



**Programa de Posgrado en
Ciencias de la Tierra**

Instituto de Geología



**Modelo de deformación de La Provincia de Fallas de Transcurrencia
de La Sierra de Chiapas, Chis.**

TESIS

Que para obtener el grado de Maestro en Ciencias

PRESENTA

JUAN SANTIAGO HUICOCHEA ALEJO

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Al **Ing. Guillermo Tarango Ontiveros**: Coordinador del Proyecto Brigada-Escuela de Geociencias, PEMEX-I.P.N., E.S.I.A, Unidad Ticomán, sin cuyo apoyo material e intelectual hubiera sido imposible dedicar tanto trabajo y hacer acopio de tanta información. Gracias por creer en esta tesis.

Al **Ing. Rafael Sánchez Montes de Oca**: Asesor de la Zona Sureste del mismo Proyecto, quien con su amplio conocimiento de la región y sus trabajos anteriores fue de esencial importancia para el desarrollo de mi pensamiento y del trabajo mismo.

Al **M. en C. Rodrigo Mondragón Guzmán**: Director de la E.S.I.A Unidad Ticomán, por el apoyo académico que me ha brindado.

Al **Dr. Jorge Jacobo Albarrán**: Investigador del I.M.P., y mi director de tesis, por las horas dedicadas a corregir y por su confianza en mi capacidad.

Al **Dr. Gustavo Tolson Jones**, Director del Instituto de Geología de la U.N.A.M.; al **Dr. Juan José Valencia Islas**, Investigador del I.M.P.; al **Dr. Marco Guzmán Speziale**, Investigador del Centro de Geociencias de la U.N.A.M. Juriquilla; y al **Dr. Juan Carlos Mora Chaparro**, Investigador del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.: mis asesores, por sus valiosos comentarios y las correcciones hechas a los borradores.

Al **M. en C. Eduardo Pérez Flores**: Encargado de la Sección de Posgrado de la E.S.I.A Unidad Ticomán; mi amigo, mi maestro, mi mentor por muchos años.

Al **M. en C. Alfonso Guzmán Alcantar**: Jefe del departamento de Vinculación de la E.S.I.A Unidad Ticomán; por su amistad y apoyo.

A **Vicente Huicochea Millán** y **Josefina Alejo de Huicochea**, mis padres, gracias a quienes soy lo que soy, que siempre han estado ahí para mí y mis hermanos, brindándonos la seguridad y el amor de un hogar. Muchas gracias por toda una vida de apoyo, lealtad y desinteresada generosidad.

A **Mariana, Lucía** y **Sarita**, mis hijas, mis niñas. Que me han traído tanta felicidad como no puedo describir, enseñándome que el amor crece día a día y es una razón de vida. Acompañarlas en su crecimiento, apoyarlas y procurarles todo lo que pueda para su bienestar son las grandes alegrías de mi vida.

A **Loli**, mi ultra reque teque pacientisísima esposa.... Que me ha acompañado a lo largo de mi vida con un entusiasmo y claridad que contagia mis sentidos y aprecio a su lado la magnificencia de la vida, la sencillez y lo desconocido. A ti mujer de mil colores que he tenido la suerte de encontrar, y que desde entonces iluminas mi existencia.

A **Guille, Alicia, Raymundo, Vicente y Lidia**, mis hermanos mayores, mis grandes amigos, por haberme tendido la mano siempre que los he necesitado, por su cariño, por su existencia; también a **Bernabé** (q.e.p.d.), **Juan Carlos** y **Lalo** (q.e.p.d.), por su compañerismo y amistad, y a todos mis sobrinos.

A **Lupita, Esmeralda** y **Liz**, mis amigas de universidad y de vida, compañeras solidarias y queridas; gracias por su amistad y comprensión.

A **Sara** y **Rocío**, mujeres valiosas que la vida a puesto en mi camino; y en quienes mis hijas encuentran un lazo de cariño y amistad verdadero.

A **Jaime** y **Rebeca**, amigos en la distancia pero siempre presentes.

**Modelo de deformación de La Provincia de Fallas de Transcurrencia
de La Sierra de Chiapas, Chis.**

CONTENIDO

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I.1. Antecedentes	1
I.2. Objetivos	6
I.3. Metodología	7
I.4. Localización	9
I.5. Marco Regional	11

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFÍA

II.1. Basamento	13
II.2. Paleozoico	15
II.2.1. Formación Santa Rosa Inferior	16
II.2.2. Formación Santa Rosa Superior	17
II.2.3. Formación Grupera	17
II.2.4. Formación Paso Hondo	18
II.3. Mesozoico	18
II.3.1. Tríasico	18

II.3.2 Jurásico	18
II.3.2.1. Andesitas Pueblo Viejo	18
II.3.2.2 Formación Todos Santos	19
II.3.3. Jurásico Superior-Cretácico Inferior	19
II.3.3.1. Formación: San Ricardo	19
II.3.4. Cretácico Medio	20
II.3.4.1. Formación: Cantelhá y Cintalapa	20
II.3.5. Cretácico Superior	20
II.3.5.1. Cuenca. Formación: Jolpabuchil y Méndez	20
II.3.5.2. Plataforma. Formación: Ocozocoautla y Angostura	21
II.4. Terciario	22
II.4.1. Paleoceno	22
II.4.1.1. Formación: Soyaló, Tenejapa y Lacandón	22
II.4.2. Eoceno	24
II.4.2.1. Formación: El Bosque y Nanchital	24
II.4.3. Oligoceno	25
II.4.4. Mioceno Inferior	26
II.4.4.1. Formación: Tulijá, Macuspana, Deposito y Encanto	26

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

III.1. Provincias tectónicas	28
III.1.1. Prov. de Yaxchilán	29
III.1.2. Prov. de Miramar	30
III.1.3. Prov. de Simojovel	31
III.1.4. Prov. de Fallas de Transcurrencia	33
III.1.4.1. Mecanismos de terminación de las fallas transcurrentes	33

III.1.4.2. Pliegues escalonados dentro de los bloques	34
III.1.4.3. Desplazamiento y edad de las fallas transcurrentes	35
III.2. Análisis Estereográfico	37
III.2.1. Sección Palenque-Ocosingo	39
III.2.2. Sección Ocosingo-San Cristóbal	42
III.2.3. Sección San Cristóbal-Tuxtla-Villa Flores	45
III.2.4. Área Ixtapa-Simojovel	49
III.2.5. Área Cañón del Sumidero	53
III.2.6. Área Ocozocuatla-Apipac	55
III.2.7. Área Río Negro	58
III.2.8. Análisis Estereográfico Regional de La Orientación de Pliegues	64
III.2.9. Análisis del Tensor de Esfuerzos Regional	65
III.3. Análisis Visual de La Provincia. de Fallas de Transcurrencia	70

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN	77
------------------	-----------

CAPITULO V

CONCLUSIONES	87
---------------------	-----------

BIBLIOGRAFIA	89
---------------------	-----------

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La Sierra de Chiapas es una de las zonas estructuralmente más atractivas en México, se localiza en el sureste de nuestro territorio, principalmente en el Estado de Chiapas y se extiende más al sur, hasta la República de Guatemala. Es una zona fuertemente tectonizada, y se asocia íntimamente con la interacción de las placas de Norteamérica y del Caribe y en consecuencia al sistema de fallamiento lateral Motagua-Polochic de Centroamérica. Durante el proceso evolutivo se desarrollan estructuras que muestran la complejidad de los mecanismos de deformación, tal es el caso del Cinturón Deformado de Chiapas que globalmente es la expresión más notable de la tectónica que afecta al área. El Cinturón Deformado se ha dividido en cuatro provincias tectónicas: la Provincia de Simojovel, la Provincia de Yaxchilán, la Provincia de Miramar y la Provincia de Fallas de Transcurrencia (Sánchez Montes de Oca, 1979).

La división se hizo de acuerdo a los rasgos estructurales, característicos de la zona en donde se encuentran cada una de ellas. De esta manera, la Provincia de Fallas de Transcurrencia es la zona media en donde se concentra la mayor parte de la deformación, y es aquí precisamente donde la gran variedad de elementos estructurales y geometrías desarrolladas por compresión, transpresión y transtensión permiten hacer las mediciones para definir algunos mecanismos de deformación que actuaron en la cubierta sedimentaria, y finalmente establecer el arreglo de esfuerzos a la que fue y es sometida actualmente la región.

I.1. Antecedentes.

Existe un gran número de trabajos geológicos realizados en la región, en su mayoría encaminados a establecer los límites de placa y la evolución tectónica de la falla transformante en América Central. Estos trabajos son importantes por la estrecha

relación que guarda la dinámica de movimiento que afecta a esta zona con el estilo de deformación de la parte sureste de México (Sierra de Chiapas).

El sureste mexicano está representado tectónicamente por los límites de la placa de Norteamérica en colindancia con la placa del Caribe por el sur, y al suroeste la presencia de la placa de Cocos. La interacción de estas fuerzas en la zona de Guatemala y parte del sur de México generan el sistema Motagua-Polochic, que es una zona de fallas transformantes con deslizamiento sinistral.

La relación entre las placas Norteamericana y Caribe ha sido objeto de varias discusiones y trabajos aunque no ha sido definida con precisión. Entre otros, Kesler (1971) propuso que el límite de placa en el Cenozoico es la falla Cuilco-Chixoy-Polochic, y que el corrimiento lateral a lo largo de esta zona es de menos de 150 Kms; Kupfer y Godoy (1967) la describieron como una falla lateral izquierda del Holoceno con un desplazamiento aproximado de 122 Kms; Donelly y otros (1974), encontraron evidencia de compresión con dirección Norte-Sur, que ha generado cabalgamientos imbricados (*imbricate rooted thrust sheet*) en la zona de Motagua y abundantes movimientos verticales de edad holocénica que están en el valle de Motagua, paralelos al eje del valle.

Muehlberger y Ritchie, (1975), sugirieron mediante el análisis de fotografías Skylab IV, en las que examinaron elementos básicamente estructurales, una sucesión de límites de placa asociados a fallas que en su posición migran de sur a norte y definen la posición de la falla Cuilco-Chixoy-Polochic como el límite activo actual de las placas.

Plafker, (1976), analizó una secuencia de sismos ocurridos en febrero de 1976 y proporcionó información importante sobre el actual estilo de deformación en América Central. El fallamiento mayor fue identificado a lo largo del margen sur del valle de Motagua, de ahí el nombre que se ha venido utilizando últimamente para referirse a la zona de deslizamiento horizontal más importante en América Central. También explicó que el sistema de la falla Motagua y su relación con la Fosa del Caymán han sido sujetos a un minucioso estudio y a especulaciones por varios investigadores, y todos concuerdan en que este sistema es el más antiguo y en que ha sufrido recurrentes

desplazamientos desde el Paleozoico tardío, pero no hay consenso en la cantidad de movimiento. El análisis de los mecanismos focales de estos sismos demostró que el sentido actual es horizontal y sinistral.

Pese a estas inconsistencias sobre la definición o ubicación del límite de placas, los investigadores más activos tomaron el límite de acuerdo a la determinación de Muehlberger y Ritchie, (1975), pero no se descartó el estudio de mecanismos focales que realizó George Plafker en 1976, y es en base a estos dos trabajos que se inicia el uso generalizado del nombre de Sistema de Fallas Motagua-Polochic para referirse a la zona de cizalla desarrollada por la interacción de los límites de placas (de Norteamérica y del Caribe). El límite más antiguo es la falla Motagua y el más joven la falla Polochic. Aunque los estudios siguientes toman principalmente el límite actual no se discrimina en el análisis la zona de deformación entre estas dos estructuras mayores para intentar descifrar la evolución de la tectónica del lugar.

En este sentido, Burkart (1978), define la continuación de la falla Polochic hacia el oeste a través del macizo de Chiapas (parte sur de México) a la costa del Pacífico, con un desplazamiento lateral izquierdo de 132 ± 5 kms que está reconocido por el desplazamiento de pliegues Cenozoicos, cabalgaduras y por la estratigrafía. Establece también que la deformación final de la falla Polochic ha sido mezclada con la falla Jicotán o Motagua o ambas, y que la edad del inicio del movimiento pudo haber sido del Mioceno temprano al Mioceno medio y el movimiento mayor de las fallas fue completado antes del Plioceno. Burkart, (1983), continúa el estudio de la falla Polochic observando que ésta se prolonga en el océano Pacífico hasta la trinchera Mesoamericana y confirma el tiempo del movimiento previamente estimado en el Neógeno mediante el desplazamiento del cinturón volcánico del Mioceno del norte de América Central.

En sus diferentes estudios y por la necesidad de explicar edad y cantidad de desplazamiento, Burkart (1978) asocia el desplazamiento que está registrado de 300 kms en el Neógeno para la fosa del Caymán, con el de 130 kms medido a lo largo de la falla Polochic, considerando que gran parte de la diferencia se encuentra en una zona de extensión entre la trinchera mesoamericana y Honduras, donde el fallamiento normal

tentativamente absorbe la diferencia del desplazamiento. Perfit y Heezen, (1978), propusieron algo diferente sobre la cantidad de desplazamiento a lo largo de la fosa del Caymán. Su evidencia es el promedio total de separación E-W de la fosa con un promedio de desplazamiento de 0.4 cms/a desde hace 5 Ma asumiendo que este promedio ha prevalecido desde el Eoceno (aprox. 5 Ma) al presente, entonces el total del desplazamiento a través del límite de placa es de aproximadamente 200 kms.

Burkart y Self, (1985), explicaron como ha sido distribuido el movimiento sinistral de la zona en las fallas mayores que la componen y que han sido activas en el Neógeno, como son la falla Jocotán y la Motagua, considerando además de la tectónica extensional, un giro antihorario de los bloques asociados, que son limitados por fallas normales transversales a la orientación del sistema de fallamiento principal.

Deaton y Burkart, (1984), precisan más los datos sobre la evolución de esta zona en un estudio realizado a fragmentos de roca volcánica de las capas del conglomerado Colotenango, ubicado al noreste de Guatemala, depositados en terrazas que posteriormente fueron desplazadas a lo largo de la falla Polochic, estableciendo un intervalo de edad de 10.3 a 6.6 Ma mediante datación por el método K-Ar.

Existen estudios diferentes y más sofisticados en los que se utilizan datos sísmicos y se aplica el método de mecanismos focales para intentar definir los promedios de desplazamiento en las diferentes zonas, y establecer regiones de incidencia de temblores que aporten pruebas de los límites de las placas y las características de sus movimientos, para asociarse al desarrollo de estructuras geológicas y así establecer una historia tectónica más precisa, como el de Guzmán-Speziale (1989) sobre la triple unión de las placas de Norteamérica, del Caribe y Cocos, que tiene como objetivo corroborar la continuidad de la traza de la falla Polochic hacia el oeste de Guatemala hasta intersectar a la trinchera Mesoamericana, en donde superficialmente su traza desaparece. Mediante datos de sismos someros, establece que no hay actividad sísmica asociada a la supuesta prolongación de la falla hacia la trinchera, pero pone de manifiesto una clara zona de actividad sísmica somera en la parte oriental del sistema de fallas a través del sur de México, que muestra un desplazamiento lateral izquierdo, dando la pauta para sugerir que esos desplazamientos junto con la falla de Salina Cruz

y el Istmo de Tehuantepec marcan la frontera de una amplia zona de deformación en el sur de México y el norte de América Central.

Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, (2000), sugieren que la deformación intraplaca en la parte occidental del sistema de falla Motagua-Polochic es absorbido por la provincia de fallas inversas y la provincia de fallas de transurrencia, localizadas en el sureste de México. También apuntan que el desplazamiento y la actividad sísmica a lo largo de las fallas que integran la provincia de fallas transcurrentes es pequeño debido a que la deformación intraplaca es dividida entre las fallas mayores que la componen. Presentan además un esquema del estado de esfuerzo de la zona, en donde establecen una amplia zona de cizalla izquierda con orientación E-W, dentro de la que se desarrolla el fallamiento inverso NW-SE.

Guzmán-Speziale, (2001), calcula, utilizando el método que relaciona la velocidad relativa de la placa con el tensor sísmico de deformación, un promedio de extensión de 8 mm/a a lo largo de los grabens, mientras que para el movimiento relativo de las placas sobre el sistema Motagua-Polochic es de 20 mm/a, sugiriendo que parte de la deformación de los límites de placa es tomada como zonas de extensión a lo largo del graben.

Meneses-Rocha, (1985, 1991), calculó un desplazamiento de entre 40 y 70 kms desde el Mioceno Tardío para todas las fallas de la Provincia de Fallas de Transurrencia (provincia previamente identificada y delimitada por Sánchez Montes de Oca, 1976) lo que representa un promedio de desplazamiento de 6 -10 mm/a.

De acuerdo al análisis bibliográfico realizado, se deduce que existe gran cantidad de estudios relacionados a la tectónica de la falla transformante de Centroamérica enfocados a establecer la edad del movimiento y su magnitud. Pero es clara la escasez de trabajos estructurales sobre la región de la Sierra de Chiapas (SCh), salvo por aquellos realizados por el Instituto Mexicano del Petróleo y PEMEX. Entre los más destacados están: el de Sánchez Montes de Oca, (1976), quien delimito y definió las provincias tectónicas de Simojovel, Yaxchilán, Miramar y Fallas de Transurrencia, que integran al cinturón deformado de la Sierra de Chiapas. Estableció la orogenia

Chiapaneca en el Mioceno medio y describió por primera vez con detalle la estratigrafía de la Sierra de Chiapas.

Chávez Valois (1997) en un estudio en la parte sur oriental de la Sierra de Chiapas, definió un evento tectónico netamente compresivo en el Mioceno medio.

Por otro lado, Ham Wong et. al., (1994), ha realizado una gran variedad de trabajos de campo por la toda la sierra de Chiapas y postula que a finales del Eoceno y principio del Oligoceno tiene inicio la deformación de la región. También define que para el Oligoceno y Mioceno Inferior existen esfuerzos combinados de compresión y traspresión en la zona. Ubica la máxima deformación en el Mioceno Medio.

I.2 Objetivo.

El objetivo es analizar el arreglo estructural del sistema de fallas de transurrencia en la Sierra de Chiapas (SCh) y comprobar los mecanismos que le dieron origen.

Para lograrlo se desarrollaron las siguientes actividades:

- Establecer un control estratigráfico de la región de estudio para poder ubicar en tiempo y espacio los diferentes eventos de la deformación, apoyándose en trabajos previos realizados en la zona.
- Definir la geometría de la deformación mediante un análisis de morfolineamientos.
- Definir las características estructurales.
- Definir el origen y evolución de la zona y su relación con respecto a la tectónica.
- Comprobar mediante el estudio de las microestructuras las características de las fuerzas que formaron el Cinturón Plegado.

I.3 Metodología.

La metodología para la realización de esta tesis es la siguiente:

- Compilación y validación: de información geológica de la Sierra de Chiapas (SCh). Para establecer la zona de estudio y los alcances del mismo.

Se contó con Imágenes de satélite Landsat TM, fotografías aéreas en blanco y negro y cartas topográficas a escala 1:50 000 elaboradas por el INEGI, para sitios específicos de importancia.

- Selección de estaciones de medición: con el software Geomática se procesaron subescenas de Imágenes Landsat TM utilizadas en el análisis preliminar de lineamientos y morfolineamientos tales como contactos litológicos (estratigráficos y/o tectónicos), fallas, zonas de cizalla, ejes de pliegues, etc., mediante los cuales se generó una idea preliminar o general de la dirección preferencial de esfuerzos causante de corrimientos o sentidos de cizalla, para definir las estaciones estructurales y el trazado de secciones que cortaran de manera perpendicular a las estructuras mayores del área y realizar mediciones en toda la zona de transcurrencia.

- Trabajo de campo: se realizó en zonas específicas y en las secciones preestablecidas. Los datos medidos en campo, además de contar con control estratigráfico fueron, en el caso de una falla con estría, el rumbo, echado y la inclinación del plano, y la dirección e inclinación (*trend* y *plunge*) de las estrías. Se midió el ángulo de *pitch* o cabeceo, el cual es el ángulo existente entre la estría y la línea de rumbo contenidas ambas en el plano de falla (la diferencia entre el *pitch* y el *plunge* es que el primero es un ángulo medido sobre el plano de la falla misma -posible de medir con un transportador-, mientras que el *plunge* es el ángulo medido en un plano vertical paralelo a la estría -posible de medir con el clinómetro de la brújula). En el caso de un pliegue, aunque es una estructura tridimensional, durante su medición en el campo se determinó la actitud estructural de sus flancos. Posteriormente en gabinete se obtuvo: actitud estructural de su eje, plano del pliegue, plano axial y vergencia, mediante su proyección estereográfica.

- Análisis: los datos medidos y georeferenciados se concentraron en una base estadística para su procesamiento, del que se obtuvieron estereogramas, rosetas de fracturamiento y los tensores de esfuerzo de cada estación.

El método utilizado para determinar las características de los esfuerzos que actúan en la zona es el método de inversión de datos. El problema de inversión aplicado a fallas geológicas consiste en la reconstrucción de un paleotensor de esfuerzos, fundamentado sobre mediciones de la dirección y sentido de desplazamiento de un número considerable de fallas (Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984, 1990, 1994). El principio básico se relaciona a la dirección y sentido del movimiento observado a lo largo de un plano de falla (estrías) considerados como paralelos al esfuerzo de cizalla máximo, ejercido sobre ésta (Angelier, 1990).

La inversión computarizada utilizada en el cálculo se llevo a cabo mediante la técnica gráfica de Diedros Rectos, que sirve para definir dos pares de cuadrantes. Cada par corresponde factiblemente al rango de orientación de un eje de esfuerzo principal, y en función de las características de las fallas es posible definir los cuadrantes de compresión σ_1 y σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_3$).

Su construcción se basa en un ensamble de dos planos ortogonales formado por el plano de falla y un plano secundario (plano auxiliar) perpendicular al deslizamiento de la lineación en el plano de la falla. En una suma de diedros generados, se forman áreas comunes en donde se ubicaran σ_1 y σ_3 respectivamente (figura 1.3.1).

Con el fin de determinar la cinemática de los elementos estructurales mayores se consideraron los criterios de cizalla en planos de falla, basándose en los principios básicos del fracturamiento y la intersección de las estructuras Riedel (Tchalenko, 1970; Mercier y Vergely, 1992), y en los modelos geométricos de deformación en zonas de cizalla (G. Schreurs, 2003; Storti and Salvini, 2003).

Y como ultimo punto, en base a la aplicación de los métodos y criterios arriba mencionados, se definieron las características estructurales y geométricas, así como el arreglo de los esfuerzos a los que estuvo sometida la región.

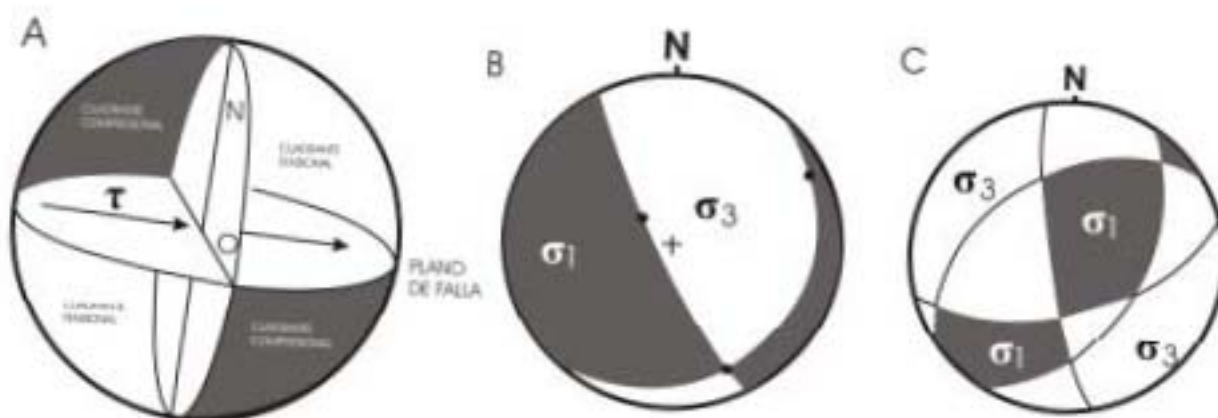


Figura 1.3.1.-. Principio del método de diedros rectos: **A)** Una falla con su plano auxiliar forman un diedro recto. Este diedro consiste de cuadrantes compresionales que contienen a σ_1 y cuadrantes tensionales que contienen a σ_3 , éstos son útiles para determinar el sentido de movimiento de la falla. **B)** El estereograma muestra la orientación de los cuadrantes de σ_1 y σ_3 . **C)** Superposición de cuadrantes de varias fallas para determinar la orientación de los ejes principales.

1.4. Localización.

La Sierra de Chiapas (SCh) se ubica en el extremo suroccidental de nuestro país, incluye, además del Estado que le da nombre, a porciones de los estados de Veracruz y Oaxaca (Figura 1.4.1). Fisiográficamente limita al norte con la Planicie Costera del Golfo, por el sur la Planicie Costera del Pacífico (de extensión muy reducida); al occidente, la Sierra termina en la Depresión Ístmica y por el sureste penetra en la República de Guatemala.

El acceso a las diferentes regiones de la zona de estudio, se realiza por carretera principalmente y brechas de terracería como vías secundarias. Los recorridos son hacia

el norte, en dirección a la Ciudad de Palenque, al SW hacia el poblado de Villa Flores y al WNW rumbo al poblado de Cintalapa. Con estas direcciones principales se cubren en su totalidad los recorridos en donde se realizaron estaciones estructurales y las secciones propuestas. De acuerdo a esto, es preciso notar que la ciudad de Tuxtla Gutiérrez es un punto clave, puesto que por su ubicación geográfica y el sistema de comunicación carretero desarrollado en el Estado, permite establecer rutas que facilitan los trabajos en la región.

El recorrido de la Ciudad de México a Tuxtla Gutiérrez es de aproximadamente 900 Kms vía autopista, recorriendo los tramos de México-Puebla, Puebla-Córdoba, Córdoba-Minatitlán, y finalmente de Minatitlán a Tuxtla.

La parte centro-norte del área de estudio, en donde se ubican tres de las provincias tectónicas visitadas (Provincias de Fallas de Transcurrencia, Simojovel y Yaxchilán; ver capítulo III), y que mencionamos con una dirección Norte, cuenta con diferentes carreteras asfaltadas en buen estado. En el recorrido hacia Simojovel, iniciando de Tuxtla, se toma la Carretera Federal No. 190 hasta el poblado de Chiapa de Corzo, después por la Federal No.195 con rumbo a Villa Hermosa, se atraviesan los poblados de Soyalo y Bochil. En el Puerto Cathé, se toma una desviación, también por carretera asfaltada que cruza el poblado El Bosque y llega a Simojovel.

Para cortar la provincia de Yaxchilán, se toma también la carretera Federal No. 190 hasta San Cristóbal de las Casas, de ahí por carretera asfaltada se cruzan varias poblaciones entre las que destacan Ocosingo, Bachajón y Agua Azul, hasta la ciudad de Palenque.

En dirección SW, partiendo también de la ciudad de Tuxtla, primero por la carretera Federal No. 190 hasta Chiapa de Corzo, y después por un camino asfaltado que pasa por los poblados de Suchiapa y la Esperanza, se llega al poblado de Villa Flores, lugar en el que se encuentran afloramientos importantes de rocas meta sedimentarias de edad paleozoica y donde está ampliamente expuesto el Macizo Granítico de Chiapas.

Y finalmente el recorrido de Tuxtla - Cintalapa se hace por la carretera Federal No. 190.

Este poblado se toma como base en los recorridos de las áreas de Río Negro y Estoracón.



Figura 1.4.1.- Ubicación de la Sierra de Chiapas. (Imagen Landsat, Nasa, 2004)

I.5. Marco Regional.

En el ámbito de la tectónica de placas, la Sierra de Chiapas (SCh) se encuentra en el extremo suroriental de la placa de Norteamérica, en el que también se localizan los límites de las placas de Cocos y el Caribe.

En esta porción de la placa de Norteamérica, por el suroeste se encuentra la cuenca de Tehuantepec, en cuyo frente occidental está la Trinchera Mesoamericana. Por el

sureste el límite de la placa es el sistema de fallas Motagua-Polochic, con movimiento lateral izquierdo, que a su vez es el límite norte de la placa del Caribe (Figura 1.5.1 Izquierda).

Los movimientos relativos entre estas placas tienen una gran influencia en el desarrollo estructural de la SCh, sobre todo en la deformación registrada durante el Evento Chiapaneco (Sánchez Montes de Oca, 1976), en el que el desplazamiento lateral izquierdo del sistema Polochic-Motagua originó esfuerzos que dieron sus características a un cinturón deformado enmarcado por el Macizo Granítico de Chiapas por el suroeste y la Plataforma de Yucatán por el noreste (Figura 1.5.1 Derecha).



Figura 1.5.1.- Esquema donde se muestran: **Izquierda**, placas tectónicas asociadas a la zona de estudio. **Derecha**, los tres elementos estructurales principales en el área sureste de México.

Dentro del Cinturón Deformado, la estructura más notable es el Sistema de Fallas Transcurrentes, integrado por fallas de corrimiento lateral izquierdo que forman bloques fácilmente identificables por su expresión fisiográfica; el cinturón buza hacia el noreste, hasta ocultarse bajo la planicie costera y se prolonga hacia la Sonda de Campeche.

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas que afloran en la zona de estudio son esencialmente de tipo sedimentario, aunque también están presentes rocas de origen volcánico y metamórfico asociadas al Macizo Granítico. El alcance cronológico de las unidades estratigráficas sedimentarias va desde el Jurásico Medio hasta el Reciente, aunque en el periodo del Missisípico al Pérmico también hay registro de rocas sedimentarias (Formaciones Santa Rosa Superior y Grupera). Las rocas volcánicas y metamórficas se ubican en el intervalo Permo-Tríasico (Tabla 2.1).

La secuencia sedimentaria identificada en el sur occidente de la SCh, sugiere que su depósito fue influido por el *rift* con que dio inicio la apertura del Golfo de México, aunque a diferencia de lo ocurrido en el norte de México, en Chiapas el relleno del *rift* parece haber iniciado en el Jurásico Medio y terminado en el Cretácico Inferior.

Sobre la columna mesozoica se formó una columna dominada principalmente por sedimentos terrígenos producidos como resultado de la actividad tectónica provocada por los eventos Laramídico o equivalente y Chiapaneco. Representada por la formación de las Cuencas Terciarias del Sureste de México.

Durante el Terciario, en el oriente de la SCh, persistió la plataforma carbonatada, en tanto que la sedimentación de terrígenos dominó la porción noroccidental de la cuenca. En el contexto regional, la columna de sedimentos del Terciario indica que los ambientes de depósito someros predominaron en el sureste de la SCh mientras que las facies de aguas profundas se desarrollaron hacia el norte y noroeste.

II.1 Basamento.

El Macizo de Chiapas está orientado al NW-SE. Formado principalmente de Granitoides (granitos, granodioritas y tonalitas) y en algunos lugares con productos de mezcla de magmas que se clasifican como Dioritas. La edad obtenida con el método isotópico K-Ar del cuerpo principal (considerado por su magnitud como

batolito) es Pérmico, con dos eventos de menor magnitud: uno en el Carbonífero y otro en el Jurásico que se manifiesta como diques. Las evidencias de campo indican que el batolito se emplazó en una secuencia política. Murillo *et al.*, (1990), reportan esta relación en el Río Sol y Luna, y al Este de Santa María Chimalapa, y en las inmediaciones del poblado Villa Flores, Chis., apreciando claramente diques de granitos emplazados sobre rocas metapelíticas; así también en las inmediaciones de Cintalapa no solo se aprecia el emplazamiento del cuerpo granítico sobre la secuencia pelítica, sino también se aprecia una unidad fuertemente metamorfizada por contacto.

Hacia la parte de Guatemala, Walter, (1960), considera que la faja de serpentinas, localizada al sur de la cuenca Cobán-Purulhá, está asociada con la zona metamórfica que forma parte del núcleo cristalino, cuya edad, de acuerdo a las observaciones hechas en campo por Roberts e Irving, (1957, *in* Walter, 1960), es del Post-Pérmico-Pre-Jurásico Tardío, ya que intrusión a la Formación Chochal del Pérmico y subyace a la Formación Todos Santos. Estas rocas metamórficas son consideradas como evidencia de la Orogenia Nevadiana. Estratigráficamente han sido correlacionadas en México con las Formaciones Gruperá, Vainilla y Paso Hondo en Chiapas.

Matus, (1976), considera al Macizo Granítico de Chiapas como un elemento paleopositivo constituido exclusivamente de granitos, granodioritas y gneisses, que a profundidad se considera como el basamento de la secuencia sedimentaria, y cuya edad, de acuerdo con un concentrado de biotita de una diorita colectada en Pueblo Viejo, es de 242 ± 9 Ma.

Sánchez, (1979; *in* Chávez, 1996), de una manera muy general propone un rango de edad del Pérmico al Plioceno para el basamento, el cual se encuentra constituido de rocas ígneas (granitos, granodioritas, dioritas, andesitas, dacitas y tonalitas) y metamórficas (esquistos, gneisses y ortogneisses).

TABLA ESTRATIGRÁFICA REGIONAL DE LA SIERRA DE CHIAPAS												
EDAD Ma	SIERRA	SISTEMA	SERIE	PISO	SAN CRISTÓBAL DE LAS CASAS	AGUAZUL OCOSINGO	CINTALAPA	RÍO PLATAS				
					FORMACIÓN							
CENOZOICO	SIERRA	TERCIARIO	NEOGENO	HOLOCENO	ALUMÓN	ALUMÓN	NO AFLORA	NO AFLORA				
				PLEISTOCENO	LACUSTRE-FLODO	LOS		EROSIÓN O NO DEPOSITO	ENCANTO			
				PLEISTOCENO	CHAMINO							
				PLEISTOCENO	RECONQUISTO							
				PLEISTOCENO	ZACATECO							
				PLEISTOCENO	NEZUMINO							
			PLEISTOCENO	TORONTECO								
			PALEOGENO	CUATERNARIO	MI	SERRALIANO	TULLJA	TULLJA	NO AFLORA	LUTTAS LA LAJA		
					MI	LAMP-ARCO						
					MI	MEDEGUZANO						
				EOCENO	SE	CHASO	EROSIÓN O NO DEPOSITO	NO AFLORA	NO AFLORA	NO AFLORA	LUTTAS LA LAJA	
					MI	RUPELINO						
					MI							
			MESOGENO	EUFONIA	MI	FINOCORNO	SIN NOMBRE	TERRIGENOS Y CARBONATOS SIN	NO AFLORA	NANCHITAL		
					MI	ENFOCORNO						
					MI							
				MAGDALENA	MI	LIBERINO	EL BOSQUE	EL BOSQUE Y CALIZAS SIN			NO AFLORA	NANCHITAL
					MI	YREBINO						
MI												
MAGDALENA	MI	THREBINO	SOLALO	TENEJAPA	CALIZAS DOLOMITICAS SIN NOMBRE	NO AFLORA	NANCHITAL					
	MI	SIN		LACANDÓN								
	MI	DEBINO										
MESOZOICO	SIERRA	CRETÁCICO	SUPERIOR	MI	ANGOSTURA	ANGOSTURA	ANGOSTURA	MÉNDEZ XOCHELÁN				
				MI	JOLPABUCHE		JOLPABUCHE	JOLPABUCHE				
				MI	EROSIÓN O NO DEPOSITO		CINTALAPA	BRECHA				
			MEDIO	MI	CENCRANNO	CANTELHÁ	NO AFLORA	CANTELHÁ	NO AFLORA	BRECHA		
				MI	ABRICO		NO AFLORA	SAN RICARDO	NO AFLORA	CHINAMECA		
				MI								
			INFERIOR	MI								
				MI								
				MI								
				MI								
				MI								
				MI								
MIOCENO	MI											
	MI											
	MI											
PÁLEOZOICO	SIERRA	PERMIANO	MI									
			MI									
			MI									

Tabla 2.1.- Tabla estratigráfica regional de la Sierra de Chiapas. (Informes geológicos de PEMEX. Actualizada por Brigada-Escuela de Geociencias, PEMEX-IPN, ESIA, Unidad Ticomán, 2004).

II.2 Paleozoico.

Desde hace más de medio siglo se ha reportado la existencia de rocas metamórficas (gneises o esquistes). Webber y Ojeda, (1955), reportan “pequeños afloramientos discontinuos” del Complejo Basal, localizados en la planicie costera del Golfo de

Tehuantepec; López, (1968), reporta esquistos, anfibolitas y cuarcitas en el Macizo de Chiapas al Norte de Mapastepec; también en el del golfo de Tehuantepec, el Pozo Arista-1 perforado por PEMEX (N. 21, Intervalo 3322-3325 m) alcanzó un basamento de ortoanfibolitas; por otro lado, Múgica, (1980), y García, (1981A), reportan la presencia de anfibolitas y gneises para el área de Pijijiapan, Mapastepec, y Arriaga-La Sepultura. CONCIT, (1981a), reporta gneises y esquistos de facies verdes y metasedimentos en el Macizo del Uzpanapa; Múgica, (1987), cita que el Macizo de Chiapas contiene colgantes de esquistos micáceos y anfibolitas paleozoicas al poniente de Motozintla, también reconoce migmatitas de inyección.

Murillo y Torres, (1990), reportan una serie de rocas metamórficas de edad Paleozoica que se encuentran como remanentes o colgantes dentro de la masa plutónica del Batolito de Chiapas, con base a los datos radiométricos, petrográficos y al reconocimiento en el campo, se puede considerar que las rocas metamórficas de tipo esquistoso que sirven de rocas encajonantes al batolito de Chiapas, aflorantes en las áreas de Villa Flores y Cintalapa, corresponden a una secuencia sedimentaria Paleozoica, las cuales sufrieron al menos un tipo de metamorfismo, el primero asociado a un metamorfismo regional, ocurrido a finales del Devónico, posteriormente por un evento de recalentamiento durante el Carbonífero y finalmente otro en el Pérmico debido al emplazamiento de rocas intrusivas de esta edad.

II.2.1 Santa Rosa Inferior.

Esta formación fue descrita primeramente por Dollfus y Mont-Serrat en el año de 1868; está compuesta de lutitas pizarrosas y esquistos micáceos compactos, de color gris oscuro brillante; en partes se observan filitas amarillentas interestratificadas y ocasionalmente alternan con capas de areniscas ferruginosas. Hernández, (1970), la ubica de acuerdo a sus relaciones estratigráficas en el Missisípico y señala una discordancia entre esta unidad y la Formación Santa Rosa Superior (tabla 2.2.1).

	SISTEMA	CHICOMUSELO
PALEOZOICO	PERMICO	
		PASO HONDO
		GRUPERA
	PENSILVANICO	STA. ROSA SUP.
	MISSIPICO	STA. ROSA INF.
	DEVONICO	
	SILURICO	
	ORDOVICIVO	
CAMBRICO		

Tabla 2.2.1.- Tabla estratigráfica de Chicomuselo. Tomada del libretto guía de la III Excursión Geológica al Sureste de México. PEMEX, Zona Sur, 1978.

Además de sus localidades en la región de Chicomuselo, se han encontrado afloramientos de esquistos correlacionables con la Formación Santa Rosa Inferior en el norte del poblado de Cintalapa.

II.2.2 Formación Santa Rosa Superior.

Está constituida de lutitas fracturadas, estratificadas en capas delgadas de color gris, que alternan con pequeñas capas de areniscas arcillosas poco consolidadas, de 4 a 10 centímetros de espesor. En su cima hay lentes de grainstone biogénico, que se acuñan y consecuentemente no pueden ser cartografiadas. Hernández, (1970), coloca a esta formación en el Pensilvánico y considera que existe discordancia angular entre las Formaciones Santa Rosa Superior y Santa Rosa Inferior pues aparte de haber en el contacto entre ellas una brecha compuesta de pizarras y filitas cementadas en matriz arcillo-arenosa, se observa una marcada diferencia en la pendiente de los echados, mas fuertes en la Santa Rosa Inferior que en los de la Santa Rosa Superior.

II.2.3 Formación Grupera.

Se trata de lutitas de colores café, gris oscuro y gris verdoso, que alternan con wackestone gris oscuro. Ambos tipos de rocas contienen abundantes fósiles que

incluyen corales, briozoarios, fusulínidos, equinodermos, etc., lo que la sitúa en el Pérmico Temprano.

II.2.4 Formación Paso Hondo.

Está constituida por calizas (mudstone, wackestone, packstone y grainstone), de color gris oscuro y café grisáceo, sumamente fosilíferas; con crinoides, briozoarios, braquiópodos, corales, gasterópodos, etc. En ocasiones incluyen nódulos de pedernal y en su base es común la presencia de lutitas que contienen restos de plantas (Hinojosa, 1964; Hernández, 1978).

Su contacto inferior con la Formación Grupera es transicional y descansa bajo la Formación Todos Santos mediante una discordancia angular. La edad de esta formación es Pérmico Temprano-Tardío (Sánchez Montes de Oca, 1978).

II.3 Mesozoico.

II.3.1 Tríasico.

No se han reportado afloramientos del Tríasico en la SCh.

II.3.2 Jurásico.

II.3.2.1 Andesitas Pueblo Viejo.

Están expuestas en el suroeste de la SCh. En una franja paralela que va de E a W, en el frente norte y noreste del Macizo de Chiapas, con una edad obtenida por métodos isotópicos K-Ar de 146 ± 6 Ma (Consejo Nacional de Recursos Naturales No Renovables (C.N.R.N.N.R), 1972), por lo que se les ubica a finales del Jurásico Medio.

La relación de campo en el área de Cintalapa, muestra que las andesitas Pueblo Viejo se encuentran sobre los granitos, y en las localidades ubicadas entre Río Negro y Cintalapa están en contacto con los intrusivos graníticos por medio de la

falla Estoración (conocida regionalmente como la falla Uzpanapa-Las Flores).

II.3.2.2 Formación Todos Santos.

Esta formación fue descrita por Dollfus y Mont-Serrat, (1868). Consiste generalmente de areniscas de grano grueso a medio, conglomeráticas, de color rojizo, amarillento y gris verdoso. Son capas gruesas, comúnmente con estratificación cruzada. Por lo general, se observan lentes conglomeráticos de líticos subangulosos de granito y de areniscas cementadas en matriz arenosa. Ocasionalmente alternan con capas de lutitas rojizas y gris verdosa.

En la parte norte de la SCh, en el área de Cintalapa esta Formación cubre en discordancia a las rocas del Macizo Granítico y a las andesitas Pueblo Viejo. En la región sur, en las localidades sobre los ríos La Concordia, Ostate, Limonar, El Brillante, El Dorado y a lo largo del camino que une la población de La Concordia con la finca Santa Catarina, el contacto discordante es con las formaciones Santa Rosa Superior, Gruperá (Missisípico-Pérmico) y Santa Rosa Inferior (Missisípico).

II.3.3 Jurásico Superior - Cretácico Inferior.

II.3.3.1 Formación San Ricardo.

Esta formación fue estudiada por Quezada, (1983), quien la divide en tres Miembros, el Miembro Calcáreo en su base, el Miembro Margoso en la parte media y el Miembro Arenoso hacia la cima. El Miembro Calcáreo es de carácter marino de aguas someras (lagunar, plataforma protegida somera), el Miembro Margoso de plataforma somera abierta y en el Miembro Arenoso, el ambiente predominante es de margen de litoral e incluye facies proximales y distales (Alzaga Ruiz, H., 1997).

Está expuesta claramente desde el Río Pueblo Viejo, hasta el sur de Ocozocoautla. En esta localidad representa al Jurásico Superior (Miembros Calcáreo y Margoso) y al Cretácico Inferior (Miembro Arenoso). Su espesor máximo es de 1,423 mt en el

Río Pueblo Viejo (Quezada, 1983). Pero este espesor se reduce a medida que se avanza hacia el sureste del Río Pueblo Viejo, acuniándose entre el granito y la Formación Cantelhá del Cretácico Medio, cerca del Río Las Flores.

II.3.4 Cretácico Medio.

II.3.4.1 Formaciones Cantelhá y Cintalapa.

El Cretácico Medio está representado por el Grupo Sierra Madre, constituido por las Formaciones Cantelhá y Cintalapa (ver tabla estratigráfica, tabla 2.1). Se le dio este nombre a una serie de calizas de color gris claro, oscuro y cremas, con intercalaciones de calizas con nódulos y bandeamientos de pedernal negro, calizas de apariencia brechoide, calizas oolíticas de color gris claro y dolomías. La distribución de los afloramientos en las que pueden observarse estas formaciones cubre una gran parte de la SCh, desde el frente NE del Macizo Granítico hasta la Provincia de Yaxchilán, en el límite con la Plataforma de Yucatán.

II.3.5 Cretácico Superior.

II.3.5.1 Cuenca: Formaciones Jolpabuchil y Méndez.

Formación Jolpabuchil.

Gregorio B. Sosa, (1965), en su trabajo de tesis sobre la parte central de la SCh, describe esta formación como un paquete calcáreo constituido por varios cuerpos, constituido en la base de una alternancia de calizas compactas y calizas parcialmente dolomitizadas, de color gris claro a crema, estratificadas en capas de 40 a 80 cms, que ocasionalmente contienen fauna mal conservada o recristalizada. Continúan en orden ascendente, calizas color gris claro crema, con abundancia de microfauna y apariencia oolítica, estratificada en capas gruesas de 60 cms a 1.5 mts, posteriormente existe un tercer horizonte de calizas de color gris claro, crema y pardo, estratificadas en capas de 10 cms a 1 mt, en el que se observan bandeamientos y nódulos de pedernal negro a crema. La cima, compuesta por aproximadamente unos 50 mts de caliza, con abundancia de macrofauna recristalizada, especialmente algunas variedades de rudistas, moluscos y algas.

Los afloramientos están restringidos a la porción central de la SCh, donde subyace a la Formación Méndez. Su localidad tipo se encuentra a 3 Kms al SW de la finca Jolpabuchil, Yajalón, Chis., sobre el arroyo de igual nombre.

Formación Méndez.

Compuesta por margas, con abundantes microfósiles planctónicos, bien estratificadas, de colores gris claro y café claro. En ocasiones se observan interestratificadas brechas formadas por fragmentos de calizas de plataforma con abundantes restos de rudistas.

En el occidente de la SCh, entre Malpaso y Río Playas, en el Maestrichtiano, se depositaron lutitas con intercalaciones de calcarenitas en una secuencia semejante a un *flysh* a las que Quezada, (1983), dio el nombre de **Formación Xochitlán**.

II.3.5.2 Plataforma: Formaciones Angostura y Ocozocoautla.

Formación Angostura.

Sánchez Montes de Oca, (1969), distingue cuatro cuerpos con características muy específicas: el inferior constituido por calizas de bioclastos (Grainstone) e intraclastos (Packstone), los que en parte están dolomitizados; después describe otro paquete de calizas con abundantes microfósiles e intraclastos, los que también tienen efectos de dolomitización; luego cita una secuencia calcárea (Packstone, Grainstone, Mudstone y Wackstone) dolomitizada con microfauna bentónica y carpetas de algas; y por último, la cima compuesta de una caliza microfósilífera, destacando el fósil *Chubina cardenasensis* por ser el microfósil más común en la cima de la formación.

La Formación Angostura sobreyace en discordancia a los carbonatos del Cretácico Medio. Esta discordancia es muy notable en afloramientos ubicados en la población de Oxchuc, al occidente de Ocosingo. En esta localidad los carbonatos del Cretácico Superior, cubren mediante una discordancia a las dolomías de la Formación Cantelhá. La discordancia también ha sido identificada al noroeste de la SCh; en este caso es la Formación Méndez la que cubre en discordancia al Cretácico Medio.

Formación Ocozocoautla.

Esta formación es descrita detalladamente en estudios realizados en la parte central de la SCh por las Brigadas de Geología Superficial de PEMEX. Se caracteriza por numerosos cambios de facies, en ambientes cercanos a la costa y a veces lagunares. La base está constituida por areniscas de color gris y gris rojizo, arcillosas, generalmente masivas, con restos carbonizados de plantas. Se reportan numerosos ejemplares de *Inoceramus*, así como algunas amonitas que fueron clasificadas como *Didymoceras* sp., aff. *Existeloceras* sp., *Parapuzosia* sp. y *Pachydiscus* sp., ubicadas dentro del Campaniano. Las areniscas subyacen a \pm 75 mts de packstone de bioclastos, con algas rojas, fragmentos de equinodermos y restos de rudistas. Los estratos van de 0.2 a 1.5 mts de espesor. La columna continua con \pm 25 mts de una alternancia de margas color café claro en capas de 0.25 mts y lutitas rojo oscuro (capas de 0.7 mts), que a su vez subyace a \pm 22 mts de grainstone de microfósiles y fragmentos biógenos, grainstone de bioclastos y packstone de intraclastos y restos de macrofósiles. Siguen hacia arriba \pm 100 mts de una alternancia de margas de color café claro (capas de 0.15 a 1.0 mts) y lutitas de colores gris y rojo ladrillo (capas de 1.0 mt). Las margas tienen restos de vegetales, gasterópodos, equinodermos y ocasionalmente rudistas. En la cima de la Formación se encuentran bancos de rudistas (Caprínidos e Hipurítidos), dispuestos en estratos frecuentemente mayores de 1.0 mt de espesor.

Hacia el sureste de Ocozocoautla, la parte de terrígenos desaparece y persisten únicamente las calizas que toman el nombre de Formación Angostura.

II.4 Terciario.

II.4.1 Paleoceno.

II.4.1.1 Formaciones Soyaló, Tenejapa y Lacandón.

Formación Soyaló.

Quezada Muletón, (1987), la define como una alternancia de areniscas, lutitas y limolitas de color gris verdoso y café amarillento con fractura subnodular

característica, con gran contenido fosilífero, bien estratificadas en capas de 2 a 3 cms con intercalaciones de areniscas de grano fino, color café claro a oscuro, con matriz arcillosa poco calcárea. Está ampliamente distribuida en toda la parte central desde Ocozocoautla hasta Chenalhó.

Por otra parte, la Formación Soyaló refleja tentativamente un basculamiento de las rocas cretácicas, debido a una actividad tectónica en ese periodo de tiempo, sobre las que posteriormente se depositaron las secuencias clásticas del Paleoceno. Lo anterior se puede ver al norte-noroeste de Ocozocoautla, en donde está expuesta una discordancia angular entre el Paleoceno y el Cretácico Medio. Esta discordancia angular también se encuentra en la Carretera Panamericana, en las rocas que forman el anticlinal Trinitaria.

Al norte de la SCh, entre Malpaso y Tapijulapa, se reporta que el contacto entre el Cretácico y el Paleoceno es concordante y transicional. Lo que refleja una relativa estabilidad de los bloques en esta zona para ese periodo de tiempo.

Formación Tenejapa.

El nombre fue propuesto por Quezada Muñetón, (1987), quien hizo la siguiente descripción: “se propone el nombre de Formación Tenejapa, para describir a la secuencia de packstone de pequeños bioclastos y organismos planctónicos con intraclastos, café claro a crema, con bandas y nódulos de pedernal principalmente en la parte inferior, e intercalaciones de brechas calcáreas y packstone rudáceos, expuestos a 3 kms al NE de la población de Tenejapa, Chis., (Localidad Tipo), localizada a su vez a 20 kms al noreste de la Ciudad de San Cristóbal de las Casas, Chis.”

Formación Lacandón.

Está constituida por packstone de intraclastos, bioclastos, miliólidos y pellas. El packstone grada a grainstone de intraclastos. Las calizas están dolomitizadas parcialmente. Como accesorios se observan fragmentos de ostrácodos y de equinodermos, corales, briozoarios, restos de algas y algunos organismos bentónicos. Entre otros organismos se identificaron *Storsella haastersi*, *Elphidium*

nassauensis, Pseudogramina sp. Elphidium cf. nassauensis, Lepidocyclina sp, Asterocyclina sp. y Catapsydrax sp.

La estratificación es en capas de 30 a 50 cms. En las inmediaciones del poblado de Oxchuc tiene 338 mts de espesor. La Formación Lacandón es la facies de plataforma carbonatada del Paleoceno y se extiende hacia el oriente de la SCh.

II.4.2 Eoceno.

II.4.2.1 Formaciones El Bosque y Nanchital.

López, V. J., (1963), distingue de manera formal a la Formación El Bosque. Está constituida por una serie de areniscas de color café, rojo ocre, micacíferas, de grano fino a grueso, constituidas de partículas angulosas de cuarzo con cemento arcillo-ferruginoso y en algunas partes calcáreo, y alternan esporádicamente lentes de gravilla de cuarzo de color blanco en matriz arcillosa, así como margas de color rojo ocre, violeta azul, y morado, hacia la cima se observa un conglomerado de gravilla y grava compuesto de partículas de cuarzo, calcedonia, glauconita y pedernal, y escaso cementante calcáreo, con arcilla intercalada entre areniscas rojizas con estratificación cruzada y esporádicamente con fragmentos de plantas, silicificadas y en general sin fauna, sólo en una ocasión se encontró un fragmento de *Venericardia* y *Hantkenina*, localizado al SE de Palenque, Chis. La Localidad Tipo, se tiene aproximadamente a 6 kms al sur del poblado de San Juan El Bosque, en el cauce del arroyo Tzin-zim.

Observando la constitución litológica de la columna se pueden distinguir dos facies fundamentales, una continental hacia la cima y otra marina hacia la base.

Sobre la Formación El Bosque existe una columna de estratos de ambiente marino de aguas someras con facies litorales y de plataforma, en la que se desarrollaron cuerpos de areniscas y lutitas con algunos paquetes de calizas de plataforma. A esta secuencia se le da el nombre informal de Formación Lomut, aunque en la mayoría de los informes de PEMEX (que ha realizado varios trabajos a detalle), no se utiliza ningún nombre formacional para identificar a estas rocas de ambientes marinos

someros que se distribuyen en la porción central del Estado de Chiapas, en un área comprendida entre Ocosingo, Tuxtla Gtz., y Simojovel.

En el occidente, en el área de Río Playas, durante el Eoceno se depositó la **Formación Nanchital**, de ambientes profundos, con desarrollos de conglomerados depositados como flujos a veces turbidíticos. Las lutitas Nanchital representan las facies de mar abierto, tanto de la Formación El Bosque, como del cuerpo marino de la unidad Lomut.

II.4.3 Oligoceno.

Los estratos de esta edad son los más ampliamente expuestos en la parte norte de la SCh. En el área de Simojovel, los informes de PEMEX mencionan un espesor total de 4,500 mts de estratos de aguas someras, en su mayor parte terrígenos, con dos cuerpos de calizas muy bien desarrollados, que han recibido los nombres de Calizas Mompuyil, el inferior, y Calizas Simojovel, el más joven. Sobre las Calizas Simojovel hay un cuerpo de terrígenos (lutitas, limolitas y areniscas) que recibe el nombre de Formación Jolhó.

En forma detallada, las rocas del Oligoceno están constituidas por calizas de color crema claro a blanquecino, en partes dolomítica, en capas de 30 cms a 1 mt, con abundante fracturamiento y cavernas de disolución, el espesor aproximado es de 220 mts (Calizas Mompuyil). Suprayacen estratos de margas color crema, suaves a semiduras, pobremente estratificadas, aparentemente sin microfauna; descansan en la parte superior capas de areniscas de color café rojizo de grano fino a medio, bien cementadas. Hacia arriba se presenta una alternancia de lutita gris oscuro con calizas café claro o café crema, compactas, pobremente estratificadas, de textura cristalina gruesa, en cuya cima se encuentra un horizonte de oestreas gigantes. Descansando en contacto normal con las anteriores capas, están 160 mts de lutitas de color café oscuro, suaves, pobremente estratificadas, ricas en microfauna.

En la porción suroccidental y noroccidental del anticlinal Bascán, está expuesto un cuerpo de caliza color crema blanquecina, estratificada en capas delgadas, de

textura fina ligeramente arcillosa, con abundante microfauna y macrofauna, con espesor de 40 mts aproximadamente (Calizas Simojovel).

Descansan sobre la anterior, lutitas de color gris claro a oscuro, bien estratificadas y en partes laminar, con abundante microfauna, con un espesor de 60 mts (Formación Jolhó).

II.4.4 Mioceno Inferior.

II.4.4.1 Formaciones Tulijá, Depósito y Encanto.

El Mioceno Inferior sobreyace en discordancia a las formaciones más antiguas. En el oriente de la SCh, entre Palenque y Ocosingo, la **Formación Tulijá**, cubre a las rocas del Eoceno. Antonio Bazan Torres, (1961), en su tesis profesional, describe esta formación detalladamente en la zona del Bascán-Encanto, sobre los sinclinales Agua Azul y Chancala de la siguiente manera: “Los sedimentos de esta formación en la zona tienen un espesor determinado de 1,112 mts. Forma la base un cuerpo de lutitas de color gris oscuro pobremente estratificada, finamente arenosa, fosilífera, que alternan hacia arriba con capas de lutitas gris claro, masivas, pobremente estratificadas, con lentes irregulares de calizas. Espesor 100 mts. Sobreyacen areniscas de color café claro, compactas, bien estratificadas, de grano fino, con espesor de 70 mts. Hacia arriba descansan lutitas de color gris oscuro a café claro, en capas delgadas de 3 a 30 cms, que presentan horizontes laminares de arena fina, ínter estratificada. Sobreyacen arenas de grano fino a medio, deleznales, masivas, con alternancia de delgadas capas de arena fina, laminares. Le siguen en la parte superior areniscas de color gris claro, mal cementadas, con intercalaciones de lutitas laminares. Espesor 150 mts. Más arriba se encuentra descansando un potente cuerpo de areniscas de color gris azulado, de grano fino, deleznable, con alternancia de lentes de arena fina y lutita laminar. Espesor 300 mts. Finalmente, en la parte superior descansan lutitas de color gris oscuro a gris azulado, suaves, bien estratificadas en capas de 5 a 10 cms, con lentes de lignita y abundantes restos de macrofaunas. Espesor 350 mts”.

Por otra parte en el centro y el occidente de la SCh, en la región de Río Playas, el Mioceno Inferior está representado por las formaciones **Depósito** y **Encanto**.

La **Formación Depósito** está compuesta principalmente por lutitas de aguas profundas y una alternancia de lutitas y areniscas depositadas a manera de turbiditas, que incluyen cuerpos de conglomerados formados por flujos de escombros. Los depósitos de conglomerados reciben los nombres de Conglomerado Nanchital, Conglomerado Sagua y Conglomerado Malpasito.

En la cima del Conglomerado Malpasito se encuentran algunos cuerpos formados por deslizamientos, así como estratos de areniscas acumuladas por la acción de corrientes de turbidez. En estos cuerpos las estructuras sedimentarias más frecuentes son corte y relleno, estratificación gradada, grano decreciente, estructuras de flama, calcos de carga, y laminaciones.

El arreglo textural de estos clastos se toma como el producto de un flujo de escombros en el talud o en el pie del talud de la plataforma de terrígenos del Mioceno.

La **Formación Encanto** suprayace a la Formación Depósito y está integrada por potentes cuerpos de arenas con intercalaciones de lutitas.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

III.1 Provincias tectónicas de la Sierra de Chiapas.

En el marco tectónico local, entre la Plataforma de Yucatán y el Macizo Granítico se encuentra el Cinturón Deformado de la Sierra de Chiapas, que de acuerdo a las características de deformación que presenta se ha dividido en provincias tectónicas, las cuales son: Provincia de Yaxchilán, Provincia de Miramar, Provincia de Simojovel y Provincia de Fallas de Transcurrencia (Sánchez Montes de Oca, 1976, 1979), (Figura 3.1.1).

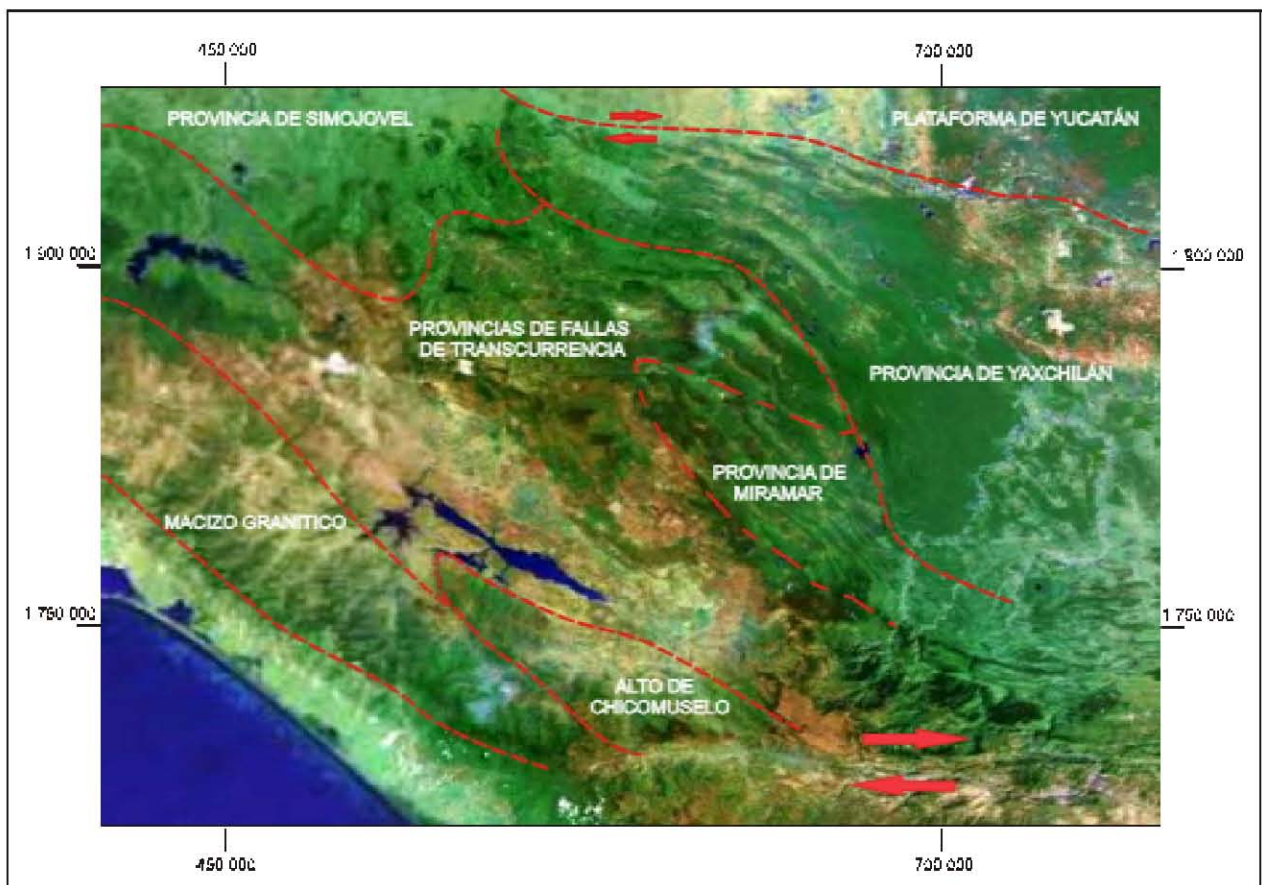


Figura 3.1.1. Provincias tectónicas que integran el Cinturón Deformado.

III.1.1 Provincia de Yaxchilán.

La Provincia de Yaxchilán está limitada al Norte por la Plataforma de Yucatán y al SW por la Provincia de Fallas de Transcurrencia. De acuerdo a estos límites, los rasgos estructurales en la porción norte están representados por una serie de estructuras sensiblemente paralelas, con una orientación predominante de **NW-SE**, entre 30 y 60°, cuyos ejes tienden a flexionarse hacia el NE.

En la parte media, los plegamientos se vuelven más apretados y sus ejes ligeramente girados en el sentido de las manecillas del reloj con una orientación **NW-SE**. A medida que se avanza hacia el Sur se encuentran nuevamente estructuras estrechas y alargadas afectadas por fallas inversas, fallas laterales y fallas normales. El tipo predominante es la falla normal. Se presentan dos direcciones predominantes, las primeras de mayor desarrollo se encuentran dispuestas semiparalelamente a las estructuras o pliegues, es decir, **NW-SE**. Las segundas y con menos extensión se presentan como fallas transversales con dirección **NE-SW**.

Al sureste, en el límite con la Provincia de Fallas de Transcurrencia se observan dos anticlinales con características diferentes a los ya mencionados. Se trata de plegamientos muy amplios (entre 7 y 12 kms) y largos, que en conjunto alcanzan alrededor de 145 kms de longitud. La orientación de sus ejes tiene una deflexión muy acentuada en su parte media, en donde cambia de **WNW** a **S 45° E** aproximadamente. Esta zona se conoce con el nombre de Curvatura de Bonampak (Sánchez M. de O., 2003) (Figura 3.1.2).

Guzmán –Speziale y Meneses R., (2000), consideran a esta provincia y a la de Miramar como una sola unidad a la que llaman “Reverse Faults Province”, y concluyen que se trata de un escalón entre el sistema de fallas Motagua-Polochic (Guatemala) y el sistema de Fallas de Transcurrencia (Figura 3.1.1).

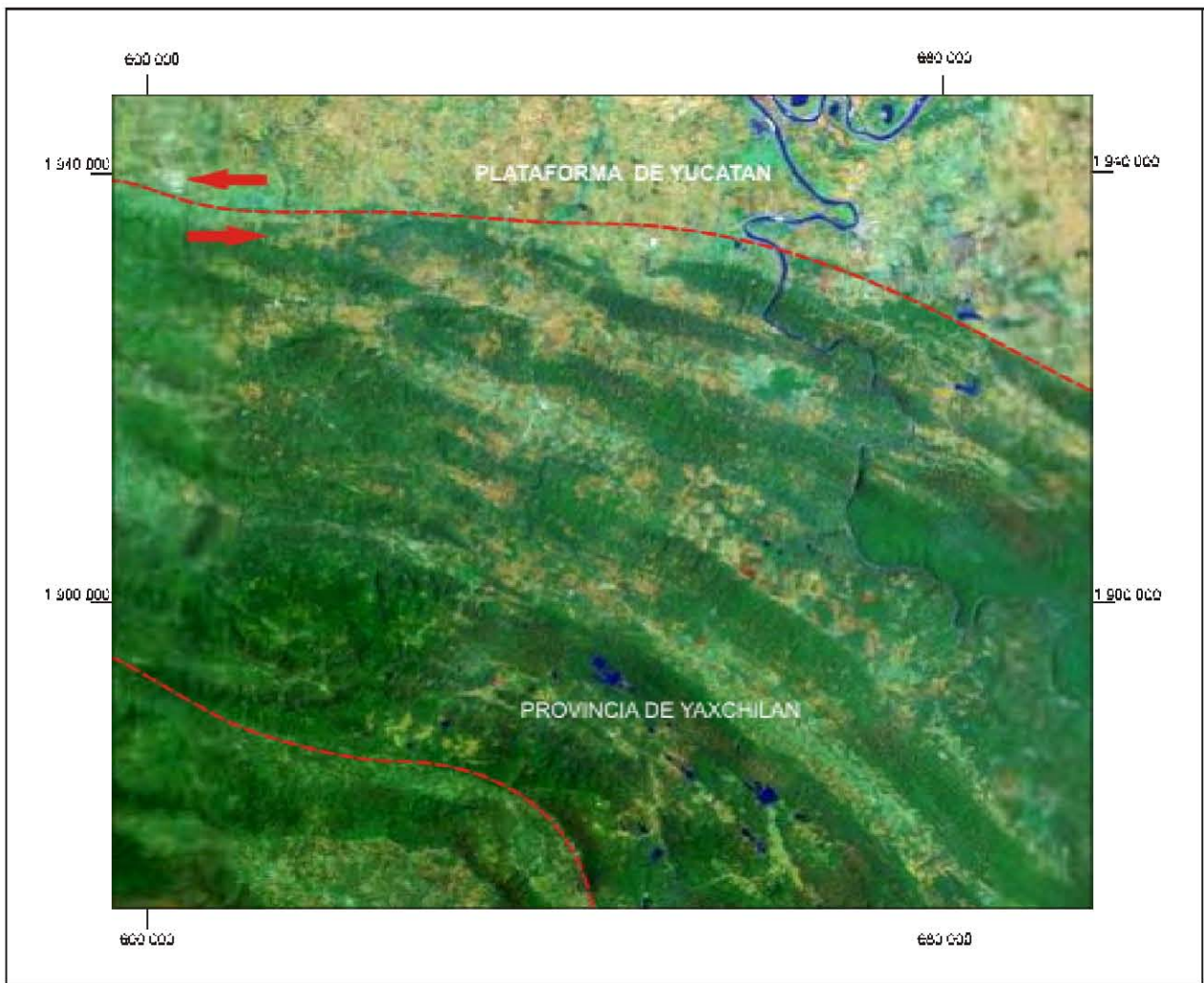


Figura 3.1.2. Imagen satelital que muestra la parte norte de la Provincia de Yaxchilán. Destaca el arreglo en echelón de los plegamientos de la Provincia en su límite con la Plataforma de Yucatán.

III.1.2 Provincia de Miramar.

En la Provincia de Miramar las estructuras presentes son anticlinales en abanico y en caja. La morfología de esta región es típica de las áreas que cuentan con un nivel de anhidritas y/o sal en el subsuelo.

Al igual que en la Provincia de Yaxchilán la tectónica local pone de manifiesto una serie de plegamientos anticlinales y sinclinales, orientados con un rumbo general de aproximadamente **NW 45° SE**, los que por lo general se hallan afectados por fallas

transversales con movimiento horizontal, que desplazan y flexionan a los ejes estructurales en direcciones WNW y ESE; además de otras longitudinales de tipo inverso (Figura 3.1.3).

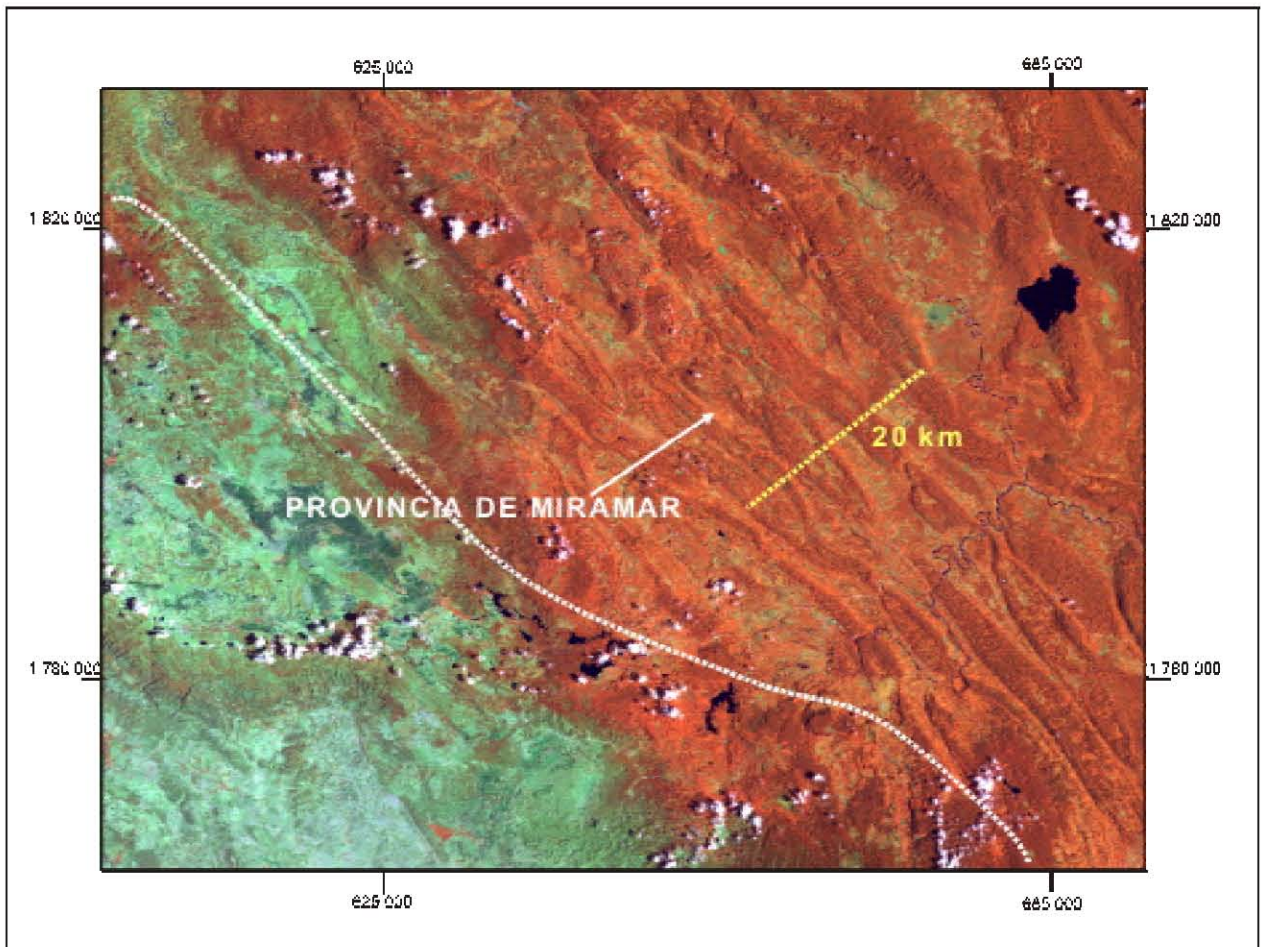


Figura 3.1.3. Anticlinales en abanico y en caja de la Provincia de Miramar. Nótese como algunos de los sinclinales se estrechan al quedar yuxtapuestos los anticlinales que los limitan.

III.1.3 Provincia de Simojovel.

Esta provincia limita al Este con la Provincia de Yaxchilán y al Sur con la Provincia de Fallas de Transcurrencia (Figura 3.1.4). Está formada por anticlinales con ejes orientados de NW-SE, algunos de ellos cortados por fallas inversas. Los ejes de los plegamientos tienen un arreglo escalonado relacionado a las fallas de desplazamiento

lateral, asociación evidente si se observa la terminación de los ejes de las estructuras contra las fallas Ocosingo e Itzantún. También se observa un gran desarrollo de fallas que se pueden agrupar en dos sistemas de acuerdo con la orientación que presentan. El primero se localiza en la porción norte del área, y consiste de un conjunto de fallas todas ellas normales con orientación NE-SW, los desplazamientos (verticales) llegan a ser hasta de un kilómetro.

El segundo sistema está situado en la porción sur y comprende un conjunto de fallas con rumbo preferencial E-W, también normales como las anteriores. La falla de mayor longitud es del orden de 11 kms, que pasa al sur de la colonia de nombre El Azufre.



Figura 3.1.4.- Plegamientos en echelón en el oriente de la Provincia de Simojovel. Los ejes de los anticlinales se identifican con líneas rojas y los de los sinclinales con verde.

III.1.4 Provincia de Fallas de Transcurrencia.

La Provincia de Fallas de Transcurrencia es uno de los elementos tectónicos más complicados del Cinturón Deformado. Las primeras descripciones fueron hechas por Sánchez Montes de Oca en 1976 y 1979, y por Meneses Rocha en 1985, 1995 y 2001 (Figura 3.1.1). En esta provincia se distinguen dos sistemas de fallas, ambas del tipo lateral-izquierdo. Uno orientado NW-SE integrado por las fallas Malpaso, Tuxtla, Grijalva, Uzpanapa-Las Flores y Quintana Roo, cuyas expresiones forman los bloques Ocozocoautla, Ocuilapa y Malpaso. El otro sistema tiene dirección W-E y lo componen las fallas Tulija, Itzantún –Yajalón, Bachajón, Ocosingo, Tenejapa y San Cristóbal, formándose los bloques Teopisca, Oxchuc, Chenalhó, Ocosingo, Yajalón y Simojovel.

Al Sur de la falla Ocosingo, las fallas limitan zonas de elevaciones (pilares) y depresiones en donde los carbonatos se encuentran en las partes altas y los depósitos del Terciario en las depresiones, formando sinclinales con ejes paralelos al rumbo de las fallas. Al Norte domina la expresión tectónica de la Provincia de Simojovel, descrita anteriormente.

III.1.4 Mecanismos de terminación de las Fallas Transcurrentes.

Ambos sistemas tienen deslizamientos laterales izquierdos, y comúnmente terminan con fallas inversas que acomodan los desplazamientos a rumbo. Uno de los primeros cabalgamientos observados, es el de la terminación oriental de la falla Ocosingo, en las inmediaciones del poblado del mismo nombre. Esta estructura provoca el cabalgamiento de calizas del Cretácico Superior, sobre terrígenos del Mioceno Inferior ubicados en la zona axial del Sinclinal Simojovel (Figura 3.1.5). Terminaciones semejantes se observan en las fallas Bachajón, Guayazá e Itzantún-Yajalón.

En las Fallas Malpaso y Grijalva, pertenecientes al subsistema NW-SE, se encuentran dos terminaciones del mismo tipo. En la Falla Malpaso están involucradas capas del jurásico que afloran en el núcleo de un anticlinal en echelón que forma parte de la terminación de una parte de la Falla, en tanto que en la Grijalva son rocas del Cretácico Tardío las que cabalgan a terrígenos del Paleoceno.

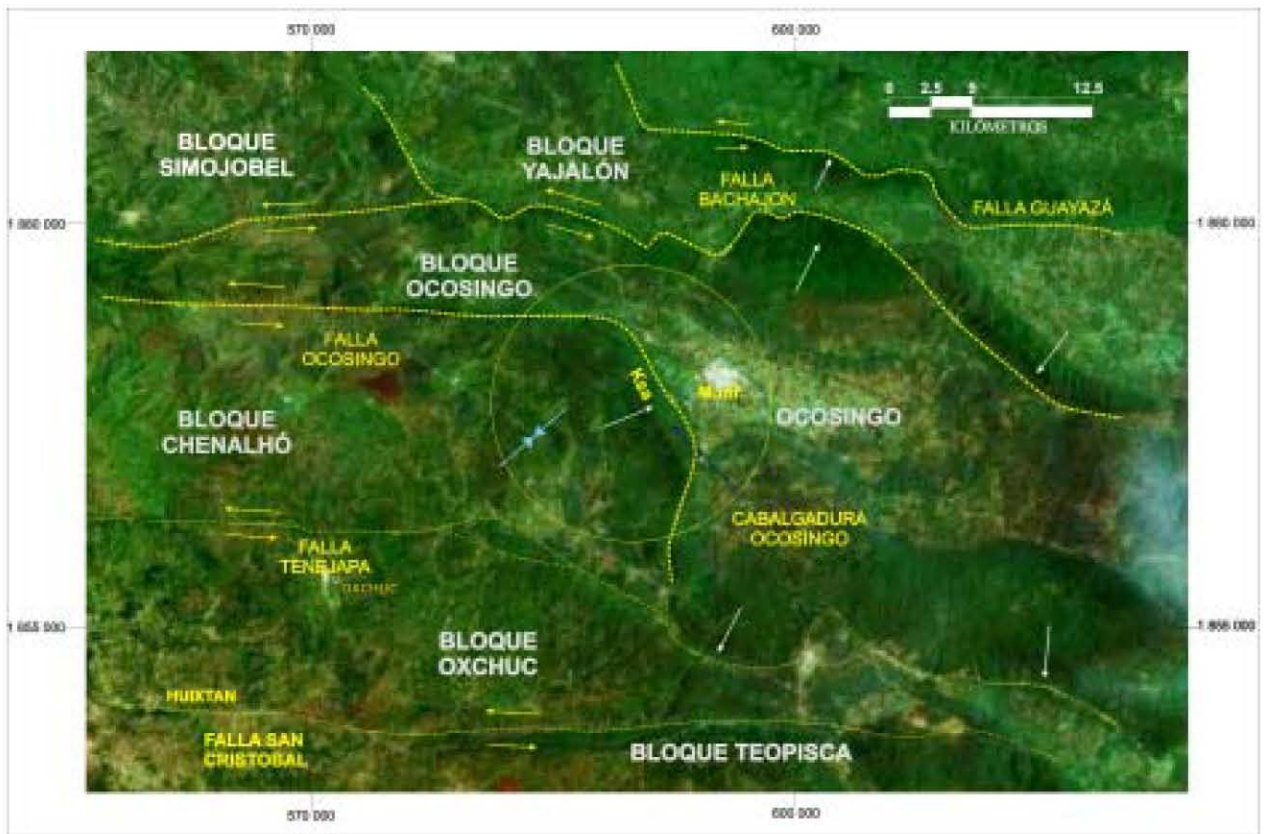


Figura 3.1.5. Terminación por cabalgamiento en la porción oriental de la Provincia de Fallas de Transcurrencia. Las líneas verdes marcan el eje de un anticlinal en echelón desplazado por la Falla Tenejapa. Las flechas blancas indican la dirección de la cabalgadura.

III.1.4.2 Pliegues escalonados dentro de los bloques.

Como parte del proceso de formación del sistema de Fallas de Transcurrencia, se desarrollaron plegamientos en echelón en algunos de los pilares limitados por fallas transcurrentes, Los más notables son el Anticlinal Oxchuc, formado en los bloques Oxchuc y Chenalhó, como consecuencia de los desplazamientos laterales izquierdos de esos bloques, separados por la Falla Tenejapa (Figura 3.1.5), y los anticlinales formados entre las fallas Grijalva y Tuxtla, dentro del Bloque Ocuilapa, en el occidente de la Provincia de Fallas Transcurrentes (Figura 3.1.6).

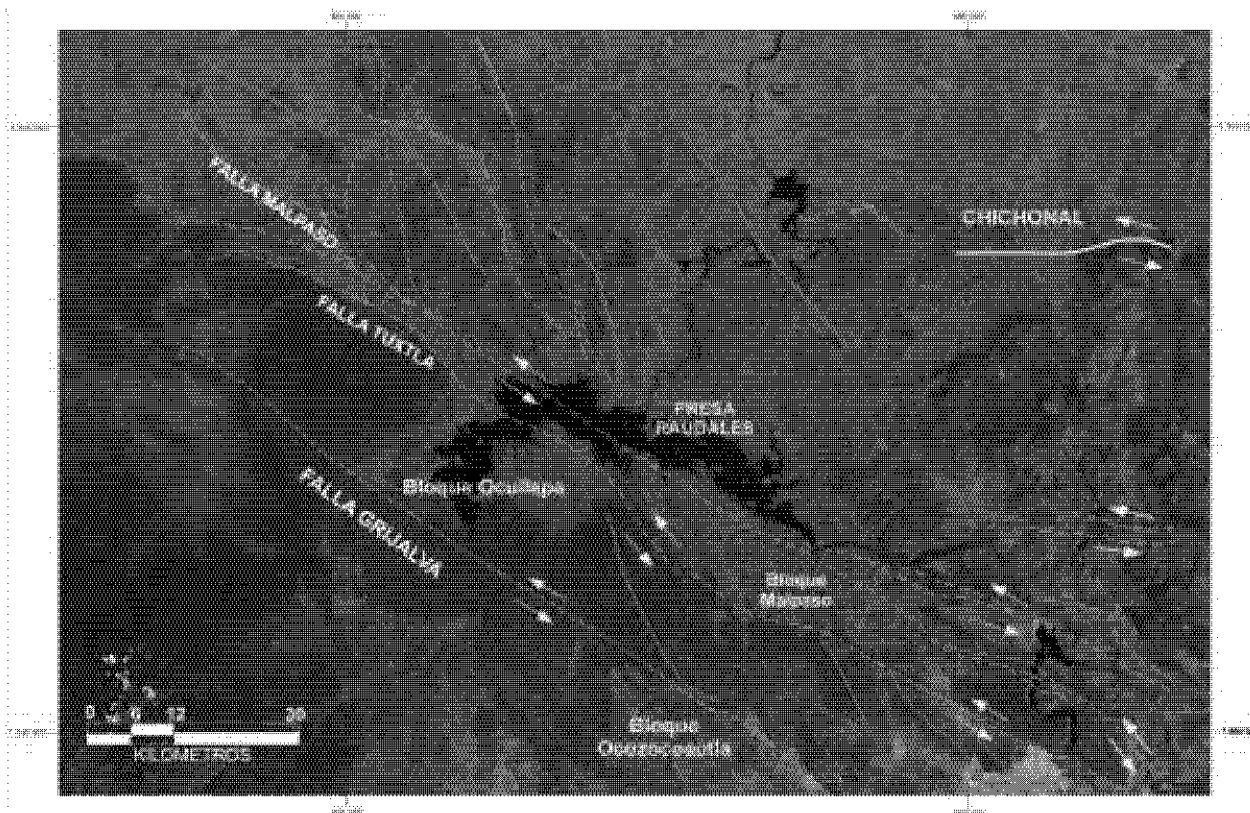


Figura 3.1.6. Anticlinales en echelón formados entre las fallas Tuxtla y Grijalva, confinados al Bloque Ocuilapa. Los ejes de los anticlinales están señalados con color rojo. El anticlinal ubicado al noroeste de la Presa Raudales, está asociado a la terminación por falla inversa de un segmento de la Falla Malpaso; en su eje afloran carbonatos del Cretácico Inferior y del Jurásico Superior mientras que los flancos están ocupados por areniscas, lutitas y conglomerados terciarios.

III.1.4.3 Desplazamiento y edad de las Fallas Transcurrentes.

Al Sur del estado de Chiapas, en la parte Norte de Guatemala se localiza el sistema de fallas Motagua-Polochic, reconocido como el límite entre las placas Norteamérica y del Caribe. Este sistema se refiere a la amplia zona de deslizamiento horizontal (fallas lateral-izquierdas), localizada en la parte central de Guatemala, cuyas más fuertes expresiones son la falla Motagua y la falla Cuilco-Chixoy-Polochic, producto del movimiento de la placa del Caribe hacia el este con respecto a la de Norteamérica. Esta zona ha sido ampliamente estudiada por diferentes autores que intentaron establecer la edad y la magnitud del desplazamiento de la deformación.

Burkart, (1978), define que el bloque norte de la falla Polochic es movido al Este a una distancia de 132 ± 5 kms, y es el único evento a través de la falla que coincide con la

restauración del Cenozoico, estructuras antiguas y con la estratigrafía pre-cenozoico de esa zona; además sugiere que si existe un promedio de desplazamiento de 2 cm/año a lo largo de la falla Polochic y si se considera aún activa, entonces su primer movimiento podría haber ocurrido hace 6.5 Ma. o en el Plioceno Medio. Pero si la deformación fue compartida por las fallas Jocotán o Motagua o ambas (ubicadas al Sur de la Polochic), el inicio del movimiento se ubica en el Mioceno Medio.

Como la evolución estructural de la SCh está íntimamente ligada al desarrollo del sistema Motagua-Polochic, los parámetros de edad definidos para esa zona se consideran correlacionables para la Provincia de Fallas de Transcurrencia (PFT). Viniegra, (1971) desarrolló estudios en la PFT y calculó un desplazamiento promedio de las estructuras de 10 kms. Meneses, (2001), estima 5 kms de desplazamiento lateral izquierdo del eje del Anticlinal Oxchuc, ubicado en la parte central de la zona y que es cortado por la Falla Tenejapa, y un corrimiento de 4 kms en la cabalgadura de Ocosingo.

Según Meneses, (1985,1991), el desplazamiento de cada falla es de 4-5 kms en la parte Este y de 1-16 kms en la parte central, con lo cual las fallas suman 27 kms de desplazamiento en el Este y 43 kms en la parte central de la PFT, con un total de 70 kms de desplazamiento, que representa un porcentaje importante de los 130 kms atribuidos a la falla Polochic.

III.2 Análisis Estereográfico.

Los trabajos realizados en la zona de Fallas de Transcurrencia se programaron con la intención de cubrir la mayor parte del área posible. Para tal motivo se trazaron tres secciones y cuatro estaciones de medición identificadas con nombres de poblados que facilitan su ubicación; así, tenemos:

Sección A – A': Palenque-Ocosingo (Provincia de Yaxchilán).

Sección B – B': Ocosingo-San Cristóbal (Provincia de Fallas de Transcurrencia).

Sección C – C': San Cristóbal–Cintalapa (Provincia de Fallas de Transcurrencia).

Área D: Ixtapa – Simojovel.

Área E: Cañón del Sumidero.

Área F: Ocozocoautla – Apic-Pac.

Área G: Río Negro.

Las secciones tienen una orientación **NE-SW** y cortan de forma perpendicular a casi la totalidad del Cinturón Deformado de Chiapas, es decir, a la Provincia de Yaxchilán (Curvatura de Bonampak), a la Provincia de Fallas de Transcurrencia (a la mayoría de los morfoelementos y rasgos que la constituyen) y al Macizo Granítico de Chiapas. Las estaciones estructurales se ubican en la porción Oeste del área y cubren la relación estructural que existe entre la Provincia de Fallas de Transcurrencia (PFT) y el Macizo Granítico de Chiapas (Figura 3.2.1).

La medición de datos estructurales, como son planos de estratificación y planos de fallas con estrías (rumbo, echado, y la inclinación de las estrías), se realizó en base a los transectos previamente establecidos.

Para el cálculo del plegamiento regional se utilizó el método beta (β) para definir la posición del eje axial. El método consiste en graficar en una estereo falsilla los datos de planos de estratificación de una estructura, ya sea anticlinal o sinclinal; con esto se genera una zona en donde los planos se cruzan o intersectan, esta zona estadísticamente corresponde a la posición del eje axial. También mediante este resultado se obtiene un esfuerzo compresivo (σ_1) asociado. Es decir, considerando que en condiciones ideales σ_1 es perpendicular al eje del pliegue, mediante un proceso de contorno de concentración de polos (de los planos de estratificación)

obtenemos un plano que cruza las zonas donde se agrupa la mayor cantidad de datos y cuya orientación es tentativamente la dirección de σ_1 .

Para lo anterior se apoyó con el programa: Georient 9.2., Holcombe, (2004).

El análisis de fallas con estrías se realizó mediante un programa computacional elaborado por Sperner, B. et al., (1993), obteniendo el paleotensor de esfuerzos para los conjuntos de datos estructurales de cada sección.

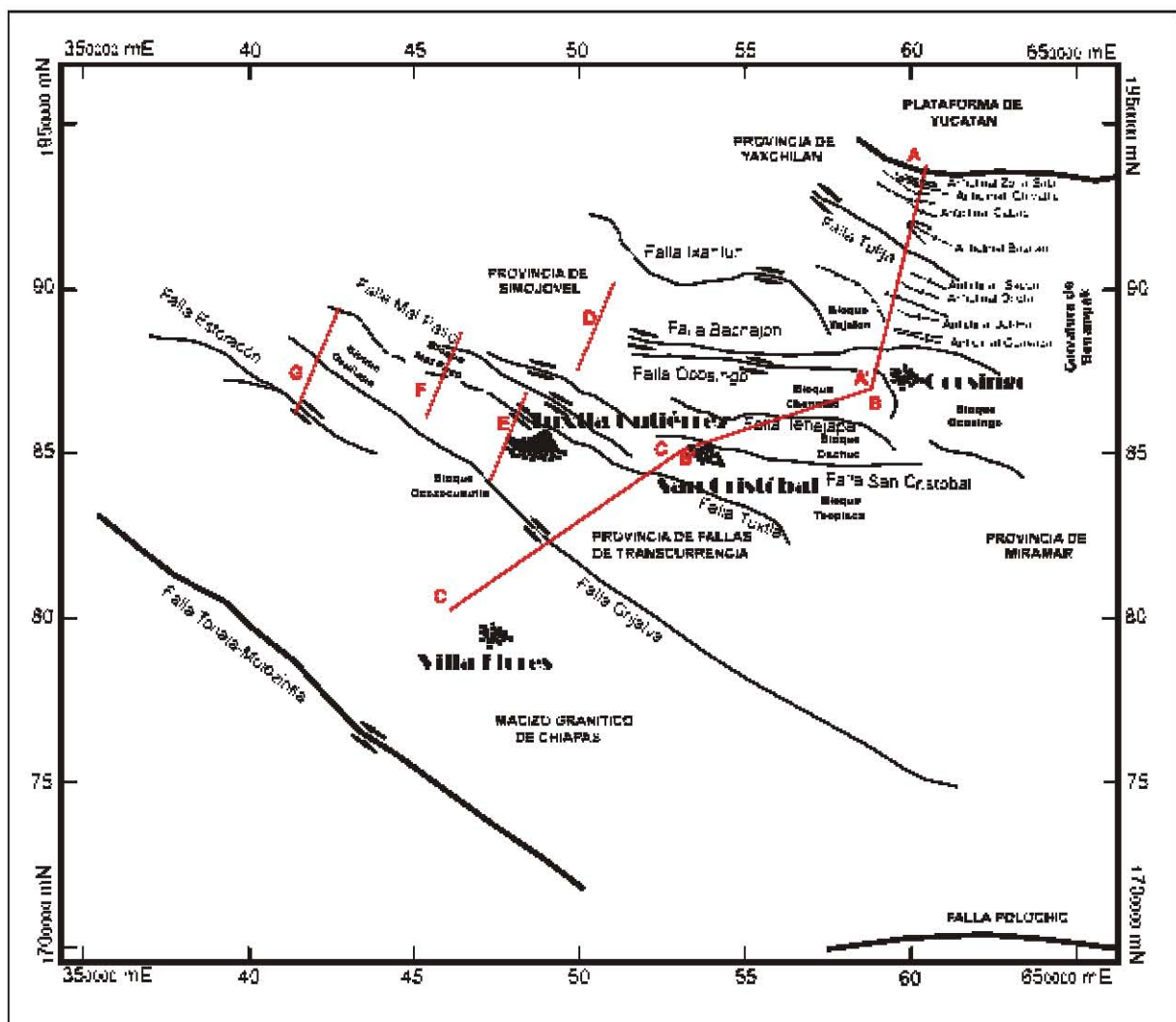


Figura 3.2.1. Ubicación de las secciones y áreas trazadas, para el estudio de la Provincia de Fallas de Transcurrencia de Chiapas.

III.2.1 Sección Palenque-Ocosingo.

El recorrido sobre ésta sección fue a través de la Provincia de Yaxchilán y parte noreste de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, de **NE** a **SW (NE 10° SW)**, sobre la carretera entre Palenque y Ocosingo, pasando por los poblados de Francisco I. Madero, Vicente Guerrero y Tzintzal, entre otros. El transecto corta la curvatura de Bonampak y al bloque de Yajalón, considerado como el límite sur de este rasgo tectónico. La expresión observada es una serie de pliegues (anticlinal: Zona Sala, Chivalentic, Cabac, Bascán, Sacún, Ocotal, Jet-Ha, Guayaza, Bachajón; sinclinales: Tulija, Agua Azul, Catarraya, y Cacatel) afectados por fallas inversas que predominan en el área y que son el resultado de un evento compresivo que afectó a esa zona.

Las mediciones de los datos de planos de estratificación se hicieron sobre los flancos de las estructuras a las que se pudo tener acceso. En el anticlinal Zona Sala se midió sobre calizas del Mioceno Inferior y cretas del Eoceno, en el anticlinal Chivalentic en dolomías del Eoceno-Paleoceno, en el flanco sur del anticlinal Cabac sobre calcarenitas del Eoceno. En el anticlinal Bascán sobre la formación Tulijá del Mioceno Inferior, el flanco sur del anticlinal Ocotal sobre estratos delgados de limolitas rojas de la formación del Bosque (Eoceno Medio) y sobre dolomías de edad probable Cretácico Superior y finalmente en dolomías del Eoceno-Paleoceno que afloran en el anticlinal Bachajón.

Estereográficamente se utilizó el método beta (β) para definir el eje de los pliegues, así como el esfuerzo preferencial de compresión (σ_1). La orientación promedio calculada del plegamiento es de **S 57° E** con un buzamiento de **8°**, y para σ_1 la dirección **S 33° W** (Figura 3.2.2).

En el tramo Palenque-Agua Azul los datos analizados de fallas y estrías muestran dos conjuntos preferenciales, el primero con orientación **NNE10°** y el segundo casi **E-W** con un componente lateral izquierdo. De Agua Azul a Ocosingo tenemos dos subconjuntos de fallas **NNE 30°** y **NNW 25°** con componente lateral izquierdo, ambos subgrupos presentan una dirección muy similar pero con buzamiento contrario.

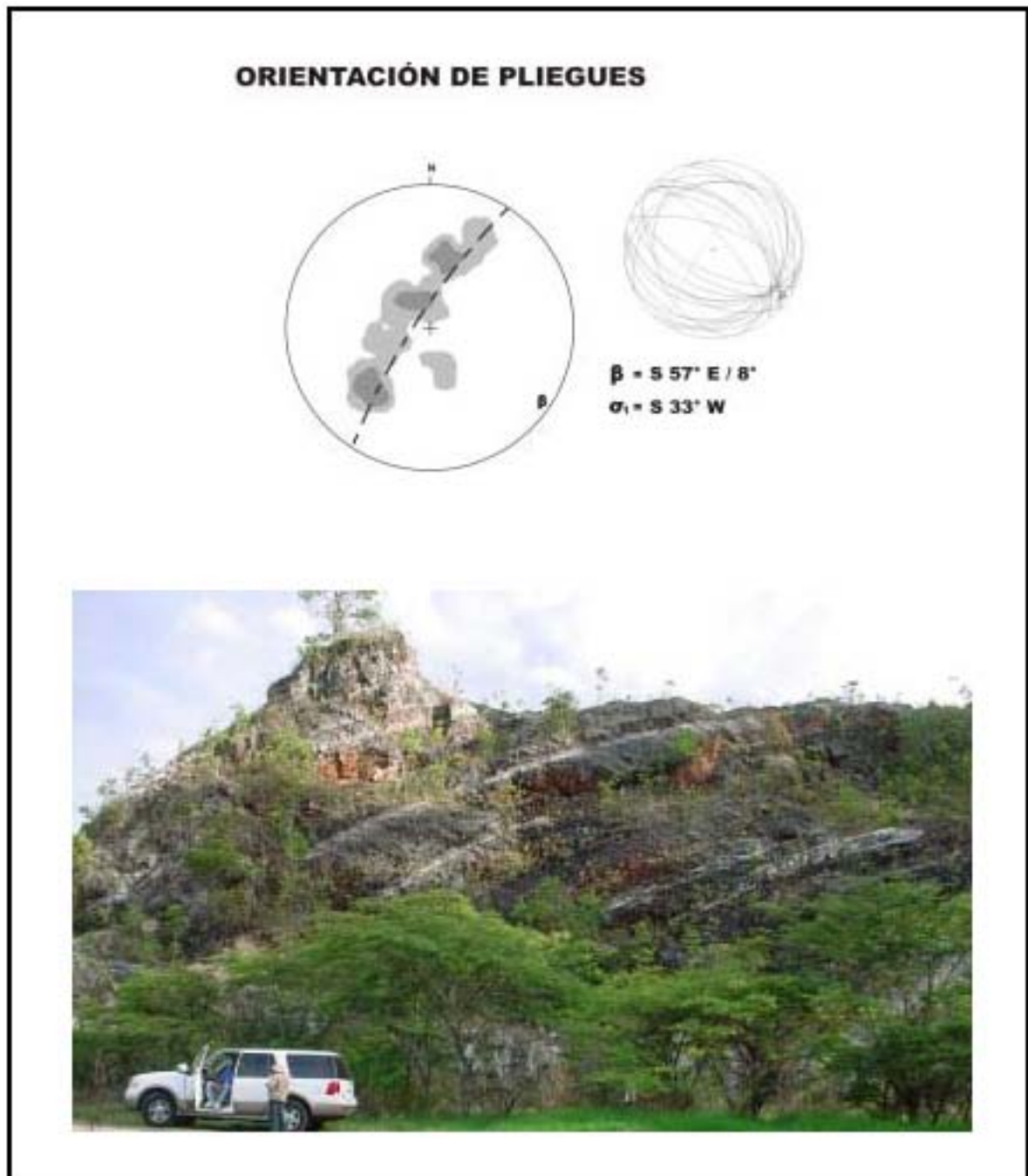


Figura 3.2.2. Donde se muestra el estereograma con el arreglo estructural del eje β y de σ_1 para la sección Palenque –Ocosingo. Abajo, panorámica de la zona axial del anticlinal Bachajón (dolomías).

Para el cálculo de tensor de esfuerzos en esta área, se consideró una división de dominios estructurales, con base en el cambio de estilos de deformación, es decir, la Curvatura de Bonampak y el límite noreste de la zona de transcurrencia representado por la falla Itzantún, que sirve de límite con el bloque Ocosingo. En el primer caso la estación estructural se ubicó muy cerca del flanco sur del anticlinal Bascán, donde afloran calizas fosilíferas del Mioceno Inferior. El tensor para esta

zona pone de manifiesto falla normal con σ_1 casi vertical y σ_3 horizontal. La dirección de las fallas interpretadas es **NE-SW** (Figura 3.2.4 B).

Para el siguiente dominio, la estación se realizó en la cantera Chanil, cercana a la comunidad de Campo Grande, donde están expuestas dolomías intensamente fracturadas de edad probablemente Cretácico Superior, de acuerdo a su posición en la columna estratigráfica; en estas rocas no hay un registro paleontológico que las ubique con precisión. El tensor representa un comportamiento de falla lateral izquierda **NE 8° SW**, con un componente normal en la misma dirección. El σ_1 está orientado al **N 53° E/51°** y σ_3 **N 40° W** (Figura 3.2.4 A).

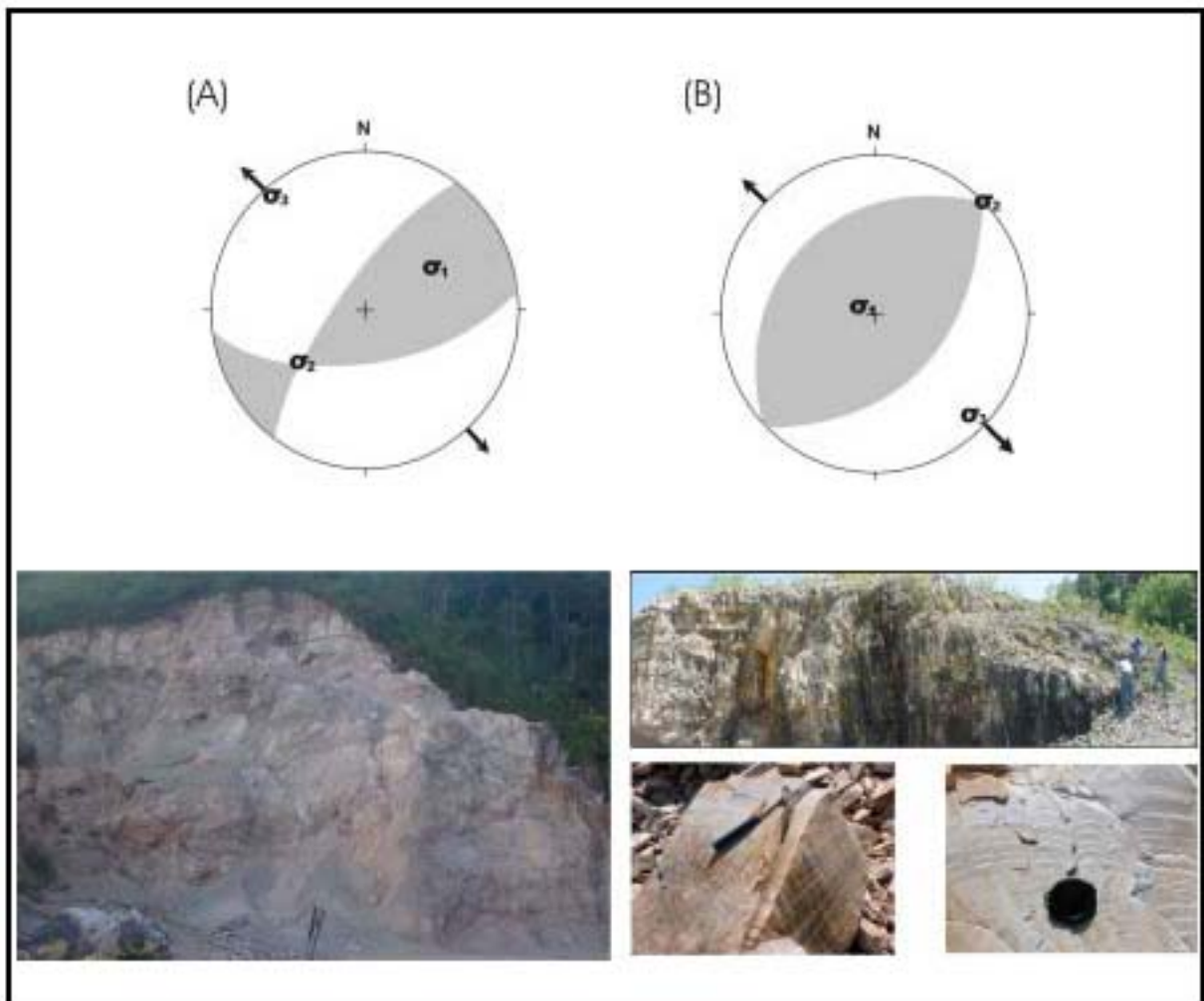


Figura 3.2.4. Tensores de esfuerzos Palenque-Ocosingo (A) falla lateral izquierda con componente vertical **NE-SW** de la zona más cercana a Ocosingo. (B) Representa el comportamiento vertical de la porción de Palenque-Agua Azul. La interpretación de falla normal tiene una orientación **NE-SW**. **Abajo, a la izquierda se muestra panorámica de la cantera Chanil. A la derecha, rocas muy fracturadas en las que se pueden observar fracturas en pluma.**

III.2.2 Sección Ocosingo-San Cristóbal.

La sección está orientada **NE 55°** y pasa por los pueblos de Santo Tomás Oxchuc y Huixtán, que además de ser los más representativos de esa región, están relativamente cerca del paso de las fallas Tenejapa y San Cristóbal. Este transecto corta los bloques de Ocosingo, Chenalhó y Oxchuc y sus correspondientes fallas Ocosingo, Tenejapa y San Cristóbal, que les sirven de límite.

Los planos de estratificación de las estructuras son escasos en esta zona y aunque se cruza por la parte sur del sinclinal Tenango (ubicado en el bloque Chenalhó) y el anticlinal Oxchuc (en el bloque Oxchuc) no se obtuvieron los datos suficientes para establecer con precisión la orientación del plegamiento del área. De manera general se tiene un arreglo de pliegues muy abiertos con ejes orientados **S 55° E** con buzamiento de **4°**.

La falla Ocosingo es el límite entre el bloque Ocosingo y el bloque Chenalhó. Los datos obtenidos para su análisis fueron tomados en un área en donde los afloramientos son restringidos, cubiertos y de poca extensión, y por consiguiente la traza principal no pudo ser medida. Las rocas en esa zona son lutitas color gris y café, laminares de edad Eoceno Superior, que subyacen a los carbonatos de la formación Angostura por efecto de cabalgadura.

El tensor calculado para la serie de fallamiento secundario da un valor de σ_1 vertical y σ_3 horizontal, mostrando el dominio de un fallamiento normal con dirección casi **E-W** en esa zona (Figura 3.2.6). El fracturamiento fue representado en una roseta en la que sobresale la frecuencia de la dirección **NW 60° SE**. La dirección media resultante es de **SE 89° NW**, coincidiendo con el rasgo obtenido en el tensor de esfuerzos.

La falla Tenejapa separa al bloque Chenalhó del bloque Oxchuc. Los afloramientos, que son de rocas carbonatadas de la formación Angostura, muestran un conjunto de datos estructurales con orientación de **N 30° E** a **N 45° E** y una falla orientada hacia el **N 80° E**. Esta falla tiene una componente lateral izquierda y corresponde al espejo de falla de la estructura en cuestión, por lo que podemos inferir que el conjunto de datos **NE** corresponde a las fracturas tipo **R** del sistema Riedel de fracturamiento (Figura 3.2.7).

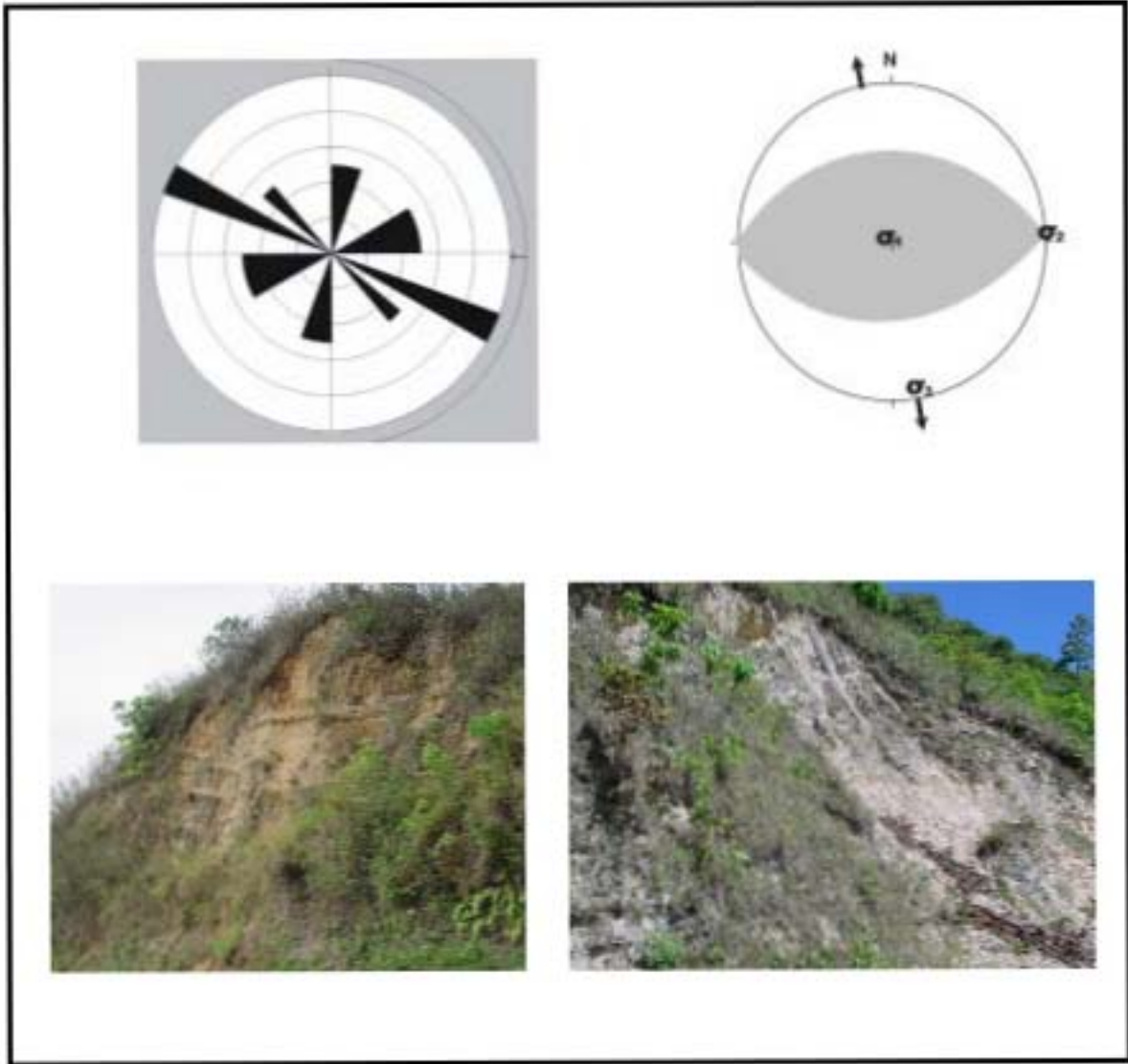


Figura 3.2.6. Muestra la roseta de fracturamiento y el tensor de esfuerzo para el área afectada por la falla Ocosingo. Abajo, afloramientos del Eoceno Superior.

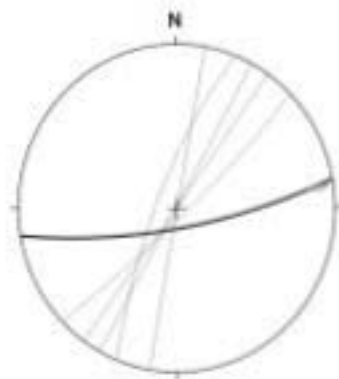


Figura 3.2.7. Estereograma en el que se puede observar el conjunto de datos de fracturamiento asociado a la falla Tenejapa.

La falla San Cristóbal es el límite entre los bloques Oxchuc y Teopisca, sobre la traza de esta estructura se encuentra la cantera Huixtán, en donde se midieron los datos de fallas y fracturas con que se evaluó esta zona. Las rocas presentes son de la formación Angostura del Cretácico Superior representadas por dolomías sumamente fracturadas. Las mediciones en planos de falla principales dan una orientación promedio de **N 67° E** y componente lateral izquierdo (Figura 3.2.8 A). Para el cálculo del tensor se procesó la totalidad de los datos para definir la dirección preferencial de σ_1 y σ_3 así como la estructura o rasgo asociado. El resultado es un sistema conjugado. La falla lateral izquierda es **NE-SW** (ver Figura 3.2.8 B) y la lateral-derecho **NW-SE**. El σ_1 es en dirección **SSW \pm 5°** y el σ_3 se desplaza en forma horizontal en dirección casi **E-W**. El rasgo puede ser considerado como una estructura en flor originada por la falla San Cristóbal.

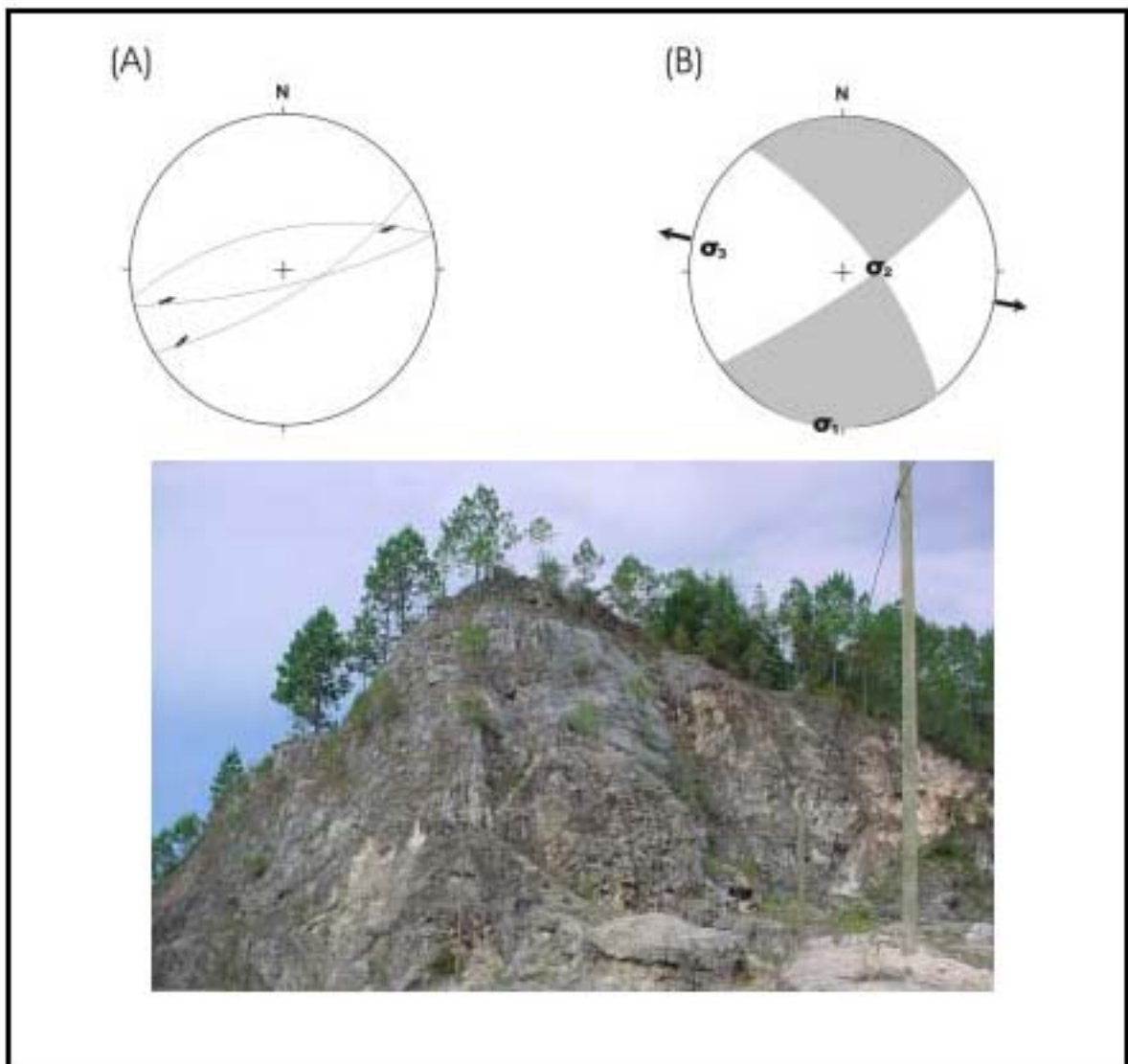


Figura 3.2.8. Datos de la cantera Huixtán, (A) rasgos mayores medidos sobre espejos de falla, (B) tensor del total de datos de la zona. Abajo, panorámica de la cantera en la que se observa el plano de falla de tipo lateral Izquierda (falla San Cristóbal).

III.2.3. Sección San Cristóbal-Tuxtla-Villa Flores

La sección tiene una orientación de **NE 80° SW**. Cruza de forma diagonal a los bloques de Ocuilapa y Ocozocuautila, al igual que a las fallas Tuxtla y Grijalva. Las estaciones estructurales en donde se llevó a cabo la medición de fallas y fracturas así como los planos de estratificación, están ubicadas en rocas del Cretácico Superior de la formación Angostura, muy cerca del paso de las fallas arriba mencionadas.

En esta área el conjunto de pliegues medidos son asociados a la falla Tuxtla, tienen su eje orientado al **N 45° W**, no se aprecia una vergencia significativa en el arreglo de los mismos, y el esfuerzo de compresión preferencial σ_1 tiene una dirección de **N 45° E** (Figura 3.2.9).

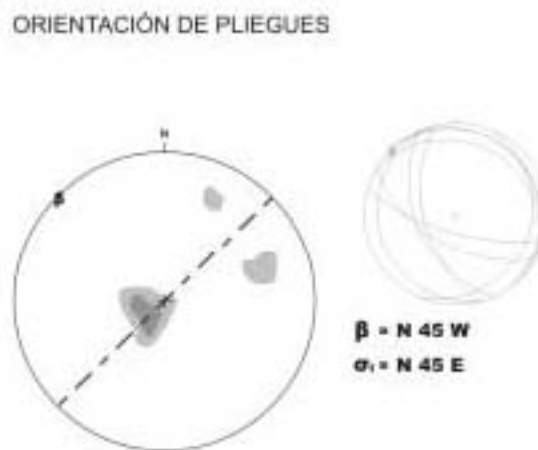


Figura 3.2.9. Orientación general de los ejes de pliegues (β) y de σ_1 preferencial en el tramo San Cristóbal-Tuxtla.

Para la definición de la falla Tuxtla se colectaron datos en afloramientos sobre la traza principal de la falla, localizados sobre la carretera de Tuxtla-San Cristóbal y en todas las áreas de influencia a las que se tuvo posibilidad de acceso. Es una de las fallas mejor expuestas debido al sistema de comunicación (carreteras asfaltadas) desarrollado en los últimos años que han puesto al descubierto rasgos importantes de esta estructura. El dato medido sobre el espejo de falla es un plano con orientación **S 64° E**, echado vertical y deslizamiento lateral izquierdo. El conjunto de fallas asociadas se grafican y muestran en la Figura 3.2.10 A. Se trata de fallas-fracturas con un ángulo menor a los 15° con respecto al paso de la falla principal

(medidos tanto al alto como al bajo del plano de falla), lo que corrobora el sentido del movimiento lateral izquierdo, ya que se interpretan como fracturas Riedel tipo **R** que de acuerdo a su posición, son un buen indicador cinemático para definir el sentido del movimiento de los bloques. Otro hallazgo importante fue un sistema conjugado de segundo orden. Clasificado de esta forma por ser un rasgo que no involucra o corta todo el afloramiento, se considera como una expresión local resultado de los esfuerzos regionales a los que fue sometida esta área. El σ_1 obtenido es de **S 35° W** (ver Figura 3.2.10 B).

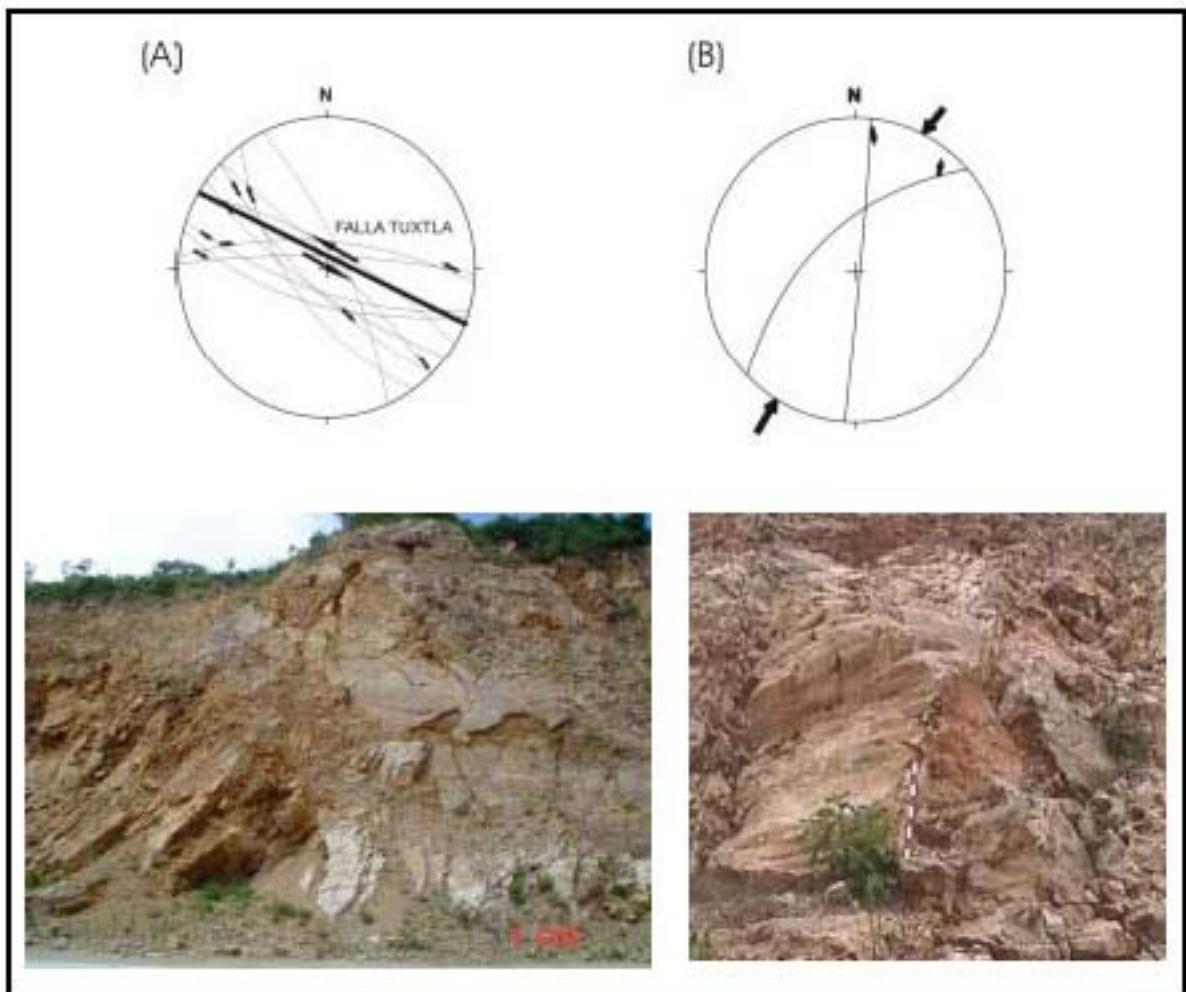


Figura 3.2.10. (A) traza principal de la falla Tuxtla (trazo en negrilla) sobre los datos medidos de fallamiento secundario asociado. En (B) se muestra un par conjugado medido en la falla Tuxtla. Las flechas exteriores indican la dirección de σ_1 . Abajo a la izquierda, panorámica de la falla Tuxtla. Derecha, planos de falla del sistema conjugado de fallas laterales.

El análisis regional del total de los datos, permitió obtener un tensor de esfuerzos con σ_1 inclinado al **SSW** y σ_3 al **WNW** (Figura 3.2.11). El comportamiento es de una falla normal con dirección casi **N-S** y un componente lateral presumiblemente **NNW**.

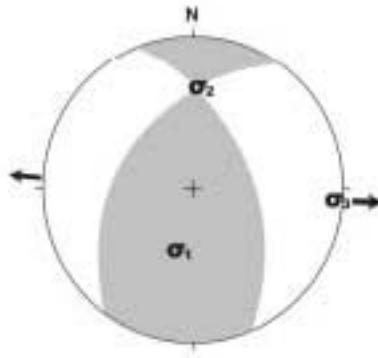


Figura 3.2.11. Tensor en el que se muestra el componente vertical más acentuado que el lateral. σ_1 está desplazado hacia el **SSW**, provocando el componente lateral.

Más al suroeste de la SCh, se encuentran la falla Grijalva y el Bloque Ocozocoautla. Los datos en el área fueron medidos dentro del bloque, en zonas cercanas al paso de la falla Grijalva y al contacto de las Formaciones Angostura (Cretácico Superior)-Tenejapa (Terciario, Paleoceno). El tensor obtenido para la región afectada por la falla Grijalva en donde σ_1 es vertical y σ_3 horizontal saliendo en dirección casi **N-S**. El comportamiento es de falla normal con dirección **E-W** (Figura 3.2.12).

Es importante comentar que en esta zona, más al sur, dentro del macizo granítico cerca del poblado de Villa Flores, se pueden observar afloramientos de rocas metasedimentarias paleozoicas de la formación Santa Rosa Superior, muy fracturadas que presentan fallas normales orientadas NE-SW (Fotografía III.2.3.1).



Fotografía III.2.3.1 Falla normal en rocas metasedimentarias paleozoicas.

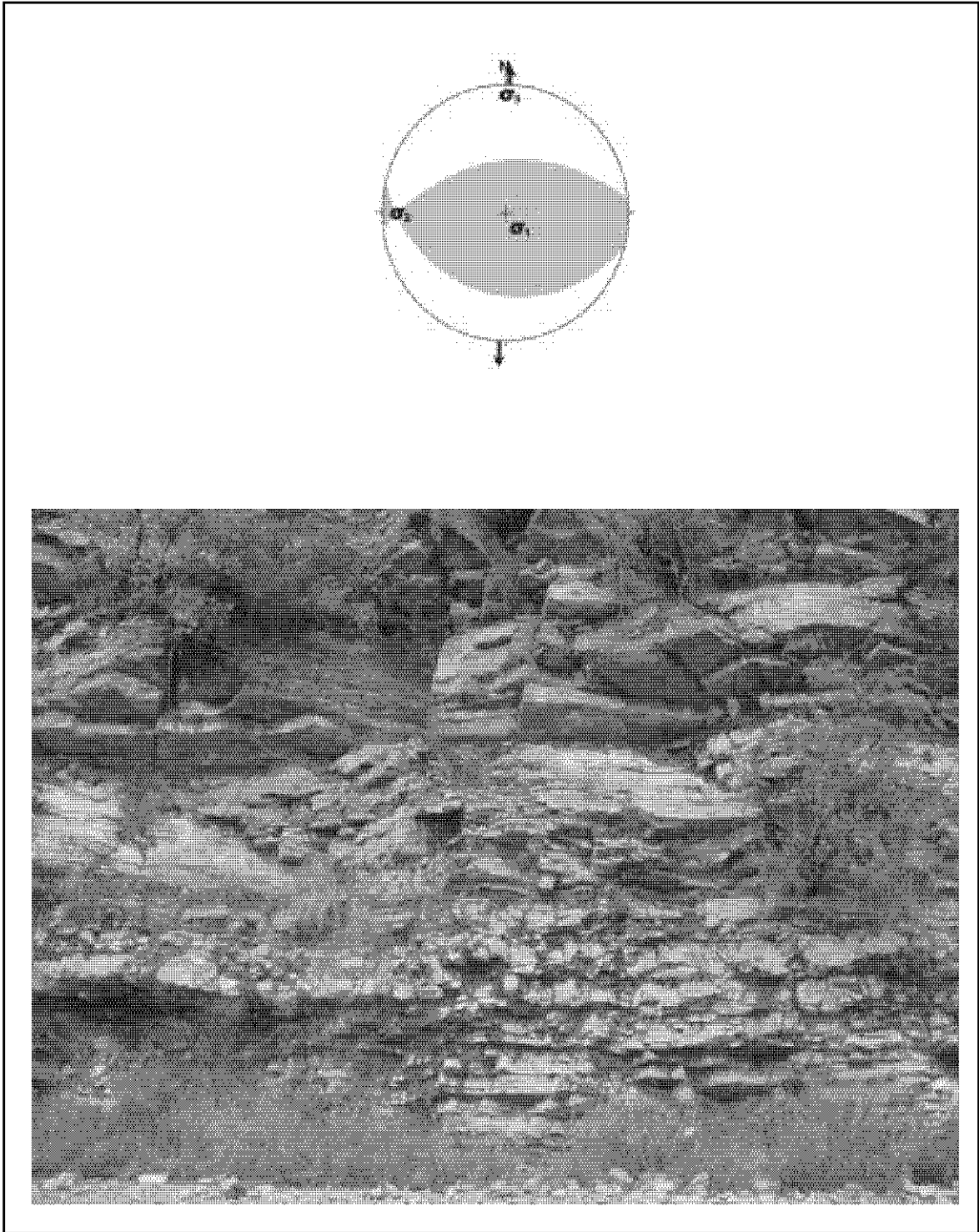


Figura 3.2.12 Tensor con un comportamiento de falla normal orientada **E-W**. Abajo, afloramiento sobre la carretera Tuxtla-Villa Flores en rocas de la Formación Angostura.

III.2.4 Área de Ixtapa-Simojovel.

En esta localidad se tomaron datos desde el graben de Ixtapa, rumbo al poblado de Simojovel pasando por Soyaló y Bochil, hasta El Bosque. El estudio de esta área se dividió en cinco estaciones para intentar diferenciar dominios estructurales, obteniendo en todas ellas resultados muy similares. El comportamiento del plegamiento regional está dado por pliegues con ejes orientados al **N 36° W**, buzamiento de **7°** y esfuerzo de compresión preferencial (σ_1) con dirección **N 54° E** (Figura 3.2.13).

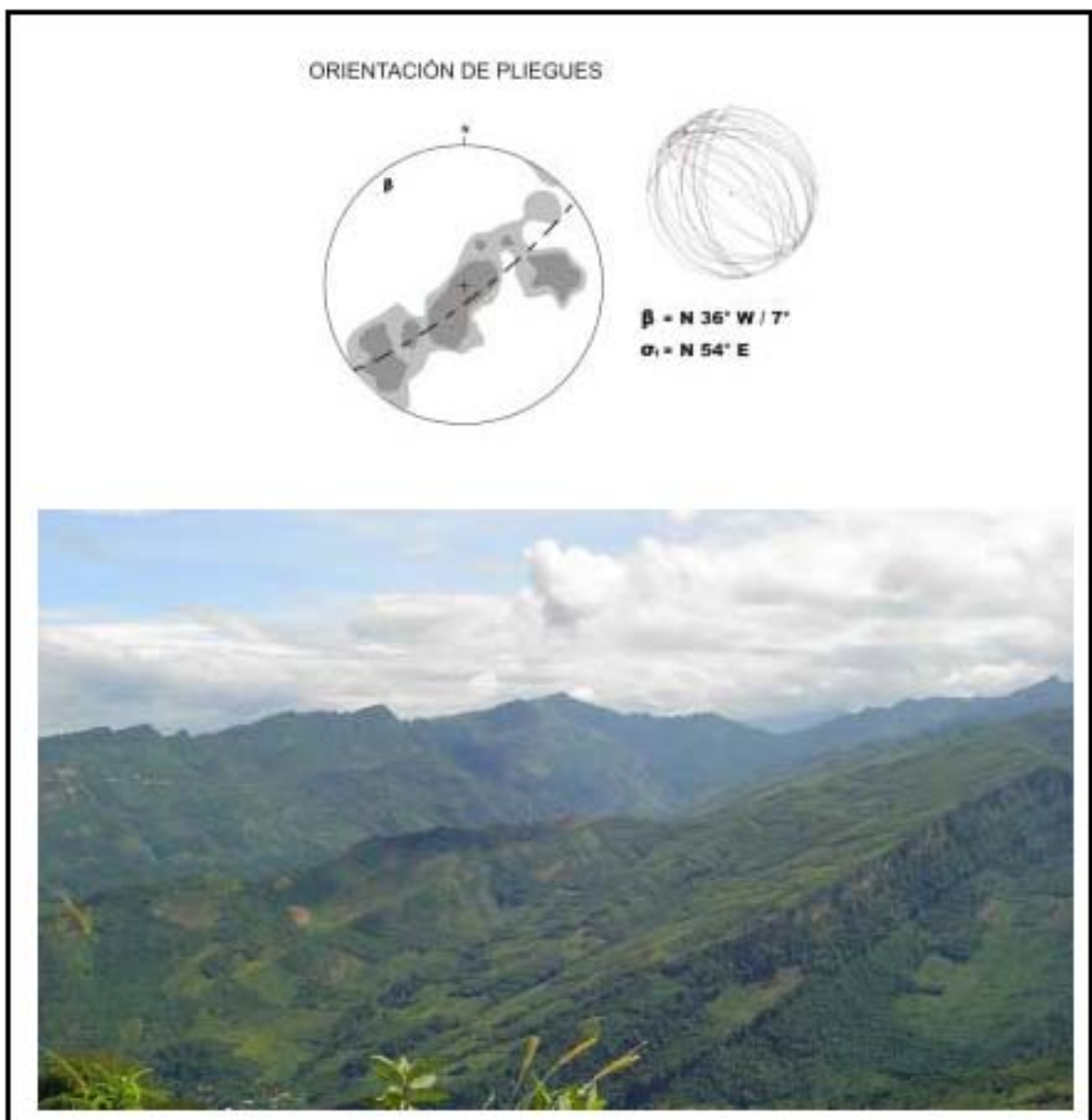


Figura 3.2.13. Estereograma que muestra la orientación regional de los ejes de pliegues (β) y de σ_1 preferencial en el área de Ixtapa. Abajo, panorámica de la zona Este de la Provincia de Simojovel.

Las áreas que fueron definidas como estaciones son los afloramientos en los alrededores del graben de Ixtapa, en los que se tomaron datos de fallas y fracturas. La zona está intensamente deformada, puesto que se encuentra localizada entre las fallas San Cristóbal y Mal Paso, mismas a las que se les atribuye su origen. Las rocas presentes son calizas de las Formaciones Cantelhá, Cintalapa del Cretácico Medio y la Formación Angostura el Cretácico Superior. Rocas terrígenas del Paleoceno (Formación Soyaló). También hay afloramientos de rocas terrígenas del Mioceno Medio representadas por el conglomerado Zapotillo y las lutitas Zapotal del Grupo Río Hondo.

El tensor de esfuerzo dio un resultado de falla inversa **NNE** con σ_3 vertical y σ_1 horizontal (Figura 3.2.14 A). El Pliegue Lluvia muy cercano a Bochil arrojó un tensor que muestra fallamiento lateral, en el que el componente lateral izquierdo tiene dirección **NW-SE** (Figura 3.2.14 B). La localidad Anónimo presenta un tensor que muestra claramente la posición de σ_1 y de σ_3 característico de un arreglo de falla normal con orientación **NE-SW** (Figura 3.2.14 C).

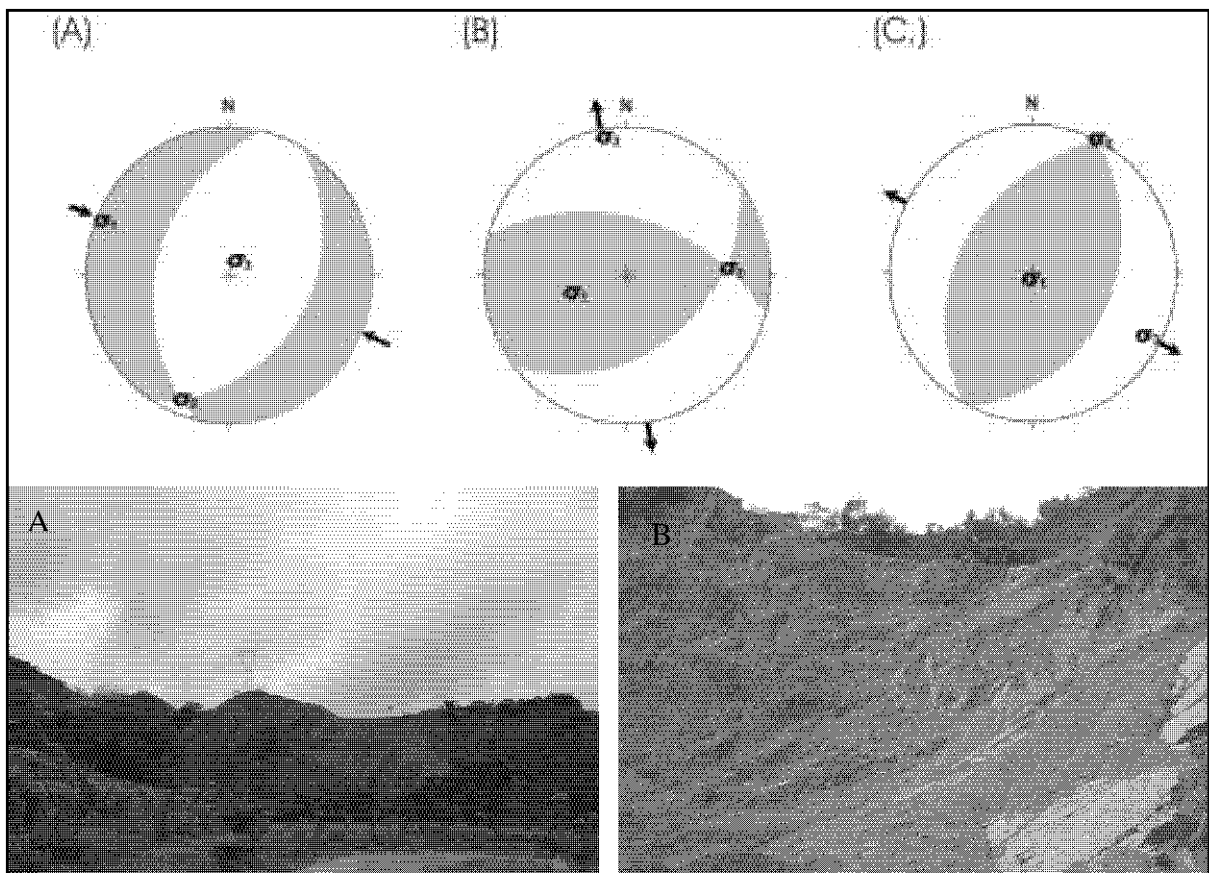


Figura 3.2.14. Comportamiento calculado para las áreas de: (A) las inmediaciones del poblado de Ixtapa, (B) cercana al poblado de Bochil y (C) la localidad el Anónimo (entre el poblado El Bosque y Bochil). Abajo: A) panorámica de la fosa de Ixtapa, B) cantera fracturada, al norte del poblado de Bochil.

En la estación realizada en el pliegue Hormiga, ubicado muy cerca del poblado El Bosque, aflora una secuencia de rocas constituidas por carbonatos y terrígenos de plataforma sin nombre formacional del Eoceno y Oligoceno, en el que se midieron fallas que, según el tensor de esfuerzos, tienen un comportamiento de falla normal orientada **NW-SE** con su σ_1 y σ_3 vertical y horizontal respectivamente (Figura 3.2.15 A). En la última estación los datos fueron medidos en pliegues en caja fallados. El tensor mostró un comportamiento idéntico a la estación anterior, salvo por el cambio de posición del σ_3 y σ_2 , lo que pone de manifiesto un posible cambio de echado en las fallas y se considera que el plegamiento en caja y el pliegue Hormiga fueron sometidos al mismo sistema de esfuerzos locales (Figura 3.2.15 B), (Fotografía III.2.4.2)

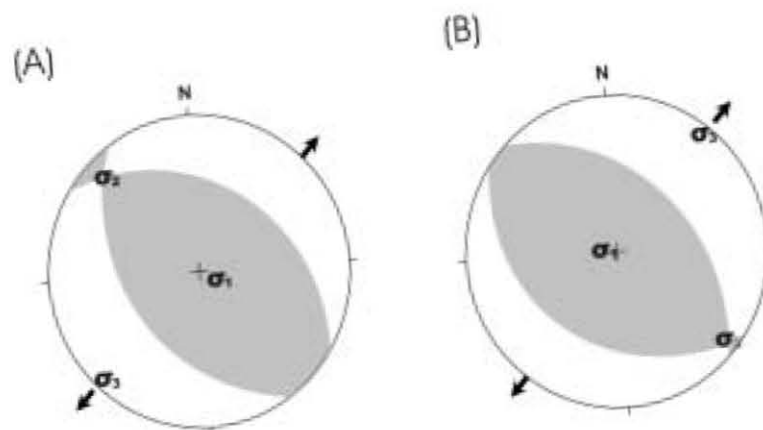
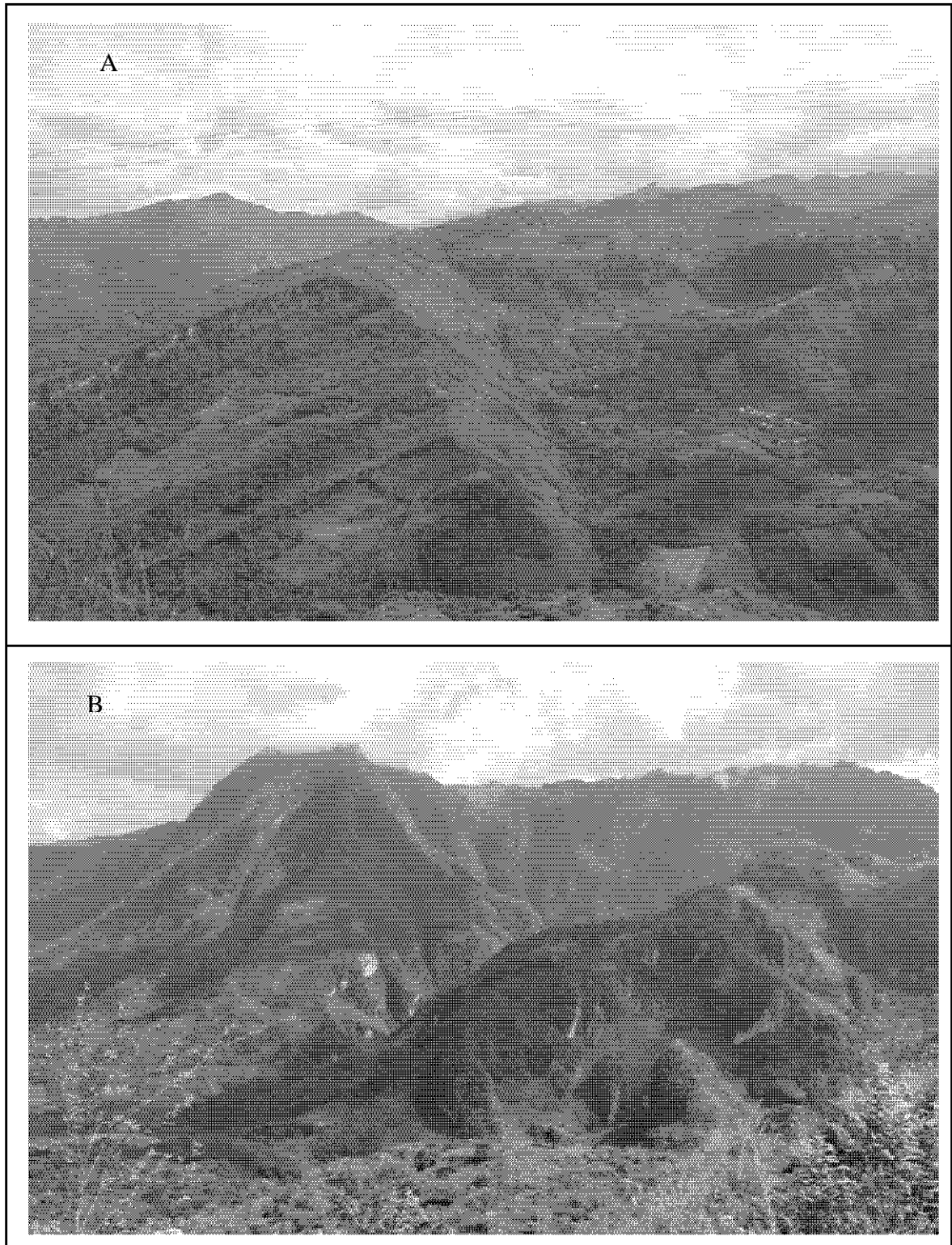


Figura 3.2.15. En esta figura se muestra la similitud en el comportamiento de los tensores obtenidos. Presentan la misma orientación, salvo por la ubicación de σ_2 ; en (A) se ubica en el cuadrante **NW** y en (B) en el cuadrante **SE**.



Fotografía III.2.4.2. Panorámicas de la parte noreste de la Provincia de Simojovel exhibiendo: A) falla normal, B) múltiple fallamiento en afloramientos sobre el río Plátano, al este de la comunidad del mismo nombre.

III.2.5 Área Cañón del Sumidero.

El recorrido y la medición de planos de estratificación, fallas y estrías, se realizó en lancha saliendo del embarcadero Cahuare rumbo a la cortina de la presa Chicoasén. Las paredes verticales del cañón muestran un espesor de rocas carbonatadas del Cretácico Medio-Cretácico Superior (Grupo Sierra Madre: formaciones Cantelhá, Cintalapa) de aproximadamente 1,000 mts. La zona se encuentra dentro del bloque Malpaso limitado al sur por la falla Tuxtla y al norte por la falla Malpaso (Fotografía III.2.1). Los datos de planos de estratificación muestran un arreglo en el que predominan los pliegues con su eje orientado al **S 67° E** y buzamiento de **11°**. El esfuerzo compresivo preferencial σ_1 tiene una dirección de **S 23° W** en esta zona (Figura 3.2.16).

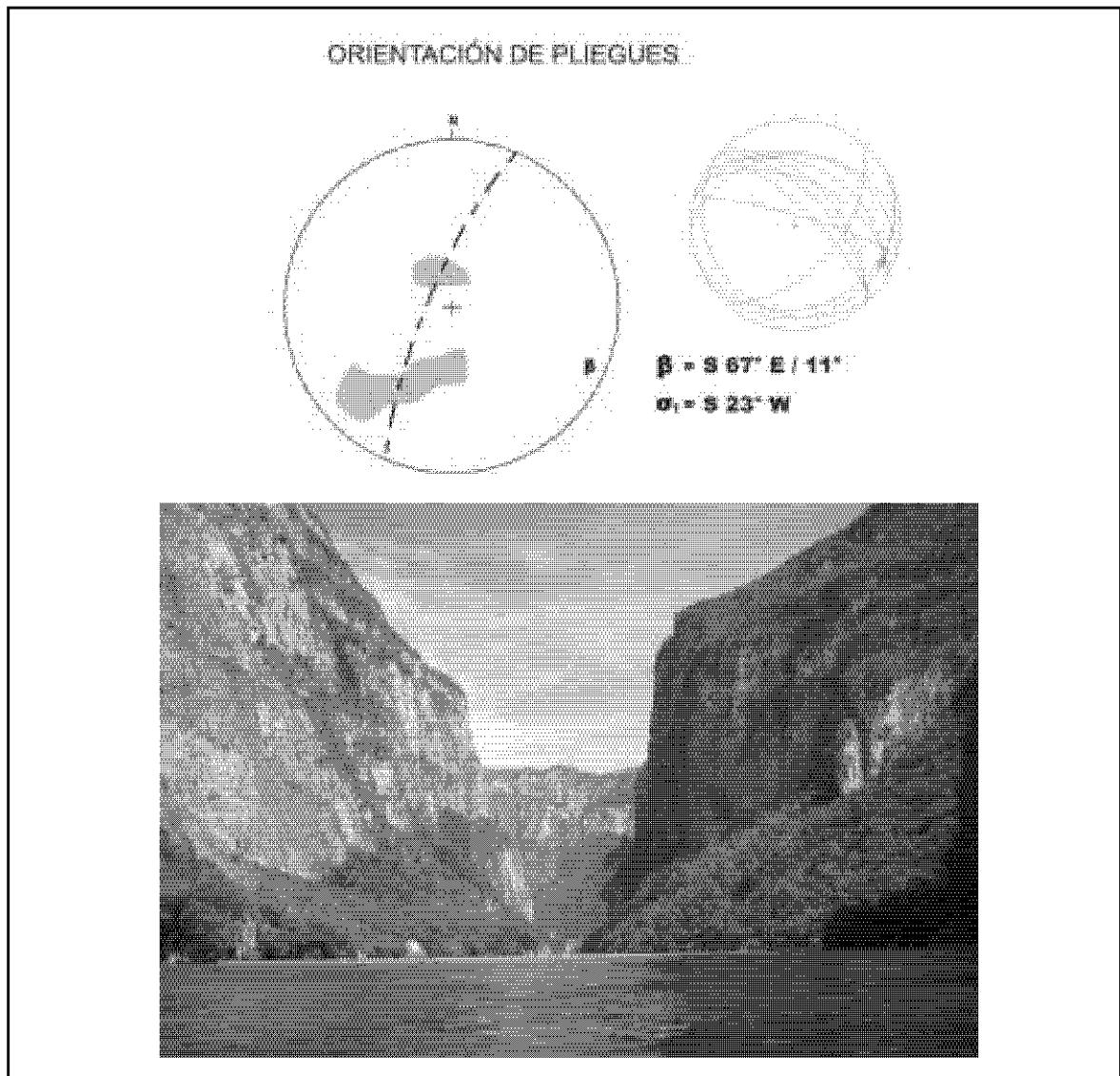


Figura 3.2.16. Estereograma de la orientación regional de los ejes de pliegue (β) y de σ_1 preferencial. Abajo, fotografía del Cañón del Sumidero.

El tensor de esfuerzo obtenido en este lugar es de un fallamiento normal **NNE** con σ_1 vertical y σ_3 horizontal (Figura 3.2.17).

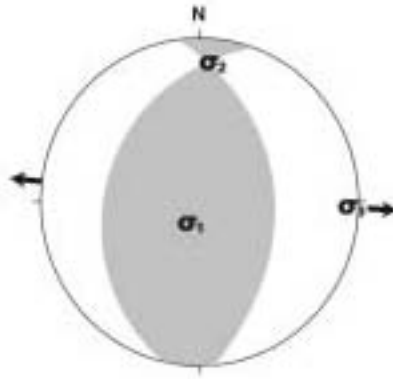


Figura 3.2.17. Tensor en el que se muestra el comportamiento vertical de σ_1 que provoca el desplazamiento de los bloques en dirección **E-W**.



Fotografía III.2.1. A) Falla Malpaso. B) Falla Tuxtla

III.2.6 Área de Ocozocuautila-Apic-Pac.

Esta área se estudió sobre la carretera Ocozocuautila-Raudales. Las fallas importante son la Tuxtla y Malpaso que limitan a los bloques de Ocuilapa y Malpaso (Fotografía III.2.6). Este ultimo, aparentemente termina hacia el noroeste en la presa Netzahualcoyotl, puesto que la dirección de las trazas de las fallas al continuarlas tienden a unirse en ese punto.



Fotografía III.2. 6 Panorámica de la falla Tuxtla.

Las mediciones de datos estructurales, tanto de fallas con estrías como de planos de estratificación se llevaron a cabo en calizas de la Formación Angostura, del Cretácico Superior, en el bloque Ocuilapa, y en lutitas de la Formación Soyaló, del Paleoceno, en las cercanías de la presa antes mencionada, dentro del bloque Malpaso.

En lo que se refiere a los planos de estratificación se calculó un plegamiento con su eje orientado al **N 49° W**. La dirección de compresión (σ_1) en esta zona es **N 41° E** (Figura 3.2.18).

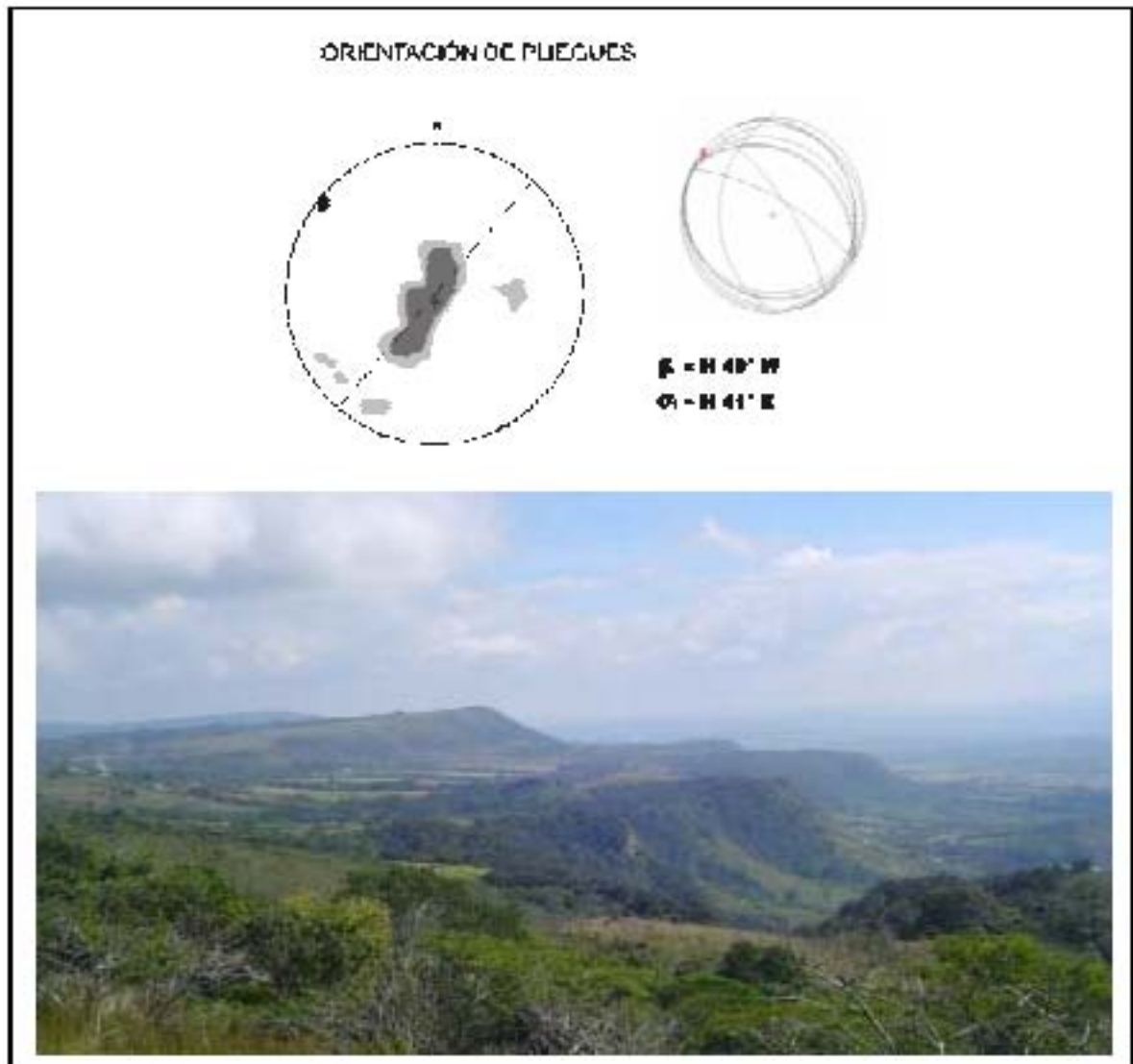


Figura 3.2.18. Muestra la orientación general de los ejes de pliegues (β) y de σ_1 preferencial en el área de Ocozocuautila-Apipac. Abajo, panorámica al este del poblado de Ocozocoautla.

Los datos de fallas en esta zona son clasificados inicialmente en tres grupos, el primer grupo se orienta casi **E-W**, el segundo de **N 55° E** a **N 65° E**, y el último de **N 45° W** a **N 55° W**. Se mencionan de esta manera para intentar aclarar su relación geométrica con el fracturamiento desarrollado en ese lugar. Es decir, se podría suponer una asociación de los primeros dos grupos en un evento y el tercero corresponder a un evento posterior. El comportamiento general expresado por el cálculo de tensor de esfuerzos arroja nuevamente un valor de falla normal con dirección **E-W** para el bloque de Malpaso y otra orientada al **NE-SW** para el bloque de Ocuilapa que hasta el momento ha sido el comportamiento predominante en la mayor parte del análisis (Figura 3.2.19).

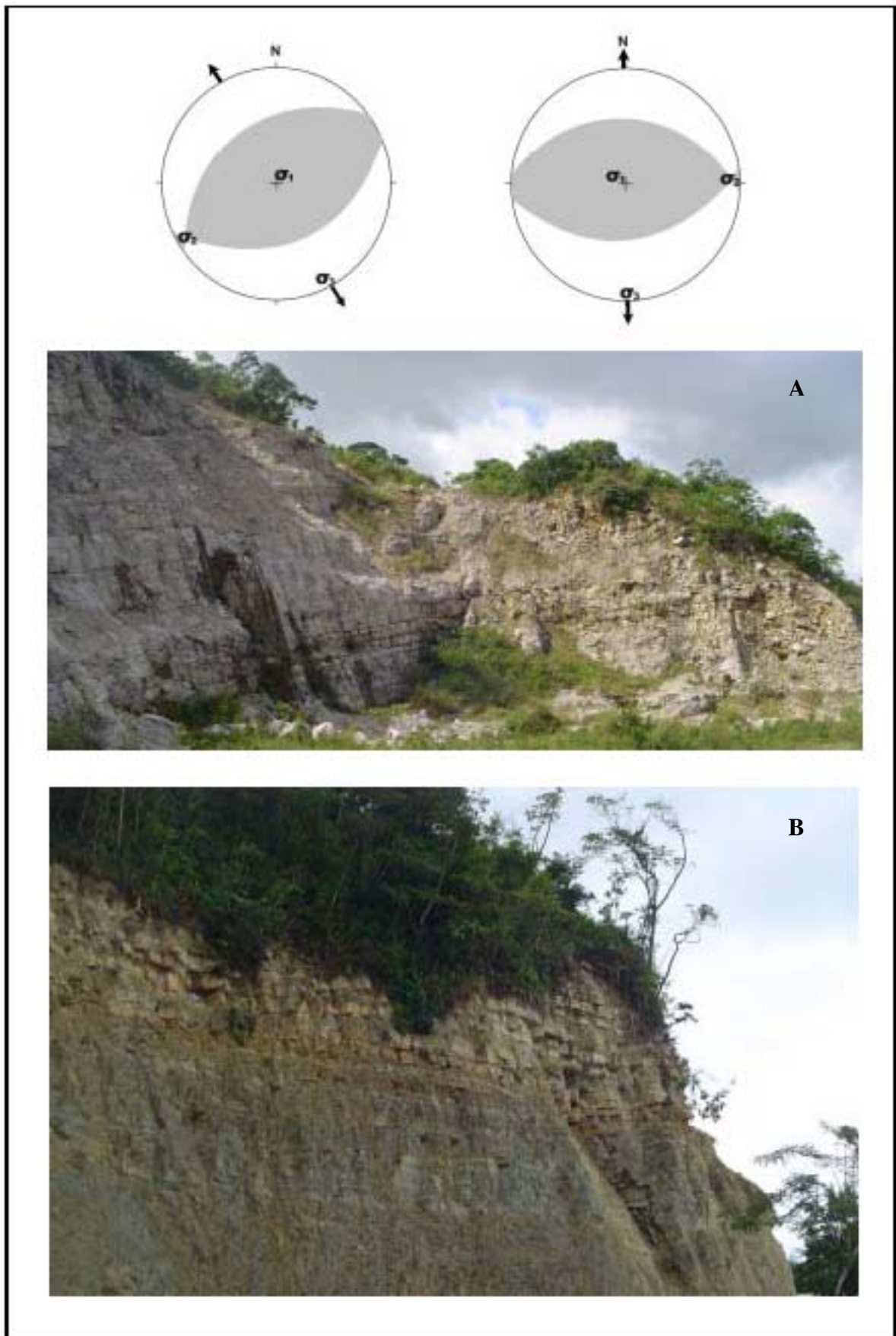


Figura 3.2.19. Tensores con comportamiento de falla normal con dirección **E-W** (derecha) y **NE-SW** (izquierda). Abajo: A) carbonatos fracturados de la formación Angostura. B) afloramiento de la Formación Soyaló.

III.2.7 Área Río Negro.

Esta área se localiza en el límite entre el bloque Ocozocuahtla y el Macizo Granítico de Chiapas, se ubica al norte del poblado de Cintalapa, la referencia más cercana que se toma como base es el rancho de Estoracón. En esa área se desarrollaron una serie de caminamientos tomando datos estructurales del basamento granítico como son fallas y fracturas, además de las orientaciones (tomados como planos de fracturamiento principal) de diques emplazados que son frecuentes.

Se separaron los datos de acuerdo a estaciones de trabajo, seleccionadas con un criterio estratigráfico. Es decir, se agruparon de acuerdo a la formación estratigráfica de donde fueron medidos. De esta manera obtuvimos los tensores de esfuerzos para el granito, las andesitas Pueblo Viejo, la Formación San Ricardo y la Formación Todos Santos.

También se midieron rumbos y echados de los estratos para definir el comportamiento regional de la cubierta sedimentaria. El resultado fue de estructuras con ejes orientados al **S 51° E** con buzamiento de **5°** y σ_1 asociado con **S 39° W** (Figura 3.2.20).

La primera estación, ubicada en los granitos de Río Negro, cercana al rancho Estoracón, presenta dos conjuntos de datos, uno con orientación **N 72° E – E-W** y componente lateral izquierdo y otro **N 30° W - N 50° W**, congruentes con los tensores procesados en los que se aprecia que los granitos presentan dos tipos de fallamiento (Figura 3.2.21 A), uno de tipo normal con orientación **NE-SW** (Figura 3.2.21 B) y otro lateral izquierdo **NW-SE** (Figura 3.2.21 C) que reflejan muy bien la geología del área y más precisamente a la falla Estoracón, a la que se le midió una dirección **N 65° W** (Figura 3.2.21 A, trazo en negrilla) y desplazamiento izquierdo como resultado de mediciones y trabajos de cartografía realizados en el área.

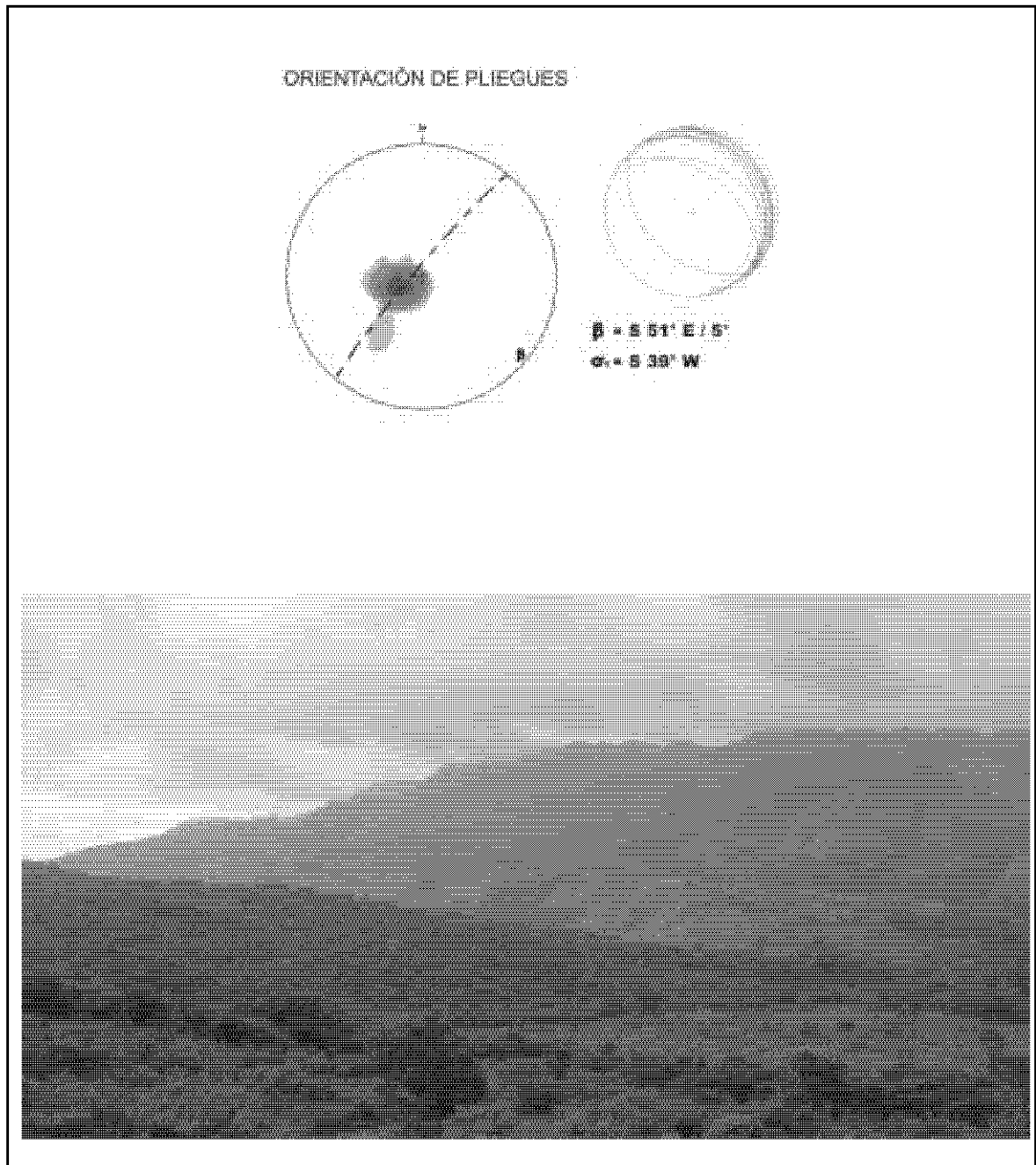


Figura 3.2.20. Arreglo estructural regional de los pliegues (eje β) y la orientación de σ_1 de compresión. Abajo, panorámica de la zona de Río Negro.

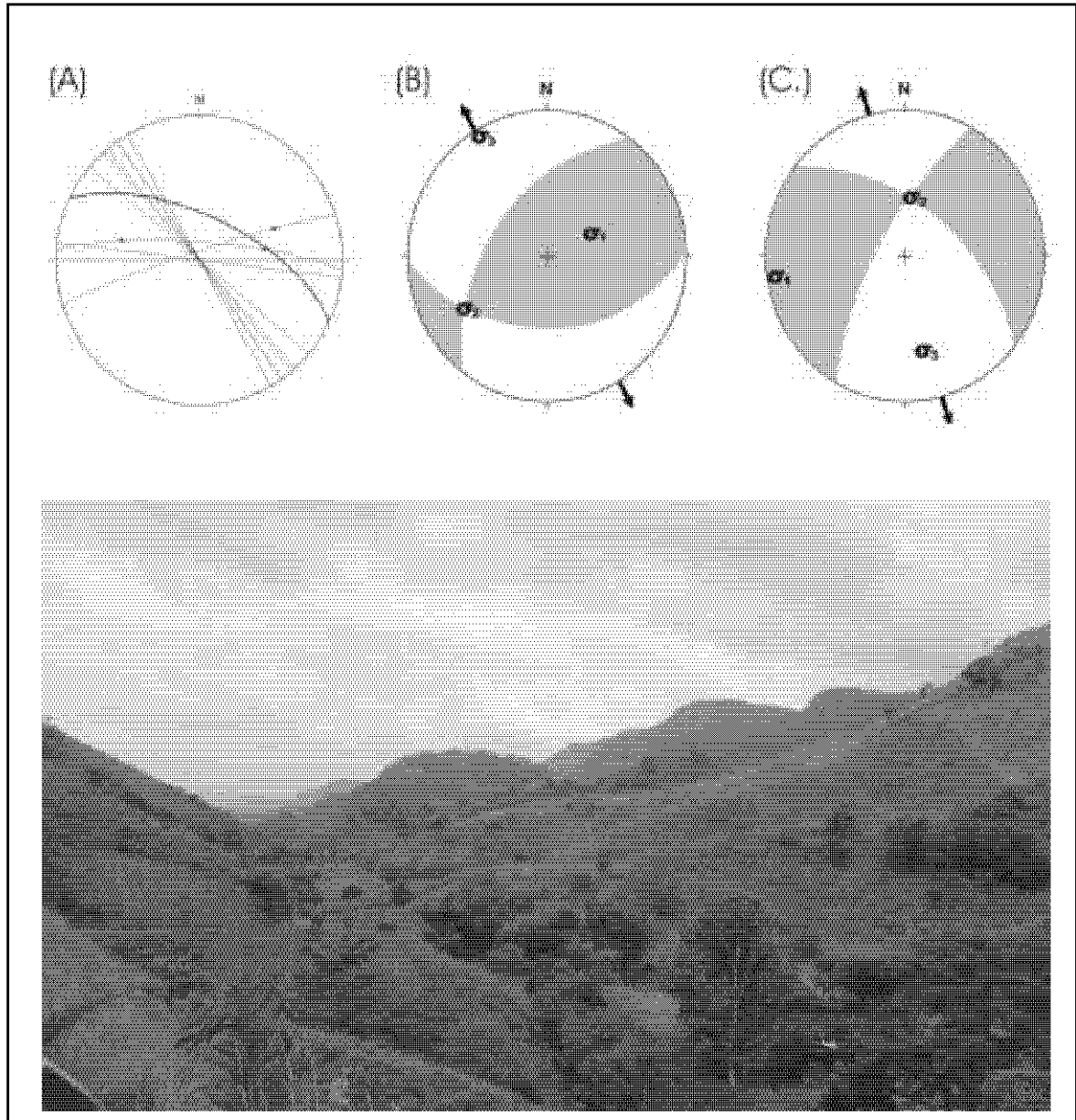


Figura 3.2.21. Proceso de datos del área de Río Negro, (A) grupos preferenciales **NW-SE y E-W** y uno (en negrilla) representando el comportamiento dominante de la zona (lateral izquierdo). (B) el tensor muestra comportamiento de falla normal con dirección **NE-SW**, (C) el tensor muestra el arreglo conjugado de fallas laterales. En campo predomina la falla lateral izquierda. Abajo, panorámica de la falla Estoración en donde se aprecia del lado izquierdo el granito y del lado derecho la formación Todos Santos. Al fondo domo riolítico.

Otras mediciones realizadas directamente sobre el Macizo Granítico de Chiapas sobre la Carretera Federal 190 rumbo al poblado Lázaro Cárdenas, presentan un par de tensores de esfuerzos muy similares en comportamiento, en ambos se tiene la expresión de deslizamiento vertical de fallas normales, sólo que en uno la orientación es **NNW-SSE** y en el otro cambia a **NE-SW** (Figura 3.2.22).

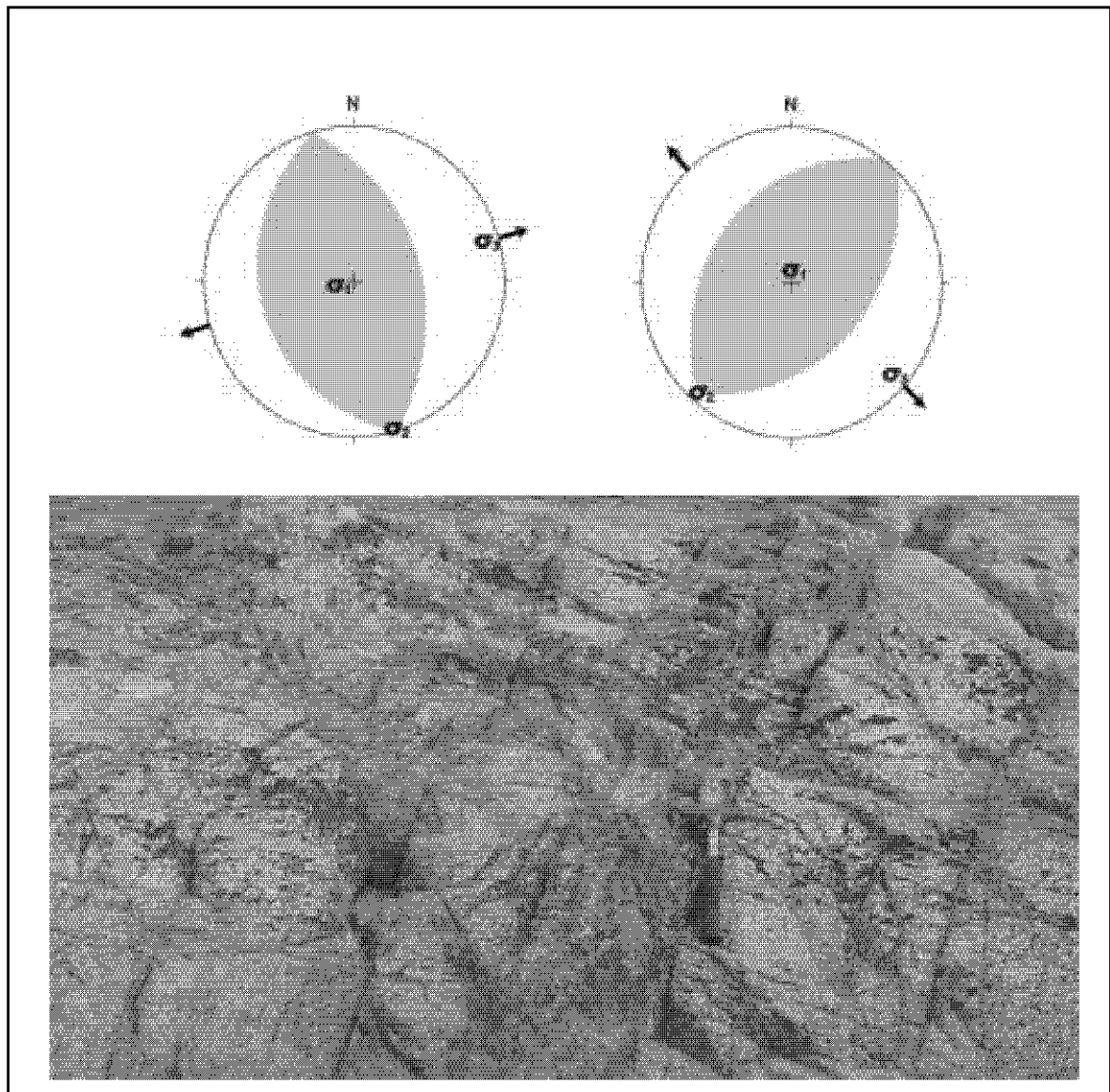


Figura 3.2.22. Dos tensores con características de fallamiento normal con posición de σ_1 muy similar pero con σ_3 en cuadrantes diferentes, y por consecuencia el cambio en la dirección del fallamiento normal. Abajo, granito fracturado exhibiendo dos grupos de fractura preferenciales.

Las siguientes estaciones fueron sobre las formaciones: Todos Santos en donde el comportamiento del área expuesto por el tensor es de fallamiento normal con orientación **NE-SW**; en las andesitas Pueblo Viejo también se expresan fallas normales con dirección **N-S** y en La Formación San Ricardo se aprecian comportamientos de falla lateral izquierda con orientación **NW-SE** (Figura 3.2.23 A, B, C) (Fotografía III.2.7.1).

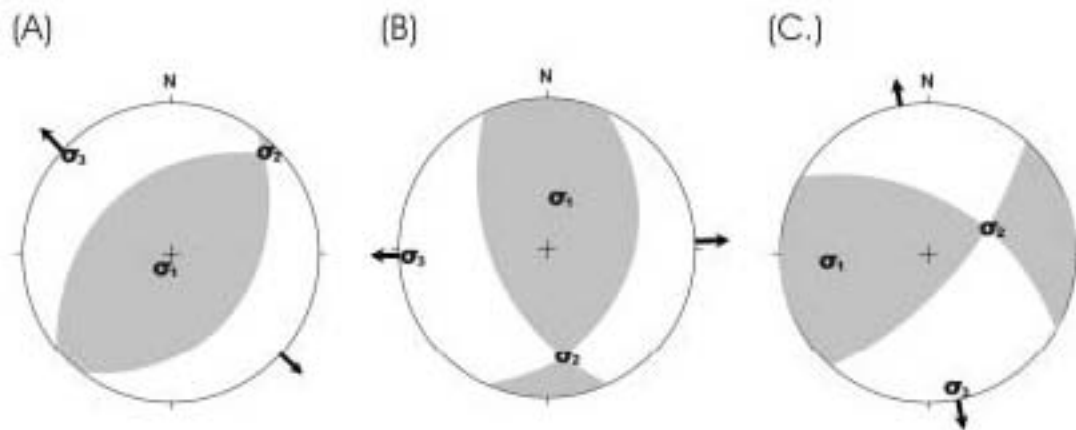
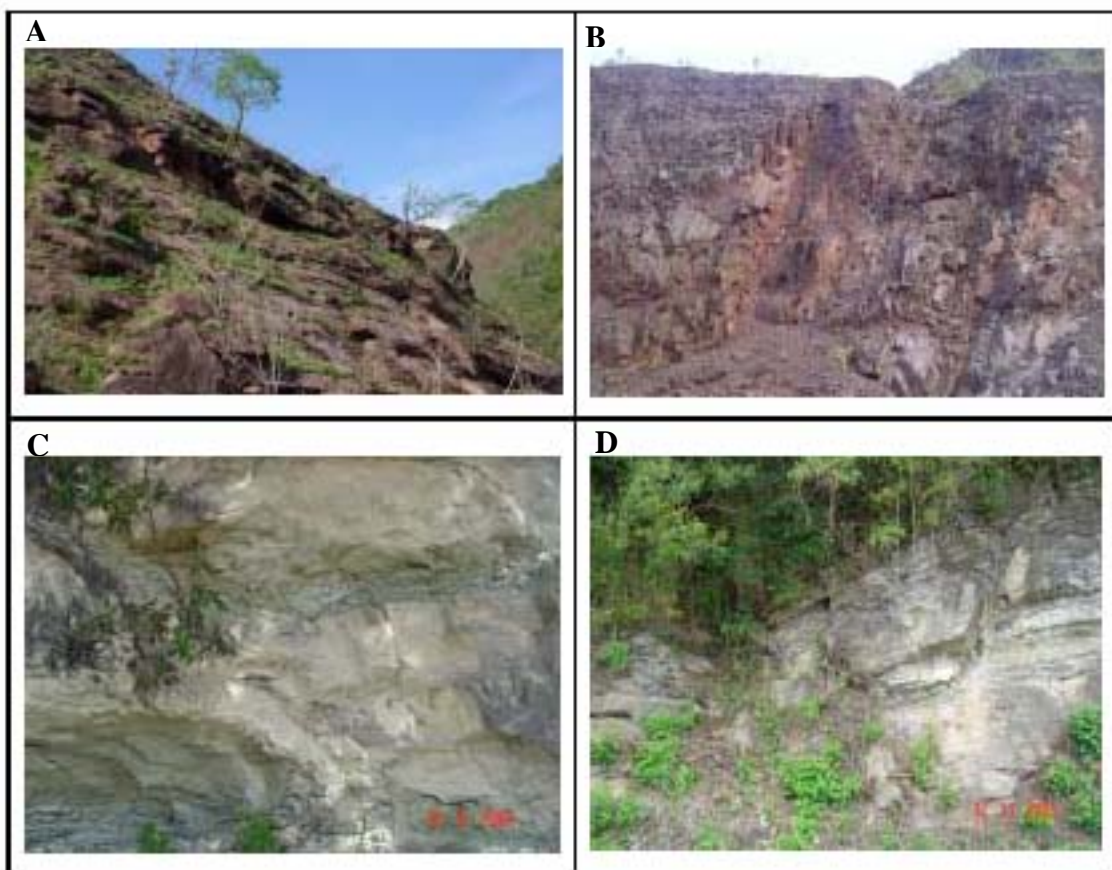


Figura 3.2.23. Tensores obtenidos de datos medidos sobre las formaciones: (A) Todos Santos. (B) Andesitas Pueblo Viejo. (C) San Ricardo.



Fotografía III.2.7.1. A) Formación Todos Santos, B) andesita Pueblo Viejo, C) falla normal en la Formación San Ricardo, D) sistema conjugado de fallas normales en la Formación San Ricardo.

Después de analizar los datos de las diferentes estaciones estructurales es conveniente mostrar la posición de los diferentes tensores en la zona de estudio, con el fin de presentar una vista general de su distribución y comportamiento, asociado a las diferentes áreas de deformación a lo largo de la SCh, y la Figura 3.2.24 sirve para este propósito. En esta Figura se pueden observar, además de los tensores, las estaciones estructurales y las secciones en las que se tomaron los datos, lo cual permite que puedan relacionarse fácilmente con la descripción individual de cada uno de ellos.

Esta imagen es útil también como guía en el análisis e interpretación de la sección regional transversal que se muestra en la Figura 3.2.25, la cual corta en su totalidad a la SCh, y fue establecida en función de la posición de las secciones A-A', B-B' y C-C'.

La sección está orientada de **SW** a **NE 35°** viendo al **SE**, teniendo en los extremos las zonas más estables, por el suroeste al Macizo Granítico de Chiapas y por el noreste a la Plataforma de Yucatán. El arreglo del basamento cristalino fue modelado mediante un perfil gravimétrico realizado por geofísicos de la ESIA-Unidad Ticomán (Instituto Politécnico Nacional) dentro del proyecto Brigada-Escuela de Geociencias, desde el poblado de Villa Flores -en el área del Macizo Granítico-, hasta la Provincia de Simojovel, complementándose con información geofísica del Instituto Mexicano del Petróleo para la Plataforma de Yucatán. La cubierta sedimentaria ha sido considerada solo de manera esquemática, puesto que con la longitud extremadamente grande de la sección, los espesores de las capas no podrían mostrar la relación estratigráfica que existe y que es uno de los aspectos principales en el área.

En esta sección podemos observar de manera general que la zona está modelada por dos depresiones y una elevación central, esto se hace visible por el arreglo del basamento, ya que superficialmente es difícil apreciar alguna depresión hacia el NE de la zona, cerca de la Provincia de Yaxchilán. Cada una de las depresiones está ubicada muy cercanamente a un elemento fijo o de mayor estabilidad con respecto a la movilidad de la parte central de la zona de deformación (Macizo Granítico, Plataforma de Yucatán), lo que puede indicar que la compresión mayor fue en

dirección **NE-SW** y que la geometría resultante es producto del acortamiento del área debido a los esfuerzos a los que fue sometida.

La deformación se caracteriza también por la presencia de fallas laterales izquierdas que son la expresión dominante en el área. Un aspecto importante que debe mencionarse con relación a estas fallas, es que la notoria elevación central mencionada anteriormente en el que está involucrado el basamento se encuentra limitada por las fallas Tuxtla y Ocosingo, lo que hace pensar que estas fallas son de las más profundas en la zona. Además de los deslizamientos laterales, y como consecuencia de ellos, las fallas Ocosingo, Yajalón, San Cristóbal y Tuxtla, forman grandes fallas inversas en las que el Cretácico cabalga sobre el Terciario, siendo esto más notable en las fallas Yajalón y Ocosingo (ver Figura 3.2.25). También en la parte más hacia el NE, en la Provincia de Yaxchilán, el tipo de plegamiento apretado genera fallas inversas con echados hacia el SW.

De esta manera, tenemos que las diferencias de estilo de deformación están provocadas principalmente por diferencias de constitución litológica de la columna sedimentaria cretácica y por la configuración del basamento.

III.2.8 Análisis Regional de la Orientación de Pliegues.

El análisis estereográfico de los datos de planos de estratificación para definir el comportamiento de los pliegues existente en la zona a nivel regional, se llevó a cabo mediante el graficado de los ejes beta (β) calculados para cada segmento del recorrido. De esta manera se obtuvo una dirección promedio del comportamiento de los ejes de los pliegues y el esfuerzo compresional asociado (σ_1) de **NW 55° SE** y **NE 35° SW** respectivamente (Figura 3.2.27 en la parte superior izquierda). También son visibles en este análisis datos de orientaciones que están fuera del promedio general y que podrían deberse a que los ejes de las estructuras mayores no son completamente rectos y muestran una distorsión o flexión que podría verse reflejada en la rotación de los ejes de los pliegues. Estos efectos sobre las estructuras están asociados a zonas en donde se concentra el efecto de la transpresión generada por el movimiento de las fallas laterales posteriores al plegamiento. Un ejemplo son los datos del área Ocozacoautla – Apipac que muestran un cambio de orientación muy

marcado con respecto al comportamiento de estructuras de la zona (ver Figura 3.2.18).

III.2.9 Análisis del Tensor de Esfuerzos Regional.

Para el análisis regional se recurrió a la posición del eje de mínimo esfuerzo (σ_3) por su fácil representación en el plano horizontal, puesto que el esfuerzo principal (σ_1) mantiene una posición vertical con respecto al plano de visualización del gráfico y limita su correcta representación.

Se elaboró un diagrama en el que se graficaron los ejes de mínimo esfuerzo (σ_3) de todas las estaciones donde se midieron planos de fallas con estrías. Como primera apreciación se tienen cuatro direcciones preferenciales: una con dirección **NE-SW**, otra con orientación **N-S**, una más dirigida casi **E-W** y una cuarta orientada **NW-SE** (Figura 3.2.26).

De acuerdo al elipsoide de deformación infinitesimal con un sistema conjugado de fallas laterales, se puede asociar teóricamente la presencia de fallas normales perpendiculares a la dirección de σ_3 . Del análisis de los tensores obtenidos se logra deducir fallas normales con dirección **E-W** en el segmento de la sección B- B' cerca del poblado de Ocosingo y en la sección C-C' en las cercanías de la falla Grijalva. Y con dirección **NE-SW** en las áreas de Simojovel y Río Negro, aclarando así dos de las direcciones preferenciales. El grupo de falla con dirección **NW-SE**, es el más abundante y se asocia a una reactivación de fallas antiguas y la última dirección casi **N-S**, puede deberse a la rotación observada de los ejes de las estructuras (por ejemplo el anticlinal Soyaló y el sinclinal Bochil al norte de la fosa de Ixtapa).

El tensor regional para nuestra zona de estudio queda definido por un eje de compresión (σ_1) con rumbo aproximado de **NE 75°- 80° SW** y un eje de extensión (σ_3) **NW 10°- 15° SE** (Figura 3.2.27).

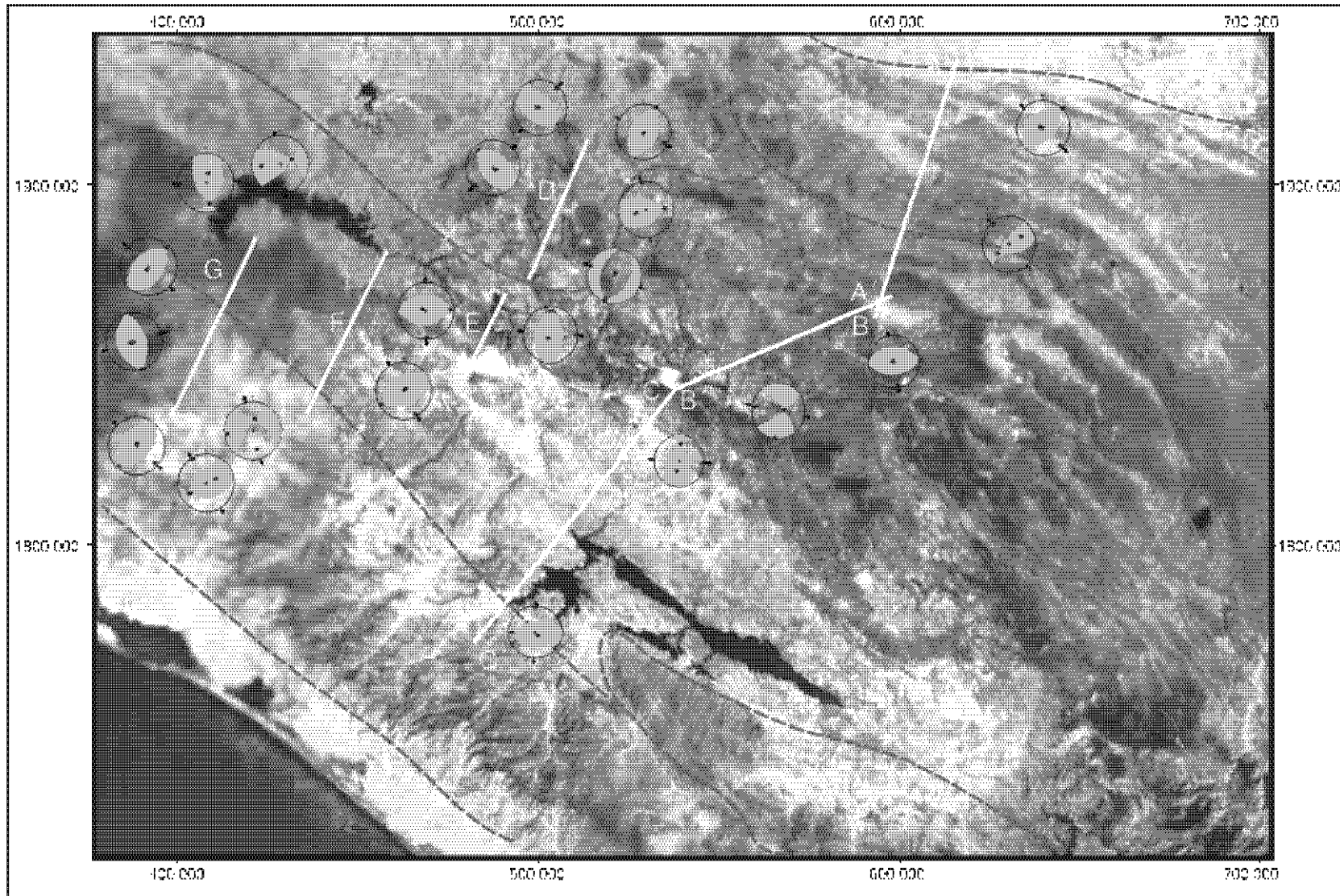


Figura 3.2.24. Distribución de tensores de esfuerzo de las áreas y secciones trazadas en el área de estudio.

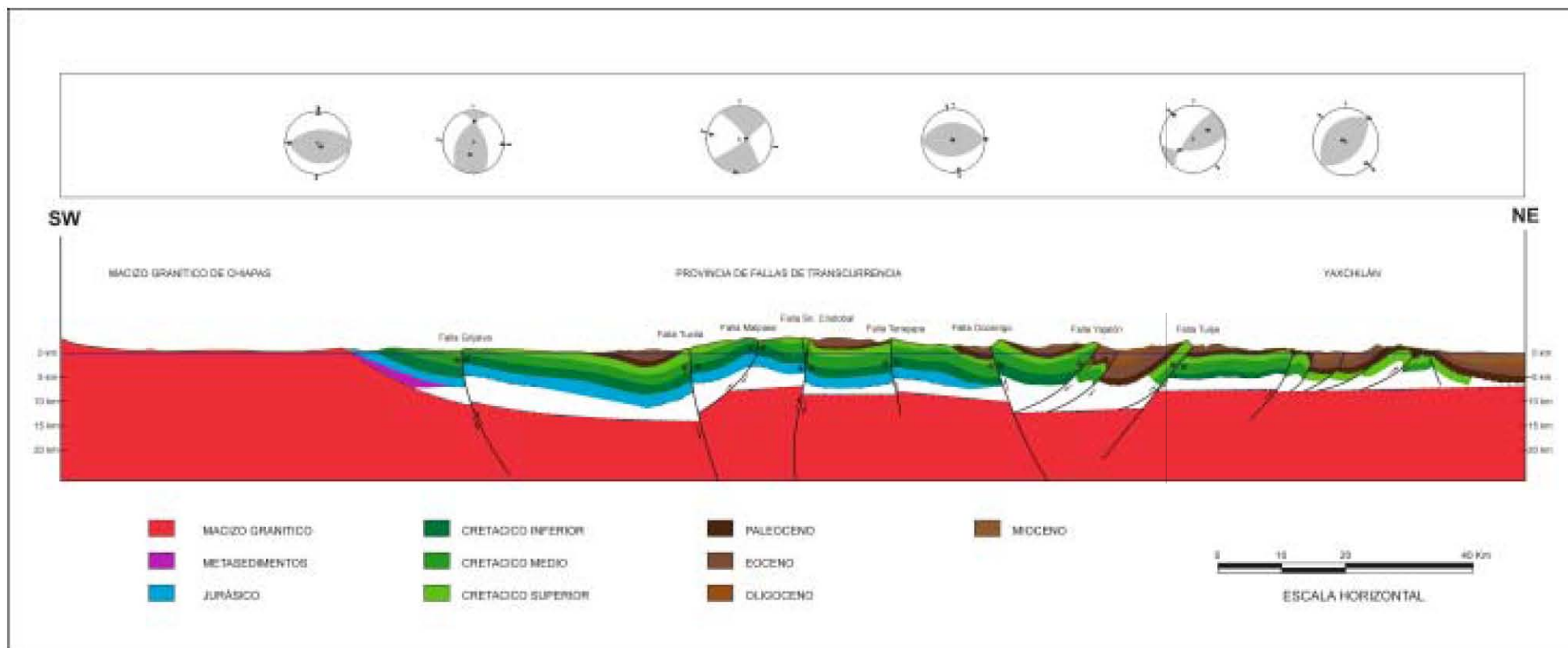


Figura 3.2.25. Sección esquemática transversal de La Sierra de Chiapas.

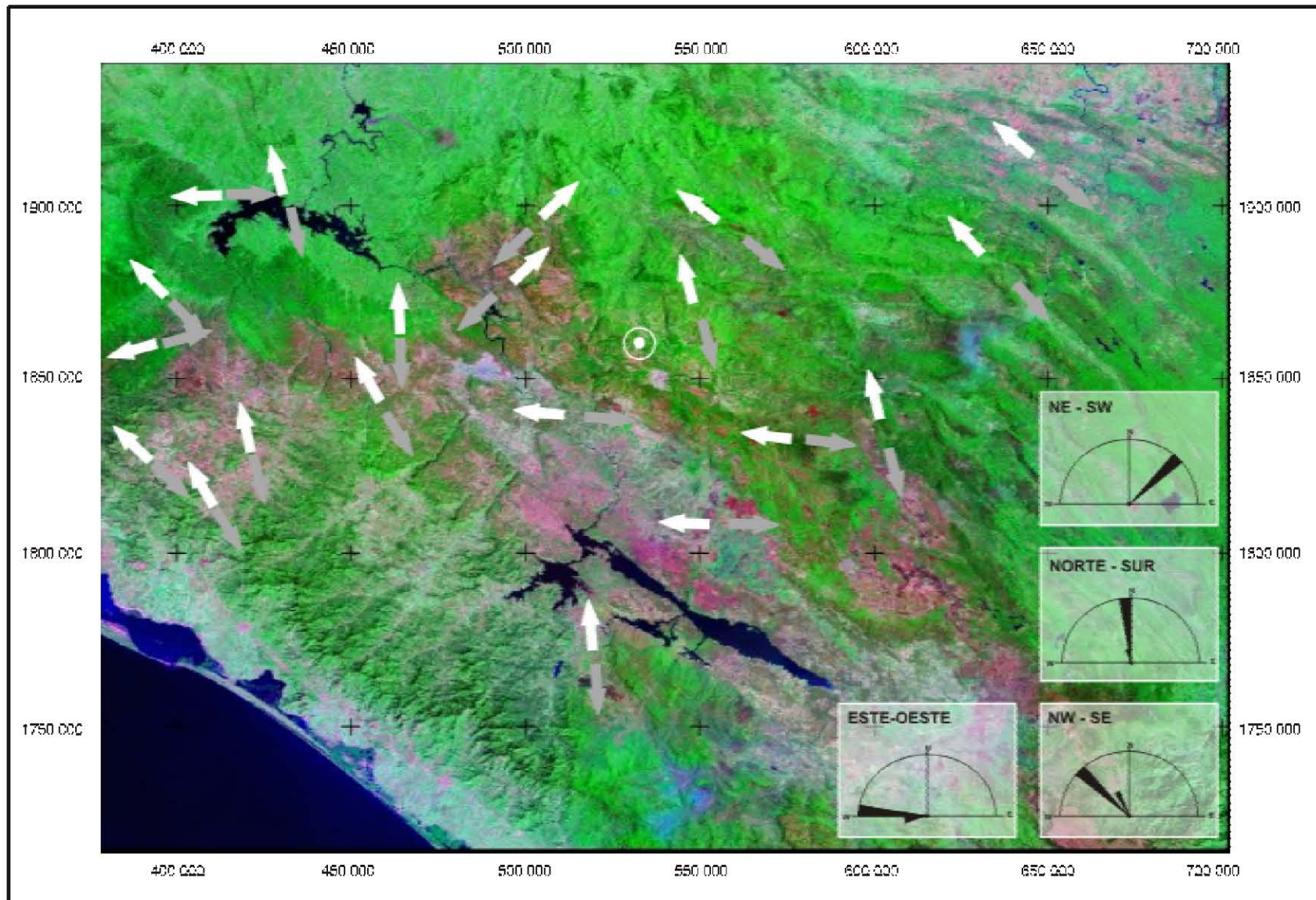


Figura 3.2.26. Distribución y dirección de σ_3 en el área de estudio.

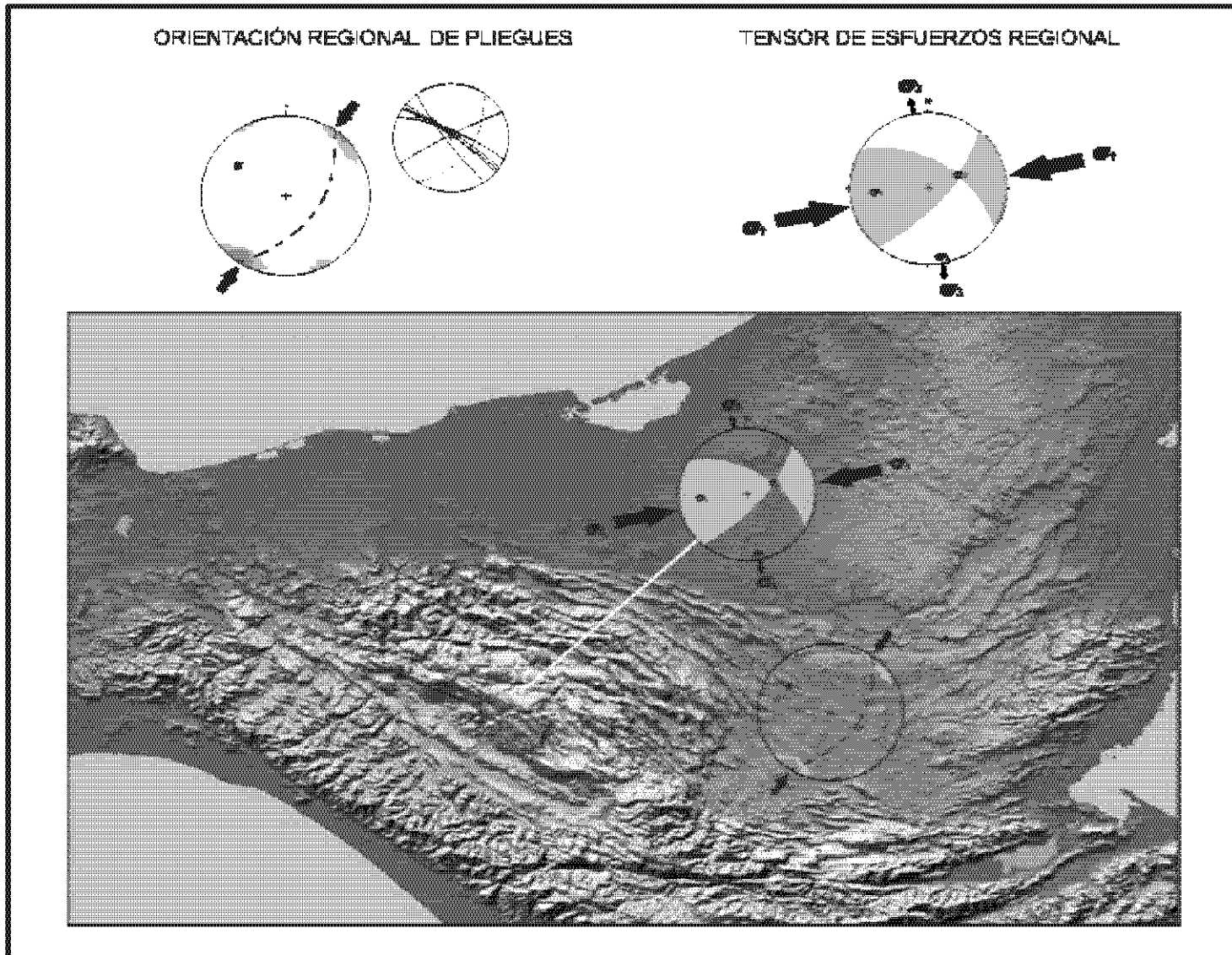


Figura 3.2.27. Posición de esfuerzos regionales relacionados a la orientación del plegamiento y a los tensores del área.

III.3 Análisis Visual de la Provincia de Fallas de Transcurrencia.

Este análisis se llevó a cabo mediante la utilización de una imagen de satélite Landsat TM, manipulada con el software Geomática, lo que permitió hacer una mezcla de bandas 7, 4, 2 y así resaltar los rasgos estructurales del área. De esta manera se identificaron los lineamientos y trazas de las fallas de la región, su extensión y geometría (Figura 3.3.1).

En cuanto a la longitud de las trazas de las estructuras en toda la provincia, (Meneses Rocha, 2001) tenemos que en el sistema NW-SE las fallas que presentan los rasgos más largos son la falla Grijalva con 345 kms, seguida de la falla Tuxtla con 210 kms y la falla Malpaso con 172 kms. Existen también fallas de menor longitud como son la Quintana Roo y la Uzpanapa-Las Flores con 45 y 95 kms respectivamente, ubicadas en el límite oriental del Macizo Granítico de Chiapas. En el Sistema W-E, la más larga es la falla San Cristóbal con 155 kms, aunque ésta en su parte noroccidental se torna subparalela al Sistema NW-SE. Las fallas de menor tamaño de este sistema son la falla Tenejapa (65 kms), Ocosingo (115 kms), Bachajón (107 kms), Ixantún-Yajalón (100 kms), Tulija (65 kms) y Guayaza (80 kms) (Figura 3.3.1).

Debido a lo extenso del área, se optó por seleccionar una zona factible de ser analizada con mayor detalle, con el objeto de identificar rasgos característicos de las fallas con desplazamiento lateral que permitan establecer la geometría y en consecuencia, los principios de la mecánica del movimiento. Para tal efecto, se apoyó en estudios geológicos previos realizados por las brigadas de exploración de PEMEX, para precisar los lineamientos y elementos estructurales analizados sobre una subescena de una imagen Landsat. La zona se ubica en la parte occidental de la Provincia de Fallas de Transcurrencia entre los vértices (coordenadas UTM):

- 1) 465 000, 1890 000,
- 2) 545 000, 1890 000,
- 3) 545 000, 1845 000 y
- 4) 465 000, 1845 000 (rectángulo línea punteada en Figuras 3.3.1 y 3.3.2),

en donde convergen los dos sistemas de fallas anteriormente descritos; es decir, las trazas de las fallas del sistema W-E como son la falla Ocosingo y San Cristóbal se

vuelven semi paralelas a las fallas Malpaso y Tuxtla, que pertenecen al sistema NW-SE. Por eso es el lugar en el que presumiblemente se concentra una mayor deformación.

Se identificaron tres zonas importantes, cada una con características estructurales diferentes. La primera es la fosa de Ixtapa, la segunda se ubica dentro del bloque Chenalhó al norte de la fosa de Ixtapa, en la franja formada entre las fallas Ocosingo y San Cristóbal, y la tercera está situada al oriente de la misma franja, al norte del poblado de San Cristóbal (Figura 3.3.2).

En la zona estudiada, bajo un análisis de fracturamiento de tipo Riedel y haciendo mención a las posibles analogías de rasgos generados de forma experimental por Schreurs, (2003), se identifican a las fallas Ocosingo, San Cristóbal, Malpaso y Tuxtla como cizallas **R** escalonadas subverticales.

De manera clásica, con el incremento de la deformación, las cizallas **R** se unen y conectan formando zonas anastomosadas clasificadas como fallas maestras (Storti, 2003, Schreus, 2003) y aunque las fallas mencionadas arriba no presentan un aspecto entrelazado, son consideradas como maestras porque están dispuestas de forma paralela y subsecuentemente controlan la evolución del patrón de fallamiento, además de que presumiblemente acomodan la mayor parte de la deformación (Figura 3.3.3).

Las zonas de acortamiento (**push-up**) y las cuencas de extensión (**pull-apart**) generalmente se desarrollan en áreas de traslape entre dos cizallas **R** en echelón adyacentes. Tal es el caso del área entre las fallas Ocosingo y San Cristóbal en su parte occidental en donde se encuentra una zona de acortamiento (**push-up**), cuyos esfuerzos preferenciales se relacionan con el movimiento de las fallas en cuestión. Esta zona de **traslape** tiene su inicio en el **stepover** de la falla san Cristóbal por el lado oriente, y al occidente su alcance está controlado por la terminación de la falla Ocosingo. Los límites de influencia están delineados por fallas inversas que bordean la zona y dan la impresión morfológica de una circunferencia irregular con desarrollo de ambas fallas **R_L** sintéticas y antitéticas **R'_L** (antitéticas de bajo ángulo).

De acuerdo al estado de la zona, de cizalla avanzada, el acúñamiento del material es causado por pequeñas fallas antitéticas o sintéticas cerca de la intersección con las fallas, en este caso, fallas secundarias que marcan una sub-zona de deformación similar a la establecida regionalmente ("A" en la Figura 3.3.3). El desarrollo de las cizallas R_L es el resultado de la rotación del esfuerzo compresivo, el cual se aprecia más claramente en el anticlinal Soyaló y en el sinclinal Bochil, que se ven afectados por un giro en el sentido de las manecillas del reloj.

Inmediatamente al Sur, separada por la falla de San Cristóbal, está una zona de fallas normales y pliegues conocida como la fosa de Ixtapa, la cual tiene como límite sur o inferior a la falla Malpaso. Su límite oriental lo establece nuevamente el relevo (**stepover**) de la falla San Cristóbal, ya mencionado anteriormente, y el inicio de la falla Malpaso, la que al parecer, de acuerdo a la geometría de la traza, es un **relevo** de la falla Tuxtla. Por el occidente se extiende hasta los linderos de la presa Nezahualcóyotl.

La interacción entre estas dos fallas, Malpaso y San Cristóbal, además de la zona de fragilidad evidenciada por el cambio de rumbo de las fallas de **W-E** a **NW-SE**, disponen el escenario para establecer el mecanismo de generación de la cuenca de extensión (fosa de Ixtapa, la cual ya fue analizada por Meneses-Rocha en su tesis doctoral). Considerándose un movimiento horizontal que genere un desplazamiento del bloque Malpaso, con respecto al bloque Oxchuc, y un esfuerzo compresivo que genere plegamiento y fallamiento inverso, producto de la transpresión que genera dicho movimiento. En la parte más occidental en donde se tiene como referencia la presa Chicoasén, a lo largo de toda la traza de la falla Malpaso se tiene un extenso fallamiento inverso que pudo ser influenciado por la reducción del área de influencia, ya que la falla Malpaso y la falla san Cristóbal tienden a unirse en esta parte y por consiguiente concentrar la deformación. Evidencia de esto, es la generación de cizallas tipo R_L y R'_L , localizadas al oeste de la presa Chicoasén (Figura 3.3.3). Es interesante observar lo regular del fallamiento inverso, su longitud y su traza casi ininterrumpida, las que establecen la homogeneidad del pequeño bloque en forma de cuña, producto de la interacción de estas dos fallas y que por consecuencia es el factor importante a considerar en la formación de los rasgos estructurales de la zona conocida como la fosa de Ixtapa.

Al norte del poblado de San Cristóbal, y ubicado en el extremo derecho del esquema de la Figura 3.3.3, se muestra una zona en donde se observa una gran cantidad de fallas predominando las de tipo normal, que pone de manifiesto un movimiento de los bloques Chenalhó y Oxchuc hacia el Este, y caracteriza los esfuerzos como tensionales.

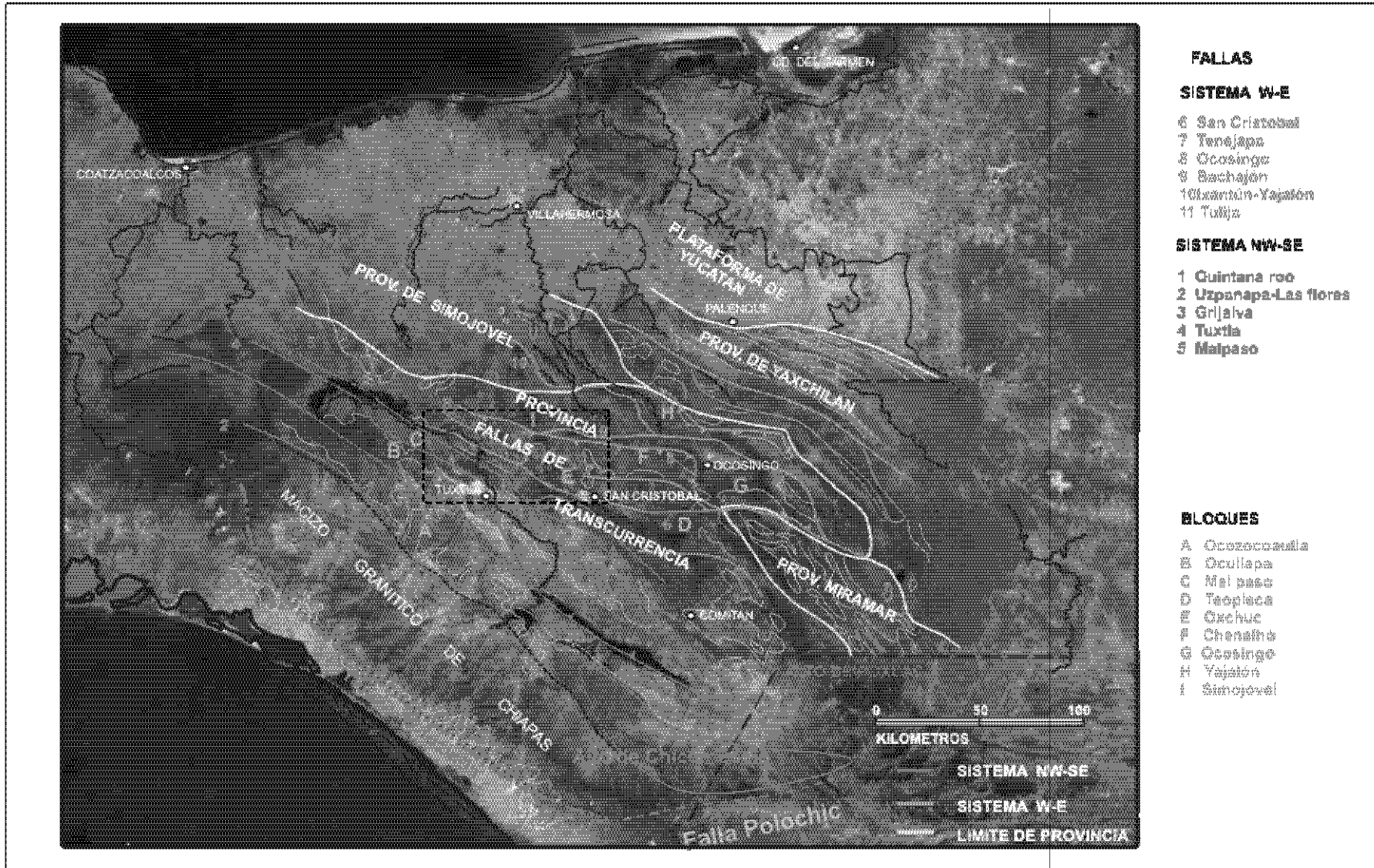


Figura. 3.3.1. Fallas principales y elementos del Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas

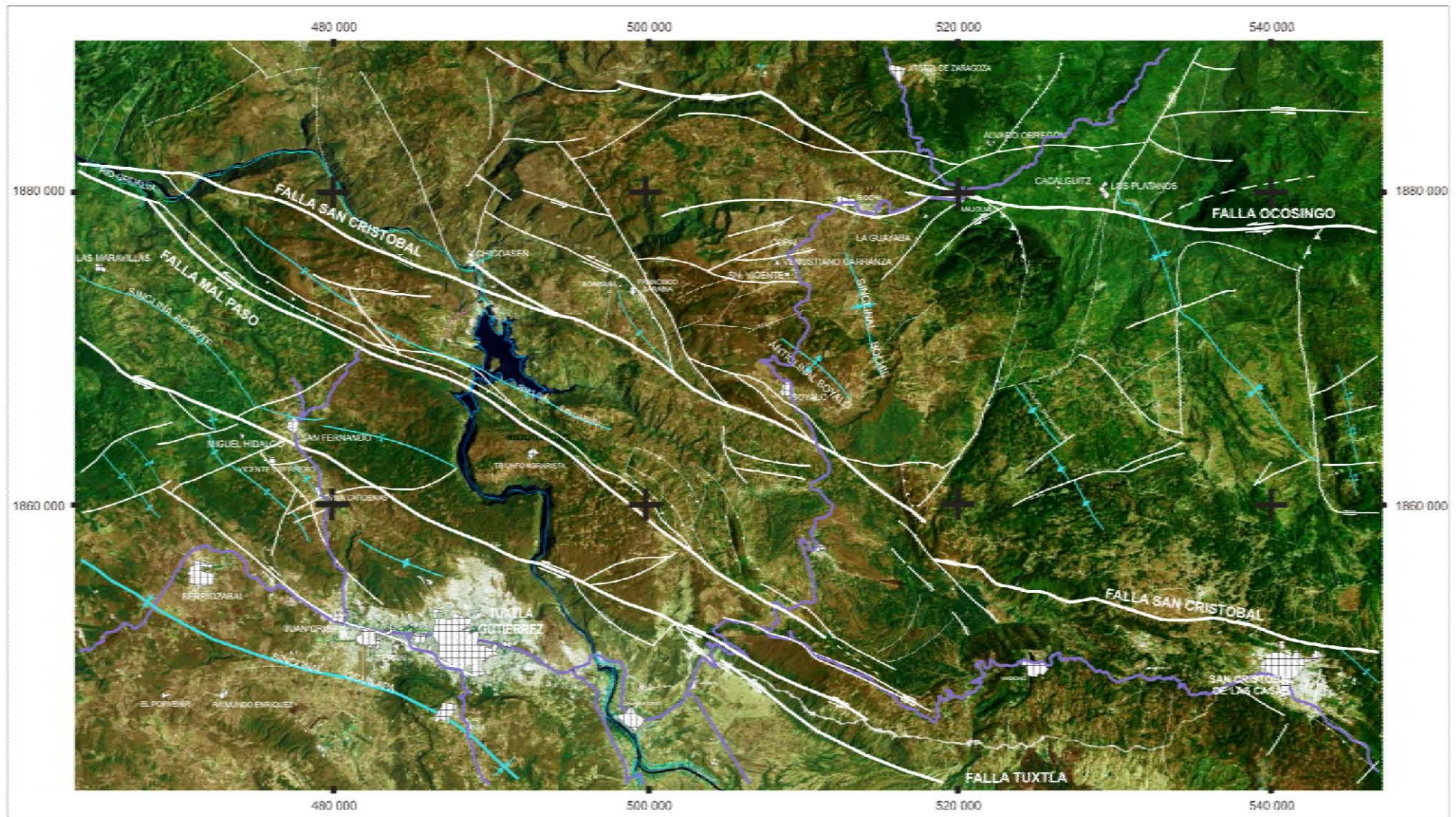


Figura 3.3.2. Interpretación de rasgos estructurales principales sobre una subescena de imagen Landsat TM.

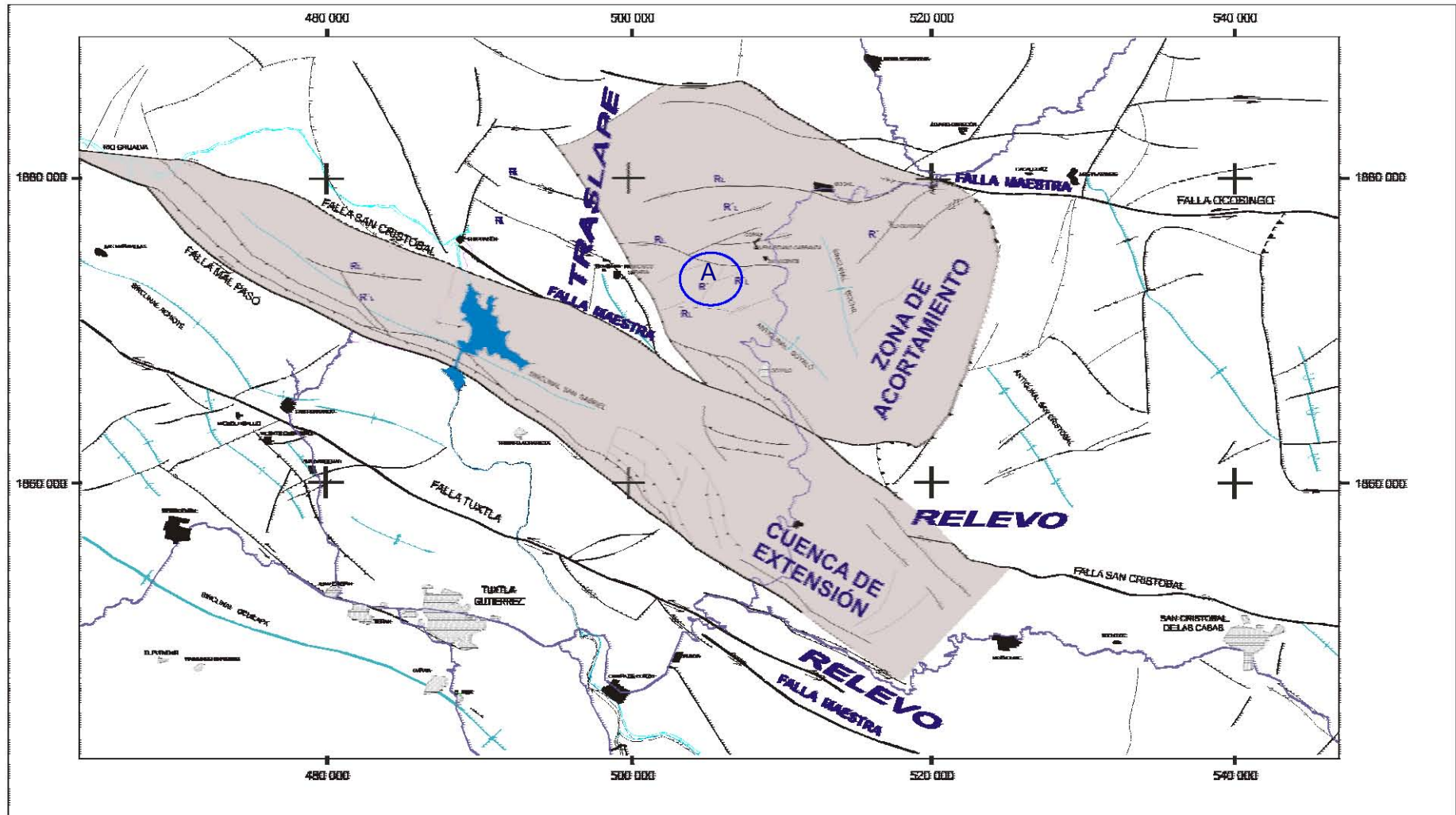


Figura 3.3.3. Geometría de la deformación de la parte occidental de la Provincia de Fallas de Transcurrencia.

CAPÍTULO IV

DISCUSIÓN

La Provincia de Fallas de Transcurrencia localizada en la parte central del Cinturón Deformado de Chiapas es la expresión de los esfuerzos que actúan en la zona de cizalla, representada por los sistemas de fallamiento **W-E** y **NW-SE** de desplazamiento lateral izquierdo en respuesta al movimiento del sistema Motagua-Polochic en su límite Sur y al bloque Maya por el Norte.

Asociados a este escenario y siendo parte importante en el desarrollo de la geometría de la deformación, están el Macizo Granítico de Chiapas por el **SW** y el bloque Maya al **NE**, representado por la Provincia de Yaxchilán, considerada tentativamente como la frontera anisotrópica del basamento de la porción nororiental de la SCh. Estos dos morfoelementos funcionan como límite en la mecánica de la deformación, en donde el bloque Maya de acuerdo al estilo de deformación dominante constituida por la curvatura de Bonampak (en la provincia de Yaxchilán) se considera como un elemento fijo o de menor movimiento dentro de la dinámica de deformación. El Macizo Granítico, por otro lado, es el más importante, ya que se parte del hecho de que es un bloque heredado del rift que ocasionó la apertura del Golfo de México, y cuya zona de debilidad, generada a partir de la antigua cizalla derecha que lleva al Macizo a su actual posición, quedó encerrada dentro del continente al oriente del bloque. La cizalla derecha en cuestión, puede relacionarse con la que se documenta en la secuencia metasedimentaria nombrada como unidad la Sepultura, cerca del poblado Villa Flores, en la parte sur del macizo de Chiapas, considerada como parte del basamento metamórfico de posible edad Pan-Africana o Precámbrica, en donde se encuentra un afloramiento en el que se pueden observar migmatitas afectadas por una intensa deformación dúctil, en la que se ve reflejado un cizallamiento dextral con dirección Norte-Sur (Weber et al., 2003).

Sutton y Wattson, (1986), afirman que zonas que han sido sometidas a esfuerzos compresivos o distensivos, y de acuerdo a la naturaleza cuarzo feldespática que otorga una cierta flotabilidad a la corteza y al manto litosférico que evita que sean destruidas, dan como resultado que las zonas de debilidad creadas queden

encerradas y preservadas en las placas continentales. Esto hace factible que las anisotropías mecánicas, fallas y zonas de cizalla antigua puedan tener una reactivación preferencial durante los episodios de deformación que afectan a la zona. Tal es el caso de la falla Grijalva y muy probablemente de la falla Tuxtla, que son **fallas reactivadas** de la cizalla antigua y de acuerdo a sus dimensiones de 345 kms y 210 kms respectivamente, son del tamaño adecuado para cortar la cubierta sedimentaria, el basamento, y posiblemente hasta el manto superior. En este mismo sentido, si consideramos que el desplazamiento que ocurre en la zona de estudio es acomodado completamente por la deformación en el interior de la placa y que los patrones de deformación en las terminaciones de las fallas caen dentro de los tipos contraccional, de desplazamiento a rumbo y con evidencia de rotación de estructuras, podemos establecer que la zona es **confinada** de acuerdo a los criterios de Storti, (2003), basados en la naturaleza de las terminaciones de las fallas.

El arreglo que presentan los plegamientos está representado por una orientación **NW-SE**, aunque hay algunas estructuras contrarias o diferentes, que de acuerdo al análisis correspondiente, son estructuras que tentativamente han sufrido un giro debido a las fuerzas transpresivas de la Provincia de Fallas de Transcurrencia. Sin embargo la tendencia general de la posición de los ejes de los pliegues permite visualizar un esfuerzo asociado σ_1 con dirección **NE 35°SW** (Figura 4.1). Si consideramos que en el análisis visual de la imagen de satélite, el plegamiento se ve afectado por las fallas transcurrentes, como es el caso de la depresión de Ocosingo (al **SW** del poblado de Ocosingo), entonces podemos suponer que el plegamiento fue generado en el inicio de la cizalla entre la placa de Norteamérica y la placa del Caribe en el Mioceno Medio, según sugiere Burkart, (1978), al relacionar el promedio de deformación obtenido de 2 cm/año y la posible absorción del movimiento por las fallas Jocotán y Motagua, en Centroamérica. Tomando esto como base para el cálculo de la edad de la zona de transcurrencia de Chiapas, Guzmán-Speziale midió en Centroamérica los mecanismos focales de zonas con gran actividad sísmica dentro del sistema de fallamiento. Estos resultados fueron comparados con los obtenidos en la zona de estudio, pudiéndose observar una similitud en el promedio de desplazamiento y así corroborar la edad propuesta de Mioceno Medio.

Para ejemplificar el proceso de deformación se recurrió al programa de simulación de cizalla Strain Calculator 3.1, en el que se definió una vorticidad de 0.81 (valor de

la relación de cizalla pura entre cizalla simple), que sirvió para reproducir las características estructurales de la zona lo más cercano posible a la realidad. La elipse de deformación obtenida representa la dinámica de distorsión de la cubierta sedimentaria (ver Figura 4.1), los ejes de alargamiento S_1 y acortamiento S_3 muestran la dirección de compresión y extensión que se genera durante el desarrollo de la deformación en el área.

En un estado inicial la zona es considerada idealmente no deformada, los ejes de la elipse se grafican en una posición de ordenadas y abscisas (A en Figura 4.1). Al inicio de la cizalla hay un momento en que predomina la cizalla pura lo que imprime un efecto compresivo, este punto es importante puesto que debe considerarse que en la parte occidental de la provincia se encuentra el Macizo Granítico que se toma como un elemento rígido orientado al **NW**, y de acuerdo a esa acción podría asumirse un pequeño giro en contra de las manecillas del reloj, lo que tendería a ejercer una compresión mayor con dirección **NE** (ver recuadro Figura 4.1). Cuando los esfuerzos σ_1 rompen el equilibrio y se inicia el desplazamiento horizontal, S_1 y S_3 sufren un giro en el sentido de las manecillas del reloj y la deformación se ve reflejada en el cambio de la forma del círculo y en la modificación de la longitud de los ejes de acortamiento y alargamiento (B en Figura 4.1). La posición de S_3 es la dirección en donde se concentra la compresión y corresponde a la posición de σ_1 de la zona de deformación.

Conforme avanza la cizalla se continúa la deformación del elipsoide y su consecuente variación en el tamaño de S_1 y S_3 (C y D en Figura 4.1). Esto implica que si la zona de mayor compresión está en la dirección de S_3 (acortamiento) es factible el desarrollo de una deformación expresada en forma de plegamiento y fallamiento inverso como el que se observa muy claramente en la curvatura de Bonampak, que es el límite oriental de la zona de plegamientos y se caracteriza precisamente por la existencia de pliegues apretados afectados por fallas inversas, y en general representado por la orientación dominante del plegamiento de toda el área.

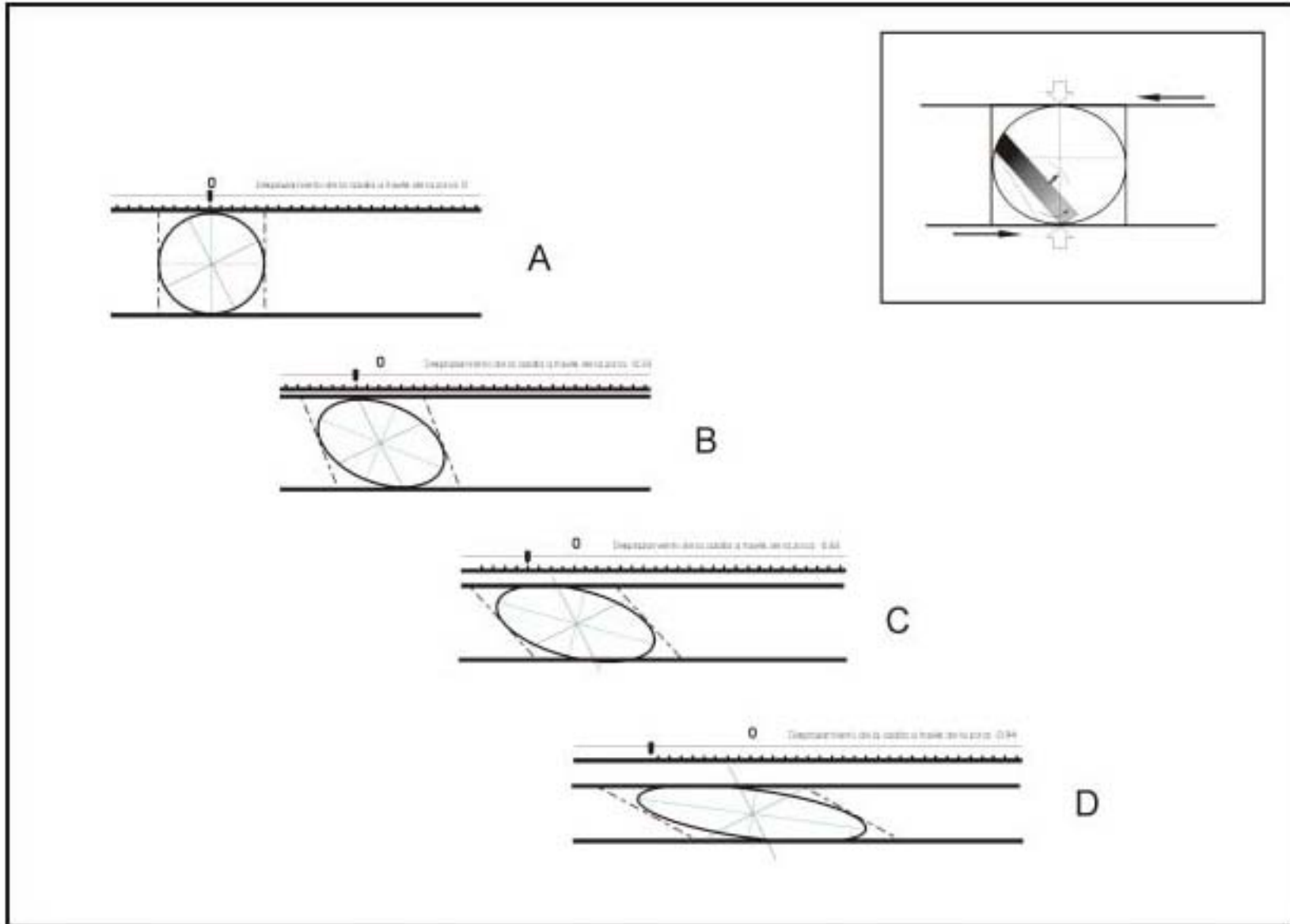


Figura 4.1. Secuencia de deformación A-D mostrando los diferentes estados de los ejes de extensión y acortamiento. Recuadro, ejemplifica el movimiento del Macizo Granítico (sombreado) en un estado inicial de cizalla.

Al avanzar la deformación, se alcanza un punto crítico y el comportamiento estructural cambia al tipo frágil. Aunque la deformación plástica sigue estando presente, pero ahora asociada a los movimientos originados por las fallas laterales que se están formando. En un arreglo geométrico regional tipo Riedel consideramos a la falla Grijalva, y tentativamente a la falla Tuxtla, como fallas tipo **R** o **P**, probablemente desarrolladas sobre zonas de debilidad mecánica y fallamiento antiguo; y a las fallas San Cristóbal y Ocosingo formadas en una zona de cizalla paralela a la cizalla principal; explicando de esta manera la generación de los sistemas de fallas **NW-SE** y **W-E** respectivamente (capítulo III – III.1.4). También, es claro el desarrollo de fallamiento extensional (fallas normales) con orientación **NE-SW**, que es uno de los tipos de fallas mas abundantes a lo largo de la SCh (Figura 4.2).

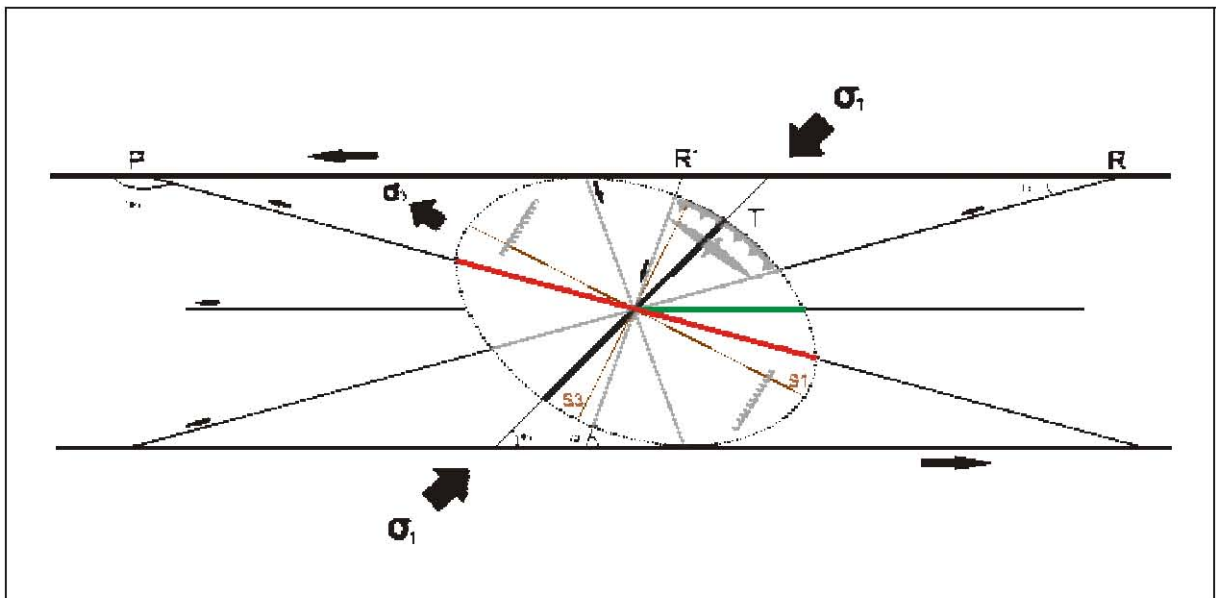


Figura 4.2. Arreglo geométrico tipo Riedel de la zona de deformación en la que se observa el desarrollo de fallas que afectan a la SCh. Con línea roja, el sistema NW-SE; línea verde sistema W-E; línea negra, fallas extensionales.

Existen algunos factores que deben considerarse en la formación del plegamiento de la zona, uno de ellos es la posible irregularidad del basamento que al ser sometido a un esfuerzo compresivo, la misma irregularidad facilita la propagación de la compresión en un punto, y a su vez, esto origina la formación de una curvatura en forma de saliente, pudiendo ser corroborado con posteriores estudios geofísicos del área (Gravimétricos-Magnetométricos y Sísmicos), mediante el cálculo y la definición de la superficie de basamento, detección de zonas de falla-fractura (cubierta

sedimentaria y basamento) y el análisis de datos de profundidad de sismos detectados.

Otros factores, considerados los más importante, son la superficie de desplazamiento o despegue de la cubierta sedimentaria y el material sobre el cual se lleva a cabo el deslizamiento, puesto que estos elementos influyen de manera importante en la velocidad de la deformación. Este nivel, como ya se mencionó en capítulos anteriores, consiste de depósitos evaporíticos, básicamente sal de espesores variables confinados entre la plataforma de Yucatán y el Macizo Granítico de Chiapas, de edad Jurásico Medio, Calloviano, y ubicado estratigráficamente entre las Formaciones Todos Santos y San Ricardo (Meneses-Rocha, 2001).

El σ_1 calculado en la zona a partir de datos estructurales medidos sobre los rasgos principales y en sus alrededores, mediante secciones y estaciones de trabajo, da un resultado que indica el comportamiento interno de la zona confinada ya anteriormente mencionada, y que se atribuye directamente al movimiento de las fallas laterales. La orientación **75°-85° NE-SW** es la posición de los vectores de esfuerzo actuales dentro de la zona de deformación. Es decir, hay que considerar que este arreglo geométrico, y por consiguiente la generación de esfuerzos en esta área, son resultado de una cizalla principal en la que la orientación de los esfuerzos asociados es diferente, puesto que los vectores en el interior de la zona de deformación han sufrido un giro en el sentido de las manecillas del reloj, lo que favorece el desplazamiento lateral de las fallas existentes. La orientación de los vectores de la cizalla principal corresponde al movimiento de los límites del área de deformación (Sistema Motagua-Polochic-Bloque de Yucatán) (Figura 4.2).

Con el incremento de la deformación, y a partir del fallamiento tipo **R** desarrollado en etapas más tempranas de deformación, se genera una sub-zona o un sistema secundario en el que los límites del área de deformación van a estar marcados tentativamente por la falla Grijalva por el occidente y por el oriente el escalón que forma la Provincia de Yaxchilán con la Provincia de Fallas de Transcurrencia, probablemente representado por la expresión superficial de la falla Tulija. Los rasgos que se observan en esta parte nororiental son de menor intensidad en lo que se

refiere al movimiento lateral por lo que se piensa que este bloque tiene una movilidad mínima y refuerza el pensamiento planteado de que es un lugar de cambio de comportamiento mecánico y tectónicamente semi-pasivo (Figura 4.4).

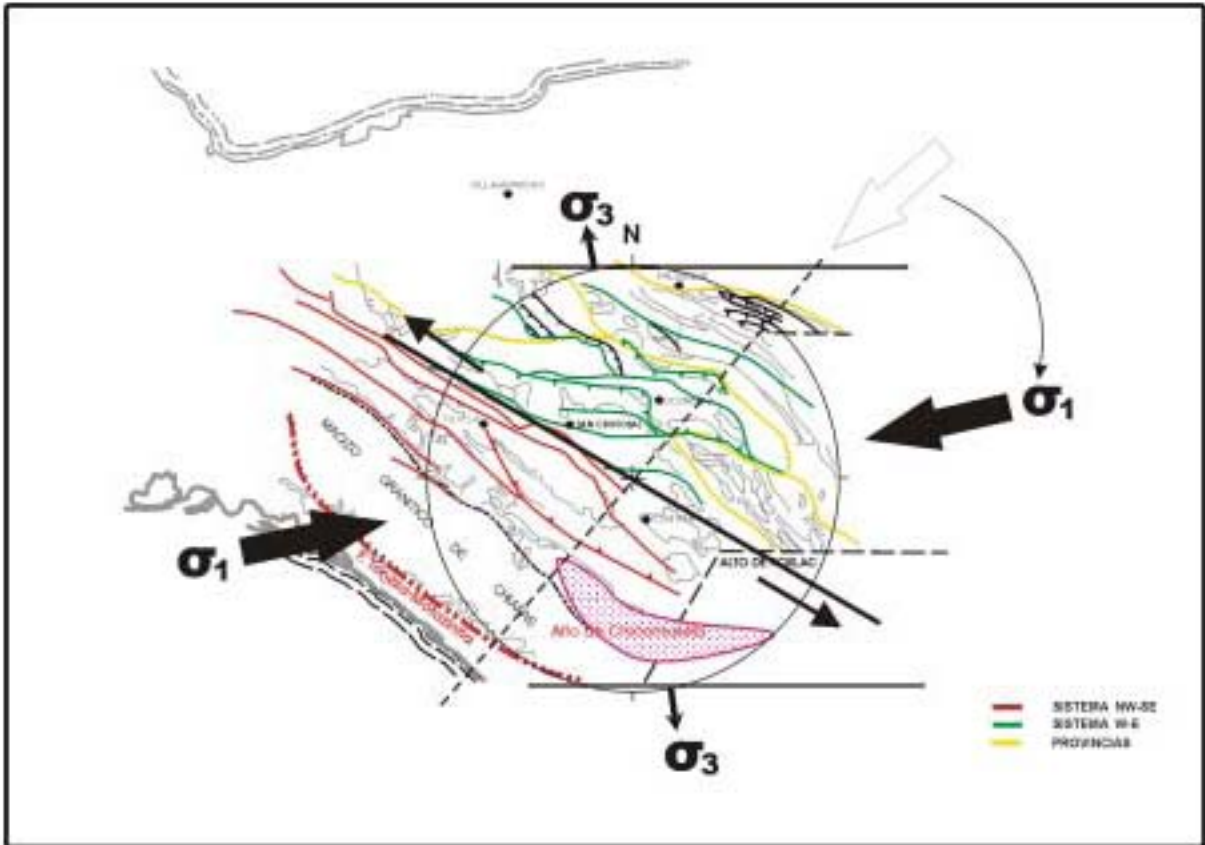


Figura 4.3. Arreglo de los esfuerzos (σ_1) calculados para la Prov. de Falla de Transcurrencia.

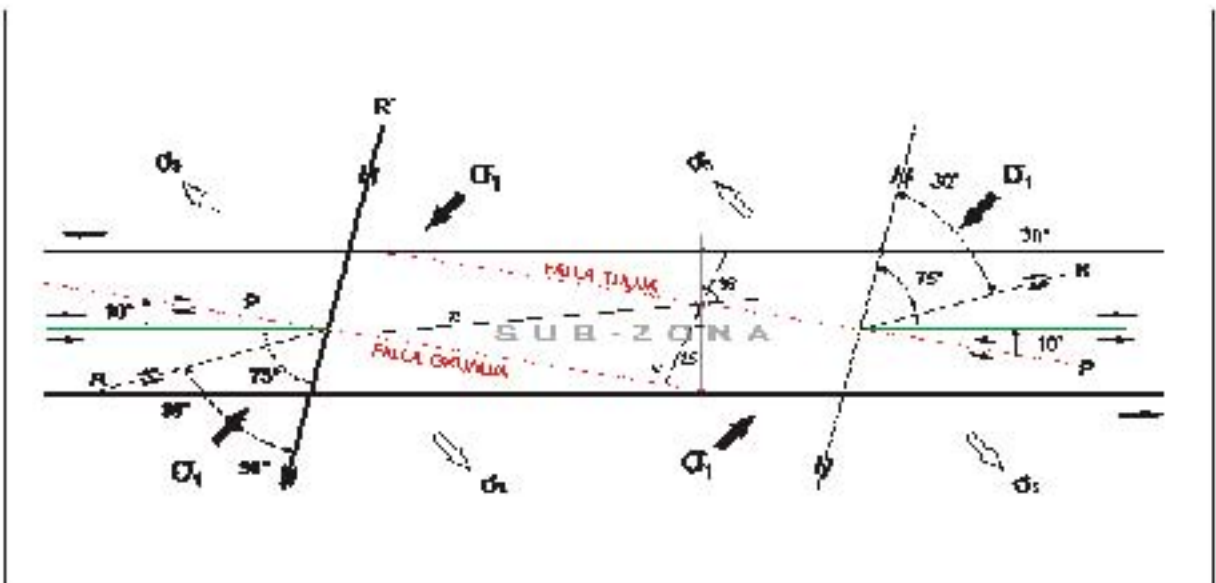


Figura 4.4. Arreglo del sistema secundario, de acuerdo al concepto de fracturamiento Riedel.

Por consiguiente, tenemos que en este sistema secundario, y siguiendo con el modelo de fallamiento Riedel, las fallas con orientación **W-E**, como las fallas Tenejapa y Bachajon, por ejemplo, son el equivalente a fallas tipo **R**. En la figura 4.4, estas fallas sintéticas serían equivalentes en orientación a la línea marcada con la letra R. Las fallas antitéticas **R'** de dimensiones similares no han sido reconocidas en campo, aunque probablemente son fallas que han sido sometidas a otros movimientos propios de la evolución de la cizalla lo que podría ocultarlas o modificar su comportamiento.

La edad de los diferentes episodios tectónicos y la correspondiente evolución estructural del área puede apoyarse en el análisis de las discordancias reconocidas en la columna estratigráfica.

El movimiento más antiguo del que se tiene registro es la discordancia entre el Campaniano-Maastrichtiano y el Cretácico Medio, el cual se precisó por trabajos de geología del subsuelo en el Campo Sitio Grande ubicado en las Cuencas del Sureste del área Chiapas-Tabasco (Pech, 1976), en donde además se obtuvieron los primeros registros sobre la existencia de bloques limitados por fallas. Otra gran discordancia entre el Paleoceno y el Cretácico presente en la parte sur de la SCh, pone de manifiesto un nuevo evento tectónico a finales del Cretácico que define con claridad la división de los bloques responsables de la discordancia.

Estas discordancias, tentativamente, son consideradas, por el tiempo en que están ubicadas, como consecuencia de la orogenia Laramide o un evento equivalente, puesto que Dickinson y colaboradores, (1988), proponen el inicio de la deformación Laramide en el Maastrichtiano (aproximadamente 75 Ma.) y su terminación paulatina cesando en el Norte de la placa de Norteamérica poco antes del Eoceno (55 Ma.), y en el sur hasta el Eoceno Tardío (36 Ma.). Su posición una con respecto a la otra podrían a su vez ser consideradas como pulsos de la misma deformación, quizá relacionados con el gradiente de velocidad de deformación en la zona.

Otro punto importante a mencionar y que podría responder la interrogante del registro de la formación de bloques y existencia de fallas que los limitan en este tiempo, es que la orogenia Laramide se caracteriza por involucrar la deformación del basamento, y sus estilos de deformación estudiados permiten explicar además de la

compresión horizontal, un empuje vertical producto de esfuerzos tangenciales en la base de la corteza y por consecuencia movimientos laterales no significativos pero si presentes.

Si en este contexto consideramos los rasgos estructurales heredados de la apertura del Golfo de México a la zona de estudio, en la que la etapa de rift (en el Tríasico Tardío-Jurásico Tardío) se caracteriza por el desarrollo de sistemas complejos de Horst y Graben (Pindell, 1985; Buffler y Sawyer, 1985; Salvador, 1987), y en la etapa de deriva (en el inicio del Jurásico Tardío- finales del Jurásico), la falla transformante derecha **NNW** genera un arreglo de fallas asociadas posiblemente con orientación **ESE-WNW**, que por la naturaleza de su movimiento, pueden generar una transpresión que pudiese representarse por la elevación de bloques. Entonces, podemos considerar que el origen de estos bloques se debe a la fragilidad preestablecida de la corteza y reactivada debido a los eventos tectónicos de este tiempo.

Al finalizar el Oligoceno se inicia un evento tectónico de gran magnitud al que Sánchez Montes de Oca, en 1976, le da el nombre de Evento Chiapaneco.

Se caracteriza por provocar que en la mayor parte de la SCh los estratos del Mioceno Inferior sean discordantes sobre el Oligoceno y en ocasiones sobre el Eoceno (como ocurre al sur de Palenque).

Estructuralmente sus efectos más notables ocurren durante el Mioceno Medio, tiempo en donde se genera el mayor plegamiento del área, cabalgaduras, fallamiento inverso y la actividad de las fallas laterales izquierdas, que se hace evidente por los elementos asociados a la transurrencia como son los plegamientos en echelón de la provincia de Simojovel, rotación de estructural como el sinclinal Bochil, cambio de orientación de la fallas y otros elementos propios del desplazamiento horizontal de los bloques de la provincia.

De esta forma establecemos que la evolución estructural de la SCh es un proceso continuo en el que no se aprecian evidencias que demuestren un paro-inicio del movimiento tectónico, aunque si podríamos pensar en una diferencia de velocidad de la deformación a través del tiempo.

Y que el evento Chiapaneco aparte de la asociación con el sistema transformante Motagua-Polochic, también es influido por una tectónica que no es propia de este lugar; es parte de una actividad tectónica global que afecta no sólo a la SCh, sino a casi toda la parte norte de la República Mexicana. Esto se menciona por la interrogante sobre la posibilidad de si existió una actividad tectónica de gran magnitud a inicios del Mioceno Medio, planteado por el conocimiento de actividad volcánica (intrusiones y derrames por fisuras -lavas basálticas-) en el norte y centro de la Republica Mexicana datadas en ese tiempo. Algunos de los lugares que podemos mencionar son:

- la localidad El Mulato, en Tamaulipas, situada a 60 kms al oriente de la ciudad de Linares, (lugar en que se encuentra el limite Cretácico/Terciario) en donde los basaltos se encuentran sobre la formación Velasco del Paleoceno.
- Más al centro del país, en el Estado de Guanajuato, en la región que va de Arperos a Nuevo Valle de Moreno, en la Sierra de Guanajuato, se encuentra una zona volcánica compleja en donde existen diques basálticos intrusionando paquetes de rocas volcánicas, estableciéndose tentativamente como conductos para los derrames existentes en la cima de la columna volcánica. Esto también ubicado en el Mioceno Medio.
- Finalmente en el sur, en la SCh, de acuerdo a estudios realizados por el Instituto Mexicano del Petróleo, la actividad volcánica ha venido migrando de oriente a occidente encontrándose las edades más antiguas en la porción oriental del estado.

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES

En base a los trabajos realizados tenemos que:

Las fallas laterales de la Provincia de Fallas de Transcurrencia son rasgos antiguos que han sido retomados durante la deformación del Mioceno Medio a la que fue sometida la Sierra de Chiapas.

La Provincia de Fallas de Transcurrencia es una zona confinada, en la que el Macizo Granítico actúa como un límite rígido, que controla en parte la geometría de la deformación.

De acuerdo al planteamiento de que la zona ha sufrido una deformación continua, el arreglo de esfuerzos promedio de $\sigma_1 = 35^\circ \text{ NE-SW}$ obtenido para el plegamiento y el σ_1 asociado al desplazamiento de las fallas de $75^\circ\text{-}85^\circ \text{ NE-SW}$. Muestran que para un estado avanzado de deformación en la zona, la posición de σ_1 ha sufrido un giro en el sentido de las manecillas del reloj, lo que favoreció el desplazamiento lateral de las fallas del área.

El cambio de dirección hacia el **NW** del sistema de fallas **W-E** (Ocosingo, San Cristóbal, Tenejapa, etc.) de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, es producto de la concentración de fuerzas compresivas en la parte noroccidental del área, durante el avance de la deformación. Es decir, los ejes de la elipse de deformación durante la cizalla, muestran que las zonas de extensión paralelas al eje **S₃** son en dirección **NW-SE**, y el espacio en esa dirección está confinado por un elemento rígido, como es el Macizo Granítico, cuya orientación es **NW-SE**. Al reducirse el espacio y avanzar la deformación, el exceso de compresión en el lugar se canaliza sobre el costado del elemento rígido, y adquiere la orientación de éste.

Debido a este efecto se genera una geometría característica asociada a los desplazamientos horizontales, en donde los elementos más sobresalientes son la creación de la cuenca de extensión (*Pull-Apart*) y la zona de acortamiento (*Push-Up*). En este mismo sentido, puede inferirse que la falla Malpaso es un relevo de la

falla Tuxtla, y que la formación de la cuenca de extensión se genera debido a la zona de debilidad creada entre la falla Tuxtla y la falla San Cristóbal al momento del cambio de dirección de éstas.

La zona de mayor elevación topográfica, en la parte central de la Provincia de Fallas de Transcurrencia, se asocia a bloques levantados producto de la deformación del basamento, dicha zona esta limitada al oriente por la falla Ocosingo y al occidente por la falla Tuxtla. Lo que permite definir que las fallas de mayor profundidad, probablemente cortando en su totalidad la corteza continental, son la falla Grijalva, Tuxtla y Ocosingo.

Existen tres discordancias estratigráficas reconocidas a lo largo de la Sierra de Chiapas: entre el Campaniano-Maastrichtiano, la del Paleoceno y el Cretácico Superior y finalmente la del Mioceno Inferior-Oligoceno. Las dos primeras son resultado de un evento tectónico correlacionable en tiempo con la orogenia Laramíde. La tercera se asocia a un evento de deformación muy intenso que pone en contacto rocas del Oligoceno con rocas del Mioceno Inferior, y es a partir de este tiempo cuando se tiene la máxima elevación de los bloques en la parte central de la Provincia de Fallas de Transcurrencia. Estableciéndose de acuerdo a los rasgos estructurales de toda el área que la mayor actividad de ese evento se ubica en el Mioceno Medio.

B I B L I O G R A F Í A

- Alvarez Mena, Angel, 1975, Estratigrafía del Cretácico en la región central de Chiapas. Tesis de licenciatura, Geología, ESIA, Ciencias de la Tierra, IPN. Ubicación 371.
- Ángeles-Aquino Francisco and Cantú-Chapa Abelardo, 2001, Subsurface Upper Jurassic Stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of México. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 75.
- Bazan Torres, Antonio, 1961, Reconocimiento geológico de la región del Bascán-Encanto en el municipio de Palenque, Chiapas. Tesis de licenciatura, Geología, ESIA, Ciencias de la Tierra, IPN. Ubicación 94.
- Bralower T. J., Paul Charles K. 2001, The Cretaceous-Tertiary Cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology*
- Burke Burkart, Russell E. Clemens, and David C. Crane, 1973, Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of southeastern Guatemala, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., V. 57, num. 1, p. 63 – 73.
- Burke Burkart, 1978, Offset across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, México. *Geology*, vol. 6 No. 6 pp 328-332.
- Burke Burkart, 1983, Neogene North America-Caribbean plate boundary across northern Central America: offset along the Polochic fault. *Tectonophysics*, 99 (1983) 251-270.
- Burke Burkart, Stephen Self, 1985, Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*. Vol. 13 p. 22-26.

- Carfantan J.CH., 1977, La cobijadura de Motozintla un paleoarco volcánico en Chiapas. Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista, Vol. 1, num. 2 p. 133 – 137.
- Deaton, B. C. and Burke Burkart, 1984, Time of Sinistral slip along the Polochic fault of Guatemala. *Tectonophysics*. 102 (1984) 297-313.
- Dengo, G., and O. Bohnemberger, 1969, Structural development of northern Central América: *Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem.* 11, p. 203 – 220.
- Dooley, Tim and McClay, Ken, 1997, Analog modeling of Pull-Apart basins. *AAPG Bulletin*, V. 81, No. 11, p. 1804-1826.
- England Philip and Molnar Peter., 1991, Inferences of deviatoric stress in actively deforming belts from simple physical models. *Philosophical Transactions: Physical Sciences and Engineering*, vol. 337, No. 1645. tectonic stress in the lithosphere, pp. 151-164.
- Erdlac, R. J., Anderson, T. H., 1982, The Chixoy – Polochic fault and its associated fractures in western Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 57-67.
- Espinoza Lopez, Luis, 1962, Estudio fotogeológico petrolero del área norte de Simojovel, Chiapas. Tesis de licenciatura, Geología, ESIA , Ciencias de la Tierra, IPN. Ubicación 142.
- Grajales-Nishimura José M., Cedillo-Pardo Esteban, Rosales-Dominguez Carmen, Morán-Zenteno Dante J., et al. Chicxulub impact: The origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, Abril 2000.

- González Pech, Gustavo, 1976, Estudio Geológico Estructural del Campo Sitio Grande, Chis., Revista Ingeniería Petrolera, Vol. XVI num. 8.
- Guzmán A. Mario-Vega, Castro O. Lilia, Román-Ramos Juan R., Medrano-Morales Luis, Clara V. Lourdes, Vázquez-Covarrubias Emilio y Ziga-Rodríguez Genaro, 2001, Classification and Origin of Petroleum in the Mexican Gulf Coast Basin: An Overview. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 75.
- Guzmán, E.J., and Z. Cserna, 1963, Tectonic history of México, in Backbone of the Americas: Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem. 2, p. 113 – 129.
- Guzman-Speziale, M., 1989, The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: Seismicity and Tectonics. Tectonics, Vol. 8, No. 5, p 981-997.
- Guzman-Speziale, M., 2000, The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in southeastern México. Journal of South American Earth Sciences, 13 (2000) 459-468.
- Guzman-Speziale, M., 2001, Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. Tectonophysics, 337 (2001) 39-51.
- Hall J.H.S. and J. H. Bateson 1972, Late Paleozoic Lavas in Maya Mountains, British Honduras and their possible regional significance, Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull. V. 56, num. 5, p. 950 – 963.
- Harding T.P., 1974, Petroleum traps associated with wrench faults, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 58, num. 7 p. 1290 – 1304.

- Hernández, G.R. 1973, Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXV, num. 1 – 3, p. 73 – 110.
- Hinojosa, G. A., 1965, informe geológico del área de Chicomuselo. Superintendencia General de Exploración zona sur. Coatzacoalcos, Ver.
- Holcombe, R. 2004, Georient 9.2 stereographic projections and rose diagram plots. Department of Earth Sciences, University of Queensland, Australia. (www.erathsciences.uq.edu.au/~rodh/software).
- Holcombe, R. 2004, RJH Strain Calculator 3.1, Department of Earth Sciences. The University of Queensland. Queensland, Australia. (www.erathsciences.uq.edu.au/~rodh/software)
- Juan del alto Ramirez, Armando, 1965, Estudio geológico del área de la Concordia, Chiapas Tesis de licenciatura, Geología, ESIA , Ciencias de la Tierra, IPN. Ubicación 193.
- .
- Kesler, S., Kienle, C.F. and Bateson H., 1974, Tectonic significance of Intrusive rocks in the Maya Mountains, British Honduras, Geol. Soc. America Bull. V. 85 p. 549 – 552.
- Kesler S.E. J.H., Bateson, William L. Josey, G.H. Cramer and W.H. Simmons, Mesoscopic structural homogeneity of Maya series and Macal series, mountain Pine Ridge, British Honduras. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 55 num. 1, p. 97 – 123.
- López, R.E., 1973, Estudio Geológico de la Península de Yucatán, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXV Nos: 1 – 3, p. 25 – 72.

- Magoon L. B., Hudson L. Travis, Cook H. E., 2001. Pimienta-Tamabra (!)-A Giant Supercharged Petroleum System in the Southern Gulf of México, Onshore and Offshore Mexico. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Memoir 75, Memoir 75.
- Mattson Peter H., 1979, Subduction, Bouyant Braking, Flipping, and Strike-Slip Faulting in the Northern Caribbean. Journal of Geology, Vol. 87.
- Meneses-Rocha Javier, 2001, Tectonic Evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-Slip Basin of Southeastern Mexico: Implications for Regional Petroleum Systems. A.A.P.G.
- Moody, J.D. 1973, Petroleum exploration aspects of wrench fault tectonics Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 57, num. 3 p. 449 – 476.
- Molnar, P., and L.R. Sykes, 1969 Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanism and Seismicity. Geol. Soc. America regions from focal mechanism and Seismicity. Geol. Soc. America Bull., 80, p. 1639 – 1670.
- Moore G. W., Luis del Castillo, 1974, Tectonic evolution of the southern Golf of México, Geol. Soc. America Bull. V. 85, p. 607 – 618.
- Muehlberger, W. R., Ritchie, A. W., 1975, Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and Southern México as seen on Skylab IV orbital photography. Geology, p. 232-236.
- Pindell J., and Dewey John F. 1982, Permo-Triassic Reconstruction of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region, Tectonics, Vol. I, No. 2. p. 179-211.
- Plafker, George, 1976, Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976. Science, vol. 193, p. 1201- 1209.

- Quezada Muñetón, Juan Manuel, 1983, Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el sureste de México. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Vol XXXV.
- Ronald, E. Wilcox, T. P. Harding, and D. R. Seely, 1973, Basic wrench tectonics, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 57, num. 1, p. 74 – 96.
- Salas, G. P., 1975, Carta y provincias metalogenéticas de la República Mexicana, Consejo de Recursos Minerales, Publicación 21 E.
- Sánchez Montes de Oca, Rafael, 1979, Geología de la Sierra de Chiapas. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXXI
- Schreurs, G., 2003, Fault development and interaction in distributed strike-slip shear zones: an experimental approach. Geological Society of London, Special Publications, 210, 35-52.
- Schwartz, David P., Cluff, Lloyd S. and Donnelly Thomas W., 1979, Quaternary faulting along the Caribbean-North America plate boundary in Central America. Tectonophysics, 52 (1979) 431-445.
- Sosa Martínez, Gregorio B., 1965, Estudio geológico del área Ixtapa-San Cristóbal de las Casas, Estado de Chiapas. Tesis de licenciatura, Geología, ESIA , Ciencias de la Tierra, IPN.
- Storti, F., Holdsworth, R. E. and Salvini, F., 2003, Intraplate strike-slip deformation belts. Geological Society, London, Special Publications, 210, 1-14.
- Sutter, John F., 1979, Late Cretaceous collisional tectonics along the Motagua Fault Zone. Geological Society of America (II) pp. 525-526. *Annual meeting, San Diego California.*

- Torres Zamudio, Agustín, 1978, Levantamiento geológico del área de Miramar, Chis. Tesis de licenciatura, Geología, ESIA , Ciencias de la Tierra, IPN. Ubicación 563.
- Uchupi, Elazar, 1973, Eastern Yucatán Continental margin and western Caribbean tectonics, Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull. V. 57, num. 6, p. 1075 – 1085.
- Vinson G. L. and J. H. Brineman, 1963, Nuclear Central America, hubo f Antillean Transverse belt, in. The Backbone of the Americas – Tectonic history from pole to pole – A symposium, Mem. Num. 2, Am. Assoc. Petroleum Geologists.
- Viniegra, O., F., 1971, Age and evolution of salt basins of southeastern México. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Vol. XXV, num. 10 – 12, p. 376 – 408.
- Weber, Bodo, Gruner, Birgit, Hecht Lutz, Molina-Garza, Roberto y Kohler, Hermann, 2003, el descubrimiento de basamento metasedimentario en el macizo de Chiapas: La “Unidad La Sepultura”. Geos, Vol. 22, No. 1, p. 2-11
- Weijermars, R., 1991, The role of stress in ductile deformation. Journal of Structural Geology, Vo. 13, No. 9, pp. 1061 to 1078.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., Seely, D.R., 1973, Basic Wrench Tectonics. Am. Assoc. Petroleum Geologists. Vol. 57/1, p 74-96.
- Williams-Rojas Carlos T., Hurley F. Neil, 2001, Geologic Controls on Reservoir Performance in Muspac an Cathedral Gas Fields, Southeastern Mexico, Am. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 75.

Wilson, H. H.- 1974, Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America: Am. Assoc. Petroleum Geologists. Bull. V. 58/7 p. 1348 – 1395.

Petróleos Mexicanos, informes internos no publicados de diversos autores.

Brigada Escuela de Geología Superficial, 2003, libreto guía e Informe Final del Primer Entrenamiento. Pemex-IPN.

Fault-striae Analysis: a turbo pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. Computers & Geosciences vol. 19. No. 9, 1361-1388 p.