Joaquín; and Gehrels, George, 2002, Procedencia Pan-Africana en la sedimentación de la Formación Cosoltepec del Complejo Acatlán-evidencia del margen pasivo oriental del Iapetus en el sur de México: *Instituto Nacional de Geoquímica, Actas*, v. 8, No.1, p. 181-182. Resúmenes, p. 432.
- Ramos-Arías, M., Keppie, D., Ortega-Rivera, A., and Lee, J.W.K., 2008, Extensional Late Paleozoic deformation on the western margin of Pangea, Patlanoaya area, Acatlán Complex, southern Mexico: *Tectonophics, Science Direct*.

- Reyes-Salas, A. M., 2003, Mineralogía y Petrología de los Granitoides Esperanza del Complejo Acatlán, Sur de México; Universidad Autónoma de Morelos, Tesis de doctorado, 165 p. inédita.
- Robert, 2001, A Grenvillian arc on the margin of Amazonia-evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico: *Precambrian Research*, v. 112, No.3-4, p. 165-181.
- Robison, R., and Pantoja-Alor, J., 1968, Tremadocian trilobites from Nochixtlan region, Oaxaca, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 42, p. 767-800.
- Ruiz-Castellanos, M., 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of Southern Mexico; Unpubl. Ph.D. thesis, University of Texas, Dallas, 188 p.
- Rodríguez-Torres, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, estado de Puebla: Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, p. 51-54.
- Roser, B.P., and Korsh, R. J. 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of the major-element data: *Chemical Geology*, v. 67, p. 119-139.
- Ruiz, J., Talavera-Mendoza, O. & Gehrels, G. 2004. Correlation of Paleozoic and Proterozoic terranes of southern Mexico with the northern Andes based on U-Pb geochronology of detrital zircons. In: IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes. 198.
- Ruiz-Castellanos, M., 1970, Reconocimiento geológico del área de Mariscala-Amatitlán, estado de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Excursión México-Oaxaca, p. 55-66.
- Salas, G. P., 1949, Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 1, p. 79-156.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 1998, The Tecamate Formation and its role in the Early and Middle Devonian tectonic evolution of the Acatlán Complex, southern México: *International Geological Correlation Program, IGCP Project 376, Laurentia-Godwanan Connections before Pangea, Program and Abstracts*, p. 32
- Sánchez-Zavala, J. L. ; Centeno-García, Elena; and Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1999, Review of Paleozoic stratigraphy of Mexico and its role in Gondwana-Laurentia connections, in Ramos, V.S., and Keppie, J.D. eds., *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea: Geological Society of America Special Paper 336*, p. 211-226.
- Sánchez Zavala, J.L., Ortega Gutiérrez, F. y Elías Herrera, M. 2000. La orogenia Mixteca del Devónico del Complejo Acatlán, sur de México: *Unión Geofísica Mexicana, II Reunión Anual de Ciencias de la Tierra, GEOS, Resúmenes y Programa*. 20(3), 321-322.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., Jenner, G.A.; Belousova, E., Macías-Romo, C., 2004. Ordovician and Mesoproterozoic zircon from the Tecamate Formation and Esperanza granitoid, Acatlán Complex, southern Mexico: local provenance in the Acatlán: *International Geology Review*, v. 46, p. 1005-1021.
- Sedlock, R.L.; Ortega-Gutiérrez, Fernando; and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America Special Paper 278*, 153 p.
- Silva-Romo, G., y Mendoza-Rosales, C., 2000, La unidad Piedra Hueca, secuencia clásica paleozoica (sur de Puebla): *Unión Geofísica mexicana, II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Geos, resúmenes y programas*, v. 20, p.325.

Stow, D., 1985, Deep-sea clastics: where are we and where are we going?, *in* P.J. Brenchley and B.J.P. Williams (eds.) : Sedimentology: Recent development and applied aspects: Geological Society London, v. 18, p. 67-93.

Silva-Pineda, A., 1970, Plantas del Pensilvánico de la región de Tehuacán Puebla: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, v. 29. 209 p.

Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K. L., Lopez, R., and Hames, W. E., 2003, 990 Ma and 1,100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico; Roots of an orogen; Tectonophysics, v. 365, p. 257-282.

Solari, Luigi; Dostal, Jarda; Ortega-Gutiérrez, Fernando; and Keppie, J.D., 2001, The 275 Ma Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, p. 149-161.

Talavera-Mendoza, O; Meza-Figueroa, D.; César de la Cruz, J.; and Vega, R., 2002, Esquistos azules en el Complejo Acatlán, (sur de Mexico) implicaciones tectonometamórficas: Unión Geofísica Mexicana, III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Geos, V. 22, Libro de Resúmenes, p. 248.

Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Geherels, G., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, r., Campa, 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., Meza-Figueroa, D., Vega-Granillo, R., Valencia., 2006, Reply to comment on “U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico” by Talavera et al.: Earth and Planetary Science Letters 245 (2006) 476–480

Thomas, W.A., 1989, The Appalachian-Ouachitan belt beneath the Gulf Coastal Plain between the outcrops in the Appalachian and Ouachita Mountains, in Hatcher, R.D., Jr.; Thomas, W.A.; and Viele, G. W.,eds., The Appalachian and Ouachitan orogen in the United States: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, v. F-2, p. 537-553.

Torres, R.; Ruiz, Joaquín; Patchett, P.J.; and Grajales-Nishimura, J.M., 1999, Permo- Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America, in Bartolini, Claudio; Wilson, J.L.; and Lawton, T.F., eds., Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340, p. 191-196.trending, Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico:

Vachard, D., Flores de Dios, A., Pantoja, J ., Buitrón, B. E., Arellano, J., and Grajales, M., 2000a, Les fusulines du Mexique, une revue biostratigraphique et paléogéographique: Geobios, v. 33, no.6, p. 655-679.

Vachard, D., Flores de Dios, A., Buitrón, B.E., and Grajales, M., 2000b, Biostratigraphie par fusulines des calcaires Carbonifères et Permienes de San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexique): Geobios, v. 33, p. 5-33.

Vachard, Daniel, and Flores de Dios, Antonio, 2002, Discovery of latest Devonian/earliest Mississippian microfossils in San Salvador Patlanoaya (Puebla, Mexico); biogeographic and geodynamic consequences: C.R. Geoscience 334, (2002), p. 1095-1101.

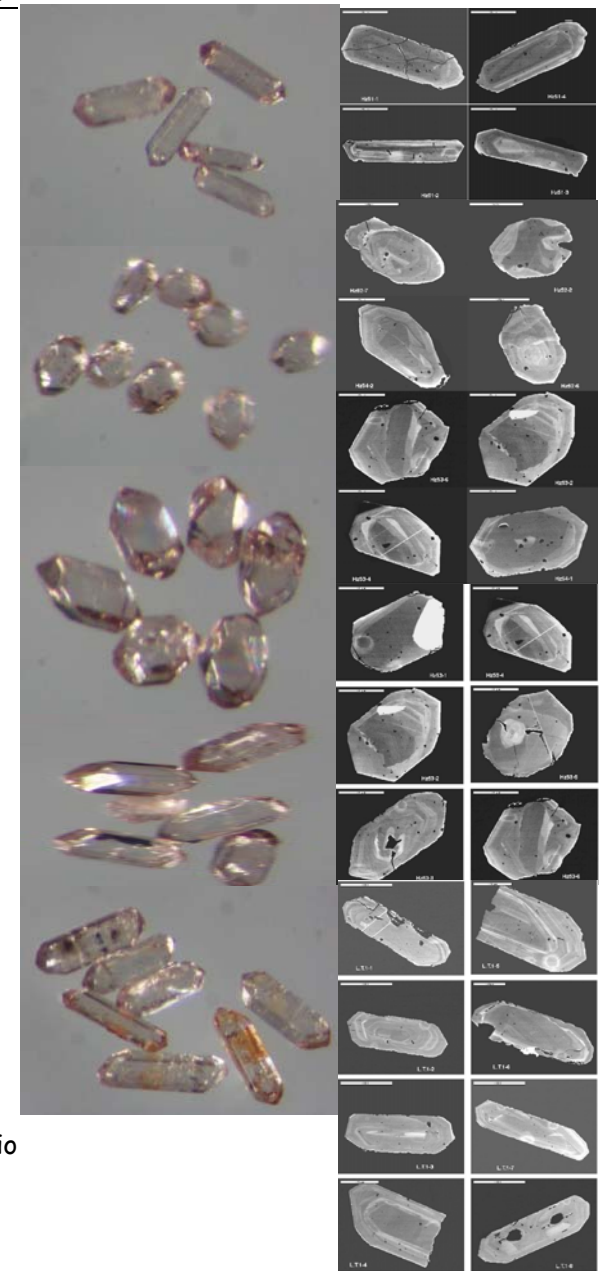
Vachard, D., Flores de Dios A., Buitrón,B., 2004, Guadalupian and Lopingian (Middle and Late Permian) deposits from Mexico and Guatemala, a review with new data: Geobios, v. 37, p. 99–115

Van Achterberg, E., Ryan, C. G., Jackson, S. E., and Griffin, W: L., 2001, Date reduction software for LA-ICP-MS; Mineralogical Association of Canada, Short Course Notes 29, p. 239-243.

- Van Wyck, N., and Norman, M., 2004, Detrital zircon ages from Early Proterozoic quartzites, Wisconsin, support rapid weathering and deposition of mature quartz arenites: *Journal of Geology*, v. 112, p. 305-315.
- Vázquez, E.A., 1986, Descubrimiento de una nueva localidad de rocas marinas del Paleozoico al suroeste del estado de Puebla, *Petróleos Mexicanos*, Superintendencia General, Departamento de Exploración Zona Centro, Informe inédito, s/p.
- Vega-Granillo, R., 2005, Petrología, Termobarometría y análisis estructural en la región NW del Complejo Acatlán, Puebla, México: Implicaciones tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, 334 p. (inédita).
- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G.E., López-Martínez, M., and 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: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, p. 1249-1264.
- Villaseñor, A.B., Martínez, A., Contreras, B., 1987. Bioestratigrafía del Paleozoico superior de San Salvador Patlanoaya, Puebla, México: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 1, p. 396-413.
- Weber, B.; Meschede, M.; Ratschbacher, L.; and Frisch, W., 1997, Structure and kinematic history of the Acatlán Complex in Nuevos Horizontes-San Bernardo region, Puebla: *Geofísica Internacional*, v. 36, No.2, p. 63-76.
- Weber, R., Centeno-García, E., y Magallón-Puebla, S.A., 1987, La Formación Matzitzzi, estado de Puebla, tiene una edad permocarbonífera, *in Segundo Simposio sobre la Geología Regional de México, Programa y Resúmenes*: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 57-59.
- Weber, R., y Cevallos, S., 1994, Perfil actual y perspectiva de la paleobotánica en México: *Sociedad Botánica de México*, v. 4, p. 104-110.
- Weissbrod, T., and Nachmias, J., 1986, Stratigraphic significance of heavy minerals in the late Precambrian-Mesozoic clastic sequence ("Nubian Sandstone" in the near East): *Sedimentary Geology*, v. 47, p. 263-303.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., and Gehrels, G. E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico; Implications for Paleozoic North American tectonics; *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p. 817-828.
- Zaldivar, R. J., 1990, La franja de intrusiones graníticas del Paleozoico Superior en el occidente de Oaxaca y sur de Puebla: México, D. F., Sociedad Geológica de México, X Convención Nacional, Libro de Resúmenes, p. 57-58.
- Zhou, M.F., and Robinson, P.T., 1997, Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits: *Economic Geology*, v. 92, p. 259-262.

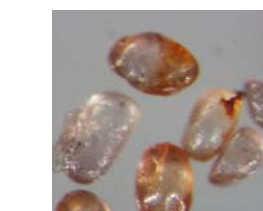
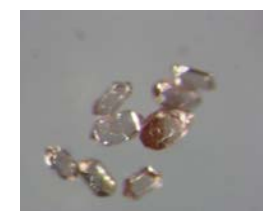
Edades aparentes (Ma)

Análisis	Pb207/Pb206	$\pm 2 \sigma$	Th ppm	U ppm	Pb207/U235	$\pm 2 \sigma$	Pb206/U238	$\pm 2 \sigma$	Pb207/Pb206	$\pm 2 \sigma$	Pb207/U235	$\pm 2 \sigma$	Pb206/U238	$\pm 2 \sigma$
HZ51-2	0.05979	0.00178	91	275	0.60820	0.01994	0.07381	0.00200	595	65	482	13	459	12
HZ53-3	0.05700	0.00130	109	301	0.58041	0.01552	0.07385	0.00188	491	50	465	10	459	11
HZ51-3	0.05673	0.00126	247	480	0.58183	0.01544	0.07440	0.00194	480	49	466	10	463	12
HZ52-3	0.05772	0.00166	181	270	0.59149	0.01916	0.07439	0.00206	519	63	472	12	463	12
HZ52-5	0.05773	0.00132	111	392	0.59714	0.01652	0.07502	0.00202	519	50	475	11	466	12
HZ51-1	0.05887	0.00134	571	509	0.61430	0.01674	0.07570	0.00200	562	49	486	11	470	12
HZ52-4	0.05967	0.00158	52	191	0.65363	0.01998	0.07944	0.00216	592	57	511	12	493	13
HZ53-1R	0.06186	0.00210	31	212	0.70234	0.02548	0.08240	0.00228	669	72	540	15	511	14
HZ54-5	0.05916	0.00128	51	270	0.71611	0.01876	0.08780	0.00226	573	47	548	11	543	13
HZ52-8	0.06798	0.00148	79	264	1.10944	0.02994	0.11837	0.00318	868	45	758	14	721	18
HZ51-4	0.07150	0.00156	99	370	1.21089	0.03228	0.12285	0.00326	972	44	806	15	747	19
HZ53-5	0.07215	0.00144	70	492	1.64756	0.04044	0.16560	0.00418	990	40	989	16	988	23
HZ54-4	0.07217	0.00180	23	145	1.50235	0.04354	0.15094	0.00404	991	51	931	18	906	23
HZ52-7	0.07477	0.00154	221	327	1.79671	0.04648	0.17426	0.00462	1062	41	1044	17	1036	25
HZ54-2	0.07633	0.00166	36	132	1.83537	0.04806	0.17438	0.00450	1104	43	1058	17	1036	25
HZ53-6	0.07692	0.00168	20	163	1.80910	0.04750	0.17056	0.00440	1119	43	1049	17	1015	24
HZ53-4	0.07820	0.00174	31	91	2.01026	0.05282	0.18641	0.00476	1152	44	1119	18	1102	26
HZ52-2	0.07864	0.00182	35	124	1.82441	0.05060	0.16826	0.00452	1163	45	1054	18	1003	25
HZ52-6	0.07904	0.00156	52	429	2.06761	0.05294	0.18971	0.00508	1173	39	1138	18	1120	28
HZ53-2	0.08139	0.00172	47	122	2.37995	0.06040	0.21206	0.00536	1231	41	1237	18	1240	28
HZ53-1C	0.08639	0.00482	17	43	2.20328	0.12340	0.18489	0.00656	1347	106	1182	39	1094	36
HZ54-1	0.09341	0.00196	71	85	3.36388	0.08618	0.26119	0.00674	1496	39	1496	20	1496	34
LT1-2	0.05752	0.00144	233	272	0.60078	0.01748	0.07576	0.00202	511	54	478	11	471	12
LT1-5	0.05786	0.00142	110	366	0.60429	0.01738	0.07576	0.00202	524	54	480	11	471	12
LT1-3	0.05661	0.00134	227	327	0.59154	0.01658	0.07580	0.00200	476	52	472	11	471	12
LT1-1	0.05764	0.00156	279	307	0.60461	0.01844	0.07610	0.00204	516	59	480	12	473	12

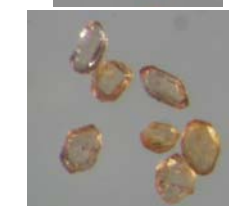


Cristales de zircones de los Granitoides Esperanza y del Granito Los Hornos analizados por U-Pb a través del método LA-ICP-MS. Las fotografías de los zircones con el microscopio corresponden a los cristales analizados.

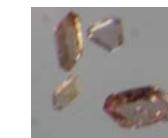
Análisis	Pb207/Pb206	+/-2σ	Th ppm	U ppm	Pb207/U235	+/-2σPb206/U238	+/-2σ	Edades aparentes (Ma)				□		
								Pb207/Pb206	+/- 2 σ	Pb207/U235	±2 σPb206/U238			
FR21-2	0.05606	0.00136	72	264	0.57707	0.01708	0.07467	0.00204	454	53	463	11	464	12
FR21-6	0.05613	0.00144	189	206	0.59162	0.01788	0.07645	0.00206	457	56	472	11	475	12
FR22-2	0.05670	0.00134	240	265	0.58631	0.01688	0.07500	0.00202	479	52	469	11	466	12
FR21-5	0.05716	0.00172	83	146	0.60557	0.02052	0.07685	0.00212	497	66	481	13	477	13
FR21-4	0.05928	0.00160	109	306	0.62431	0.01958	0.07639	0.00208	577	58	493	12	475	12
FR22-1	0.07293	0.00206	18	82	1.54983	0.05012	0.15414	0.00428	1012	57	950	20	924	24
FR21-7	0.07658	0.00156	226	653	1.74247	0.04732	0.16503	0.00450	1110	41	1024	18	985	25
FR21-9	0.07755	0.00206	35	132	1.63790	0.05200	0.15321	0.00434	1135	52	985	20	919	24
FR22-5	0.08118	0.00170	160	246	2.28745	0.06172	0.20438	0.00552	1226	41	1208	19	1199	30
FR22-6	0.08250	0.00200	38	54	2.30467	0.06794	0.20262	0.00558	1257	47	1214	21	1189	30
FR21-3	0.08508	0.00178	132	318	2.68907	0.07370	0.22924	0.00624	1317	40	1326	20	1331	33
FR22-4	0.08537	0.00168	299	894	2.68333	0.07012	0.22798	0.00610	1324	38	1324	19	1324	32
FR22-9	0.08885	0.00186	5	496	2.97879	0.07858	0.24322	0.00638	1401	40	1402	20	1403	33
FR33-3	0.07244	0.00156	17	347	1.56002	0.04160	0.15620	0.00404	998	43	955	17	936	23
FR33-2	0.07411	0.00152	146	926	1.70275	0.04340	0.16666	0.00424	1044	41	1010	16	994	23
FR32-6	0.07446	0.00170	36	97	1.70809	0.04768	0.16638	0.00444	1054	46	1012	18	992	25
FR32-7	0.07462	0.00172	46	78	1.76643	0.04950	0.17166	0.00456	1058	46	1033	18	1021	25
FR31-4	0.07851	0.00178	18	105	2.06062	0.05756	0.19039	0.00512	1160	44	1136	19	1124	28
FR33-1	0.07887	0.00164	913	1331	2.12119	0.05818	0.19508	0.00532	1169	41	1156	19	1149	29
FR31-3	0.08016	0.00164	103	296	2.22682	0.05876	0.20150	0.00536	1201	40	1190	19	1183	29
FR31-5	0.08034	0.00190	59	136	2.16421	0.06214	0.19539	0.00530	1205	46	1170	20	1151	29
FR34-1	0.08064	0.00182	134	182	2.11768	0.05846	0.19047	0.00496	1213	44	1155	19	1124	27
FR34-2	0.08092	0.00184	65	155	2.20065	0.06042	0.19725	0.00510	1220	44	1181	19	1161	27
FR34-3	0.08100	0.00168	148	344	2.25494	0.05874	0.20192	0.00520	1221	41	1198	18	1186	28
FR32-1	0.08128	0.00192	79	76	2.21539	0.06432	0.19775	0.00540	1228	46	1186	20	1163	29
FR32-5	0.08133	0.00180	41	114	2.29717	0.06290	0.20481	0.00542	1230	43	1211	19	1201	29
FR35-2	0.08197	0.00188	62	121	2.39554	0.06954	0.21197	0.00590	1245	45	1241	21	1239	31
FR32-4	0.08203	0.00226	37	57	2.36494	0.07616	0.20916	0.00594	1246	53	1232	23	1224	32
FR32-3	0.08215	0.00172	57	144	2.30269	0.06136	0.20328	0.00536	1249	41	1213	19	1193	29
FR31-1	0.08536	0.00174	108	265	2.68470	0.07026	0.22814	0.00602	1324	39	1324	19	1325	32
FR33-4	0.08921	0.00198	72	147	2.41079	0.06796	0.19605	0.00538	1409	42	1246	20	1154	29
FR35-5	0.09104	0.00182	347	588	3.20718	0.08628	0.25552	0.00700	1447	38	1459	21	1467	36
FR32-2	0.09599	0.00200	82	110	3.42800	0.09052	0.25901	0.00682	1548	39	1511	21	1485	35
FR31-2	0.09600	0.00198	99	149	3.55545	0.09408	0.26864	0.00714	1548	39	1540	21	1534	36
FR35-3	0.09638	0.00218	345	350	3.14600	0.09270	0.23688	0.00680	1555	42	1444	23	1371	35
FR34-4	0.09977	0.00266	35	58	3.30596	0.09958	0.24034	0.00620	1620	49	1483	23	1389	32
FR41-1	0.05523	0.00310	105	160	0.08546	0.00486	0.01122	0.00034	421	122	83	5	72	2
FR41-2	0.05070	0.00242	113	262	0.07909	0.00390	0.01131	0.00034	227	109	77	4	73	2
FR42-2	0.05908	0.00144	280	313	0.60845	0.01800	0.07471	0.00206	570	52	483	11	465	12
FR42-3	0.05746	0.00152	557	477	0.60510	0.01928	0.07640	0.00218	509	57	481	12	475	13
FR42-5	0.05680	0.00144	260	571	0.60316	0.01828	0.07703	0.00214	483	56	479	12	478	13
FR42-6	0.05796	0.00126	568	546	0.61721	0.01702	0.07724	0.00208	528	48	488	11	480	12



FR43-11	0.05943	0.00136	326	450	0.65501	0.01888	0.07995	0.00220	583	50	512	12	496	13
FR42-10	0.05828	0.00152	180	288	0.65092	0.02026	0.08101	0.00226	540	58	509	12	502	13
FR42-7	0.06000	0.00142	362	354	0.67230	0.01946	0.08127	0.00222	604	51	522	12	504	13
FR43-7	0.06833	0.00154	77	180	1.28782	0.03636	0.13671	0.00372	879	46	840	16	826	21
FR43-10	0.07091	0.00204	41	85	1.22894	0.04072	0.12572	0.00356	955	59	814	19	763	20
FR43-6	0.07330	0.00168	59	171	1.36451	0.03868	0.13503	0.00368	1022	46	874	17	817	21
FR43-9	0.07815	0.00168	140	228	1.89993	0.05158	0.17635	0.00472	1151	43	1081	18	1047	26
FR43-3	0.07968	0.00172	90	227	2.19035	0.06054	0.19939	0.00544	1189	42	1178	19	1172	29
FR43-1	0.07985	0.00160	196	543	2.03744	0.05444	0.18508	0.00504	1193	40	1128	18	1095	27
FR43-2	0.08133	0.00174	53	191	2.28151	0.06294	0.20346	0.00556	1230	42	1207	19	1194	30
FR43-4	0.08247	0.00166	312	335	2.34947	0.06232	0.20665	0.00556	1257	39	1227	19	1211	30
FR42-1	0.09342	0.00182	223	825	3.31925	0.08606	0.25776	0.00690	1496	37	1486	20	1478	35
FR51-1	0.05570	0.00132	171	240	0.56811	0.01566	0.07397	0.00190	440	51	457	10	460	11
FR54-5	0.05579	0.00140	65	326	0.56834	0.01638	0.07394	0.00196	444	54	457	11	460	12
FR54-7	0.05614	0.00144	71	250	0.59555	0.01776	0.07697	0.00208	458	56	474	11	478	12
FR53-2	0.05615	0.00130	379	332	0.57437	0.01560	0.07423	0.00192	458	51	461	10	462	12
FR54-8	0.05632	0.00146	71	157	0.57486	0.01710	0.07405	0.00196	464	57	461	11	461	12
FR51-2	0.05648	0.00162	88	209	0.57893	0.01856	0.07433	0.00202	470	63	464	12	462	12
FR52-2	0.05769	0.00130	135	357	0.59475	0.01606	0.07478	0.00196	518	48	474	10	465	12
FR54-4	0.05781	0.00132	149	471	0.60031	0.01662	0.07535	0.00202	522	50	477	11	468	12
FR54-6	0.05905	0.00150	540	474	0.61013	0.01828	0.07496	0.00206	569	55	484	12	466	12
FR51-5R	0.06094	0.00162	75	399	0.67614	0.01974	0.08049	0.00204	637	57	524	12	499	12
FR54-3	0.07813	0.00190	50	170	1.86087	0.05406	0.17281	0.00476	1150	48	1067	19	1028	26
FR51-3	0.07852	0.00168	52	203	1.96005	0.05080	0.18101	0.00468	1160	42	1102	17	1073	26
FR52-4	0.07946	0.00158	64	551	2.10492	0.05382	0.19217	0.00510	1184	39	1150	18	1133	28
FR53-1	0.07966	0.00170	39	114	2.18551	0.05696	0.19904	0.00520	1189	42	1176	18	1170	28
FR51-4	0.09148	0.00182	84	266	3.05066	0.07568	0.24182	0.00620	1457	38	1420	19	1396	32
FR52-1	0.11965	0.00232	111	238	5.56684	0.13552	0.33745	0.00862	1951	34	1911	21	1874	42
GR53-4	0.05898	0.00132	580	817	0.58766	0.01630	0.07230	0.00194	566	49	469	10	450	12
GR52-5	0.05811	0.00162	159	223	0.58376	0.01804	0.07286	0.00194	534	62	467	12	453	12
GR51-5	0.05781	0.00142	144	211	0.58344	0.01654	0.07320	0.00192	522	54	467	11	455	12
GR51-2	0.05743	0.00142	154	289	0.58197	0.01642	0.07350	0.00190	508	53	466	11	457	11
GR54-1	0.05693	0.00148	206	340	0.57732	0.01690	0.07356	0.00192	488	57	463	11	458	11
GR51-4	0.05668	0.00136	162	289	0.57489	0.01594	0.07357	0.00190	478	53	461	10	458	11
GR53-2	0.05773	0.00142	171	366	0.58584	0.01682	0.07362	0.00196	519	54	468	11	458	12
GR53-5	0.05663	0.00132	336	545	0.57649	0.01590	0.07384	0.00194	476	52	462	10	459	12
GR53-3	0.05906	0.00126	575	462	0.60318	0.01586	0.07409	0.00194	569	47	479	10	461	12
GR53-1	0.05858	0.00172	392	415	0.60021	0.01970	0.07434	0.00206	552	63	477	13	462	12
GR52-4	0.05665	0.00132	98	347	0.58402	0.01592	0.07478	0.00194	477	52	467	10	465	12
GR54-4	0.05732	0.00162	96	171	0.59194	0.01862	0.07491	0.00200	503	61	472	12	466	12
GR54-3	0.06432	0.00242	22	53	1.05784	0.04150	0.11929	0.00336	752	79	733	20	727	19
GR52-1	0.07543	0.00162	32	176	1.42008	0.03690	0.13655	0.00356	1080	43	897	15	825	20
GR51-1	0.07966	0.00176	129	291	1.74889	0.04590	0.15924	0.00410	1189	43	1027	17	953	23



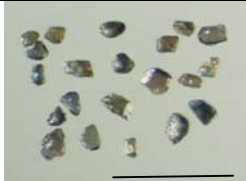
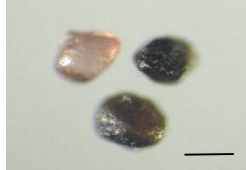
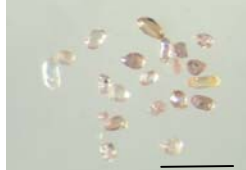
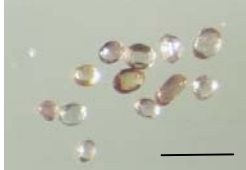


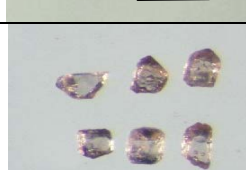
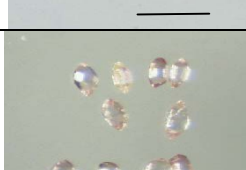
HR21A-1	0.07067	0.00156	6	301	1.54428	0.04270	0.15851	0.00428	948	45	948	17	949	24
HR22A-1R	0.07266	0.00148	43	636	1.70594	0.04486	0.17030	0.00450	1005	41	1011	17	1014	25
HR21A-5	0.07287	0.00160	77	150	1.65341	0.04552	0.16458	0.00440	1011	44	991	17	982	24
HR21A-3	0.07334	0.00174	2	119	1.73716	0.04882	0.17181	0.00452	1023	48	1022	18	1022	25
HR21A-7	0.07377	0.00146	580	2413	1.81444	0.04714	0.17840	0.00472	1035	39	1051	17	1058	26
HR21A-2	0.07408	0.00152	301	419	1.79869	0.04740	0.17611	0.00470	1044	41	1045	17	1046	26
HR22A-1C	0.07565	0.00164	73	164	1.87924	0.05138	0.18020	0.00482	1086	43	1074	18	1068	26
HR22A-2	0.07704	0.00186	23	60	2.02814	0.05856	0.19097	0.00512	1122	48	1125	20	1127	28
HR22A-4	0.07705	0.00170	47	105	1.99199	0.05508	0.18752	0.00502	1123	44	1113	19	1108	27
HR22A-5	0.07770	0.00184	61	152	2.11712	0.06226	0.19765	0.00552	1139	47	1154	20	1163	30
HR22A-3	0.07856	0.00176	42	98	2.15117	0.06004	0.19863	0.00536	1161	44	1165	19	1168	29
HR21A-6	0.07880	0.00172	67	167	2.14067	0.05902	0.19704	0.00532	1167	43	1162	19	1159	29
HR21B-4	0.07917	0.00188	28	63	2.14870	0.06134	0.19684	0.00526	1177	47	1165	20	1158	28
HR21B-1	0.07924	0.00166	244	252	2.18794	0.05896	0.20027	0.00536	1178	41	1177	19	1177	29
HR21B-3	0.07927	0.00168	104	241	2.14569	0.05690	0.19633	0.00514	1179	41	1164	18	1156	28
HR22B-3	0.07933	0.00190	29	68	2.17848	0.06288	0.19918	0.00536	1180	47	1174	20	1171	29
HR21B-2	0.07944	0.00166	139	265	2.21175	0.05910	0.20194	0.00538	1183	41	1185	19	1186	29
HR22B-1	0.08073	0.00176	210	152	2.32375	0.06356	0.20878	0.00560	1215	42	1220	19	1222	30
HR21A-4	0.08074	0.00162	132	412	2.26394	0.05956	0.20339	0.00540	1215	39	1201	19	1194	29
HR22B-2	0.08186	0.00172	108	242	2.43188	0.06488	0.21548	0.00570	1242	41	1252	19	1258	30
HR22B-4	0.08593	0.00178	99	284	2.75342	0.07368	0.23239	0.00620	1337	40	1343	20	1347	32
HR31-2	0.05796	0.00156	83	238	0.58242	0.01832	0.07289	0.00200	528	59	466	12	454	12
HR31-1	0.05582	0.00134	137	259	0.56283	0.01642	0.07314	0.00198	445	52	453	11	455	12
HR32-2	0.05804	0.00126	155	406	0.58695	0.01612	0.07335	0.00198	531	48	469	10	456	12
HR31-4	0.05636	0.00122	343	510	0.57046	0.01558	0.07341	0.00196	466	48	458	10	457	12
HR32-5	0.05614	0.00118	381	683	0.57156	0.01548	0.07384	0.00198	458	46	459	10	459	12
HR33-7	0.05577	0.00122	173	441	0.57329	0.01594	0.07457	0.00202	443	47	460	10	464	12
HR33-5	0.05685	0.00126	181	364	0.59359	0.01672	0.07574	0.00206	485	49	473	11	471	12
HR33-6	0.05773	0.00128	235	380	0.60325	0.01676	0.07579	0.00204	519	49	479	11	471	12
HR33-8	0.05795	0.00128	123	340	0.60662	0.01686	0.07593	0.00206	528	49	481	11	472	12
HR33-2	0.07249	0.00158	70	279	1.50134	0.04102	0.15024	0.00398	1000	44	931	17	902	22
HR32-3	0.07766	0.00172	41	128	1.91387	0.05270	0.17872	0.00478	1138	44	1086	18	1060	26
HR33-1	0.09290	0.00196	217	419	3.00591	0.07992	0.23465	0.00620	1486	40	1409	20	1359	32
HR33-4	0.09430	0.00196	198	444	3.25814	0.08776	0.25057	0.00668	1514	39	1471	21	1441	34
HR33-9	0.09805	0.00196	244	247	3.72506	0.09900	0.27556	0.00746	1587	37	1577	21	1569	38
HZ51-2	0.05979	0.00178	91	275	0.60820	0.01994	0.07381	0.00200	595	65	482	13	459	12
HZ53-3	0.05700	0.00130	109	301	0.58041	0.01552	0.07385	0.00188	491	50	465	10	459	11
HZ51-3	0.05673	0.00126	247	480	0.58183	0.01544	0.07440	0.00194	480	49	466	10	463	12
HZ52-3	0.05772	0.00166	181	270	0.59149	0.01916	0.07439	0.00206	519	63	472	12	463	12
HZ52-5	0.05773	0.00132	111	392	0.59714	0.01652	0.07502	0.00202	519	50	475	11	466	12
HZ51-1	0.05887	0.00134	571	509	0.61430	0.01674	0.07570	0.00200	562	49	486	11	470	12
HZ52-4	0.05967	0.00158	52	191	0.65363	0.01998	0.07944	0.00216	592	57	511	12	493	13
HZ53-1R	0.06186	0.00210	31	212	0.70234	0.02548	0.08240	0.00228	669	72	540	15	511	14
HZ54-5	0.05916	0.00128	51	270	0.71611	0.01876	0.08780	0.00226	573	47	548	11	543	13
HZ52-8	0.06798	0.00148	79	264	1.10944	0.02994	0.11837	0.00318	868	45	758	14	721	18
HZ51-4	0.07150	0.00156	99	370	1.21089	0.03228	0.12285	0.00326	972	44	806	15	747	19







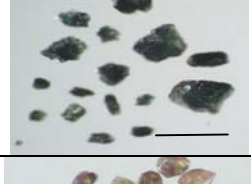
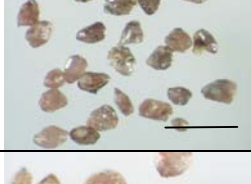
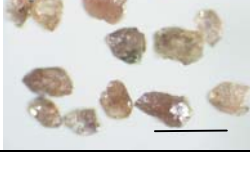




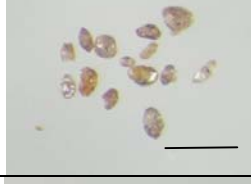


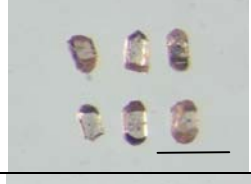



HZ53-5	0.07215	0.00144	70	492	1.64756	0.04044	0.16560	0.00418	990	40	989	16	988	23
HZ54-4	0.07217	0.00180	23	145	1.50235	0.04354	0.15094	0.00404	991	51	931	18	906	23
HZ52-7	0.07477	0.00154	221	327	1.79671	0.04648	0.17426	0.00462	1062	41	1044	17	1036	25
HZ54-2	0.07633	0.00166	36	132	1.83537	0.04806	0.17438	0.00450	1104	43	1058	17	1036	25
HZ53-6	0.07692	0.00168	20	163	1.80910	0.04750	0.17056	0.00440	1119	43	1049	17	1015	24
HZ53-4	0.07820	0.00174	31	91	2.01026	0.05282	0.18641	0.00476	1152	44	1119	18	1102	26
HZ52-2	0.07864	0.00182	35	124	1.82441	0.05060	0.16826	0.00452	1163	45	1054	18	1003	25
HZ52-6	0.07904	0.00156	52	429	2.06761	0.05294	0.18971	0.00508	1173	39	1138	18	1120	28
HZ53-2	0.08139	0.00172	47	122	2.37995	0.06040	0.21206	0.00536	1231	41	1237	18	1240	28
HZ53-1C	0.08639	0.00482	17	43	2.20328	0.12340	0.18489	0.00656	1347	106	1182	39	1094	36
HZ54-1	0.09341	0.00196	71	85	3.36388	0.08618	0.26119	0.00674	1496	39	1496	20	1496	34
LT1-2	0.05752	0.00144	233	272	0.60078	0.01748	0.07576	0.00202	511	54	478	11	471	12
LT1-5	0.05786	0.00142	110	366	0.60429	0.01738	0.07576	0.00202	524	54	480	11	471	12
LT1-3	0.05661	0.00134	227	327	0.59154	0.01658	0.07580	0.00200	476	52	472	11	471	12
LT1-1	0.05764	0.00156	279	307	0.60461	0.01844	0.07610	0.00204	516	59	480	12	473	12

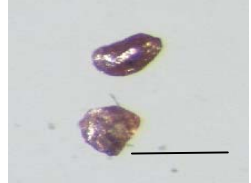








Apéndice 3


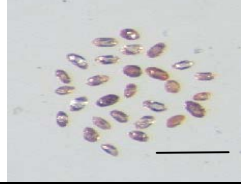




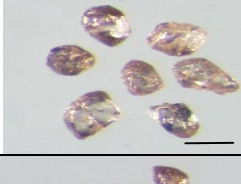
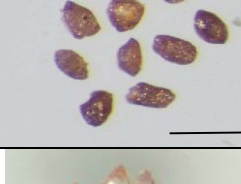

Minerales pesados de la Formación Cosoltepec y Unidad Lagunilla del Complejo Acatlán y de la Formación Tecomate de la cobertura sedimentaria del Terreno Mixteco del sur de México.




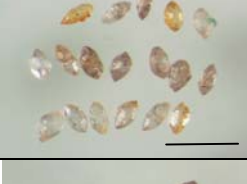


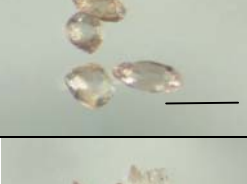


Coordenadas y localización	Formación y litología	Descripción	Imagen binocular	Imagen microscopio electrónico	Observaciones
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcita.	Fragmentos de turmalinas			Los fragmentos se observan sin pirámides.
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcita	Granos grandes de zircón y turmalinas redondeadas.			La forma original se ha perdido
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircons abrasionados con diferentes tamaños y formas			
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircons muy redondeados con distintas formas.			
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircons con tamaños variables y color rosado.			La forma de algunos granos sugieren formas complejas
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircons elongados transparentes.			Este grupo presenta inclusiones
14Q 0571841 2058384. Guadalupe Alchipene (Izucar de Matamoros)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Fragmentos de zircons			La forma original no se observa, aunque parecen formas simples
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircons pequeños			Estos granos tienen prismas simples y las pirámides poco desarrolladas.

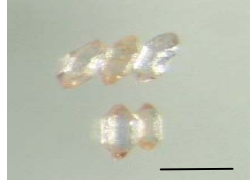








14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec. Cuarcitas	zircones muy elongados, relación aproximada 1:5.			En general, estos granos están limpios
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcitas	Granos de zircones con formas simples.			Algunos son fragmentos que se presentan muy planos
14Q 0571841 2058384. (Izucar de Matamoros, Pue.)	Formación Cosoltepec Cuarcita	zircones elongados con evidencias de transporte.			Algunos de los granos tienen superficies de oxidación
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Apatitos amarillentos de diferentes tamaños e impurezas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Apatitos incoloros sin impurezas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Apatitos rotos con contornos oxidados			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Anfiboles de color verde, vítreos con crucero en 2 direcciones			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Fragmentos de zircones metamórficos muy pequeños			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Fragmentos grandes de zircones metamórficos			




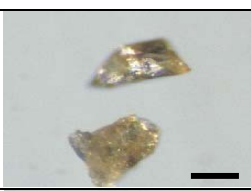



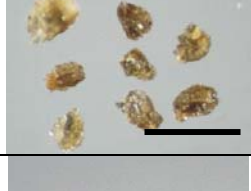

17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos incoloros de Zircones euhedrales			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos de Zircones incoloros euhedrales chicos			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones metamícticos y zircones euhedrales			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones pulidos incoloros			Las superficies de los granos están oxidadas por minerales magnéticos
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos de zircones rectangulares grandes			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales púldos rectangulares con poca pirámide.			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos grandes elongados con pirámides simples con una relación 3:1.			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales, relación 2:1 con formas simples			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos grandes de zircones, uno completo, el otro es un fragmento.			Los granos están fracturados como resultado de la deformación penetrante

17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	fragmentos de zircones metamícticos sin formas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales elongados con pirámides poca desarrolladas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales elongados con pirámides poco más desarrolladas			El desarrollo de las pirámides es con relación a los granos de la imagen anterior
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Cristales medianos muy púldos y con inclusiones			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Cristales muy elongados con una relación 3:1.			La pirámide está poco desarrollada
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales grandes, elongados relación 3:1			Se observa un grano completo y los otros dos rotos
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Cristales medianos de formas simples y con algunas inclusiones			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	cristales metamíctico rosas translúcidos de tamaño intemedio			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	fragmentos semi cuadrados y 1 anguloso			




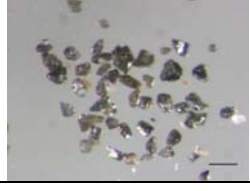
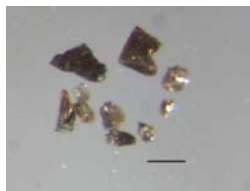




17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	fragmentos planos con muchas inclusiones			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	crisales muy pequeños con varias formas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	crisales muy planos con formas simples y con sus pirámides poco desarrolladas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	crisales pequeños, la mayoría metamícticos			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	crisales pequeños con varias formas y un cristal metamíctico casi rectangular			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	crisales muy ovalados uno es metamíctico y está muy púlido			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	fragmentos grandes de crisales muy vítreos			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	fragmentos metamícticos, algunos conservan las formas de las pirámides			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones euhedrales medianos. Todos tienen caras cristalinas			

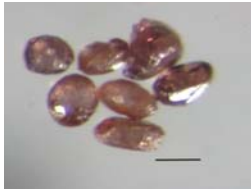


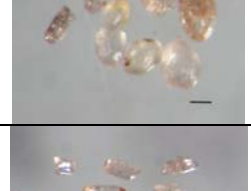



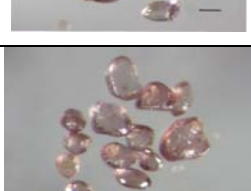
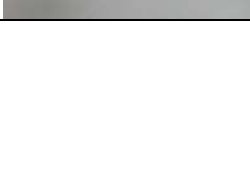
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones euedrales, los cristales presentan morfología compleja			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones subedrales con formas simples, prismas semi elongados			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones sub redondeados, las formas originales parecen complejas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones muy pequeños con pirámide muy bien desarrollada y el prisma no			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones de formas diversas, en general, presentan formas simples			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones chicos con las pirámides muy desarrolladas mientras que el prisma es simple			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones con forma de gota, pirámides complejas con muchas caras cristalinas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones poco redondeado, en general formas con pirámides desarrolladas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Zircones con formas simples y prismas elongados, las pirámides están poco desarrolladas			

17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos de Zircones con formas semi complejas y sin impurezas			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	Granos de zircones zircones pequeños, con morfologías complejas.			Algunos están púlicos
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones metamícticos con pirámides desarrolladas y prismas cortos			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones muy chicos con formas simples sin inclusiones			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircones con forma de rombo retrabajados			
17°49'35'' 98°55'27'' Olinalá, Gro.	Formación Cosoltepec metareniscas	zircón roto y rellenado el otro parece deformado			
Cerro La Lagunilla, Tehuiztzingo, Pue.	Unidad Lagunilla Cuarцитas y metareniscas	Fragmentos de apatitos de diferentes tamaños incoloros			
Cerro La Lagunilla, Tehuiztzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarцитas y metareniscas	Apatitos subedrales, algunos ligeramente pulidos, en su mayoría son de color amarillo			
Cerro La Lagunilla, Tehuiztzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarцитas y metareniscas	Apatitos euhedrales de color amarillento, los cristales se observan fracturados por la mitad			

Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Apatitos euhedrales muy pequeños de color amarillento			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Apatitos amarillos, la mayoría se presentan pulidos			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Piroxenos elongados ligeramente pulidos, presentan un color verde claro a translucido			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de anfíboles de color amarillo pardo, presentan lustre vítreo			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de epidota color amarillo, presentan un lustre vítreo			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Granates amorfos de color amarillo y lustre resinoso			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de alanitas de color negro de brea, se presentan con gran tamaño			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de alanita de color pardo con lustre resinoso, presentan tamaño medio			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de zircones angulosos con coloración amarillenta			

Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones subedrales con color rosa claro, se presentan sin inclusiones y tienen formas simples			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones euhedrales rosados con prismas y pirámides simples			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones euhedrales elongados con formas simples con color ligeramente rosado			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones subedrales incoloros, los prismas se observan simples y las pirámides son complejas			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Fragmentos de zircones color rosado, ligeramente pulidos			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones metamórficos color púrpura de formas euhedrales y tamaño medio			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones subedrales, algunos son incoloros, otros son rosas, la mayoría con inclusiones			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones incoloros subedrales ligeramente pulidos, se reconocen formas simples			

Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	zircones fracturados y redondeados, todos presentan formas elongadas y estan fracturados			
Cerro La Lagunilla, Tehuitzingo, Pue	Unidad Lagunilla Cuarcitas y metareniscas	Grupo de zircones muy pequeños con formas muy simples, casi no desarrollan pirámides			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Apatitos grandes redondeados y pulidos, la mayoría son incoloros			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Fragmentos de rutilos, presentan una coloración pardo oscura			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Allanitas de diversos tamaños, algunas se presentan amarillentas y otras color negro de brea			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones metamórficos color púrpura muy pulidos (zircones jacintos)			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones poco translucidos color amarillo oscuro muy redondeados			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones poco translucidos color púrpura pulidos y redondeados			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones rosa ligeramente mas intenso, translucido, pulidos y redondeados			

Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones rosas ligeramente mas translucido, pulidos y redondeados chicos			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones rosa más claro euedrales y pulidos.			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones amarillos muy redondeados de diversos tamaños			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	zircones incoloros redondeados y fracturados de color rosado			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	zircones incoloros y algo rosados elongados.			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	zircones euhedrales elongados e incoloros, se observan ligeramente pulidos			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones euhedrales limpios, relación 2:1, están un poco pulidos y redondeados			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones pulidos y redondeados con tamaños variados y diversas coloraciones			
Cañada del Cuaulote, Acatlán, Pue.	Formación Tecomate. Metareniscas	Zircones rosa claro, pulidos y con formas semi esféricas			

Apéndice 4

Condiciones de operación de LA-ICP-MS y adquisición de parámetros de datos (modificado de Jackson et al., 2004). La figura muestra los datos analíticos de los estándares (A=91 500 estándar y B=mud Tank zircón estándar)

ICP-MS

Modelo Agilent 4 500

Forward power 1350 W

Gas flows:

Plasma (Ar) 16L/min

Auxiliary (Ar) 1l/min

Carrier (He) 0.9-1.2L/min

Make-up (Ar) 0.9-1.2L/min

Shield torch Used for most analyses

Expansion chamber pressure ~350-360 Pa

Laser

Model LUV 213

Wavelength 213 nm

Repetition rate 5 and 10 Hz

Pulse duration (FWHM) 5 ns

Focusing objective 5X, f.l.= 40mm

Incident pulse energy ca. 0.1 mJ

Energy density on sample ca. 8J/cm²

Data acquisition parameters

	Time
Data acquisition protocol	
resolved analysis	
Scanning mode	Peak hopping, 1
point per peak	
Detector mode	Pulse counting
Isotopes determined	^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U
Dwell time per isotope	15, 30, 10, 10, 15, respectively
Quadrupole settling time	ca. 2 ms
Time/scan	ca. 89 ms
Data acquisition	180 s (60 s gas blank, up to 120 s ablation)

Sample and standards

Mounts	25 mm diameter polished
garn mounts	
Standard	Gem zircon "GJ-1", 609 Ma

