

Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Instituto de Investigaciones Metalúrgicas

Departamento de Geología

MAESTRIA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**SISMOTECTÓNICA DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL
SISTEMA MORELIA-ACAMBAY, MÉXICO, A PARTIR DE
ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS**

Alumno: Luca Mennella

Asesor interno: Víctor Hugo Garduño Monroy,
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Asesor externo: Jorge Luis Giner Robles,
Universidad Autónoma de Madrid



Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Instituto de Investigaciones Metalúrgicas

Departamento de Geología

MAESTRIA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO

**SISMOTECTÓNICA DEL SECTOR OCCIDENTAL DEL
SISTEMA MORELIA-ACAMBAY, MÉXICO, A PARTIR DE
ANÁLISIS DE POBLACIONES DE FALLAS**

Alumno: Luca Mennella

Asesor interno: Víctor Hugo Garduño Monroy,
Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

Asesor externo: Jorge Luis Giner Robles,
Universidad Autónoma de Madrid



RESUMEN

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un sistema geológico complejo donde el régimen neotectónico convergente y el arco volcánico, han evolucionado de forma bastante heterogénea a partir del Mioceno superior, mostrando peculiaridad en cuanto a su posición, geometría y composición variable. En particular el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), situado en la región centro occidental de la FVTM, se desarrolla como una franja transtensiva de ~30 km de ancho, constituido por fallas E-O y ENE-OSO. La sismotectónica del SFMA controla desde el Plioceno la evolución de las cuencas lacustres y depresiones alargadas E-O (Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay). Las fallas son activas y han sido el epicentro de terremotos históricos (1858, 1912, 1979 y 2007).

Este trabajo presenta un estudio del régimen de deformación reciente y actual del sector occidental del sistema Morelia-Acambay a través del análisis estructural de poblaciones de fallas medidas en el campo y un estudio del régimen de esfuerzos regionales a partir del análisis de los datos de mecanismos focales de terremotos intraplacas someros. La importancia de esta investigación radica en considerar la orientación de las fallas con respecto a las trayectorias del campo de esfuerzo presente como uno de los criterios para que dichas fallas se consideren o no potencialmente activas. La definición del campo de deformación y esfuerzos en la zona se convierte así en una información de primer orden para sucesivos estudios de paleosismología y el análisis del peligro sísmico.

La integración de los resultados ha llevado a las siguientes conclusiones:

a) El vulcanismo de la FVTM, en su sector central, se ha emplazado sobre estructuras NO-SE y NNO-SSE, heredadas de la tectónica del “Basin and Range”. El rasgo NNO-SSE más importante es el lineamiento de Tzizio-Valle de Santiago, una antigua estructura de pliegue-falla sepultada que ahora responde al régimen de esfuerzo actual como falla regional direccional derecha. En otros sectores de la FVTM (Querétaro, Taxco-San Miguel de Allende) estas estructuras resultan sísmicamente activas bajo el régimen extensivo NNE-SSO, opuesto y coexistente al SFMA. Otra manifestación de las estructuras NO-SE son los alineamientos volcánicos con estos rumbos presentes en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, donde los mecanismos focales de los sismos del Tancítaro (1997) y Parícutin (2003), revelan “cracks” de apertura NO-SE ($E_y=130$), alineados con la estructura de San Juanico-Buenavista.

b) El SFMA es el sistema más joven y activo del sector central de la FVTM, neoformando planos de fallas E-O y NE-SO con movimientos normales o normal-direccionales izquierdos, mientras en otros casos reactiva las estructuras miocénicas NNO-SSE como fallas laterales derechas. Los datos cinemáticos indican que el SFMA se formó en régimen de compresión horizontal orientado NNE-SSO, principalmente asociado con fallas laterales izquierdas con algunas fallas inversas asociadas. Por otro lado el actual sistema NE-SO es un sistema complejo asociado a la evolución tectónica de la FVTM y que ha actuado probablemente desde el Mioceno hasta la actualidad.



Hoy en día las fallas NE-SO están asociadas al sistema transtensivo lateral izquierdo del SFMA, donde las principales morfoestructuras de fallas E-O paralelas tienen movimiento normal-direccional izquierdo, mientras que las fallas normales NE-SO responden a la cinemática con una geometría “en echelon”.

c) La dirección de máxima compresión horizontal (E_y) del sector central de la FVTM resulta variable pero prácticamente en el cuadrante NE-SO, y hay una rotación en sentido horario que hace que E_y pase de direcciones NNE-SSO en el sector Pázcuar-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acambay hasta valores más E-O a partir del sector Maravatio-Acambay.

d) Las trayectorias del campo de deformación reciente y las trayectorias del campo de esfuerzos actual son claramente paralelas indicando que el régimen neotectónico instaurado a partir del Plioceno se ha mantenido constantes durante el Cuaternario hasta el presente.

d) El resultado de la recopilación de datos sismotectónicos indica que el máximo evento sísmico esperado para esta área corresponde a un valor de magnitud de $M=7.1$ y con un periodo de retorno entre los 6.7 y los 10 mil años, para segmentos de falla cercanos a la ciudad de Morelia.

e) El modelo de la convergencia oblicua de las placas y la partición del ángulo de subducción de la parte norte de la Trinchera Mesoamericana, parece la propuesta más razonable para explicar la deformación transtensiva en el sector central de la FVTM. La componente E-O paralela al arco en el sector central de la FVTM es la responsable de acomodamiento de la mayor parte de la componente de deformación paralela a la trinchera, mediante fallas normales direccionales E-O en un sistema transtensional lateral izquierdo, y en otra parte es absorbida por la reactivación de las estructuras de fallas NNO-SSE.

Palabras clave: sistema de fallas Morelia-Acambay, México, sismos, vulcanismo, cuencas lacustres, trayectorias de máxima compresión horizontal.



INDICE GENERAL

INTRODUCCIÓN

CAPITULO 1

1- ANTECEDENTES DEL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY

1.1 Marco geológico

- 1.1.1 Tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana
- 1.1.2 Estructura cortical de la placa continental y flujo térmico
- 1.1.3 Evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana
- 1.1.4 Rasgos estructurales asociados a la Faja Volcánica Transmexicana

1.2 Geología estructural del sistema de fallas Morelia-Acambay

- 1.2.1 Tasa de desplazamiento de fallas
- 1.2.2 Régimen de esfuerzo en el sector central de la FVTM

CAPITULO 2

2- CONTEXTO SÍSMICO REGIONAL

2.1 Sismicidad histórica y prehistórica

2.2 Zonificación sísmica y segmentos de fallas activo

CAPITULO 3

3- GEODINÁMICA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

3.1 Modelo de la subducción oblicua

CAPITULO 4

4- OBJETIVOS Y METAS



CAPITULO 5

5- METODOLOGÍA

5.1 Integración de datos geológicos-estructurales

5.2 Metodología de análisis morfoestructural

5.3 Metodología de análisis micro y mesoestructural

5.3.1 Procedimientos de análisis del estado de esfuerzos-deformación

CAPITULO 6

6- ESTUDIO GEOLOGICO ESTRUCTURAL

6.1 Localización y caracterización geológica

6.1.1 Vulcanismo, formación y evolución de la depresión Cuitzeo-Morelia

6.2 Análisis Morfoestructural

6.2.1 Análisis estadísticas de las megaestructuras

6.3 Análisis Estructural

6.3.1 Análisis micro y mesoestructural

6.3.2 Fases de deformación

6.3.3 Trayectorias del campo de deformación

CAPITULO 7

7-ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

7.1 Análisis de la sismicidad instrumental regional

7.2 Análisis de mecanismos focales en el área de estudio

7.2.1 Sismos tectónicos del sistema de fallas Morelia-Acambay

7.2.2 Sismos asociados al sistema de fallas NNO-SSE

7.2.3 Sismos tectónicos asociados a eventos magmáticos

7.3 Trayectorias del campo de esfuerzo actual



CAPITULO 8

8- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

8.1 Sistema de fallas NNO-SSE

8.2 Sistema de fallas NE-SO

8.3 Sistema de fallas E-O de Morelia-Acambay

8.4 Régimen de esfuerzos

8.5 Tectónica y geodinámica

8.6 Conclusiones

CAPITULO 9

9- REFERENCIAS

9.1 Bibliografía relacionada con el marco teórico y la metodología

9.2 Bibliografía relacionada con la temática de la investigación

CONTENIDO DEL CD ANEXO Y PÁGINAS WEB PARA DESCARGAR ARCHIVOS

Anexo I: MARCO TEORICO (<http://dl.dropbox.com/u/47970816/ANEXO%20I.pdf>)

Anexo II: DIAGRAMAS DE ANÁLISIS DE LAS ESTACIONES ESTRUCTURALES
(<http://dl.dropbox.com/u/47970816/ANEXOII.pdf>)

Anexo III: TABLA DE DATOS DE SISMOS DEL 1997 AL 2010 (SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL, SSN MEXICO) (<http://dl.dropbox.com/u/47970816/ANEXOIII.pdf>)

Anexo IV: TABLA DE DATOS SÍSMICOS DEL 1993 AL 2010 (U.S. GEOLOGICAL SURVEY EARTHQUAKE DATA BASE) (<http://dl.dropbox.com/u/47970816/ANEXOIV.pdf>)

Tesis: Sismotectónica SFMA_Luca Mennella
(http://dl.dropbox.com/u/47970816/SFMA_Luca%20Mennella.pdf)

Tabla 6.1: resumen de las estaciones estructurales
(<http://dl.dropbox.com/u/47970816/TABLA%206.1.pdf>)



INTRODUCCIÓN

La sismotectónica es la rama de la geología que se encarga de identificar, analizar e interpretar las evidencias de actividad tectónica reciente asociada con eventos sísmicos particulares, que han quedado registrados en el paisaje y/o detectados por instrumentos (sismógrafos y acelegrógrafos). El tema de este estudio es precisamente la sismotectónica del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) en su sector occidental.

El interés e importancia del estudio se debe a la actividad neotectónica de este sistema de fallas cosísmicas, epicentro de terremotos históricos (1858, 1912, 1979 y 2007), y su control sobre la morfología y la actividad volcánica en esta zona central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

A lo largo de este trabajo de investigación se definen las fallas activas y las direcciones de las potencialmente activas, siendo esta la base para sucesivos estudios paleosísmicos.

Este estudio sismotectónico terminó definiendo las fases de deformación cronológicamente relacionadas, el estado de deformación de los sistemas de fallas encontrados y el campo de esfuerzos de la región. En algunos casos se pudo asignar una edad relativa al último evento sísmico registrado por una falla, esto con base a la edad de los depósitos y/o elementos geomorfológicos desplazados.

Para una rápida búsqueda de los argumentos tratados y una más fácil lectura de este estudio se presenta la estructura de la tesis, describiendo las temáticas desarrolladas por cada capítulo.

Capítulo 1: Antecedentes del SFMA. Se visualiza el contexto geodinámico que abarca el desarrollo de la FVTM y su evolución reciente, misma que finalmente define el sistema general de esfuerzos neotectónicos en el área de estudio, mencionando brevemente la estructura cortical y el flujo térmico en el sector del arco volcánico continental. Los principales rasgos estructurales a nivel regional a su vez se esquematizan por sectores (apartado 1.1). Siendo que el área de estudio abarca parte del sector central de la FVTM, se describen separadamente las principales estructuras geológicas del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) en el contexto tectónico y estructural del área de estudio, así como la formación y evolución geológica de las cuencas en la región Cuitzeo-Morelia-Pátzcuaro (apartado 1.2).



Capítulo 2: Contexto sísmico regional. Se caracteriza la sismicidad de México partiendo de una recopilación de datos y trabajos bibliográficos, clasificando los tipos de terremotos en función de la profundidad, magnitud, frecuencia y en relación al contexto geodinámico. Partiendo de los datos bibliográficos de la sismicidad histórica y prehistórica (apartado 2.1) se define la zona sísmica a la que pertenece el área de estudio y se recopilan los datos de magnitud y recurrencia de los principales tramos de fallas que pertenecen al sistema Morelia-Aacambay (apartado 2.2), y así estimar las fallas en función de su peligrosidad.

Capítulo 3: Geodinámica de la Faja Volcánica Transmexicana. Se resumen los conocimientos, interpretaciones e hipótesis de los diferentes autores, acerca de la geodinámica y evolución neotectónica regional, asociada a la FVTM. En este apartado se mencionan las problemáticas todavía abiertas al debate sobre algunos aspectos relacionados con el origen y geometría del arco magmático en su contexto geodinámico y que se discute al final del presente trabajo.

Capítulo 4: Objetivos y metas. Se motiva el interés y alcance de este estudio, las cuestiones y preguntas a las cuales se pretende aportar y responder. Se definen los objetivos específicos que están a la base de la organización del trabajo de investigación.

Capítulo 5: Metodología. Se mencionan las técnicas empleadas durante el desarrollo del estudio estructural de población de fallas así como del análisis de la sismicidad, enviando para la parte conceptual al marco teórico (anexo 1, ver CD). Se discuten los métodos adoptado en función de dar solución de la problemáticas planteadas y se valoran la cantidad y calidad de los datos.

Capítulo 6: Estudio geológico estructural. Se caracteriza el área de estudio desde el punto de vista geológico-estructural, la dinámica y evolución del SFMA (apartado 6.1). Se individua y describen las principales morfoestructuras, analizando su geometría (apartado 6.2). El estudio del estado de deformación reciente se ha desarrollado a través del análisis de poblaciones de falla del área, ilustrando los resultados del trabajo de campo y el procesamiento analítico de los datos (apartado 6.3).

Capítulo 7: Análisis de la sismicidad. Se define el campo de esfuerzos actual (7.3), desarrollado a partir de la recopilación y análisis de los datos sísmicos disponibles a nivel regional (apartado 7.1), así como la interpretación de los mecanismos focales de terremotos permitió la determinación del estado de esfuerzos puntual y el régimen tectónico vigente (apartado 7.2).



Capítulo 8: Discusión y conclusiones. Se interpretan los datos derivados de los análisis anteriormente descritos retomando los conceptos sobresalientes que suportan las hipótesis y llevan a los resultados. Se separan los sistemas de fallas encontrados en el área de estudio en rasgos estructurales y se discuten sus orígenes, significados y relaciones (sistema de falla NNO-SSE, apartados 8.1; sistema de fallas NE-SO, apartado 8.2 y sistema de fallas E-O de Morelia-Acambay, apartado 8.3). Se discute el régimen de esfuerzos tectónicos del SFMA (apartado 8.4) y su papel en el cuadro de la geodinámica regional (apartado 8.5). Al final se mencionan las conclusiones más sobresalientes del estudio y se sugieren los posibles desarrollos de la temática.



CAPÍTULO 1

1- ANTECEDENTES DEL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY

El presente estudio parte del estado actual de la materia y del tema a desarrollar, basado sobre un análisis crítico de las metodologías implementadas, de los resultados obtenidos, para enfocarse hacia las preguntas y cuestiones que quedan todavía por resolver.

A esto le llamaremos “estado del arte”, expresión que he pedido prestada con cariño y respeto a mi asesor de tesis (Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy), porque expresa mejor y sintetiza el proceso de estudio bibliográfico que no se limita a la pura lectura, sino que se eleva a la comprensión plena del estado del conocimiento de esta forma de arte humana que es el saber científico.

En los primeros tres capítulo se pretende enfocar de manera estructurada, sencilla y actualizada el estado del conocimiento geológico-estructural, sísmico y tectónico de la región de estudio. Se define la geología y tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en su sector central, su relación e interacción con las unidades precedentes y su evolución hasta el presente.

Se tratan los diferentes temas de manera separada dando más énfasis y espacio a los que tienen implicaciones con el presente trabajo para sus interpretaciones y conclusiones. En particular se le da amplio espacio a la neotectónica del sistema de fallas Morelia-Acambay, tema de este estudio.



1.1 MARCO GEOLÓGICO

La relación entre los sistemas de fallas regionales, el vulcanismo y las cuencas lacustres en la región central poniente de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) depende directamente del régimen neotectónico. El estado de esfuerzos hoy activo en este sector es el resultado de la evolución reciente de la tectónica mexicana asociada a la subducción durante el Plioceno y Cuaternario.

La extraordinaria diversidad magmática de la FVTM, y su posición con respecto a la trinchera de subducción, dependen de la interacción entre la placa Norteamericana y las dos placas oceánicas independientes (Rivera y Cocos), así como de los parámetros geométricos, geofísicos y composicionales se modifican constantemente a lo largo de la trinchera.

De hecho se considera la FVTM como el resultado de uno de los sistemas geológicos más complejos del planeta en donde el régimen tectónico convergente y, por consecuencia, el arco magmático, han evolucionado de forma bastante heterogénea a lo largo de su historia, mostrando transformaciones notables en su posición, geometría y composición (Ferrari et al., 2000).

En particular en Michoacán y Guanajuato se desarrolló uno de los campos volcánicos monogenéticos más espectaculares del mundo durante los últimos 3 Ma, con alineamientos importantes de conos NE-SO (Pasquarè et al., 1992).

Aunado al vulcanismo, en la porción centro occidental de la FVTM se han desarrollados una serie de cuencas lacustres alargadas con dirección este-oeste que están controladas por un régimen neotectónico aparentemente transtensivo y claramente definido por los grandes sistemas de fallas recientes y activas, que junto con el vulcanismo determinan la morfología de la región (Israde et al., 2002).

1.1.1 Tectónica de la Faja volcánica Transmexicana

La sismotectónica de esta porción de Norteamérica está dominada por la interacción de 4 placas: Norteamérica, Pacífico, Rivera y Cocos, y caracterizada por tres tipos de frontera: divergentes, transformantes y convergentes. México es parte de la placa Norteamérica la cual está en interacción con las otras tres. En particular la separación entre la placa Norteamericana y las placas de Rivera y Cocos coincide con una trinchera oceánica que se extiende desde la boca del Golfo de Baja California hasta el extremo sur del país, a lo



largo de toda la costa del pacífico. La convergencia de las placas provoca la subducción de las placas oceánicas abajo del continente (Figura 1.1).

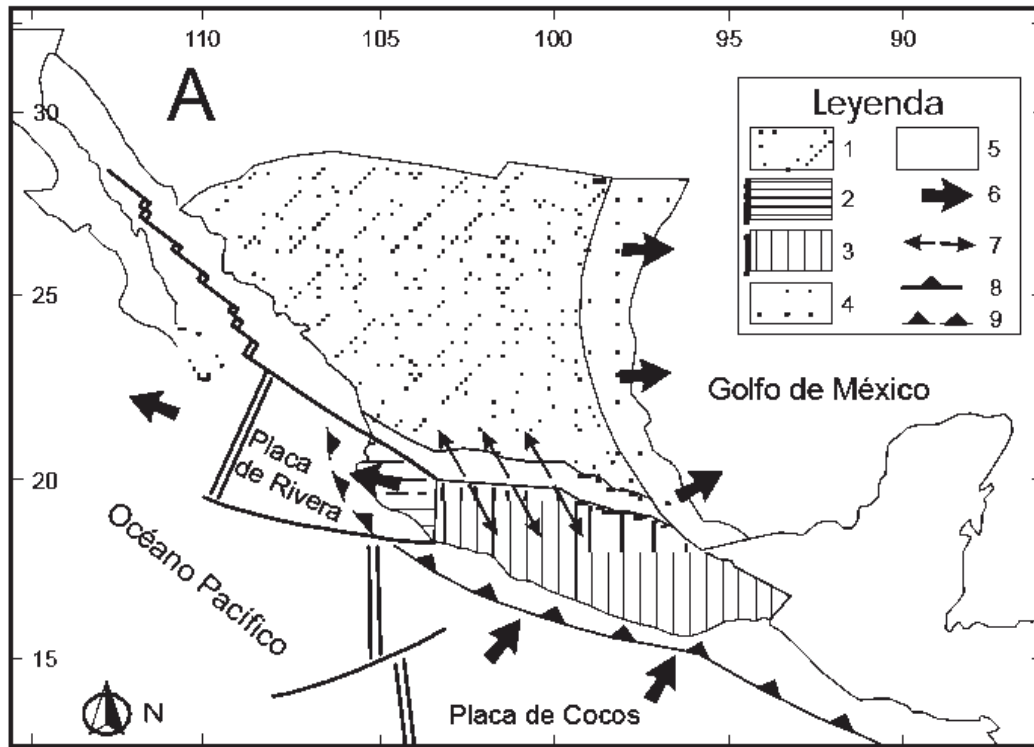


Figura 1.1 Contexto geodinámico de México de acuerdo con el campo de esfuerzos que se registran con el movimiento de placas; 1. Placa de Norteamérica; 2. Bloque Jalisco; 3. Terrenos estratotectónicos de arcos volcánicos del sur de México; 4. Planicie Costera del Golfo; 5. FVTM; 6. Movimiento relativo de placas; 7. Distensión en la FVTM; 8. Zona de subducción de la Placa de Cocos; 9. Subducción en la Placa de Rivera.

La configuración tectónica actual de la zona de subducción mexicana es el resultado de la fragmentación sucesiva que sufrió la placa Farallón al final de Oligoceno, al momento en que las crestas meso-oceánicas llegaron en proximidad con la zona de subducción de la placa de Norteamérica. Este proceso de fragmentación produjo importantes reorganizaciones, originando cambios en la dirección y en la velocidad del vector de convergencia a lo largo del margen continental pacífico (Engebretson et al., 1985). En la actualidad, la corteza continental en coincidencia con la porción occidental de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) se encuentra arriba de la Placa de Rivera en subducción, mientras que la porción central y oriental se sobrepone a la Placa de Cocos en subducción (Figura 1.2).

Con respecto a las velocidades de convergencia, todos los autores coinciden en afirmar que la placa de Rivera es relativamente más joven y converge a una velocidad menor que



la placa de Cocos (Nixon, 1982; Pardo y Suárez, 1993; DeMets et al., 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995). La placa de Rivera tiene aparentemente una edad menor a los 13 Ma a lo largo de la trinchera, y su velocidad de convergencia varía entre 1.7 y 2.2 cm/año (DeMets et al., 1994) o 4 y 4.9 cm/año (Kostoglodov y Bandy, 1995). En cambio, la edad de la placa de Cocos varía entre los 12.7 y 16 Ma, mostrando un incremento gradual hacia la porción sudoriental de la trinchera. La velocidad de convergencia también se incrementa hacia el oriente y varía desde ~4.7 hasta ~6.7 cm/año.

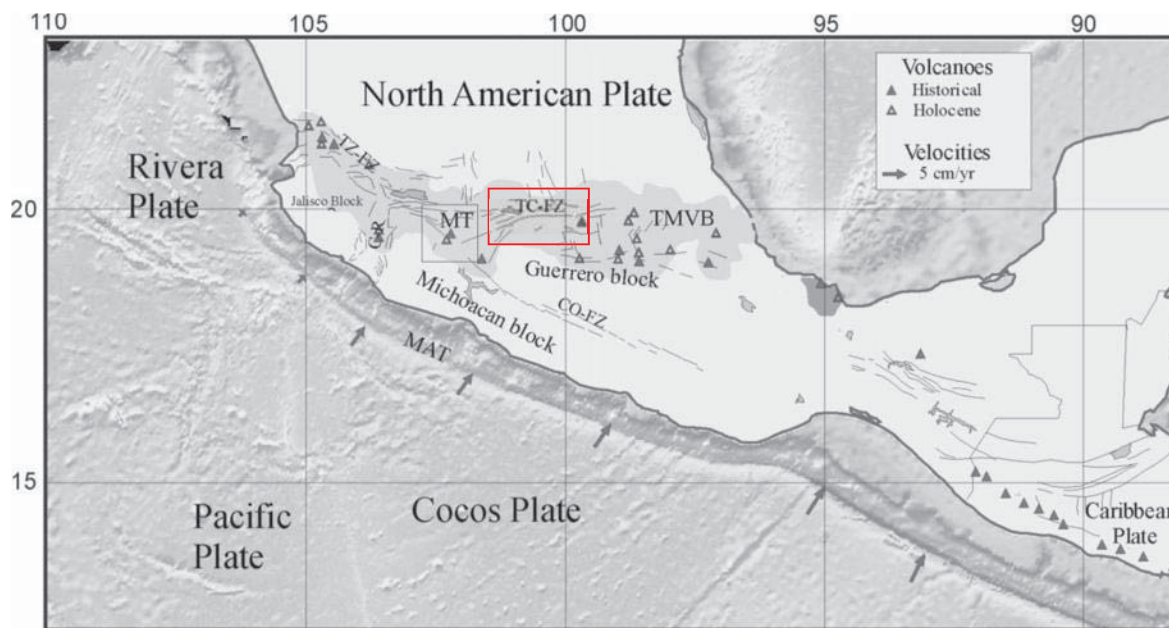


Figura 1.2 Mapa neotectónico general de México (DeMets y Wilson, 1997). La zona en gris limita la Faja Volcánica Transmexicana (TMVB); MAT=Fosa Meso Americana; MT=Triángulo de Michoacán; CO-FZ=Zona de falla Chapala-Oaxaca, TC-FZ=Zona de falla Tula-Chapala, TZ-FZ=Zona de falla Tepic-Zacoalco, CR=Rift de Colima. Los triángulos indican los principales aparatos volcánicos. Las flechas grises indican el rango de velocidad de convergencia (mm/año) entre las placas oceánicas y la placa continental. El cuadro rojo indica el área considerada para el estudio de los mecanismos focales de terremotos.

Los estudios sísmicos de las profundidades focales muestran que la placa de Rivera se introduce hacia el manto con un ángulo cercano a los 50° y con un plano de subducción que puede alcanzar ~120 km de profundidad (Pardo y Suárez, 1993, 1995). El ángulo de subsidencia de la placa de Cocos es mucho más variable, y es importante destacar como los hipocentros se limitan a profundidades menores a 70 km. De esta forma, los datos sísmicos indican que la placa de Cocos disminuye paulatinamente su inclinación desde su



límite con la placa de Rivera hasta aproximadamente la longitud 101°O para volverse subhorizontal debajo de la porción central y la porción oriental de la FVTM (Figura 1.3).

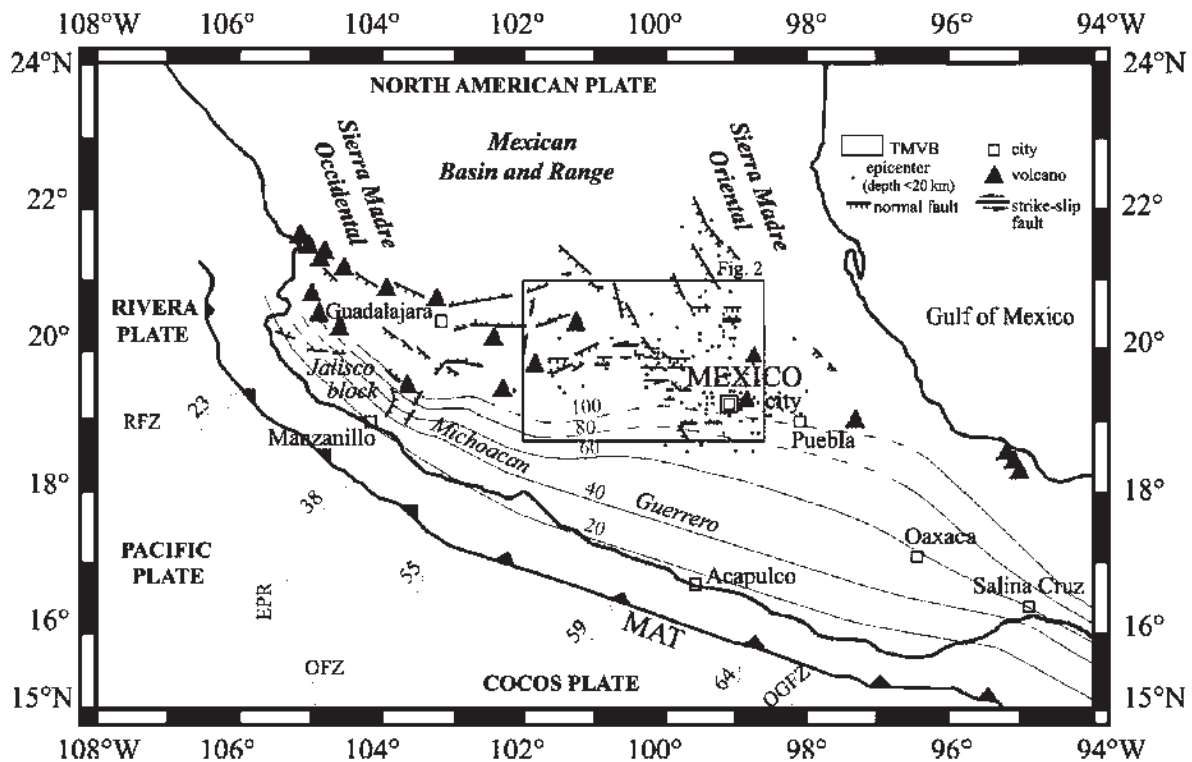


Figura 1.3 Mapa geodinámico general de la neotectónica de México. Las flechas grises indican el rango de velocidad de convergencia (mm/año) entre las placas oceánicas y la placa continental (DeMets y Wilson, 1997). Las líneas grises muestran los contornos de isoprosfundidad (km) de plano de subducción de las placas oceánicas por debajo de la placa Norte Americana (Pardo y Suarez, 1995). El cuadro central delimita el sector Central de la FVTM. EPR=Dorsal del Pacífico Este; RFZ=Zona de Fractura Rivera; OFZ=Zona de Fractura Orozco; OGFZ=Zona de Fractura O'Gorman; MAT=Fosa Meso Americana (modificada de Ego et al., 2002).

Al sureste de Palma Sola, la placa de Cocos aumenta rápidamente su inclinación para alcanzar otra vez un ángulo de 45–50° entre el Istmo de Tehuantepec y el Arco Centroamericano (Pardo y Suárez, 1995). Esta peculiar configuración tectónica puede ser la responsable de la oblicuidad del arco magmático, así como de la lejanía de su parte oriental con respecto a la Trinchera Mesoamericana, como es el caso del vulcanismo de Los Tuxtlas, Ver.

No es completamente clara la evolución del sistema de subducción mexicano y el origen de la geometría detallada, sin embargo las reconstrucciones globales indican que la placa de Cocos comenzó a existir a los ~16 Ma por efecto de la fracturación de la placa Farallón,



que también dio origen a la placa de Nazca (Atwater, 1989), mientras que la separación de la placa de Rivera ocurrió a los ~10 Ma (DeMets y Traylen, 2000).

La presencia del arco magmático del Mioceno medio en una ubicación no muy lejana del frente volcánico actual en la parte centro-oriental de la FVTM podría indicar que la geometría subhorizontal de la placa de Cocos se remonta también a este periodo (Gómez-Tuena et al., 2005).

En la porción occidental de la FVTM, la notable migración del frente volcánico hacia la trinchera desde ~8.5 Ma ha llevado a sugerir que la Placa de Rivera inició un proceso de deceleración desde el final del Mioceno (Ferrari et al. 2001), coincidiendo con una drástica disminución en la velocidad de convergencia relativa entre esta última y la placa de Norteamérica a partir de los 9 Ma (DeMets y Traylen, 2000).

1.1.2 Estructura cortical de la placa continental y flujo térmico

La información más completa sobre la estructura cortical a todo lo largo de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) ha sido principalmente determinada con base en los estudios de anomalías gravimétricas, algunos estudios de anomalías magnéticas (Campos-Enríquez et al., 1990) y levantamientos magnetotelúricos (Jording et al., 2000) que cubren de manera aislada ciertos sectores del arco.

Los patrones de anomalías gravimétricas muestran una estructura relativamente sencilla, compatible con un incremento en el espesor cortical desde las costas hacia el interior del continente. Sin embargo se distinguen regiones con espesores corticales contrastantes.

La región con el mayor espesor cortical se localiza en el sector oriental de la FVTM, extendiéndose desde el frente volcánico hasta el norte de Puebla. Los valores mayores se encuentran sobre todo en las cercanías del Valle de México y el Valle de Toluca (~47 km). El sector central de la FVTM muestra un espesor cortical relativamente menor (<40 km) y más variable. Las zonas en donde la corteza es más delgada se localizan hacia las costas del Pacífico y el Golfo de México (15–20 km). Esta distribución cortical es consistente con los datos obtenidos mediante estudios sísmicos en el sur de México, en donde el espesor cortical se incrementa desde la costa pacífica y alcanza cerca de 47 km debajo del Complejo Oaxaqueño (Urrutia-Fucugauchi, 1986; Valdés et al., 1986) (Figura 1.4).

La FVTM muestra características hipsométricas que se correlacionan en buena medida con los datos gravimétricos y de espesor cortical estimado. La topografía a lo largo del



cinturón volcánico muestra elevaciones promedio de 2,200 msnm y concentra los picos de mayor elevación del país (Figura 1.4). De manera general, la topografía muestra un incremento desde las costas hacia el interior del continente. Las mayores elevaciones (>3,500 msnm) se localizan hacia la porción oriental del arco magmático, destacando la presencia de grandes estratovolcanes alineados a lo largo del paralelo 19°N, marcando el frente volcánico activo. Es también evidente un aumento en la densidad de estratovolcanes en el sector oriental del arco, coincidente de manera general con el incremento en el espesor cortical. A todo lo largo de la FVTM, la elevación disminuye de manera gradual hacia el norte del frente volcánico.

Los estudios de flujos térmicos medidos en el sur y centro de México concuerdan a grandes rasgos con las características típicas de una zona de subducción (Smith et al., 1979; Polak et al., 1985; Prol-Ledezma y Juárez, 1985; Ziagos et al., 1985), donde los valores más bajos se encuentran en la zona del antearco (13–22 mWm⁻²), y se incrementan de forma significativa hacia el arco magmático (~100 mWm⁻²).

Las múltiples evidencias geofísicas indican claramente que las placas oceánicas de Cocos y de Rivera se introducen hacia el manto por debajo del continente (Figura 1.3). Por este motivo, la mayor parte de los investigadores asumen que la formación de magmas en la FVTM, y su distribución oblicua con respecto a la trinchera, deben estar de alguna manera ligadas al proceso de subducción. A pesar de dichas evidencias, otros investigadores no están completamente satisfechos con este modelo de arco magmático debido a las peculiaridades petrológicas de algunas rocas efusivas encontradas, a la presencia de una tectónica distensiva asociada al emplazamiento de magmas primitivos, y a que el plano de Wadati-Benioff no se encuentra bien definido debajo de la mayor parte del arco (Márquez et al., 1999a; Verma, 1999; Sheth et al., 2000; Verma, 2000a; Verma, 2002).

Es evidente que todas estas consideraciones deben ser tomadas en cuenta al evaluar de manera integral el origen y la evolución de la FVTM.



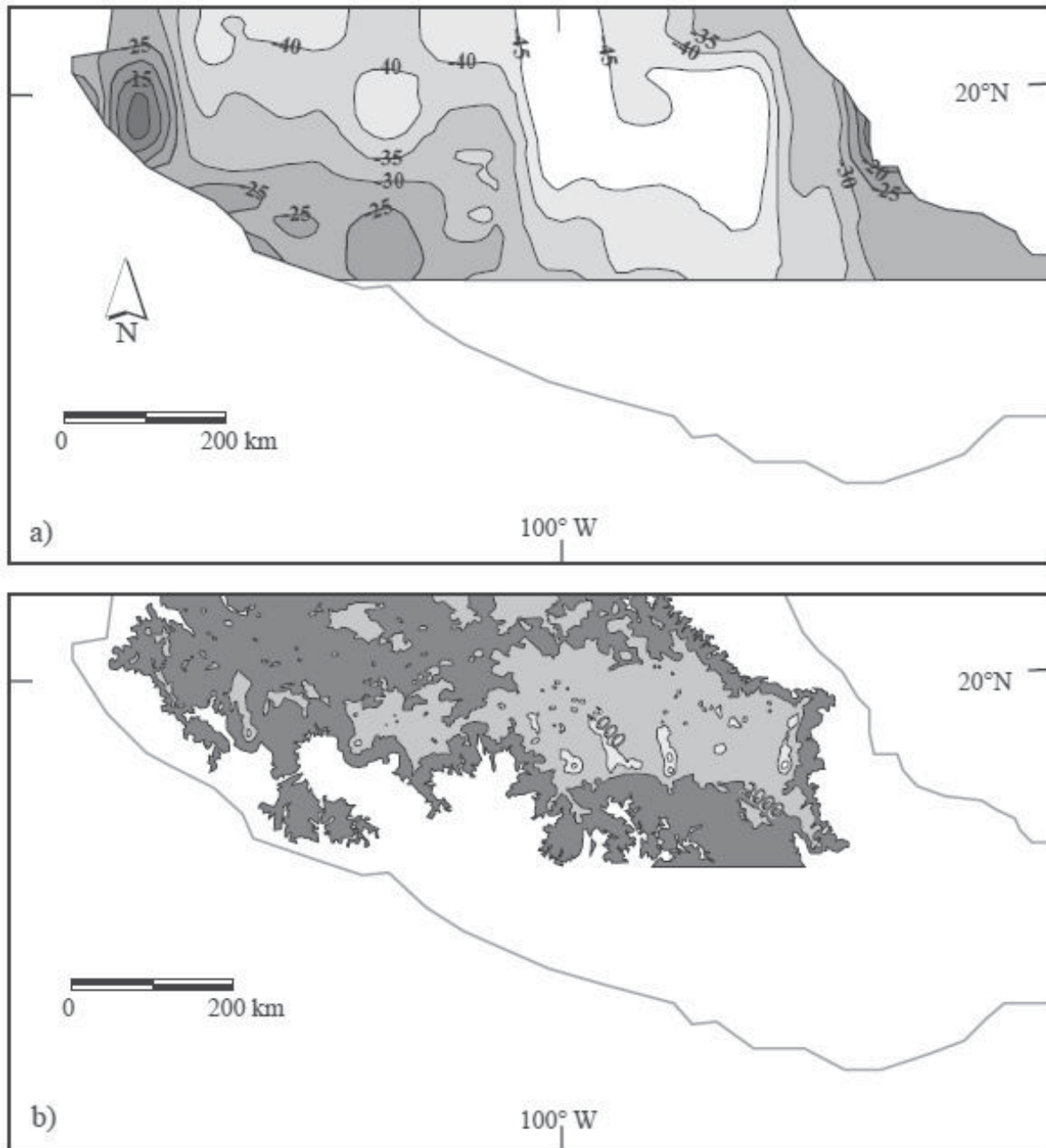


Figura 1.4 (a) Esquema del espesor cortical de la FVTM interpretado a partir de las anomalías gravimétricas (Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; De la Fuente et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996; Flores-Ruiz, 1997). (b) Mapa hipsométrico de la FVTM (modificado del Atlas Nacional de México, 1999). Curvas de nivel a cada 1 000 m. Es notable la buena correlación que existe entre el espesor cortical y la topografía (de Gómez-Tuena et al., 2005).



1.1.3 Evolución geológica de la Faja Volcánica Transmexicana

A partir del Mioceno medio, importantes cantidades de productos volcánicos intermedios y máficos fueron emplazados a lo largo de un cinturón con orientación general E-O, extendiéndose también al este de la ciudad de México, mientras que en el Mioceno tardío este vulcanismo asumió un carácter uniformemente basáltico y una más amplia distribución. La orientación del arco no ha cambiado desde hace 16 Ma al presente, aunque se observa una migración del frente volcánico hacia la trinchera (Delgado et al., 1995).

La Faja volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco magmático continental, constituido por más de 8,000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, y se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978).

La provincia magmática es de aproximadamente 1,000 km de longitud y amplitud irregular entre los 80 y 230 km; se desarrolla en su parte occidental con una dirección ONO-ESE, mientras que en su parte central y oriental la dirección resulta preferencialmente E-O, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana.

La forma y dirección del cinturón volcánico mexicano ha dado lugar a que la provincia reciba el nombre de la FVTM, mostrando una clara distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas del Terciario medio y tardío que corren con una orientación preferencial NNO-SSE (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). En su sector central y occidental es evidente su sobreposición a la provincia de la Sierra Madre Occidental.

Se suele dividir a la FVTM en tres sectores con base en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquarè et al., 1988): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); otra porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a); y finalmente la porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (Figura 1.5).



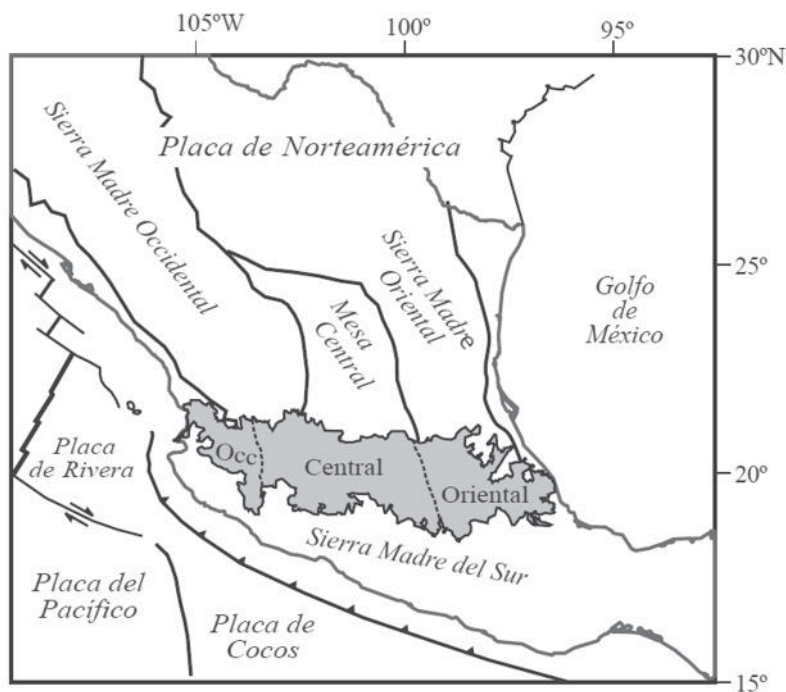


Figure 1.5 Ubicación de la FVTM (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales. También se muestra la ubicación de los tres sectores de la FVTM que serán mencionados en este trabajo (de Gómez-Tuena et al., 2005).

En su sector central y occidental la FVTM se sobrepone a la provincia de la Sierra Madre Occidental (SMO), considerada la más importante secuencia de eventos volcánicos calcoalcalinos de edad terciaria en el país y que a su vez es afectada por los eventos tectónicos que generaron el sistema de fallas conocidos como Cuencas y Sierras en su porción más meridional, (Garduño y Gutiérrez-Negrín, 1990) (Figura 1.5).

Con base a los fechamientos isotópicos obtenidos en las últimas dos décadas, se puede reconocer a la FVTM como una entidad geológica distintiva a partir del Mioceno medio y tardío (Ferrari et al., 1999).

Otro hiato en la actividad magmática se ha identificado entre los 7 y los 5 Ma en la porción occidental y también al oriente de la sistema de fallas Texcoco San Miguel de Allende, donde se abarca hasta los 3 Ma, mientras que en el sector central se presenta simplemente un decremento en el ritmo de la actividad volcánica, (Garduño y Gutierrez-Negrin, 1990).

Queda claro como las zonas de emisión volcánica han cambiado y migrado a través del tiempo geológico, y que su composición también ha variado. Estos cambios de posición del magmatismo de la FVTM, así como, de las diversas composiciones geoquímicas y



mineralógicas, posiblemente reflejan las variaciones del ángulo y de la profundidad que tienen las placas entre sí: las oceánicas, respecto a la continental de Norteamérica (Figura 1.6).

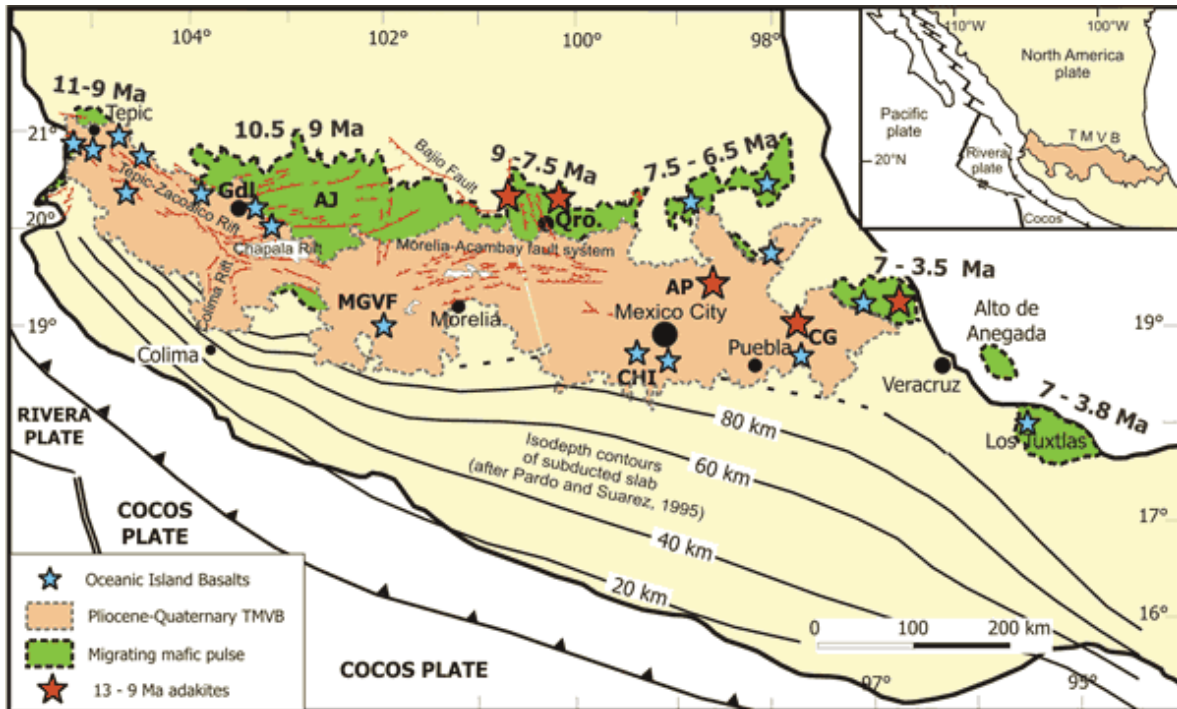


Figure 1.6 Mapa geológico simplificado del vulcanismo Neogénico y del fallamiento en zona del altiplano central de México. Se nota la migración oriental de la actividad magmática desde el noroeste de la FVTM Plio-Cuaternario y su posible continuación hacia el sureste a lo largo del Golfo de México. GDL=Guadalajara; AJ=Altos de Jalisco; QRO=Querétaro; CHI=Sierra Chichinautzin; AP=Campo volcánico de Apan; CG=Complejo volcánico de Cerro Grande; MGVF=Campo volcánico Michoacán-Guanajuato (Ferrari, 2004; modificado).

Otros parámetros significativos son la velocidad del desplazamiento relativo entre las placas y el tiempo de subducción (edad de las placas). Estos factores han dado como resultado que a lo largo de la provincia volcánica se reconozcan cuando menos dos etapas mayores de vulcanismo: una más antigua del Oligoceno-Mioceno y otra más reciente del Plioceno-Cuaternario, separados por una etapa de inactividad volcánica. Sin embargo, estas desactivaciones volcánicas no son consistentes geocronológicamente, puesto que varían en magnitud y en tiempo de un lugar a otro, y en el espacio.

La inactividad volcánica que se menciona no es de la misma edad en toda la FVTM; en las inmediaciones de la Caldera de la Primavera, en el estado de Jalisco, la interrupción volcánica ocurrió hace 3 Ma y se reactivó hace 1 Ma.



1.1.4 Rasgos estructurales asociados a la Faja Volcánica Transmexicana

Los trabajos geológicos estructurales de los últimos 15 años han permitido definir la geometría, cinemática y edad de los principales sistemas de fallas que afectan a la Faja volcánica Transmexicana (FVTM). Estos estudios han puesto de manifiesto que en buena parte de la FVTM ha existido una estrecha relación espacio-temporal entre el fallamiento y el vulcanismo (Figura 1.7).

I) Sector Occidental

La porción occidental de la FVTM está caracterizada por tres depresiones tectónicas que se desprenden de una junta triple al sur de Guadalajara. Demant (1981) nombró a estas estructuras como rift Tepic-Chapala (posteriormente definido como Tepic-Zacoalco), graben de Colima y graben de Chapala. El estudio de detalle del vulcanismo de la región de la junta triple, y numerosos fechamientos permitieron establecer que el fallamiento inició en el Plioceno temprano (Allan 1986). El descubrimiento de rocas alcalinas asociada al fallamiento extensional llevó a Luhr et al. (1985) a formular el modelo de rifting activo en el bloque Jalisco por efecto del “salto” al oriente de un segmento de la Dorsal del Pacífico Oriental.

Por analogía de estructuras tectónicas y los fines de este estudio, tiene interés enfocarnos con mayor detalle en el brazo oriental de la junta triple de Guadalajara. Éste está conformado por el graben de Chapala, con orientación E-O formado en respuesta a una extensión ~N-S durante el Plio-Cuaternario (Garduño-Monroy et al., 1993). Estudios posteriores demostraron que se trata en realidad de una estructura compuesta por dos semigrábenes con vergencia opuesta: sur en la parte oeste y norte en la parte este (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1994; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Las fallas maestras de estos semigrábenes cortan a rocas de 3.4 Ma en el área de Chapala (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998) y 3.3 Ma en Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores (Rosas-Elguera et al., 1989), aunque la morfología de los escarpes de fallas sugiere que la tectónica no fue activa durante el Cuaternario. Un fallamiento de edad cuaternaria se sugiere, en cambio, en el graben de Citlala, una estructura paralela ubicada inmediatamente al sur de la Laguna de Chapala (Garduño-Monroy et al., 1993; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Más al sur, el graben de Cotija es una estructura extensional de dirección ONO-ESE con vergencia al SSO que corta a las rocas del Mioceno tardío (Rosas-Elguera et al., 2003).



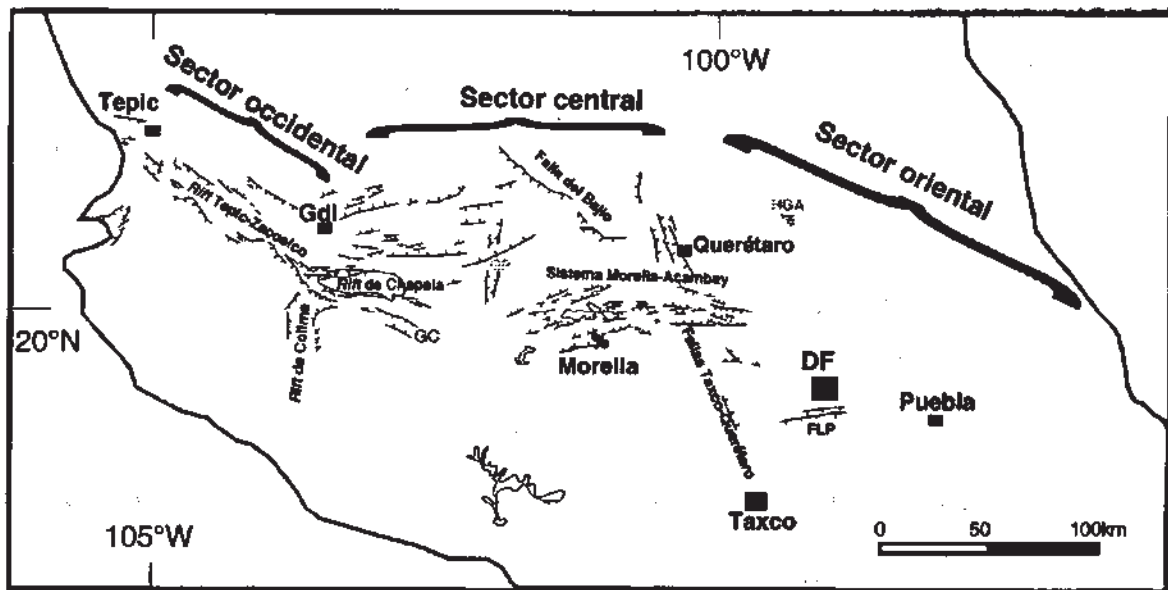


Figura 1.7 Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que afectan la FVTM. (GC=Graben de Cotija). Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental de la FVTM (modificado de Ferrari, 2000).

II) Sector central (incluye al área de estudio)

Hacia el sector central de la FVTM, el extenso vulcanismo del campo volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) recubre las posibles evidencias de un fallamiento anterior al Plioceno. Sin embargo, existen fallas normales de dirección ONO-ESE y ENE-OSO cortando rocas del Plioceno en los extremos occidental y oriental del CVMG, respectivamente. Así mismo, un análisis estadístico de la orientación que siguen los centros de emisión magmática muestra que la mayor parte de los alineamientos de 3 a 6 conos monogenéticos tienen una orientación paralela a estos sistemas de fallas (Connor, 1990). Por otro lado existen también sistemas de fallas normales con una pequeña componente lateral izquierda afectando a basaltos del Mioceno tardío en la región de los Altos de Jalisco (Ferrari et al., 2000b). Estas fallas tienen también dirección ENE-OSO y son paralelas al alineamiento de algunos conos de lava de la parte central de la meseta de Los Altos.

El sistema de falla del Bajío orientado E-O, tiene una longitud mayor a los 70 km. Estas estructuras estuvieron activas durante el Eoceno y el Oligoceno, principalmente, pero también existió un desplazamiento de por lo menos 500 m después del Mioceno medio (Nieto-Samaniego et al., 1999; Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

Más al oriente, entre las longitudes de León y Querétaro, el vulcanismo plio-cuaternario de la FVTM ocupa una gran depresión asimétrica limitada al norte por el sistema de fallas



normales del Bajío y al sur por el sistema de fallas Morelia-Acambay de dirección E-O en su sector oriental y ENE-OSO en el sector occidental. Este sistema es el tema de estudio de este trabajo y cuyos avances en el estudio tectónicos estructurales se discuten en detalle en el apartado 1.2.

III) Sector oriental

El sector oriental está caracterizado por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, un conjunto de estructuras transversal a la FVTM que se desarrolló con una dirección NNO entre las ciudades homónimas (Demant, 1981). Se trata de un sistema que parece actuar como límite oriental del vulcanismo de la SMO además de fungir como límite oriental del Terreno Guerrero (Garduño et al., 1992).

Se describe este sistema de fallas como una estructura continental mayor de más de 500 km de longitud y hasta 35 km de ancho que constituye el límite entre bloques corticales con distintos espesores y morfología, cuyas porciones se han visto reactivadas con cinemáticas distintas desde el Oligoceno (Alaniz-Álvarez et al., 2002a; 2002b).



1.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS MORELIA-ACAMBAY

El área de estudio pertenece al sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) caracterizado por una serie de depresiones alargadas este-oeste limitadas por un grupo fallas normales. Un ejemplo claro lo constituyen las depresiones que de este a oeste controlan el paisaje como son los grabenes de Cuitzeo y Acambay (Figura 1.8).

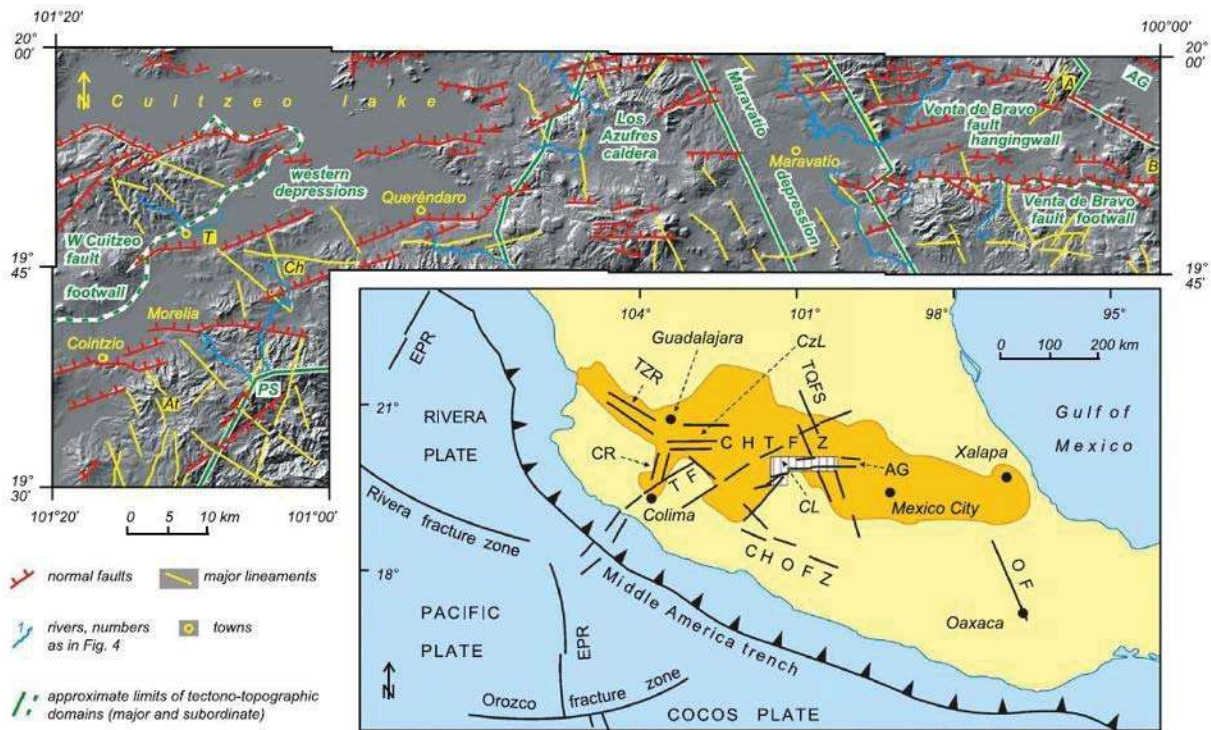


Figura 1.8 Localización y contexto geodinámico del sistema de fallas de Morelia-Acambay e imagen en relieve de modelo digital de terreno (tamaño de pixel 50 m) mostrando los principales rasgos topográficos y estructurales del área de estudio. En verde están las denominaciones de los dominios morfo-tectónicos. PS=Puerto La Sosa, At=Atécuaro, T=Tarímbaro, Ch=Charo, A=Volcanso de Altamirano, AG=Graben de Acambay, B=Bosheda. El área en amarillo oscuro marca la FVTM. CzL=Lago de Chapala, CL=Lago de Cuitzeo. Los sistemas de fallas principales son: TZR=Rift de Tepic-Zacoalco rift, CR=Rift de Colima, TF=Falla Tamazula, CHTFZ=zona de falla de Chapala-Tula, AG=Graben de Acambay, TQFS=Sistema de falla de Taxco-Querétaro, CHOFZ=Zona de falla Chapala-Oaxaca, OF=Falla Oaxaca, EPR=Dorsal del Pacífico Este. Modificado de Pasquarè et al. (1991); Suter et al. (1995); Aguirre-Díaz and McDowell (2000) y Garduño et al. 2004.

Este fallamiento morfoestructural regional forma parte del sistema Chapala-Tula y Morelia- Acambay (Pasquarè et al., 1991; Suter et al., 1992, Suter et al., 1995; Johnson, 1986; Martínez-Reyes y Nieto- Samaniego, 1990).



El Sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) consiste en una serie de fallas normales de dirección E-O a NE-SO que cortan la parte central de la FVTM. Se trata de una franja de ~30 km de ancho responsable de las depresiones tectónicas de Zacapu, Cuitzeo, Morelia y Acambay (Figuras 1.9). Las fallas E-O de este sistema aparecieron hace 7-9 millones de años durante Mioceno medio-tardío mientras que las fallas NNO-SSE son más viejas y se han reactivado en el tiempo, desplazando y controlando a las depresiones lacustres E-O (Garduño et al., 2001).

El análisis cinemático indica que algunas fallas empezaron su actividad posiblemente en el Plioceno temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, para luego volverse progresivamente más extensionales (Ferrari et al., 1990; Suter et al., 1995b).

En el área de Maravatío-Acambay, la falla es activa y se encuentra dividida en varios segmentos orientados en general este-oeste (Figura 1.9).

En la parte oriental el sistema de fallas se caracteriza por una estructura tipo graben asimétrico, formado al norte por las fallas Epitafio Huerta y Acambay-Tixmadeje, y al sur por las fallas Venta de Bravo y Pastores, al sur, que exhiben una pequeña componente lateral izquierda (Suter et al., 1992; Suter et al., 1995b).

Este sector es el más activo del sistema, y prueba de ello es el sismo de 1912 con magnitud 6.9 y epicentro en Acambay (Urbina y Camacho, 1913; Suter et al., 1995b; Suter et al., 1996), para el cual se ha estimado una recurrencia de ~3600 años durante el Holoceno (Langridge et al., 2000), y el de Maravatio 1979 (Astiz 1986), (Garduño y Gutiérrez-Negrín, 1990). Este último ocasionó una falla de aproximadamente 52 km de largo y desplazamientos verticales de 50 cm en promedio paralelas a las fallas normales que flanquean el graben (Urbina y Camacho, 1913). La pared norte de este graben está formada por relieves que varían en altura entre 300 y 400 m y la falla normal que la limita es la Falla de Acambay-Tixmadejé. La pared meridional está formada por relieves que se elevan 150 m en promedio a partir del fondo de la fosa tectónica. La falla normal que limita esta pared meridional es la Falla de Pastores (Odranoel Quintero-Legorreta, 2002).

La estructura más sobresaliente de este sector es la falla de Venta de Bravo (Figura 1.9), la cual es una estructura sísmicamente activa que se extiende a lo largo de 45 km.





Noviembre, 2011

26

La terminación occidental de este segmento coincide con la terminación oriental del Graben de Cuitzeo, en una zona topográfica baja y llana donde se asienta la ciudad de Maravatío; en este sitio se ubica un rasgo morfológico alineado al NO-SE con tendencia del sistemas más antiguo del *Basin and Range*. La altura de los escarpes de falla dentro de este segmento es de 50 m, con excepción de los escarpes de la falla principal donde el salto es mayor que 300 m (Odranoel Quintero-Legorreta, 2002).

El sector occidental del SFMA coincide con el área de análisis de población de falla realizada en este estudio y está definido por el área comprendida entre Morelia y Los Azufres (Figura 1.9): se caracteriza por fallas normales de orientación E-O y ENE-OSO,

pertenecientes al sistema Morelia-Maravatío-Acambay. Algunas de las fallas rebasan los 25 km de longitud y la altura promedio de los escarpes es menor que 100 m.

Las fallas definen: 1) una depresión central que corresponde al Graben de Cuitzeo (Figura 1.9), la cual puede ser trazada desde la región oriental de la laguna de Cuitzeo hasta la región situada al sur de Acambaro; 2) un alto estructural localizado hacia el norte de la laguna de Cuitzeo y que corresponde al horst de Santa Ana Maya, el cual tiene un relieve topográfico de más de 850 m sobre el nivel de la Laguna de Cuitzeo; 3) un pequeño graben (Figura 1.9) al interior de la zona volcánica de Los Azufres (Dobson y Mahood, 1985).

Las depresiones del área central y oriental están limitadas por un conjunto de fallas normales, y fallas de acomodamiento ESE-ONO a E-O en sistemas “en echelon” lateral derechos con estructuras de pull-apart, como por ejemplo la fallas Venta de Bravo, Pastore y Tenengo (Suter et al., 1992, 1995a; García-Palomo et al., 2000).

La mayor parte de los planos de fallas reportados muestran estrías oblicuas con fuerte componente lateral. Esto indica una extensión direccional con componente lateral izquierdo (Pasquarè et al., 1988; Suter et al., 1995a, b, 2001; García-Palomo et al., 2000).

En algunos lugares, las fallas están asociadas a fracturas de extensión y estructuras de presión que concuerdan con una componente lateral izquierda del campo de esfuerzo (Suter et al., 1992). Además, las figuras de campo presentadas por Urbina y Camacho (1913) y tomadas después del terremoto del 12 de noviembre a lo largo de la falla de Acambay-Tixmadejé en donde se muestran escalonamientos derechos “en echelon” de fracturas y estructuras de presión consistentes con el deslizamiento lateral izquierdo (Figura 13 y 14, de Suter et al., 1995a).

Estas fallas cortan productos volcánicos y sedimentos del cuaternario (Suter et al., 2001), y en 22 casos comprobados estas fallas rompen rocas del Holoceno. Por ejemplo Langridge et al. (2000) realizó cuatro trincheras a través de la falla Acambay-Tixmadejé donde se observa que esta falla generó cinco rupturas principales de terrenos anteriores asociadas a eventos del Pleistoceno tardío y del Holoceno. En este caso se observa un canal del Holoceno cortado por estas fallas. El desplazamiento acumulado en el plano vertical ha sido oblicuo con desplazamiento vertical de 30 cm y desplazamiento horizontal izquierdo de 98 cm (Figura 13, de Langridge et al., 2000). Esto indica una relación entre la componente direccional y normal de desplazamiento de 5:2.

En el Lago de Cuitzeo se observaron dos tipos de fallamiento. El más antiguo afecta solo a rocas miocénicas y presenta una orientación de N135° a N160°; este fallamiento es



paralelo a las estructuras originadas por la tectónica de Cuencas y Sierras que afecta al noroeste de México. El otro fallamiento está representado por un sistema de fallas normales con orientación de $N40^\circ$ a $N70^\circ$ (Garduño y Gutiérrez-Negrín, 1990).

Además desde 1983, en la capital del estado de Michoacán, Morelia, y en otras ciudades del norte y centro de México, se empezaron a apreciar problemas de hundimientos diferenciales a lo largo de trazas lineales, ocasionando daños importantes en obras civiles (Martínez-Reyes y Nieto Samaniego, 1990; Trujillo-Candelaria, 1985; Garduño-Monroy et al., 1999 y Lermo-Samaniego et al., 1996). Dichos hundimientos definen trazas rectas en la superficie con direcciones paralelas a sistemas de fallas regionales. En la ciudad de Morelia las zonas dañadas son preferencialmente de dirección NE-SO, pero también se observan fallas con dirección E-O que están generando problemas de inestabilidad de ladera (Arreygue-Rocha et al., 1998, Arreygue-Rocha, 1999). Suter et al. (1995) consideran que estas estructuras forman parte de la zona de falla Chapala-Tula con movimientos históricos, como los ocurridos en las depresiones de Chapala, Cuitzeo y Acambay en 1568 y 1912.

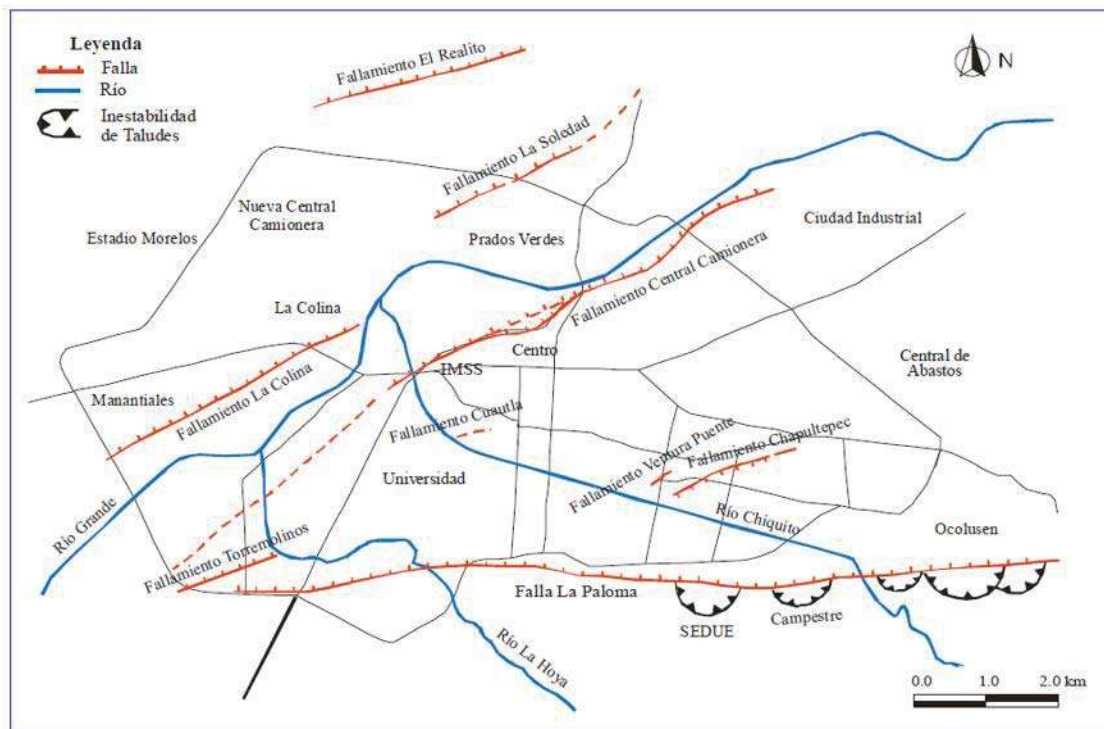


Figura 1.10 Fallamientos identificados en la Ciudad de Morelia (Garduño-Monroy et al., 2001).

En Morelia, las zonas más afectadas son las colonias Colina-Tres Puentes y Avenida Héroes de Nocupétaro (Figura 1.10). Todas estas estructuras geológicas tienen dirección NE-SO,



similar a la de las fallas de la región. En 1988 se habían identificado en la Ciudad de Morelia las fallas: La Colina, Central Camionera, Chapultepec y La Paloma (Figura 1.10). Para 1993 el número de fallas aumentó a cinco cuando se observó desplazamiento en la falla de Torremolino. Hasta la fecha se han identificado otros tramos de fallas: Cuautla, Ventura Puente, La Soledad y El Realito, las cuales iniciaron su movimiento a finales de los años 90 (Garduño et al., 2001).

Finalmente los problemas de hundimientos diferenciales están relacionados con procesos de subsidencia-creep-falla, ocasionados por la sobreexplotación de los acuíferos, el creep de los sedimentos fluvio-lacustres que coronan el basamento rocoso, y la presencia de fallas geológicas antiguas que controlaron el depósito de esos sedimentos (Garduño-Monroy et al., 2009).

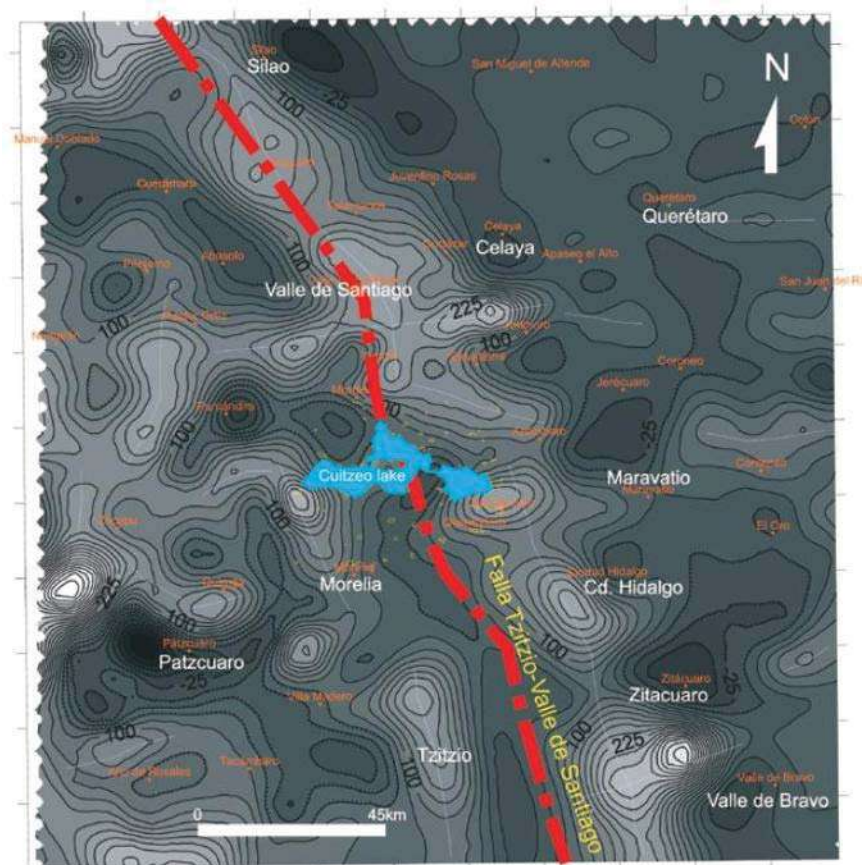


Figura 1.11 Anomalía magnética del área occidental del SFMA (Servicio Geológico Mexicano) en donde se evidencia la anomalía de Tzitzio-Valle de Santiago (Garduño-Monroy et al., 2009).



Es importante mencionar la presencia de una estructura con desplazamiento lateral derecho denominada Falla de Tzitzio–Valle de Santiago. Ésta divide el lago de Cuitzeo en los sectores oriente y poniente: al este conforma un graben tendiente a simétrico, mientras que al oeste conforma un semigraben con bloques basculados hacia el sur.

Se trata de una estructura cortical más antigua, probablemente oligo-miocénica perteneciente a la tectónica Basin and Range, evidenciada también de los estudios geofísicos (anomalías gravimétricas), y reactivada durante la neotectónica plio-cuaternaria (Figura 1.11).

El sector extremo occidental el SFMA, en Pajacuarán (Mich.), tiene su continuación tectónica con el sistema de fallas Chapala-Tula, donde se observa una importante estructura de orientación similar a la de Acambay, que afecta a depósitos aun no consolidados formados en la cuenca del lago de Chapala; el máximo de distensión para esta falla fue calculado también con una orientación casi N-S (Garduño y Gutiérrez-Negrín, 1990).

1.2.1 Tasa de desplazamiento de fallas

La tasa de desplazamiento puede ser calculado con base en el desplazamiento acumulada a lo largo del escarpe a lo largo de la falla en relación a la edad de las unidades desplazadas.

En la zona oriental de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) el desplazamiento vertical cuaternario ha sido considerado menor de 0.1 mm/año (Ferrari et al., 1997). En el área de Morelia (101.25°O), se encuentra un movimiento vertical cuaternario de 0.05 mm/año (Suter et al., 2001). Al este del graben de Cuitzeo, el desplazamiento vertical durante el Cuaternario aumenta a un rango superior a 0.18 mm/año (Suter et al., 2001). En la región de Acambay, Suter et al. (1992) estimaron una tasa de desplazamiento cuaternario de 0.04 mm/año a lo largo de la falla Pastores, estimado por la relación entre el salto de escarpe y la edad de la roca. Langridge et al. (2000) calcula un rango de desplazamiento vertical de 0.17 mm/año en la falla Acambay-Tixmadejé. En el semigraben de Aljibes, Suter et al. (1995a, b, 2001) estimaron un desplazamiento vertical entre 0.07 y 0.16 mm/año a lo largo de la falla normal E-O. Finalmente, más al este, el graben de Mezquital muestra un desplazamiento vertical menor del Cuaternario igual a 0.02 mm/año (Suter et al., 2001).



Es importante resaltar como el desplazamiento vertical durante el Cuaternario parece tener un incremento alrededor de los 101°O ($0.05\text{--}0.17\text{ mm año}$), es casi homogéneo o decrece levemente entre los 101°O y 99.5°O a lo largo de las fallas normales E–O, y disminuye hacia el este en el graben de Mezquital (99.5°O). La tasa de desplazamiento lateral es poco documentada pero Suter et al. (1992) hizo una estimación de 1 mm/año a lo largo de la falla de Venta de Bravo y otras cercanas.

1.2.2 Régimen de esfuerzos en el sector central de la FVTM

Debido a la escasez de datos sísmicos por falta de una adecuada red, el sistema de esfuerzos actualmente operante a nivel de la corteza continental del centro de México ha sido inferido comúnmente a partir de los rasgos morfológicos-estructurales de sistemas de fallas, alineaciones de aparatos volcánicos, orientación de diques, etc. (e.g. Suter et al., 1995). Estudios recientes han demostrado que algunas de las fallas que atraviesan la parte central de México cortan unidades rocosas con edades fechadas menores a 750 ka . (Suter et al., 2001). Solo pocos casos de fallas han sido reconocidas seguramente como activas durante el Cuaternario tardío, y solo algunas han sido asociadas a eventos sísmicos histórico. A pesar de ello, el peligro sísmico real de los sistemas de fallas de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) sigue siendo poco conocido.

La hipótesis de que el centro de México en la FVTM está principalmente influenciado por una tectónica extensional con tendencia N-S es generalmente aceptada. Sin embargo, en algunas áreas, otros sistemas extensionales con diferentes orientaciones, parecen jugar papeles importantes, aún sin ser dominantes (e.g. Suter et al., 1995; Alaniz-Alvarez et al., 1998). Estos sistemas no han sido estudiados lo suficiente debido a la escasez de datos sísmicos y del análisis estructural detallado. La mayor parte de la deformación de la parte central de la FVTM es principalmente absorbida por la franja de fallas Chapala-Tula (Johnson and Harrison, 1990), también conocida como el sistema de falla Chapala-Cuitzeo-Acambay (Suter, 1991; Suter et al., 1995), caracterizado por fallas principalmente normales con orientación E-O y secundariamente ENE-OSO (Figura 1.12)

La zona de fallas paralelas y el arco volcánico están sobrepuestos sobre una provincia tectónica antigua cuyo esfuerzo de compresión es casi perpendicular a éste y que corresponde a la extensión sur de la provincia tectónica del “Basin and Range” en México. (Suter, 1991). Esta provincia ha sido denominada “Basin and Range del sur” por parte de Henry y Aranda-Gómez (1992) y comprende fallas normales con direcciones que van desde NNO-SSE a NNE-SSO, algunas de las cuales pertenecen la zona de fallas de Taxco-



San Miguel Allende (Demant, 1978; Pasquarè et al., 1987; Nixon et al., 1987). Según los autores la extensión empezó hace unos 30 Ma en el área norte de la FVTM.

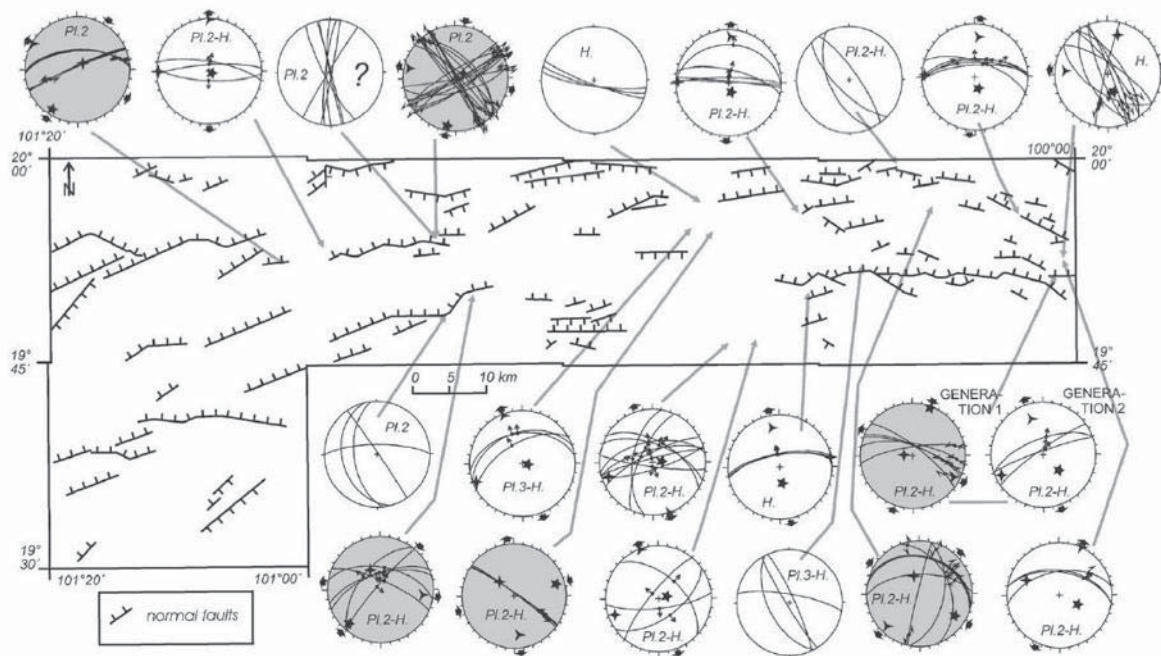


Figura 1.12 Estereogramas representantes de los planos de falla y el sentido de desplazamiento de fallas que cortan estructuras y unidades con edad menor a 870 mil años. Los ejes de extensión, contracción e intermedio fueron calculados con el método de inversión de esfuerzos. Los estereogramas grises representan fallas inversas o direccionales; los estereogramas blancos representan fallas de tipo normal. La edad de la roca cortada está marcada adentro de los estereogramas: Pl.2=Pleistoceno Medio; Pl.3=Pleistoceno Superior; H.=Holoceno (de Ewa Szyrkur et al., 2004).

Basado en el cálculo de inversión de esfuerzo (reportado en la bibliografía), aplicado a estrías de fallas se puede observar que del Cuaternario al presente el estado de esfuerzo en el sector central de la FVTM se conoce a escala regional (Figura 1.12). En su área occidental muestra que durante el Holoceno las direcciones horizontales de eje principal σ_3 que van de N135°-N155°E (Pasquarè et al., 1988). A lo largo de la falla Venta de Bravo (sitios MI-16 and MI-17, in Suter et al., 1992) y la falla Pastores (sitios HI-12, in Suter et al., 1995a), nos indica una dirección horizontal del eje principal σ_3 orientado N134°-N156°E. En el graben de Tenango, ubicado al suroeste de la ciudad de Toluca, la deformación pleistocénica es caracterizada por una transtension con un σ_3 orientado también N143°-N157°E (Tabla 3, en García-Palomo et al., 2000). En el semigraben de Aljibes, el estado de esfuerzo resultado del análisis de estrías de plano de falla dieron una orientación de σ_3 de N355°E (sitios HI-10, in Suter et al., 1995b).



CAPÍTULO 2

2- CONTEXTO SÍSMICO REGIONAL

La cartografía, geología estructural y paleosismología sugieren que las estructuras de sistema de fallas Morelia Acambay (SFMA) en la región de Morelia-Cuitzeo han estado activas durante el Holoceno, asociadas a los terremotos históricos que afectan a paleosuelos con cerámica prehispánica. Estos terremotos históricos también presentan evidencias en las fallas E-O del campo geotérmico de Los Azufres. En la región de Pátzcuaro, las estructuras E-O de SFMA también se ligan a sismos fuertes ocurridos durante épocas prehistóricas e históricas. Por ejemplo, la secuencia lacustre de Jarácuaro, en el sector meridional del lago Pátzcuaro ha registrado por lo menos tres sismos importantes (Período Post-Clásico, 1845 y 1858). El sismo de 1858 (Magnitud estimada de ~7.3) generó un tsunami de 2 m de altura descrito en los archivos históricos. Un sismo similar en la actualidad devastaría esta zona del estado de Michoacán, la cual está ocupada por las poblaciones de más alta densidad. De hecho, el 17 de octubre de 2007, ocurrieron tres sismos en la ciudad de Morelia que fueron ligados a la falla normal derecha de la Central o de La Paloma. Este hecho corroboraba la sismicidad potencial de las fallas E-O y NE-SO de la FVTM (Garduño et al., 2007).

2.1 SISMICIDAD HISTÓRICA Y PREHISTÓRICA

A continuación hacemos una descripción de los eventos sísmicos más significativos registrados, empezando con la región del lago de Pátzcuaro que, durante los sismos del siglo XIX ha registrado evidencias claras de temblores que han causado grandes daños materiales en algunas zonas de la ciudad y pérdida de vidas humanas (Figura 2.2). Esto debido también a un efecto de sitio de respuesta diferencial del subsuelo ante los eventos sísmicos, no obstante que la ciudad descansa sobre un basamento rocoso más o menos uniforme de lavas basálticas y andesíticas (Sánchez-Garcilazo, 2000).

Los registros históricos de los eventos sísmicos describen graves daños en la ciudad y región del lago de Pátzcuaro, como los causados por los sismos de 1603, 1758, 1801, 1837, 1845 y 1858. Durante los dos últimos eventos sísmicos se ha destruido la basílica y derribado su torre; con estos datos se aprecian intensidades considerables en esta región lacustre. Para los sismos de 1845 y 1858 se han estimado intensidades de VIII y IX MM, respectivamente (Figura 2.1; Figueroa, 1963; Sánchez-Garcilazo, 2000; Israde-Alcántara et



al., 2005). De acuerdo con Singh et al. (1996), el evento de 1858 estaría ligado a un sismo de subducción profundo.

En época prehistórica la zona de Pátzcuaro estuvo también sujeta a diferentes eventos sísmicos, uno de ellos ($M=7.3$), durante el Pleistoceno, pudo haber generado el colapso del sector norte del volcán El Estribo y un depósito de avalancha de rocas. La tectónica del área y los sismos asociados han modelaron el paisaje, levantando las secuencias lacustres durante el Cuaternario. Estos eventos han quedado registrados en la sedimentación del lago (Israde-Alcántara et al., 2005) y han generado grandes cambios en su morfología que seguramente alteraron no sólo la evolución del lago, sino también condicionaron los asentamientos humanos históricos de la región.

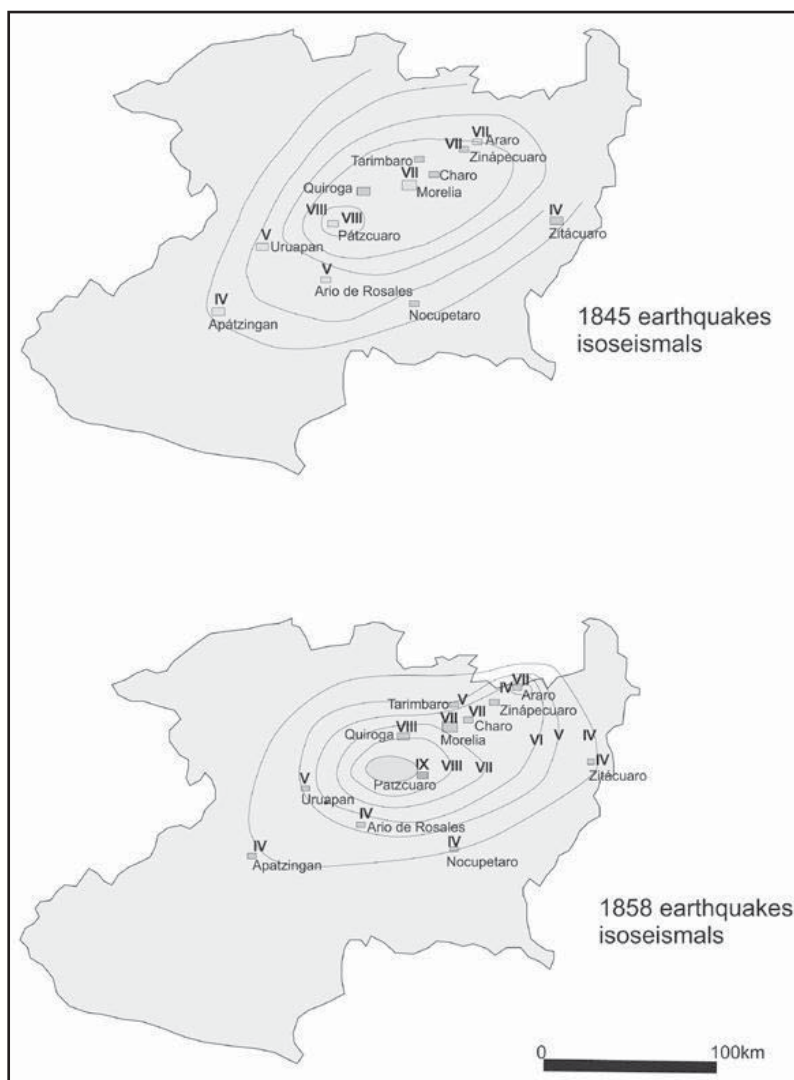


Figura 2.1 Isosistas del sismo de 1858 en Michoacán. Esta información se obtuvo de archivos históricos (Garduño et al., 2009).



Otros eventos sísmicos fueron los de 1911 ($M=7.9$) y de 1985 ($M=8.1$) con un periodo de recurrencia calculado de 74 años (Singh y Suárez, 1986). Sin embargo los datos de macrosismicidad existentes son insuficientes y es difícil establecer un periodo de recurrencia para estos eventos, ya que hay periodos de quietud variables de 155, 43, 36 y 13 años, incluso menores, así como la presencia de dos eventos importantes en un mismo año (1895). Esto es debido a que el Estado de Michoacán se encuentra en un marco tectónico donde se presentan tantos sismos profundos en la zona de subducción como sismos intraplaca y de fallas superficiales. En general, los periodos de recurrencia se definen mejor para los sismos de límites de placas (sismos de subducción) que para los sismos intraplaca, ya que estos últimos se producen en fallas que tienen un área menor y se pueden producir más de dos eventos sísmicos importantes en periodos de pocos años (Sauter, 1989).

En el centro de México se han generado bastantes sismos ligados a rupturas superficiales que responden a la tectónica transtensional de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) (Ego y Ansan, 2002, Andreani et al. 2008), sobre todo asociados al sistema de fallas Morelia Acambay (SFMA) (Suter et al., 2001), sin embargo, apenas se está empezando a tener conocimiento del comportamiento sísmico de los segmentos de fallas en tiempos prehistóricos e históricos, y tampoco existe registro de su recurrencia.

Trabajos de paleosismología realizados en las áreas de Acambay, Los Azufres, Morelia y Pátzcuaro., han revelado que existieron eventos sísmicos estimados en 5 grados de magnitud y registrados en las secuencias lacustres de las zonas, ya sea a través de estructuras de licuefacción o de avalanchas de las secuencias lacustres. En la Ciudad de Morelia, en el segmento denominado de La Paloma, se reconoce hasta ahora un evento sísmico que está fallando a un paleosuelo con cerámica del periodo clásico. Por otro lado lavas del Quinceo-Las Tetillas con impresiones de mazorcas son cortadas por la falla de Tarímbaro de dirección ENE-OSO, indicando también una actividad sísmica hace 3,000 años (edad del maíz más antiguo).

Estudios de secuencias lacustres del Pleistoceno-Holoceno de la región de Acambay revelan una gran discordancia angular entre secuencias lacustres, la inferior con grandes pliegues y corrimientos de dirección NO-SE. Esta deformación compresiva fue observada en las regiones de Ixtlahuaca, Maravatío y Cuitzeo (Rodríguez-Pascua et al., 2010, Israde-Alcántara et al., 2010).

Los sismos más recientes generados en diferentes segmentos de la falla Morelia-Acambay han sido el de 1912 y 1979 (Figura 2.2). El terremoto de Acambay, Mex. de 1912 fue un sismo de $M_s=6.9$ (Urbina y Camacho 1913), que a través de análisis paleosismológicos se



ha estimado de magnitud entre 6.8 y 7 (Langridge et al., 2000) y generó grandes daños en el centro de México. Este último autor encontró lo que considera el penúltimo sismo ocurrido hace aproximadamente 4700 años AC. Posteriormente el sismo de Maravatío, Mich., en 1979 causó daños importantes en la ciudad; el sismo tuvo una profundidad de 8.2 km y una Mb de 5.3 (Astiz-Delgado, 1980).

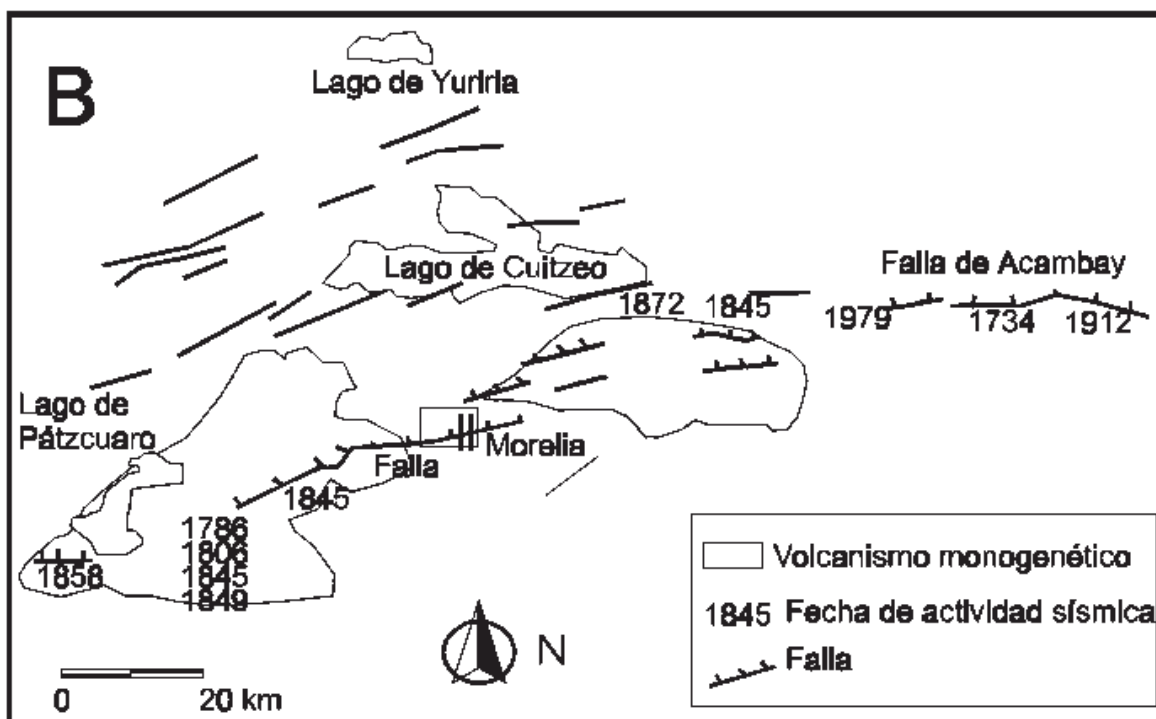


Figura 2.2 Mapa esquemático de los terremotos histórico más importantes registrados en la zona de estudio, y su relación con el vulcanismo monogenético y las fallas del SFMA (Garduño et al., 2001).

La zona volcánica de Los Azufres está cortada por un sistema de fallas normales E-O. Las rocas volcánicas más jóvenes están fechadas en 0.15 Ma (Dobson y Mahood, 1985). Asociadas a las estructuras se registraron sismos locales cerca de Araró el 15 de mayo de 1845 (Arreola, 1985), y en la región de Ucareo-Zinapécuaro-Acámbaro en octubre de 1872 y noviembre de 1874 (Orozco y Berra, 1887; Urquiza, 1872; Ramírez y Reyes, 1873).

También la actividad volcánica ha producido una gran cantidad de sismos locales, como los relacionados con el surgimiento y las erupciones de los volcanes Jorullo en 1759 y Parícutin en 1943 (Luhr y Simkin, 1993).

Muchos eventos sísmicos relacionados con los sistemas de fallas mencionados son reportados, pero los terremotos de la corteza continental han sido reconocidos como



causantes de serios daños en el pasado reciente en áreas del centro de México. La frecuencia de recurrencia y la magnitud de los eventos son menores que los sismos ligados a la zona de subducción de la costa del Pacífico, motivo por el cual las medidas de precauciones en materia de código de construcción de las áreas más hacia el centro de México son poco consideradas.

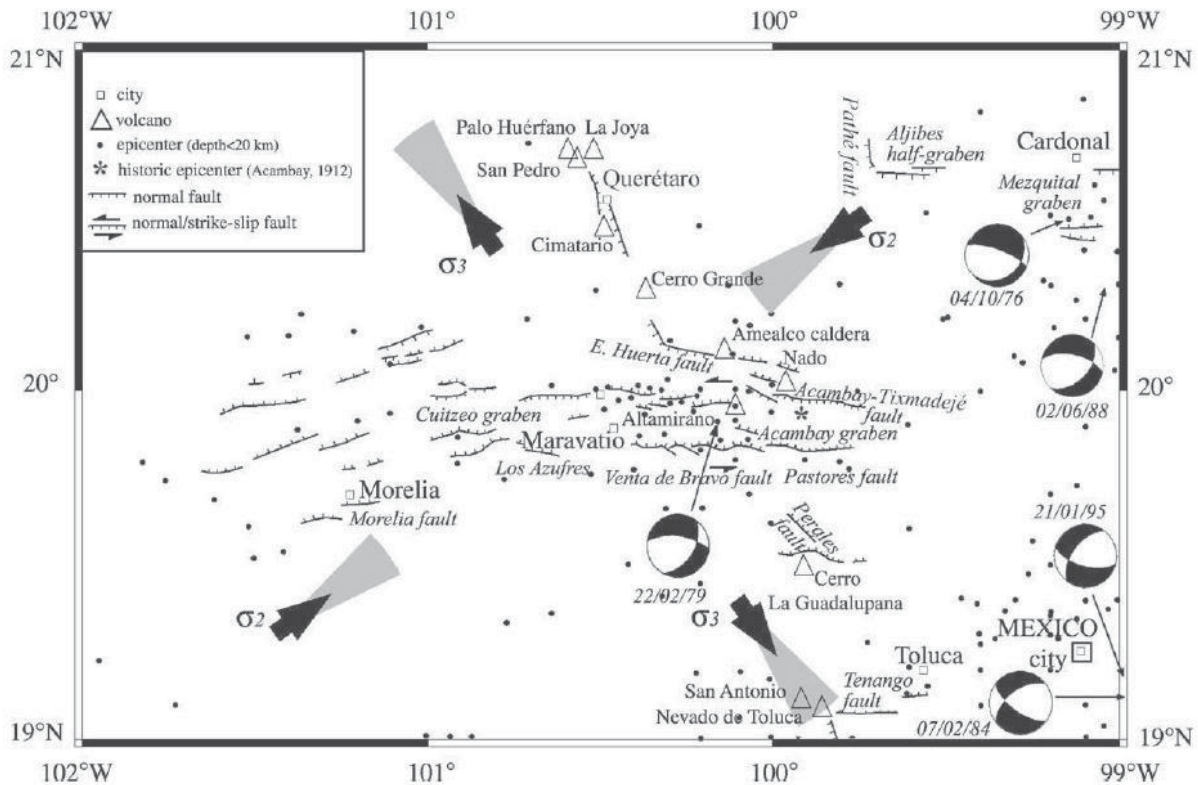


Figura 2.3 Mapa del Sector Central de la FVTM. Las flechas negras indican la dirección de los esfuerzos principales (cono de variabilidad en gris). σ_1 (vertical) $>\sigma_2$ (NE-SO) $>\sigma_3$ (NO-SE). Los cinco mecanismos focales con cuadrantes extensionales negros y de compresión blancos se refieren a los sismos: (1) del 4 de Octubre de 1976 (Singh y Pardo, 1993); (2) del 22 de Febrero de 1979 (Astiz, 1980) y (3) del 7 de Febrero de 1984, (4) del 2 de Junio de 1988 y (5) del 21 de Enero de 1995 (Grupo de Sismología de UNAM & CENAPRED, 1995), los que indican una extensión lateral izquierda a lo largo de planos nodales de tendencia E-O. El asterisco indica el epicentro del terremoto de Acambay ($M_s = 6.7$) ocurrido el 19 de Noviembre de 1912 (de Ego et al., 2002).

En cuanto a magnitudes estimadas, el mayor evento superficial conocido del centro de México ocurrió en Jalisco el 27 de diciembre del 1568. Suárez et al. (1994) consideran su magnitud (M_w) entre 7.5-7.8, basándose en comparaciones de efectos en el área de eventos más recientes, y consideran estos eventos como una consecuencia de régimen de esfuerzo ligado a la FVTM. El evento intraplaca superficial que causó mayores daños durante el siglo 19 fue el sismo del 27 de diciembre de 1875 con epicentro en la cercanía



de Guadalajara, con una magnitud calculada por Suarez de $M_w=7.1$, basándose en cálculos de regresiones de intensidad-magnitud. En el siglo 20 el mayor acontecimiento es el del 12 de noviembre de 1912 y se conoce como terremoto de Acambay con una magnitud estimada de $M_w=7.0$ (Singh and Suárez, 1987), seguido del sismo de Jalapa de $M_S = 6.4$ ocurrido el 3 de enero del 1920 (Suárez, 1992). El evento de Jalapa además causó 650 muertos (Suarez, 1992), y representa el segundo sismo del siglo 19 en cuanto a víctimas, siendo inferior en daños al terremoto de 1985 (terremoto de subducción con epicentro en la costa Michoacana y responsable de graves daños y víctimas en el D.F.).

Con base a los datos sísmicos reportados, el sector central de la FVTM responde a una zona transtensiva lateral izquierda (Ego et al., 2002) (Figura 2.3), confirmado por las medidas paleomagnéticas realizadas a diferentes escalas a lo largo de las fallas E-O de la porción central y oriental de la FVTM (sitio 1 de Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1987, y Tabla 3 de Ruiz-Martínez et al., 2000).



2.2 ZONIFICACIÓN SÍSMICA Y SEGMENTOS DE FALLAS ACTIVOS

Una serie de estudios sobre zonificación sísmica han sido ya realizados por investigadores del Instituto de Ingeniería de la UNAM y del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas en diferentes zonas urbanas del estado de Michoacán, como es el caso de Uruapan (Vázquez-Rosas, 2002), Maravatío, Zamora, Morelia, Zitácuaro y Lázaro Cárdenas, dentro del marco de la elaboración de un Atlas de Peligros Sísmicos para el Estado de Michoacán.

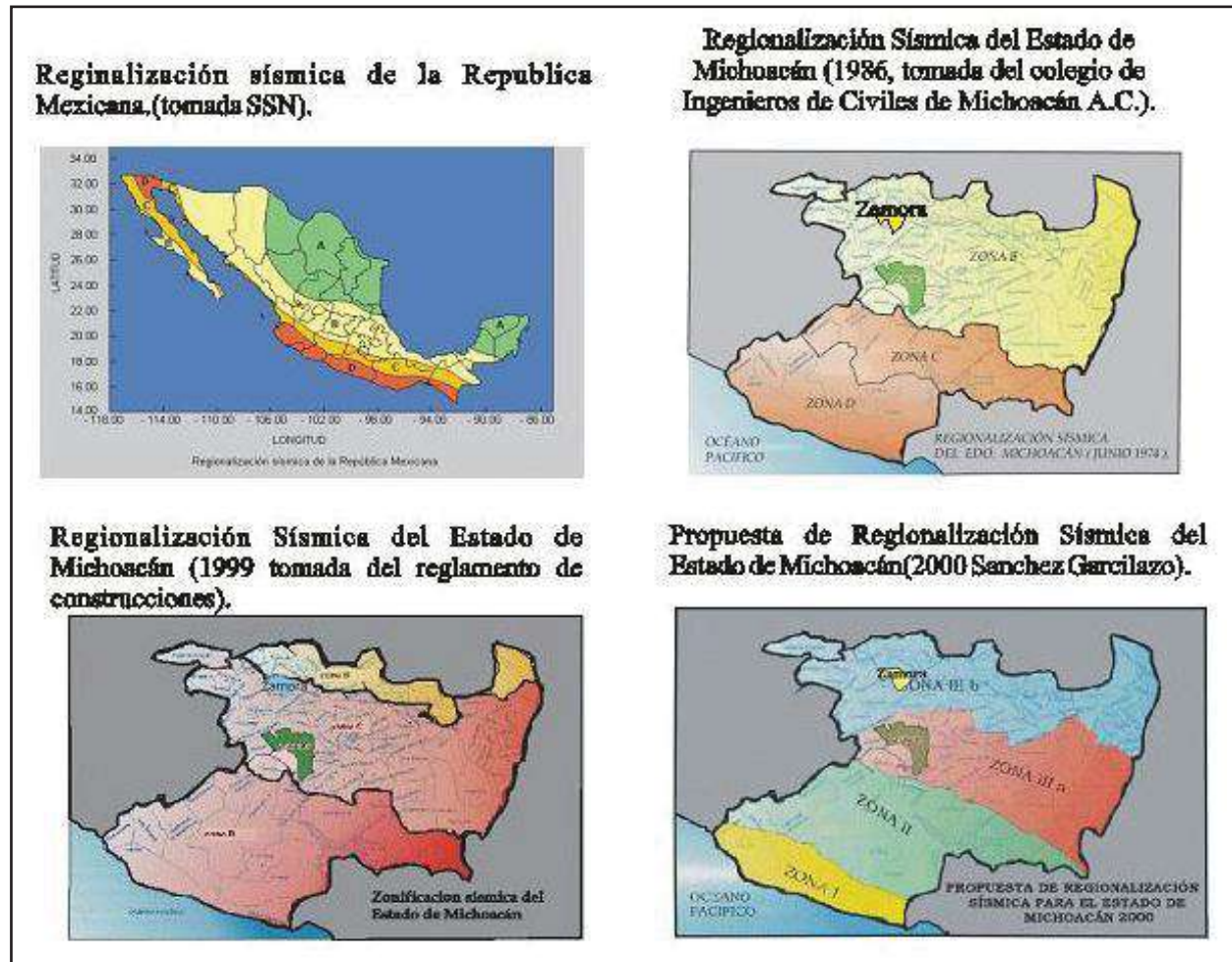


Figura 2.4 Mapas de regionalización sísmica del Estado de Michoacán.

Como se puede observar de los mapas de regionalización sísmica del Estado de Michoacán hay bastante diferencia de interpretación y de avance entre los primeros mapas (parte alta de la figura 2.4) y la última propuesta (Garcilazo, 2000). Todavía en 1999 el mapa de reglamentación (abajo a la izquierda), resulta pobremente diferenciado y no se distinguen las zonas con características sísmicas diferentes y muchas veces subestimadas.



Para mejorar la estimación de recurrencias y magnitudes esperadas y hacer una correcta zonificación de peligro sísmico es necesario tomar en cuenta no solo los datos sísmicos tantos recientes como los históricos sino también los derivados de estudios paleosísmicos, ya que los terremotos son eventos con tiempos de recurrencia más espaciados que los datos de los registros disponibles.

Las evidencias de movimientos cuaternarios en la región de Morelia (Garduño al., 2001) permitieron la estimación de las magnitudes sísmicas de las estructuras E-O de la zona Morelia-Cuitzeo asumiendo una ruptura cosísmica. La geología estructural y paleosismología sugieren que las estructuras del sistema de falla en la región han estado activas durante el Holoceno, controlando los terremotos históricos que afectan a paleosuelos con cerámica prehispánicas. Estos terremotos históricos también están registrados en las fallas E-O del campo geotérmico de Los Azufres. También en la región del lago de Pátzcuaro, las estructuras E-O se asocian a sismos fuertes ocurridos durante épocas prehistóricas e históricas (Garduño et al., 2009).

Para la caracterización de las zonas sísmicas se hizo una recopilación de datos bibliográficos, considerando los parámetros de dirección de escarpes de fallas macroestructurales, la longitud de los tramos de fallas, la edad, el desplazamiento total en metros y mm por año y la Magnitud (Tabla 2.1).

Las magnitudes de los sismos de la región han sido estimadas de los parámetros anteriores y se indica el tipo de ecuación regresiva utilizada (Oells y Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002). Los desplazamientos de fallas fueron estimados a partir de estudios de paleosismología, escarpes morfológicos de fallas y paleosuelos desplazados por terremotos.

Se considera que la longitud de cada tramo o segmento de falla corresponde a una superficie cosísmica de ruptura. Esta suposición resulta aceptable por el hecho que las estructuras del sistema de falla Morelia-Aacambay (SFMA) muestran una baja incidencia de sismos instrumentales en comparación con el número potencial obtenido de las regresiones empíricas a partir de datos geomorfológicos, estructurales y paleosísmicos.

Con base a estos estudios se puede hacer una caracterización por segmentos del SFMA.

Segmento Queréndaro-Indaparapeo (QI)

El segmento Queréndaro-Indaparapeo empieza desde el campo geotérmico de Los Azufres, con una orientación ENE-OSO. Dos domos dacíticos fueron emplazados y posteriormente fueron desplazados por la falla. Hacia Queréndaro, se encontraron lavas



andesíticas-basálticas fechadas 700 mil años (Pradal and Robin, 1994). La altura del escarpe de falla es mayor a 100 m desde el límite sur de los depósitos de la Cuenca lacustre de Queréndaro. El segmento muestra una amplitud de 20 km de largo (SRL).

El valor de magnitud obtenido (M_w) es entre 6.6 y 6.9 (Tabla 2.1) y el desplazamiento resulta de 0.14 mm/año. Si proyectamos los datos obtenidos para este segmento del SFMA en el diagrama de Slemons' (1982), el periodo de recurrencia (PR) para estos intervalos de magnitudes resulta ser de 9 a 15 mil años (Figura 2.5).

SEG.	strike	SRL (km)	age (ka)	V (m)	Slip-Rate mm/yr	M_w (WC)	M_w (St02)	Reg. Type	PR * (ka)
QI	NE-SW	20	700	100	0,143	6,6	6,7 6,9	Instr. Pre-Instr.	9--15
Ch	NE-SW	30	300	60	0,200	6,8	6,9 7,1	Instr. Pre-Instr.	6,7--10
TAO	NE-SW	35	8000	200	0,025	6,9	6,9 7,1	Instr. Pre-Instr.	60--100
CM	ENE-WSW	5,5	3,6 500	10 60	2,778 0,120	5,8	6,2 6,5	Instr. Pre-Instr.	4,5-8
LP	E-W	12	5300	300	0,057	6,3	6,5 6,7	Instr. Pre-Instr.	10--20
			1,6	0,8	0,500			**	1,2--2,5
Mo	ENE-WSW	6	5300	50	0,009	5,9	6,2 6,5	Instr. Pre-Instr.	40--100
Ctz	NE-SW	15	500	100	0,200	6,4	6,6 6,8	Instr. Pre-Instr.	30--60
Hu	N-S	10	500	50	0,100	6,2	6,4 6,7	Instr. Pre-Instr.	4,5--10
Pa	E-W	15	8 3	20	2,500	6,4	6,6 6,8	Instr. Pre-Instr.	??
								**	

Tabla 2.1 Estimación de magnitud de sismos del SFMA calculadas con ecuación regresiva (Wells y Coppersmith, 1994; Stirling et al., 2002). QI= Queréndaro-Indapapeo; Ch= Charo; TAO= Tarímbaro-Álvaro Obregón; CM= Central Morelia; LP= La Paloma; Mo= Morelos; CTZ= Cointzio; Hu= Huiramba y Pa= Pátzcuaro. LP* indica el término de desplazamiento corto para La Paloma

Pequeñas depresiones escalonadas (graben) delimitados por fallas normales “en echelon” están asociadas al segmento principal de falla en las cercanías de Queréndaro. Los graben configuran una estructura de cuencas “pull-apart”, indicando que el tramo **QI** presenta un movimiento secundario asociado de tipo lateral izquierdo.

Segmento de Charo (Ch)

Este segmento también incluye parte del campo geotérmico de Los Azufres con orientaciones de fallas NE-SO. El depósito más joven afectado por desplazamientos del segmento de falla es el domo riolítico de El Rosario de 300 mil años. En las inmediaciones



de la población de Queréndaro este segmento está caracterizado por diez conos cineríticos que se han emplazado a través de la secuencia volcánica micénica de la Sierra Mil Cumbres. En la proximidad de Charo, este segmento desarrolla facetas triangulares que afectan tanto los depósitos volcánicos miocénicos como los sedimentos fluviolacustres pliocénicos (alrededor del área de La Goleta). Éste segmento presenta un tramo de 30 km de largo (SRL) y un valor de magnitud M_w entre 6.8 y 7.1 (Tabla 2.1). El desplazamiento por año ha sido del rango de 0.2 mm, y el intervalo del periodo de recurrencia (PR) resulta entre 6.7 y 10 mil años (Figura 2.5).

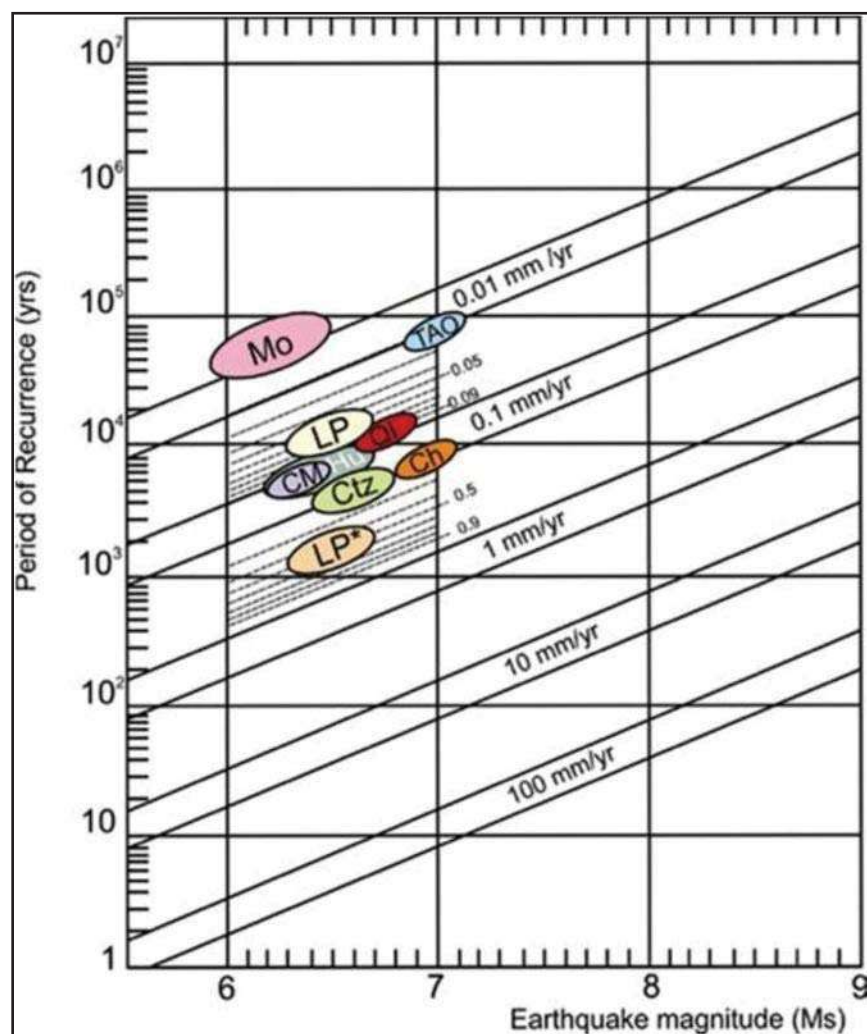


Figura 2.5 Diagrama de Slemons' (1982) de recurrencias de sismos relación a sus magnitudes aplicado para los segmentos del SFMA, representados por las elipses coloradas y con su sigla: QI= Queréndaro-Indapapeo; Ch= Charo; TAO= Tarímbaro-Álvaro Obregón; CM= Central Morelia; LP= La Paloma; Mo= Morelos; CTZ= Cointzio; Hu= Huiramba y Pa= Pátzcuaro. LP* indica el término de desplazamiento corto por La Paloma.



Segmento Tarímbaro y Álvaro Obregón (TAO)

El segmento de Tarímbaro y Álvaro Obregón (Figura 2.6) tiene una orientación NE-SO y secundariamente E-O y tiene una longitud de 35 km, exhibiendo una superficie de escarpe mayor a 100 m. En su parte oriental el segmento TAO desplaza flujos de lavas de 8 Ma (Israde, 1995) mientras que al occidente afecta los flujos de lavas basálticas del volcán semiescudo del Quinceo–Las Tetillas, en donde se encontraron impresiones de mazorcas de cultivos histórico (Martínez and Hobson, 1907). El movimiento de falla más reciente generó una superficie de desplazamiento que va de algunos metros a más de 10 (Garduño et al., 2001). Asumiendo que el cultivo del maíz ha sido extensivo desde hace 3.600 años significa que este segmento de falla se ha reactivado en tiempos más recientes con respecto a esta fecha (Watts and Bradbury, 1982).

La terminación occidental de este segmento se puede observar en la zona de Joyitas (poniente de Morelia), donde la falla actúa como apertura para la extrusión de dos conos cineríticos posteriormente cortados.

El rango de magnitud calculado (M_w) es de 6.9 7.1 (Tabla 2.1). Sin embargo el segmento TAO presenta un rango de desplazamiento no uniforme en el tiempo. Los materiales más viejos del Mioceno tardío-Plioceno muestran un escarpe de falla de 200m, dando una tasa de desplazamiento de unos 0.025 mm/año (Tabla 2.1). Por otro lado los movimientos más recientes determinados de 3.6 mil años generaron escarpes de 10 m aproximadamente, sugiriendo una tasa de desplazamiento de 2.78 mm/año, dos órdenes de magnitud mayor con respecto al valor anterior (Tabla 2.1).

La tasa de desplazamiento depende del término de la escala de tiempo considerada: el término corto corresponde al rango del Holoceno y es el valor de rango del Plioceno al actual. El intervalo de recurrencia (PR) por el periodo largo se estima de 60 a 100mil años (Figura 2.5).

Segmento Central Morelia (CM)

El segmento denominado Central Morelia está compuesto por dos tramos de fallas normales ENE-OSO, localizado adentro del área urbana de Morelia. Las fallas desplazaron dos bloques descendente con un desnivel de 20 a 60 metros. Uno de ellos está localizado en la parte norte de la ciudad, afectando las colonias El Realito, Guadalupe y La Colina y el segundo se encuentra en el centro, en las inmediaciones de la ex-central camionera (Figura 2.6). Considerando una ruptura total cosísmica de los dos tramos la falla mide unos



5.5 Km de largo (SRL) y el rango de M_w estará entre 5.8 y 6.5. La tasa de desplazamiento resultante es de 0.12 mm/año y el intervalo de recurrencia (PR) de 4.5 a 8 mil años (Tabla 2.1, Figura 2.5).

A lo largo de esta falla ocurre subsidencia con un tasa de 4 a 6 cm/año (Garduño et al., 1998; 1999a), dos órdenes de magnitud más rápido que el desplazamiento sísmico calculado (Suter et al., 2001). Este proceso de subsidencia rápida está acelerado por la sobreexplotación del acuífero subterráneo y la suma de estos factores hace que se causen serios daños en las construcciones.

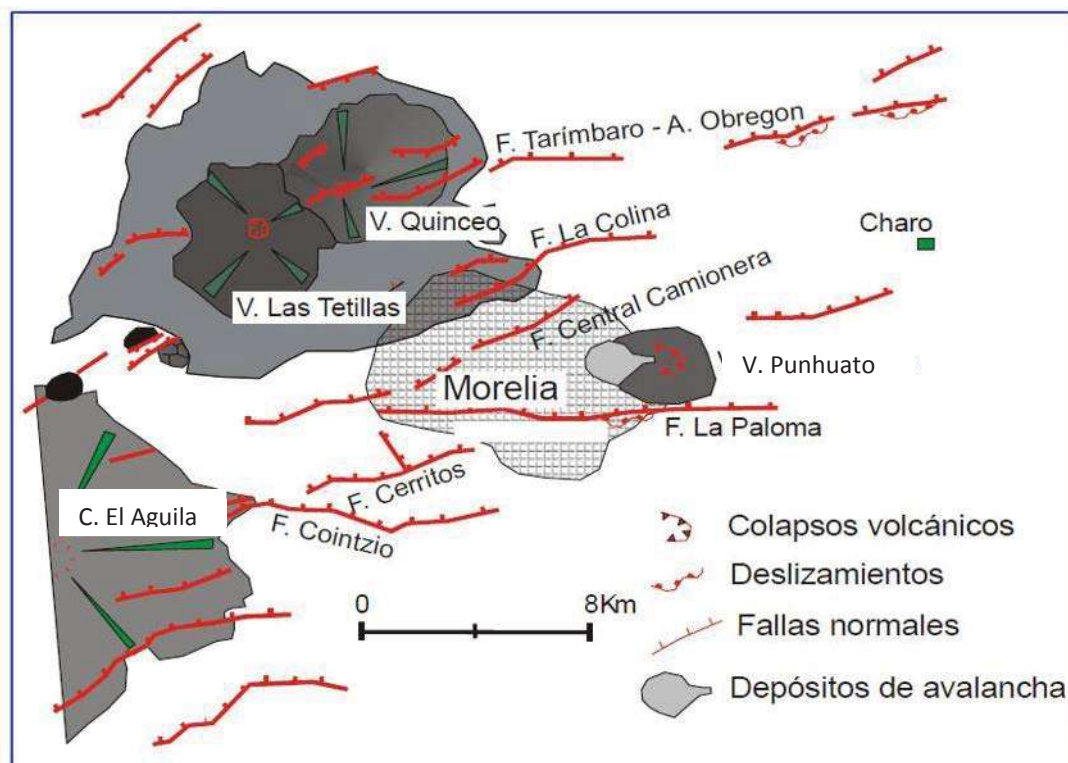


Figura 2.6 Localización de las fallas cercanas a la Ciudad de Morelia (Garduño et al., 2001).

Segmento La Paloma (LP)

El segmento de La Paloma (LP) está orientado E-O y separa el valle de Guanyangareo (vulcanismo plio-cuaternario) de la secuencia lacustre del bloque levantado de la Loma de Santa María y la Sierra de Mil Cumbres (Figura 2.6). La falla de La Paloma afecta las andesitas y las ignimbritas del Mioceno y los sedimentos fluviolacustres del Plioceno. En el sector oriental el desnivel del escarpe de falla es de aproximadamente 200 m mientras que el desplazamiento vertical de la ignimbrita calculado de los datos de pozos de la ciudad de Morelia llega hasta los 300 m. Al poniente de la ciudad, el escarpe decrece



progresivamente hasta casi desaparecer. A lo largo del escarpe de falla se presentan varios rasgos de antiguos deslizamientos de masa mientras que en la zona ya urbanizada estos rasgos están ocultos por las construcciones (e.g. calle La Paloma y colonia Ocolusen) (Garduño et al., 1998). La falla Jaripeo corresponde a la prolongación oriental de la falla La Paloma con una leve desviación en cuanto a orientación (ENE-OSO).

La longitud del tramo de falla es de 12 km y los valores de magnitud M_w calculados entre 6.3 y 6.7 (Tabla 2.1.). Este segmento presenta diferentes tasas de desplazamientos de acuerdo al periodo considerado: 0.057 mm/año para el termino de periodo largo y 0.5 mm/año para el periodo corto (Israde, 1995) (Tabla 2.1). El valor de intervalo corto es un orden de magnitud más grande que el valor de periodo corto. En consecuencia, el periodo de recurrencia PR para el periodo largo varía entre 10 y 20 mil años (Plioceno-Actual), mientras para el periodo corto (Holoceno) el valor PR es entre 1.2 a 2.5 mil años para el mismo rango de magnitud de sismo $6.3 < M_w < 6.7$ (Figura 2.5).

Segmento Morelos (Mo)

El segmento Morelos mide 6 km de largo tratándose de un lineamiento ENE-OSO (Figura 2.6, falla Cerritos) se ubica en el límite sur de la ciudad de Morelia, afecta a la secuencia piroclástica del Mioceno Tardío-Plioceno (ignimbrita o cantera de Morelia). El desplazamiento vertical acumulado de la falla es de 50m aproximadamente y el rango de magnitud M_w estimado entre 5.9 y 6.5. De acuerdo a los datos y cálculos, este segmento muestra una tasa de desplazamiento anual de 0.009 mm/año, lo que viene siendo la más baja de toda el área considerada (Tabla 2.1). Aplicando el diagrama y curva de Slemmons' (Figura 2.5), el valor de recurrencia PR varía entre 40 y 100 mil años. El segmento Morelos se puede considerar como la bifurcación del segmento de Cointzio.

Segmento Cointzio (Ctz)

El segmento Cointzio (Ctz) corta unidades del Mioceno (ignimbrita de Morelia) y, hacia el poniente, desplaza el flanco este del volcán semiescudo del Cerro El Águila (Figura 2.6). Se trata de una falla normal orientada NE-SO, con su bloque caído hacia el norte y un escarpe de 100 metros de alto. Este segmento forma el borde norte de la presa de Cointzio, y desplaza lavas fechadas 500 mil años. Considerando la altura del escarpe de falla, la tasa de desplazamiento estimada resulta de 0.2 mm/año. Este segmento mide unos 15 km de largo y podría generar terremoto de magnitudes M_w estimadas entre 6.4 y 6.8 con un periodo de recurrencia PR entre 30 y 60 mil años.



Segmento Huiramba (Hu)

Este segmento de falla es continuo y se extiende de la parte sur de Huiramba hasta el volcán El Águila. La principal orientación del segmento Huiramba es N-S y con una línea de falla (SRL) de 10 km de longitud. Al SO del Cerro El Águila, la orientación cambia en dirección NNE-SSO. Cerca del poblado de Huiramba, este segmento muestra planos de falla normal buzando hacia el poniente y una superficie de aproximadamente 50 m. Un pequeño graben con la misma orientación N-S se desarrolla del lado sur del Cerro El Águila. Éste segmento de falla corta domos andesítico-dacíticos de edad menor a los 500 mil años (Pasquarè et al., 1991; Garduño et al., 1999b). La magnitud de sismo estimada es varía, entre 6.2 y 6.7 Mw, con una tasa de desplazamiento de 0.1 mm/año. El periodo de recurrencia varía entre 4.5 y 10 mil años.

Segmento Pátzcuaro (Pa)

El segmento de Pátzcuaro (Pa) es una falla E-O que se extiende desde Erongarícuaro hasta la ciudad de Pátzcuaro, originando el graben de Jarácuaro-Pátzcuaro, levantado por lo menos 40m la (ex)isla de Jarácuaro. El volcán Taza (8 mil años), los depósitos de avalancha, así como el colapso de volcán El Estribo, están relacionados a la falla activa de este segmento Pa. Las avalanchas y el colapso se generaron por un terremoto de magnitud $M > 6$ (Israde-Alcántara et al., 2005).

Los valores de SRL (largo de falla) sugieren magnitudes de terremotos entre 6.4 y 6.8 (calculados de la ecuación regresiva empírica de Wells and Coppersmith, 1994 y Stirling et al., 2002) (Tabla 2.1). El levantamiento tectónico de la isla de Jarácuaro y la edad de los últimos eventos paleosísmicos, sugiere una tasa de desplazamiento de falla mayor a los 2.5 mm/año. Este valor excede en un orden de magnitud la tasa de los segmentos anteriormente analizados del SFMA, acercándose al valor de corto plazo de la tasa del segmento TAO. Se interpreta este valor como tasa de corto plazo para el segmento Pátzcuaro referido al Holoceno.



CAPÍTULO 3

3- GEODINÁMICA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

Michoacán está ubicado en el límite de dos provincias geológicas, al sur del estado la Sierra Madre del Sur, y al norte la Faja volcánica Transmexicana (FVTM). El vulcanismo y la tectónica ligada a la FVTM junto con la presencia de viejas estructuras y controlan la formación de varias secuencias volcánicas mio-pliocénicas y a su vez el emplazamiento del campo volcánico cuaternario constituido por aparatos semiescudo y conos monogenéticos (abarca también la parte sur del estado de Guanajuato).

Garduño (1999) afirma que los arcos volcánicos del Mesozoico (terreno Guerrero) y la tectónica edificaron a la Sierra Madre del Sur, ésta es una secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias donde se desarrollaron algunas incipientes plataformas calcáreas o en otros casos secuencias dístales de rocas terrígenas tipo turbiditas. Estas secuencias han sido deformadas por dos fases plicativas durante el Cretácico superior seguidas por una tectónica de fallas transcurrentes durante el Mioceno y por una tectónica de fallamiento transtensivo y normal que pertenece el sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA).

Por su parte la FVTM es el resultado de la subducción de las placas oceánicas de Rivera y Cocos por debajo de la placa continental de Norte América a lo largo de la Trinchera oceánica Meso Americana (MAT) en su porción norte.

El arco volcánico estuvo activo desde el Mioceno, con fases volcánicas importante durante el Plioceno y el Cuaternario. A lo largo del arco, los aparatos volcánicos están distribuidos en alineamientos con un ángulo oblicuo de 15° con respecto a la fosa oceánica Meso Americana. Esto sugiere que su localización está controlada por la geometría de inclinación de subducción (Pardo y Suarez, 1995) (Figura 3.1).



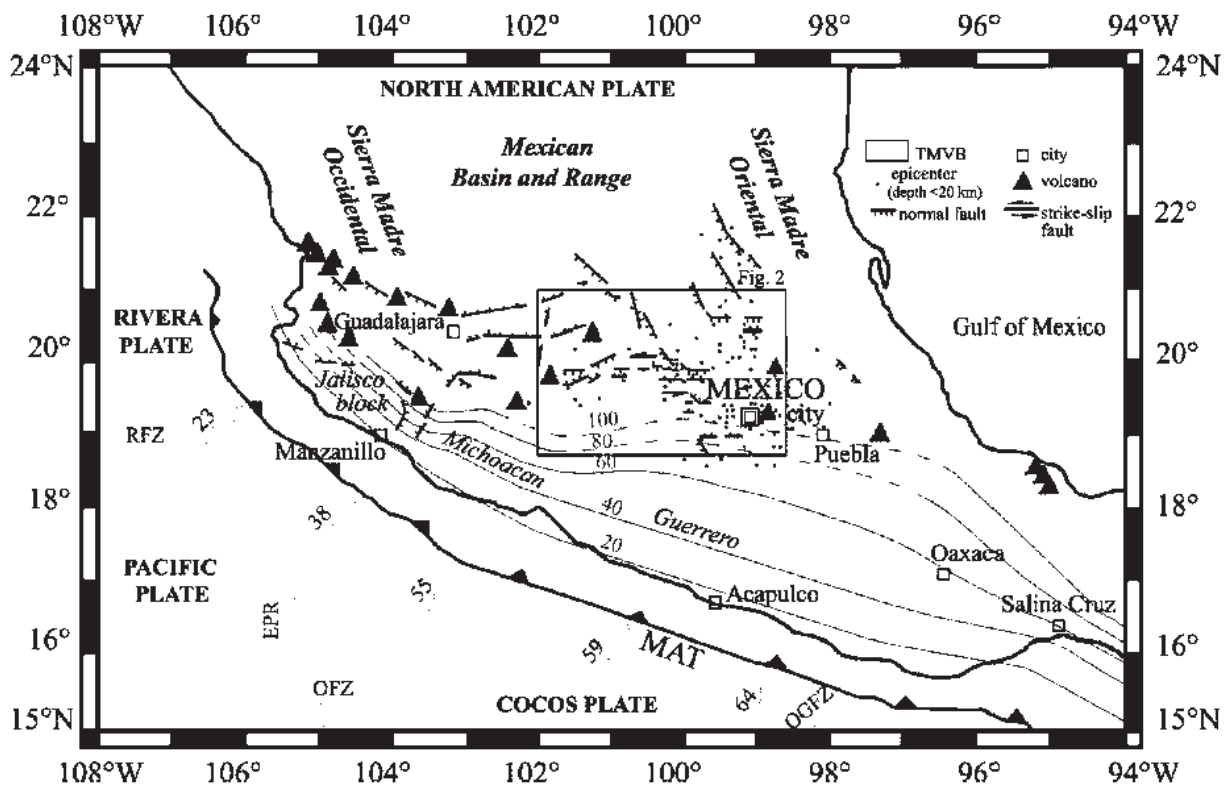


Figura 3.1 Mapa geodinámico general de la neotectónica de México. Las flechas grises indican el rango de velocidad de convergencia (mm/año) entre las placas oceánicas y la placa continental (DeMets y Wilson, 1997). Las líneas grises muestran los contornos de isopropundidad (km) de plano de subducción de las placas oceánicas por debajo de la placa Norte Americana (Pardo y Suarez, 1995). El cuadro central delimita el sector Central de la FVTM. EPR=Dorsal del Pacífico Este; RFZ=Zona de Fractura Rivera; OFZ=Zona de Fractura Orozco; OGFZ=Zona de Fractura O'Gorman; MAT=Fosa Meso Americana (de Ego et al., 2002).

De los 106°O a los 103°O de longitud la placa de Rivera subduce con un ángulo escarpado por debajo del bloque de Jalisco. Mientras que en Michoacán (103°-102°O), la placa de Cocos se desplaza en un plano poco inclinado y decreciente hacia al este y por debajo de la zona de Guerrero (102°-99°O) el plano de subducción es próximo a la horizontal. A partir de los 98°O y hacia al este nuevamente se incrementa el ángulo de subducción para continuar con los valores más inclinados de la subducción en Centro América. Para cada segmento de ángulo de subducción corresponden áreas de deformación diferentes sobre la placa continental, especialmente en la FVTM.

Durante el Cuaternario la transtensión lateral izquierda es definida con una dirección de E_y generalmente NE-SO y un el eje principal de esfuerzo σ_3 orientado con dirección promedia de N325°+/-16°, prácticamente NO-SE. Este estado de esfuerzo es consistente y



compatible sea con la dirección de alineamientos de conos volcánicos que con el actual estado de esfuerzos resultante del análisis de mecanismos focales.

Los rasgos peculiares de la FVTM son:

a) La gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco (Pasquarè et al. 1991; Moore et al., 1994; Richter et al., 1995).

b) La presencia de un vulcanismo alcalino de tipo intraplaca (asimilado a los basaltos de isla oceánica, OIB) espacialmente asociado al vulcanismo dominante relacionado con la subducción (Hasenaka y Carmichael, 1995; Negendank et al., 1997; Israde-Alcántara, 1997; Rosas-Elguera et al., 1998 Márquez et al., 1999).

c) La oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera.

La FVTM no se encuentra a una distancia constante de la trinchera de Acapulco. Mientras que en el sector occidental el frente volcánico es paralelo a la trinchera, en el sector central y oriental tiende a alejarse de ella. Como resultado el frente volcánico tiene un ángulo de 15°-20° con respecto a la trinchera.

d) La notable variación del ancho del arco.

La tasa de emplazamiento volcánico y el área cubierta por el vulcanismo Plio-Cuaternario no son homogéneas en la FVTM. El arco volcánico Plio-Cuaternario tiene un ancho variable entre un máximo de 200 km en la región del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala y Morelia, que corresponden también a las áreas con menor aporte magmático del arco.

A lo largo de las últimas tres décadas los principales investigadores han desarrollado muchas hipótesis para explicar y resolver éstas peculiaridades de la FVTM por lo que se mencionaran algunas.

MODELO DE MICROPLACA

Algunos autores sugieren que el arco volcánico representa el desarrollo incompleto (o abortado) de una micro placa. Esto corresponde a la zona de transtensión que en este caso sería el resultado de la tasa de velocidad de desplazamiento diferencial de la región (Shurbet et al. 1984). Esta tasa es de aproximadamente 2.6 cm/año para la placa Norteamericana en general, y de 2.7 cm/año para la región sur de la zona de transtensión (Drummond 1981) (Figura 3.2). Sin embargo, bajo este esquema la transtensión resultante tiene una componente lateral derecha mientras que en muchos estudios sísmicos y estructurales (incluyendo este) la transtensión tiene una componente lateral izquierda.



Por otro lado la tectónica transtensional que caracteriza estas regiones en el Mioceno medio y tardío (Ferrari, 1995; Ferrari et al., 1994a, 1994c, 1997, 1999c), cambia a favor de una extensión casi perpendicular al arco volcánico desde finales del Mioceno (Suter et al., 1992 y 1995a y b), han documentado en detalle la extensión intra-arco reciente y activa en la parte central de la FVTM, calculando tasas de extensión entre 0.7 y 0.4 mm/año. De manera similar, en la parte occidental de la FVTM, se ha reconocido una extensión perpendicular al arco con tasas de extensión inferiores al mm/año y activa desde el Mioceno tardío (Barrier et al., 1990; Pascuaré et al., 1991, Nieto-Obregón et al., 1992; Ferrari et al., 1994c; Suárez et al., 1994; Ferrari y Rosas, 1999a).

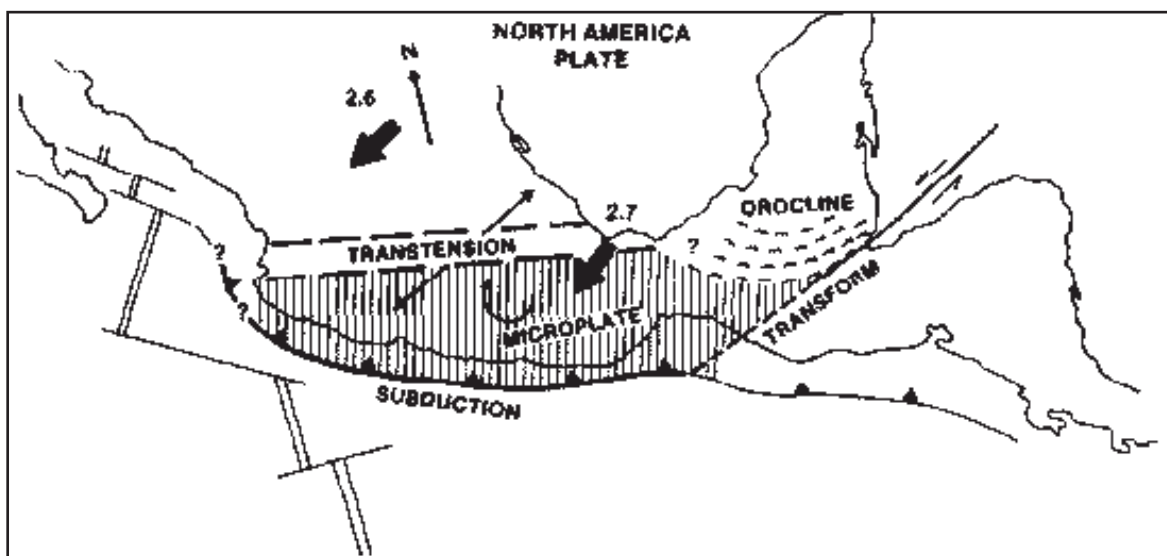


Figura 3.2 Interpretación tectónica generalizada de la FVTM como zona transtensional que define el borde norte de una microplaca fragmentada de la placa Norteamericana. La flecha semicircular indica el posible sentido de rotación de la microplaca.

MODELO DE PLUMA MANTÉLICA

Esta hipótesis fue sugerida por primera vez por Moore et al. (1994) y se basa sobre la hipotética presencia de una pluma mantélica que sube a la altura de Guadalajara. Este modelo fue aceptado posteriormente por Márquez et al. (1999), quien propuso que la FVTM está relacionada con una pluma mantélica que intrusióna la porción oeste de México en el Mioceno temprano (Figura 3.3). Según este modelo la pluma es responsable primero de la ruptura del plano de subducción.



Los modelos de pluma mantélica propuestos hasta la fecha se basan principalmente en la distribución y tipología de la geoquímica de la FVTM, pero no son consistentes con la geología y tectónica de la FVTM (por ejemplo no hay evidencias de levantamiento regional en correspondencia de la supuesta pluma).

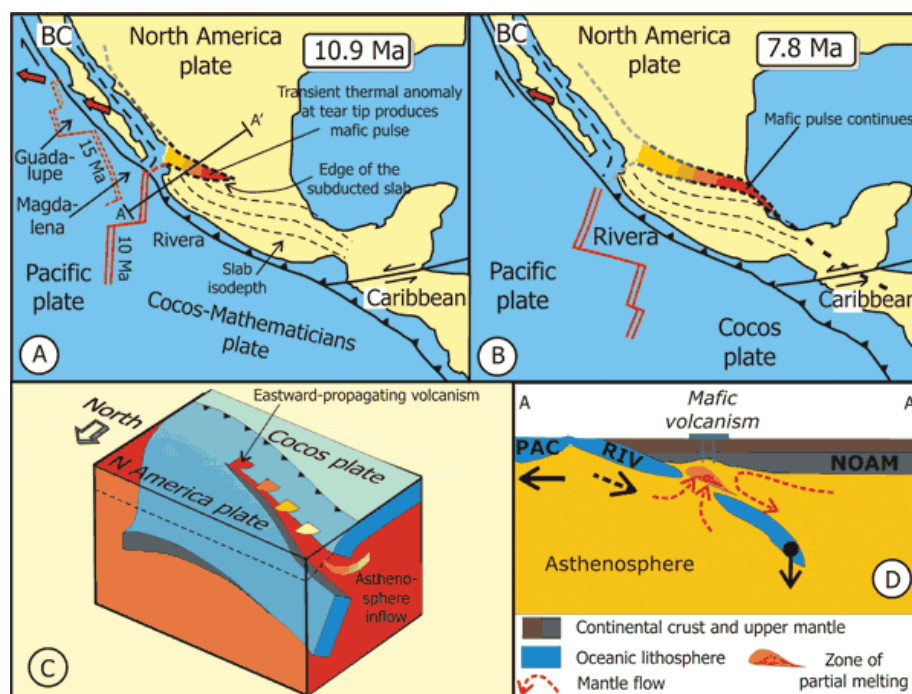


Figura 3.3 Modelo de pluma mantélica. Mapa A y B: Evolución tectónica del Mioceno Temprano de la zona de subducción de México entre los 10.9 y 7.8 Ma. La línea AA' en A indica la localización de la sección transversal en D. C: Diagrama tridimensional que muestra la propagación lateral de la separación y la resultante migración del vulcanismo inducido por el emplazamiento, caliente, bajo el bloque de la astenósfera (Worrel & Spakman, 2000, modificado). D: Sección esquematizada del mecanismo de abertura de la litosfera oceánica en subducción y sus consecuencias en la porción poniente de México. Vulcanismo máfico en la placa Norteamericana (NOAM) es el resultado de la mezcla parcial del material mantélico modificado por la subducción. RIV=Placa Rivera; PAC=Placa Pacífica (Ferrari, 2004).

MODELO DE RIFTING

Esta teoría se basa en el modelo de rifting en zona intracontinental que provoca el emplazamiento del vulcanismo de la FVTM. En la tectónica de rift la subsidencia debida al fallamiento direccional que forma graben alargados, es mayor que el vulcanismo asociado con consecuente adelgazamiento de la corteza. En el caso de la FVTM se presentan



estructuras alargadas E-O con consecuente creación de cuencas alargadas pero en general no hay adelgazamiento sino en contrario aumento del espesor de la corteza debido al abundante vulcanismo.

La deformación en la placa superior se concentra principalmente a lo largo de sector occidental y central de la FVTM. Una tectónica transcurrente y/o transtensional caracteriza estas regiones en el Mioceno medio y tardío (Ferrari, 1995; Ferrari et al., 1994a, 1994c, 1997, 1999c). Sin embargo, desde finales del Mioceno, ha actuado una extensión casi perpendicular al arco volcánico.

La ausencia de un fallamiento transcurrente derecho en el Plio-Cuaternario a lo largo del rift Tepic-Zacoalco y la baja tasa de deformación de estos sistemas de fallas han puesto en duda el modelo de rifting hacia el noroeste del bloque Jalisco por efecto de un “brinco” hacia el este de la cresta de Pacífico oriental (Luhr et al., 1985; Allan et al., 1991), que había dominado en la literatura en la década de los ochenta.

Otra hipótesis posible es que la tectónica extensional de la FVTM occidental estuvo relacionada con la reactivación de las fronteras del bloque Jalisco inducida por las fuerzas aplicadas en los límites de placas y, en particular, por la diferente geometría de las placas de Rivera y Cocos subducidas bajo esta parte de México (Bandy et al., 1995; Rosas et al., 1996).

Un modelo que relaciona la tectónica con el estilo del vulcanismo fue propuesto posteriormente por Alvarez et al. (1998, 1999), quienes, partiendo del modelo teórico de Takada (1994), propusieron que los centros poligenéticos mayores de la FVTM están alineados a lo largo de las estructuras transversales al arco debido a que estas últimas tienen una baja tasa de deformación. Este modelo fue cuestionado por Suter (1999), Contreras y Gómez Tuena (1999) y Siebe et al. (1999) quienes pusieron en duda la aplicabilidad del modelo de Takada a la FVTM y la simplificación de la tectónica de la región propuesta por Alaniz-Álvarez et al. (1998).



3.1 MODELO DE LA SUBDUCCIÓN OBLICUA

La teoría que mejor justifica esta orientación “anómala” oblicua ($\sim 20^\circ$) de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) con respecto a la Trincherla Meso Americana (MAT) entre los 102°O y los 99°O y la presencia de un régimen trastensional izquierdo del sector central de la FVTM es aquella que sugiere que ésta responde como la mejor zona para acomodar la componente de deformación a lo largo de la MAT por ser una zona de gran espesor de arco volcánico que muestra una clara transtensión lateral izquierda con desplazamientos activos a lo largo de fallas sísmicas orientadas aproximadamente E-O. Éste es el modelo de subducción oblicua con partición de inclinaciones (Ego et al., 2002) (Figura 3.4).

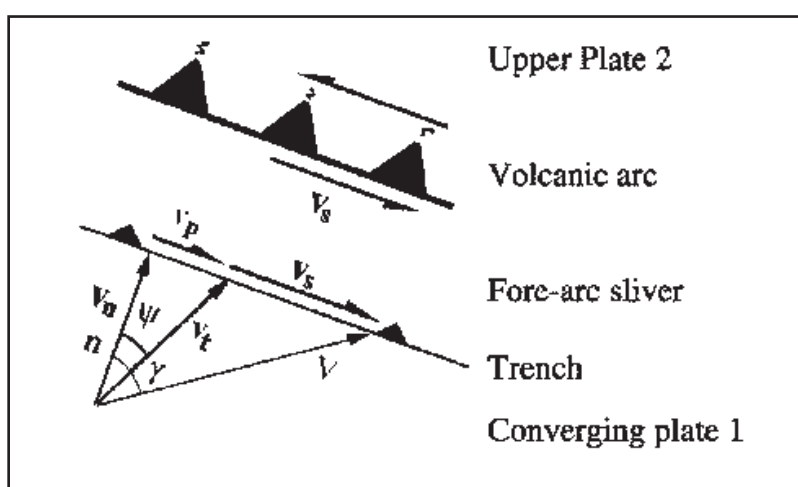


Figura 3.4 Esquema del modelo de partición de inclinaciones (ver texto)

En el modelo de partición de inclinaciones, n es la componente normal a la trincherla de subducción (MAT). La convergencia oblicua γ es el ángulo entre la componente normal a la fosa (n) y el vector de convergencia de placa V . La subducción oblicua ψ es el ángulo entre la componente normal y el vector de inmersión de terremoto V_t . El vector de convergencia V resulta dividido por su componente V_n ortogonal a la fosa y su componente paralela (V_p+V_s) (Figura 3.4).

En el modelo de subducción oblicua, el vector de convergencia está dividido entre una componente de cabalgamiento (V_t) paralela al vector de inmersión y una componente paralela a la fosa (V_s) de frente de arco volcánico (McCaffrey, 1992). En consecuencia la zona frente al arco se desplaza lateralmente con respecto a la fosa a lo largo de una zona de deslizamiento en correspondencia con el arco volcánico $V_s = V (\sin \gamma - \cos \gamma \tan \psi)$.



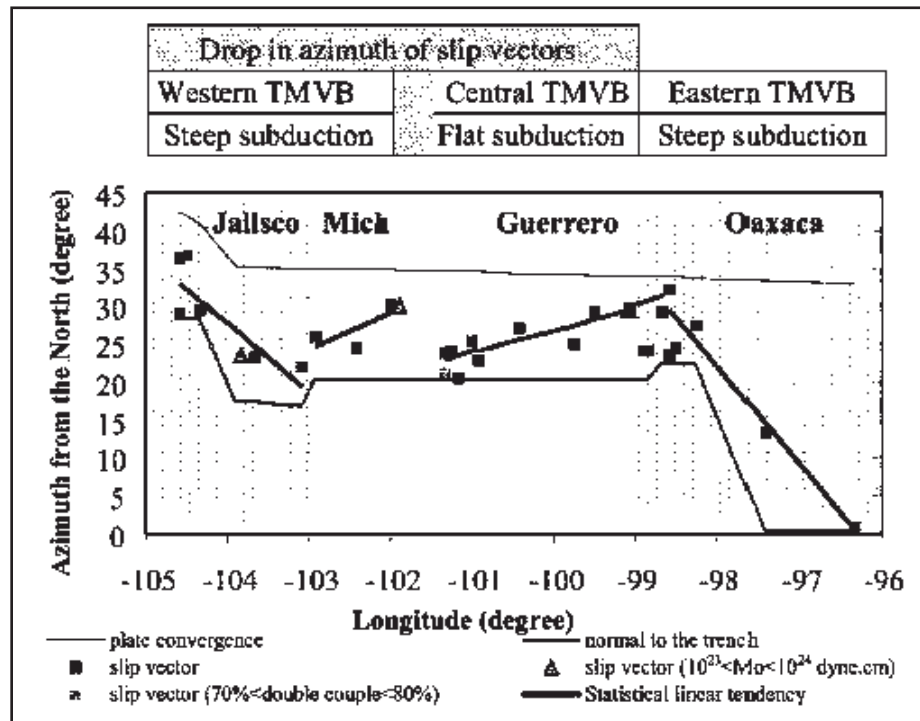


Figura 3.5 Relación entre el azimut de la componente normal a la fosa (n), el azimut de convergencia de placa (v), el azimut de inmersión de los mecanismos focales, y la coordenada de longitud oeste a lo largo de la Fosa Meso Americana. El Azimut de cada vector de inmersión está representado por los cuadritos negros a partir de los mecanismos focales que satisfacen totalmente los criterios para el cálculo, en triángulo se representan los que tienen un menor momento escalar y con los cuadritos grises los de bajo doble par (de Ego et al., 2002).

Con base en el gráfico de figura 3.5 y 3.6 se pueden distinguir cuatro zonas con parámetros y características distintas:

- (1) Jalisco (área punteada a la izquierda, correspondiente al Sector Oeste de la FVTM), caracterizada por un plano de subducción de alto ángulo de inclinación, donde los vectores de inmersión son sub-paralelos a la dirección normal a la fosa.
- (2) Michoacán (área gris, correspondiente al Sector Occidental de la FVTM), caracterizado por un ángulo de subducción menor, donde el vector de inmersión tiende a la dirección de convergencia de la placa.
- (3) Guerrero (área en blanco, correspondiente al Sector Central de la FVTM), caracterizada por una subducción de muy bajo ángulo (casi plana), donde el vector de inmersión



muestra una distribución lineal con una dirección tendiente a la de convergencia de la zona este.

(4) Oaxaca (área punteada a la derecha, correspondiente al Sector Oriental de la FVTM), caracterizada por un nuevo aumento del escarpe de subducción, donde el vector de inmersión gradualmente tiende a la dirección normal a la fosa. El área gris con líneas oblicuas corresponde a la zona occidental del Sector Central de la FVTM y representa el área en la cual hay un salto en el valor de azimuth del vector de inmersión.

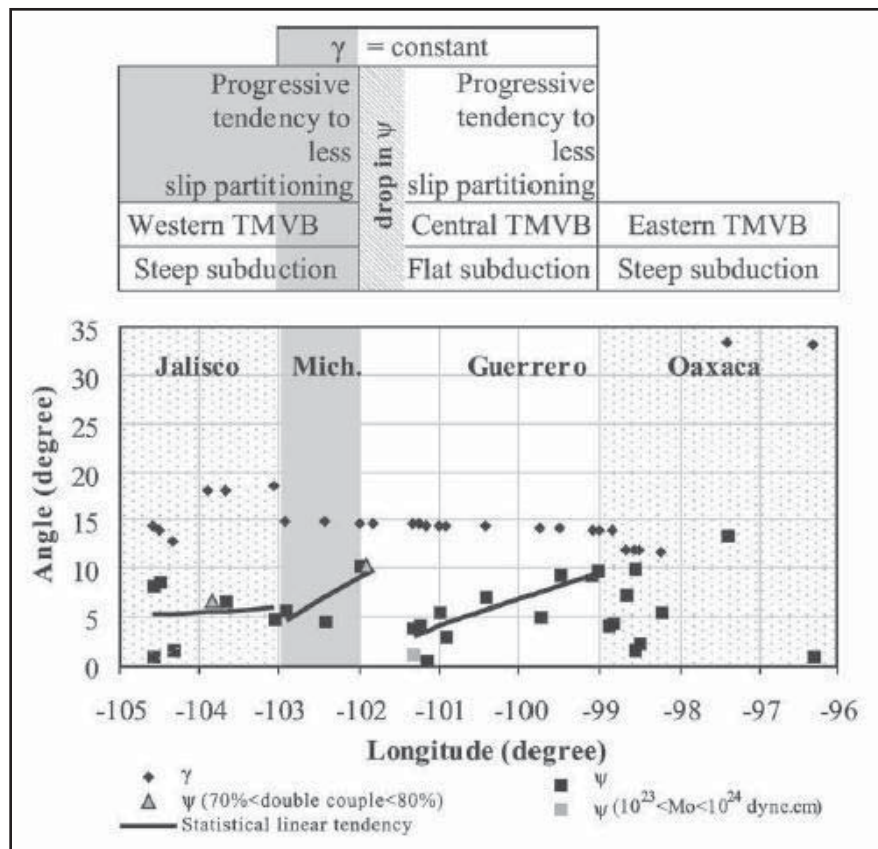


Figura 3.6 Relación entre el ángulo γ y ψ con respecto a la coordenada de longitud Oeste a lo largo de la Fosa Meso Americana (MAT). γ es constante en las áreas de Michoacán y Guerrero, mientras que ψ muestra variaciones con saltos significativos en las áreas punteadas. Conforme ψ tiende a cruzar γ en ambas áreas de Michoacán y Guerrero, esto puede implicar una progresiva tendencia a una menor partición de inclinación (de Ego et al., 2002).

A lo largo del centro de México, el rango teórico de desplazamiento de la componente paralela al arco (V_s) debería ser de 0.8 ± 0.3 cm/año. Sin embargo, el sector central de la FVTM no es paralelo a la trinchera oceánica debido a la geometría y profundidad variable del plano de subducción que controla la orientación del arco volcánico. De hecho su dirección difiere por un ángulo de 20° en contra de las manecillas del reloj con respecto a



la dirección de la MAT en la zona del centro de México. Esto implica que la componente de inmersión paralela a la trinchera (V_s) no es igual a la componente paralela al arco volcánico (V_{at}), y debe ser a su vez dividida a lo largo de las fallas del Sector Central de la FVTM en una componente paralela al arco E-O (V_{at}) y una componente perpendicular al arco (V_{an}) (Figura 3.7).

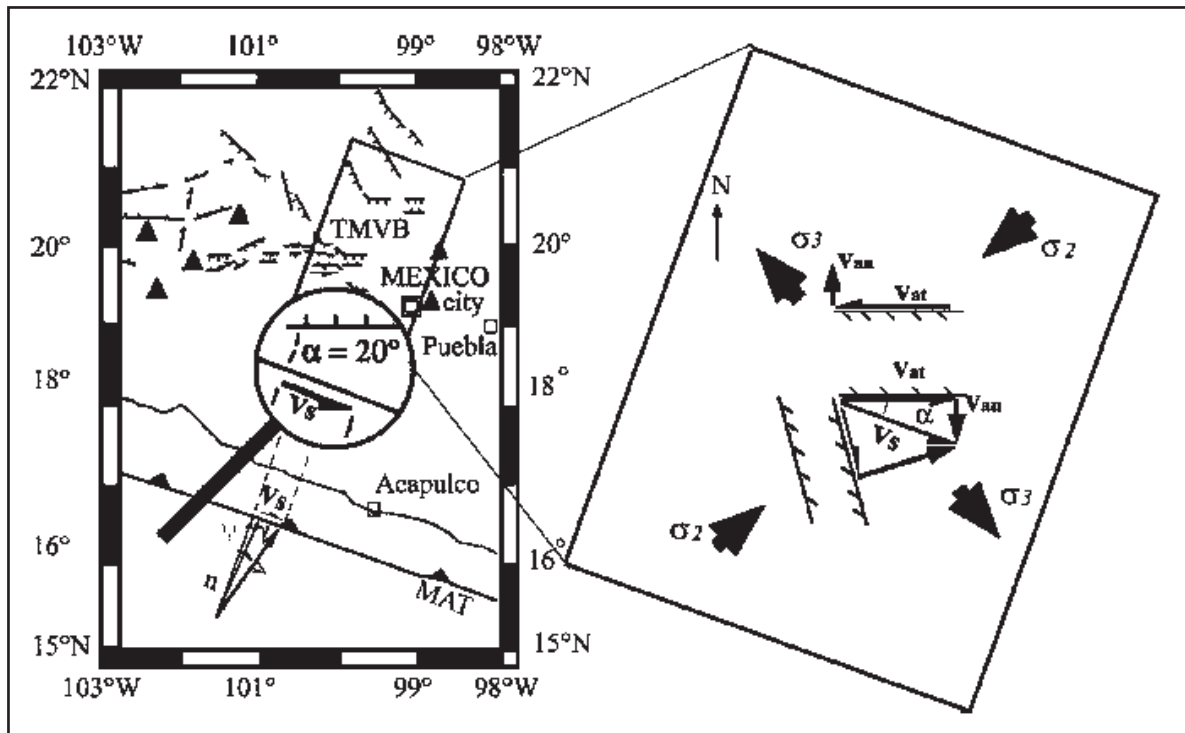


Figura 3.7 Modelo cinemático de subducción oblicua. A la izquierda, mapa de vista con azimut de convergencia y azimut de la variación del vector de inmersión con relación a la dirección normal a la fosa, donde la diferencia de ángulos ($\Upsilon - \Psi$) es diferente de cero hay una partición de los vectores a lo largo de la Fosa Medio Americana (MAT). A la derecha un detalle de las principales estructuras tectónicas del sector central de la FVTM donde la componente paralela a la fosa tectónica V_s es geoméricamente compuesta por una componente menor de extensión V_{an} y una componente mayor lateral V_{at} .

Según Ego et al. (2002), la componente E-O paralela al arco es la responsable de acomodamiento de la mayor parte de la componente de deformación V_s paralela al MAT, mediante las fallas normal direccionales E-O dentro de un sistemas transtensional lateral izquierdo.

En consecuencia la zona de frente del arco se desplaza hacia el sureste a largo de la MAT a la tasa de v_s . La componente paralela a la fosa es absorbida y acomoda a lo largo del arco volcánico (FVTM) que tiene un ángulo de 20° oblicuo con respecto al MAT en la porción central de México.



En el modelo de la convergencia oblicua, el frente del arco se debe de mover lateralmente y rígidamente a lo largo de fallas de cizalla paralelas a la fosa tectónica acomodando el movimiento de inmersión a lo largo de la trinchera, como en el caso de Sumatra. En el centro de México no se observan estructuras geológicas similares como pueden ser importantes fallas laterales paralelas a la fosa, sin embargo la estructura lineal de desgarre Chapala-Oaxaca viene muchas veces mencionada por los investigadores (cf. Johnson and Harrison, 1990).

Esta estructura define el límite norte del terreno Xolapa (Campa and Coney, 1983) y está marcado por una franja paralela a la costa de rocas miloníticas y clásticas que se ha movido como una zona de desgarre transtensional lateral izquierdo durante el Terciario (Meschede et al., 1996). Sin embargo, esta estructura es ahora sísmicamente inactiva. Por otro lado, la parte continental de México está caracterizada por un hiato o salto de sismicidad sobre la placa superficial (Singh y Pardo, 1993), y no han sido reportados terremotos medianos y grandes a lo largo de esta estructura (Pacheco et al., 1999). La hipotética actividad morfológica a lo largo de esta estructura ha sido descrita por Johnson y Harrison (1990) e interpretada a partir de imágenes de percepción remota, sin todavía un control de investigación de campo específico, sin embargo se trata de lineamientos estructurales muy claros.

La repartición de inmersión de la trinchera también puede ser acomodada parcial o totalmente mar adentro es decir por fallas de desgarre en los sedimentos del prisma acrecional o eventualmente en las depresiones de frente del arco. Casos de este tipo son, por ejemplo, a lo largo del litoral norte Indo-Birmanio mar adentro en el prisma acrecional, o a lo largo de la terminación poniente de la fosa Helénica (Nielsen et al., 2002), a lo largo del zona submarina de frente de arco de Cascadia central (Goldfinger et al., 1997), y el prisma sur de la fosa de Ryukyu (Lallemand et al., 1999).

Desafortunadamente, debido a la escasez en cantidad y calidad de secciones sísmicas que cruzan el prisma de sedimentos disponibles en bibliografía es imposible la real y detallada presencia de estas estructuras mar adentro en el sur de México.

Por otro lado, la única zona intraplaca sísmicamente activa es el sector central de la FVTM, por lo que es muy factible que ésta sea la ubicación más coherente para el acomodamiento de la componente paralela al arco (Vs) (ver 6.5 y 6.5 del capítulo discusión y conclusiones).



CAPÍTULO 4

4- OBJETIVOS Y METAS

El área de estudio es parte de la zona sismotectónica del centro-sur de México, donde han ocurrido en el pasado reciente terremotos de gran magnitud, por lo que es muy importante estudiar la historia de estos fenómenos para entender mejor, cuándo, dónde y con qué intensidad sucedieron en el pasado, y quizá ocurrirán en el futuro. Para hacer esto hay que empezar por entender las causas (fuentes) de éstos terremotos, su dinámica, recurrencia y cinemática.

A pesar de su actividad tectónica reciente y sísmica actual, varios aspectos del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) no se han aclarado hasta la fecha. Entre ellos figuran las razones de su formación, su cinemática, su actividad, su interacción con las estructuras preexistentes y su patrón de desarrollo en tiempo y espacio. Estos aspectos además resultan cruciales para entender el desarrollo geológico de esta parte del país.

Integrando los datos geomorfológicos, estructurales y sísmicos desarrollados durante este estudio se buscó aclarar algunos de los aspectos mencionados y se propuso evaluar la interacción entre las morfoestructuras y la tectónica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

En este estudio se discuten algunas de las características más importantes del sector centro occidental de la FVTM haciendo énfasis en las siguientes cuestiones:

- a) ¿Cuáles son los sistemas de falla que han operado desde el Plioceno y cuales siguen activos?
- b) ¿Cuáles son las fases de deformación claramente distinguibles y bajo qué régimen de esfuerzo han actuado y actúan en el presente?
- c) ¿Cuál es el contexto tectónico del SFMA y la dinámica de evolución de la FVTM que sea coherente con los puntos anteriores y con la evolución geológica de la región?



Para poder contestar a estas preguntas se enfocó el estudio hacia dos objetivos principales de este estudio sobre el sector sur occidental del SFMA son:

- 1.- Realizar un análisis geológico-estructural para identificar el régimen de deformación reciente; este último definido a partir del análisis de poblaciones de fallas.
- 2.- Realizar un estudio regional de datos sísmicos para definir el régimen de esfuerzo actual a partir del análisis de los mecanismos focales de terremotos.

De los objetivos generales se pueden desglosar los siguientes objetivos específicos:

- Llevar a cabo un análisis espacial de los principales sistemas de fallas a nivel regional.
- Compilar un mapa geológico que incluya las principales estructuras tectónicas del área de estudio, sintetizando de forma gráfica, espacial y temporal las unidades geológicas, como también los datos estructurales derivados del análisis espacial y de campo.
- Realizar un levantamiento sistemático estructural de poblaciones de fallas recientes y activas.
- Determinar la dirección de deformación y de máximo acortamiento horizontal (E_y) para cada falla, estación, y sistema individualizado.
- Definir la fase de deformación frágil asociada al SFMA, así como eventuales otras fases deformativas más antiguas encontradas y sus relaciones temporales.
- Realizar un análisis de mecanismos focales y determinar el régimen de esfuerzos actual.
- Definir del campo de deformación reciente y el campo de esfuerzos actual a partir de la interpolación de los resultados puntuales.
- Determinar las orientaciones de las fallas sísmicamente activas o potencialmente activas y como pueden responder bajo el régimen de esfuerzo actual.

Finalmente se dará una interpretación del régimen neotectónico que opera con distinta intensidad y orientación sobre la corteza continental como un elemento que juega un papel importante en la geodinámica y evolución del arco magmático en este sector y controla las cuencas lacustres Plio-Cuaternarias.



CAPÍTULO 5

5- METODOLOGÍA

En la primera parte de este estudio se hizo una revisión detallada y crítica la bibliografía, recopilando los datos útiles para los fines de este estudio. A partir de esta fase, ampliamente descrita en el capítulo 1, se ha podido estructurar el trabajo de investigación directa, dirigido a la adquisición de nuevos datos, su elaboración e interpretación. El estudio de geología del área a partir de la recopilación de mapas y datos geológicos publicados e inéditos, y su verificación durante el trabajo de campo cuyos resultados se presenta en el primer apartado (6.1).

Es importante enfatizar la importancia del control geológico sobre el estudio estructural en particular en cuanto a la determinación de la cronología relativa de las unidades desplazadas por el fallamiento. Sin este control no se pueden separar con confiabilidad las fases de deformación encontradas y por tanto llegar a conclusiones satisfactorias.

Con respecto al trabajo de investigación de campo y análisis de datos lo podemos esquematizar en tres vertientes principales: **Análisis Morfoestructural** consistente en un trabajo de gabinete dirigido al estudio geomorfológico-estructural (apartado 6.2); **Análisis Estructural** a partir del levantamiento de estaciones estructurales (apartado 6.3) y elaboración de los datos dando como resultado final el mapa de trayectorias del vector de máximo acortamiento horizontal (apartado 6.4); **Análisis de la sismicidad**, a partir de la interpretación de datos disponibles de sismos cercanos (apartado 7.2 y 7.3).

Tanto el análisis estructural de poblaciones de fallas que de mecanismo focales se pueden considerar estudios a escala regional. Sin embargo, para el análisis sísmico consideramos un área más amplia de la zona de análisis de población de falla. Esto debido a que el contexto sismotectónico abarca todo el sector del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) y los datos puntuales disponibles para el análisis de la sismicidad son escasos y espaciados.



5.1 INTEGRACIÓN DE DATOS GEOLÓGICOS-ESTRUCTURALES

Para la definición de la geología del área de estudio se han tomado los datos de mapa geológicos publicados como son los de INEGI o CRM, así como proyectos a los cuales he participado personalmente como en el caso del “Mapa Geológico de Michoacán escala 1:250,000”, y mapas inéditos desarrollados en el mismo Departamento de Geología del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH.

En particular la base de referencia geológica utilizada ha sido el mapa geológico de la zona de Morelia-Cuitzeo proporcionado por el Dr. V.H. Garduño y derivado de la digitalización de las fuentes citadas y enriquecidas con los datos de levantamiento de campo.

Para las áreas no incluidas en algún estudio mencionado se ha utilizado el mapa de Pasquarè: “Geologic Map of the Central Sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michoacán, México” (The Geological Society of América, 1991, escala 1:300,000 y Pascuaré et al., 1992).

Para poder sobreponer la información contenidas tanto de unidades geológicas, sus límites, sus posiciones estratigráficas y fechamientos relativos, se han uniformados los formatos y tratados en conjunto a través del programa de Sistema de Información Geográfica ArcGis 9.3 by ESRI. A través de ésta herramienta se pueden visualizar en capas semitransparentes los diferentes mapas juntos con el modelo digital del terreno y las curvas de nivel o cualquier otra información que sea correctamente georeferenciada.

La interpretación de fotografías aéreas e imágenes de satélite ha sido fundamental para la interpretación de las relaciones estratigráficas. A través de estas herramientas se pueden definir, distinguir y separar los diferentes productos volcánicos (por ejemplo los conos cineríticos monogenéticos y su coladas lávicas y los volcanes semiescudo y sus productos), así como su edad relativa en base a parámetros de erosión y a relaciones de sobreposición.

Otras información de soporte para la cronología relativa y absoluta de las unidades ha sido la base de datos de fechamientos radiométricos recopilados en la bibliografía e inéditos proporcionados por el Dr. Macías de UNAM (figura 5.1). Con base en los fechamientos puntuales se ha podido tener un control temporal de las unidades estratigráficas, importante sobre todo para su aplicación en la interpretación de las estaciones de geología estructural y el estudio de las etapas de fallamiento.



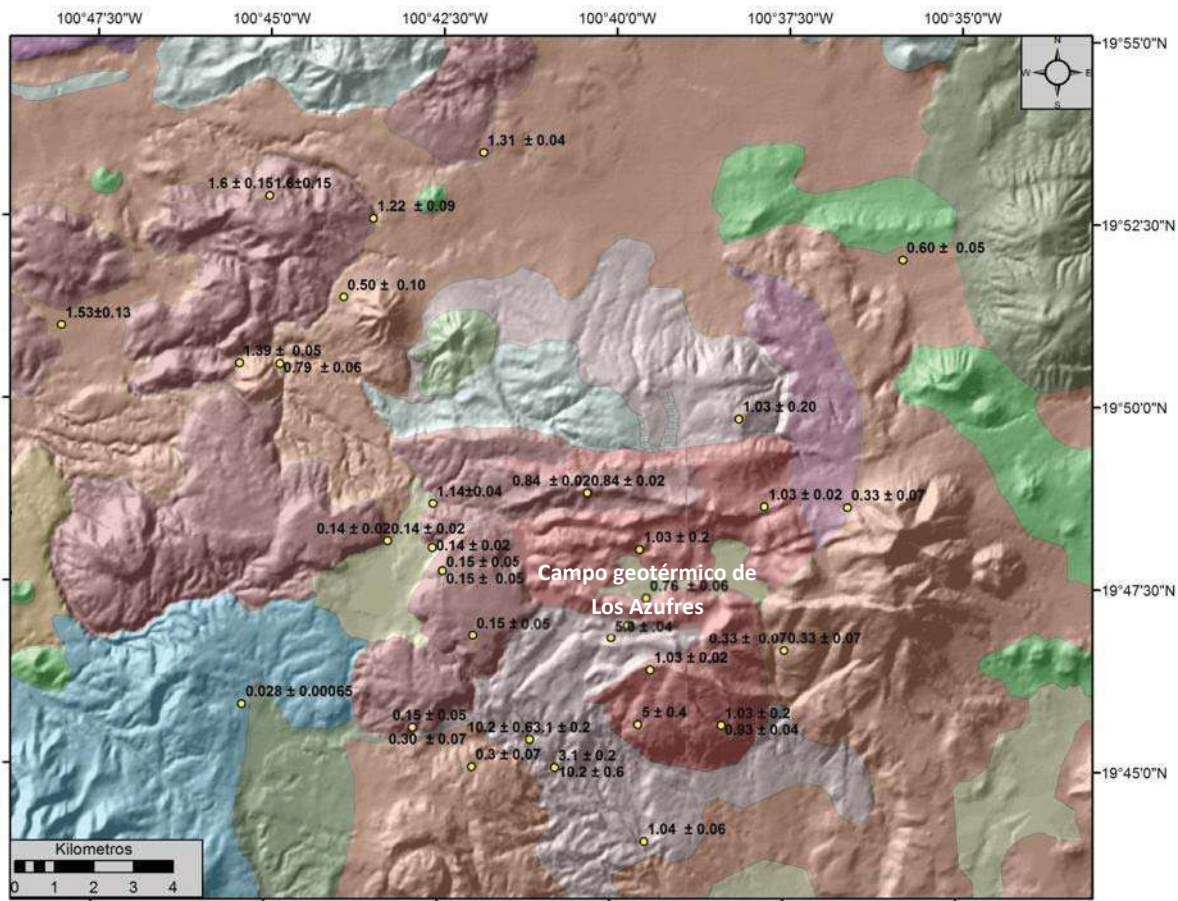


Figura 5.1 Ejemplo de mapa (zona del campo geotérmico de Los Azufres) con puntos (amarillos) de fechamientos radiométricos (los datos son en Ma).

Todos los datos elaborados, cuyo resultado fueron los gráficos de esfuerzo-deformación de sistemas de fallas puntuales y los mecanismo focales de terremotos, se analizaron e interpretaron en forma georeferenciada utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG).

La integración de los datos con la interpretación morfoestructural se hizo a través del programa ArcGis (9.3 by ESRI), utilizando como base el modelo digital de terreno (DEM de INEGI) y las imágenes de satélite disponible en Google Earth, así como otros mapas geológicos digitalizados y georeferenciados.

El análisis morfológico y de las estructuras geológicas se desarrolló en conjunto con el estudio geológico remoto a través de la interpretaciones de las fotografías aéreas y de las imágenes de satélite y sobreponiendo la información con el modelo digital de INEGI para la zona de estudio.



La combinación de dos o más de estos mapas en capas sobrepuestos junto con los gráficos de esfuerzo-deformación de fallas y mecanismo focales ha sido una herramienta muy valiosa a la hora de la interpretación espacio temporal de los eventos geológicos deformativos frágiles desde el Mioceno al Presente.

5.2 METODOLOGÍA DE ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

La relación entre morfología, estructura y geología es íntima por lo que se utiliza el conjunto de herramientas en formas de mapas para la parte interpretativa. Por ejemplo para definir donde pasa exactamente la línea de una falla normal tiene mucha relación con el cambio de pendiente así como su relación con el cambio litológico (depósitos de talud, contactos discordantes, planicie aluvial, etc.).

El análisis morfológico y de las estructuras geológicas se ha desarrollado en conjunto con el estudio geológico a través de la interpretación de las fotografías aéreas y de las imágenes de satélites disponibles en Google Earth y sobreponiendo la información con el modelo digital de INEGI para la zona de estudio.

El análisis espacial de los datos morfoestructurales se ha hecho a través del programa ArcGis (9.3 by ESRI) y del modelo digital del terreno (Figura 5.2, modelo de elevación digital, DEM de INEGI) se han desarrollado los mapas de sombreado tridimensional e hipsométrico.

A diferencia de los trabajos anteriores, con el uso de los SIG ahora se pueden visualizar rápidamente muchos mapas que se transforman en herramientas para la interpretación de temáticas específicas como en el caso del análisis morfológico-estructural. Con esta óptica proponemos en este apartado solo algunos ejemplos de mapas utilizados en el proceso intermedio para enfocarnos a los resultados y la interpretación de los mismos.

La combinación de dos o más de estos mapas sobrepuestos ha sido muy valiosa en combinación con las imágenes de satélites para definir la morfología y sobre todo para trazar los lineamientos de fracturas y fallas, la ubicación de cráteres volcánicos, conos cineríticos y alineaciones de los mismos, así como de diques y pliegues.



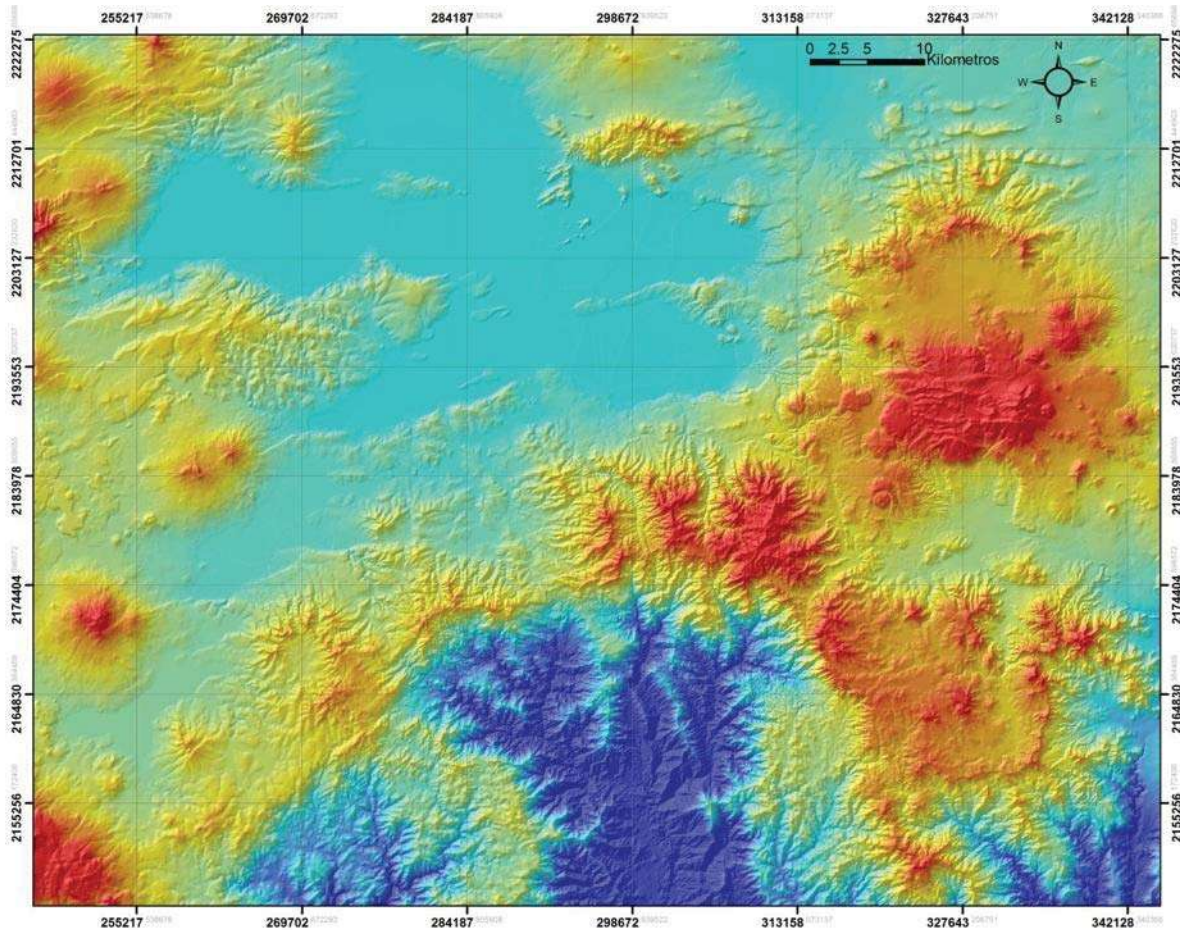


Figura 5.2 Mapa tridimensional del alturas derivado del modelo digital de elevación del terreno (DEM, INEGI). Paleta de color continua desde el azul (cota 800 m.s.n.m) al rojo (cota 2600 m.s.n.m).

5.3 METODOLOGÍA DE ANÁLISIS MICRO Y MESOESTRUCTURAL

Con el término de análisis micro y mesoestructural nos referimos a la investigación de las estructuras a la escala del afloramiento. Durante el levantamiento geológico-estructural de campo se tomaron unos 1200 datos de planos de fallas divididos en 66 estaciones estructurales. La distribución de dichas estaciones ha sido lo más uniforme posible compatiblemente con otros factores como son la accesibilidad, presencia de cortes naturales o artificiales del terreno y sobre todo la evidencia de escarpes de planos de fallas. Las zonas con mayor densidad de estaciones coinciden con las de sistemas de fallas activas o que han preservado mejor sus planos con estrías.



Durante el trabajo de campo se ha recorrido todo el territorio de estudio y se han tomados datos en más puntos de los indicados en la figura 5.3, sin embargo se presentan solamente los sitios en donde se encontraron suficientes datos confiables para definir una estación estructural, los demás se consideraron solamente como información de control.



Figura 5.3 Mapa de ubicación y denominación de las estaciones estructurales levantadas. El recuadro indica el área de levantamiento de datos estructurales.

Para cada estación se hizo una levantamiento geológico-estructural, una descripción de reconocimiento litológico, un muestreo de rocas, un esquema de las relaciones estratigráficas (donde estaban presentes), un dibujo del afloramiento (evidenciando las estructuras, horizontes desplazados, etc.) y fotos. Sucesivamente se han tomados todos los datos estructurales significativos como planos de fallas y fracturas, lineamientos, desplazamientos, etc.

Los datos más importantes y útiles para el análisis estructural han sido los de planos de fallas con estrías. En todos los casos posibles se han tomados los ángulos de buzamiento ("dip" o echado o inclinación del plano, según la terminología usada), sentido de



buzamiento (“dip direction” o rumbo del echado), cabeceo (“pitch” o “slip”) y el sentido de movimiento (normal, inverso, derecho, izquierdo), derivado de la interpretación cinemática de los indicadores (ver metodología, apartado 2.3.3). No todos los planos de fallas tienen la misma “calidad” en cuanto a la presencia y claridad de estrías y de los marcadores cinemáticos para la determinación del sentido de movimiento (todos aquellos de tipo “b”-planos de Riedel, “c”-marcas de arrastre tectónicos, “d”-lineaciones estilolíticas y “e”-facetas pulidas y rugosas; ver CD anexo 1). Para eso los datos están acompañado de comentarios de confiabilidad para poderlos tratar posteriormente con diferente peso o importancia.

Para el análisis de datos se ha utilizado el programa **Programa CRATOS 1.0.**, que reúne bajo entorno Windows una serie de programas que facilitan el tratamiento de datos de poblaciones de fallas.

Este programa permite estudiar mediante métodos de análisis poblacional de fallas (Modelo de Deslizamiento y Método de los Diedros Rectos) poblaciones de planos de falla estriados, de forma rápida y directa (para más información sobre el marco teórico conceptual ver CD anexo I). Asimismo pueden analizarse mediante proyección estereográfica y test de aleatoriedad de Woodcock y Naylor (1986), la disposición espacial de distintos elementos estructurales medibles en una estación; planos de falla con estrías, planos de buzamiento, ejes de pliegues, lineaciones, etc. El programa cuenta además con una base de datos incorporada que permite manejar y acceder fácilmente a los archivos de datos.

5.3.1 Procedimientos de análisis del estado de esfuerzos-deformación

La determinación del estado de esfuerzos-deformación se basa sobre el análisis de indicadores de paleoesfuerzos en deformación frágil. Para eso es importante establecer la edad de los materiales en los que se realizan las medidas y observaciones, a fin de poder acotar la edad de la deformación, y con ello, establecer el estado de los paleoesfuerzos.

El método utilizado ha sido el estudio meso y micro estructural basado en el análisis poblacional de fallas. La metodología es análoga a la utilizada para obtener estados de esfuerzos actuales con la diferencia que no se utilizan mecanismos focales de los que se conoce la fecha de registro del sismo, sino diagramas de diedros rectos y de dirección de E_y derivados del análisis de poblaciones de fallas de las que hay que determinar correctamente los períodos de actuación.



Para esto se realizó un estudio de estructuras en materiales de edad comprendida en el intervalo de tiempo definido por el período neotectónico. Este método proporciona la orientación de los ejes principales de esfuerzo o de deformación (Figura 5.4).

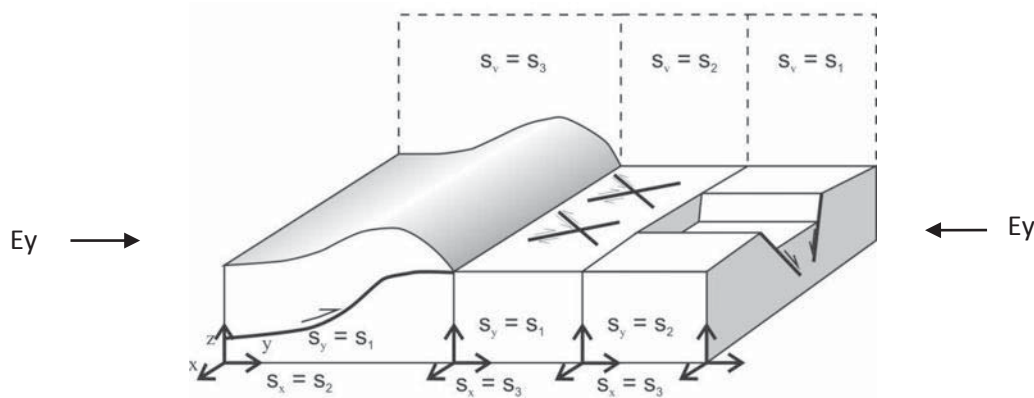


Figura 5.4 Ejemplo de orientación del vector de máximo acortamiento horizontal E_y . En este caso se evidencia la permutación primaria de ejes principales de esfuerzos σ (S_1 , S_2 y S_3) con relación al eje de deformación (S_x , S_y , S_z). E_y coincide con S_y .

Los resultados que proporcionan estos análisis son coherentes con los obtenidos mediante otros métodos (por ejemplo el método de inversión de esfuerzo), y tienen la ventaja de que son aplicables a deformaciones con un rango temporal muy amplio. También permiten estudiar el carácter de reactivación o neoformación de una población de fallas bajo un tensor de esfuerzos determinado.

Un aspecto importante encontrar indicios de relaciones temporales de fases o eventos de deformación sucesivos durante el levantamiento de datos de campo. Estos pueden ser planos de fallas cortados por otros planos posteriores o reactivaciones de los mismos planos con sobreposiciones de estrías en donde es evidente la relación cronológica.

En el apartado anterior se discutieron algunos casos donde se han podido establecer relaciones entre las de fases de deformación en estaciones puntuales, sin embargo no siempre las relaciones son inequívocas en todas las estaciones. Sin embargo las relaciones de fases de deformación encontradas sirven cuando se cruza la información de manera global.



Para interpretar los datos micro y mesoestructurales obtenidos en el campo, resulta imprescindible seguir un análisis ordenado, estadístico y apoyado por métodos informáticos, dado el ingente volumen de datos que se tienen en cuenta en este tipo de trabajos. Sólo de esta manera es posible relacionar datos entre sí, o bien acceder rápidamente a los de una estación de análisis. El proceso analítico seguido en este caso se describe a continuación.

1 - El primer paso ha consistido en el almacenamiento en una base de datos con un formato compatible con los paquetes comerciales, de todos los datos recogidos en las estaciones de análisis mesoestructural (fallas, planos de S_0 , estilolitos, grietas de tracción, ejes de pliegues, etc.). Para ello se ha utilizado el programa Cratos v1.0 bajo Windows, el cual incluye un módulo de gestión y edición de bases de datos diseñado específicamente para el tratamiento de datos estructurales. De este modo, es posible almacenar tanto los datos numéricos de orientaciones de los elementos estructurales (incluyendo los criterios de calidad), como el resto de la información geográfica y geológica.

2 - Una vez almacenada la información de cada estación, se ha procedido a un primer análisis geométrico mediante la representación, en proyección estereográfica, de los elementos estructurales medidos en el campo. Este paso ha incluido la construcción de diagramas de rosas e histogramas de direcciones, diagramas de contornos de polos, así como un análisis mediante autovectores para estudiar la distribución espacial de los elementos geométricos lineales (polos de S_0 , estilolitos, etc.). Este primer análisis ha proporcionado una idea inicial de la existencia de poliaktividad tectónica en la estación, así como de las direcciones estructurales y de compresión y/o extensión dominantes. Esta información, junto con el resto de los datos macroestructurales, resulta de vital importancia para interpretar correctamente los resultados que proporcionan los métodos de análisis poblacional de fallas.

3 - El siguiente paso ha consistido en el análisis de las poblaciones de fallas, mediante los diferentes métodos de inversión descritos anteriormente. El orden de utilización ha sido el siguiente

a) **Modelo de deslizamiento**. El empleo de este método en primer lugar se debe a su utilidad para separar grupos de datos que se acomodan a una misma dirección de acortamiento o extensión horizontal, y porque permite asignar sentidos de movimiento teóricos a las fallas a las que no se les ha podido asignar en el campo. Estas dos acciones resultan muy útiles para el procesamiento de los datos. El análisis, incluyendo los cálculos y los diagramas, se ha realizado mediante el módulo Fex del programa Cratos (Figura 5.5).



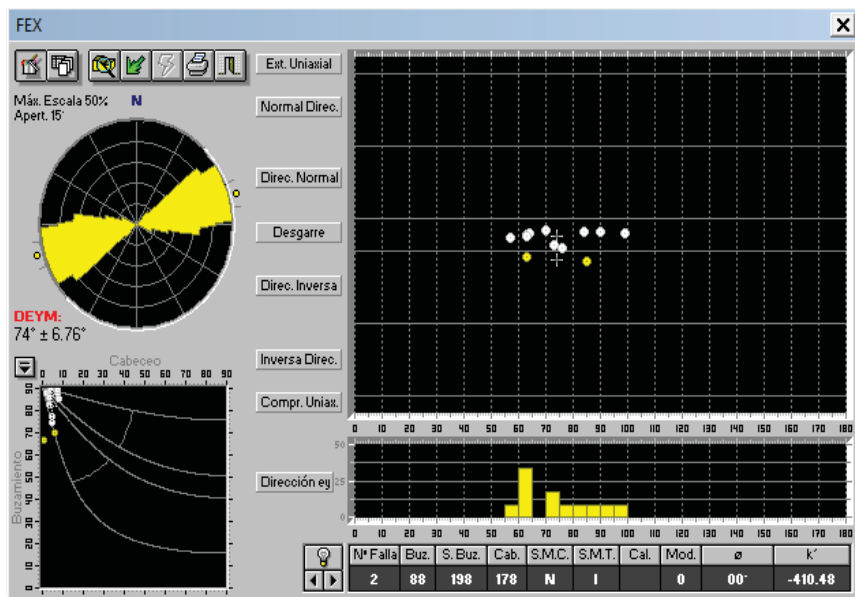


Figura 5.5 Diagrama direccional de orientación de máxima compresión horizontal (DEYM o E_y media), relación dirección DEYM/Tipología de falla y gráficos de relaciones Buzamiento/Cabeceo.

Durante la aplicación del modelo de deslizamiento, se ha comprobado el cumplimiento de las premisas necesarias por parte de los datos de campo, además de los posibles errores angulares en la toma de éstos con un rango máximo de $\pm 5^\circ$. En el caso de existir un desajuste generalizado de los datos, se ha comprobado la presencia de deformaciones posteriores, retrodeformando la posible estructura previa a su posición original. Además del análisis numérico, se han realizado una serie de representaciones gráficas con los resultados obtenidos del mismo, que incluyen los diagramas de rosas de dirección E_y de máxima compresión horizontal, C/B, E_y/K' .

b) **Diedros rectos.** Este método se ha aplicado tanto a los conjuntos totales de los datos de cada estación, como a las subpoblaciones divididas con el modelo de deslizamiento. De este modo se han obtenido soluciones gráficas que han permitido comprobar la presencia de más de un estado de esfuerzo / deformación en cada estación. La aplicación del método de los diedros rectos se ha realizado mediante el módulo Drec del programa Cratos (Figura 5.6).



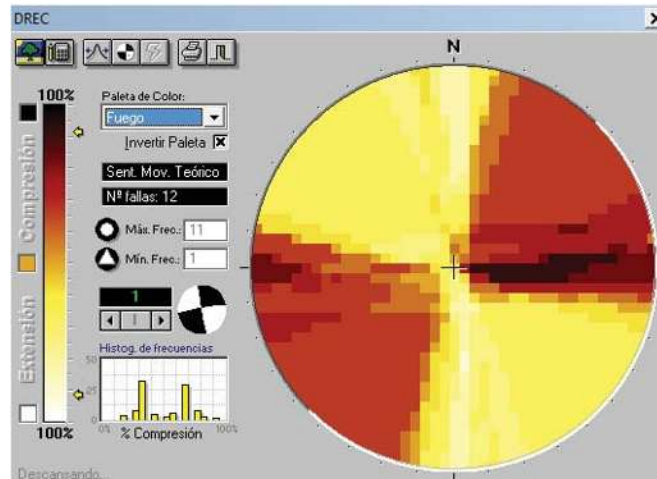


Figura 5.6 Grafico de mecanismo de diedros rectos para una población de fallas sincinemáticas.

c) **Método de inversión de esfuerzos** (Reches et al., 1992). Este método se aplicó como control de orientación de esfuerzos después de haber tratado las poblaciones completas, comparándose los resultados con los de los dos métodos anteriores. Habiendo obtenido soluciones de esfuerzos similares a los obtenidos con los dos métodos anteriores, se utilizaron las subpoblaciones subdivididas mediante el modelo de deslizamiento. Para el cálculo numérico se ha utilizado el programa Stress y se han seguido los criterios de selección de la solución ya mencionados.

Una vez que se hayan calculado los estados de esfuerzos-deformación puntuales a partir de los datos de campo o de los mecanismos focales, resulta necesario comparar los resultados obtenidos teniendo en cuenta su situación espacial. Para ello, es muy interesante la representación de un mapa de trayectorias de esfuerzos regional, ya que los resultados puntuales se encuentran irregularmente distribuidos.

Aunque un mapa de trayectorias puede ser dibujado a mano, este proceso resulta subjetivo, ya que es algo difícil tener en cuenta la calidad relativa de cada dato y su peso en la distribución no homogénea. Por este motivo resulta conveniente emplear modelos matemáticos para ajustar la distribución regional de los esfuerzos. Matemáticamente, la consideración del problema general de suavizados de una distribución en 2-D de datos de orientaciones vectoriales ha sido tratada por diferentes autores (Mendoza, 1986; Huang et al., 1987). Recientemente Lee y Angelier (1993) han sugerido la utilización de métodos polinómicos bivariantes y de peso según la distancia para obtener este tipo de distribuciones.



CAPÍTULO 6

6- ESTUDIO GEOLOGICO ESTRUCTURAL

6.1 LOCALIZACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA

Los límites aproximados de la zona de estudio son entre los 19.55° y los 20.10° de latitud norte y los 100.45° y los 101.45° de longitud Oeste, cubriendo un cuadro de 60x104 km conformando un área de 6,240 km cuadrados (Figura 6.1).

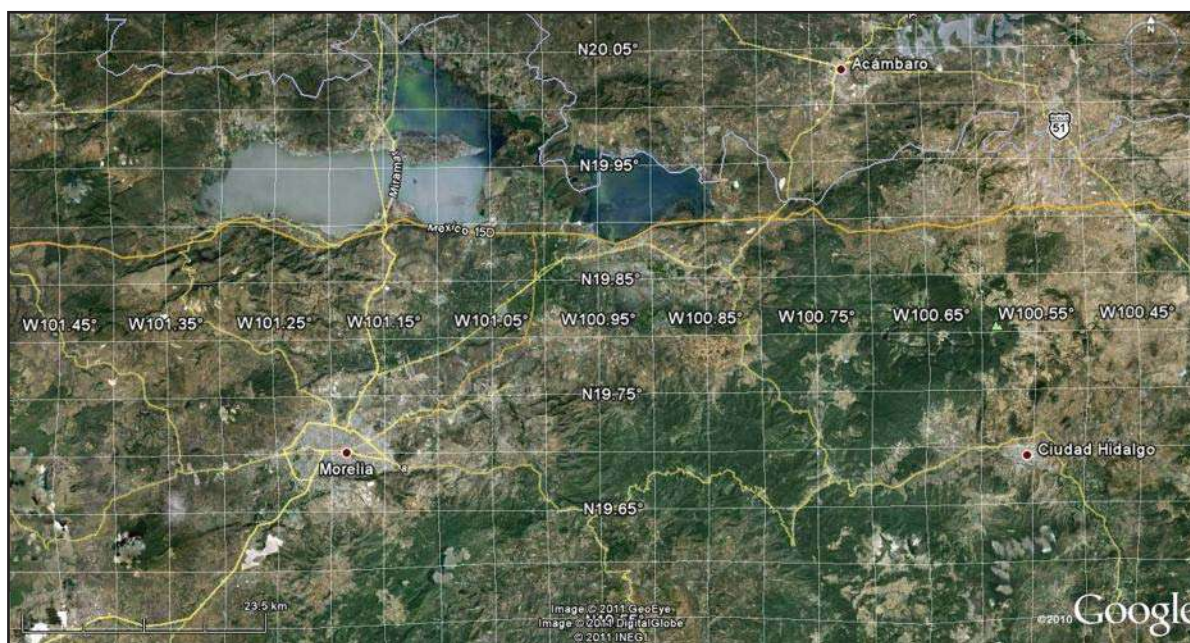


Figura 6.1 Imagen de satélite (GoogleEarth) del área de estudio.

Por las dimensiones del área y la tipología de la investigación la escala de estudio se puede considerar de carácter regional.

El resultado de la recopilación bibliográfica, de la revisión de mapa y de la interpretación de percepción remota ha sido la compilación del mapa geológico-estructural del área (Figura 6.2), cuya leyenda representa la sucesión de los eventos volcánicos-sedimentarios desde del Oligoceno hasta el Holoceno.



Po otro lado, durante el levantamiento de campo de las estaciones estructurales se ha verificado la correcta evaluación de las unidades litológicas y de las relaciones estratigráficas.

6.1.1 Vulcanismo, formación y evolución de la depresión Cuitzeo-Morelia

En el capítulo 1 de los antecedentes hemos visto como el Campo Volcánico de Michoacán-Guanajuato debe su actividad al proceso de subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa Norteamericana y consecuente vulcanismo de arco intracontinental. Sin embargo la dinámica de emplazamiento de los magmas en esta región central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) está controlada por el régimen estructural transtensivo, y por lo tanto se puede denominar como vulcanismo sintectónico.

En el centro-norte de Michoacán y sur de Guanajuato, gran parte del relieve es producto de repetidas fases de vulcanismo y actividad tectónica, seguidas por la erosión gradual de los depósitos volcánicos y su depositación en el fondo de las cuencas. Los movimientos tectónicos han contribuido a la construcción del escenario morfológico hoy visible, al segmentar el territorio en bloques de alturas variables y formar depresiones alargadas: lagos como los de Cuitzeo y Chapala son resultado del hundimiento relativo de los bloques tectónicos, con la consecuente obstrucción total o parcial del drenaje.

En particular la Cuenca de Cuitzeo forma parte de la macro-cuenca de Río Lerma, cubriendo un área de 4,000 km² que corresponde a una depresión de origen tectónico que ha sido rellenada por depósitos vulcano-sedimentarios.

La cuenca tectónica subsidente del lago de Cuitzeo ha sido rellenada por un espesor de más de 1,200 metros de depósitos aluviales y vulcano-sedimentarios sugiriendo una elevada tasa de subsidencia tectónica sucesiva al basculamiento Plio-pleistocénico (Israde-Alcántara et al., 1999).

El paisaje de la Cuenca de Cuitzeo forma parte de un conjunto de depresiones lacustres que se encuentran a lo largo de una franja E-O del centro de México y que están infrayacidas por la sucesión oligo-miocénica de Mil Cumbres, y cubiertas por el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana.



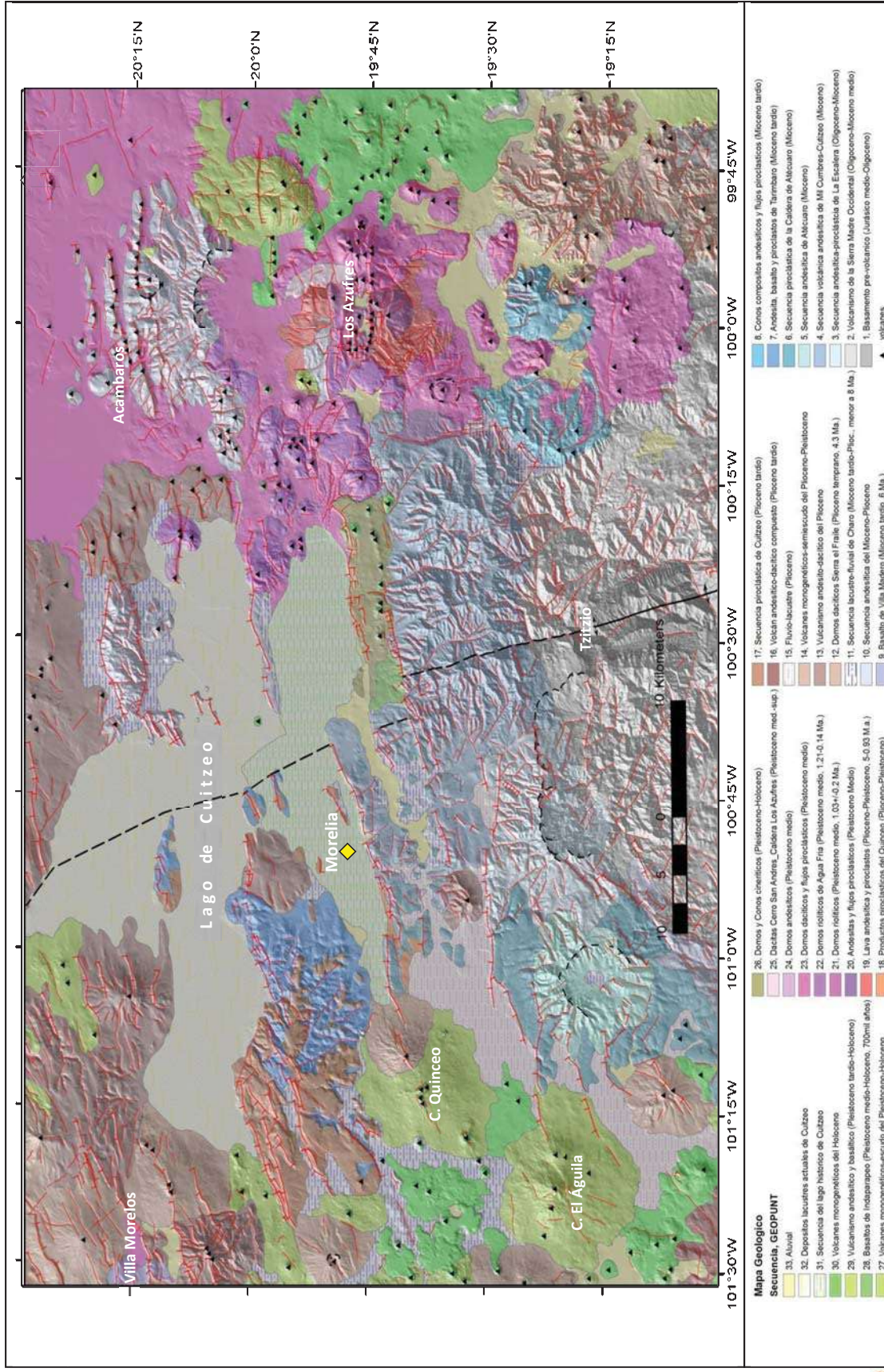


Figura 6.2 Mapa de las unidades geológicas del área de estudio.

luca.mennella@yahoo.it



La cuenca está delimitada por una serie de semigrabenés con dirección NE-SO y E-O tienen planos de escarpe de falla inclinados hacia el norte y están basculados hacia el sur de 5° a 30°, han permitido la instauración de dos depresiones lacustres que han migrado en el tiempo y en el espacio (Israde et al., 2002). En el primer periodo del Mioceno tardío-Plioceno inferior se origina el lago en la paleo cuenca de Charo (Israde, 1995) y el segundo en el Cuaternario en correspondencia de la actual depresión este-oeste.

Con base en las características geológicas se puede dividir el área de estudio en sectores, tomando como referencia el límite sur del Lago de Cuitzeo y las principales estructuras tectónicas presentes (Figura 6.3).

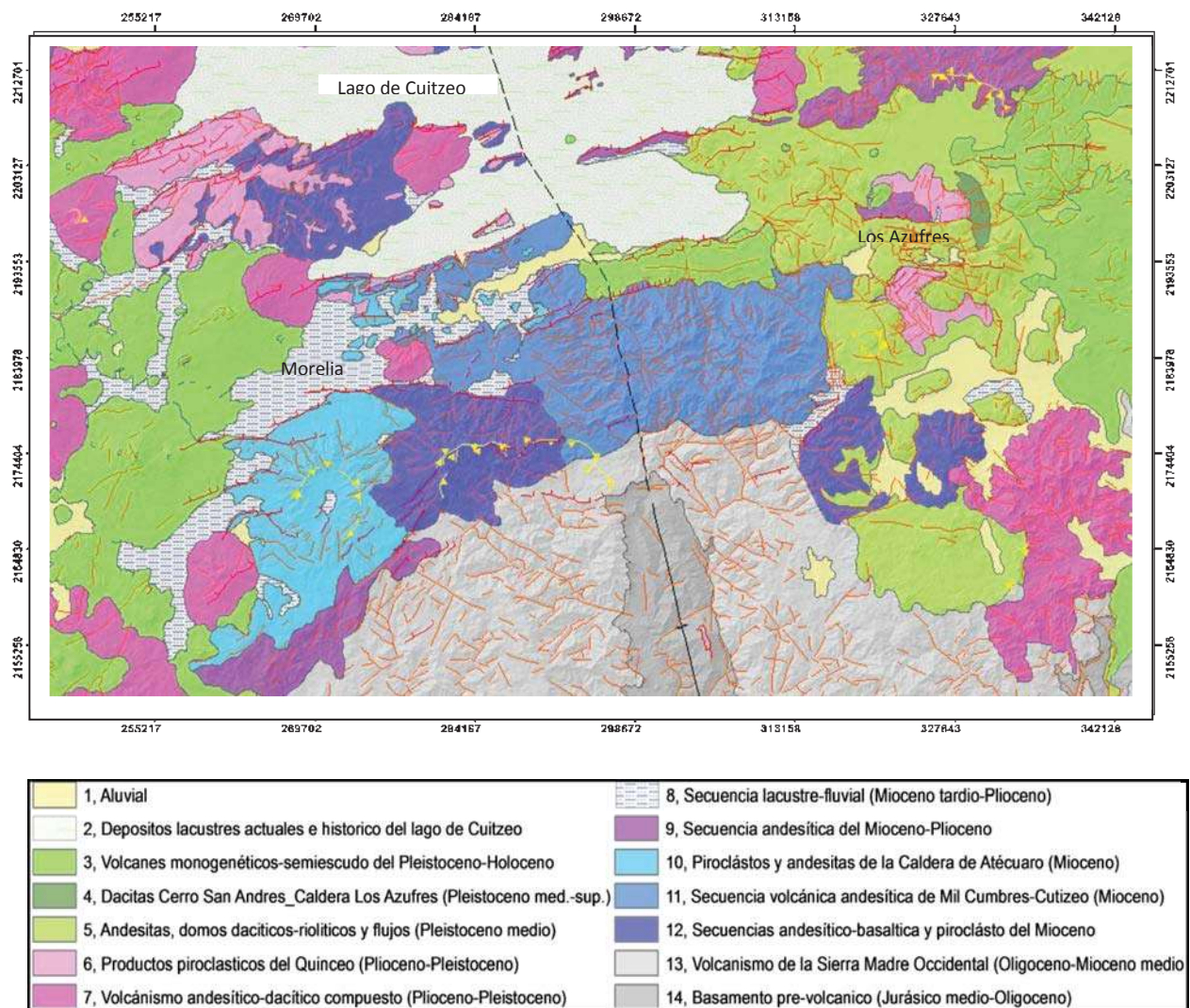


Figura 6.3 Mapa geológico-estructural simplificado del área de estudio.



The map illustrates the geological structure of the Cuicatlan region, highlighting several tectonic segments and topographic features. The legend identifies the following elements:

1. Pink shaded area representing a geological unit.
2. Grey shaded area representing a geological unit.
3. Red shaded area representing a geological unit.
4. Yellow shaded area representing a geological unit.
5. Blue shaded area representing a geological unit.
6. Brown shaded area representing a geological unit.
7. Dashed line representing a fault or boundary.
8. Solid line representing a fault or boundary.
9. Wavy line representing a fault or boundary.
10. Topographic profile showing elevation changes.

Key locations and features labeled on the map include:

- Actual Cuicatlan Lake** and **Old Cuicatlan Lake**.
- Arara** and **Inapécuaro**.
- Queréndaro** and **Indaparapeo**.
- Charo** and **La Puente**.
- MORELIA** (marked with a star).
- Cerro El Águila** and **C. Alécuar**.
- Seno de Mil Cumbres**.
- Pátzcuaro** and **Jaracuaru Graben**.
- Actual Cuicatlan Lake** and **Old Cuicatlan Lake**.
- Actual Cuicatlan Lake** and **Old Cuicatlan Lake**.

The map also includes a north arrow, a scale bar (0-30 km), and a legend with 10 numbered items.

Zona Centro-Sur (Copándaro-Charo-Mil Cumbres).

Al sureste de Morelia, el borde de la antigua depresión del lago de Cuitzeo está limitado por la secuencia volcánica del Oligoceno-Mioceno de Mil Cumbres (24-7 Ma, IMP, 1986): una secuencia de rocas andesíticas muy fracturadas, conformadas por estratovolcanes y restos de calderas de composición andesítica, dacítica y riolítica (“cantera de Morelia”).



En particular se pueden distinguir la secuencia andesítica de la Escalera (Oligoceno-Mioceno) y la secuencia andesítica y piroclástica perteneciente a la caldera de Atécuaro (Mioceno). Estas rocas se encuentran sobreyacidas por flujos piroclásticos rosados (al norte de Morelia, en Tarímbaro-Copándaro, Álvaro Obregón, y Peña del Panal). Éstos, a su vez, son cubiertos por secuencias de terrígenos de origen lacustre o fluviolacustre pertenecientes al Mioceno-Pleistoceno. El vulcanismo recubre parte de esta secuencia con una emisión de pómez que termina con el antiguo lago de Cuitzeo (Israde et al., 2009).

Todos estos productos recubren o se intercalan con las secuencias fluviolacustres y lacustres del Pleistoceno-Holoceno del antiguo Lago de Cuitzeo (Israde-Alcántara, 1995; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999). En la zona de los tiraderos de basura de Charo e Indaparapeo, las unidades volcánicas están cubiertas por los depósitos arcillosos de origen lacustre, sobreyacidos por diatomitas que, a su vez, están cubiertas por depósitos fluviolacustres y depósitos de caída del Mioceno-Pleistoceno (Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999).

Los fechamientos obtenidos en el basamento andesítico y en los flujos piroclásticos de la cima de los depósitos lacustres al sur del lago actual sugieren que el antiguo lago de Cuitzeo se ha desarrollado a partir del final del Mioceno (~7 Ma) hasta el Pleistoceno (~2 Ma) (Israde et al., 2002). La sucesiva actividad tectónica extensional y el consecuente basculamiento provocó la migración y el establecimiento del lago más hacia al norte hasta su posición actual, posiblemente en el Pleistoceno temprano, esto con base en los depósitos lacustres que sobreyacen basaltos fechados entre 0.75-0.87 Ma (Pasquarè et al., 1991).

Zona SE del Lago de Cuitzeo (Zinapécuaro-Los Azufres-Cd de Hidalgo).

La zona oriental de la actual cuenca de Cuitzeo está delimitada por productos basálticos calco-alcalinos plio-cuaternarios de la región de Queréndaro fechados en 700,000 años (Pradal y Robin, 1995) y el sistema geotérmico que conforma la caldera de Los Azufres. Ésta se ha reactivado en los últimos 20,000 años, generando grandes depósitos de flujos piroclásticos (Garduño, 1987; Pradal y Robin, 1995) que se depositaron dentro del Lago de Cuitzeo dada la similitud geoquímica entre ambos depósitos. Los productos volcánicos de la Caldera de Los Azufres están conformados por rocas andesíticas, ignimbritas con edad <4 Ma y domos riolíticos con edad <1 Ma, cuyos depósitos de obsidiana fueron explotados por los antiguos purépechas. La siguiente secuencia volcánica está compuesta por domos dacíticos y vulcanismo monogenético de 700,000 años, representada por los volcanes El Mozo y San Andrés (Pradal y Robin, 1994). Ésta es sobreyacida por los domos riolíticos de La Hierbabuena, con edades <300,000 años. Los afloramientos de flujos piroclásticos mal



consolidados, con depósitos aluviales, son comunes en los tiraderos de Álvaro Obregón, Tégaro, Cuitzeo y Santa Ana Maya.

Zona SO del Lago de Cuitzeo (Chucándiro-Morelia-Cerro El Águila)

Hacia el suroeste del Lago de Cuitzeo afloran los productos del vulcanismo de la FVTM. Destacan los volcanes en semi-escudo de El Águila y Quinceo-Las Tetillas (oeste y noroeste de Morelia), los cuales están conformados por un ciclo eruptivo compuesto por alternancias de productos efusivos y explosivos, de edades menores a los 570,000 años (Sutter et al., 2001). Sobre estos edificios volcánicos descansan conos parásitos andesítico-basálticos de tipo estromboliano (Israde et al., 2009) y productos efusivos con edades inferiores a los 3,500 años (impresiones de mazorcas reportadas por Martínez y Hobson, 1907). En la región SO del lago, el vulcanismo culmina con una emisión de pómez y lavas históricas provenientes de Quinceo-La Tetillas que termina con el paleolago de Charo.

También se encuentra el vulcanismo monogenético del Corredor Tarasco, que se compone de domos, conos cineríticos, conos de lava y derrames de lava con alturas bajas. Resaltan en la cuenca los pequeños conos de Queréndaro que surgieron hace aproximadamente 700,000 años (Pradal y Robin, 1994). Hacia el poniente de Morelia, el paisaje está caracterizado por el vulcanismo del Holoceno, en Capula y Copándaro-Huaniqueo.

SECTOR NORTE DE LAGO DE CUITZEO (Villa Morelos-Huandacareo-Sta Ana Maya)

La geología de la zona norte del lago de Cuitzeo está dominada por la presencia de los edificios volcánicos y los productos plio-cuaternarios del campo volcánico Michoacán-Guanajuato, perteneciente al sector central de la FVTM.

En la zona noroeste del lago los basaltos de Villa Morelos del Mioceno tardío están cubierto por los pequeños volcanes semiescudo, conos y lavas andesíticas del Pleistoceno así como de domos riolíticos-dacíticos del Peistoceno tardío (y flujo piroclásticos asociados).

Los productos volcánicos más recientes pertenecen al vulcanismo monogenético del Holoceno con la presencia al sur de Moroleón de conos cineríticos, maars, y flujos piroclásticos. Hacia Santa Ana Maya los aparatos semiescudo y los conos pliocénicos continúan recubriendo las lavas basálticas del Mioceno tardío, sin embargo, en esta zona sobresale estructuralmente lo que queda del sustrato volcánico miocénico de antiguos edificios compuestos basálticos-intermedios sobre un núcleo subvolcánico dacítico.



6.2 ANÁLISIS MORFOESTRUCTURAL

La finalidad del análisis morfoestructural ha sido definir los principales rasgos estructurales e identificar los sitios donde es posible ver sus relaciones cronológicas, entendiendo por estructura cualquier rasgo reconocible que tenga un patrón definido en el espacio así como su orientación y repetitividad.

Se han dividido y clasificado los rasgos megaestructurales en categorías significativas con la finalidad de realizar estudios y dentro de lo posible tomar datos cuantitativos para posteriormente procesarlos mediante programas estadísticos.

Con el término de megaestructuras nos referimos a los rasgos geológicos visibles a la escala de percepción remota, es decir aquellas con tamaño suficiente (escala kilométrica) para que se puedan distinguir, interpretar y trazar desde fotografías aéreas, imágenes de satélite y modelos tridimensionales de elevación. Estas estructuras mayores han sido divididas en diferentes categorías.

Categoría de rasgos estructurales a la escala de percepción remota:

1) Lineamientos de fracturas y fallas genéricas

Quedan adentro de esta categoría todas las estructuras lineales correspondientes a fracturas importantes y las fallas de las cuales no se puede definir a esta escala de análisis algún movimiento específico de desplazamiento.

2) Fallas normales

Por fallas normales nos referimos a todas aquellas estructuras lineales de falla en donde se pudo definir una componente clara de desplazamiento vertical. Esto significa que probablemente se incluyen también las fallas normales con componente direccional sin que a esta escala se puedan diferenciar. Lo que discrimina estas estructuras de las anteriores es que separan bloques levantados y hundidos por lo que se pudo determinar la dirección del echado del plano de falla (las líneas ortogonales indican el bloque hundido). En algunos casos se puede determinar el actual desnivel vertical así como su longitud.



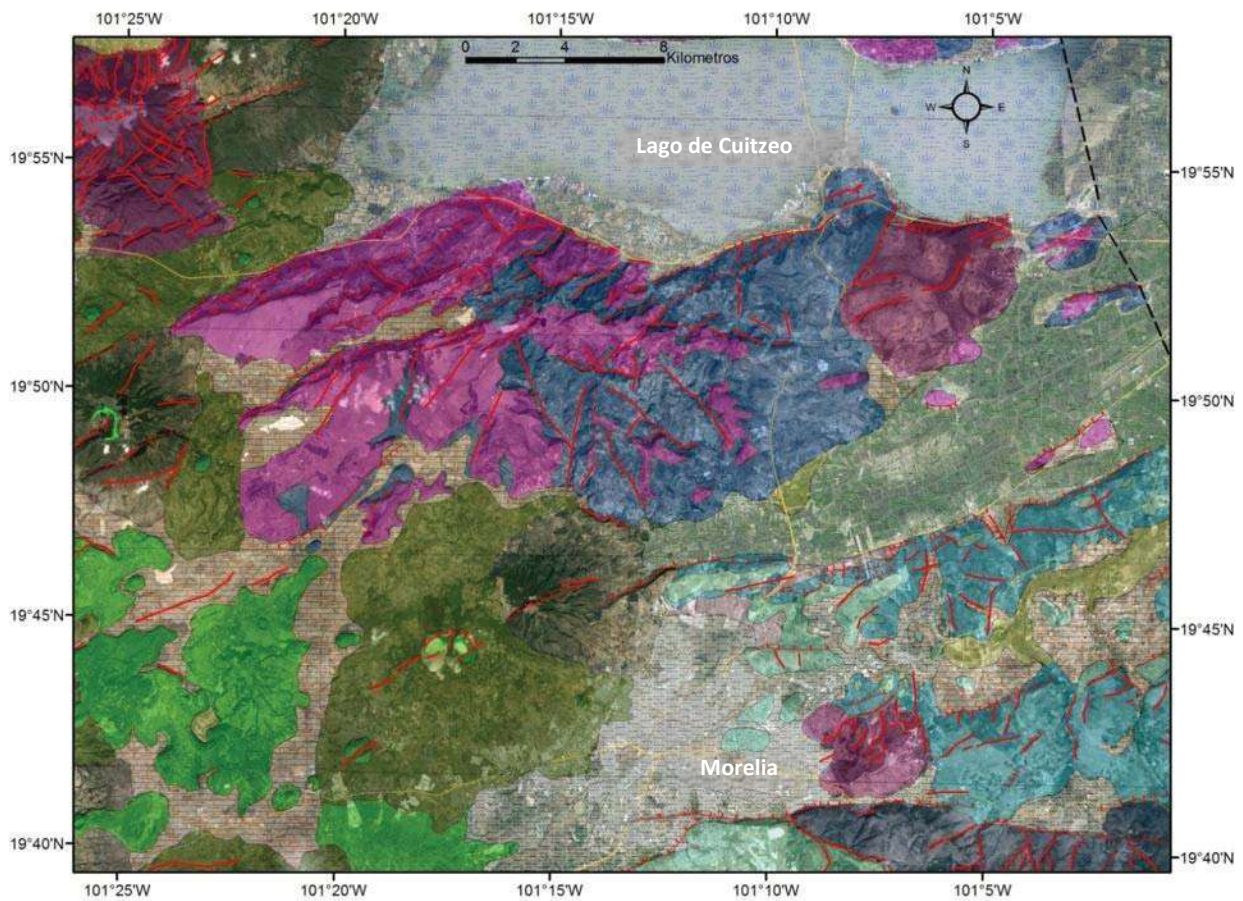


Figura 6.5 Mapa geológico-estructural sobre imagen de satélite. La zona abarca el límite suroeste del lago de Cuitzeo hasta el cerro Quinceo y la zona norte de Morelia. 1) Líneas rojas: lineamientos de fracturas y fallas genéricas; 2) Líneas rojas: fallas con clara componente vertical de desplazamiento (fallas normales con líneas ortogonales que indican el bloque descendente).

3) Estructuras de colapso

Comprenden las estructuras semicirculares de grandes cráteres y de calderas definidas a esta escala de interpretación estructural. Las principales estructuras se han descrito en el apartado anterior.

4) Falla de Tzizio-Valle de Santiago

Eje de pliegue-falla claramente definido con dirección NNO-SSE y continuación inferida hasta sistema de falla de Valle de Santiago afuera del área de estudio, unos 35 km al norte.

5) Alineamientos volcánicos



Los conos monogenéticos del campo volcánico Michoacán-Guanajuato están alineados en direcciones relacionadas con el campo de esfuerzo neogénico.

Principales rasgos morfoestructurales

Los rasgos morfológicos identifican en la parte sur del área una zona levantada con drenaje dendrítico bien desarrollado signo de avanzado intemperismo y erosión. Esta es la zona de la falla de Tzitzio-Valle de Santiago activa durante el Eoceno-Oligoceno (Figura 6.6). La morfología delata horizontes estratificados plegados del basamento siendo estos depósitos continentales polimigíticos denominados Capas Rojas.

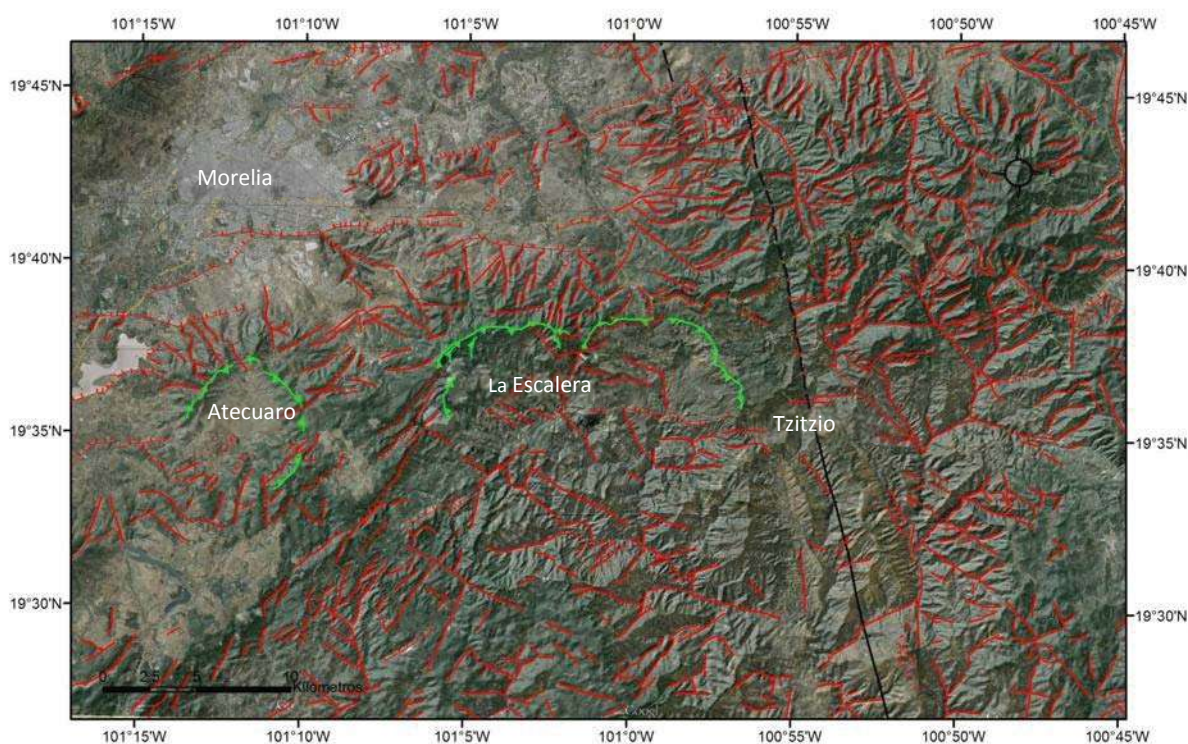


Figura 6.6 Imagen de satélite que muestra las estructuras del pliegue-falla de Tzitzio (línea negra) y las calderas de La Escalera y Atécuaro (semicírculos en verde).

En el límite norte de estas unidades hay un cambio morfológico con rasgos característicos de un complejo volcánico viejo correspondiente a la Sierra de Mil Cumbres. En la zona poniente de este complejo se distinguen dos estructuras con forma de herraduras abiertas hacia el sur (Figura 6.6). Estas estructuras parecen el remanente de una caldera denominada La Escalera, y la caldera de Atécuaro con forma clara de amplio cráter de colapso abierto hacia el suroeste (Gabriela Gómez et al., en prensa).



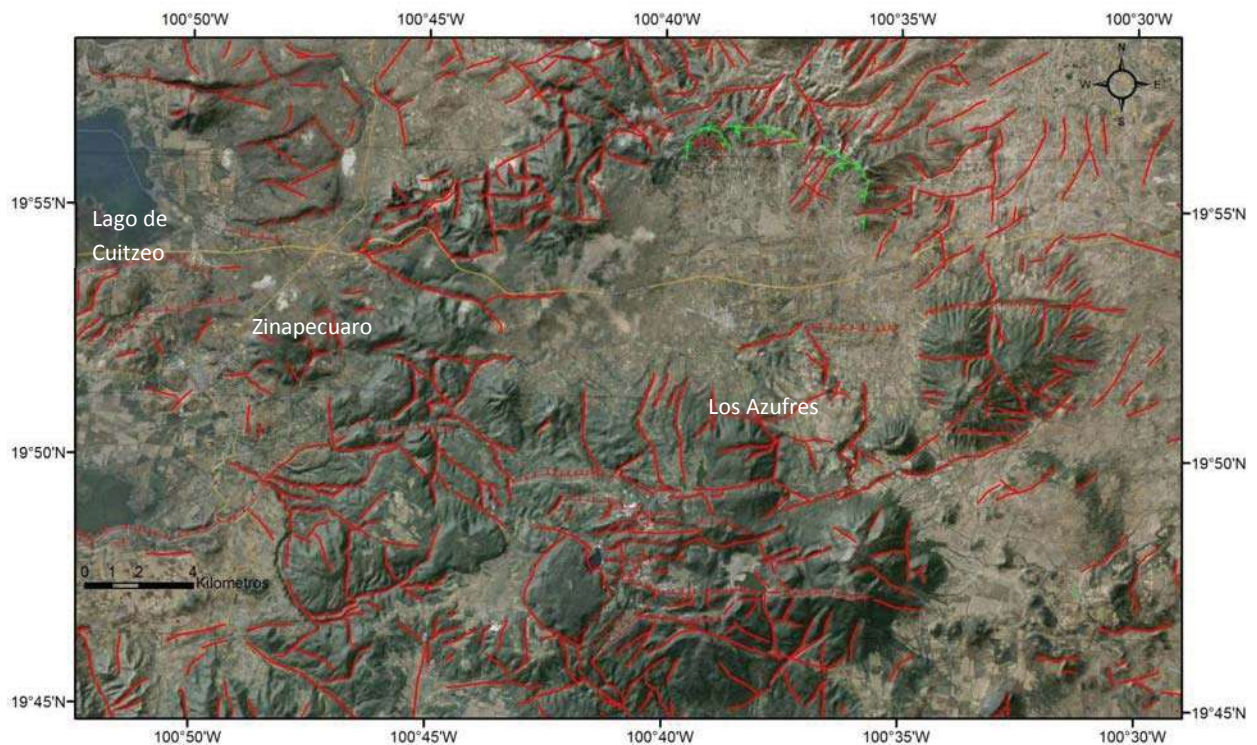


Figura 6.7 Limite oriental del lago de Cuitzeo y complejo geotérmico de Los Azufres.

En el sector centro occidental los rasgos morfológicos estructurales más evidentes es el domo resurgente adentro de un gran cráter al noroeste de Huajúbaro. Se trata de un domo riolítico de un complejo volcánico que incluye también flujos y lavas que al norte se traslapa con los productos volcánicos del campo geotérmico de Los Azufres, caracterizado por estructuras semicirculares apenas perceptibles y ahora dominadas por lineamientos de fallas normales E-O y un sistema de fracturamiento complejo (Figura 6.7).

Al sureste de Queréndaro (límite oriental del lago de Cuitzeo) son evidentes los conos cineríticos alineados E-O, mientras que al este de Los Azufres se abre una zona altiplana de donde sobresalen dispersos los conos cineríticos recientes. Al norte del campo de Los Azufres cerca de Santa Ana Maya se aprecia una zona relicto derivada de un complejo volcánico más viejo, fallado y fragmentado, en medio de un área más amplia de lomas y domos. Se trata de lo que queda del sustrato volcánico miocénico de antiguos edificios compuestos basálticos-intermedios sobre un núcleo subvolcánico dacítico (Figura 6.8).



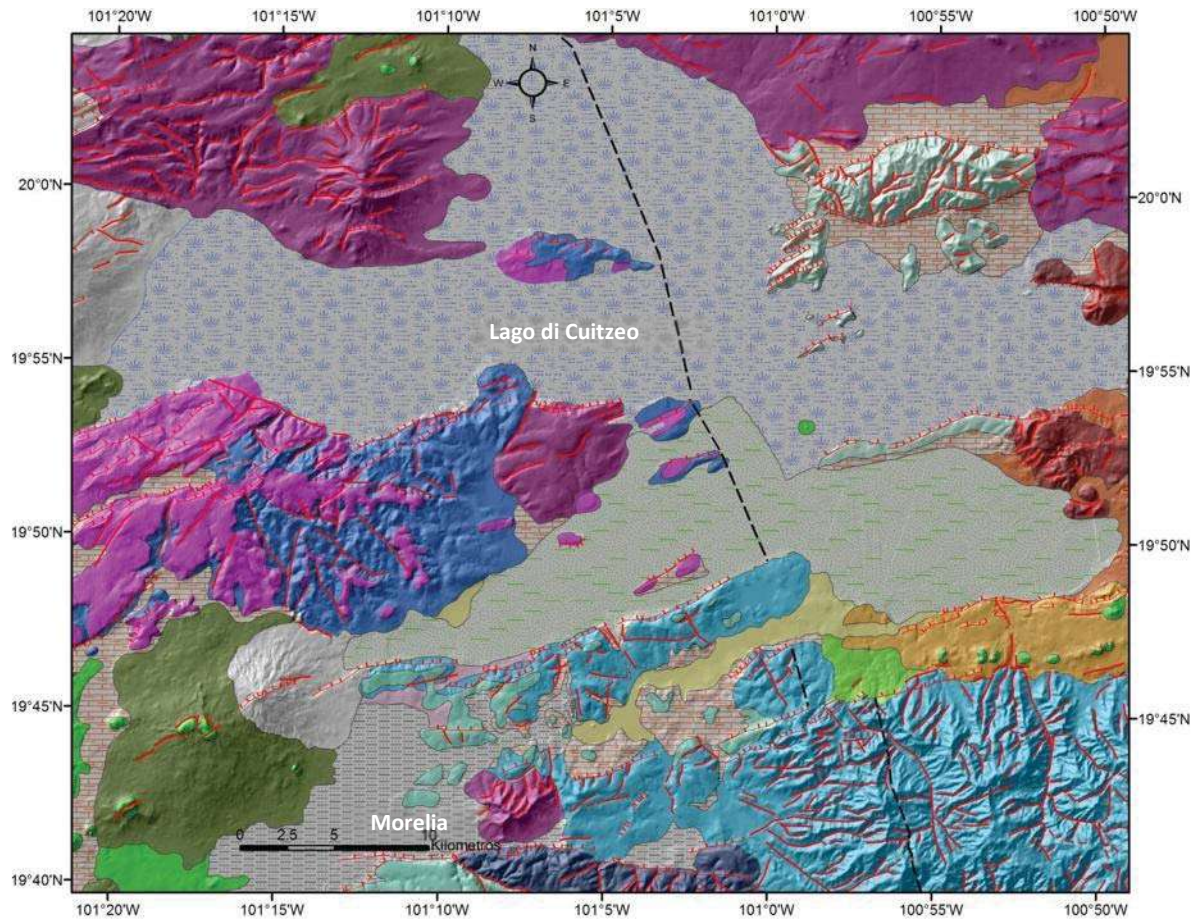


Figura 6.8 Mapa geológico estructural de la zona del lago de Cuitzeo-Morelia.

La zona centro septentrional del área está caracterizada por un paisaje de lomeríos pequeños, edificios y mesetas volcánicas, así como depósitos de origen fluvio lacustre. Las lomas presentan un hundimiento hacia el norte y un basculamiento hacia el sur, creando toda una serie escalonadas que descienden desde el sur (Tarimbaro y Morelia) hasta la zona norte del lago de Cuitzeo. En la zona sur de la ciudad de Morelia el salto de la falla La Paloma es más de 200 m.

Desde el punto de vista estructural, la porción sur del lago corresponde a una depresión formada por semigraben, con basculamiento mas importante en el margen sur del lago actual (30°), mientras que en la ciudad de Morelia el basculamiento es de $5-10^\circ$ (Israde et al., 2002).

Hacia el norte de la laguna de Cuitzeo existe un alto estructural que corresponde al horst de Santa Ana Maya, el cual tiene un relieve topográfico de más de 850 m sobre el nivel de la Laguna de Cuitzeo.



Al poniente de Morelia destacan los volcanes semiescudo de Quinceo, Las Tetillas y el cerro El Águila. Las estructuras ENE-OSO afectan éstos volcanes cuaternarios. Más al poniente empieza el campo volcánico monogenético del corredor tarasco, con alineamiento de conos con dirección E-O y ENE-OSO.

6.2.1 Análisis estadístico de las megaestructuras

Considerando el total de las estructuras lineales reconocidas tanto fallas y fracturas, se trazaron unas 2,100 polilíneas de las cuales 264 corresponden a fallas de tipo normal. Para el análisis estadístico de las direcciones de población de fallas se optó por fragmentar cada falla en la suma de sus tramos rectos (trazado a la escala de la teledetección) y para cada tramo se calculó el azimut de la dirección del plano con respecto al norte.

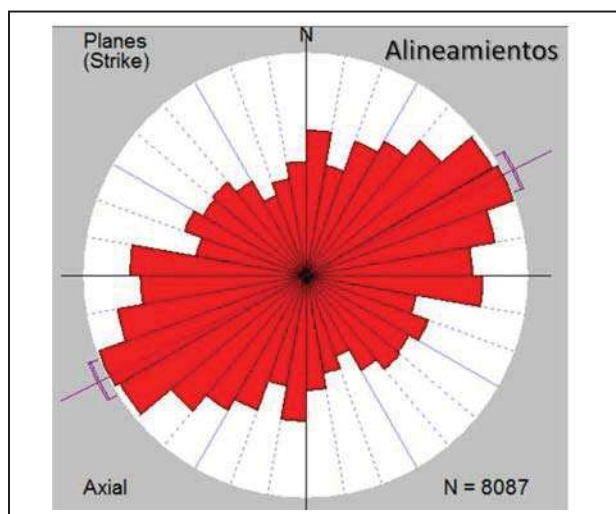


Figura 6.9 Diagrama de rosas del total de fallas y fracturas.

A partir de esta operación se obtuvieron más de 8,000 direcciones de tramos de fallas que representan la población de datos para el análisis de dirección (Figura 6.9). De este modo para determinar la dirección de una falla curvilínea de varios km de largo en lugar de tomar la dirección de la tangente de la curva, su derivada o la dirección del segmento de unión entre el punto inicial y final de la curva (como se haría con métodos tradicionales), ésta queda perfectamente definida por la sumatoria de direcciones de los segmentos que los componen.



A parte de ser una metodología práctica y precisa tiene una relación directa con la realidad si consideramos que la dirección de una falla que se traza rectilínea a una escala mayor resulta en realidad conformada por diferentes superficies discontinuas compuestas de planos de falla independientes y subparalelos.

Los datos de dirección de fallas se analizaron estadísticamente con el programa SPHERISTAR 2.1 y su representación de diagrama de rosas. El primer análisis ha sido el cálculo de frecuencia de direcciones de toda la población de datos (8087) para averiguar tendencias y el resultado (Figura 6.9) nos indica que a pesar de cierta dispersión hay un máximo de frecuencia en la dirección N70°.

Esto indica que a pesar de tratar todas las direcciones de estructuras reconocidas a la escala regional ya se marca una tendencia significativa de direccionalidad ENE-OSO.

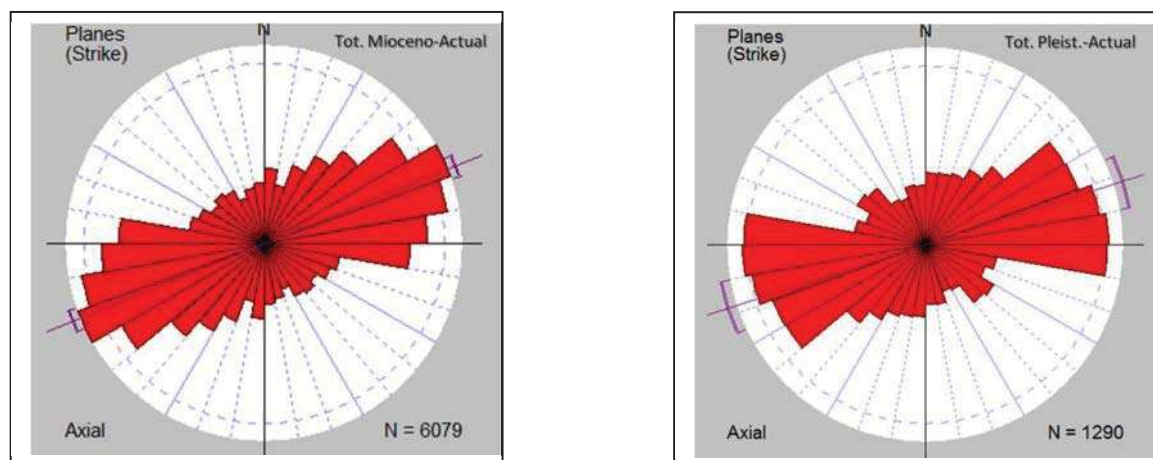


Figura 6.10 Diagramas de rosas del total de fallas y fracturas. A la izquierda estructuras que afectan rocas del Mioceno-Plioceno, a la derecha estructuras Cuaternarias.

El segundo procesamiento de datos se hizo de igual manera sobre el total de datos (fallas y fracturas) pero seleccionando solo aquellas que cortan y afectan unidades del Mioceno-Plioceno, es decir no se consideraron estructuras que afectan el basamento pre miocénico que además de estructuras recientes pueden mostrar rasgos de fases deformativas más viejas. Lo mismo se hizo tomando solamente datos de dirección de todos los lineamientos presentes en unidades del Pleistoceno-Holoceno. (Figura 6.10).

Es importante remarcar como las estructuras que afectan las unidades más viejas pueden ser todavía muy recientes pero no viceversa, es decir que las fallas que afectan las unidades del Pleistoceno-Holoceno no pueden ser más viejas del Pleistoceno pero podrían



ser asignadas a tiempos históricos. Esto significa que estas direcciones de fallas representan las estructuras ligadas a la deformación cuaternaria que responde al campo de esfuerzo actual.

Si comparamos los diagramas de la figura 6.10 y 6.11 notamos que la dirección prevalente se mantiene sobre valores de $N70^\circ$ prácticamente idéntica. Esto significa que sin importar la edad considerada, la tendencia ENE-OSO que representa la más reciente prevalece sobre las estructuras más viejas, seguramente presente en el área de estudio.

El paso siguiente ha sido procesar los datos de direcciones de las fallas con importante desplazamiento vertical extensivo, utilizando el mismo criterio de analizar separadamente las fallas normales que afectan unidades del Mioceno-Plioceno de las que solo están presentes en unidades Cuaternarias (Figura 6.11).

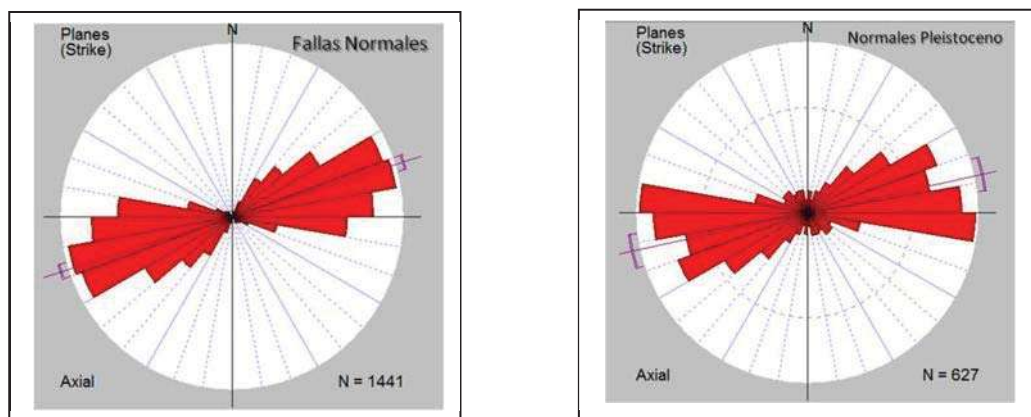


Figura 6.11 Diagramas de rosas de fallas normales. A la izquierda fallas normales que afectan rocas del Mioceno-Plioceno y a la derecha las fallas normales Cuaternarias.

De los dos últimos gráficos se evidencia que la tendencia permanece con direcciones parecidas con las obtenidas para el total de estructuras, sin embargo hay cierta diferencia si comparamos el gráfico de las fallas normales cuaternarias en comparación con los demás diagramas de rosas y es que el primero denota una tendencia bimodal con un máximo absoluto con dirección $N90-100^\circ$ y un máximo relativo secundario con dirección $N60-70^\circ$. Esto significa que las dos tendencias de direcciones para fallas normales regionales durante el Cuaternario son las E-O y las ENE-OSO.

Por último se graficaron en el diagrama de rosas las direcciones de los tramos de la estructura más grande presente en el área, es decir la estructura de pliegue-falla de Tzizio y su continuación inferida como estructura antigua reactivada (Oligoceno-Mioceno) del sistema Tzizio-Valle de Santiago, probablemente reactivada durante el Cuaternario (ver



Capítulo 4, discusión). Este lineamiento estructural cruza toda el área diagonalmente con dirección N165 es decir NNO-SSE (Figura 6.12).

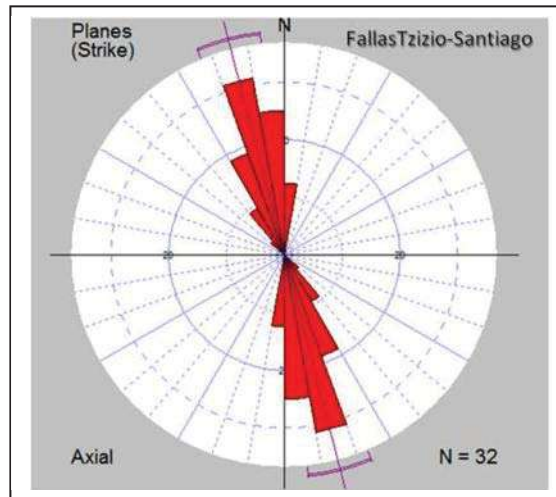


Figura 6.12 Diagramas de rosas de la estructuras presentes en la zona de estudio y que pertenecen al sistema de falla Tzizio-Valle de Santiago.

Otros tipos de procesamientos de datos estructurales de las megaestructuras ha sido el de análisis espacial. Por ejemplo el mapa de densidad de estructuras (Figura 6.13) pone en evidencia las zonas con mayores densidades de lineamientos estructurales y que coinciden con zonas particularmente activas y probablemente buenas para la búsqueda de planos de falla a la escala del afloramiento.

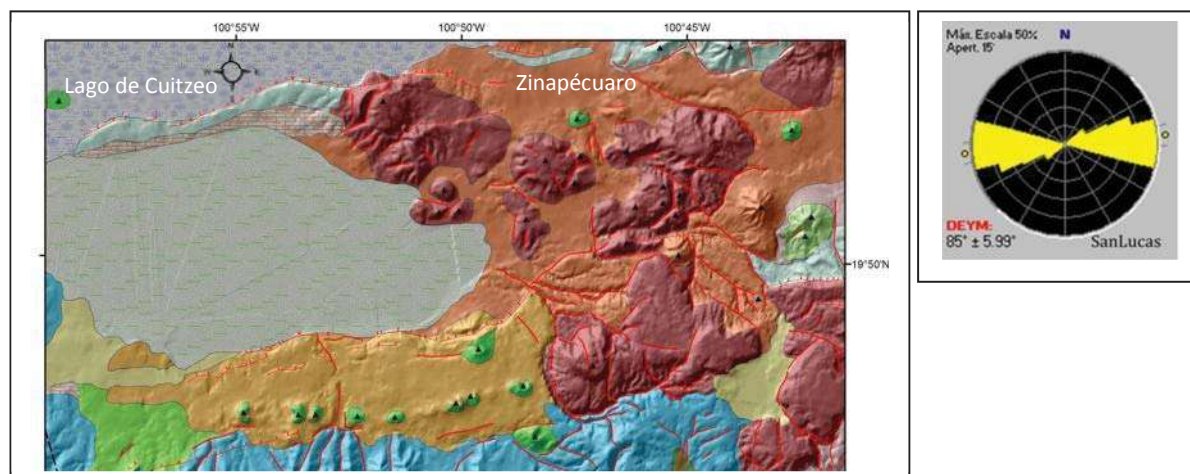
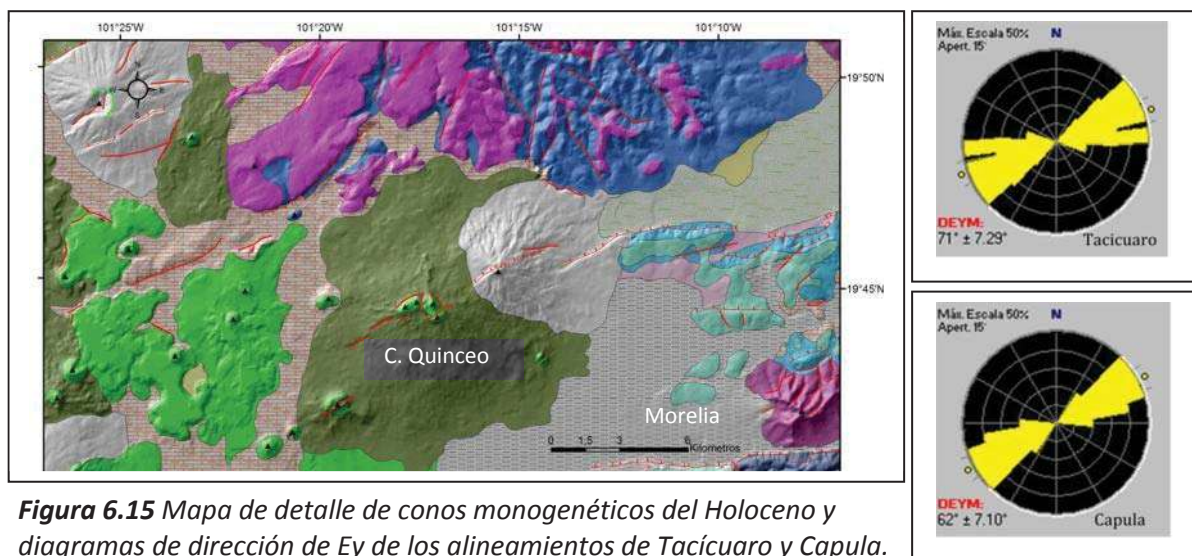
Las alineaciones de conos y diques volcánicos, como los diques volcánicos, tienen un significado estructural importante ya que por sí solas indican la dirección de máximo acortamiento horizontal, que es ortogonal al de extensión horizontal de apertura que permitió el emplazamiento del magma. El campo volcánico Michoacán-Guanajuato tiene más de 1000 conos monogenéticos, siendo unos de los más extensos en el mundo. El área de estudio cubre solo una parte de este campo volcánico sin embargo, hay una densidad de conos considerable (Figura 6.14).



A topographic map of central Mexico, showing the states of Querétaro, Guanajuato, and Morelia. The map includes a 50 km scale bar in the top left and a north arrow in the top right. Labeled locations include Irapuato, Querétaro, Acámbaro, Cultreio, Morelia, Zacapu, Pátzcuaro, Uruapan, Parícutin, Tancitaro, and Zitacuaro. A rectangular box highlights the central region around Morelia.

Para que se pueda considerar significativa una alineación de aparatos volcánicos debe de ser de por lo menos 5 conos en un espacio de pocos kilómetros y perteneciente a la misma unidad es decir que tengan la misma edad geológica. Las direcciones principales encontradas en estas áreas son las NE-SO, ENE-OSO y E-O todas claramente paralelas a los rasgos macroestructurales ya mencionados, es decir las fallas regionales normales o normal-direccionales. También son evidentes alineamientos de conos NNO-SSE relacionados con estructuras miocénicas reactivadas como zonas de debilidad cortical que facilitaron el ascenso del magma.

En particular se identificaron tres alineaciones de conos, dos en la zona de Capula-cerro El Águila-Quinceo y otra en la zona de Queréndaro.



En la Figura 6.15 son evidentes los conos cineríticos holocénicos con sus cráteres y sus coladas de lavas. Tomando en cuenta el patrón de distribución se distinguieron dos alineamientos subparalelos denominados Capula y Tacícuaro (por la cercanía con estos pueblos). Cada alineación está compuesta por segmentos entre un cono y el sucesivo. Se tomaron los azimut de direcciones de cada segmento de alineación y se proyectaron en estereogramas como planos. Considerando estos planos como estructuras de extensión para el emplazamiento de magma, se calculó la dirección de máximo acortamiento horizontal (ortogonal a la extensión).

Como había de esperarse los valores de máximo acortamiento horizontal (E_y) son idénticos a las direcciones de los alineamientos dando unos azimut de $N71^\circ$ para la alineación de Tacícuaro y $N62^\circ$ para la alineación de Capula (Figura 6.15, diagramas a la derecha). En general para esta zona la dirección de compresión es ENE-OSO y por consecuencia la dirección de apertura (extensión) será NNO-SSE.

El mismo proceso se llevó a cabo en la zona al sur de Queréndaro (San Lucas Píos) donde hay 8 conos monogenéticos del Holoceno y un domo riolítico del Pleistoceno en una clara línea E-O. El resultado del análisis derivado de los azimut de direcciones de cada segmento se puede ver en figura 6.16, donde la dirección de E_y nos da un valor $N85^\circ$.



6.3 ANÁLISIS ESTRUCTURAL

El análisis estructural de poblaciones de fallas inicia desde el análisis morfoestructural desarrollado en el apartado anterior, paso previo para pasar al trabajo de campo. De hecho el reconocimiento de la macroestructura es básico para planear el trabajo de campo y en particular definir los recorridos de forma dirigida a la mejor ubicación de planos de fallas útiles para el levantamiento de datos estructurales.

Las teorías y técnicas de estudio de poblaciones de fallas se han planteado en el marco teórico (ver CD anexo I) y la metodología (capítulo 5). En seguida presentamos los datos obtenidos del levantamiento de campo describiendo las estaciones estructurales más significativas (análisis micro y mesoestructural, 6.3.1) para luego pasar a los resultados de análisis dirigidos a conocer la evolución del estado de esfuerzo/deformación en el tiempo (apartado 6.3.2) y finalmente mostrar el mapa de trayectorias de deformación resultante (apartado 6.3.3).

6.3.1 Análisis micro y mesoestructural

Para cada estación se ha creado una ficha de resumen del análisis de datos. Todas las fichas se encuentran en el Apéndice II donde hay una ficha para cada estación y el orden es, de las estaciones con fallas que afectan unidades más recientes a las estaciones que afectan unidades más antiguas.

En seguida analizamos algunas de las estaciones más significativas divididas por sectores y unidades geológicas afectadas, dejando la interpretación del significado espacio-temporal del conjunto de estaciones para el apartado sobre la definición de las fases de deformación (6.3.2) y las trayectorias del campo de deformación.

Las primeras estaciones se tomaron en la zona sur y oriente de la ciudad de Morelia donde se ubica el escarpe de falla denominada “La Paloma” con un salto morfológico de más de 100 metros (Figura 6.17). En la zona conocida como “Los Filtros Viejos”, a un lado del Club Campestre. Aquí se levantaron 3 estaciones estructurales, todas sobre planos de falla con estrías que desplazaron la andesita “Mil Cumbres” (secuencia andesítica-piroclástica de la Escalera, Oligoceno-Mioceno), sobrepuesta por la secuencia de flujos piroclásticos de la caldera de Atécuaro del Mioceno (Ignimbrita o Cantera de Morelia).



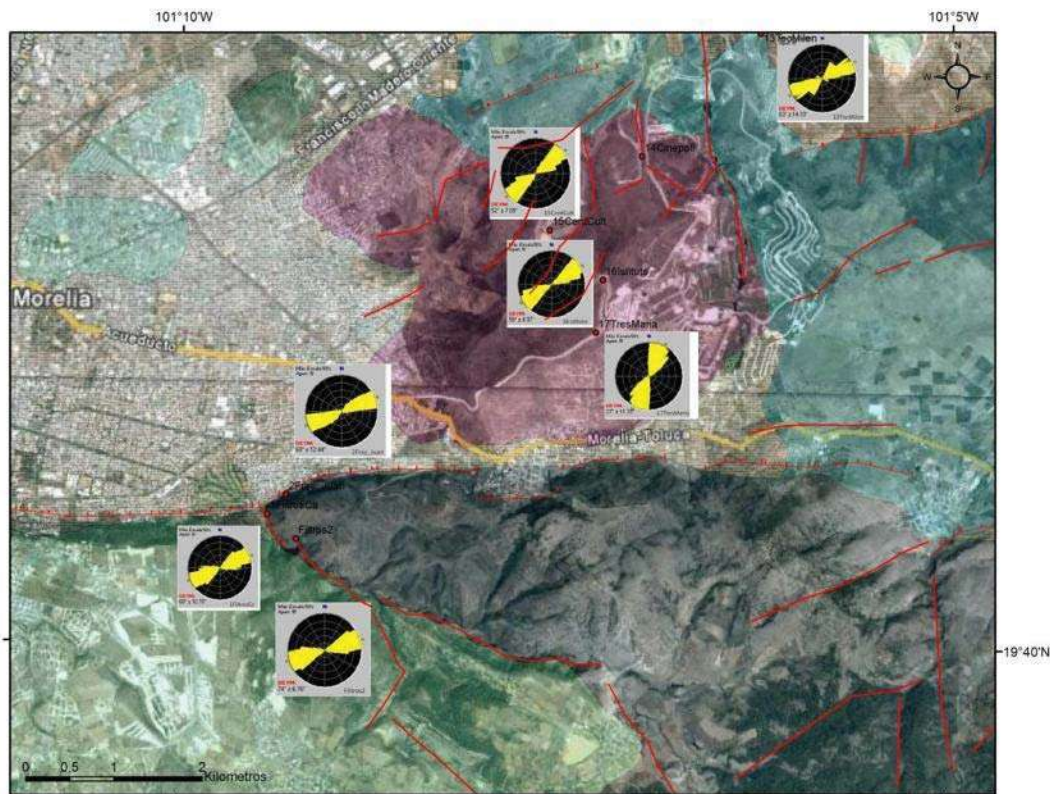


Figura 6.17 Estaciones estructurales de Los Filtros-Cerro Pucato. Los gráficos circulares representan los valores de la dirección de máximo acortamiento horizontal E_y (compresión).

En la estación denominada 2Fray-Juan (calle Fray Juan) se encuentra un plano grande de falla que buza hacia al norte con una inclinación variable de 70-85° y una dirección ENE-OSO. Las estrías indican que la falla es de tipo normal dando una dirección N68° del valor promedio de E_y de máximo acortamiento horizontal (compresión). En la figura 6.18 se muestran los diagramas de análisis, donde la aplicación "CICLO" del programa Cratos (ver Capítulo 5) muestra la proyección estereográfica de los planos de falla, su diagrama de rosas, y los histogramas de buzamiento y cabeceo. La aplicación "FEX" (Figura 6.18 b) muestra el diagrama de rosas y el valor de dirección de máxima compresión E_y (utiliza los cálculos del Modelo de Deslizamiento), los diagramas cabeceo/buzamiento (determinan el tipo de falla) y el histograma del valor E_y para cada falla en función de su tipología. Finalmente la aplicación "DREC" (Figura 6.18 c) muestra los cuadrantes de compresión-extensión resultante de la sumatoria calculada para cada falla (método de diedros rectos, como si fueran mecanismos focales con la diferencia que se utilizan colores oscuros para indicar el sector de compresión).



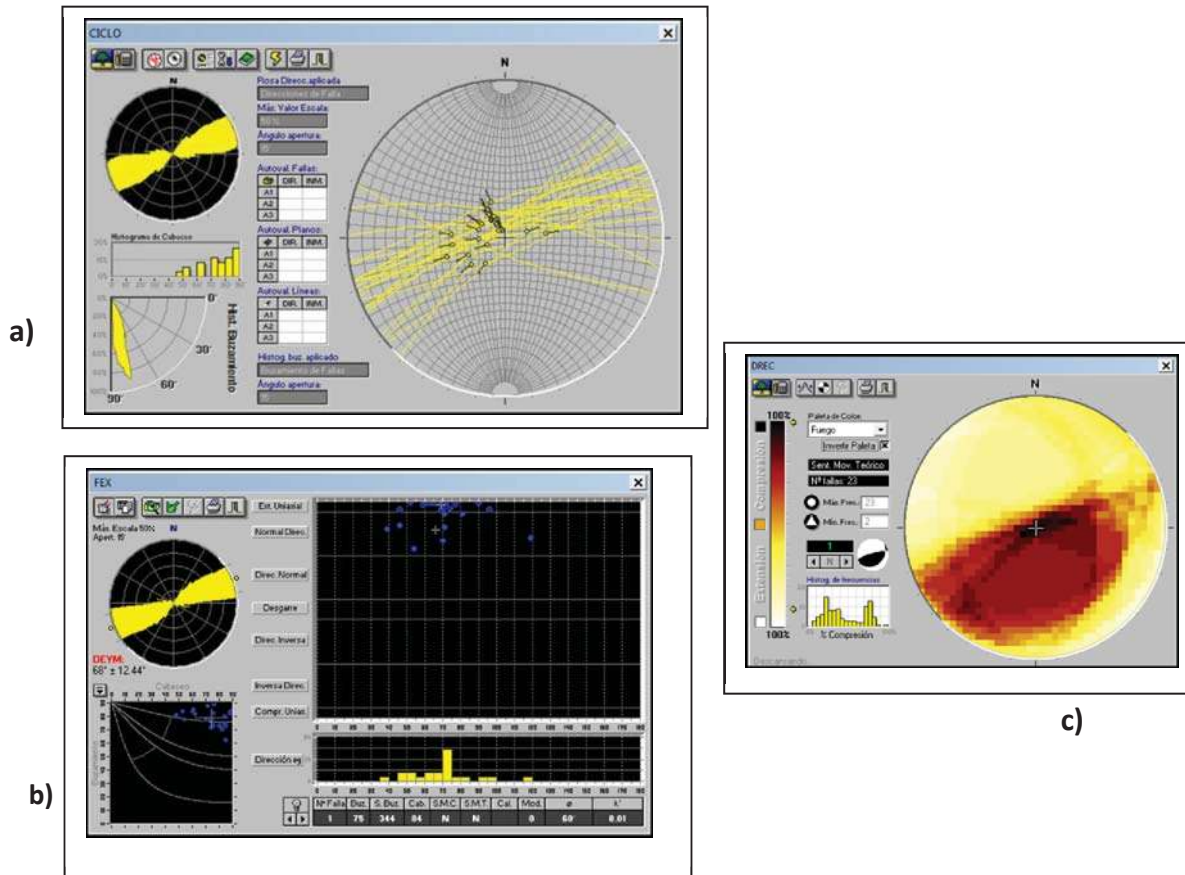


Figura 6.18 Diagramas de la estación 2Fray_Juan. a) Proyección estereográfica y diagrama de rosas; b) Dirección de máximo acortamiento horizontal; c) Diedros rectos (ver texto).

Todos los diagramas de análisis para esta estación describen una falla ENE-OSO francamente normal con una dirección de compresión $N68^\circ$ y una dirección de extensión NNO-SSE (Figura 6.19).



Fig. 6.19 Foto a la izquierda: detalle de estrías subverticales de falla normal extensiva (estación estructural 2Fray_Juan). Foto arriba: Detalle de plano de falla con estrías horizontales (estación Filtros2).



En la cercanía de esta estación, hacia la planta potabilizadora de Los Filtros, se encuentran más planos de falla, siempre afectando la andesita (estaciones 1FiltrosCa y Filtros2). Estos planos muestran estrías horizontales (Figura 6.19) que indican fallas direccionales puras de direcciones que van de ESE-ONO a ENE-OSO. Los diagramas de análisis (figura 6.20) muestran una orientación ENE-OSO de E_y (dirección de máxima compresión) compatible con la estación precedente sobre el plano principal de escarpe de falla de La Paloma, al contrario las estaciones 1FiltrosCa y Filtros2 se encuentran un poco alejadas del plano principal del escarpe y se consideran sus planos como fallas secundarias al plano de falla principal anteriormente descrito.

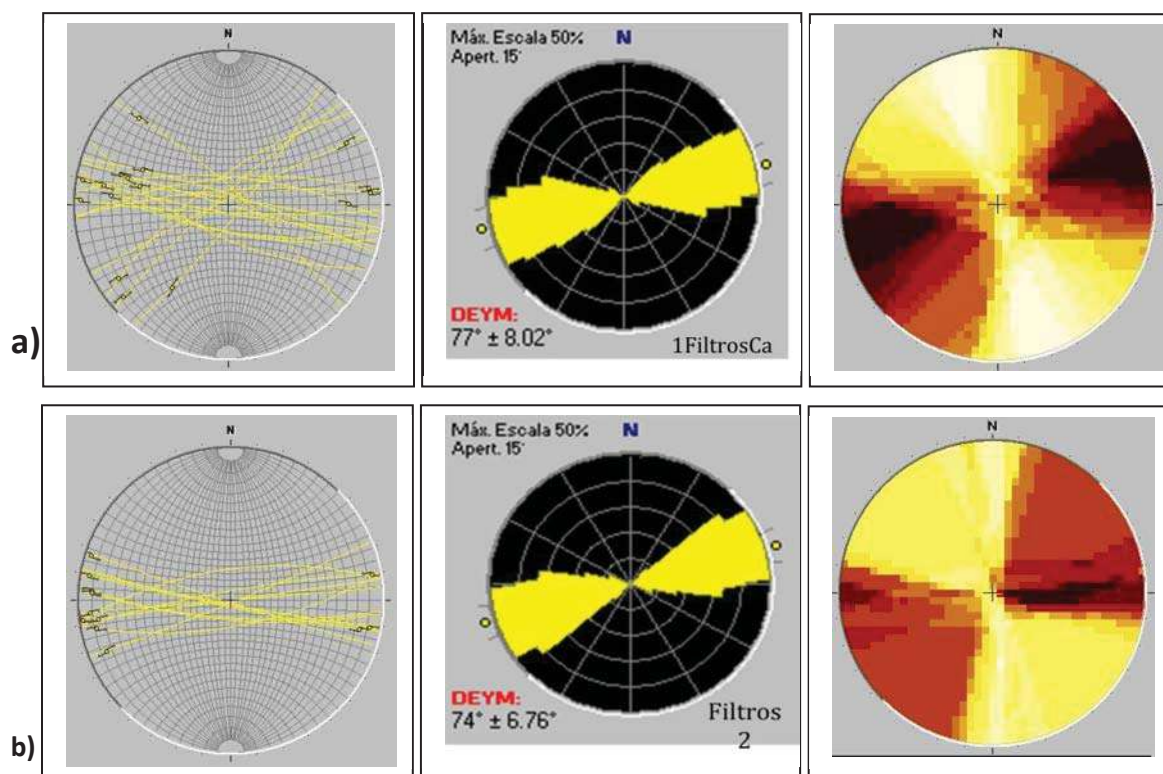


Figura 6.20 Diagramas de análisis de las estaciones 1FiltrosCa (a) y Filtros2 (b). De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (E_y), y área de compresión (diedros rectos).

Recordamos que el valor de dirección de E_y indica el máximo acortamiento horizontal y siendo este valor calculado con el modelo de deslizamiento es estrictamente un valor de deformación que coincide con la de máxima compresión horizontal. En el caso de la estación 2Fray_Juan donde las fallas son normales la dirección de E_y tiene la misma dirección del σ_2 (eje principal horizontal mayor), siendo el σ_1 vertical y el σ_3 horizontal de extensión y ortogonal al valor de E_y . En el caso de las estaciones 1FiltrosCa y Filtros2,



caracterizadas por fallas direccionales puras la dirección de E_y coincide con la de σ_1 , siendo éste el eje mayor horizontal (con eje σ_2 vertical y σ_3 horizontal ortogonal a E_y).

En el Cerro Punguato (este de Morelia) se levantaron cuatro estaciones (14, 15, 16 y 17 de figura 6.21). Se trata de un aparato volcánico andesítico-dacítico del Plioceno con numerosos planos de fallas tanto direccionales como normales. Las estaciones 15CentCult y 16Instituto están caracterizadas por fallas normales NE-SO que nos dan una dirección de E_y NE-SO ($N52-59^\circ$), es decir una extensión NO-SE, mientras que las estaciones 14Cinopolis y 17Tres Marías tienen fallas direccionales NE-SO y normales NNE-SSO dando una dirección de E_y $N27-32^\circ$ (NNE-SSO).

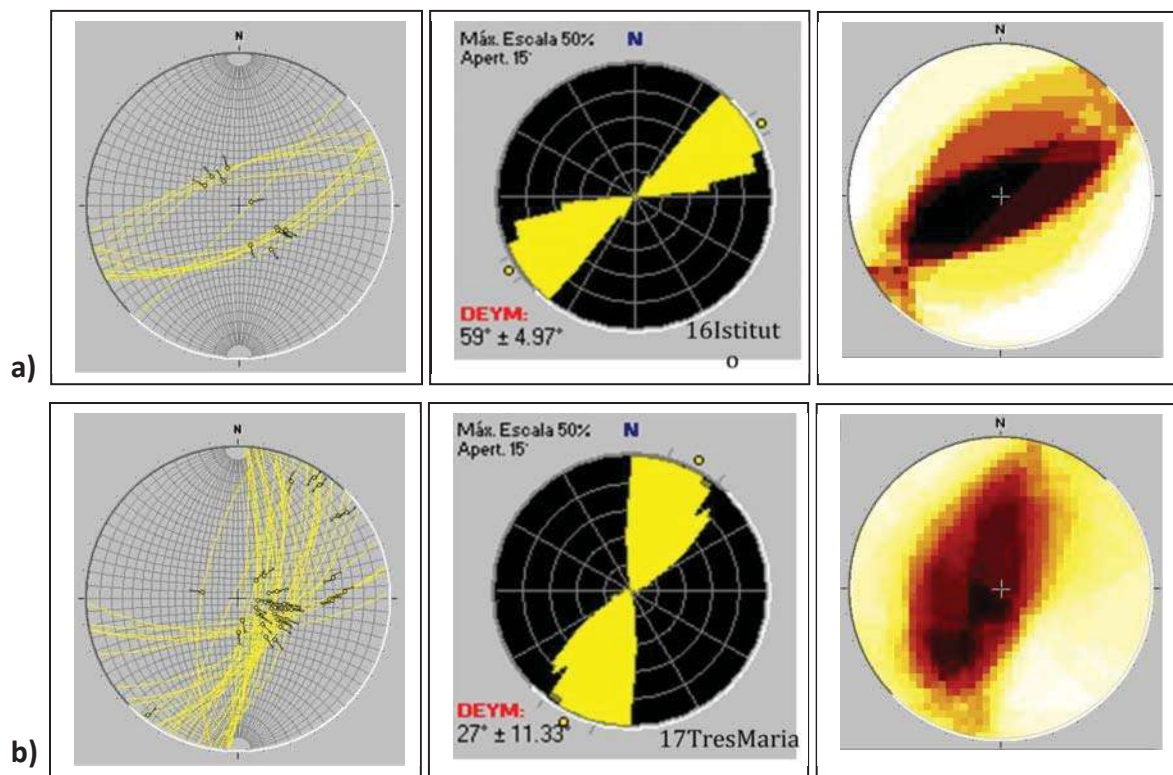


Figura 6.21 Diagramas de análisis de las estaciones 16Instituto (a) y 17TresMarías (b). De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (E_y) y área de compresión (diedros rectos).

La variación espacial de la dirección de E_y en pocos kilómetros es una característica encontrada en otras zonas y es típica en toda el área de estudio. En el apartado 6.3.3 se discute este tipo de variaciones de la dirección de E_y que pertenecen a la misma fase de deformación.



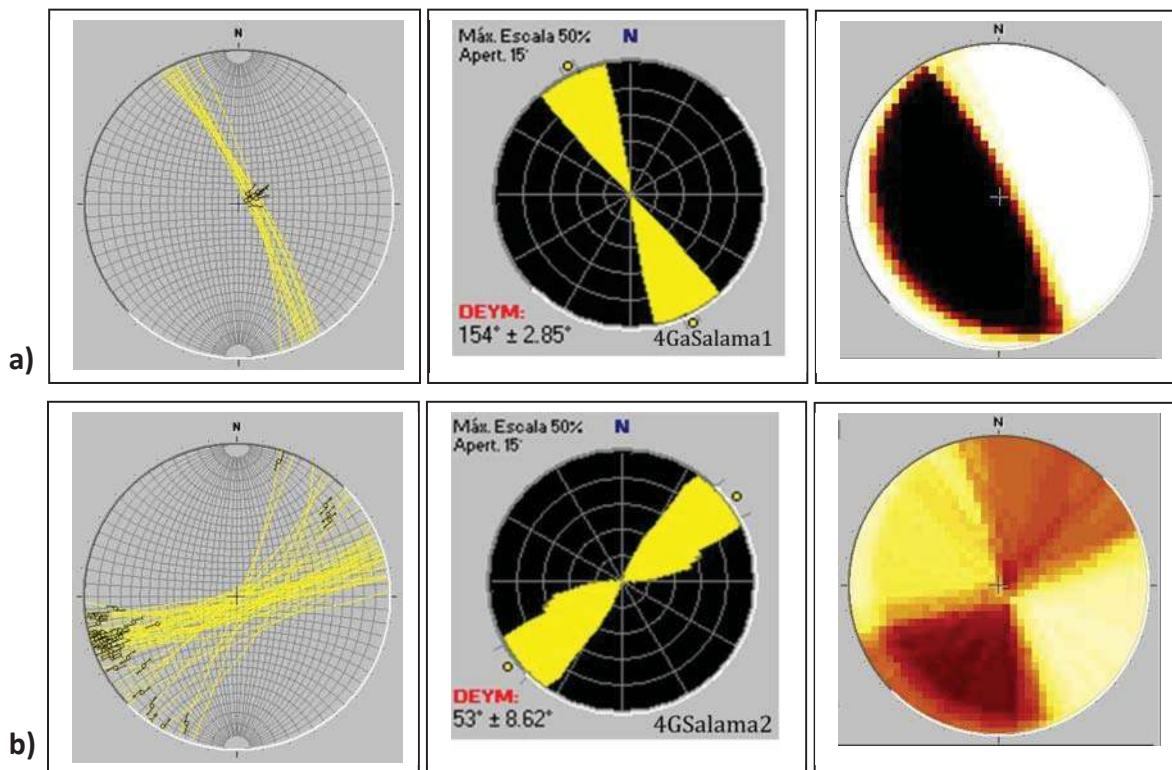
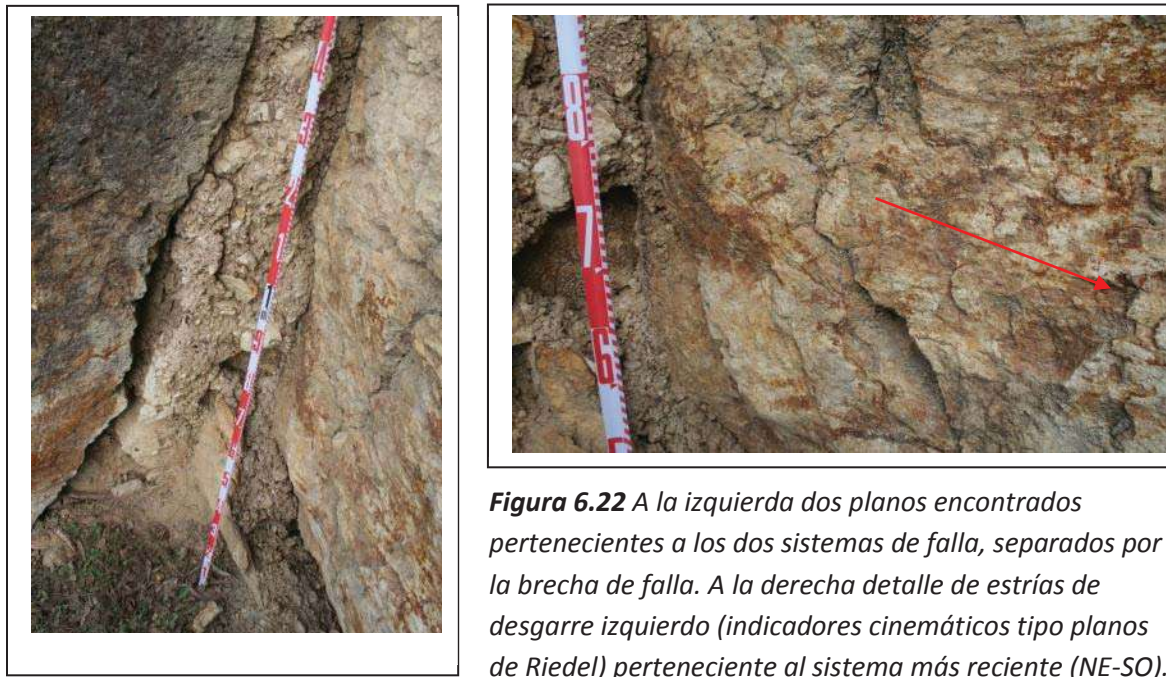


Figura 6.23 Análisis de datos de la estación 4GaSalama. a) Fase antigua; b) Fase reciente. De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (E_1) y área de compresión (diedros rectos).

En la estación denominada 4GaSalaman (Figura 6.24), al norte de Morelia (salida a Cuitzeo), se encuentran unos afloramientos de ignimbrita (Cantera de Morelia) pertenecientes a la secuencia piroclástica de la caldera de Atécuaro (Mioceno). Aquí hay dos sistemas evidentes de planos de fallas subverticales. Al primer sistema pertenecen plano con direcciones NNO-SSE y con estrías subverticales poco evidentes (planos antiguos). Las fallas están cortadas por un segundo sistema de planos, con direcciones ENE-OSO y NE-SO, y muestra estrías subhorizontales (fallas direccionales puras) con indicadores cinemáticos que identifican un movimiento izquierdo. Entre los dos sistemas de planos hay una zona de apertura de falla rellenada (Figura 6.22).

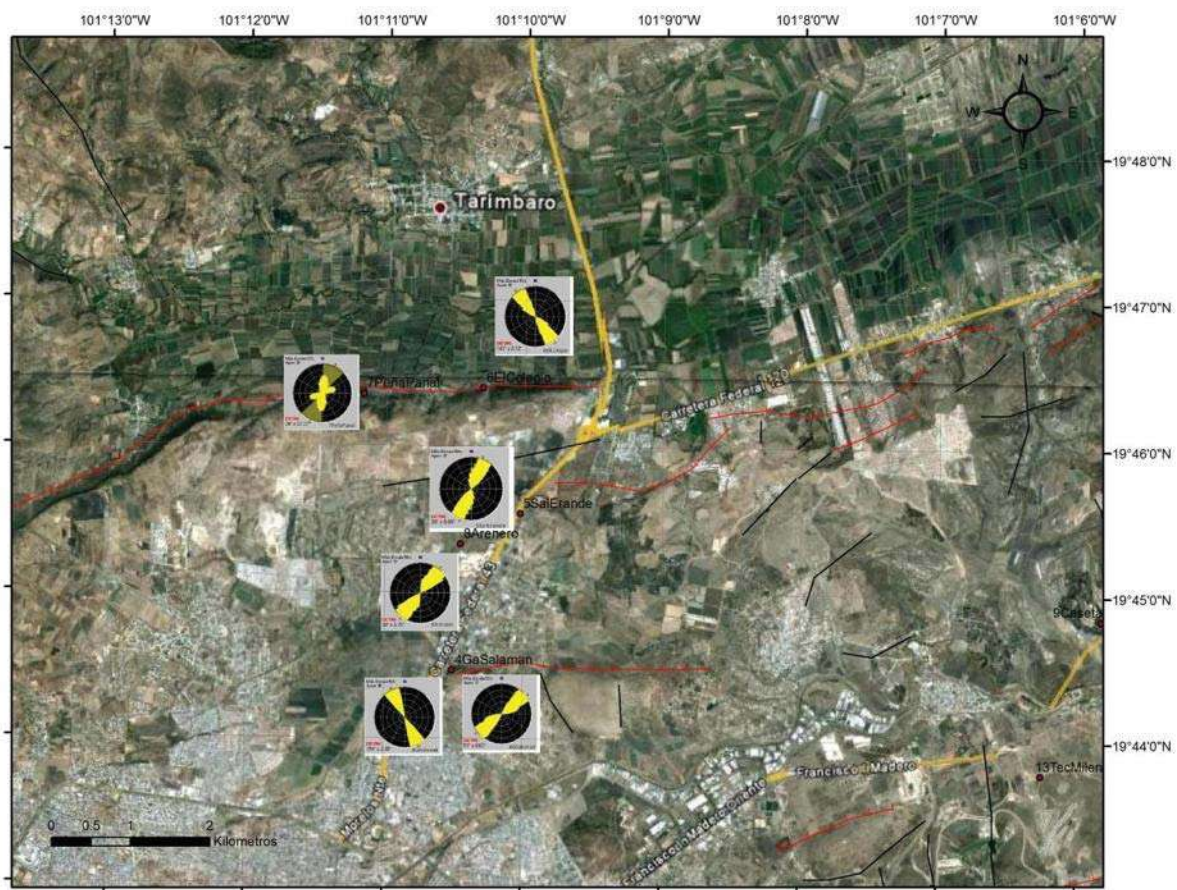


Figura 6.24 Estaciones estructurales de la zona Morelia-Tarimbaro. Los gráficos circulares representan los valores de la dirección de máximo acortamiento horizontal E_y (compresión).

El más antiguo es un sistema de fallas normales que indican un azimuth de $N154^\circ$ de dirección de E_y , siendo el segundo un sistema de fallas con movimiento de tipo lateral puro y con una dirección de máxima compresión horizontal E_y de $N53^\circ$ (Figura 6.23 b). Esta relación temporal entre los dos sistemas de planos de fallas es muy importante



porque permite establecer una cronología de fases de deformación (ver siguiente apartado).

Otras estaciones de esta zona son las de 8Arenero, 5SalErande, 6ElColegio y 7PeñaPanal (para los diagramas de análisis ver CD Anexo II).

En la estación 8 denominada Arenero hay una serie de fallas normales NE-SO que cortan los productos piroclásticos de Quinceo (Plio-Pleistoceno), dando una dirección de Ey siempre NE-SO. La estación 5 (salida al Club Erandeni) está caracterizada por fallas prácticamente orientadas N-S, de tipo lateral puras con movimiento derecho dando una dirección NNE-SSO de Ey.

Esta dirección NNE-SSO de máximo acortamiento horizontal la encontramos en otras unidades y zonas del área de estudio a veces ligadas a fallas N-S/NNE-SSO direccionales puras (12EntrZina, 32Huandaca, 29PorvChuc, 32Huandaca, A18 y A13) o son coexistentes con fallas normales y direccionales (A13); o están asociadas a fallas NE-SO direccionales-normales (18Sali_Sal); o se derivan de planos NNE-SSO que han funcionado primero como fallas laterales puras reactivadas posteriormente con movimiento normal, como en el caso de la estación 21Copandar (Figura 6.25). En estas estaciones además las fallas normales han basculado los horizontes de 5-10° hacia el sur.



Figura 6.25 Análisis de datos de la estación 31Copandar. Horizontes piroclásticos fallados y basculados (foto a). Planos de desgarre reactivados como normales (estereograma b) y dirección NNE-SSO de máxima compresión horizontal (Ey) compatible para ambos sistemas (diagrama c).



En otras ocasiones la relación entre las fallas normales y direccionales puras resulta temporalmente invertida como en el caso de la estación 31Copandar (Figura 6.25), que afecta igualmente horizontes piroclásticos del Mioceno (misma unidad de la estación 21Copandar, unos 2 Km hacia el poniente). En este caso las fallas NNE-SSO normales están menos inclinadas y basculan los horizontes unos 10-15° hacia el sur, mientras que los planos de desgarre resultan completamente verticales, es decir no han sufrido basculamiento por lo tanto son posteriores a las fallas normales.

En la zona de Charo-Indaparapeo-Aeropuerto de Morelia afloran sedimentos lacustres de Mioceno tardío-Plioceno (8-4 Ma) perteneciente al proto-lago de Cuitzeo. Estos sedimentos intercalados con depósitos piroclásticos evidencian en varios sitios desplazamientos normales y de desgarre con direcciones de planos muy variados.

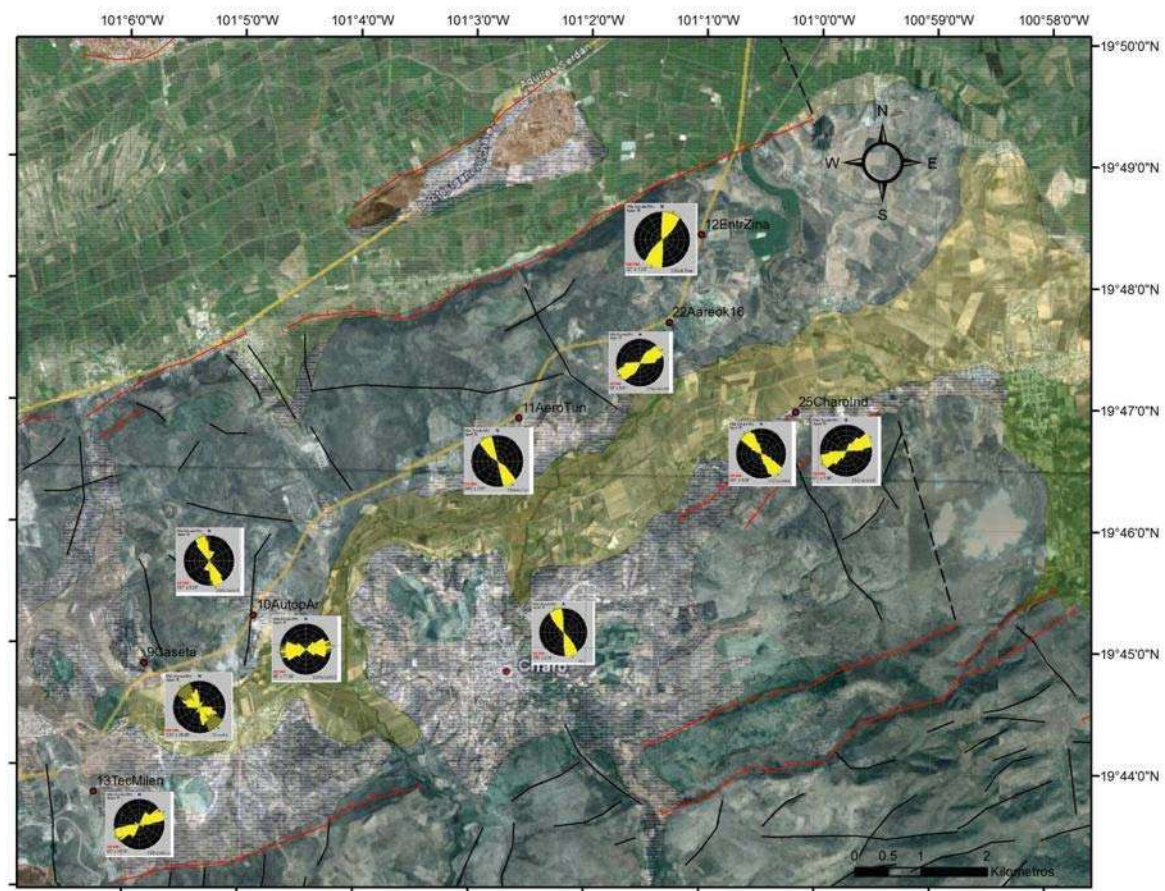


Figura 6.26 Mapa de ubicación de las estaciones de la zona Charo-Indaparapeo.

Por ejemplo la estación 11AeroTunel presenta grandes planos normales y normal-direccionales, orientados NNO-SSE. Las fallas desplazan horizontes lacustres formando



horst y grabenes a la escala del afloramiento. La dirección E_y de máximo acortamiento coincide con la dirección de las fallas NNO-SSE.

En otras estaciones de esta zona se encontraron planos con direcciones variables, siempre desplazando los depósitos lacustres micénicos y siempre con una dirección principal de E_y NNO-SSE (sitios 9Caseta, 10AutopAr y 25CharoInd). Sin embargos, todas estas estaciones están caracterizadas por tener fallas con direcciones diferentes que podemos dividir en dos grupos: las NNO-SSE (normales y normal-direccionales) y las fallas ESE-ONO y E-O (normal-direccionales y direccionales). Esta última tendencia da una dirección de E_y casi ortogonal a la anterior, es decir una dirección E-O de máximo acortamiento. Del punto de vista cinemático los dos sistemas no son compatibles y más bien pertenecen a dos fases deformativas separadas siendo la más antigua (miocénica) la de compresión NNO-SSE y la más reciente es la E-O con base en relaciones cronológicas de otras estaciones (por ejemplo 11AeroTunel y 4GasSalaman).



Figura 6.27 Estación 11AeroTunel. a) Fallas normales; b) Diagrama E_y ; c) Estereogramas.

En la zona de Zinapécuaro y del campo geotérmico de Los Azufres se encontraron planos de fallas característicos de deformación reciente afectando unidades del Pleistoceno.

La estación 24Yerbabuena (carretera de Zinapécuaro a Los Azufres) corta unos domos dacíticos y flujos piroclásticos del Pleistoceno tardío (menos de 0.028 Ma, C. El Mozo). En este sitio se encuentran unos planos grandes de fallas con orientación ESE-ONO y estrías con ángulos de 65-70°. Estas fallas son de tipo normal-direccional izquierdo que dan una



dirección N104° de máximo acortamiento horizontal (Ey) (Figura 6.29-b). Se trata de una deformación trastensiva ESE-ONO con componente izquierda y extensión NNO-SSE perfectamente evidenciada por el diagramas de diedros rectos (Figura 6.29-c). Mientras que en las estaciones 55 y 56 de Los Azufres (Figura 6.30) la orientación de Ey es francamente E-O, manifestándose con planos de fallas normales puras de fallas E-O normales puras, afectando domos riolíticos de 0.76 Ma (55Azufres) y combinaciones de fallas E-O normales hasta direcciones de planos NE-SO normal-direccionales y direccionales puras, afectando lavas andesíticas y piroclastos de 0.93 Ma (56Azufres).

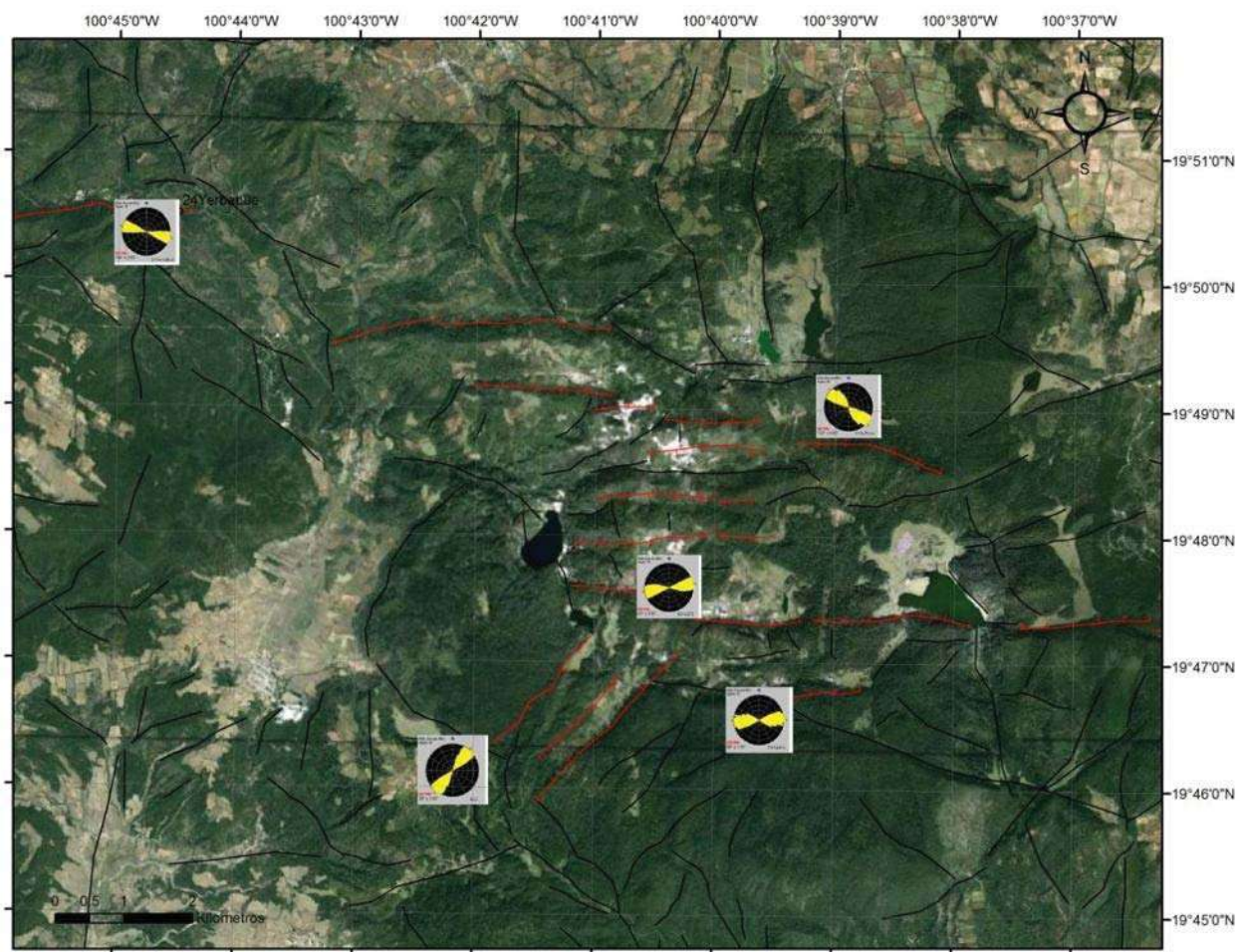


Figura 6.28 Mapa de ubicación de las estaciones de la zona Zinapécuaro-Los Azufres.



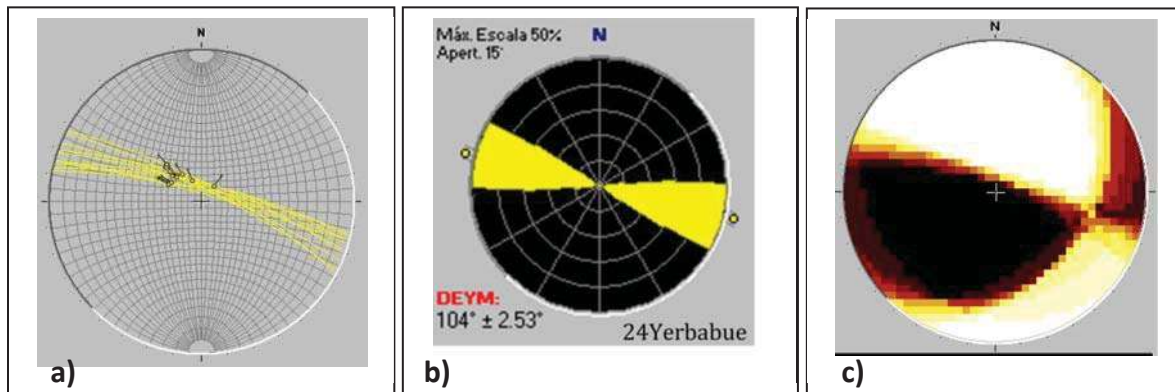


Figura 6.29 Estación 24Yerbabuena. a) y b) plano de falla normal; c) proyección estereográfica de las fallas; d) dirección de máximo acortamiento horizontal (Ey); e) área de compresión (diedros rectos).

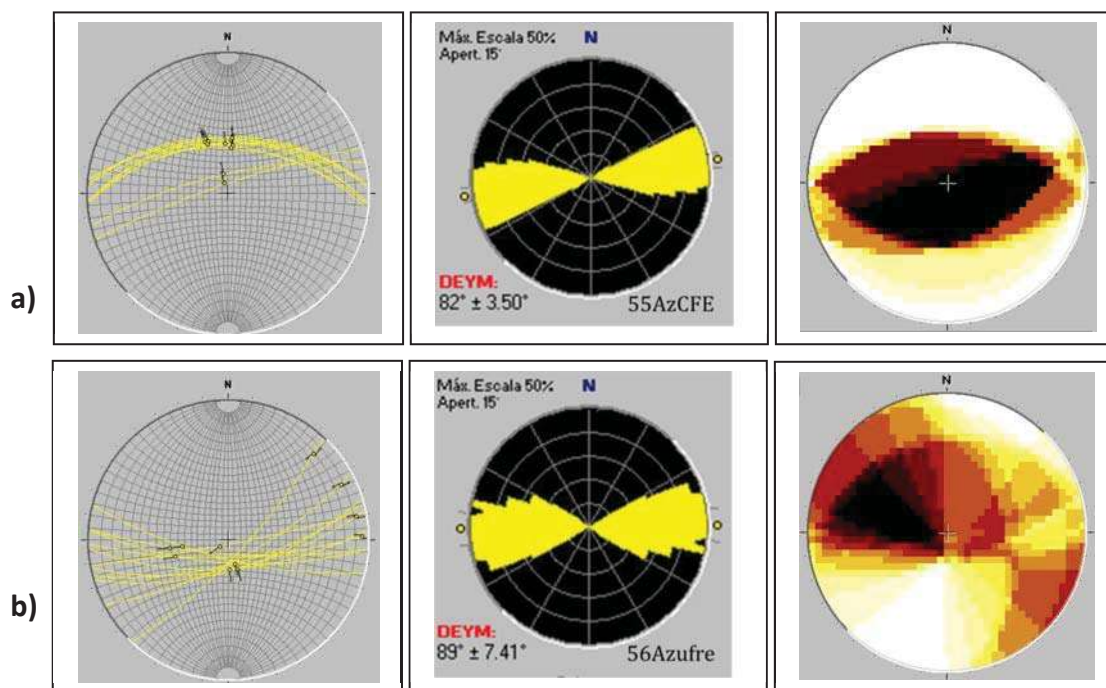


Figura 6.30 Estación 55Azufres (a) y estación 56Azufres (b). De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (Ey) y área de compresión (diedros rectos).





Figura 6.31 Falla normal desplazando cono de escorias y depósitos piroclásticos (23LaMina).

En el costado sur de la autopista Morelia-México, cerca del entronque con la autopista Morelia-Aeropuerto, se encuentra un cono cinerítico reciente denominado La Mina. En esta estación (23LaMina) el cráter volcánico resulta desplazado por una evidente falla normal (Figura 6.31).

La importancia de esta estación está en el hecho que los planos de fallas aquí encontrados cortan el cono holocénico y por lo tanto se trata de fallas activas recientes. El segundo aspecto es que hay dos direcciones de fallas normal-direccionales. El sistema principal está definido por fallas E-O y ESE-ONO normales y normal-direccionales mientras que hay otros planos con direcciones NNE-SSO siempre normales o normal-direccionales. Al parecer la relación temporal entre los dos indica que el sistema E-O haya sido posterior, cortando el anterior (NNE-SSO).

Ambos sistemas de fallas son holocénicos pero cinemáticamente son dos eventos separados dado que presentan dos direcciones de máximo acortamiento horizontal (E_y). Esto es evidente del diagrama a la derecha de la figura 6.32 en donde hay dos modos del valor de E_y . El sistema primero tiene direcciones de compresión NNE-SSO mientras que el sucesivo casi E-O. Sin embargo, ambas direcciones de acortamiento se han encontrado afectando rocas Cuaternarias y por lo tanto pueden ser variaciones temporales en esta zona de una deformación perteneciente a la misma fase compresiva NE-SO. De hecho el valor de dirección de E_y que arroja el programa es $N64^\circ$ está completamente en el rango promedio de las estaciones con fallas que desplazan unidades Pliocénicas-Cuaternarias en toda el área de estudio.



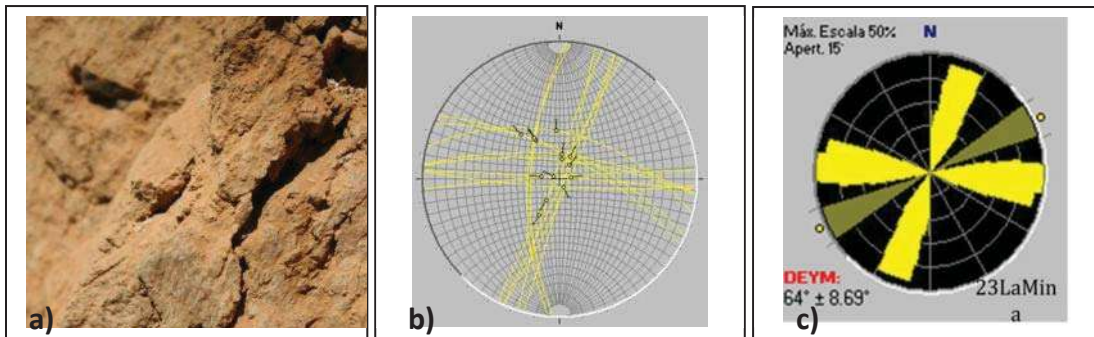


Figura 6.32 Estación 23LaMina. a) estrías; b) estereograma de fallas; c) diagrama de direcciones.

Por último analizamos la estación denominada CantAmerica ubicada en la cantera de Las Américas en las afueras de Tlalpujahua. Aquí se puede ver como fallas subverticales cortan a los flujos piroclásticos y hacia arriba un paleosuelo con cerámica prehispánica. Esta falla pertenece al lineamiento La Venta-Gigante del sistema de fallas de Acambay y muestra una geometría normal con buzamiento hacia el norte. Se observa una cuña de material de talud con por lo menos dos desplazamientos principales en tiempos sucesivos. Por otro lado, en el banco de material, se encuentran también planos de fallas con estrías subhorizontales de desgarre y orientación NE-SO retomadas y cortadas por los planos normales y normal-direccionales E-O.

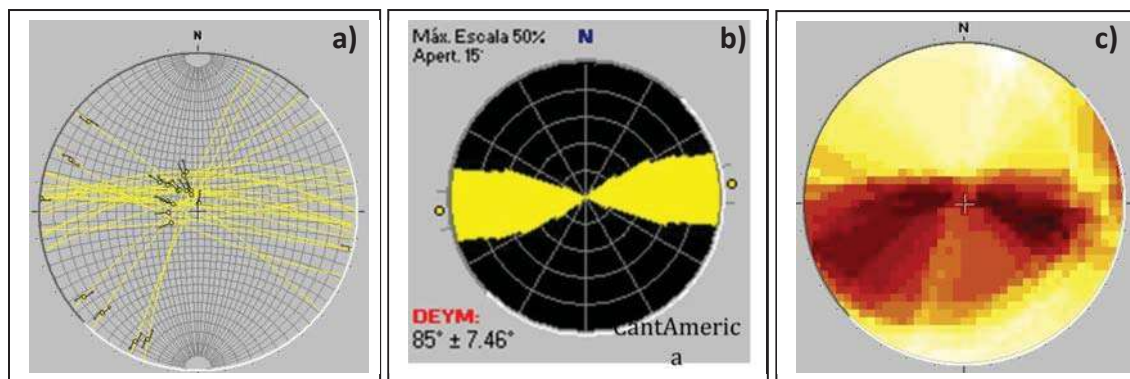


Figura 6.33 Análisis de datos de la estación CantAmerica. De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (E_y) y área de compresión (diedros rectos).

En este caso los dos desplazamientos cuaternarios tienen una cinemática compatible. Esto se manifiesta en el gráfico a la derecha de la figura 6.33 donde los valores de dirección de E_y son E-O, un poco abiertos pero no bimodales.



6.3.2 Fases de deformación

Para facilitar la interpretación de las fases de deformación presentes se ordenaron temporalmente las estaciones estructurales poniendo arriba las estaciones que tienen fallas que afectan unidades más recientes y hacia abajo las que presentan estructuras que afectan unidades más antiguas, en orden geocronológico (Tabla 6.1, al final de este párrafo).

En esta tabla de resumen de las principales características de cada estación, se indican la clave, el nombre, la ubicación, la litología y sobre todo la edad relativa de la unidad fallada. Para esto nos valimos de las relaciones geológicas estratigráficas de las unidades y su control en el campo. Otra información de soporte para la cronología absoluta de las unidades ha sido la base de datos de fechamientos radiométricos.

Lo que más relevante es que para cada estación presente en la tabla 6.1 se muestra el valor de orientación azimutal de E_y acompañado del diagrama correspondiente y una breve descripción del tipo de fallas presentes. De esta forma la tabla ofrece un panorama claro de la variación de la orientación del valor de máxima compresión horizontal en relación al tiempo así como el mapa de trayectoria de deformación (apartado 6.3.3) lo da en función del espacio. Con esta perspectiva la tabla 6.1 ofrece una visión temporal de la variación del valor de E_y .

Cronología de las fases deformativas

La primera observación que se puede hacer analizando los datos es la presencia de una división temporal entre las estaciones donde las fallas afectan unidades del Plioceno-Holoceno, de aquellas que afectan unidades anteriores. A excepción de la estación 54AzPresa, no hay otras estaciones con orientaciones de compresión de E_y en el cuadrante NO-SE que afecten unidades Cuaternarias. De hecho las estaciones con una dirección de E_y en el rango $N133^{\circ}$ - $N164^{\circ}$ son escasas y afectan generalmente rocas más antiguas de Plioceno Tardío. Esta fase de deformación es la más antigua encontrada en el área de análisis estructural y la denominamos Fase 1.

En cambio, direcciones de acortamiento E_y en el cuadrante NE-SO, opuesto al anterior, se encuentran afectando todas las unidades. Esto no significa que esta fase de deformación pertenezca a todas las edades, más bien se trata de una fase reciente (Plio-Cuaternaria) que afecta y desplaza todas las unidades presentes en la zona de estudio y que denominamos Fase 2.



Si la hipótesis es correcta se debemos encontrar pruebas de su veracidad en las relaciones directas temporales entre las dos fases de deformación en algunos de los sitios de levantamiento de datos estructurales.

Este es el caso de la estación 4GaSalaman ya descrita, en donde un primer sistema de planos de fallas normales NNO-SSE está cortado por un segundo sistema de planos, con direcciones ENE-OSO y NE-SO, de fallas direccionales izquierdas (Figura 6.22 y 6.23). En este caso las fallas NNO-SSE parecen más viejas que las ESE-ONO y ENE-OSO.

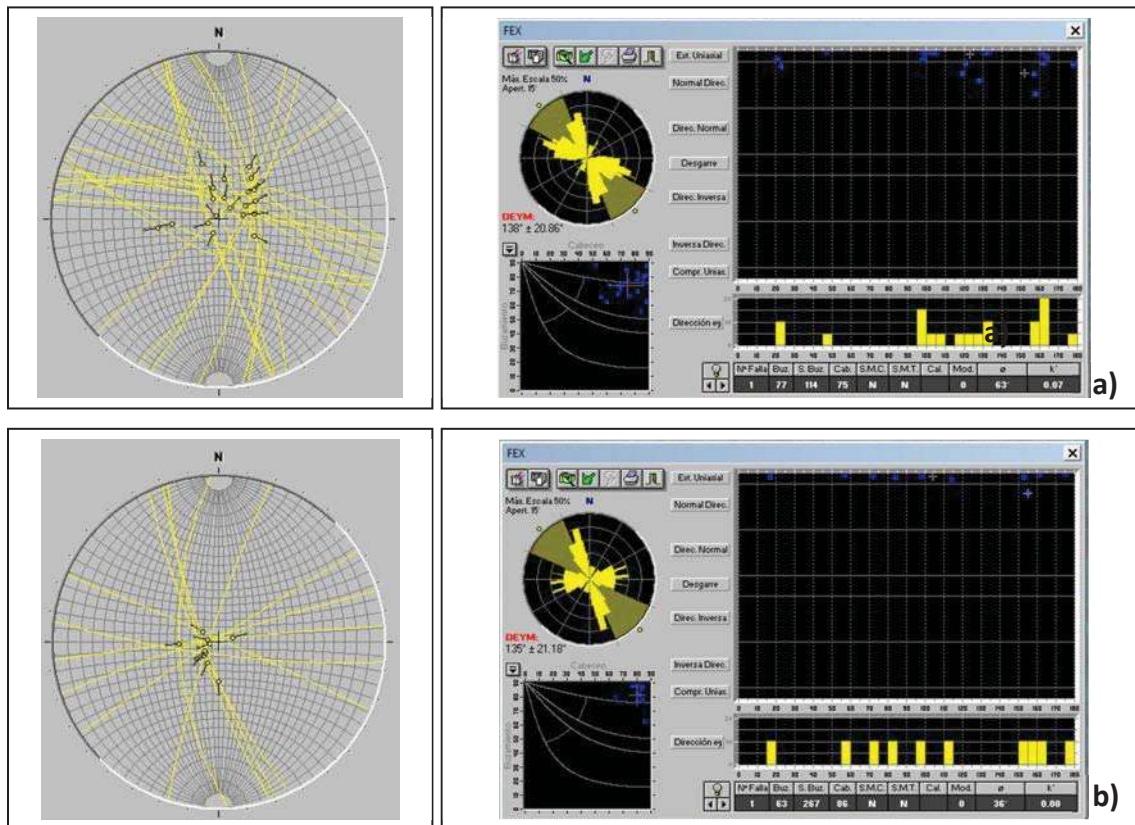


Figura 6.34 Estación estructural 9Caseta (a) y 10AutpAr (b).

A unos pocos km al norte de esta estación también se encontraron planos de fallas con orientaciones dispersas y estrías pertenecientes a los dos sistemas de deformación (estación 19Cuto). Sin embargo, aquí la relación no es tan evidente como en el caso anterior.

En las demás estaciones en donde se encontraron esta dos direcciones de fases de deformación la relación temporal ha sido inequívoca (o simplemente no se pudo determinar) pero nunca contraria. Tal es el caso de las estaciones que afectan los depósitos lacustres del Mioceno-Plioceno temprano (entre 4 y 8 Ma), como por ejemplo



as estaciones 9Caseta, 10AutpAr (Figura 6.34); en otras estaciones (25CharoInd y 45MorGuada), afectan andesitas y piroclastos del Mioceno tardío; y en la estación A1 afectan unidades del basamento oligocénico (ver Tabla 6.1 y CD anexo II).

En otras ocasiones se encontraron solamente fallas pertenecientes a una sola de las fases separadas. De las estaciones monofásicas, las que seguramente pertenecen a la fase más antigua (Fase 1) de fallamiento NNO-SSE y NO-SO son las denominadas 54AzPresa, 11AeroTun, A15, 26Zapata, 6ElColegio, MilCumbres, A5 y A11.

En la estación 54AzPresa, ubicada en la zona del campo geotérmico de Los Azufres, unos planos de falla con direcciones que van de NNO-SSE a ENE-OSO afectan una secuencia piroclástica de edad aproximada 1.04-0.93 Ma.

Las fallas son de tipo normal o normal direccional y la dirección de E_y (máximo acortamiento horizontal) resulta ser $N132^\circ$ (Figura 6.35).

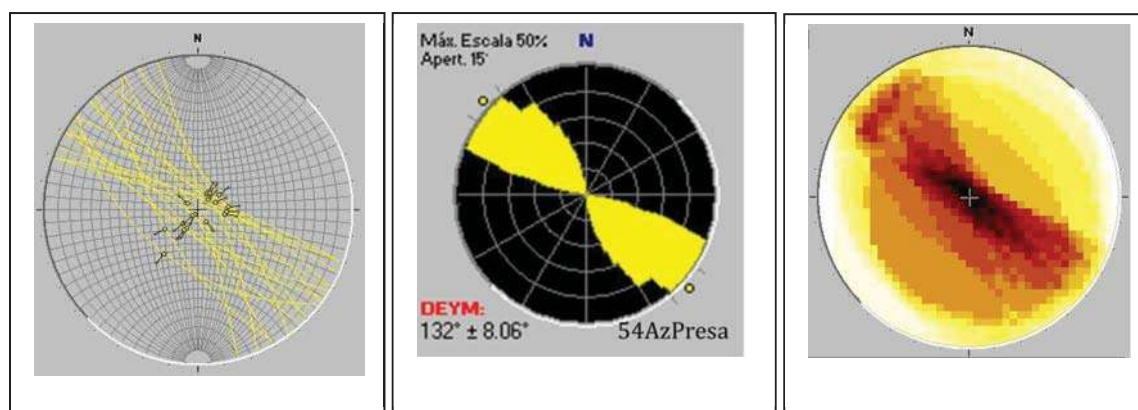


Figura 6.35 Estación estructural 54AzPresa. De izquierda a derecha los diagramas representan: proyección estereográfica de las fallas, dirección de máximo acortamiento horizontal (E_y) y área de compresión (diedros rectos).

Como se ha mencionado esta dirección NO-SE pertenece al sistema de fallas normales de la Fase 1 que alcanza en esta zona su límite temporal superior en el Pleistoceno temprano.

En resumen podemos decir que de las 67 estaciones estructurales levantadas en 7 se encontraron planos y estrías pertenecientes a los dos sistemas de deformación y en otras 8 se encontraron fallas pertenecientes al solo al sistema de deformación de la Fase1.

Tabla 6.1 En las páginas siguientes se muestra la tabla de resumen de las estaciones estructurales levantadas en el área de estudio, dispuestas en orden temporal cronológico (ver texto).



Sistemas de fallas de Fase 1

La Fase 1 es la más antigua encontrada en la zona de estudio y afecta unidades del Oligoceno hasta el Pleistoceno temprano. Esta fase de máximo acortamiento NNO-SSE/NE-SO se presenta como una fase de deformación seguramente anterior al Pleistoceno. Probablemente su máxima actividad se manifiesta durante el Mioceno tardío. Se trata de una fase caracterizada prevalentemente por fallas NNO-SSE (a veces NO-SE) normales (secundariamente normal-direccionales), con planos inclinados 60-70° hacia NE y SO formando sistemas de horst y graben alargados NNO-SSE.

Sistemas de fallas de Fase 2

La fase de deformación más reciente es la Fase 2 que afecta unidades del Plioceno temprano (unos 4 Ma aproximadamente) y continua muy claramente durante el Cuaternario hasta el presente. Como hemos dicho este sistema afecta gran parte de las unidades presentes en el área de estudio, reactivando, desplazando y borrando (según el caso) al sistema antiguo. Esto queda manifiesto en las unidades anteriores al Plioceno que han sufrido ambas fases de deformación.

Al parecer esta fase de deformación es bastante variable en cuanto a orientación de fallas y a tipologías, por lo que intentamos encontrar patrones de tendencia espacial y/o temporal.

Si analizamos separadamente las fallas de las estaciones que afectan unidades del Plio-Cuaternario podemos asumir que la mayor parte de éstas son neoformadas. En estas unidades se levantaron 31 estaciones estructurales, 3 de las cuales manifiestan haber tenido dos sistemas de movimiento (por ejemplo la estación 23LaMina ya discutida en el apartado anterior, Figura 3.31 y 3.32). De las restantes estaciones, 16 mostraron sistemas de fallas E-O/ENE-OSO y NE-SO, normales y (secundariamente normal-direccionales), 7 estaciones con sistemas de fallas NE-SO y E-O normales-direccionales o mixtas (normales y de desgarre cinemáticamente compatibles) y solo 7 estaciones con direcciones de planos que varían desde NNO-SSE hasta E-O de fallas direccionales puras o direccionales-normales (ver Tabla 1 y CD anexo II).

Analicemos ahora las 36 estaciones donde se encuentran sistemas de la Fase 2 en unidades oligo-miocénicas. En este caso las unidades son más antiguas y por lo mismo están cortadas a veces por la fase de deformación anterior. En 7 estaciones se distinguen ambos sistemas de fallas, mientras que en otras 6 se encontraron solamente rasgos del sistema NNO-SSE más antiguo (Fase 1). Por lo tanto en muchos casos las fallas del sistema



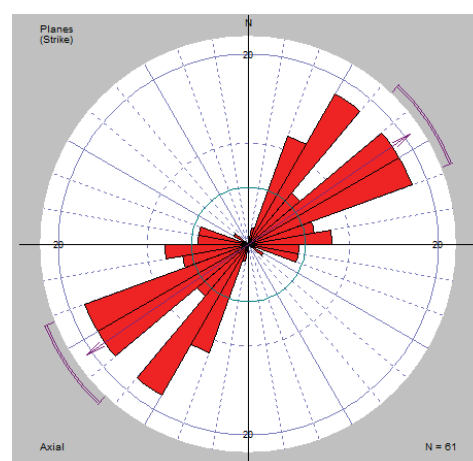
reciente no son neoformadas, son reactivaciones de planos más antiguos quedando influenciadas cinemáticamente por rasgos estructurales del sistema NNO-SSE, que puede ocasionar desviaciones locales de la dirección E_y de máximo acortamiento horizontal. Si nos enfocamos en el análisis de patrones de los sistemas de fallas pertenecientes a la fase deformativa reciente (Fase 2), notamos que 20 estaciones muestran fallas de NNE-SSO a E-O de tipo direccional y solo en 8 estaciones prevalecen fallas NE-SO y ENE-OSO con componente francamente normal.

Esta tendencia inversa a la descrita por las estaciones en unidades plio-cuaternarias, puede decir dos cosas: que hay una fuerte influencia de planos antiguos reactivados pero de orientación oblicua con respecto al nuevo régimen de deformación o que en su inicio (Plioceno tardío) ésta fase neotectónica haya sido más lateral-trastensiva para después evolucionar como transtensiva-extensiva en el Cuaternario.

Por otro lado podemos analizar los patrones de dirección de máxima compresión horizontal (E_y). Como hemos visto la dirección de E_y resulta variable de estación a estación desde NNE-SSO hasta ESE-ONO ($N20^\circ$ - $N104^\circ$), por lo tanto el cuadrante NE-SO se debe de considerar como el de compresión para este régimen de esfuerzo Plio-Cuaternario.

Si proyectamos en un diagrama de rosas las direcciones de E_y para ver su distribución y frecuencia podemos ver que hay una tendencia bimodal con dos máximos, el más frecuente con unas direcciones $N50^\circ$ - 70° (ENE-OSO), y el segundo con direcciones $N40^\circ$ - 50° (NE-SO) (Figura 6.36).

Figura 6.36 Diagrama de rosas de direcciones de E_y de deformación Plio-Cuaternaria (Fase 2).



Por otro lado hemos visto como en algunas estaciones se encontraron planos de fallas pertenecientes a orientaciones de dos eventos distintos como parte de la misma fase de deformación. Tal es el caso de la ya citada estación 23LaMina donde hay dos direcciones



de fallas normal-direccionales. El sistema principal está marcado por fallas E-O y ESE-ONO normales y normal-direccionales mientras que hay otros planos con direcciones NNE-SSO siempre normales o normal-direccionales (Figura 3.32). En este sitio la relación temporal entre los dos indica que el sistema E-O fue posterior y desplaza el sistema NNE-SSO anterior.

6.3.3 Trayectorias del campo de deformación

La variación en el espacio de la dirección de máximo acortamiento se puede analizar reconstruyendo las trayectorias de deformación a partir de los valores azimutales de E_y calculados para cada estación estructural. Recordamos que el programa de cálculo Cratos 1.1 en su aplicación FEX aplica el modelo de deslizamiento de Recher para definir el valor de E_y de cada falla y de cada estación. A partir de los valores puntuales se genera el mapa de trayectorias que representa el campo de deformación de la fase considerada. Habiendo separado dos fases de deformación lo correcto es intentar reconstruir un mapa de trayectorias para cada régimen.

Empezamos analizando la deformación más antigua (Fase 1, miocénica), y proyectamos en un mapa para cada estación los valores angulares de máxima compresión (E_y) pertenecientes a este régimen de deformación. Siendo ésta la fase vieja es la que tiene menos evidencias y datos, esto por dos razones: primero por tener sobrepuesta la deformación neotectónica Cuaternaria y segundo porque la gran parte del área de estudio está recubierta por unidades más jóvenes (vulcanismo plio-cuaternario del campo Michoacán-Guanajuato, sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM)).

Del mapa de figura 6.37 se puede notar como las direcciones NNO-SSE de máximo acortamiento son bastante constantes. La distribución de los datos se ubica entre el límite sur del lago de Cuitzeo, Morelia y el norte del pliegue-falla de Tzitzio. De hecho esta estructura paleocénica-ologocénica tiene una dirección igualmente NNO-SSE, siendo un rasgo tectónico más antiguo que quedó sepultado por el vulcanismo miocénico de la Sierra de Mil Cumbres y los productos plio-cuaternarios de la FVTM.

Fase 1

Las trayectorias del campo de esfuerzos horizontales para la Fase 1 muestran las líneas de máxima compresión (moradas) y extensión (verde) horizontales (Figura 6.37). Es evidente



como las trayectorias de compresión son compatibles con la orientación de la estructura del pliegue-falla de Tzitzio y su prolongación hasta el Valle de Santiago (Lago de Yuriria) y también con otros lineamiento estructurales de orientación similares como el sistema Maravatío-Ciudad de Hidalgo y el sistema que corta el graben de Zacápu hasta Cointzio.

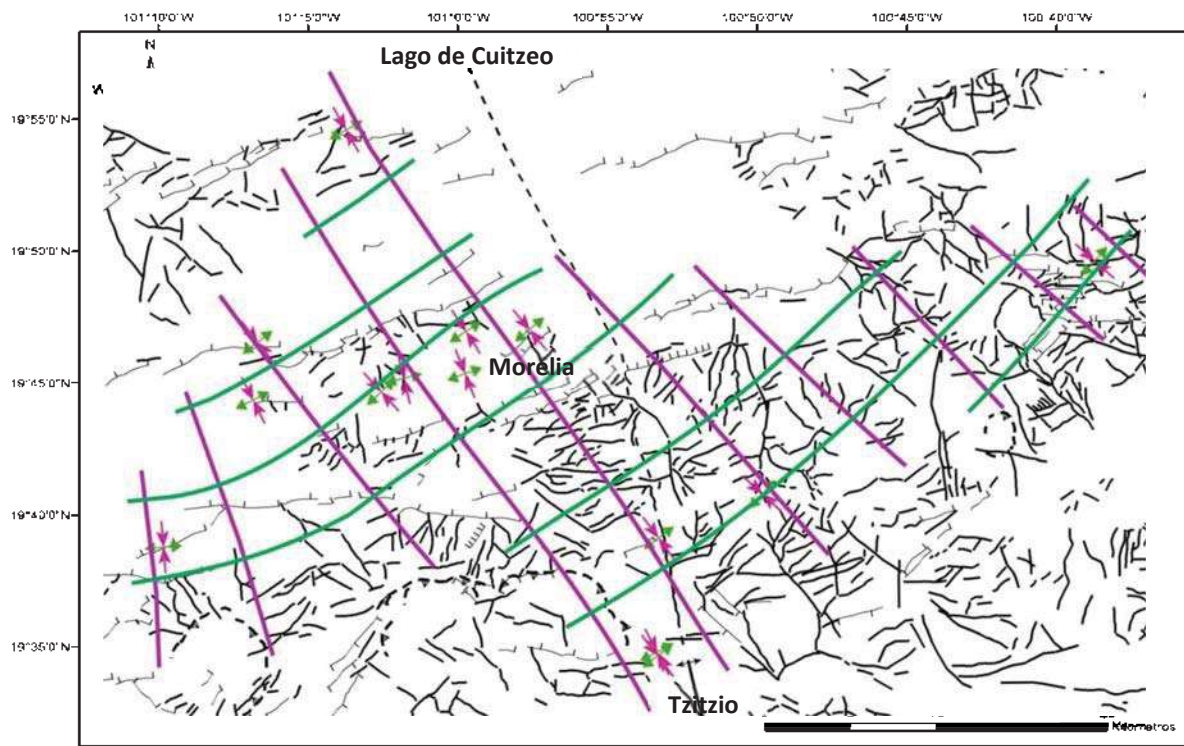


Figura 6.37 Mapa de trayectorias de máxima compresión (moradas) y extensión (verde) horizontales, para el régimen de deformación Miocénico medio-tardío (Fase 1).

Las trayectorias de deformación de Fase 1 en toda el área son compatibles con el régimen de esfuerzos compresivos de NO-SE a NNO-SSE. Esta orientación es paralela a la tectónica más denominada "Basin and Range" en su límite sur de México. Lo único cierto es que en la zona de estudio esta fase de deformación 1 estuvo seguramente activa anteriormente al Plioceno temprano, aunque su límite temporal puede llegar hasta el Pleistoceno ya que se encontraron planos de fallas pertenecientes a este sistema desplazando productos volcánicos piroclásticos con esta edad.



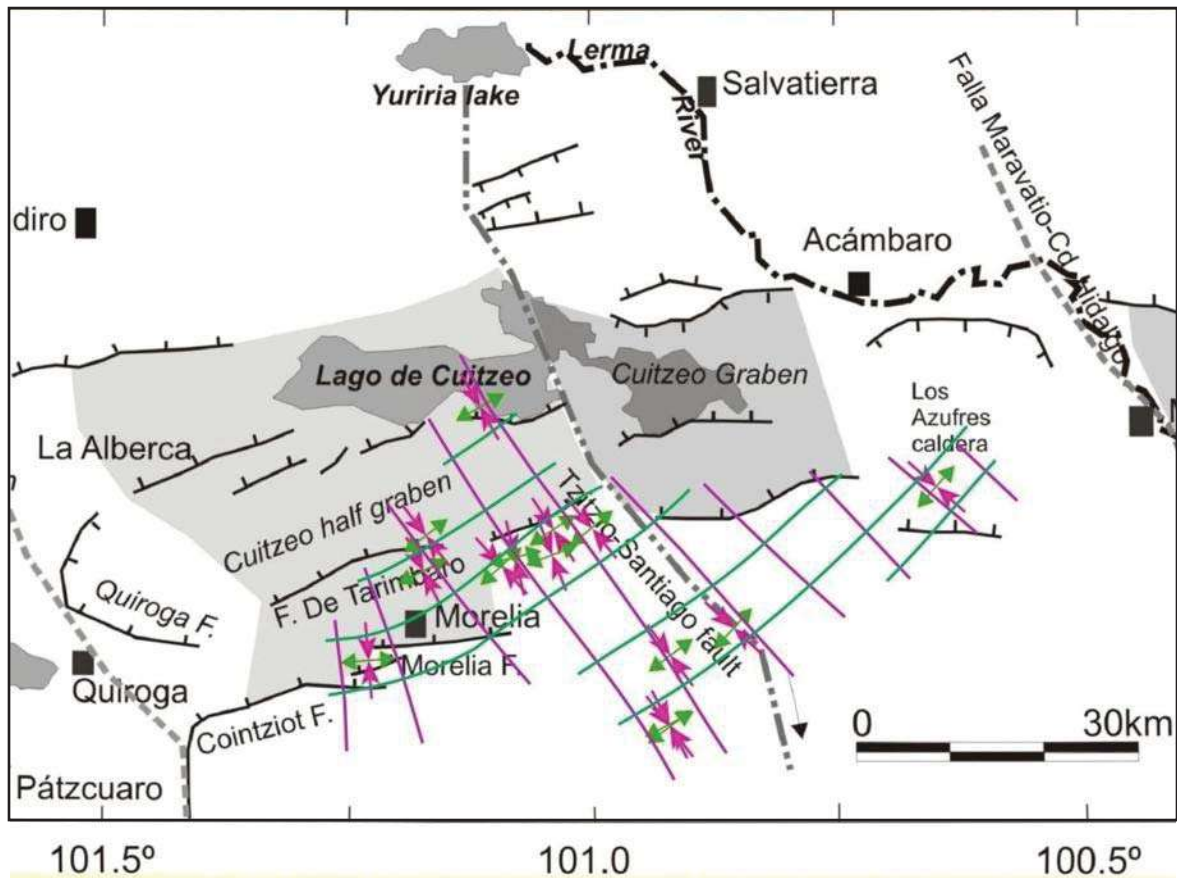


Figura 6.38 Mapa esquemático regional de las principales estructuras y su relación con las trayectorias de máxima compresión (rosa) y extensión (verde) horizontales, para el régimen de deformación pre-pliocénica (Fase 1).

Fase 2

Para el mapa de trayectorias de deformación reciente (Fase 2) los datos puntuales son mucho más abundantes y variables en cuanto a orientación. Por lo tanto las líneas del campo resultan más curvilíneas y desviadas por efectos locales.

Para la definición de las trayectorias de deformación se tomaron en cuenta varios factores. Primero que la distribución de los valores no es homogénea: hay zonas donde la ubicación de datos permite un detalle mayor en la definición de las curvas mientras que otras áreas cuentan con datos puntuales más espaciado. Cuando los datos puntuales de orientaciones son densos pero constantes (subparalelos) se eliminaron las repeticiones mientras que cuando se presentaron variaciones de direcciones importantes se analizaron las estaciones estructurales con respecto a las macroestructuras para considerar los



posibles efectos de desviación de sitio o de la influencia de la fase de deformación más antigua (Fase 1).

El resultado se puede observar en la figura 6.39 donde las trayectorias de máxima compresión horizontal corresponden a las líneas azules mientras que las trayectorias de máxima extensión horizontal son representadas con líneas rojas.

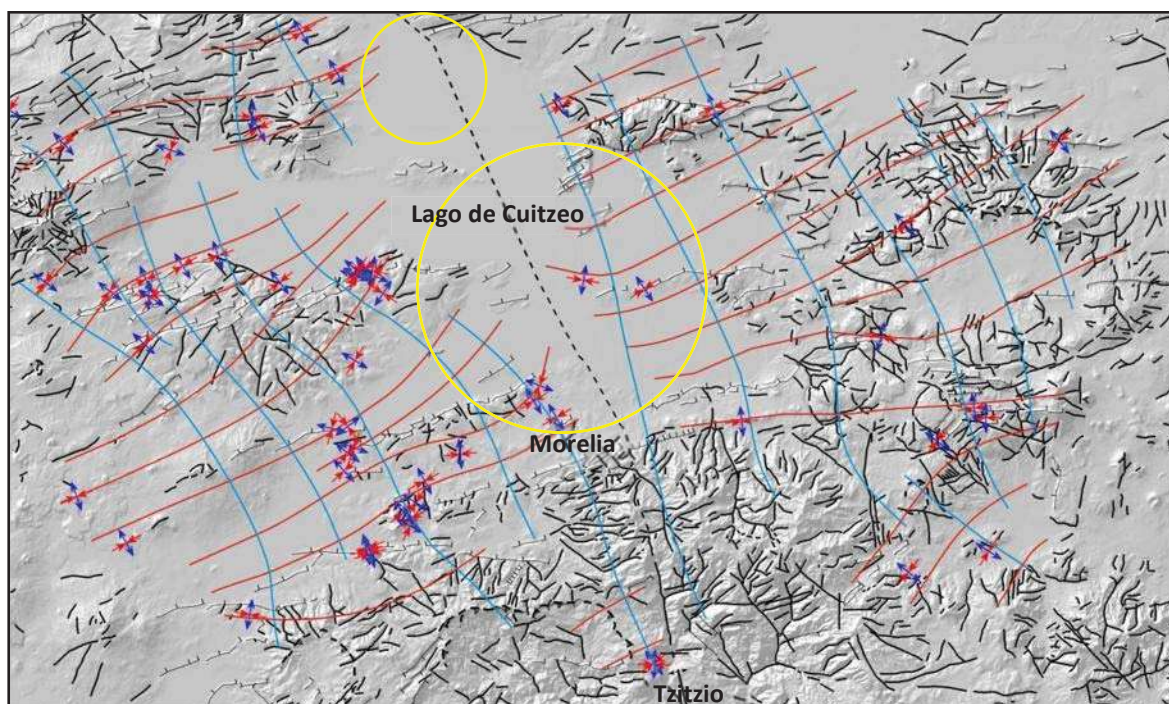


Figura 6.39 Modelo digital de elevación y trayectorias de máxima compresión (rojo) y extensión (azul) horizontales, para el régimen de deformación reciente (Fase 2, Plio-Cuaternaria). En amarillo se evidencian las zonas de desviación de las trayectorias de Ey (ver texto).

Como se puede notar la dirección general de Ey es NE-SO y la de extensión NO-SE, sin embargo, la zona cercana al lineamiento estructural NNO-SSE denominado sistema de Tzitzio-Valle de Santiago, las curvas presentan una inflexión y las líneas azules de máximo acortamiento horizontal se desvían hacia el norte con una tendencia a ponerse paralelas al rasgo estructural de Tzitzio (Figura 6.39).

El cambio en la orientación de Ey se puede interpretar como un fenómeno de desviación en proximidad de una discontinuidad del tipo representado en figura 6.40.

En este caso la discontinuidad es un alineamiento de debilidad o franja de menor rigidez con respecto a las unidades aledañas y por esto en proximidad de la estructura la



dirección de E_y tiende a ponerse paralelo mientras que la dirección extensión desvía hacia la perpendicular.

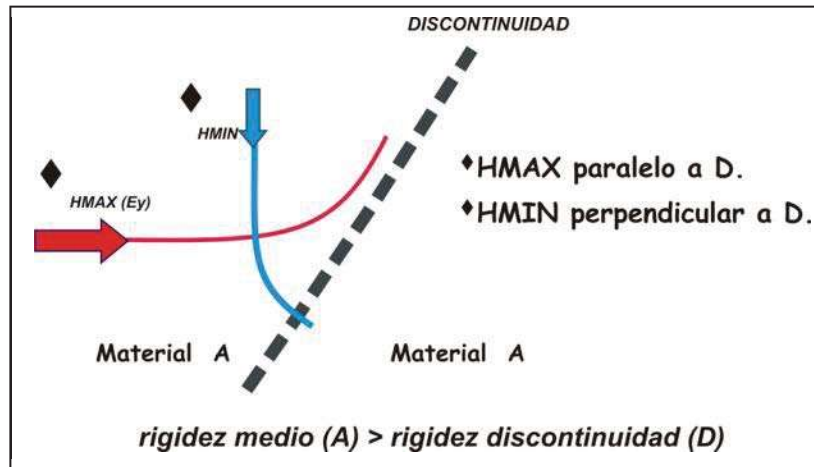


Figura 6.40 Esquema de desviación de las trayectorias de máximo y mínimo acortamiento en proximidad de una discontinuidad.



CAPÍTULO 7

7- ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

7.1 ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL REGIONAL

El Estado de Michoacán forma parte de una de las zonas con más alta sismicidad de nuestro país, donde se han generado sismos históricos de más de 8.0 grados de magnitud (Jara J.M., Sánchez A. R., 2001). Al realizar una recopilación y análisis de datos instrumentales (sismogramas de sismos actuales), se encontró que en el estado, se tienen varias fuentes potenciales de generación de terremotos:

- **Tectónicos de límite de placas (subducción):** sismos fuertes producidos por la subducción de la Placa de Cocos (sismo de 1979 de M=7.4 y 1985 de M=8.1).
- **Tectónicos intraplaca profundos:** son producto de la subducción pero con epicentro dentro de la placa continental, son sismos medianos a grandes profundidades donde la placa comienza a fundirse.
- **Tectónicos intraplacas corticales (ceranos):** son sismos superficiales de baja a mediana magnitud producidos por ruptura cosísmica de las fallas regionales locales. A pesar de que no se trata de sismos fuertes estos son muy cercanos, provocando que la energía liberada incida directamente sobre el suelo y pueda ocasionar daños considerables (Falla de Acambay 1912).
- Los generados por la **actividad volcánica** (Jorullo 1759, Parícutin 1943).
- Como consecuencia de fenómenos de movimiento de masa (colapsos, derrumbes y deslizamientos, etc.), debidos a causas naturales o artificiales (actividad antrópica como la construcción de presas, etc.).

Para tener una visión integral de la problemática sísmica en México se analizaron los datos disponibles en el Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) de Harvard (<http://www.globalcmt.org/>). De esta base de datos se recalcularon los mecanismos focales totales divididos por tipo: los colores rojo-naranja-amarillo indican mecanismos inverso, inverso-direccionales y direccionales-inversos, los azules del oscuro al claro indican mecanismos normales, normales-direccionales y direccionales-normales, los de color gris son de desgarre puro.

Del mapa resultante de mecanismos focales (Figura 7.1) se nota como la distribución de los mecanismos focales no es homogénea. La mayor parte de los epicentros están distribuidos en la franja costera y los mecanismos focales son de tipo inverso (rojos) y subordinadamente inversos-direccionales. Estos terremotos están ligados al mecanismo



de empuje de la placa de Cocos-Rivera y la consecuente subducción por debajo de la placa Norteamericana, con ruptura a lo largo del plano de Benioff. Por lo tanto pertenecen a la categoría de los tectónicos de subducción.

Ésta franja de terremotos con mecanismo inverso de orientación general NO-SE es paralela a la fosa tectónica. Los epicentros que se encuentran dentro del continente a lo largo de una franja de unos cien Km hasta la zona del sistema de fallas de Oaxaca, también orientadas NO-SE, que al parecer funciona como una gran estructura de límite tectónico.

Los mecanismos de subducción siguen presentándose en la zona del centro y sur de México. De éstos la mayor parte son siempre ligados a la subducción pero son más profundos tratándose de rupturas de la placa que subduce en profundidad hasta el límite de rígido a plástico de la misma, antes de la completa fusión en zona mantélica. Éstos son los mecanismos focales profundos de origen tectónico intraplaca y no siempre son de tipo inverso ni tienen dirección del cuadrante de compresión igual a los someros de subducción.

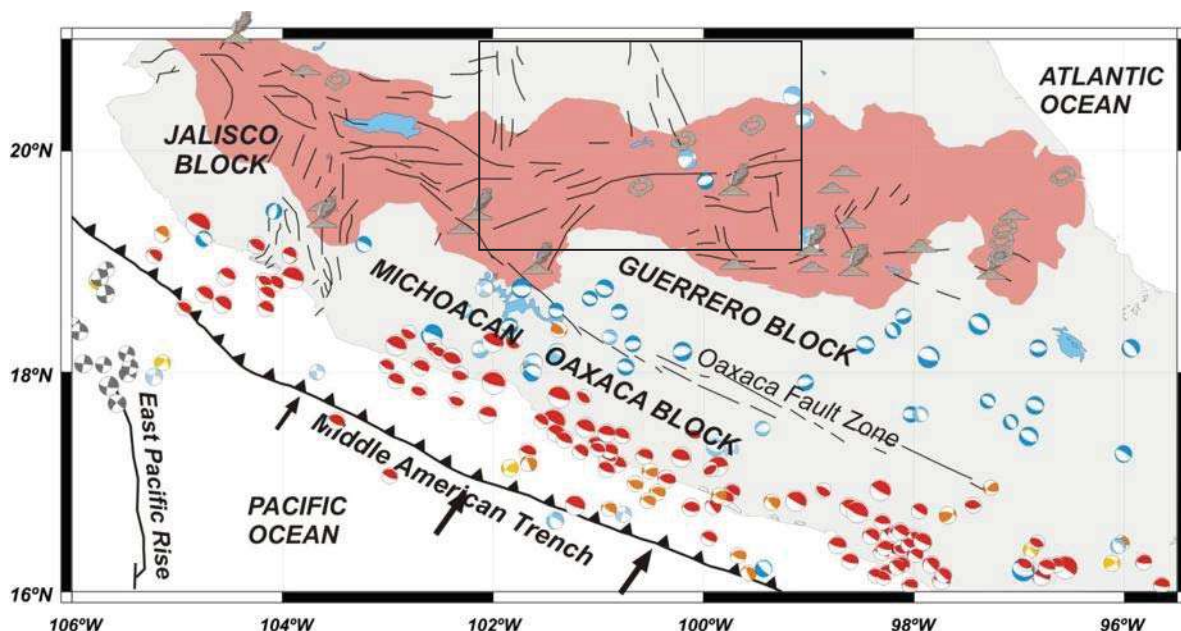


Figura 7.1 Mecanismos focales de sismos de subducción e intraplaca. Los de colores rojo-naranja-amarillo indican mecanismos inverso, inverso-direccional y direccional-inverso, los azules del oscuro al claro indican mecanismos normal, normal-direccional y direccional-normal, los de color gris son de desgarre puro. El recuadro menor indica el área de estudio sísmico. La zona rosa es la FVTM y las líneas son los lineamientos estructurales más relevantes.



Si analizamos los mecanismos focales en la zona intraplaca notamos que también tienen una disposición en franja alargada NE-SO pero con epicentros más dispersos mientras que los tipos de mecanismos son de fallas con fuerte componente normal (colores azules).

En las zonas más centrales de la FVTM (área rosa), los sismos son más bien superficiales o pocos profundo y de baja magnitud. Se trata de terremotos ligados al fallamiento somero cortical. Esta ruptura de la placa norteamericana responde al régimen de esfuerzo ligado a la FVTM y los mecanismos focales son de tipo normal-direccional a direccional-normal.

Posteriormente se procesaron los datos sísmicos con el programa Cratos para determinar la dirección E_y de máxima compresión horizontal o las de máxima extensión, según el caso, para cada mecanismo focal. El resultado se puede ver en la figura 7.2. Las flechas rojas representan las direcciones de E_y de los mecanismos focales inversos (subordinadamente inverso-direccional). La dirección de las flechas indica una compresión media NE-SO, dirección de choque de las placas tectónicas en la zona de la fosa tectónica y consecuente subducción. Las flechas azules se refieren a los mecanismos focales con una componente normal significativa y representan las direcciones de extensión horizontal. Éstas son variables pero con tendencia siempre NE-SO.

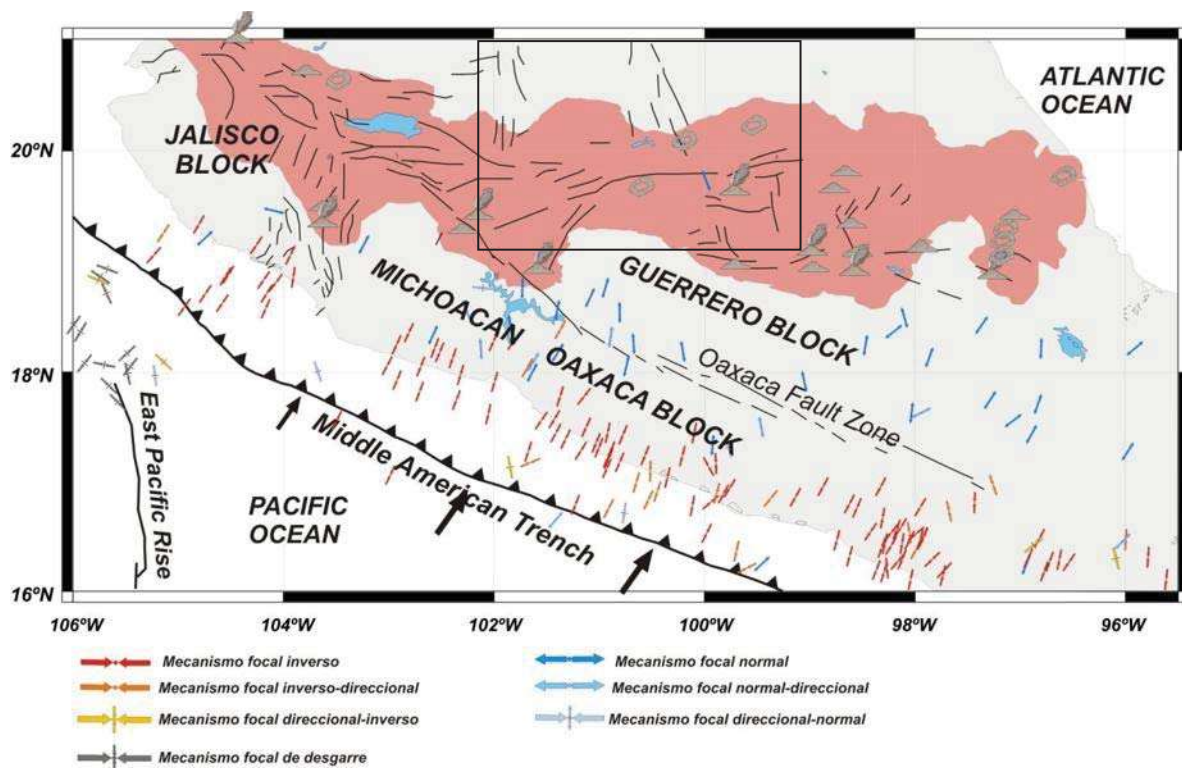


Figura 7.2 Mapa de direcciones de máxima compresión E_y (en rojo) y máxima extensión (en azul) horizontales.



Por último se calcularon y trazaron las trayectorias de máxima compresión (líneas rojas) y extensión (líneas azules) ambas horizontales y que representan el campo de esfuerzo actual (Figura 7.3). La distribución de las líneas del campo es coherente con lo anteriormente mencionado. La línea punteada verde separa la franja donde las trayectorias de máxima compresión (rojas) tienen direcciones NE-SO y las de extensión casi ortogonales NO-SE. Al contrario en la franja intraplaca (al noroeste de la línea punteada verde) se intercambian las direcciones principales del campo de esfuerzos horizontales. En esta zona las líneas NE SO son las de extensión (azules).

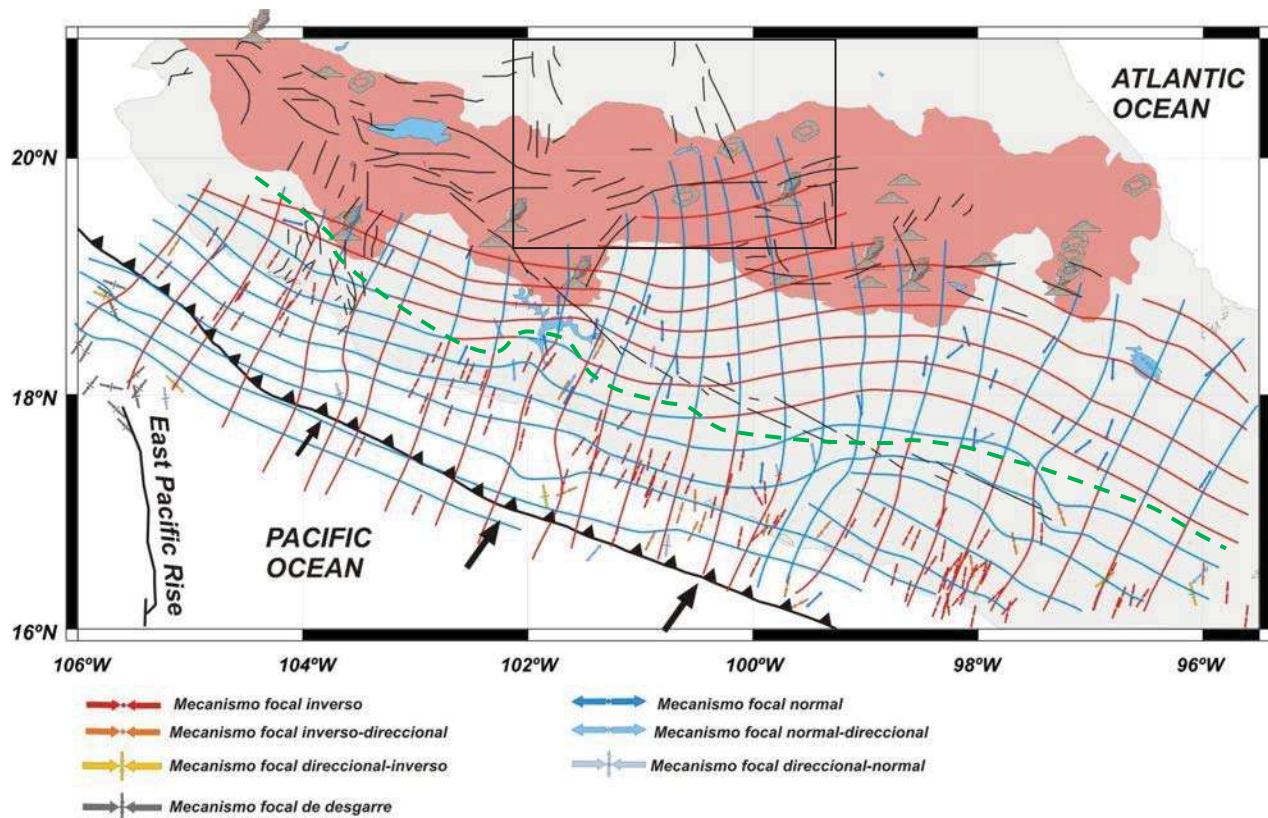


Figura 7.3 Mapa del campo de máximos esfuerzos horizontales. Las líneas rojas son de compresión y las azules de extensión. El recuadro chico indica el área de estudio.

Cabe mencionar que en la zona central de México las líneas del campo de esfuerzos cambian a direcciones casi N-S para las trayectorias de extensión y E-O para las trayectorias de compresión. El cambio del régimen de esfuerzos se da en el sector de la FVTM indicando que el cinturón volcánico está asociado a una tectónica más compleja de la relacionada a la dinámica simple de zona de subducción. Esto se ve reflejado en parte en el área de estudio (recuadro chico) que corresponde al sector central de la FVTM.



Las trayectorias de extensión y compresión horizontal en el área de estudio se realizaron a partir de los datos de los sismos con epicentro cercanos. Sin embargo es evidente como la cobertura de datos no es homogénea y hay amplias áreas desprovistas de registros sísmicos.

Esto se debe fundamentalmente a dos factores. El primero es estrictamente sismotectónico y es que la mayor parte de la actividad sísmica de México es originada directamente por la tectónica de subducción cuyos hipocentros siguen el plano de Benioff y el segundo se debe a las leyes de rupturas sísmicas. Éste último, que en parte deriva del primero, es que siendo los terremotos de subducción limitados a una gran faja paralela a la fosa oceánica (abarca también una parte continental), la distribución de sismógrafos se concentra para registrar exhaustivamente esta zona. Esto suena bastante lógico si se toma en cuenta que los sismos más frecuentes y destructivos de México han sido de ésta índole. Además los sismógrafos de primera y segunda generación estaban calibrados precisamente para registrar terremotos con magnitud alta a cierta distancia epicentral, por lo que otros eventos sísmicos quedaban fuera de registro o peor aún no se almacenaban los datos.

Sin embargo, los análisis sísmicos instrumentales recientes (acelegrógrafos) y sobre todo los estudios de terremotos históricos, los de sismotectónica (como este tratado) y los de paleosismología coinciden en demostrar que la zona del centro de México es de considerarse como una zona sísmica importante. Apenas en los últimos años se empieza a contar con una red sismológica suficiente para esta zona con el propósito de detectar no solo sismos de subducción sino también los sismos intraplaca superficiales debidos a la ruptura a lo largo de los sistemas de fallas asociados a la tectónica activa de la FVTM. Recordamos que éstos terremotos son poco profundos, causados por la ruptura de la placa continental (por lo tanto la profundidad está limitada por espesor de placa rígida entre 20 y 35 Km). En muchos casos los hipocentros están a menos de 20 km o son prácticamente superficiales (1-5 Km) y están asociados a la ruptura cosísmica de falla. De hecho los sistemas de fallas de toda la FVTM y en particular del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) se deben considerar potencialmente activos ya que hay indicio de rupturas cosísmicas durante el Plioceno-Holoceno y en algunos casos asociados a sismos históricos (sismo de 1912 y falla de Acambay). Además de que estas estructuras están respondiendo al campo de esfuerzos regionales.

Los sismos intraplaca superficiales de ruptura cosísmica de falla son los de interés para el área de estudio ya que son los que pueden causar daños “inesperados”. Estos terremotos se manifiestan con magnitudes bajas (M_w entre 3 y 6) y tasas de recurrencias de 4.500 a



100.000 años por segmento de falla (datos del área de estudio), pero por otro lado son muy superficiales y cercanos a centros importantes de desarrollos urbanos.

Con el fin de estudiar con mayor detalle la sismicidad del área de estudio y tener más datos de sismos instrumentales ha sido necesario buscar fuentes de información alternativas como el Servicio Sismológico Nacional (SSN Mexicano), el Instituto de Geofísica de la UNAM así como el U.S. Geological Survey (USGS).

Analizando los datos disponibles del SSN y del USGS (ver CD anexo III y IV) se observa que los sismos registrados en el área están limitados a los años del 1973 al 2010 (el catalogo del SSN no incluye años anteriores a 1997). De la tabla podemos ver que la mayor parte son sismos superficiales de baja magnitud pero no hay datos disponibles de llegada de primer impulso de onda sísmica (dirección, buzamiento y cabeceo), tanto menos de sismogramas y por lo tanto no se puede calcular el mecanismo focal.

Como hemos dicho el problema está en la fuente de registro sismológico ya que son necesarios unos 4-6 sismógrafos relativamente cercanos a la fuente sísmica y bien distribuida para poder registrar la señal de ondas P y S y poder hacer una triangulación, interpolación e interpretación de los datos. Esto se observa raras veces en una zona que adolece de sismógrafos fijos.

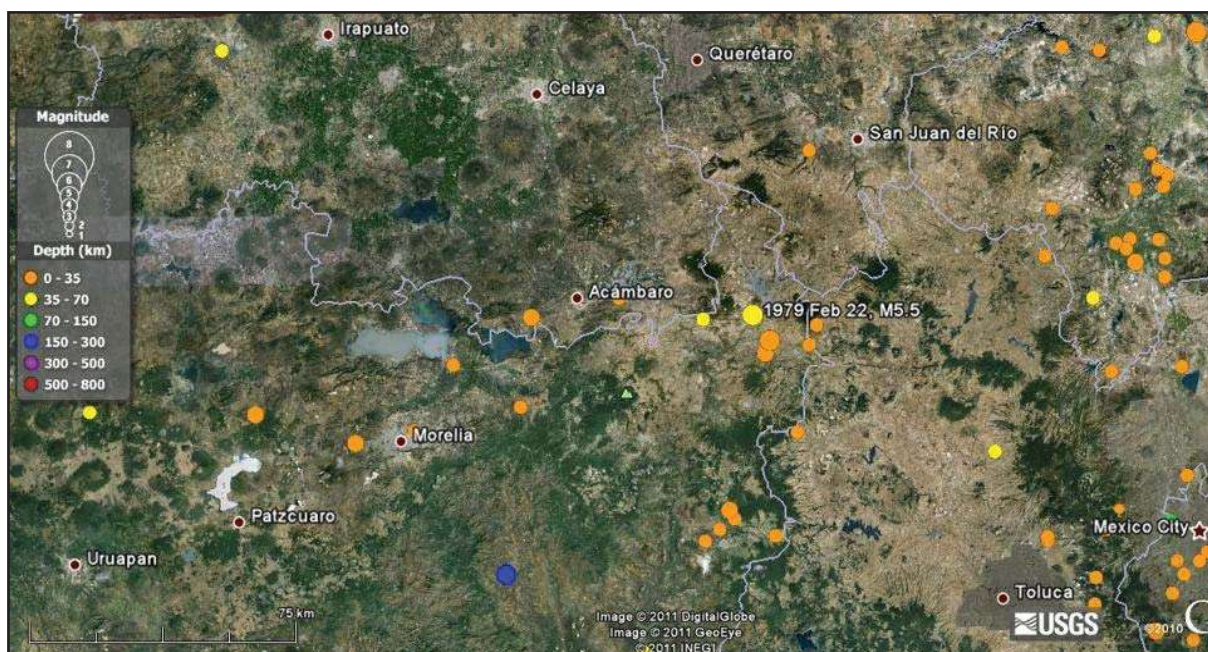


Figura 7.4 Imagen de satélite del área de estudio sísmico que muestra los epicentros de terremotos registrados por el USGS. La leyenda muestra que el tamaño del indicador circular es proporcional a la magnitud del sismo y el color a la profundidad.



A pesar de estas limitantes las bases de datos mencionadas sirven para un primer análisis de distribución y caracterización de la actividad sísmica de la zona. Del mapa de los terremotos registrados por el USGS desde 1973 al 2011 podemos apreciar la distribución de los epicentros, su rango de magnitud y su profundidad (Figura 7.4).

A simple vista se puede notar que la distribución no es homogénea siendo la zona oriental (Edo. de México, D.F e Hidalgo) la de mayor densidad; pero hay que tomar en cuenta que la ubicación de los sismógrafos, hasta esta década se ha concentrado en la zona del D.F. y por lo tanto sismos de baja magnitud relativamente lejanos no se registraban. De hecho si vemos las magnitudes, la mayor parte es de 3 a 5 siendo el mayor señalado el de Maravatío de 1979 que alcanzó una magnitud estimada de 5.5. El otro terremoto con magnitud de 5.1 y es el de 1976 ubicado en el área de Tzizio (Figura 7.4, epicentro color azul). En este caso se trata de un terremoto de subducción siendo la profundidad de 159 Km.

Los demás sismos son de origen intraplaca de tipo corticales teniendo profundidades menores a 35 Km (figura 7.4, epicentros color naranja). La mayoría tiene profundidades menores de 10 Km y muchos entre 0 y 5 Km por lo que se deben considerar asociados a fallas superficiales de ruptura cosísmica (ver tablas de datos, CD anexo III y IV).



7.2 ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES EN EL ÁREA DE ESTUDIO

A pesar que los eventos sísmicos intraplacas han sido recurrentes en el Centro de México, hay un sorprendente hueco de sismicidad en la corteza continental superior a partir de la costa hasta 200 km tierra adentro (Singh and Pardo, 1993). En contraste, más al norte, el Sector Central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) resulta sísmicamente activo y algunos eventos históricos significativos han sido documentados (Suarez and Ponce, 1986; Engdahl et al., 1998; Suter et al., 1996).

Durante el último siglo, quince sismos intraplacas con magnitud de $4.1 < M_b < 6.9$ ocurrieron en la parte central de la FVTM a lo largo de las fallas E-O. En particular la porción central de la FVTM desde el área del D.F. y el límite norte de la FVTM comprendida entre los 101°O y 98°O es reconocida como zona de epicentro de importantes terremotos intraplaca (Figura 7.5).

Además, el Sistema Sismológico Nacional Mexicano registró 90 eventos sísmicos entre febrero y junio de 1979, a lo largo de la falla E-O de Venta de Bravo, 100 km al noroeste del área metropolitana del D.F. La mayor sacudida fue el 22 de Febrero de 1979, con epicentro en las coordenadas 19.89°N y 100.17°O , unos 27.8 km al este de Maravatío y a una profundidad de apenas 8.2 km. Astiz (1980). Para este evento se calculó una magnitud $M_b=5.3$, un momento sísmico $M_o=1.75 \times 10^{18}$ N m.

Por otro lado, los datos de coordenadas de epicentros, profundidades y magnitudes se necesitan por lo menos los valores de dirección, buzamiento y cabeceo (strike, dip, slip) de llegada de primer impulso de onda sísmica para poder definir un mecanismo focal o mejor aún contar con los sismogramas de todas las estaciones que han registrado el terremoto.

De hecho estos parámetros son difíciles de conseguir en primer lugar porque los mismos organismos que operan la red sismológica (SSN, USGS, etc.), raramente logran tener un registro suficiente para determinar estos valores. De todos los sismos detectados separamos los que cuentan con los datos necesarios para el análisis de mecanismos focales (Tabla 7.1).

Los valores reportados se obtuvieron a partir de publicaciones (Gardine, 2011; Ego et al, 2002; Zuñiga et al., 2002; Pacheco et al., 2002b y 2003b; Singh et al., en prensa; Singh & Pardo; 1993, Astiz, 1980), así como de instituciones (UNAM & CENAPRED, 1995), y comunicaciones personales (Garduño y Andreani). La tabla 7.1 muestra los datos utilizados para el cálculo de los mecanismos focales que en seguida analizaremos. El orden



de la tabla es cronológico, de los sismos de 1976 con epicentro en Ixmiquilapan hasta el terremoto del 2007 con epicentro en Morelia.

N°	UBICACIÓN	FECHA	LAT. (deg N)	LONG. (deg W)	PROF.	MAG.	NP1			NP2			FALLA 1			FALLA 2			FUENTE	EY	TIPO DE FALLA
							STRIK E	DIP	SLIP	STRIK E	DIP	SLIP	DIP	D. DIR.	SLIP	DIP	D. DIR.	SLIP			
1	Ixmiquilapan E	25/03/1976	20.5	99.3	4	5	150	85	-27				85	240	27				Singh & Pardo (1993)	140	DN
2	Ixmiquilapan W	04/10/1976	20.5	99.2	9	5.1	290	75	-66	54	28	-144	75	20	66	28	144	144	Singh & Pardo (1993)	103	ND
3	Maravatio	22/02/1979	19.9	100.2	8.2	5.3	280	66	-48	34	46	-34	66	10	48	46	124	34	Astiz (1980)	80	ND
4	SE del D.F.	07/02/1984	19.1	98.9	5	3.6	126	67	-37	233	57	-149	67	216	37	57	323	149	Unam & CENAPRED (1995)	99	DN
5	San Salvador E	02/06/1988	20.3	99.1	6	2.7	282	61	-50	45	49	-136	61	12	50	49	135	136	Unam & CENAPRED (1995)	80	ND
6	Milpa Alta D.F.	21/01/1995	19.2	99.0	12.5	3.9	106	62	-38	217	56	-146	62	196	38	56	307	146	Unam & CENAPRED (1995)	75	ND
7a	Tancitaro a	21 feb-13 mar 1997	19.4	102.2	10-18	3.9-4.1	210	85	-57				85	300	57				Pacheco et al., 1999	27	ND
7b	Tancitaro b	21 feb-13 mar 1997	19.4	102.2	10-18	3.9-4.1	140	50	57				50	225	147				Pacheco et al., 1999	89	ID
7c	Tancitaro c	21 feb-13 mar 1997	19.4	102.2	10-18	3.9-4.1	140	80	81				80	235	171				Pacheco et al., 1999	103	D
8a	Sanfandila a	23/01/1998	20.5	100.2	4.8	2.9	333	89	-108				89	63	108				Zuñiga et al., 2002	153	ND
8b	Sanfandila b	23/01/1998	20.5	100.2	4.8	2.2	338	76	-91				76	68	91				Zuñiga et al., 2003	158	N
8c	Sanfandila c	23/01/1998	20.5	100.2	4.8	2	331	87	-98				87	61	98				Zuñiga et al., 2004	151	N
8d	Sanfandila d	25/01/1998	20.5	100.2	5.2	3	332	79	-89				79	62	89				Zuñiga et al., 2005	152	N
8e	Sanfandila e	05/02/1998	20.5	100.2	5.6	2.5	334	80	-87				80	64	87				Zuñiga et al., 2006	153	ND
9	Tlaxoapan	18/03/1998	20.1	99.2	4	3.9	309	67	-41				67	39	41				Garduño-Andreani	105	ND
10	NE del D.F.	09/05/2002	19.5	99.0	15	3.7	297	88	34				88	27	146				Pacheco et al., 2002b	120	DN
11	San Salvador NW	15/12/2003	20.3	99.0	2	4	64	34	-95	154	54	-105	54	234	105	34	244	95	Pacheco et al., 2003b	153	N
12a	Paricutina	25 May-6 Jun 2006	19.5	102.2	5-9	2.5													Gardine et al. 2011	113	DI
12b	Paricutin b	7 Jun-2 Jul 2006	19.5	102.2	5-9	2.5													Gardine et al. 2011	130	ID
13	Morelia	17/10/2007	19.7	101.0	5	3.8	265	75	-30				75	355	30	75	5	30	Singh et al (en prensa)	61	DN
14	Los Azufres	Falla cosísmica	19.8	100.7									80	322	155	60	228	8	Garduño, comun. personal	72	DN

Tabla 7.1 Tabla de valores para los sismos intraplacas superficiales con epicentro en el área de estudio, utilizado para el análisis de mecanismos focales, direcciones y trayectorias del régimen de esfuerzo actual (ver texto).

Los sismos reportados en la tabla tienen epicentros en la región seleccionada para el análisis sísmico instrumental, abarcando un área más grande de la zona de estudio estructural de población de fallas descrito.

A pesar de ser todos sismos cercanos, de escasa profundidad epicentral (entre 2 y 18 Km) y magnitudes moderadas (entre 2 y 5.3) algunas de sus características los diferencia y agrupa en cuanto a origen y significado estructural y tectónico. Para una fácil y rápida visualización conceptual, se optó por usar colores indicadores, los mismos que se implementaron para diferenciar la solución de los mecanismos focales en la figura 7.6: color café está representando los sismos asociados a fallas NO-SE normales y normal-direccionales pertenecientes al régimen compresivo NO-SE; color verde para los sismos de origen magmático-tectónico; en blanco y negro los sismos asociados al régimen propio del sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA), al que pertenece también el evento de Los



Azufres (en gris), diferenciado solo porque en este caso los valores se calcularon a partir de los datos de un plano de falla cosísmica actual.

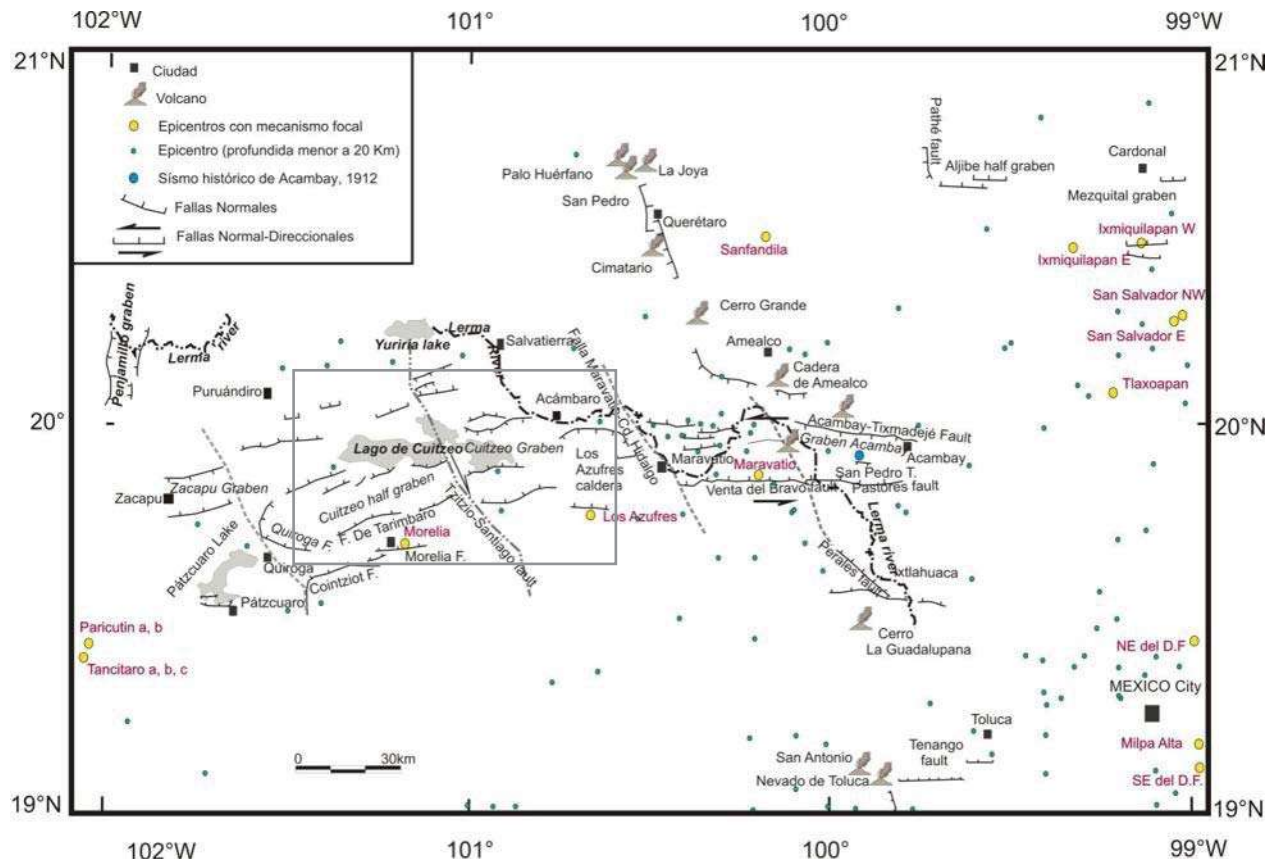


Figura 7.5 Mapa de epicentros de sismos intraplacas superficiales. El recuadro gris indica el área de estudio estructural de población de fallas (Capítulo 3).

En algunos casos se trata series de series sísmicas y de réplicas a diferentes horas y días con epicentros muy cercanos como en el caso de las sacudidas de Sanfandila en 1998 donde ocurrieron tres replicas el día 23 de enero con mismo epicentro y otras sacudidas el 25 del mismo mes y 5 de febrero. Lo mismo ocurrió en el caso de la crisis sísmica del Tancitaro entre el 21 febrero y el 13 de marzo del 1997 y los sismos de Parícutin del 25 de mayo al 2 de julio del 2006.

En seguida analizamos algunos casos particulares para finalmente discutir el mapa de distribución de los mecanismos focales (Figura 7.6), donde se puede apreciar la distribución espacial de los epicentros de los terremotos intraplacas superficiales que han ocurrido en el área de estudio (datos a de 1973-2010).



7.2.1 Sismos tectónicos del sistema de fallas Morelia-Acambay

Los sismos asociados al sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA) son aquellos que muestran una tracción horizontal que va de N-S a NNO-SSE y una compresión horizontal E_y de $N61^\circ$ a $n105^\circ$ (Tabla 7.1 y Figura 7.6), cuya solución de mecanismo focal lo asocia a fallas sísmicas orientadas E-O de tipo dirección-normal con componente lateral izquierda.

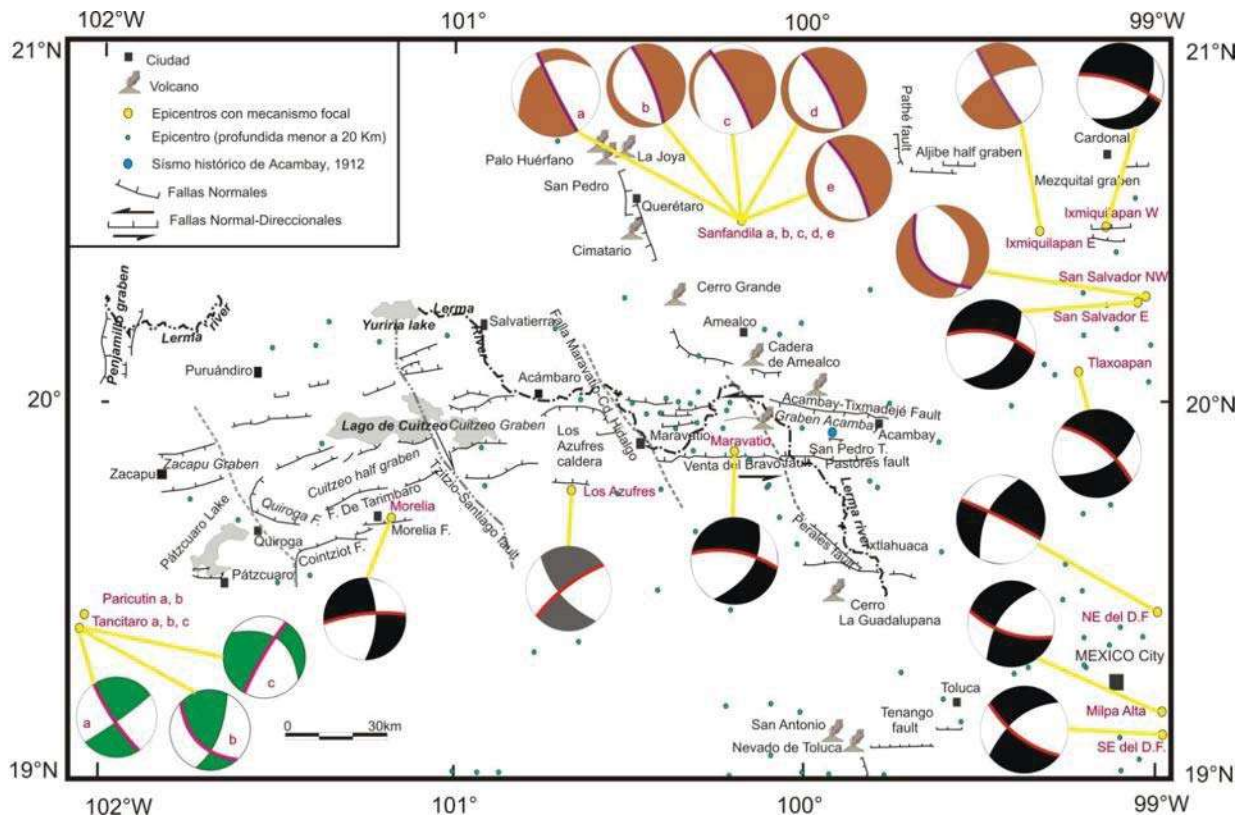


Figura 7.6 Mapa de solución de mecanismo focales de los sismos reportados en la Tabla 4.2. Los mecanismos en blanco y negro son los del SFMA (incluyendo el evento de Los Azufres en gris); los mecanismos en color café son los asociados a la tectónica compresiva NNO-SSE; los de color verde son de origen magmático. La ciclográfica de color en los estereogramas de los mecanismos focales representa la solución de la falla asociada a cada sismo analizado.

En el graben del Mezquital, ocurrió un evento sísmico el 4 de Octubre de 1976, con epicentro en las coordenadas $20.48^\circ N$ y $99.15^\circ O$, a la profundidad de 9 km ($M_b=5.3$). El plano de falla paralelo a las estructuras activas E-O muestra también una significativa componente lateral izquierda (Singh and Pardo, 1993). El 21 de Enero de 1995 al sureste del D.F., la zona próxima a Milpa Alta ($19.18^\circ N$ y $98.97^\circ O$), es epicentro de un terremoto (profundidad de 12.5 km y $M_c=3.9$), con una solución de mecanismo focal de falla normal con componente direccional significativa izquierda.



Otros mecanismos focales reportados son el del 7 de Febrero de 1984 ($M_c = 3.6$), con epicentro en 19.12°N y 98.92°O (Rodríguez et al., 1984) y una profundidad de 5 km (Tabla 3.2), muestran las mismas tipologías de solución de mecanismo focal (UNAM & CENAPRED Seismology group, 1995) que el de Milpa Alta. En segundo lugar, el evento del 2 de Junio de 1988 ($M = 2.7$), disparado a la profundidad de 6 km al sur del graben Mezquital (20.29°N y 99.05°O) con una solución de mecanismo focal como una falla normal con importante componente lateral izquierda (Tabla 7.1).

La única excepción es aparentemente el sismo al NE del D.F. en cuanto a solución del plano de falla que resulta tener una dirección ESE-ONO de tipo direccional-normal pero con componente lateral derecha y la dirección resultante de E_y es de $N120^\circ$.

Al final se consideró un evento cosísmico registrado en la falla de Laguna Larga en el campo geotérmico de Los Azufres como resultado de un sismo histórico que desplazó horizontes de suelo reciente (Tabla 7.1, color gris). Por este motivo se considera que el evento esté asociado a un sismo histórico del cual todavía no se ha podido obtener una fecha. En este caso se tomaron los valores de dirección, buzamiento y cabeceo de desplazamiento de falla y se trataron con el método de diedros rectos del programa Cratos que da como resultado el respectivo mecanismo focal (figura 7.7). Sucesivamente se calculó la dirección de máxima compresión horizontal (E_y) con el modelo de deslizamiento de Reches.

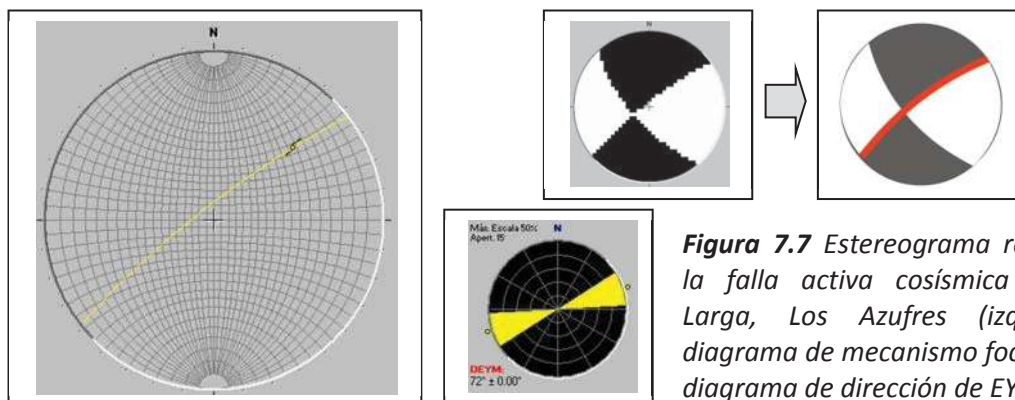


Figura 7.7 Estereograma representante la falla activa cosísmica de Laguna Larga, Los Azufres (izquierda), su diagrama de mecanismo focal (en alto) y diagrama de dirección de E_y (a lado).

El resultado concuerda con los datos de levantamiento de campo dando un plano de ruptura de falla activa orientada NE-SO de tipo direccional-normal derecha. El sismo que provocó el desplazamiento conforma un diagrama tipo “pelota de playa” mostrado en la figura 7.7, mientras que la dirección de compresión horizontal tiene un valor azimuthal $N72^\circ$ (ENE-OSO).



La ventaja del programa Cratos y de los métodos aplicados para el cálculo radica en el hecho de que es posible tratar indistintamente datos de fallas y datos sísmicos y poderlo comparar (ver Capítulo 5 de metodología y el CD anexo 1 de marco teórico). En caso de terremotos se trataron los datos de los sismos reportados en la Tabla 7.1 considerando la interpretación de los planos nodales y definiendo cual es el plano de ruptura de falla para el cálculo de mecanismo focal y de E_y .

En el mapa de mecanismos focales se representaron las soluciones de los planos nodales marcando el plano de falla asociado al sismo en color en la misma representación estereográfica tipo “pelota de playa” que representa los mecanismos focales (Figura 7.6).

Los datos de los planos de fallas sísmicas asociados a los mecanismos y los valores de máxima compresión horizontal (E_y) para cada mecanismo focal se encuentran marcados en columnas de color azul en la Tabla 7.1. Los planos de fallas cosísmicas se proyectaron todos los valores de los mecanismos focales del SFMA en el diagrama estereográfico de figura 7.8, donde se puede apreciar el patrón regional de los planos de rupturas (direcciones y cinemática).

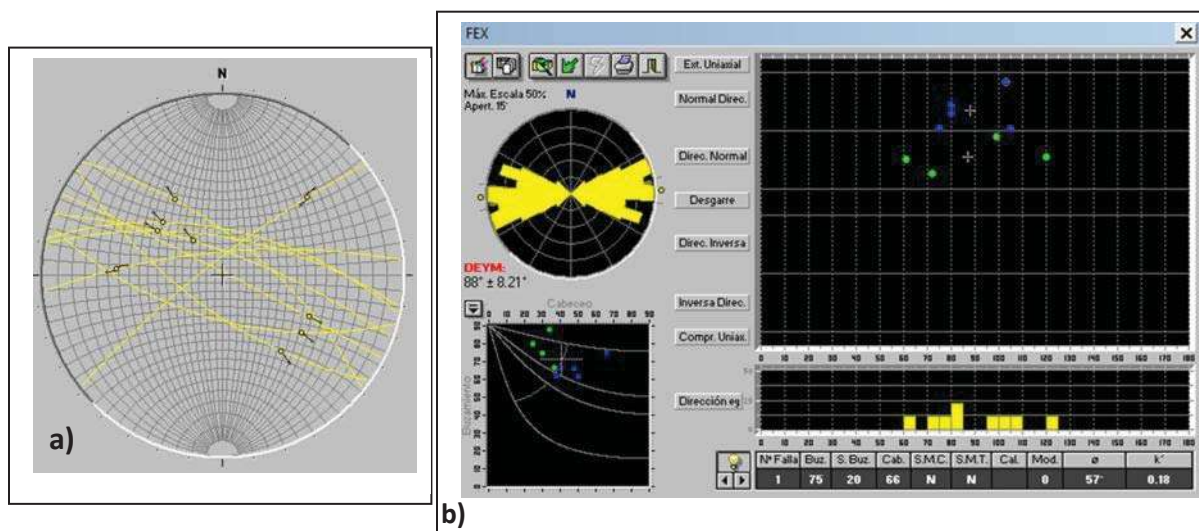


Figura 7.8 a) Estereograma representante las soluciones de plano de fallas sísmicas de los mecanismos focales del SFMA. b) Diagrama de máximo acortamiento horizontal (E_y) de los planos de ruptura.

De la figura 7.8 se aprecia como los planos de fallas sísmicas tienen direcciones que van de E-O a ESE-ONO (estereograma “a” de la figura 7.8), dando una dirección de máxima compresión horizontal $E_y = N88^\circ$ (diagrama “b” de figura 7.8), es decir que el eje de extensión horizontal resulta ser N-S. Del gráfico a la derecha se puede apreciar que las fallas cosísmicas resultan ser de tipo normal-direccional y direccional-normal.



7.2.2 Sismos asociados al sistema de fallas NNO-SSE

En el graben de Querétaro, limitado por fallas normales NNO-SSE a occidente y oriente y por fallas normales ENE-OSO al norte y sur respectivamente. Algunas de las fallas NNO-SSE resultan más jóvenes que el sistema ENE-OSO, ya que estas desplazan a las ENE-OSO (Aguirre-Díaz et al., 2000). Las fallas NNO-SSE en esta zona son parte del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (TSMFZ), que a su vez son parte de la provincia extensional de Cuencas y Sierras, mientras que el sistema ENE-OSO es parte del sistema de fallas Chapala-Tula y Morelia-Acambay. El sistema ENE-OSO es reportado como sísmicamente activo, sin embargo, también resulta activo sísmicamente el sistema NNO-SSE ya que un tramo de falla con ésta orientación ubicado al sureste de la ciudad de Querétaro (Sanfandila) registró sismicidad de hasta 3.0° durante enero y febrero de 1998 (Aguirre-Díaz et al., 2000) (Figura 7.9).

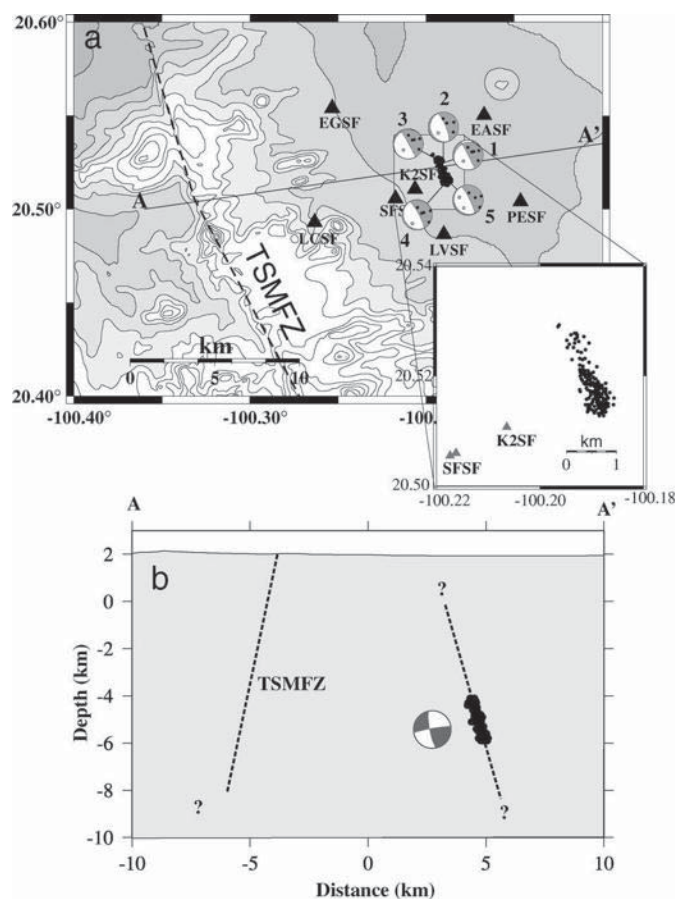


Figura 7.9 Mapa de los sismos de Sanfandila y mecanismos focales (de Zuñiga et al, 2003). TSMFZ=Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende.



La secuencia de pequeños terremotos de Sanfandila del 1998, en el límite norte de la FVTM, dan como resultado mecanismos focales con una orientación de extensión E-O derivados de fallas representativas del Sistema Taxco-San Miguel Allende. Los eventos ocurridos al sur de esta región al contrario muestran rasgos pertenecientes a la tectónica ligada a la FVTM con una dirección de extensión N-S (Figura 7.10). Los sismos de Sanfandila marcan, en la zona de Querétaro, el límite entre los dos sistemas tectónicos del SFMA y “Basin and Range”.

La solución de fallas para estos tipos de terremotos son de tipo normal a normal direccional con rumbos NNO-SSE alineados al sistema TSMFZ. Otros sismos que pertenecen a éste régimen de esfuerzos son los denominados Ixmiquilapan-Este del 1976 y el ocurrido al NO de San Salvador en 2003. En ambos casos los sismos están asociados con un fallamiento cosísmico NE-SO pero de tipo direccional izquierdo en el primer caso, mientras el segundo es de tipo normal.

El análisis de los valores de los planos de fallas asociados a este régimen se muestra en figura 7.10, donde se representan también las direcciones de máxima compresión horizontal, con E_y N151°.

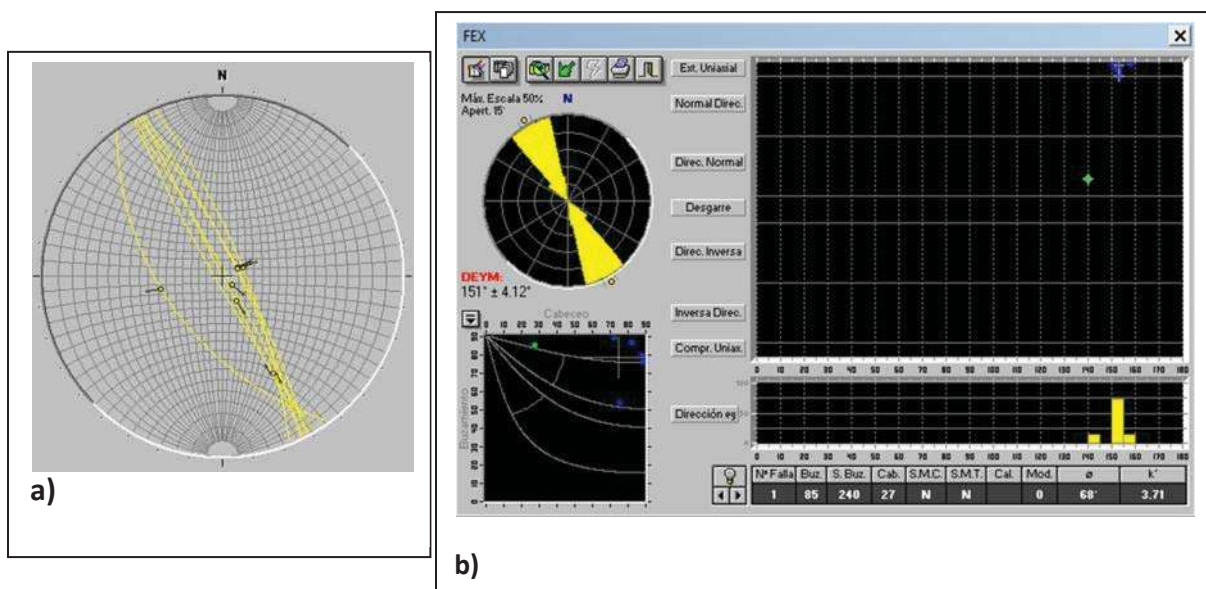


Figura 7.10 a) Estereograma de las soluciones de fallas sísmica derivada de los datos de los mecanismos focales asociados al régimen NNO-SSE; b) Diagrama de máximo acortamiento horizontal (E_y) derivado del análisis de los planos de falla sísmica.



7.2.3 Sismos tectónicos asociados eventos magmáticos

Una serie de tremores ocurrieron durante febrero y marzo del 1997 en las cercanías del vulcano Tancítaro, en la parte sur del complejo tectónico de Michoacán. El estudio de estos eventos ha podido evidenciar la orientación de las fallas activas en este triángulo tectónico y corroborar si el sentido de movimiento manifestado por los mecanismo focales es consistente con los alineamientos de conos cineríticos típicos de la región (Pacheco et al. 1999). Los epicentros de los 230 sismos detectados entre profundidades de 10 a 18 Km, revelan un claro alineamiento en dirección NE-SO. Los mecanismos focales y el momento sísmico de los mejores 27 registros muestran dos patrones distintos. Más de la mitad de las soluciones de mecanismos focales dieron fallas cosísmicas direccionales izquierdas con una componente normal y direcciones preferenciales NE (Tancítaro a, Tabla 7.1 y Figura 7.6). El otro grupo muestra fallas con rumbos NO-SE, opuestos al anterior, de tipo laterales izquierdas pero con clara componente inversa (Tancítaro b y c), probablemente ligadas al sistema regional estructural de Chapala-Oaxaca (Figura 7.11).

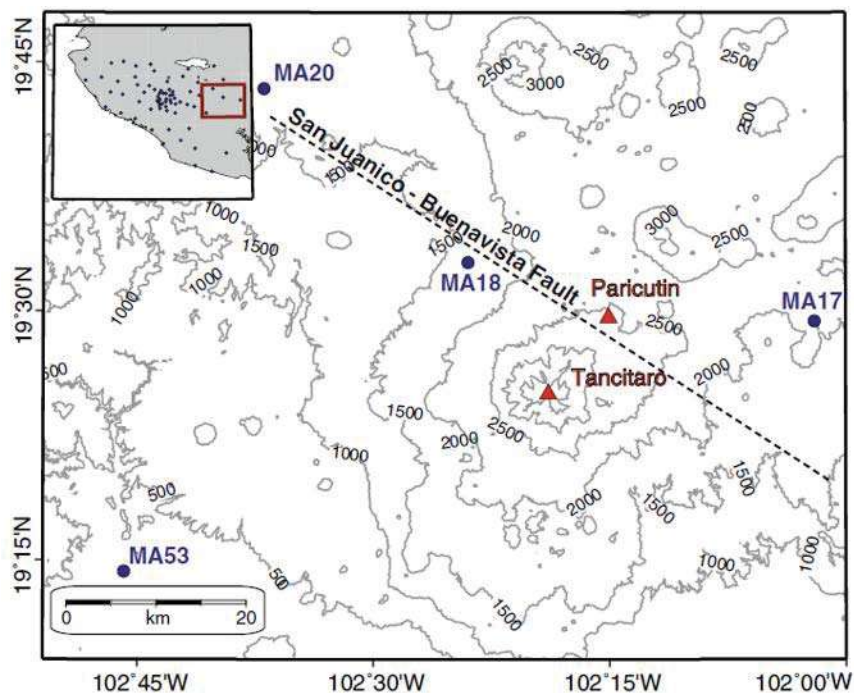


Figura 7.11 Mapa de ubicación de la crisis sísmica del 1997 y estructura NO-SE correspondiente a la estructura San Juanico-Buenavista (de Gardine et al, 2011).

El estudio de las ondas S muestra una anisotropía en la corteza con una orientación NE coincidente con las alineaciones de los conos monogénéticos del campo volcánico del



Holoceno en esta área, lo que sugiere la presencia de fracturas preexistentes (“cracks”), controladas por el régimen de esfuerzo regional.

El resultado de la orientación de esfuerzos con componente compresiva NE, es un aspecto del frente del arco volcánico en la región, debido a la convergencia y subducción de las placas de Cocos y Norteamérica. A pesar de ser parte de la FVTM, los dos patrones de mecanismos focales parecen variar un poco con respecto al estado de esfuerzo típico del SFMA, sin embargo, las direcciones de E_y resultantes de los dos tendencias varían entre $N27^\circ$ y $N103^\circ$ que es el rango de esfuerzos compresivos horizontales encontrado en el análisis de población de fallas. Por lo tanto se pueden considerar estos eventos de origen magmático adentro del análisis de trayectorias de esfuerzos actuales características del sistema central de la FVTM en su límite tectónico centro sur.

Otra crisis sísmica de origen volcánica ocurrió en mayo-julio del 2006 en la misma zona, pero más cerca del volcán Parícutin. En ésta ocasión se registraron unos 700 tremores con magnitud ML mayor de 2.4. El volcán de Parícutin es un cono monogenético, localizado en el campo volcánico de Michoacán–Guanajuato, cuya erupción se dio entre 1943 y 1953.

Las magnitudes distribuidas a lo largo del campo volcánico tuvieron un máximo de valor-b de 2.45 y los hipocentros de sismos se presentaron a lo largo de un alineamiento estructural NE-SO de aproximadamente 6 km de longitud. Después de las primeras dos semanas los hipocentros migraron unos cientos de metros por día hacia el NE por 5 km con profundidades ascendentes desde los 9 km para terminar en los 5 km. A partir del 7 de junio esta tendencia cambió y en las siguientes semanas los hipocentros terminaron su ascenso y se observó una regresión horizontal hacia el suroeste.

Los mecanismos focales durante la primera fase reflejan el incremento de esfuerzos causados por la intrusión de los diques (Parícutin a, Figura 7.12a). Después del 7 de junio la orientación del esfuerzo cambia y se vuelve más coherente con la intrusión horizontal de estructuras horizontales tipo “sill” (Parícutin, Figura 7.12).

Si los terremotos son causados por la intrusión con mecanismo de apertura (fenómeno de “cracking”), los primero movimientos deberían haber mostrado solamente llegadas de impulsos de compresión (Chouet and Julian 1985). Sin embargo si la intrusión ocurre a lo largo de estructuras de diques pre-existentes, entonces los mecanismos focales reflejan el estado de esfuerzo que actúa en la zona, responsable del frallamiento de apertura de los diques (Rubin y Gillard 1998a). Roman and Cashman (2006) propusieron un modelo según el cual los sismos son una respuesta de la intrusión de diques paralelos al eje de mínima compresión y por lo tanto los ejes de esfuerzo de los mecanismos focales de las



intrusiones resultan rotados unos 90° con respecto a la orientación del campo de esfuerzo. Este modelo podría aplicarse en el caso de los sismos del Parícutin en 2006.

En el caso de la primera fase de intrusión (anterior al 7 de junio), los mecanismos focales muestran una clara componente direccional siendo S2 (eje de esfuerzo compresivo) cercano a la vertical (Parícutin a, Figura 7.12). Tomando la dirección del eje de esfuerzo de compresión máximo cerca del horizontal como valor de Ey este tiene una dirección promedio de $N113^\circ$, correspondiente a fallas direccionales con eventual componente inversa.

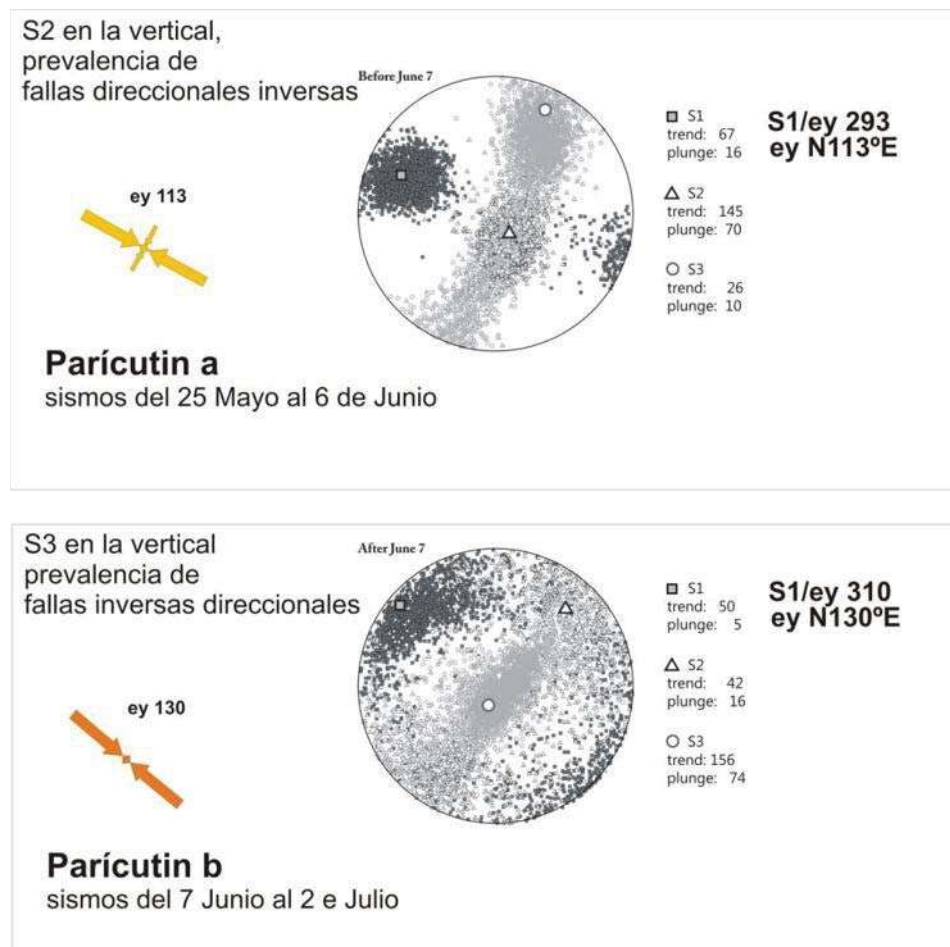


Figura 7.12 Tensores de esfuerzos de inversión de esfuerzos derivados del cálculo de 32 mecanismos focales de los sismos anteriores al 7 de junio (Parícutin a) y de los 24 mecanismos focales de sismos ocurridos después del 7 de junio (Parícutin b). S1 (cuadrado)= eje de máximo esfuerzo compresivo; S2 (triángulo)= eje de esfuerzo intermedio; S3 (círculo)= eje de mínima compresión. Ey=dirección horizontal de máxima compresión (ver texto) (modificado de Gardine et al, 2011).



Para los eventos que siguen el 7 de junio se observa una permutación de tipo primario entre los ejes S2 y S3 es decir entre la dirección de compresión intermedia y de compresión mínima (Figura 7.12, Parícutin b). En este caso el eje S3 se encuentra sobre la vertical y la solución define fallas de tipo inversas con eventuales componentes laterales. La dirección E_y de máxima compresión horizontal sigue coincidiendo con S1 pero con valor promedio $N130^\circ$.



7.3 TRAYECTORIAS DEL CAMPO DE ESFUERZOS ACTUAL

El cálculo de las trayectorias del campo actual de esfuerzos horizontales se hace a partir de la solución de análisis de mecanismos focales de los datos de los terremotos puntuales y de datos de rupturas cosísmicas actuales reconocidas en campo (Tabla 7.1). Es necesario transformar los mecanismos focales en valores de E_y (dirección de máxima compresión horizontal) y E_x (máxima extensión horizontal), para cada mecanismo focal. Una vez obtenidos los valores de la falla cosísmica (Strike, Dip e Slip) se puede calcular el valor de E_y y el de E_x (ortogonal al primero). El resultado de este proceso de análisis se muestra en la figura 7.13.

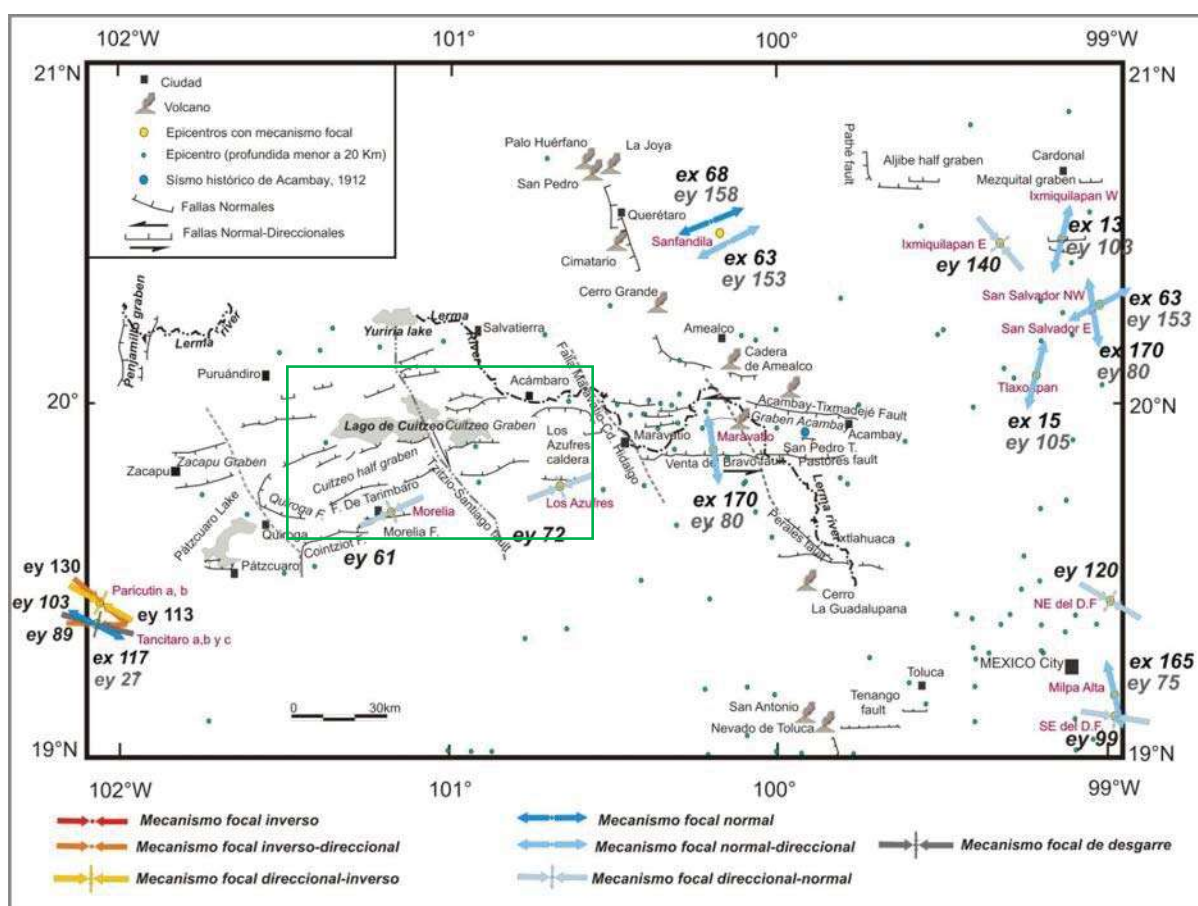


Figura 7.13 Mapa del área de estudio de los sismos intraplacas superficiales de Tabla 7.1. Se representan los valores y los vectores azimutales en forma de flechas de las direcciones puntuales de máximas compresiones horizontales (E_y) o máxima extensión horizontal (E_x), resultados del análisis de los mecanismos focales representados en figura 7.6. El color y el sentido de las flechas indican el tipo de mecanismo asociado (ver leyenda). El recuadro verde indica el área de estudio estructural de población de fallas.



A partir del mapa de valores y vectores de Ey y Ex se pueden ver que las fallas son de tipo extensivo o de desgarre con importante componente normal, con excepción algunos mecanismos de origen magmático del campo volcánico del Tancitaro-Parícutin donde se manifiesta cierta componente inversa. Por otro lado, que hay cierta incompatibilidad de direcciones en las tendencias de la zona noroeste, como había de esperarse del análisis de los mecanismos que se mostraron en el apartado anterior.

Para poder interpretar mejor los datos es necesario comparar los resultados obtenidos, teniendo en cuenta su situación espacial. Para ello, es muy interesante la representación de un mapa de trayectorias de esfuerzos regional, ya que los resultados puntuales se encuentran irregularmente distribuidos.

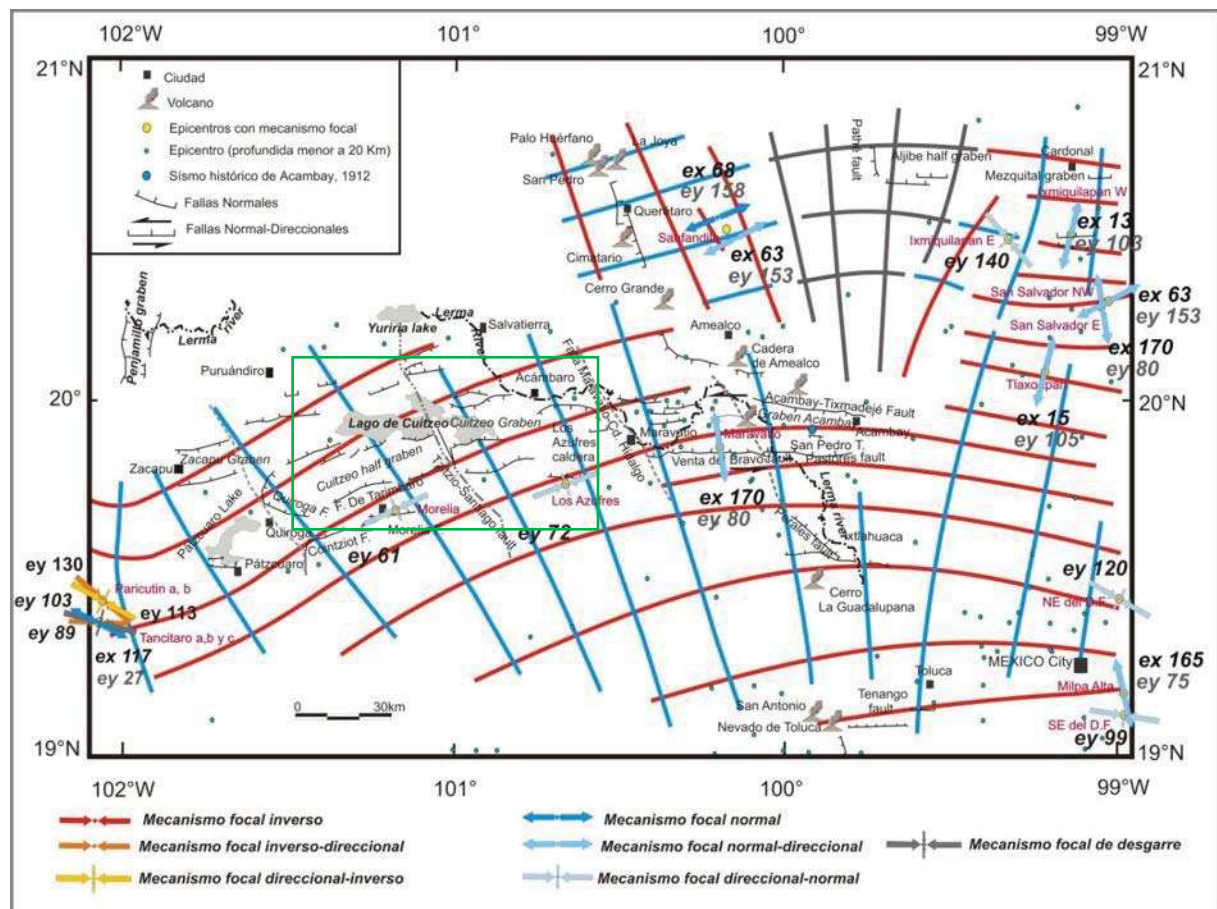


Figura 7.14 Mapa de trayectorias del campo de esfuerzo actual resultante de los mecanismos focales de los sismos analizados. Las líneas rojas representan las trayectorias de máxima compresión (Ey) y las azules son las trayectorias de máxima extensión (Ex), ambas horizontales. Las flechas indican las direcciones puntuales de Ey o Ex, su color y el sentido indican el tipo de mecanismo asociado (ver leyenda). El recuadro verde indica el área de estudio estructural de población de fallas.



El resultado del proceso está representado en la figura 7.14 con la cual se puede analizar la distribución de las trayectorias de esfuerzos por zona.

En el área centro occidental (corredor Pátzcuaro-Zacapu-Morelia-lago de Cuitzeo-Acambay-Los Azufres), que incluye la zona de estudio estructural de población de fallas (recuadro verde), las trayectorias Ey (máxima compresión horizontal en rojo) tienen orientaciones NE-SO uniformes mientras las trayectorias Ex de extensión son ortogonales, es decir NO-SE aproximadamente. Al este de Maravatío las trayectorias hacen una rotación en el sentido horario de 45° y las direcciones de Ey llegan a ser E-O en la zona de graben de Acambay hasta ESE-ONO más al oriente. Por ende las direcciones de máxima extensión horizontal se vuelven N-S hasta NNE-SSO. Esta tendencia concuerda en general con las trayectorias de paleoesfuerzos plio-cuaternarios resultado del estudio estructural de población de fallas.

En la zona noreste, hacia Querétaro-Ixmiquilapan las trayectorias mantienen la tendencia pero con una permutación secundaria de los ejes de esfuerzo, es decir que la dirección de Ey y Ex se intercambian. Esta permutación de los esfuerzos horizontales responde al estado de esfuerzo de la zona resultado de los sismos de Sanfandila (Querétaro), Ixmiquilapan E y San Salvador. En el apartado anterior hemos explicado como la tectónica ligada a éstos eventos sísmicos responde al régimen de esfuerzos de la provincia del “Basin and Range” y está caracterizada por fallas NO-SE y NNO-SSE de tipo normal a normal direccional (régimen extensivo ENE-OSO). Es evidente que éste régimen de esfuerzo sigue activo en la zona al límite entre la tectónica propia del sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) (régimen del sistema de fallas Morelia Acambay). En esta área se encuentran estructuras fuertemente ligadas al régimen de “Basin and Range” como son el graben de Querétaro (sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende) y la falla Pathé. Sin embargo también hay estructuras activas E-O (tectónica de la FVTM) como son el semigraben de Algibes y el graben de Mezquital. Considerando esta zona como activa para los dos sistemas de esfuerzos hemos dejado una zona de trayectorias en color gris que indica precisamente que las direcciones de máxima compresión y extensión horizontales son claramente N-S y E-O (o viceversa) con la posibilidad de activarse en un sentido u otro.

Por último fijamos la atención en el área del límite suroeste en proximidad de los volcanes Tancítaro y Parícutin. Los sismos del Tancítaro del 1997 y cerca del Parícutin del 2006, a pesar de estar ligados a emplazamiento magmático reflejan el control tectónico en el área. En esta zona las trayectorias de máxima compresión horizontal giran en sentido horario hasta la dirección NO-SE (Figura 7.14).



CAPÍTULO 8

8- DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los principales alineamientos de fallas que se encuentran afectando el sector central de la FVTM son: el sistema NNO-SSE; el sistema ENE-OSO y E-O del SFMA que cortan las estructuras anteriores (Martínez-Reyes and Nieto-Samaniego, 1990; Suter et al., 1992). Todos estos lineamientos son presentes en gran parte de la región y en particular en la cercanía de Morelia, por lo tanto se considera el área como la mejor zona de estudio para la interpretación y la interacción entre estos sistemas estructurales.

8.1 SISTEMA DE FALLAS NNO-SSE

La presencia en el área de estudio de un sistema de fallas NNO-SSE es evidente a partir del análisis estructural de campo donde se denominó esta deformación fase 1. También hay evidencia de grandes lineamientos tectónicos con esta orientación a la escala regional, que son fácilmente identificables a partir del estudio de percepción remota. Además, en el límite noreste del sistema de fallas Morelia-Acacambay (SFMA) hay registros sísmicos que delatan la actividad en el presente de fallas NNO-SSE con cinemática de fallas normales.

En el centro del área de estudio, en los alrededores de Morelia, los datos estructurales fueron medidos en unas fallas NO-SE que cortan las andesitas miocénicas de la Sierra de Mil Cumbres. Esta secuencias volcánica está cubierta por la ignimbrita (cantera de Morelia) de la caldera de Atécuaro de 12 Ma (Suter, 2001; Garduño et al., 1999b). La cañada del Campestre (El Río Chiquito) sigue la orientación de estas fallas NO-SE, sin embargo, los planos de fallas encontrados en andesitas son desgarres direccionales que van desde rumbos ONO-ESE a ENE-OSO con cinemática compatible con el SFMA.

Las estaciones estructurales en donde se manifiestan fallas NO-SE seguramente pertenecientes este sistema de Fase 1 son las denominadas 54AzPresa, 11AeroTun, A15, 26Zapata, 6ElColegio, MilCumbres, A5 y A11 (ver apartado 6.3.2 Tabla 6.1 y CD anexo II).

Otra falla orientada NNO-SSE con un desplazamiento de 500 m se encuentra entre el campo geotérmico de Los Azufres y el área de Zinapécuaro-Lago de Cuitzeo (Pradal et al., 1994). Al este del área estudiada, cerca de Temascalcingo, una serie de fallas orientadas



NO forma grabenes y semi-grabenés que desplazan la base de los suelos actuales (Garduño-Monroy et al. 2001).

En las cercanías de Indaparapeo y Atapaneco, las fallas NNO-SSE forman un pequeño graben con un salto de ~20 m. Estas fallas cortan los flujos de lava, los sedimentos lacustres recientes y al parecer también las fallas orientadas E-O (estaciones 25CharoInda y A15).

El aspecto relevante de la cinemática de todas las fallas de esta fase 1 de deformación es que su orientación (ejes principales de esfuerzos) es paralela a la tectónica ligada al sistema denominado “Basin and Range”.

Sin embargo, los desplazamientos ligados al “Basin and Range” empiezan aproximadamente hace 30 Ma, durante el Oligoceno, formando en USA y norte de México una provincia tectónica de cuencas y sierras alargadas NO-SE (Henry and Aranda, 1992), mientras que al sur del sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM), en la región de Tzitzio, las fallas con estas direcciones se presentan con movimiento laterales (Mennella et al., 2000).

Del punto de vista de la tectónica el sistema de fallas extensivas regionales NO-SO y NNO-SSE desplazan casi siempre unidades miocénicas, no teniendo evidencia en el área de estudio de su límite temporal inferior.

Por lo tanto se considera esta fase 1 como una deformación cuya mayor actividad ha sido durante el Mioceno medio-tardío sin embargo, en la estación 54AzPresa, ubicada en la zona del campo geotérmico de Los Azufres, se observan planos de falla con direcciones que van de NNO-SSE a ONO-ESE que afectan una secuencia piroclástica de edad de 1.04-0.93 Ma.

Esto quiere decir que esta fase deformativa puede haber heredado estructuras del basamento durante la tectónica oligo-miocénica de “Basin and Range”, pero su actividad resulta ser más joven por lo tanto se debe considerar como una fase de deformación independiente.

Un ejemplo de esto es la falla regional NNO-SSE denominada Tzitzio-Valle de Santiago (evolución del pliegue-falla de Tzitzio), que corta los flujos de lavas de Queréndaro-Indaparapeo fechados 700 mil años (Pradal and Robin, 1994). Esta estructura es responsable de un desplazamiento lateral derecho de 10 Km visible en la cuenca de Cuitzeo hacia el Valle de Santiago, morfológicamente evidente por desplazar secuencias



volcánicas a su vez cortadas por las fallas E-O (Figura 6.2). Según Szyrkaruk et al., 2004, las fallas generaron un escalonamiento de las cuencas lacustres hacia el poniente.

En estos casos las fallas NNO-SSE y NO-SE han sido reactivadas como fallas direccionales derechas a lo largo de la deformación de la FVTM (Pasquarè et al., 1997). Esto queda confirmado por el estudio estructural del área donde el sistema Tzitzio-Valle de Santiago es una estructura del basamento que se formó como pliegue falla durante el Oligoceno y continuó su actividad durante la fase 1 de deformación del Mioceno medio-tardío y actualmente está funcionando como fallas de desgarre lateral derecho bajo el régimen de esfuerzos más reciente y propio del SFMA (Figura 8.1).

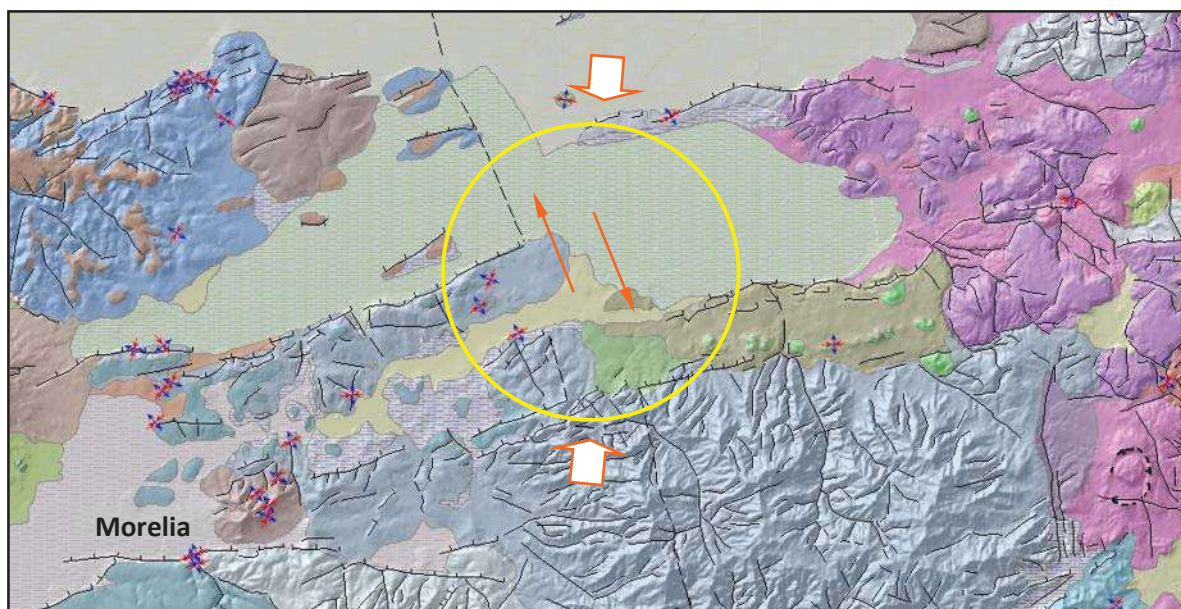


Figura 8.1 Mapa que muestra las fallas y semigraben orientados E-O desplazadas con movimiento lateral derecho por la estructura NNO-SSE de Tzitzio-Valle de Santiago (flechas naranja). Las flechas grandes indican la dirección de compresión desde NNE-SSO.

Otra estructura importante perteneciente al sistema NNO-SSE se encuentra en el límite noreste del área de estudio sísmico y es sistema de fallas de Taxco-Querétaro (Demant, 1978; Demant, 1981; Pasquarè et. al., 1991; Garduño and Gutierrez, 1992; Ferrari et. al., 1994, García-Palomo et al., 2000). En particular el graben de Querétaro (límite noreste del área de estudio), está limitado por fallas normales NNO-SSE a occidente y oriente y por fallas normales ENE-OSO al norte y sur respectivamente. Algunas de las fallas NNO-SSE resultan más jóvenes que el sistema ENE-OSO, ya que las primeras desplazan a fallas del segundo sistema ENE-OSO (Aguirre-Díaz et al., 2000).



Las fallas NNO-SSE en esta zona son parte del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, considerado por ciertos autores (Aguirre-Díaz et al., 2000) como la herencia de la tectónica de la provincia extensional del “Basin and Range”, mientras que el sistema ENE-OSO es parte del sistema de fallas Chapala-Tula/Morelia-Acambay. El sistema ENE-OSO es sísmicamente activo, sin embargo también el sistema NNO-SSE lo es ya que un segmento de falla al sureste de la ciudad de Querétaro registró sismicidad de hasta 3.0° de magnitud durante enero y febrero de 1998. Los mecanismos focales de estos eventos revelan las fallas normales cosísmicas NNO-SSE. Es el caso de los terremotos de Sanfandila, San Salvador NO e Ixmiquilapan E (Figura 7.6).

Siendo sísmicamente activos ambos sistemas de fallas se debe considerar esta zona como un límite tectónico importante.

Sin embargo NO se debe considerar la actividad sísmica de las estructuras NNO-SSE como la manifestación en el presente de la tectónica tipo “Basin and Range” ya que se trata de fases de deformación con geometría similar pero bastante separadas en el tiempo. Como en el caso de la estructura del pliegue-falla de Tzitzio es probable que estos grandes lineamientos sean rasgos estructurales heredados del sustrato y reactivados por el régimen de esfuerzo reciente.

Otra evidencia importante de la influencia de las estructuras NO-SE son los alineamientos volcánicos con estos rumbos presentes en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Prueba reciente de esta actividad la encontramos en las crisis sísmicas del Tancítaro de 1997 y Parícutin del 2003, cuyos mecanismos focales de origen magmático revelan fracturas NO-SE ($E_y=130$), tipo “cracks” de apertura, alineadas a la estructura de San Juanico-Buenavista (Figura 7.6).



8.2 SISTEMA DE FALLAS NE-SO

Las fallas regionales NE-SO son morfológicamente evidentes en varias localidades del sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM). Algunas fallas con este rumbo están reportadas debajo del D.F. (Tenochtitlán “shear-zone”, De Cerna et al., 1988). También se encuentran en la región de Apan (García-Palomo et al., 2002) y cerca del volcán Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2000).

En la zona poniente del área de estudio y en el campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, las fallas con este rumbo están asociadas con alineamientos de conos cineríticos monogenéticos (Connor, 1990). Las estructuras NE-SO separan los semi-grabenés de Chapala de los semi-grabenés de Cuitzeo desplazando la posición de sus ejes de alargamiento (Israde and Garduño, 1999; su figura 1). Los mapas aeromagnéticos de la región (CRM, 1996, 1998) y los datos gravimétricos de la zona (M. Mena, 2002) muestran los alineamientos NE-SO de las anomalías magnéticas y gravimétricas en la región (Figura 1.11).

En la cercanía de Morelia, estas fallas presentan dos generaciones de estrías, la primera es subhorizontal (cabeceos entre 0° y 15°), con movimiento principalmente lateral izquierdo, y la segunda es semivertical con movimiento normal.

Las fallas direccionales izquierdas son falla miocénicas (15 Ma aproximadamente), reactivadas como normales durante el Plioceno Temprano (Israde y Garduño, 1999). Este es el caso de las estaciones 17TresMarias, 21Copandaro y 39MorGuada (ver apartado 6.3.2 Tabla 6.1 y CD anexo II).

Israde (1995) muestra que las fallas orientadas NE-SO estuvieron seguramente activas entre los 3 y 5 Ma durante la formación de los depósitos lacustres de la Cuenca de Cuitzeo-Morelia como respuesta a la extensión.

De este estudio estructural de población de fallas resulta importante indicar que el sistema NE-SO y su evolución e interacción con el sistema E-O es más complejo. Los planos de fallas normales NNE-SSO encontrados pertenecen a la fase de deformación que denominamos 2. Por ejemplo las fallas de la zona al poniente del lago de Cuitzeo cortan unidades de vulcanismo andesítico-dacítico del Plioceno (~ 2.8 - 2.9 Ma), mientras que en la estación 31 Copándaro, al sur del lago, las fallas NNE-SSO normales son basculadas 15° al sur y sucesivamente cortadas por fallas NE-SO direccionales puras (unidades piroclásticas del Mioceno tardío).



Las fallas normales NE-SO son las más abundantes encontradas a la escala del afloramiento (estaciones A22, 41MorGuada, 8Arenero, 51LaMora, 15CentCult, 37MorGuada y 22AeroK16) y afectan desde unidades de la secuencia piroclástica de Atécuaro del Mioceno (estación 22AeroK16) hasta los flujos piroclásticos de 1 Ma (estación A22).

Las fallas normal-direccionales afectan desde las unidades andesíticas-basálticas y piroclásticas de Tarímbaro del Mioceno tardío (estación 18Sali_Sal) hasta el vulcanismo monogenéticos-escudo del Pleistoceno-Holoceno (estación 43MorGuada). Por último hay fallas laterales puras NE-SO que afectan unidades de la secuencia piroclástica de Cuitzeo del Plioceno Tardío (28Porvenir y 29PorvChuc).

En conclusión se puede señalar que el sistema NE-SO es un sistema complejo que está constituido por fallas neoformadas de fase 2 asociadas a la evolución tectónica de la FVTM, mientras que en otros casos reactivan planos de fallas anteriores.

Las fallas NE-SO neotectónicas están asociadas al sistema transtensivo lateral izquierdo del SFMA, donde las principales morfoestructuras de fallas E-O tienen movimiento normal-direccional izquierdo, mientras que las fallas NE-SO son el resultado de la misma cinemática pero con una geometría “en echelon”.



8.3 SISTEMA DE FALLAS E-O DE MORELIA ACAMBAY

El sistema de fallas E-O de Morelia-Acambay (SFMA) es el más evidente del punto de vista morfológico y controla tanto el vulcanismo como la evolución de las cuencas lacustres durante el Plio-Cuaternario. Las fallas del SFMA pertenecen todas a la última fase de deformación (correspondiente en este estudio a la fase 2) y son sísmicamente las más activas de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM), con segmentos que se han desplazados en tiempos históricos como resultado de terremotos cuyos epicentros se han localizado sobre la traza de las estructuras.

En la zona poniente, en los alrededores de Morelia, el SFMA está constituido por dos lineamientos principales compuestos de varios segmentos. Esta franja define un límite tectónico entre dos distintas provincias geológicas: al norte está el vulcanismo activo plio-cuaternario de la FVTM infrayacido por las secuencias fluvio-lacustres de las cuencas tectónicas en evolución; al sur tenemos las secuencias volcánicas miocénicas de la Sierra de Mil Cumbres y los productos de las estructuras caldericas de Atécuaro y La Escalera.

El origen de las fallas se remonta al Mioceno tardío-Plioceno temprano como un sistema lineal E-O que se inició con la generación de las cuencas alargadas miocénicas de Charo, Maravatío y Venta de Bravo (Israde et. al., 1992; Israde, 1995; Israde and Garduño, 1999).

La tectónica que define el SFMA también controla el vulcanismo, influenciando el emplazamiento de magma de la FVTM. Esto se refleja claramente en la serie de alineamientos E-O de conos volcánicos monogenéticos del Holoceno como los analizados en la zona de Capula-Cerro El Águila-Quinceo y otra en la zona de Queréndaro, así como se relaciona con los sismos tectónicos-magmáticos descritos en el apartado 7.2.3.

Si analizamos conjuntamente en un mapa la distribución de las macroestructuras y las trayectorias del campo de deformación podemos interpretar la dinámica de los sistemas de fallas presentes en la zona de estudio y su posible cinemática de movimiento (Figura 8.2).

En particular las fallas potencialmente activas son todas aquellas que tienen orientaciones favorables con respecto a las direcciones de las líneas de compresión y de extensión horizontales del campo de deformación. Además de su potencial de reactivación se puede predecir cuál puede ser su dirección y sentido de desplazamiento (Figura 8.2).





Noviembre, 2011

143

En este contexto de compresión horizontal NE-SO y extensión horizontal NO-SE pueden estar presentes rasgos estructurales antiguos como los planos de fallas normales NNO-SSE encontrados. En este caso los lineamientos N-S hasta NNO-SSE se reactivan como fallas direccionales o normal-direccionales (con componente derecha si su buzamiento es hacia ESE), como se encontró en muchas estaciones (32Huandaca, 47ElSalto, 28Porvenir, 21Copandar, A13, 5SalErande, 12EntraZina y 53Jerecuaro).

La mayor estructura que responde a esta cinemática es el lineamiento NNO-SSE regional de Tzizio-Valle de Santiago. En la zona al sur del Lago de Cuitzeo entre la zona del Aeropuerto de Morelia, Álvaro Obregón e Indaparapeo esta estructura se ha movido como una gran falla direccional derecha desplazando los escarpes de fallas normales y las depresiones alargadas E-O. A su vez el lineamiento NNO-SSE resulta afectado en algunos

sectores por las fallas E-O con una componente de movimiento lateral izquierdo respondiendo a la cinemática y a la geometría de deformación (Figura 8.3).

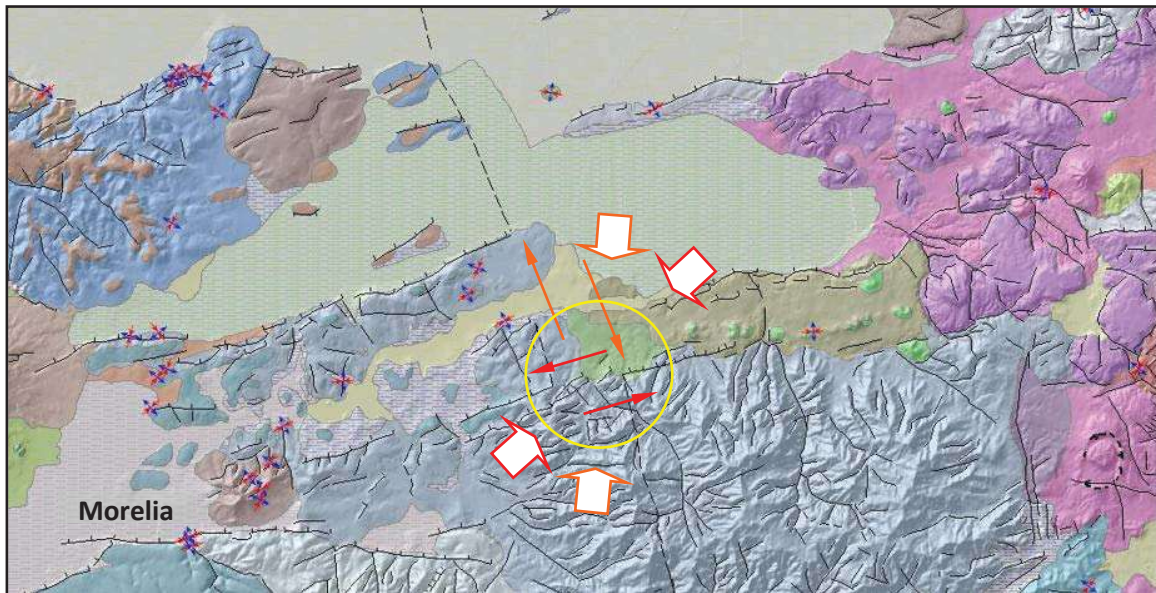


Figura 8.3 Mapa que muestra las fallas y semigraben orientados E-O, desplazados con movimiento lateral derecho por la estructura NNO-SSE de Tzitzio-Valle de Santiago (flechas naranja). Hacia el sur el fallamiento E-O con su componente lateral izquierda desplaza el lineamiento regional NNO-SSE (flechas rojas). Las flechas grandes indican la variación de direcciones de compresión desde NNE-SSO a NE-SO.

En el régimen de esfuerzos compresivos NE-SO (Figura 8.3), la cinemática de las fallamientos indica como los rasgos NNO-SSE influyen generando una componente lateral derecha (flechas naranja), mientras los lineamientos ENE-OSO y E-O funcionan como fallas normales direccionales izquierdas (flechas rojas). Por su parte las fallas NE-SO tenderán a ser normales formando en conjunto una estructura transtensiva “en echelon” (zona de círculo amarillo). Esta acción simultánea de los sistemas de falla no es anómala ya que hemos visto que la dirección de E_y resulta variable de NNE-SSO hasta E-O dependiendo de los sectores pero también ha actuado alternativamente en el Cuaternario como en el caso de la estación 23LaMina.

En conclusión el SFMA es el sistema más joven y activo del sector central de la FVTM, neoformando planos de fallas E-O y NE-SO con movimientos normales o normal-direccionales izquierdos, mientras en otros casos reactiva las estructuras Miocénicas NNO-SSE como fallas laterales derechas.



8.4 RÉGIMEN DE ESFUERZOS

Los sistemas de fallas observados en la región central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM) son diferentes a los sistemas de fallas normales NNO-SSE y pueden ser debidos a esfuerzos de flexión inducidos por gravedad en la parte topográficamente alta del arco y generados por la interacción de placa en la Trinchera Mesoamericana (Dewey y Suárez, 1991), o simplemente son regímenes separados de esfuerzos que controlan regiones separadas (Sutter et al., 2001).

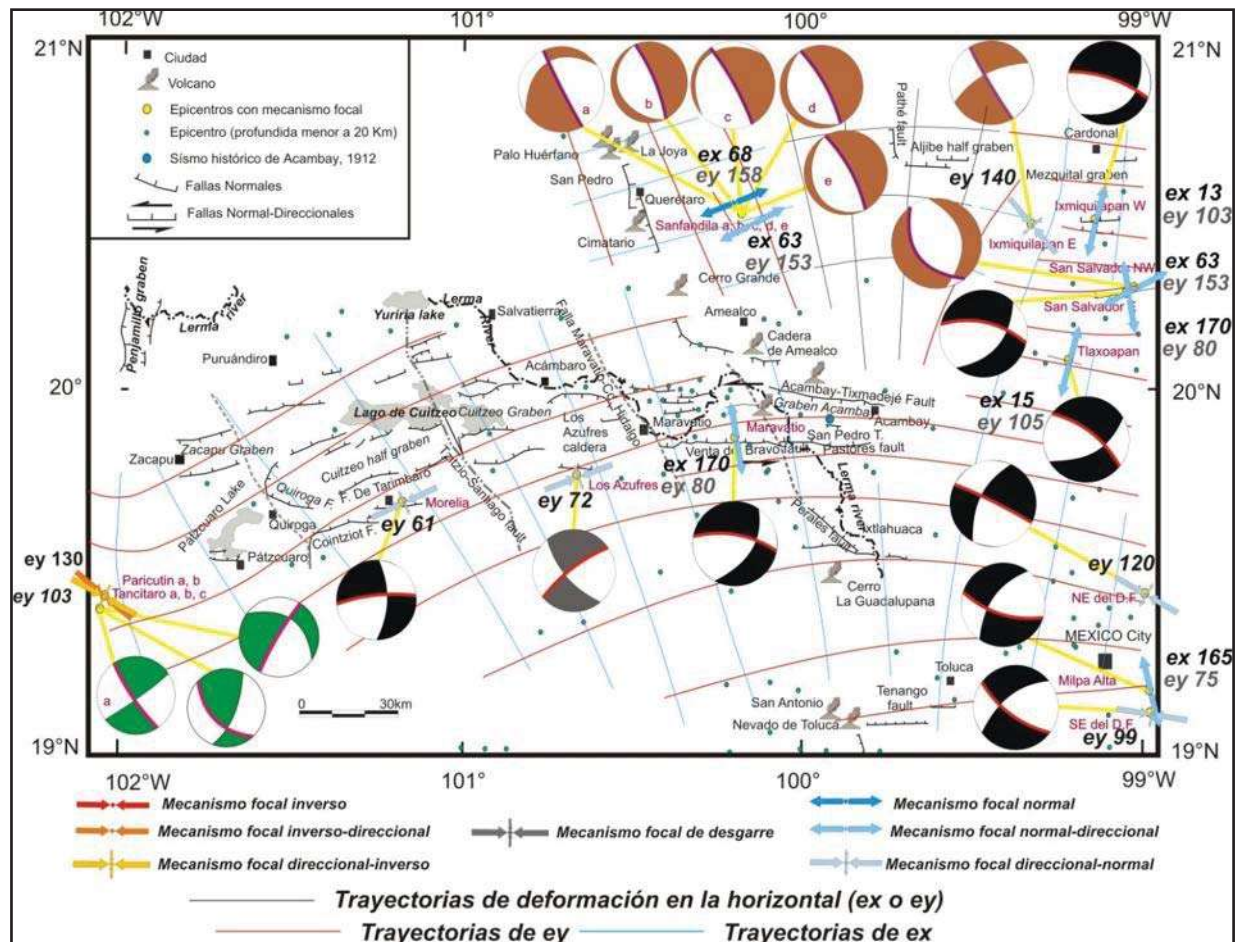


Figura 8.4 Mapa de solución de mecanismos focales de los sismos reportados en la Tabla 7.1. Los mecanismos en blanco y negro son los del sistema de fallas Morelia-Acambay (incluyendo el evento de Los Azufres en gris); los mecanismos en color café son los asociados al sistema de fallas NNO-SSE; los de color verde son de origen tectónico-magmático. La ciclográfica de color en los estereogramas de los mecanismos focales representa la solución de la falla asociada a cada sismo analizado.



Independientemente de su origen, los mecanismos focales comúnmente observados en la región de la FVTM confirman la presencia de un régimen de transtensión lateral izquierda con dirección de extensión orientada de NNO-SSE a N-S, es decir contraria y perpendicular a la del sistema de falla NNO-SSE que indica una extensión ENE-OSO (Figura 8.4).

Por otro lado, el análisis sísmico de mecanismos focales muestra también como en algunas zonas limítrofes del sistema de fallas Morelia-Acambay, ha habido sismos que delatan una actividad del sistema NO-SE, ligado al régimen del “Basin and Range”. Es el caso de los terremotos de Sanfandila, San Salvador NO (Figura 8.4).

Si comparamos las trayectorias del campo de deformación reciente (deformación Plio-Cuaternaria calculada a partir del análisis estructural de poblaciones de fallas) con las trayectorias del campo de esfuerzo actual (calculado de los mecanismos focales de sismos) se puede apreciar cierta uniformidad.

La diferencia está en que las líneas del campo de deformación reciente resultan más detalladas por derivar de un mayor número de datos puntuales (Figura 8.5, líneas delgadas), y pueden reflejar ciertas desviaciones locales a escala menor.

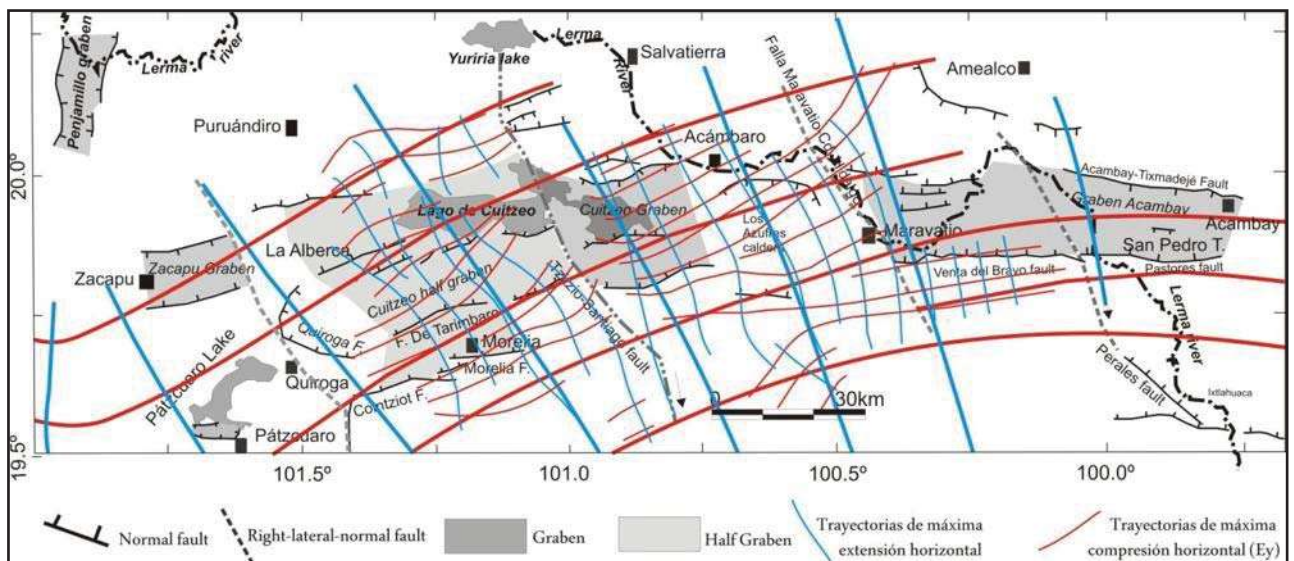


Figura 8.5 Mapa de trayectorias del campo de deformación reciente derivado del análisis de población de fallas (líneas delgadas) en comparación a las trayectorias del campo de esfuerzo actual derivado del análisis de mecanismos focales (líneas gruesas).



Con respecto a las direcciones generales de E_y (máxima compresión horizontal) y E_x (máxima extensión horizontal), los dos campos son claramente paralelos infiriendo que el régimen tectónico instaurado a partir del Plioceno se ha mantenido constante durante el Cuaternario hasta nuestros días.

Otra observación importante es que las trayectorias cambian levemente de rumbo pasando de oeste a este del área de estudio, es decir que hay una rotación de las líneas en sentido horario que hace que la dirección de máxima compresión (E_y) pase de direcciones NE-SO en el sector Pázcuar-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acambaro hasta valores más E-O a partir del sector Maravatio-Acambay. Lo que concuerda con las direcciones de las morfoestructuras a escala regional (Figura 8.5).



8.5 TECTÓNICA Y GEODINÁMICA

Hasta la fecha se han elaborado varias hipótesis para explicar los mecanismos que han dado como resultado la deformación transtensiva del sector central de la Faja volcánica Transmexicana (FVTM).

La extensión puede ser la resultante del colapso paralelo al eje de la FVTM, así como la superficie de compensación isostática debida a la elevación topográfica relativa de la FVTM (Suter et al., 2001), sin embargo, más al este hay también diferencias topográficas sin la presencia de una clara extensión Cuaternaria. De todos modos estos modelos no explican la deformación transtensiva. Otra explicación es la subducción “roll-back” sugerida por Singh y Pardo (1993), junto con la casi horizontalidad del plano de subducción entre los 102°O y los 99°O, asociados al prisma acrecional sedimentario (Karig et al., 1978), y levantamientos locales y regionales reportados a lo largo de la costa en el sur de México (Meschede et al., 1996; Ramírez-Herrera and Urrutia-Fucugauchi, 1999).

El modelo de la convergencia oblicua de la placa de Cocos y la partición del ángulo de subducción de la parte norte de la fosa oceánica, parece la propuesta más razonable de acuerdo con la deformación transtensiva lateral izquierda en el sector central de la FVTM, además éste debería ensancharse. Como se ha demostrado en otras áreas de convergencia lateral (e.g. Aleutianas, Ecuador, Marianas, Sumatra), los azimut de los vectores de inmersión por terremotos de subducción son comúnmente rotados en contra de la componente normal de la trinchera (Beck, 1991; Ego, 1995; Ego et al., 1996; Jarrard, 1986; Ekstrom y Engdahl, 1989; McCaffrey, 1992, 1994; Yu et al., 1993). En este caso la subducción es oblicua, produciendo una partición del ángulo del plano de subducción.

Según Ego et al. (2002), la componente E-O paralela al arco en el sector central de la FVTM es la responsable de acomodamiento de la mayor parte de la componente de deformación paralela a la Trinchera Meso Americana (MAT), mediante las fallas normales direccionales E-O en un sistema transtensional lateral izquierdo.

Los resultados del estudio concuerdan con esta posibilidad sin embargo, se considera que parte de la repartición y acomodamiento también puede ser absorbida por otras estructuras tectónicas. Por ejemplo hay que considerar la presencia y actividad de fallas NNO–SSE normales y normal-direccionales (sistema de fallas Pathé, falla Perales, sistema de falla Querétaro–Taxco) que cortan unidades del Mioceno Tardío hasta al Plioceno (Pasquarè et al., 1986; Ferrari et al., 1994, 2000; Suter et al., 1995b; García-Palomo et al., 2000).



Estos sistemas de fallas heredados de estructuras de la provincia “Basin and Range”, están siendo retomadas por el régimen de esfuerzo actual. Prueba de que siguen activas en algunos sectores es por ejemplo la crisis sísmica de 1988 de Sanfandila en la zona de Querétaro, (Zuñiga et al., 2003). Del estudio estructural de población de fallas se puede avanzar el hipótesis que parte del acomodamiento lo puede absorber la componente normal al arco volcánico a través de la reactivación de los sistemas NNO-SSE que responden al sistema actual de esfuerzo, como fallas direccionales normales con movimiento lateral derecho.



8.6 CONCLUSIONES

Los resultados del estudio geomorfológico, del análisis estructural de población de fallas y el análisis sísmico de mecanismos focales, en conjunto sirvieron para definir la relación entre el campo de deformación reciente y el campo de esfuerzo actual. El estudio de las morfoestructuras y su orientación con respecto al campo de esfuerzo permitió la determinación de los segmentos de fallas potencialmente activos y su probable movimiento.

La integración de los resultados ha llevado a las siguientes conclusiones:

1. La Faja volcánica Transmexicana (FVTM), en su sector central, se ha emplazado sobre una estructura constituida por bloques morfotectónicos hundidos y levantados, limitados por fallas normales NNO-SSE y NO-SE, transversales al sistema de fallas Morelia-Acambay (SFMA). Estos rasgos estructurales son más antiguos que el SFMA y pertenecen a la tectónica conocida como “Basin and Range”.

2. Las estructuras NO-SE y NNO-SSE, heredadas de la tectónica del “Basin and Range”, pueden ser reactivadas. En el área de estudio en su límite sur, el rasgo estructural NNO-SSE más importante es el lineamiento de Tzizio-Valle de Santiago, una antigua estructura de pliegue-falla sepultado que ahora responde al régimen de esfuerzo actual como falla regional direccional derecha (Figura 8.1). En otros sectores de la FVTM (Querétaro, Taxco-San Miguel de Allende) las estructuras del sistema NNO-SSE resultan sísmicamente activas bajo el régimen de deformación de cuencas y sierras alargadas NO-SE (sismos de Sanfandila, San Salvador NO e Ixmiquilapan E), opuesto y coexistente con la deformación del SFMA.

Otra manifestación importante de la influencia de las estructuras NO-SE son los alineamientos volcánicos con estos rumbos presentes en el campo volcánico Michoacán-Guanajuato. Prueba reciente de esta actividad la encontramos en las crisis sísmicas del Tancítaro (1997) y Parícutin (2003), cuyos mecanismos focales de origen magmático revelan fracturas tipo “cracks”, orientadas NO-SE ($E_y=130$), alineadas a la estructura de San Juanico-Buenavista.

3. Los datos cinemáticos indican que el SFMA inicialmente se formó como régimen de máxima compresión horizontal orientado NNE-SSO, principalmente con fallas laterales izquierdas con algunas fallas inversas asociadas, ambas con un desplazamiento incipiente, pero constante a todo lo largo de la FVTM. El desarrollo posterior del sistema fue acompañado por el crecimiento del arco volcánico y por lo tanto el aumento de la



elevación topográfica del mismo. Actualmente, el sistema extensional y ligeramente oblicuo al rumbo del SFMA y FVTM, orientada NNO-SSE. Sin embargo, dado que las fallas laterales e inversas cortan también (aunque en menor número) rocas del Pleistoceno Medio-Tardío y Holoceno.

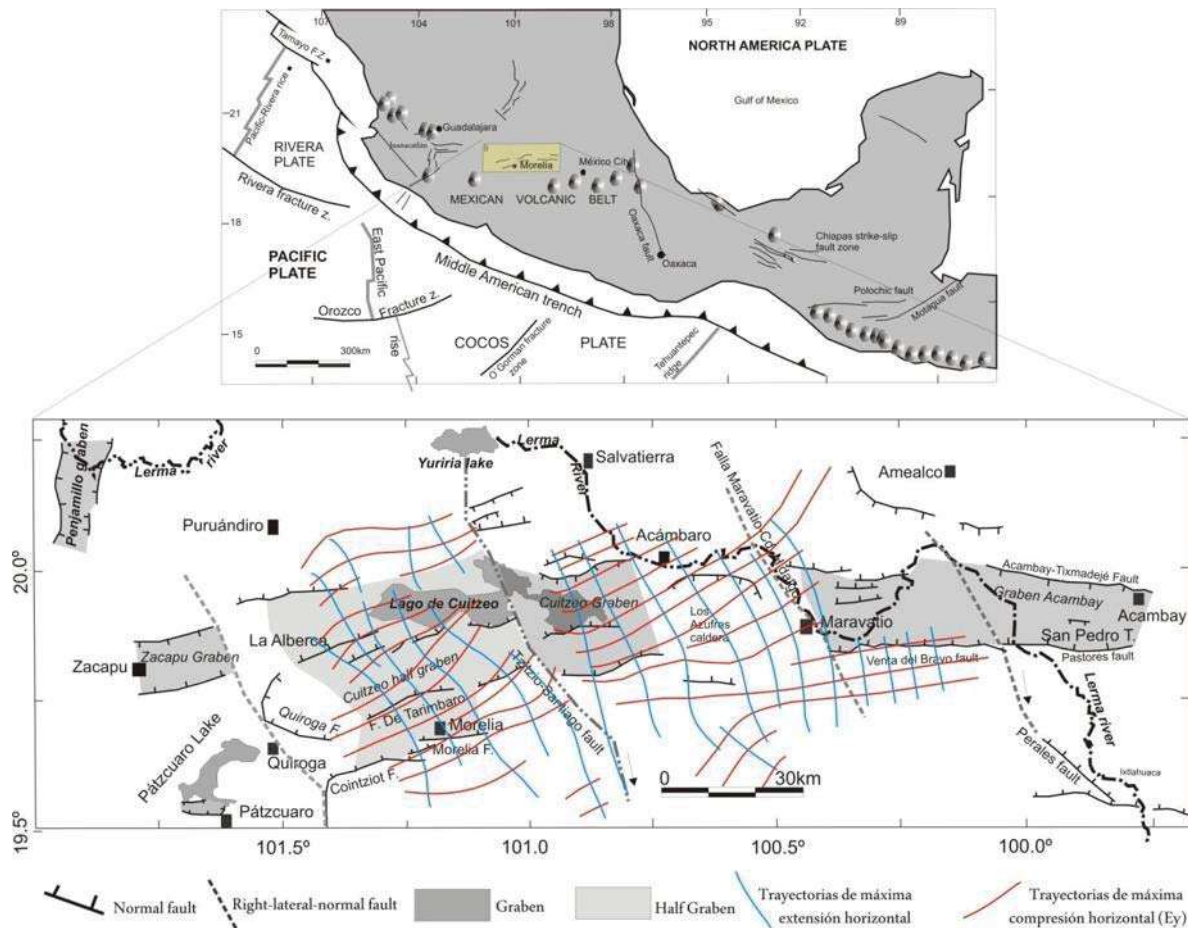


Figura 8.6 Mapa estructural del área de estudio que muestra las trayectorias del campo de deformación reciente derivado del análisis de población de fallas.

4. La dirección de máxima compresión horizontal (E_y) del SFMA resulta variable pero prácticamente en el cuadrante NE-SO (E_y de $N20^\circ$ a $N104^\circ$). Éstas cambian constantemente de rumbo, es decir hay una rotación en sentido horario que hace que E_y pase de direcciones NE-SO en el sector Pázcuar-Zacapu-Morelia-Cuitzeo-Acámbaro hasta valores más E-O a partir del sector Maravatio-Acambay. Lo que concuerda con las direcciones de las morfoestructuras a escala regional (Figura 8.6). En consecuencia la máxima extensión horizontal NO-SE con componente izquierda modela el paisaje en cuencas alargadas limitadas por graben y semigraben E-O normal direccionales y planos



basculados y semigraben NE-SO que obedecen a cinemáticas de fallas en apertura y geometría “en echelon”.

5. Las trayectorias del campo de deformación reciente (deformación Plio-Cuaternaria) y las trayectorias del campo de esfuerzo actual son similares. Sin embargo las líneas del campo de deformación reciente resultan más detalladas y pueden reflejar ciertas desviaciones locales a escala menor. Con respecto a las direcciones generales de máxima compresión y máxima extensión, las trayectorias de los dos campos son claramente paralelos indicando que el régimen tectónico instaurado a partir del Plioceno se ha mantenido constantes durante el Cuaternario y Holoceno (Figura 8.6).

6. El resultado de la recopilación de datos sismotectónicos permite estimar el máximo evento sísmico esperado para esta área, dando un valor de magnitud de $M=7.1$ y con un periodo de retorno entre 60 y 100 mil años (falla de Tarímbaro-Álvaro Obregón). El intervalo mínimo de recurrencia es de 4.5-8 mil años para un sismos de magnitud entre 5.8-6.5, para la falla Central Morelia. La falla de Charo presenta el mismo máximo potencial de magnitud esperada de $M=7.1$, pero con una recurrencia mucho más corta, entre los 6.7 y los 10 mil años. Todos estos segmentos se encuentran cercanos a la ciudad de Morelia, lo que implica la necesidad de llevar a cabo estudios de peligrosidad y riesgo sísmicos detallados.

7. A la fecha se han desarrollado varias hipótesis para explicar por qué el sector central de la FVTM está actualmente en etapa de deformación trastensiva. La hipótesis más en sintonía con los resultados de este estudio, es el modelo de convergencia oblicua. Asumiendo que la componente de deformación de la trinchera es en mayor parte asimilada a lo largo del Sector Central de la FVTM, esto implicaría una transtensión horizontal con componente lateral izquierda con una tasa de desplazamiento de 2 mm/año-7 mm/año a lo largo de las fallas E-O (Ego et al., 2002). Éstas tasas de desplazamiento son del rango de los valores máximos esperados por el Sector Central de la FVTM y parte de la deformación podría ser en parte acomodada en el sector del prisma acrecional mientras otra parte por la reactivación de las estructuras de fallas NNO-SSE.

La manera de comprobar el modelo de convergencia oblicua o de proponer una mejor alternativa es estableciendo los valores reales de movimiento actual del Sector Central de la FVTM y realizar estudios de interferometria con GPS. En este sentido el Departamento de Geología del Instituto de Investigaciones Metalúrgicas de la UMSNH ya está realizando un trabajo de medición de puntos con GPS.



CAPITULO 9

9- REFERENCIAS

9.1 BIBLIOGRAFÍA RELACIONADA CON EL MARCO TEÓRICO Y LA METODOLOGÍA

Abers, G.A. (1997). Collaborative Research (Cornell and Kansas): Constraining the regional stress tensor directly from seismic first-motion observations. *Final Technical Report, USGS Award*, nº 1434-94-6-2439 (html page).

Aleksandrowsky, P. (1985). Graphical determination of principal stress directions on slickenside lineation populations: an attempt to modify Arthaud's method. *Journal of Structural Geology*, 7 (1): 73-82.

Angelier, J. (1979). Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 1.

Angelier, J. (1984). Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geophys. Res.*, 89 (7): 5835-5848.

Angelier, J. (1989). From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, 11 (1/2): 37-50.

Angelier, J. (1990). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, 103: 363-376.

Angelier, J.; Tarantola, A.; Valette, B y Manoussis, S. (1982). Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress. In single phase fault populations: a new method of computing the stress tensor. *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 69: 607-621.

Bott, M.H.P. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.

Brillinger, D.R., Udías, A. Bolt, B.A. (1980). A probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70 (1), 149-170.

Brune, J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.



Cabañas, L. Lindo, R. y Herraiz M. (1996). MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales, *Geogaceta*, 20, 6, 1377-1379.

Carey, E. y Mercier, A. (1987) A numerical method for determining the state of stress using focal mechanism of earthquake populations, *Earth Planet Sci. Lett.*

Das, S. & K. Aki (1977). Fault planes with barriers : a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82, 5648-5670.

De Vicente, G.; Muñoz, A. y Giner, J. (1992a). El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5 (3-4): 7-19.

De Vicente, G., Giner J.L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. Lindo, R. (1996). Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, central Spain, *Tectonophysics*, 266, 405-424.

Galindo Zaldívar, J. y González Lodeiro F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, 2 (2): 90-97.

Geiger, L., (1912). Probability method for the determination of earthquakes epicenters from the arrival time only, *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 60-71.

Gephart, J.W. y Forsyth, D.W. (1984) An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 89, B11: 9305-9320.

Hanks, T.C. y R.K. McGuire (1981). The character of high-frequency strong ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 561-589.

Horiuchi, S., G. Rocco y A. Hasegawa (1995). Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and a large number of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.* 100 (B5), 8327-8338.

Jaeger, J.C. y Cook, N.G.W. (1979). *Fundamentals of rock mechanics*, (3ª ed.). Chapman and Hall, London: 593 pp.

Jurdy, D. y Stefanik, M. (1991). The forces driving the plates: constraints from kinematics and stress observations. En *Tectonic stress in the lithosphere*, Withmarsh, R.; M. Bott, J. Fairhead y N. Kusznir (Eds.): 127-139.



- Krantz, R.W. (1988). Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *Journal of Structural Geology*, 10 (3): 225-237.
- Lana, X. (1986) Estado de esfuerzos calculado a partir de un conjunto de mecanismos focales coherentes. *Rev. de Geofísica*, 42: 53-62.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1993). Interpolation and smoothing methods for regional directional data: paleostress trajectories as an example. *Jour Math. Geology*.
- Lisle, R.J. (1987). Principal stress orientations from faults: An additional constraint. *Annales Tectonicae*, 1 (2): 155-158.
- Michael, A.J. (1987) Use of focal mechanisms to determine stress: a control study. *Journal of Geophysical Research*, 92 (B1): 357-368.
- Marrett, R. y Allmendinger, R.W. (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12 (8): 973-986.
- Michael, A.J. (1984). Determination of stress from slip data: faults and folds. *J. Geophys. Res.*, 89, B13: 11.517-11.526.
- Nakamura, K.; Jacob, K.H. y Davies, J.N. (1978) Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation-Aleutians and Alaska. *Pure Appl. Geophys.*, 115: 87-112.
- Pollard, D.D.; Saltzer, S.D. y Rubin, A.M. (1993) Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?. *Journal of Structural Geology*, 15 (8): 1045-1054.
- Price, N.J. (1969). A dynamic mechanism for the development of second order faults. En: A.J. Baer y D.R. Morris (Eds.) *Proceedings Conference on research in tectonics (Kink-bands and brittle deformation)*: 49-90.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983) *The technics of modern structural geology. vol I strain analysis*. Academic Press (London): 307 pp.
- Reches, Z. (1978). Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47: 109-129.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.



Reches, Z. (1987). Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7 :849-861

Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111-132.

Reches, Z.; Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, 97 (B9): 12481-12493.

Ritz, J.F. (1994) Determining the slip vector by graphical construction: use of a simplified representation of the stress tensor. *Journal of Structural Geology*, 16 (5): 737-741.

Rivera, L.A. (1989). *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctorat. Université Louis-Pasteur de Strasbourg, 266 pp.

Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990). Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80 (3), 600-614.

Simón Gómez, J.L.; Serón, F.J. y Casas, A. (1988). Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, 2 (1): 21-32.

Vasseur, G.; Etchecopar, A. y Philip, H.(1983) Stress state inferred from multiple focal mechanisms, *Ann. Geophys.*, 1, 291-297.

Vince, C. (2004). A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologists. Baylor University (Vince_Cronin@baylor.edu).

Will, T.M. y Powell, R. (1992) A robust approach to the calculation of paleostress field from fault plane data: Reply. *Journal of Structural Geology*, 14 (5): 639-640.

Wortel, M.J.R. y Cloetingh, S. (1986). On the dynamics of convergent plate boundaries and stress in the lithosphere. En: *The origin of arcs*, F.C. Wenzel (Ed.), Elsevier (Amsterdam): 115-139.

Zoback, M.L. y Magee, M. (1991). Stress magnitudes in the crust: Constraints from stress orientations and relative magnitude data. En Ehitmarsh, R.B., M.H.O. Bott, Fairhead, J.D., y Kusznir, N.J. (Eds.), *Tectonic*



9.2 BIBLIOGRAFÍA RELACIONADA CON LA TEMÁTICA DE LA INVESTIGACIÓN

Aguirre-Díaz, G. J., Nelson, S. A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), en

Aguirre-Díaz, G. J., Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico - A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly excursions: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 1, 1-39.

Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001, The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., 1998, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: *Geology*, 26(7), 591-594.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., 1999, Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt: Reply: *Geology*, 26(7), 591-594.

Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. F., Xu, S. S., 2002, El sistema de Fallas Taxco- San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post- Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.

Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens in the southwest México: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 473-485.

Allan, J., Nelson, S., Luhr, J., Carmichael, I., Wopat, M., Wallace, P., 1991, Pliocene-Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: an exotic terrain in the making, *en* Dauphin, J., Simoneit, B. (eds.), *The gulf and peninsular province of the Californias*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 425-445.

Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *en* Winterer, E., Hussong, D., Decker, R. (eds.), *The northeastern Pacific Ocean and Hawaii*: Boulder, CO, Geological Society of America, *The geology of North America*, N, 21-72.



Astiz, L., 1986. The 1912 Acambay, Mexico ($M_s=7.0$) earthquake: a reexamination. Bol. Un. Geof.Mex. II,17.

Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: Geofísica Internacional, 31, 467-473.

Barrier, E., Borgois, J., Michaud, F., 1990, Le systeme de rift actifs du point triple de Jalisco: vers un proto-golfe de Jalisco: Comptes Rendus de l'Academie des Science, Paris, 310, 1513-1520.

Blatter, D., Carmichael, I., Deino, A., Renne, P., 2001, Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: basaltic andesites to dacites, with contemporaneous shoshonites and high-TiO₂ lava: Geological Society of America Bulletin, 113(10), 1324-1342.

Cabral-Cano, E., Lang, H., Harrison, C., 2000a, Stratigraphic assessment of the Arcelia-Teloloapan area, southern Mexico: implications for southern Mexico's post-Neocomian tectonic evolution: Journal of South American Earth Sciences, 13, 443-457.

Cabral-Cano, E., Draper, G., Lang, H., Harrison, C., 2000b, Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region, southern Mexico: Journal of Geology, 108, 427-446.

Campa, M. F., Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.

Campos-Enríquez, J., Arroyo-Esquivel, M., Urrutia-Fucugauchi, J., 1990, Basement, curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data: Tectonophysics, 172, 77-90.

Cantagrel, J.-M., Robin, C., 1978, K-Ar dating on eastern mexican volcanic rocks- relations between the andesitic and the alkaline provinces: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 5, 99-114.

Carrasco-Núñez, G., Ban, M., 1994, Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltépetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltépetl volcano summit area: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, 9, 1 mapa, texto explicativo.



Capra, L., Macías, J., Garduño, V., 1997, The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36(3), 161-179.

Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, 21, 419-422.

Cervantes P., and Wallace P., 2003, Role of H₂O in subduction zone magmatism: new insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico: *Geology*, 31, 235-238.

Contreras, J., Gómez-Tuena, A., 1999, Effect of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Transmexican volcanic belt. Comment: *Geology*, 27, 571-572.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México Instituto de Geología, Revista, 2, 172-187.

DeMets, C., Traylen, S., 2000, Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American and the mantle: *Tectonophysics*, 318, 119-159.

DeMets, C. y Stein S. 1990, Present-day kinematics of Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern Mexico: *Geos, Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*, v. 15, núm. 2, p. 63-64.

DeMets, C., Gordon, R., Argus, D., Stein, S., 1994, Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359, 189-208.

Engelbreton, A., Cox, A., Gordon, R., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 206, 64 p. *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana* 277.

Ferrari L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, 32, 77-80.



Ferrari L., Conticelli S., Vaggelli C., Petrone C., and Manetti P., 2000. Late Miocene mafic volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 161-185.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991, Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.

Ferrari L., V.H. Garduño, G. Pasquaré, A. Tibaldi. 1994. "Volcanic and tectonic evolution of central México: Oligocene to present." *Geofísica International*, Vol. 33, Num. 1, pp. 91-105.

Ferrari L., Gonzalez Cervantes N., López Martínez M., Jacobo Albarrán J., Mena M., Silva Romo G., Mendoza Rosales C., 2003. Volcanic record and tectonics of the Mexico City basin: *GSA Cordilleran Section Meeting Abstract volume*.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. J., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México; from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 27, 303-307.

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Aguirre-Diaz G. and Carrasco-Nuñez G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 303-306. This paper includes additional material in the GSA Data Repository www.MantlePlumes.org © MantlePlumes.org

Ferrari L., and Rosas-Elguera, J., 1999. Alkalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? Comment to the article by Marquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., Verma, S. P., *Geology*, 27, 1055-1056.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised, *en* Aguirre-Díaz, G., Delgado-Granados, H., Stock, J. (eds.), *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 42-64.

Ferrari L., López-Martínez M., Rosas-Elguera J., 2002, Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon plate: *Tectonics*, 21(4), 17-1/24.



Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003b, Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343-378.

Fucugauchi, J., Sánchez-Castellanos, E., Alday-Cruz, R., 1992, Estructura de la litósfera superior a lo largo del Trópico de Cáncer: *Geos*, 12, 75-76.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central México: *Tectonophysics*, 318, 281-302.

Garduño V. H., 1987. Estudio geológico preliminar del área de Tlalpujahua, Senguio, Mich. Comisión Federal de Electricidad. Reporte Interno. GG 2/87. pp. 30.

Garduño V.H., L. C. A. Gutierrez-Negrin. (1990). "Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano". *Geofísica Internacional* (1992), Vol. 31. Num. 4, pp.417-429.

Garduño-Monroy, V., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G., 2001, Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 37-54.

Garduño, V., Tibaldi, A., 1991, Kinematic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, II, 312(2), 135-142.

Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C., Goldstein, S., Ortega-Gutiérrez, F., Carrasco-Núñez, G., 2003, Temporal control of subduction magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: mantle sources, slab contributions and crustal Contamination: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(8), doi:10.1029/2003GC000524, 1-33. Disponible en línea.

Herrmann, U., Nelson, B.K. & Ratschbacher, L., 1994: The origin of a terrane: U-Pb systematics and tectonics of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13, 455-474



Israde I., 1995. Bacini Lacustri dal Settore Centrale dall' arco vulcanico messicano. Stratigrafia ed evoluzione vulcanotettonica basata sulle diatomme. PhD thesis. Universttà degli studi di Milano. 254p.

Israde I., 1998. Neogene diatoms of the central sector of the Mexican Volcanic Belt (Cuitzeo Lake) and its relationship with the volcano tectonic evolution. Quaternary International. Special publication. (43/44): 137-143.

Israde I., 1999. Lagos tectonicos y Volcanicos en: Garduño, Corona P., Israde I., Mennella y Arreygue E., La carta geologica de Michoacán. Escala 1:250,000''. Corona Chavez e Israde Isabel, Editores. P.p. 45 a 73.

Israde I. y Garduño V.H., 1999. Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: The evolution of the lake neogene Cuitzeo Basin System (Central Western Mexico). Special Issue. In "Ancient and Recent lacustrine sustems in convergent margins". L. Cabrera y A. Saenz. Eds. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. Vol. 151 N° 1-3 PP. 208-227.

Israde I., Rodrigo V., Ma. Lozano García S. Bischoff J., Domínguez G., Garduño V.H., 2002. Evolución Paleolimnológica del Lago Cuitzeo, Michoacán durante el Pleistoceno-Holoceno, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 62, núm. 3, 2010, p. 345-357.

Höskuldsson, A., Robin, C., 1993, Late Pleistocene to Holocene eruptive activity of Pico de Orizaba, Eastern Mexico: Bulletin of Volcanology, 55, 571-587.

Johnson, C.A., 1986, A study of neotectonics in central Mexico from a LANDSAT Thematic Mapper imagery: Coral Gables, Florida, University of Miami, Rosentiel School of Marine and Atmospheric Science, Thesis, Master of Sciences, 112 p. (inérita).

Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Jodicke, H., 2000, Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by mangetotelluric transfer functions: Tectonophysics, 327, 1-13.

Kostoglodov, V., Bandy, W., 1995, Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates: Journal of Geophysical Research, 100(B9), 17977-17989.

Langridge, R., Weldon, R., Moya, J., Suárez, G., 2000, Paleoseismology of the 1912 Acambay earthquake and the Acambay-Tixmadejé fault, Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research, 105, 3019-3037.



Martínez. S. M. y B. Hobson, 1907, "Restos de plantas en Basalto" Boletín de la Sociedad Michoacana de Geografía y Estadística. Tomo III. 15:238-240.

Marquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., and Verma, S. P., 1999, Alkalic (OIB type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican Volcanic Belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.

Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J., 1999c, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150.

Martínez-Reyes, J., y Nieto-Samaniego, A.F., 1990,. Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, núm. 1, p. 33-50.

Moncayo R., I. Israde- Alcantara y V. H. Garduño, 2001. La cherahuita hubsina Tumeri (pices goodeidae), como caso de restricción geográfica de una especie endémica del Lerma. Características de su identidad Taxonomica y distribución en el tiempo. *Hidrobiologica*. 11(1): 1-18.

Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S. E., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 106, p. 383-394.

Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías- Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Solís- Pichardo, G., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., 1999, Tertiary arc magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Science*, 12, 513-535.

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote L.A., Damon, P.E., 1985, Geochronologic, petrologic, and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 24, 623-663.

Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe- Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation in Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.



Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí i Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 285-318.

Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of the subducted ocean lithosphere: Geological Society of America Bulletin, 93, 514-523.

Nixon, G. T., 1989, The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (219), 58 p., 1 mapa.

Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L., Eguchi, M., Tagami, T., Petrone, C., Jacobo-Albarran, J., 2003, The Eastern Alkaline Province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz State, *en* 99ª Reunión Anual, Geological Society of America, Cordilleran Section, Puerto Vallarta, Jal., Libro de resúmenes, p. 58.

Orozco-Esquivel M.T., Ferrari L., Tagami T., Eguchi M., and Petrone C., 2003. The eastern alkaline province (Mexico) revised: geology, geochronology and geochemistry of Neogene volcanism in Veracruz state. GSA Cordilleran Section Meeting Abstract volume.

Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R. L., Speed, R. C., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *en* Speed, R. C. (ed.), Phanerozoic evolution of North American continent-ocean transition: Boulder, Colorado, Geological Society of America, DNAG Continent-Ocean Transect Volume, 265-306.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana, quinta Edición, escala 1:2 000 000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.

Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, 146, 353-364.

Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V.H., Tibaldi, A., y Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacán: Boulder, Geological Society of America, Map and Chart series, MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.



Pardo, M., Suarez, G., 1993, Steep subduction geometry of the Rivera Plate beneath the Jalisco Block in western of México: Geophysical Research Letter, 20, 2391-2394.

Pardo, M., Suarez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México; seismic and tectonic implication: Journal of Geophysical Research, 100, 12357-12373.

Polak, B., Kononov, V., Prasolov, E., Sharkov, I., Prol-Ledezma, R. M., González, A., Razo, A., Molina-Berbeller, R., 1985, First estimations of terrestrial heat flow in the TMVB and adjacent areas based on isotopic compositions of natural helium: Geofísica Internacional, 24, 465-476.

Pradal, E., Robin, C., 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 201-215.

Prol-Ledezma, R., Juárez, G., 1985, Silica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 24, 609-622.

Ratschbacher, L., Merle, O., Davy, Ph. & P. Cobbold, 1991: Lateral extrusion in the Eastern Alps, part I: boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10, 245-256

Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995, Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, 107, 612-626.

Robin, C., Boudal., 1987, A gigantic bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl: Journal of Geology and Geothermal Research, 31, 115-130.

Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A., Archibald, D., 2003, Counterclockwise rotation of the Michoacan block: implications for the tectonics of western Mexico: International Geology Review, 45, 814-826.

Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, Tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico: International Geology Review, 40, 350-362

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D. J., Hernández-Bernal, M. S., Solís- Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochemical evidence: Tectonics, 14, 1339-1350.



Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., 2005, Geochemical evidence for mantle origin and crustal processes from products of Popocatepetl and surrounding monogenetic volcanoes: *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.

Sedlock, R., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R., 1993, Tectonostratigraphic terranes and the tectonic evolution of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 278, 153 p.

Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S. P., 2000, Beyond subduction and plume: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 42, 1116-1132.

Smith, D., Nuckels, C., Jones, R., Cook, G., 1979, Distribution of heat flow and radioactive heat generation in northern Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 84, 2371-2379.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Farrar, E., 1995, The Acambay graben; active intraarc extensión in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Tectonics*, v. 14, núm. 5, p. 1,245-1,262.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., y Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Seismological Society of America, Bulletin*, v. 86, núm. 6, p. 1,952-1,963

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C. A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.

Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G. J., Farrar, E., 1995a, The Acambay graben: active intra-arc extension in the Trans-Mexican Volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1245-1262.

Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995b, The Aljibes half-graben –Active extension at the boundary between the Trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range province, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627-641.

Suter, M., 2001, the historical seismicity of Northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32° N, 106-111° W): *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 521-532.



Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans- Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, 113(6), 693-703. *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana* 283.

Suter M., Lopez Martinez M., Quintero O. and Carrillo M., 2001, Quaternary intraarc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt: GSA Bulletin, 113, 693-703.

Szynkaruk, E., Garduño-Monroy, V., Bocco, G., 2004, Active fault systems and tectono-topographic configuration of the central Trans-Mexican volcanic belt: Geomorphology, 61, 111-126.

Urbina, F., Camacho, H., 1913, La zona megasísmica de Acambay- Tixmadejé, Estado de México, conmovida el 19 de noviembre de 1912: Boletín del Instituto Geológico de México, 32, 125.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986, Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-Preliminary report: Geofísica Internacional, 25(4), 559-573.

Valdés, C., Mooney, W., Singh, S., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J., Helsley, C., Lewis, B., Mena, M., 1986, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurments: Bulletin of the Seismological Society of America, 76, 547-563.

Verma S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related mafic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth? Geology, 30, 1095-1098.

Verma, S. P., Carrasco-Núñez, G., 2003, Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for the discrimination of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt province: International Geology Review, 45, 724-752.

Wortel, M.J.R., and Spakman, W., 2000, Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region: Science, 290, 1910-1917.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern México: implications for Paleozoic North American tectonics: Geological Society of America Bulletin, 103, 817-828.

Ziagos, J., Blackwell, D., Mooser, F., 1985, Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: Journ



MARCO TEÓRICO ESTRUCTURAL

Un estudio de neotectónica debe definir tanto el campo de esfuerzos tectónicos actual, mediante el análisis de los eventos sísmicos (estudio de mecanismos focales), así como la deformación cuaternaria, mediante el análisis de los sistemas de fallas (estudios de geología estructural y morfoestructural).

La importancia de este tema consiste en considerar la orientación relativa de una falla con respecto al campo de esfuerzos de la zona, como uno de los criterios para que dicha falla requiera una investigación detallada. Los argumentos clásicos para clasificar una falla como del potencialmente activa (evidencia de desplazamiento en el Cuaternario; relación directa con la sismicidad de la zona y vinculación estructural con otras fallas activas) no resultan concluyentes, es necesario investigar si la falla está o no orientada de manera favorable al campo de esfuerzos. Si la respuesta es afirmativa o no concluyente, se requiere pasar a un nivel de detalle y estudiar los efectos de las fallas sujetas a desplazamientos. El conocimiento de los campos de esfuerzo-deformación presentes en una zona se convierte así en una información de primer orden en el análisis del peligro sísmico de una zona determinada.

El estado de esfuerzos-deformación de una región resulta fundamental para definir el concepto de estructura tectónica que puede generar sismos, deformación tectónica superficial y tipo fallas dentro del régimen sismotectónico actual. Esto queda caracterizado por, al menos, uno de los siguientes puntos:

1- Presencia de deformación superficial, o existencia de depósitos sismogénico, recurrente en los últimos 500.000 años o de, al menos una vez, en los últimos 50.000 años.

2 - Asociación relacionada con uno o más terremotos importantes o con una actividad sísmica sostenida, la cual está normalmente acompañada por deformaciones superficiales significativas.

3 - Asociación estructural de origen tectónica que pueda acompañar en el movimiento de la fuente principal. Proyecto World Stress Map (Zoback et al., 1989; Zoback, 1992) en Enero de 1997.

1. EL ORIGEN DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS Y LA ESCALA DE OBSERVACION

El desarrollo de la teoría de la tectónica de placas en la década de los sesenta ha conducido a un gran avance y entendimiento de un amplio rango de procesos tectónicos. Así, y de un modo consistente con las principales predicciones de la tectónica de placas, se ha demostrado que la mayor parte de la actividad tectónica y volcánica, y un 90% de la sismicidad mundial se producen cerca de los límites de las placas, debido a las fuerzas relacionadas con movimientos relativos de tipo transformante, convergente y divergente (Figura 1).

La interacción de estos movimientos, junto a las fuerzas gravitacionales da lugar a tres regímenes de esfuerzos tectónicos fundamentales; respectivamente: cizalla (desgarre), compresión y extensión. Este estado de esfuerzos suele medirse mediante el factor de forma R (apartado 5.2).

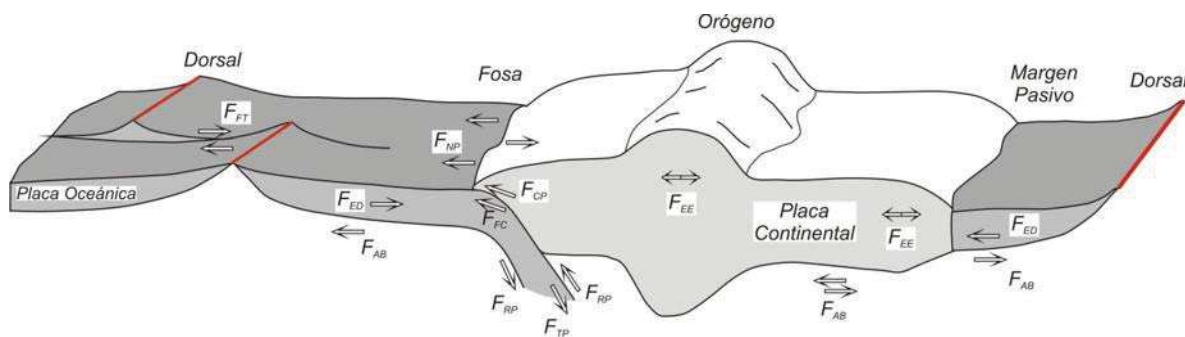


Figura 1 Esquema que muestra los diferentes ambientes tectónicos y las fuerzas que los dominan (ver texto).

Las compilaciones a escala planetaria de datos de esfuerzos (World Stress Map Project, Zoback et al., 1989; Zoback, 1992) y numerosos estudios numéricos desarrollados por diversos autores (Cloetingh y Wortel, 1985, 1986; Wortel y Cloetingh, 1981, 1983, 1986; Jurdy y Stephanik, 1991; Wortel et al., 1991; Richardson, 1992; Grünthal y Stromeyer, 1992; Gölke y Coblentz, 1996; Gölke, 1996) han demostrado que el patrón primario del campo de esfuerzos a escala global, está claramente relacionado con las fuerzas conductoras tales como el empuje de la dorsal (F_{ED} , Figura 1) y la tracción de la placa que subduce (F_{TP}). Las evidencias se encuentran en el hecho de que los campos de esfuerzos intraplaca son fundamentalmente de tipo compresivo (σ_1 horizontal), así como en la existencia de dominios de esfuerzos uniformes que alcanzan varios miles de kilómetros (Norteamérica o Europa occidental; Zoback, 1992; Müller et al., 1992).

No obstante, y aunque las trayectorias son uniformes a escala global, en algunas regiones las direcciones de los esfuerzos no son siempre paralelas a las trayectorias del movimiento relativo entre las placas.

Por otra parte, los modelos geodinámicos desarrollados para estas zonas de difícil ajuste, realizados a una menor escala y teniendo en cuenta la presencia de bloques entre las grandes placas tectónicas, parecen ajustar mejor que las trayectorias de esfuerzos globales para esa región (Drewes y Geiss, 1986; Rebaï et al., 1992). Esto se debe a que la realización de los modelos a una menor escala permite considerar la presencia de heterogeneidades y discontinuidades que no se pueden incluir en los modelos de escala mayor. En este sentido, numerosos trabajos desarrollados a escalas regionales o de afloramiento (Mattauey y Mercier, 1980; Xiaohan, 1983; Simón, 1984; Guimerá, 1988; Casas, 1990; etc.) demuestran que la orientación de los esfuerzos tectónicos en un lugar determinado puede ser muy diferente de las direcciones medias de los esfuerzos regionales, debido a las estructuras locales y heterogeneidades de la corteza (Figura 2).

Sin embargo, y a pesar de que estos estudios realizados a una escala menor muestran variaciones importantes en las orientaciones de esfuerzos, sus trayectorias son consistentes con la cinemática de las estructuras que se observan a nivel regional.

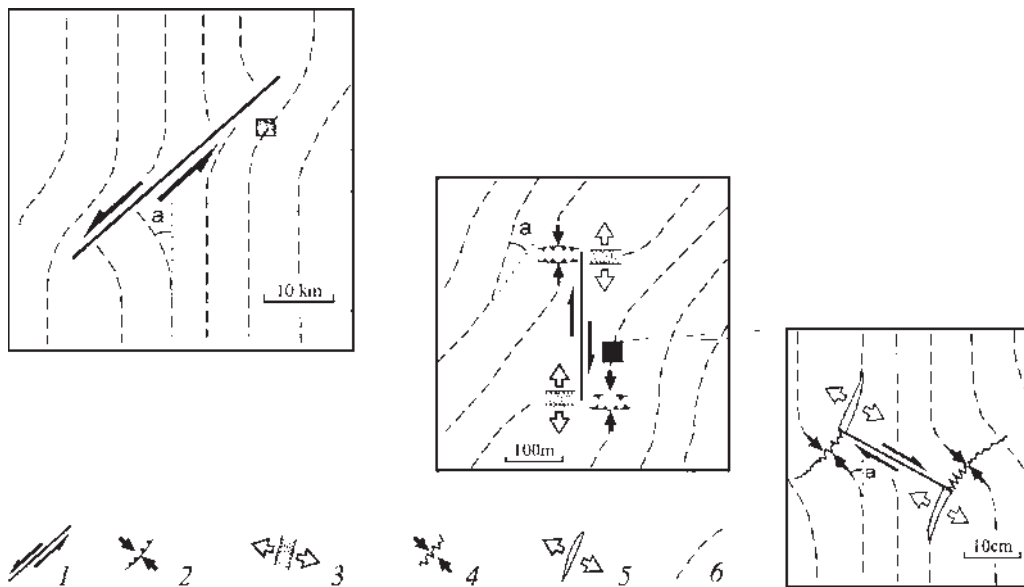


Figura 2 Estructuras geológicas que presentan una cinemática compatible pero desarrollada a diferentes escalas. 1-Fallas de desgarre izquierda, 2-Fallas inversas, 3-Fallas normales de extensión, 4-Juntas de presiones, 5-fracturas de extensión, 6-Trayectorias del campo de deformación indicando la dirección de máxima compresión horizontal (acortamiento). Las líneas punteadas representan el campo de esfuerzos a diferente escala.

Todas estas apreciaciones, que inciden sobre los problemas de escala inherentes a la definición del estado de esfuerzos, han llevado a Rebaï et al. (1992) a introducir el concepto de estado de esfuerzos medio a una escala determinada. Asociado a este concepto, y aplicados a cualquier escala, se deducen las desviaciones de esfuerzo, definidas por estos autores como las diferencias angulares entre la dirección de esfuerzo local y la dirección de esfuerzo medio definido a una escala mayor, debidos a los cambios locales en la geometría de los sistemas de falla (Figura 2).

2 DISTRIBUCION DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS EN LA CORTEZA SUPERIOR

Los estudios recientes sobre la distribución espacial de los esfuerzos tectónicos activos, muestran una buena correlación con las variaciones en la orientación de los ejes principales de esfuerzos, aunque se ha observado que éstos pueden cambiar horizontal o verticalmente, tanto en orientación como en tipo de esfuerzos (cambios en la forma del tensor).

Los factores que controlan estas variaciones son, fundamentalmente, (Sassi y Faure, 1996):

- 1) Variación de la posición estructural
- 2) Presencia de fallas de orden mayor
- 3) Cambios en la reología (propiedades mecánicas) de las rocas
- 4) Presencia de presiones de fluidos anómalas
- 5) Las condiciones de contorno

Además se deben de considerar los posibles cambios en la geometría del plano de falla y la posible reactivación de la estructura.

2.1 Cambios del factor de forma del tensor de esfuerzos y permutaciones de los ejes principales

La descripción geométrica y la cinemática de fallas obtenidas en campo muestran que estas no se producen de manera aislada, y que no suele aparecer un único tipo de fallas, sino que suele haber relaciones más o menos complejas. No obstante, son comunes los tránsitos entre zonas con fallas mayoritariamente inversas y otras con predominio de

desgarres, y entre éstas y áreas en extensión, sobre todo en relación al antepaís de cinturones de cabalgamiento y de zonas de subducción oblicuas.

Estas situaciones producen intercambios coaxiales entre los ejes de esfuerzos principales, así como variaciones en la forma del tensor, aunque la máxima compresión horizontal permanece en la misma dirección (paralelo a la dirección Y, Figura 3-A). A estas permutaciones se denominan **primarias** (Giner-Robles 2003).

Si hay un intercambio entre la compresión y extensión horizontales, la permutación será secundaria (Figura 3-B).

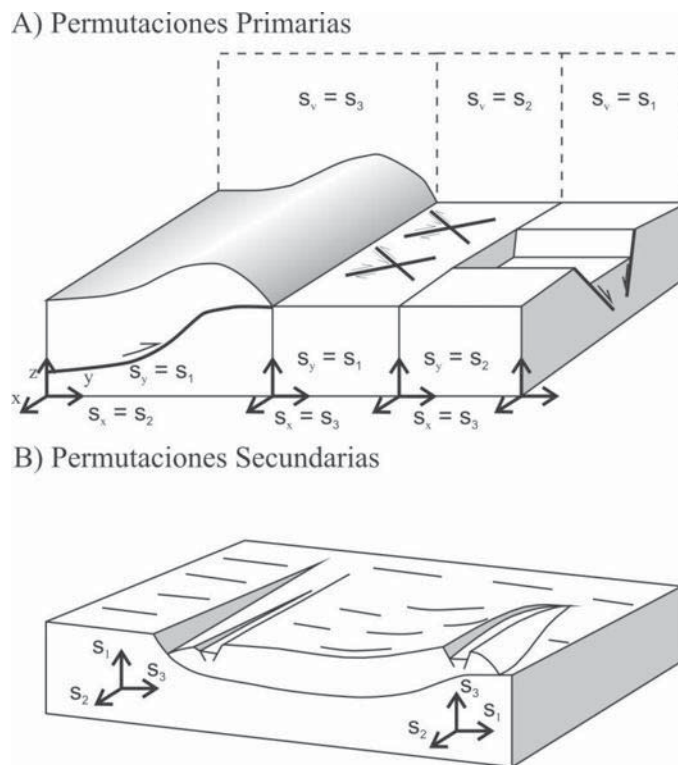


Figura 3 Ejemplo de permutaciones primarias y secundarias de los ejes principales de esfuerzos $S_1 \geq S_2 \geq S_3$. S_y es la dirección de máxima compresión horizontal (para la explicación ver texto) (Giner-Robles et al. 2003).

En el caso de medidas de esfuerzos a partir de fallas neotectónicas (esfuerzos recientes) hay otro factor importante que se debe tener en cuenta, y es que a lo largo del tiempo, un mismo volumen de roca puede pasar de un régimen de esfuerzos a otro. Los posibles cambios debidos a este factor, más evidentes cuanto más tiempo se considere, pueden definirse con los mismos criterios espaciales. Es decir, permutaciones primarias y secundarias.

Ante esta situación general, en la que normalmente no se conocen a priori todas las posibles causas de las variaciones de la forma del tensor, sobre todo en un estudio de carácter regional, conviene utilizar metodologías capaces de identificar las relaciones entre fallas y los mecanismos focales asociados a terremotos mecánicamente compatibles (permutaciones primarias) e incompatibles (permutaciones secundarias).

Estos fenómenos geológicos se han podido reproducir recientemente mediante modelos numéricos (elementos finitos) y análogos a escala reducida (experimentos tipo caja de arena). Así, y como comentábamos en el apartado anterior, se han podido comprobar variaciones en la horizontal del campo de esfuerzos debido a la presencia de fallas (Sassi y Faure, 1996), o a la distinta posición estructural.

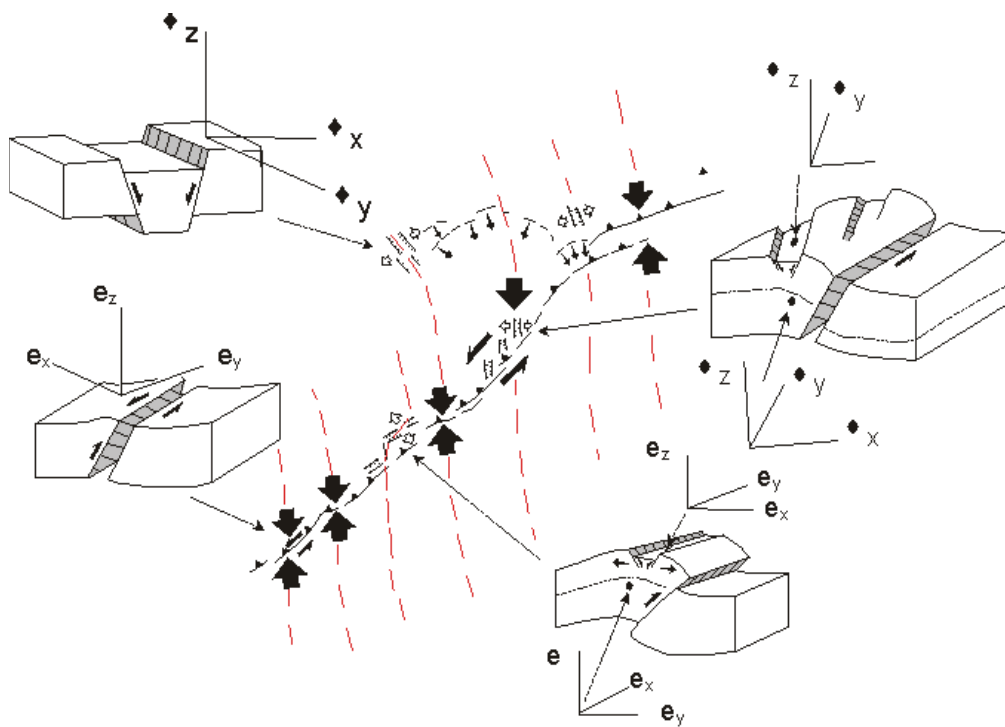


Figura 4 Variaciones de estructuras compatibles en una zona transpresiva. Las líneas indican las direcciones de campo de dirección E_y de máximo acortamiento (coincidente con el de compresión máxima).

Las variaciones en la reología de la corteza superior en un mismo sistema también dan lugar a distribuciones de esfuerzos diferentes y las variaciones en profundidad de la forma del tensor de esfuerzos (R) podrían explicarse por este factor.

Ante esta situación general, en la que normalmente no se conocen a priori todas las posibles causas de las variaciones de la forma del tensor, sobre todo en un estudio de carácter regional, conviene utilizar metodologías capaces de distinguir entre fallas o

mecanismos focales de terremotos mecánicamente compatibles (permutaciones primarias) e incompatibles (permutaciones secundarias).

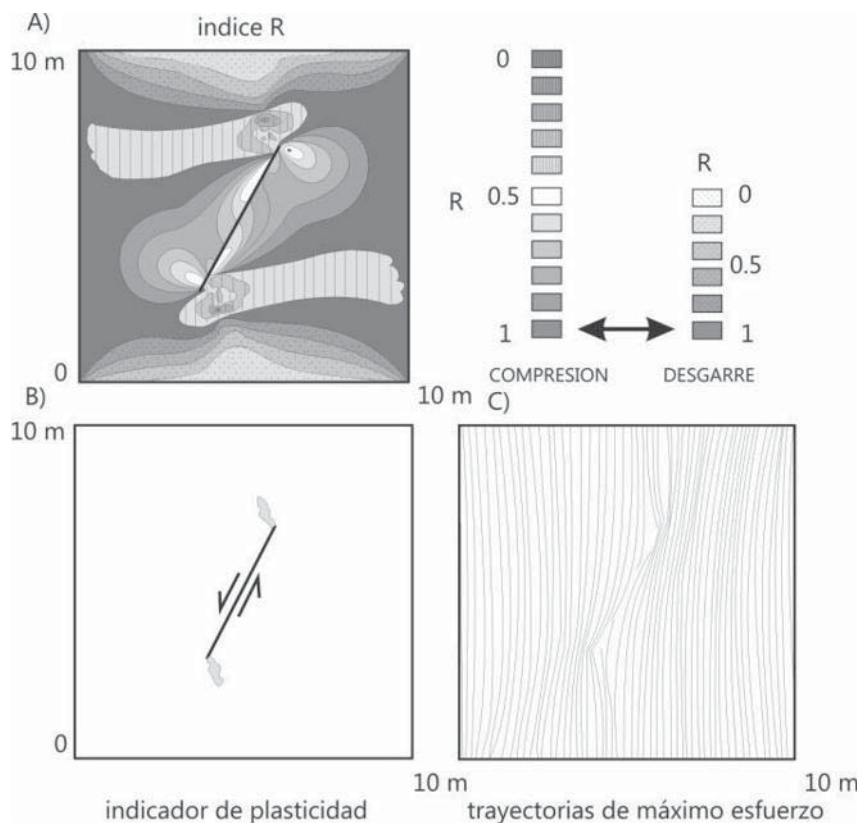


Figura 5 Variación la forma del tensor de esfuerzos $R = (S_2 - S_3) / (S_1 - S_3)$ y trayectoria de máximo esfuerzo.

Afortunadamente, el problema resulta similar al análisis de poblaciones de fallas originadas por más de un evento de deformación (paleoesfuerzos polifásicos), ya resuelto por alguno de los métodos que se describirán a continuación.

Otros métodos, que asumen como condición inicial que la situación tectónica sea homogénea (R similar), como el de Rivera (1989) y Rivera y Cisternas (1990), deberían aplicarse, en el caso de estudios regionales, después de detectar las incompatibilidades mecánicas de los datos de partida, o mediante una exploración espacial utilizando una ventana que permita verificar la hipótesis de homogeneidad (Figura 5).

Esto indica que, por lo general, el número de permutaciones que encontraremos en los datos de fallas neotectónicas será mayor que el procedente de los datos de la sismicidad actual.

3. TÉCNICAS DE MEDIDAS DE ESFUERZOS TECTÓNICOS ACTIVOS Y CRITERIOS DE DETERMINACIÓN DEL CAMPO ESFUERZO-DEFORMACIÓN

Para poder establecer un análisis de los esfuerzos actuales y recientes en un área concreta, debemos conocer la evolución del campo de esfuerzos en esa zona. Para determinar esa evolución debemos establecer, en primer lugar, el período neotectónico. Es decir, debemos determinar, tanto los campos de paleoesfuerzos relativamente recientes, como el campo de esfuerzos actual.

3.1 Determinación del estado de esfuerzo actual

Para obtener el estado de esfuerzos actual se utilizan una serie de metodologías, que podemos agrupar en dos grandes categorías: 1) Geofísica y 2) Geológica/Geomorfológica

1) Geofísica

a) Análisis de mecanismos focales de terremotos y determinación del plano de falla (Angelier et al, 1982; Gephart y Forsyth, 1984); Harmsen y Rogers, 1986; Lana, 1986; Michael, 1987; De Vicente, 1988; Rivera, 1989; Rivera y Cisternas, 1990; Capote et al., 1991). Junto con el estudio de la anisotropía sísmica que se comenta en el siguiente apartado, es el único método que permite la estimación del estado de esfuerzos en todo el rango de profundidades de la corteza superior.

b) Estudio de la anisotropía sísmica. Los análisis de la separación de ondas S en componentes ortogonales con velocidades distintas, han puesto de relieve una posible correlación entre la dirección de las ondas S con mayor velocidad y la dirección de σ_{HMAX} .

2) Geológicas/Geomorfológicas

a) Análisis de estructuras tectónicas en materiales de edad comprendida en el intervalo de tiempo definido por el período neotectónico. Los más importantes y utilizados son los métodos de análisis poblacional de fallas (fault population analysis). Estos métodos son muy numerosos, estando la mayoría desarrollados a partir de la Ecuación de Bott (1955) (Carey et al., 1974; Etchecopar et al., 1981; Angelier, 1984; Michael, 1984; Simón, 1984; Gephart, 1990), aunque también los hay gráficos (Angelier et al., 1977; Aleksandrowsky, 1985), y que definen el elipsoide de deformación (Reches, 1983; De Vicente, 1988). Estos métodos proporcionan la orientación los ejes principales de esfuerzo o de deformación, y

sus magnitudes relativas. Algunos deducen también los parámetros mecánicos relativos a la fracturación (Reches, 1987; Reches et al., 1992).

Los resultados que proporcionan estos análisis son coherentes con los obtenidos mediante otros métodos, y tienen la ventaja de que son aplicables a deformaciones con un rango temporal muy amplio. También permiten estudiar el carácter de reactivación de fallas antiguas o la neoformación de fallas bajo un tensor de esfuerzos determinado (Muñoz Martín, 1993).

b) Alineaciones de edificios volcánicos activos. El emplazamiento de diques y volcanes es equivalente a un experimento de fracturación hidráulica natural, donde el magma es el fluido presurizante. Las orientaciones obtenidas son perpendiculares a σ_{HMIN} . Existen diversas metodologías, en función de la distribución y presencia de los edificios volcánicos:

- Método de Nakamura (Nakamura et al., 1978): para definir orientaciones elípticas en zonas de ventanas eruptivas situadas adyacentes o en los flancos de volcanes activos.
- La identificación de alineaciones individuales en un campo no dominado por un único gran volcán.

A veces, las intrusiones superficiales pueden aprovechar la presencia de diaclasas o fracturas previas. Sin embargo, Delaney et al. (1986), indican que estas familias deben ser subparalelas a σ_{HMIN} para acomodar la intrusión, salvo en los casos en que se den esfuerzos radiales o bien intrusiones de magma asociados con la inestabilidad de uno de los flancos.

c) Índices geomorfológicos indicadores de neotectónica (Hack, 1973; Bull y Mc Fadden, 1977; Bull, 1978; Shepard, 1979; Mayer, 1986; Keller, 1986; Wells et al., 1988). Con estos índices se cuantifican las deformaciones recientes, en función de los efectos de estos movimientos en la morfología de sistemas superficiales. El principal problema de esta metodología, reside en la determinación de la orientación de los ejes principales de esfuerzos. En cualquier caso, es muy útil para determinar la actividad reciente en zonas donde no se pueda establecer mediante otros análisis.

3.2 Determinación del estado de deformación reciente

Aunque la mayoría de las metodologías establecidas para la determinación de estados de esfuerzos actuales, no pueden ser empleadas en la obtención de estados de paleoesfuerzos, algunas sí pueden serlo (ensayos de esfuerzos "in situ", mecanismos focales, etc.): las más comunes se fundamentan en el análisis de indicadores de paleoesfuerzos en deformación frágil. Por eso es muy importante establecer la edad de los materiales en los que se realizan las medidas y observaciones, a fin de poder acotar la edad de la deformación, y con ello, establecer el estado de paleoesfuerzos. Las metodologías utilizadas varían en función de la escala de las estructuras a analizar, pudiendo dividirse en dos grandes líneas de investigación: 1) Análisis meso y micro estructural, 2) Análisis macro estructural.

1) Análisis meso y microestructural

El análisis poblacional de fallas es el más utilizado para establecer estados de paleoesfuerzos. La metodología es análoga a la utilizada para obtener estados de esfuerzos actuales. Tan sólo hay que determinar correctamente los períodos de actuación de los mismos.

2) Análisis macroestructural

a) Alineaciones de diques. La orientación de diques nos permite establecer la orientación de la dirección de máxima extensión (orientación de σ_3) en el momento de su emplazamiento.

b) Alineaciones volcánicas. Se utilizan metodologías análogas a las utilizadas en la determinación de estados de esfuerzos actuales, sólo que se analizan volcanes que han sido activos en un período de tiempo extrapolable al período tectónico del que queramos establecer el estado de esfuerzos.

Son muchos los trabajos de carácter regional sobre estados de paleoesfuerzos, y la práctica totalidad, se basan en datos obtenidos del análisis tectónica, tanto dúctil como frágil (Simón Gómez, 1984; Barrier, 1985; Angelier et al., 1982; Bergerat, 1987 (Figura4.2); De Vicente, 1988; Morel, 1989; Ribeiro et al., 1990; Lacombe et al., 1990; Ait Brahim, 1991; Galindo-Zaldivar et al., 1993; Angelier, 1994).

En la mayoría de los análisis realizados, estos autores definen el estado de esfuerzos de las zonas analizadas mediante el tensor de esfuerzos regional y, en algunos casos determinan también las trayectorias de esfuerzos, a partir de los datos puntuales de esfuerzos

deducidos. Con ellas, se pueden determinar las variaciones en la orientación de los ejes principales del tensor de esfuerzos a lo largo del tiempo.

3.2.1 Determinación del sentido del movimiento de fallas en campo (marcadores cinemáticos)

El sentido del movimiento de las fallas medidas en el campo resulta de vital importancia para el cálculo de los tensores de esfuerzos activos. No obstante, puede considerarse la orientación de los planos de falla y de las estrías con la posibilidad de movimiento en los dos sentidos (Etchecopar, 1984). También pueden aplicarse modelos teóricos como el modelo de deslizamiento (Reches, 1983), capaces de asignar un sentido de movimiento teórico a cada falla-estría en función de sus características geométricas.

A continuación se describen los principales criterios de determinación del sentido de movimiento observables sobre los planos de falla que se han tenido en cuenta durante la toma de datos, así como el grado de fiabilidad de los mismos a partir de la experiencia en campo (Figura 6).

a) Escalones de acreción de minerales ("accretionary mineral steps"). Se desarrollan debido al crecimiento de fibras minerales que cristalizan durante el deslizamiento. Este criterio es uno de los más comunes encontrados, siendo la mayoría de los escalones de acreción de calcita y de yeso. Este criterio es "positivo" y su grado de confiabilidad es del 100% cuando aparecen los dos extremos de las fibras minerales.

b) Marcas de arrastre tectónico ("tectonic tool marks"). Son producidas por cantos u otros clastos, y se pueden observar bien en relieve, o bien como hendiduras asimétricas en función de la cara que se observe. El marcador puede presentar tamaños variables, siendo en nuestro caso el más común la presencia de un pequeño grano de cuarzo, que puede estar presente o no en el extremo final de la marca. El criterio tiene una fiabilidad del 100% si el marcador está presente, y un 60% aproximadamente si está ausente, y tiene un carácter "negativo".

c) Planos de Riedel. Suelen intersecar las superficies de las fallas, formando ángulos de entre 5 y 25° con las mismas, y el sentido de movimiento, cuando se puede observar, es el mismo que el del plano principal. Las intersecciones con el plano de falla son perpendiculares a la dirección de la estría. Este criterio puede ser ambiguo (fiabilidad del 75%), especialmente cuando se desarrollan sigmoides de cizalla ("shear lenses") en la superficie de la falla, o bien porque se pueden confundir con fracturas de cizalla

conjugadas al plano de falla. No obstante, en fallas normales que afectan a materiales recientes, su fiabilidad es mayor. Tiene un carácter “negativo”, debido a la cresta del diedro agudo formado por el plano principal y el de Riedel.

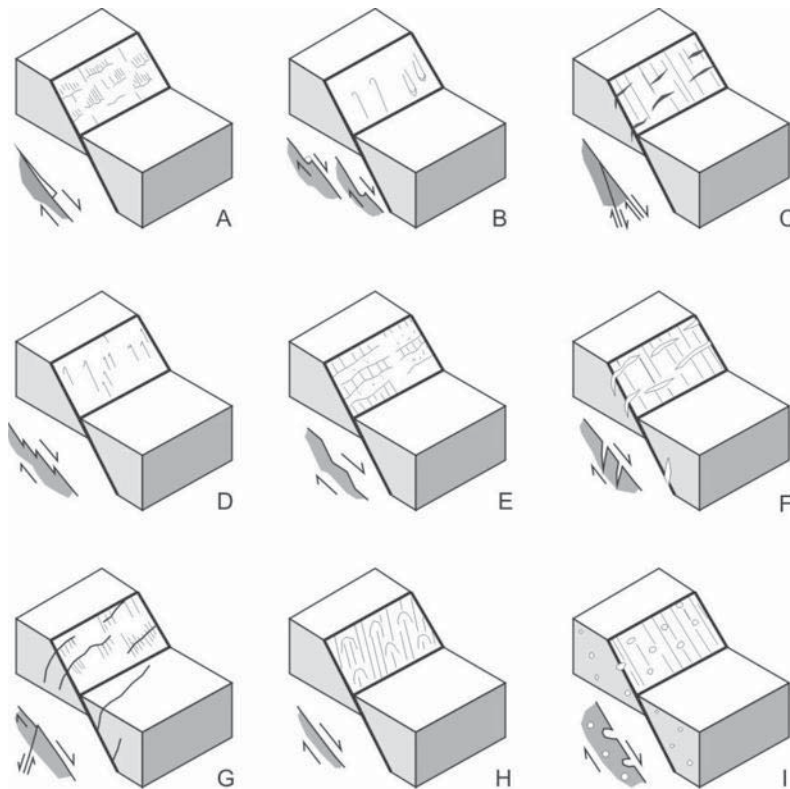


Figura 6 Indicadores cinemáticos de planos de fallas (ver texto). A) Escalones de acreción de minerales; B) Marcas de arrastre tectónico; C) Planos de Riedel; D) Picos o lineaciones estilolíticas; E) Facetas pulidas y rugosas; F) Grietas de tensión; G) Fracturas de cizallas conjugadas; H) Ondulaciones; I) Marcas de presión.

d) Picos o lineaciones estilolíticas (eslicolitos). Se producen por fenómenos de disolución por presión en facetas sujetas a fricción, proporcionando un criterio fiable al 100%, siendo un criterio típicamente “negativo”. Este criterio es, junto con los escalones de acreción, el más abundante en materiales carbonatados, siendo común el observar sobre un mismo plano de falla fibras de recrecimiento de calcita (en facetas que se abren durante el movimiento) y picos estilolíticos (en las facetas que se cierran). La transferencia de carbonato es facilitada por la circulación de fluidos, y Angelier (1994) remarca que tales movimientos de fallas corresponden a "creep", ya que los fenómenos de disolución por presión necesitan un lapso de tiempo para que se produzcan, de un modo contrario a lo que sucede durante el movimiento de las fallas sísmicas.

e) Facetas pulidas y rugosas. Las primeras sufren fricción, mientras que las segundas se abren durante el movimiento de la falla, debido a que ésta presenta una superficie alabeada. Este criterio, aunque se ha observado en todo tipo de rocas, ha sido especialmente útil en rocas detríticas (areniscas y arcillas) donde no se producen fenómenos de disolución por presión. Las facetas pueden tener formas variadas, presentando en muchos casos un eje largo perpendicular a la dirección de deslizamiento. Se trata de un criterio positivo y fiable en un 90% de los casos. Las facetas que sufren fricción pueden estar pulidas y estriadas, mientras que las facetas que se abren son rugosas, o bien pueden estar cubiertas con fragmentos de roca, óxidos de hierro o minerales cristalizados (calcita, cuarzo, etc.).

f) Grietas de tensión ("tensión gashes"). Su intersección con la superficie de la falla es aproximadamente perpendicular a las estrías, y forman un ángulo agudo (entre 30 y 50°) con la superficie de las fallas, por lo que las crestas correspondientes definen una polaridad "negativa". Es un criterio fiable al 70%, sobre todo cuando es observable tanto en el plano de falla como en una sección oblicua o perpendicular al mismo. Sólo se ha utilizado cuando no existían otros criterios más fiables.

g) Fracturas de cizalla conjugadas. Son pequeñas fallas conjugadas que se forman a 40-70° de la principal. Son un criterio negativo y fiable al 70%. Al igual que los planos de Riedel y las grietas de tensión, la interacción de tales formas sobre el plano principal es perpendicular a la dirección de la estría.

h, i) Otros criterios. Aunque son interesantes, su uso es menor, y no se han utilizado en el proyecto

3.2.2 Cronología de los episodios de deformación frágil

Se han utilizado dos tipos de criterios para asignar los estados de paleoesfuerzos puntuales a una serie de intervalos temporales diferentes: sedimentarios y estructurales.

1) Criterios Sedimentarios

a) Edad mínima de actuación. Se trata de un criterio inequívoco, y se define por la edad más reciente de los materiales en los que se han medido los datos microestructurales. Este criterio ha sido el de aplicación más generalizada, y ha permitido separar en la escala temporal el rango de aparición de las estructuras asociadas a un determinado campo de

paleoesfuerzos. Para ello ha sido necesario situar de un modo preciso la posición espacial y estratigráfica de cada estación de análisis.

b) Edad máxima de actuación. Este criterio es complementario al anterior, y define cual es la edad máxima de actuación de un estado de esfuerzos, cuando las estructuras se encuentran “fossilizadas” por unidades posteriores. No obstante este criterio es menos inequívoco que el anterior, dado que puede haber otras causas (por ejemplo reológicas) que no permitan el desarrollo de las estructuras en los materiales posteriores.

2) Criterios Estructurales

a) Relaciones cronológicas relativas entre las diferentes estructuras observadas en el campo. Este criterio sólo es aplicable cuando las poblaciones de fallas son politensoriales, y si existe una relación temporal clara entre las estructuras asociadas a un tensor de esfuerzos y las estructuras asociadas a otro. Cuando se cumplen estas dos condiciones previas, sólo se ha asignado una edad relativa a los tensores de paleoesfuerzos si las relaciones temporales relativas eran siempre en el mismo sentido. Esto se ha considerado así porque en numerosas estaciones han coexistido diferentes tipos de movimiento en los mismos planos y las relaciones temporales entre éstos se daban en los dos sentidos. En estos casos, no se ha realizado un conteo de la proporción, y se ha asumido que los dos tipos de esfuerzos han debido de actuar alternativamente.

Entre los tipos de relaciones más comunes encontrados, destacan la existencia de cortes de estructuras previas por fallas tardías, la presencia de planos de falla con varios juegos de estrías con relación de corte entre ellas, y el reaprovechamiento de estructuras previas.

Las relaciones cronológicas relativas se han utilizado para completar las relaciones temporales entre los diferentes estados de paleoesfuerzo en los casos, afortunadamente poco comunes, en los que aparecían poblaciones politensoriales en materiales de la misma edad y no había un registro de fechamiento que permitiera establecer las diferentes edades mínimas de actuación.

b) Correlación entre los datos meso y macroestructurales. Para poder realizar una correlación entre los datos a escala de afloramiento y los de nivel regional, resulta imprescindible caracterizar las macroestructuras desde un punto de vista mesoestructural y, posteriormente, clasificar los tensores cronológicamente a partir de dos vías diferentes.

c) Relaciones cartográficas claras entre estructuras caracterizadas mesoestructuralmente.

d) Relaciones entre macroestructuras caracterizadas mesoestructuralmente y unidades sedimentarias sintectónicas datadas.

4. EL CONCEPTO DE FALLA EN SISMOLOGÍA Y CÁLCULO DE MECANISMOS FOCALES

En primera aproximación, se entiende por falla una estructura tectónica a lo largo de la cual se ha producido una fractura y un desplazamiento diferencial, paralelo al plano de fractura, de los materiales adyacentes (Lay and Wallace, 1995). En Sismología e Ingeniería Sísmica el interés se centra en las fallas activas y en las fallas capaces. Aunque existen numerosas definiciones (Reiter, 1990), una falla es sísmicamente activa cuando hay constancia de que, en un tiempo determinado, ha sido causante de terremotos. El tiempo que se considera varía según los Organismos que definen el concepto y la finalidad del estudio pero suele extenderse, como mínimo, a los 10,000 ó 35,000 últimos años. Según la velocidad del desplazamiento medio experimentado en el Cuaternario, las fallas activas se clasifican en tres tipos: A (desplazamiento superior a 1 m en 1,000 años), B (desplazamiento entre 10 cm y 1 m) y C (desplazamiento inferior a 10 cm). El concepto de falla capaz muchas veces se identifica con el de falla activa si bien se insiste en la generación de deformaciones permanentes en o cerca de la superficie.

El modelo más sencillo para explicar el mecanismo de un terremoto es considerar una fractura de cizalla, de superficie plana y con dimensiones pequeñas comparadas con la distancia foco - estación y las longitudes de onda consideradas en el proceso de observación. Además, es posible demostrar que existe una equivalencia entre este tipo de fractura y un sistema de dos pares de fuerzas con momento total igual a cero. Uno de los pares está en la dirección de la dislocación y el otro en la dirección de la normal al plano de la fractura. Este resultado representa la base para el desarrollo de un procedimiento de cálculo del mecanismo focal a partir de las polaridades de las primeras llegadas de la onda P, con una polarización de las primeras llegadas de las ondas P y el del movimiento registrado en el sismograma de la componente vertical (Figura 7).

La finalidad del método es determinar los parámetros de los dos planos nodales que separan el espacio en cuadrantes alternados de compresión y dilatación de acuerdo con el diagrama de la función de radiación de las ondas. Estos parámetros son: el azimut de la traza del plano, el buzamiento y la dislocación.

Dichos elementos, además de los ejes P, T y B y las normales a los planos nodales, serán expresados gráficamente utilizando los conceptos de esfera focal y representación estereográfica. La primera es una esfera ideal de radio unidad, con centro en el foco y en la que el medio es homogéneo con lo que los rayos que van del centro a la superficie de la esfera son segmentos de recta. Cada rayo emergente que parte del centro será identificado por su azimut, su ángulo de partida y su polaridad (signo de la función de la

radiación). Su intersección con la esfera focal servirá para identificar la estación que registra la onda P correspondiente. Como la observación de puntos y planos sobre la esfera focal puede resultar incómoda si no se dispone de herramientas gráficas que faciliten esta labor, se utiliza la proyección estereográfica de dichos elementos geométricos sobre el plano ecuatorial de la esfera focal. Generalmente, se utilizan las proyecciones de Schmidt y de Wulff.

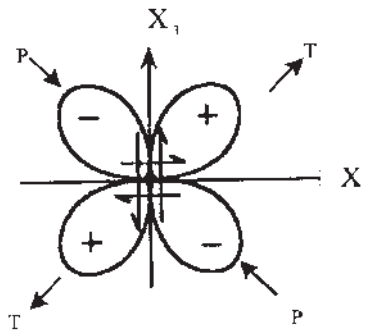


Figura 7 Distribución en cuadrantes de Tensión y Presión a partir de una fuente sísmica.

Metodológicamente, para la construcción del mecanismo focal a partir de las primeras llegadas de la onda P, se toma como base el modelo del doble par de fuerzas (Figura 2.15). Este modelo introduce una incertidumbre sobre cuál de los dos planos nodales es el de la falla que sólo puede solucionarse considerando otros criterios como, por ejemplo, la observación de la falla en la superficie o la estimación del tensor de esfuerzos actual.

Los pasos a seguir para obtener esta representación y estimar los parámetros de los planos nodales son:

- (1) Lectura de la dirección de movimiento (polaridad) para cada estación que ha registrado un mismo terremoto. La lectura se realiza sobre los sismogramas de la componente vertical de movimiento (Figura 8, tabla arriba).
- (2) Obtención de los correspondientes azimuts y ángulos de partida en base a la localización del terremoto y al emplazamiento de las estaciones sísmicas de registro. Esta información forma parte de los resultados obtenidos al resolver el problema denominado trazado de rayos sísmicos (problema directo) y, habitualmente, está incluida en los ficheros resultantes de los programas de localización hipocentral (Figura 8-a).
- (3) Representación estereográfica de la información citada en 1 y 2. Las compresiones y dilataciones se representan utilizando, respectivamente, pequeños círculos negros y blancos (Figura 8-a).

Stn	P wave	symbol	Stn	P wave	symbol	Stn	P wave	symbol
A		●	F		○	K		○
B		×	G		×	L		×
C		●	H		●	M		●
D		○	I		○	N		●
E		○	J		●			

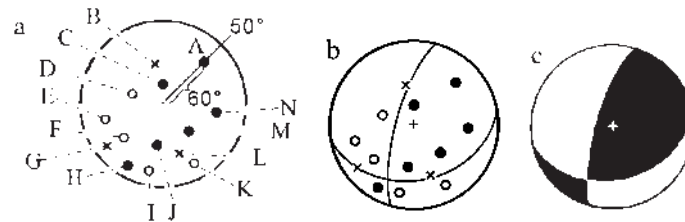


Figura 8 Interpretación de primer impulsos de sismogramas (tabla arriba): los círculos negros representan presión, los círculos blancos tensión y las cruces puntos neutros. a) Representación estereográfica de los puntos anteriores. b) División en cuadrantes. c) resultado de mecanismo focal tipo “pelota de playa” (de Vince Cronin, 2004).

(4) Separación de estos puntos, mediante dos planos, en cuadrantes alternantes con respecto al tipo de polaridad. Los azimuts y buzamientos de dichos planos pueden ser medidos directamente (Figura 8-b).

(5) Determinación del ángulo de deslizamiento considerándose primero las normales a cada plano nodal (A o B). La normal al plano A indicará la dirección del deslizamiento sobre el plano B (Figura 9)

La proyección resultante se denomina mecanismo focal del terremoto (Figura 8-c).

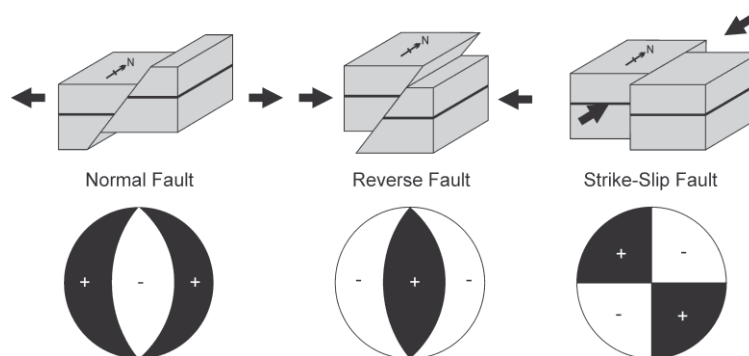


Figura 9 Proyección de mecanismos focales a partir de los puntos de compresión y tensión (figura en alto) y ejemplos de mecanismos focales a partir de fallas con movimientos normal, inverso y desgarre puros.

5. MÉTODOS DE ANÁLISIS DE MECANISMO FOCALES Y POBLACIÓN DE FALLAS.

Desde finales de los años 70, se ha venido desarrollando una metodología de análisis de las poblaciones de fallas que consiste en el desarrollo de numerosos métodos (numéricos, gráficos geométricos y mecánicos) para obtener los paleoesfuerzos que activaron las fallas que se observan en el campo. De todos estos métodos, los que más desarrollo y difusión han alcanzado han sido los que están basados en las relaciones entre esfuerzo y deslizamiento descritas por Wallace (1951) y por Bott (1959).

Anderson (1951) fue el primer autor que estableció una relación entre el estado de esfuerzos y la fracturación de las rocas, a partir del criterio de fracturación de Navier-Coulomb. Este modelo clásico es aún válido para sistemas de fallas de neoformación y con cabeceos "puros" (es decir, de 90° ó 0°) (Figura 10).

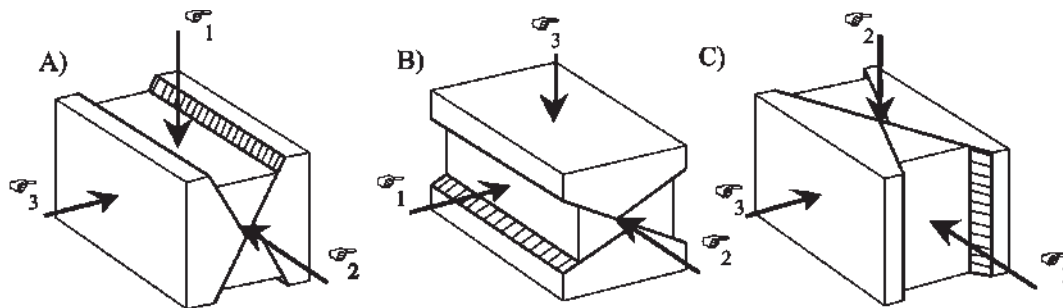


Figura 10 Relación entre fallamiento y orientación de los ejes principales de esfuerzos.

5.1 Método de los diedros rectos

Este es uno de los métodos gráficos más utilizados. Fue concebido por Pegoraro (1972) y difundido y aplicado mediante ordenador por Angelier y Mechler (1977) y es aplicable de forma directa, tanto a fallas, como a mecanismos focales de terremotos. Se trata de un método geométrico que se basa en limitar para cada falla las zonas del espacio compatibles en compresión y extensión, superponiendo estos campos en proyección estereográfica. Cada plano de falla y su estría sirven para dividir el espacio en cuatro cuadrantes, siendo los planos que los limitan el plano de falla y otro auxiliar normal a él y cuyo polo es la estría. No conviene olvidar que, mientras que el plano de falla es una discontinuidad real en la roca, el plano auxiliar sólo existe como construcción geométrica. De este modo quedan definidos, sin ninguna ambigüedad, y teniendo en cuenta el sentido

de movimiento de la falla, los dos diedros rectos opuestos dos a dos (en extensión, T y en compresión, P) (Figura 11).

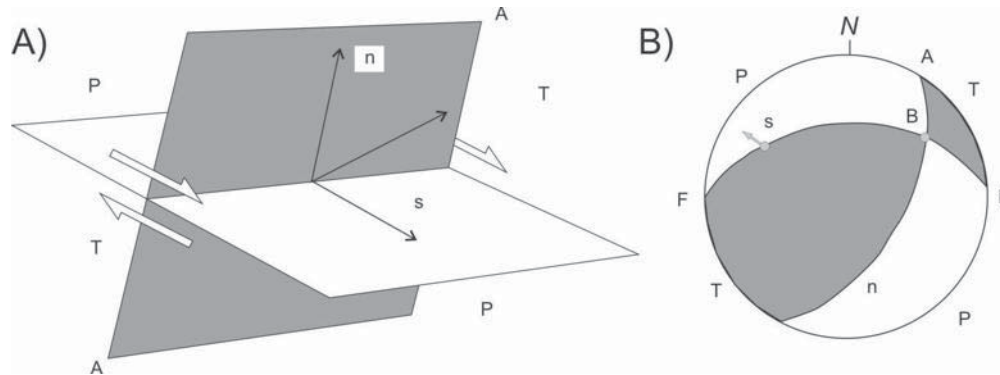


Figura 11 Definición de los cuadrantes de compresión y extension determinados por un plano de falla en movimiento (A) y su representación estereográfica como mecanismo focal (B).

Resulta fácilmente demostrable que los ejes de esfuerzos principales máximo (σ_1) y mínimo (σ_3) no pueden disponerse en cualquier parte del espacio si se tiene en cuenta la hipótesis de Wallace - Bott. De este modo se demuestra que (Angelier, 1994) σ_1 debe situarse en el diedro en compresión y σ_3 en el diedro en extensión. Por el contrario, no hay constricciones geométricas sobre la orientación del eje σ_2 .

Principios del método de diedros rectos

Dado que el eje σ_1 se encuentra situado en el diedro compresivo (P) y σ_3 en el extensivo (T), cuando un conjunto de fallas han sido activas bajo el mismo régimen de esfuerzos, los dos ejes principales de esfuerzos máximo y mínimo deben estar incluidos en el mismo diedro para todos los mecanismos focales correspondientes a las fallas. Este principio es fácil de aplicar manualmente, superponiendo los diedros en proyección estereográfica (Figura 12)

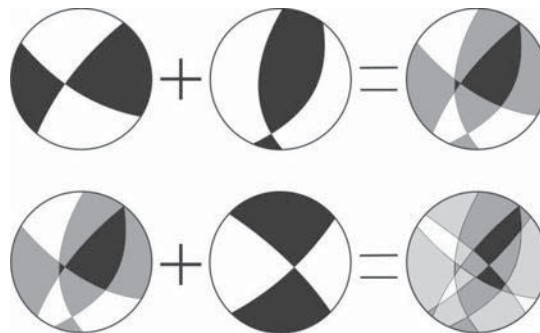


Figura 12 Sumatoria de zonas de compresión a partir de diedros rectos de mecanismo focales.

No obstante, cuando las fallas son muy numerosas, suele suceder que no quede ningún área residual (100% de compatibilidad) en el diagrama final, debido a diversos factores (errores en la determinación de los sentidos de movimiento, presencia de fallas relacionadas con otro régimen de esfuerzos, dispersión natural de los deslizamientos, errores de las medidas angulares, etc.). Para solucionar este problema basta con aplicar un simple criterio numérico de porcentajes, dividiendo la falsilla estereográfica en una serie de intervalos discretos que tendrán un porcentaje de compatibilidad con el carácter de compresión y/o extensión (Figura 13). En nuestro caso hemos utilizado el programa Cratos 1.0, cuyo módulo DREC está descrito por De Vicente et al. (1992a).

Posteriormente a su desarrollo, diversos autores han realizado trabajos para mejorar el método y solucionar algunos problemas del mismo. Así, Lisle (1987) impone dos condiciones para obtener mejores resultados en la aplicación del método:

- 1) Los ejes de máxima compresión y extensión deben ser perpendiculares.
- 2) Ambos ejes deben de estar en parejas opuestas de diedros.

Interpretación de los resultados

Conviene resaltar que los ejes de compresión y extensión medios obtenidos tienen escaso valor cuando los dominios de P y T son grandes. Esto es así debido a que σ_1 y σ_3 no tienen por qué ocupar las zonas centrales de los dominios, sino que pueden ocupar cualquier parte del cuadrante. En este sentido, las proyecciones de los ejes P y T, situados en la bisectriz de los diedros como aproximación al cálculo de la solución, solo tienen un valor aproximado, ya que físicamente estas posiciones indican las zonas de máxima radiación de las ondas sísmicas pero no tienen por qué coincidir con las orientaciones de los ejes principales de esfuerzos. Sin embargo, cuando los dominios son pequeños, y además presentan orientaciones perpendiculares entre sí, los resultados del método son consistentes con los obtenidos con otros métodos de análisis de poblaciones de fallas.

La precisión de los resultados es claramente dependiente de las orientaciones geométricas de las fallas y de las estrías: cuanto más diversificadas sean las orientaciones, más ajustadas serán las zonas compatibles en compresión y tensión. Para esto resulta muy conveniente obtener datos no sólo de fallas con cabeceos puros (90° o 0°), sino también de fallas oblicuas.

Las **ventajas** fundamentales de este método son que proporciona una rápida y clara visualización de las posiciones de las zonas de máxima compresión y extensión, y su

aplicación simultánea al estudio de poblaciones de mecanismos focales de terremotos y de fallas.

Por lo que se refiere a los principales **inconvenientes**, cabe destacar que, al tratarse de un método gráfico, las soluciones que ofrece son cualitativas, y en principio, no aporta datos sobre la forma del elipsoide responsable del movimiento de las fallas. Además, a menudo los ejes de esfuerzos "aparentes" quedan pocos definidos, aparecen inclinados de un modo irreal, o éstos no son perpendiculares entre sí.

5.2 El modelo de deslizamiento

El modelo de deslizamiento intenta explicar el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, tanto naturales como experimentales, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación (e_i). Este modelo se deduce a partir del criterio de fractura de Navier-Coulomb, e incluye como un caso particular (deformación plana, $e_2 = 0$) el conocido modelo de fracturación de Anderson (1951), el cual presenta una simetría de los planos de falla de tipo monoclinica.

El modelo de deslizamiento supone que, en el caso más general (elipsoide de deformación triaxial, $e_1 \neq 0$, $e_2 \neq 0$, $e_3 \neq 0$), las fallas se disponen en cuatro familias con dos direcciones y buzamientos contrarios, debido a que estas geometrías son las que mejor disipan la energía durante la deformación frágil. Para que se produzca el deslizamiento (Reches, 1978, 1983) asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional. El modelo de deslizamiento es válido para un comportamiento isótropo del macizo rocoso (un número suficiente de planos de debilidad con distintas orientaciones en la roca), o bien para fallas de neoformación (Figura 14).

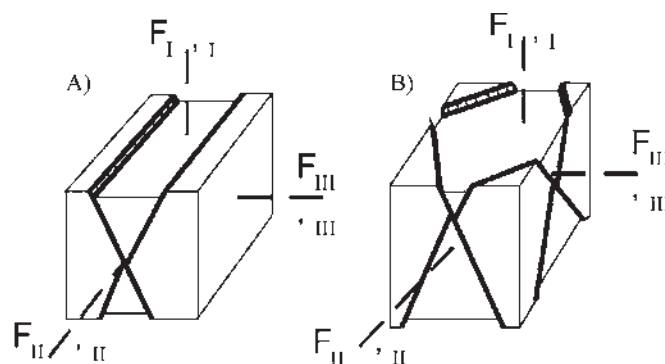


Figura 14 Modelo de Anderson para ruptura simple (A) y modelo de Recher (B).

Las condiciones que han de cumplirse para que sea aplicable el modelo, son:

- a) El terreno ha de tener un número elevado de discontinuidades dispuestas aleatoriamente anteriores a la deformación, o bien ser fallas de neoformación.
- b) La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de falla, que son los que requieren una disipación mínima de energía para mantener el deslizamiento.
- c) La deformación es homogénea (existe un número suficientemente elevado de fallas de cada conjunto).
- d) La resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir hay una resistencia cohesiva y friccional.
- e) Los ejes principales de esfuerzo y de deformación son paralelos, y la distribución de los esfuerzos es homogénea.

Aplicación del modelo de deslizamiento

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno del material en el momento del deslizamiento (ϕ) con los cosenos directores de los planos de falla y de las estrías de fricción. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro K' :

$$K' = \frac{e_y}{e_z}$$

donde e_z es el eje de deformación vertical y e_y el eje de máximo acortamiento horizontal:

R'	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \sim -\infty$	$F_y = F_x > F_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$F_y > F_x > F_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$F_y > F_x = F_z$	COMPRESIÓN UNIAxIAL
$0 < R' < 1$	$F_y > F_z > F_x$	DESGARRE
$R' = 1$	$F_x = F_y > F_z$	EXTENSIÓN UNIAxIAL
$R' > 1$	$F_x > F_y > F_z$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \sim +\infty$	$F_z > F_y = F_x$	EXTENSIÓN RADIAL

De Vicente (1988) propone una metodología que facilita el uso del modelo de deslizamiento, estableciendo una serie de ecuaciones que relacionan a K' y a ϕ con los valores angulares de las fallas medibles en campo: sentido de buzamiento (D), buzamiento (B) y cabeceo de la estría (C), asumiendo que uno de los ejes se encuentra en la vertical, hecho que resulta ser muy común (Angelier, 1994).

No debe confundirse este R con el parámetro R' en la ecuación de Bott, siendo la equivalencia entre ambos (Figura 15).

σ_1 vertical	$R' = 1 / R$	$R' > 1$
σ_2 vertical	$R' = R$	$0 < R' < 1$
σ_3 vertical	$R' = 1 / (R-1)$	$R' < 1$

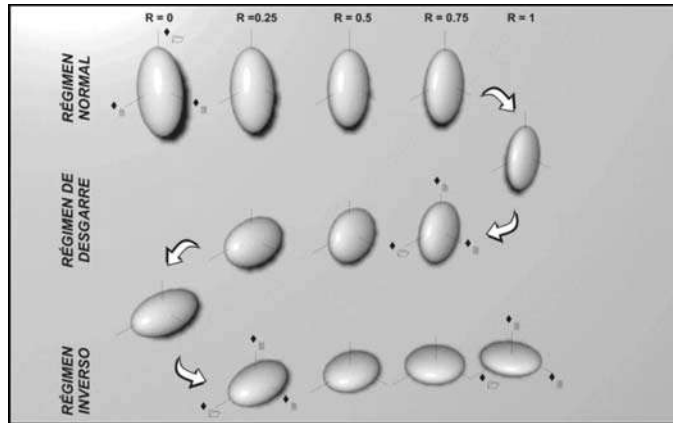


Figura 15 De modo gráfico, los valores de R y R' representan los tipos de elipsoides que se muestran en la figura.

Si enfrentamos los posibles valores de cabeceo y buzamiento de una falla, resultan cuatro campos de posibles relaciones C/B que definen tipos de fallas diferentes (diagrama C/B , Figura 16).

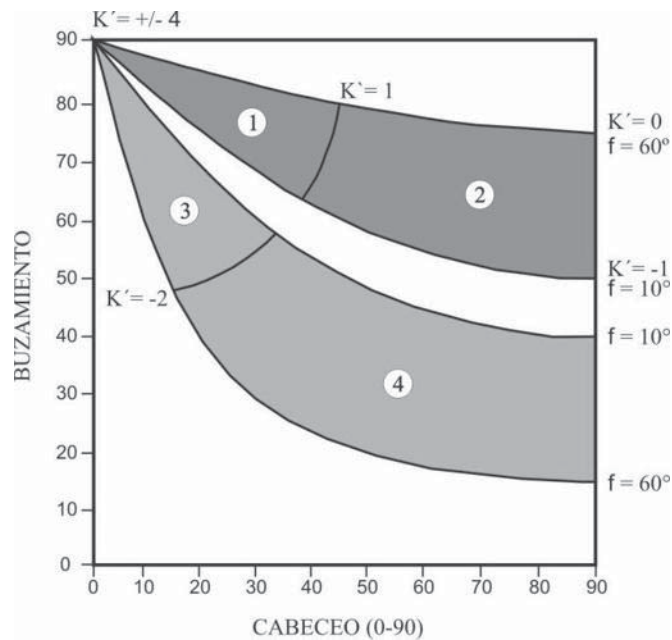


Figura 16 Diagrama C/B .

En este gráfico, las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor movimiento en dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos importantes según la máxima pendiente del plano (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con acortamiento según el eje e_z (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de extensión según e_z (fallas inversas). Los casos extremos ($B = 90^\circ$, $C = 90^\circ$) corresponden a los elipsoides de tipo "deformación plana" ($e_2 = 0$) para los que sólo existen dos familias de fallas, lo que constituye el modelo de fracturación de Anderson (1951).

Al ser un método directo, cada falla aporta una solución, por lo que De Vicente (1988) propone el empleo del **diagrama E_y/K'** , que enfrenta los posibles valores de K' (tipos de elipsoides) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey, Figura 17).

Estos tipos de diagrama, junto a las rosas de direcciones de Dey, son muy útiles a la hora de separar grupos de fallas que se acomodan a una misma dirección de acortamiento horizontal.

Tanto en el modelo de deslizamiento como el método de los diedros rectos, la posición del eje de máxima compresión horizontal en los casos radiales se sitúa en la bisectriz del ángulo agudo de las dos direcciones de las fallas. Por el contrario, la ecuación de Bott sitúa en los casos radiales puros los ejes horizontales paralelos a las direcciones de las fallas. No obstante, dado que en estos casos las magnitudes de los esfuerzos horizontales son parecidas ($\sigma_x \approx \sigma_y$ o $\varepsilon_y \approx \varepsilon_x$), esta discrepancia no tiene consecuencias importantes.

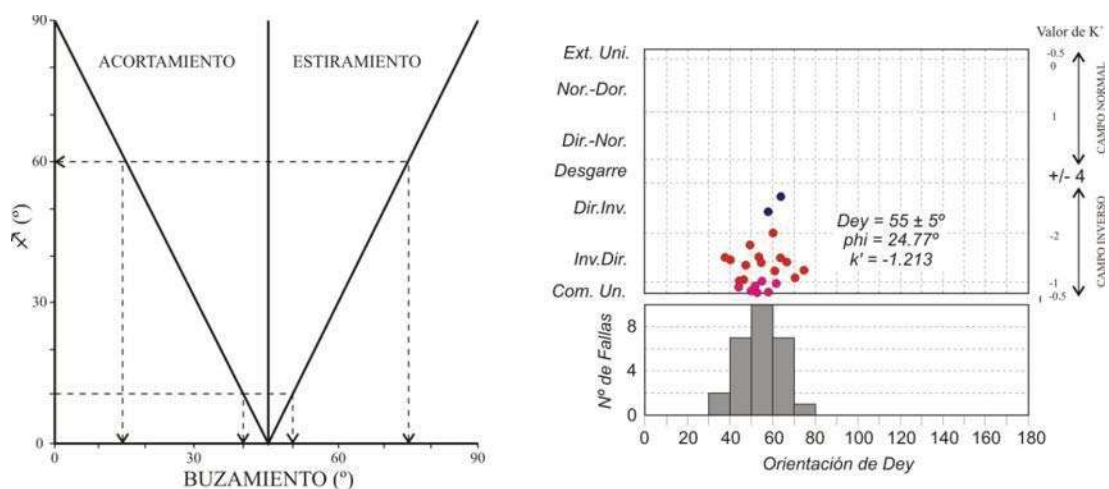


Figura 17 Diagrama E_y/K'

Según el modelo de deslizamiento, en el caso de mecanismos focales de terremotos, puede demostrarse que si los dos planos nodales tienen geometrías diferentes (buzamiento del plano o cabeceo del deslizamiento), necesariamente uno de ellos es reactivado y el otro neoformado (Figura 18).

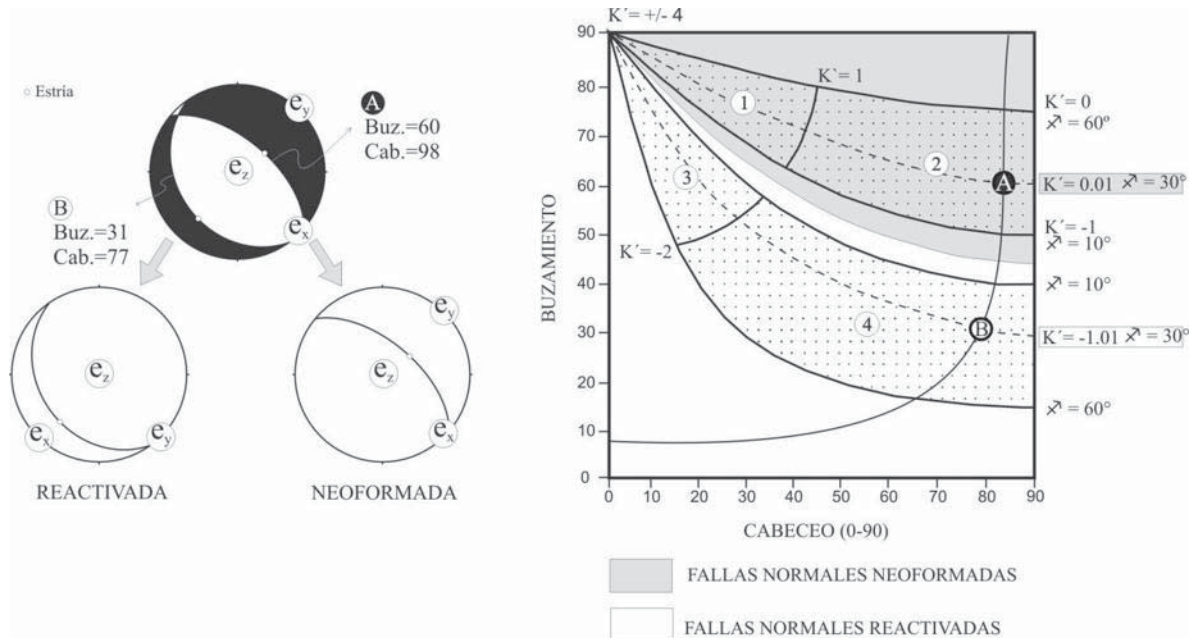


Figura 18 Determinación del plano neoformado (falla) y del plano reactivado (plano auxiliar) usando el gráfico C/B.

En nuestro caso, se ha seleccionado el plano neoformado como falla, ya que facilita el análisis mediante el resto de los métodos de inversión. No obstante, los resultados son mecánicamente compatibles con ambos planos nodales.

Las principales **ventajas** que ofrece el modelo de deslizamiento frente a otros métodos de análisis poblacional de fallas, son las siguientes:

- 1) Se trata de un método directo que proporciona una solución para cada falla, por lo que en el caso de tener pocos datos de fallas muy significativas, obtendremos información de cada una de ellas.
- 2) El método es capaz de otorgar un sentido de movimiento teórico para aquellas fallas a las que no se ha podido asignar en el campo, sobre todo si se sabe que son neoformadas. En determinadas estaciones donde se tengan algunos sentidos de movimiento obtenidos en el campo, si estos coinciden con los del modelo de deslizamiento, se podrá extrapolar a los datos donde no se hayan podido deducir.

3) El modelo de deslizamiento se revela especialmente útil para separar, de todo un conjunto de fallas con características diferentes, aquellos grupos que se acomodan a una dirección de acortamiento (o de estiramiento) horizontal común. Este hecho facilita enormemente la separación de conjuntos de datos para el cálculo posterior con métodos de inversión basados en la ecuación de Bott (1959).

4) Es un método especialmente útil para el análisis de los mecanismos focales de terremotos (Capote et al., 1991; Giner, 1996).

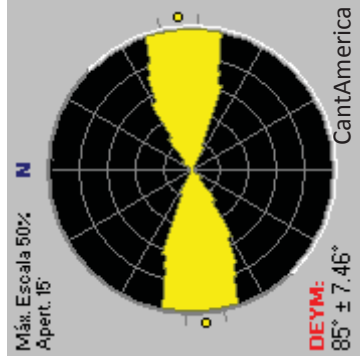
Interpretación de los resultados

A pesar de las ventajas descritas, este método, como todos, presenta algunas limitaciones que hay que tener en cuenta a la hora de interpretar los resultados:

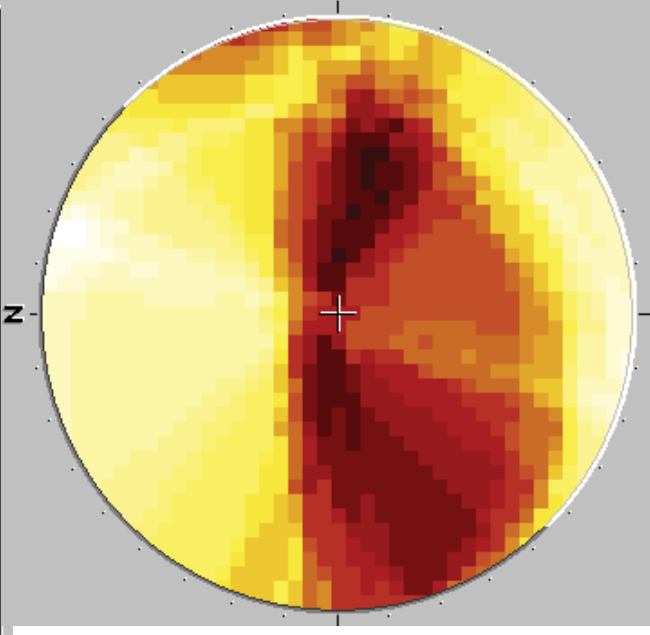
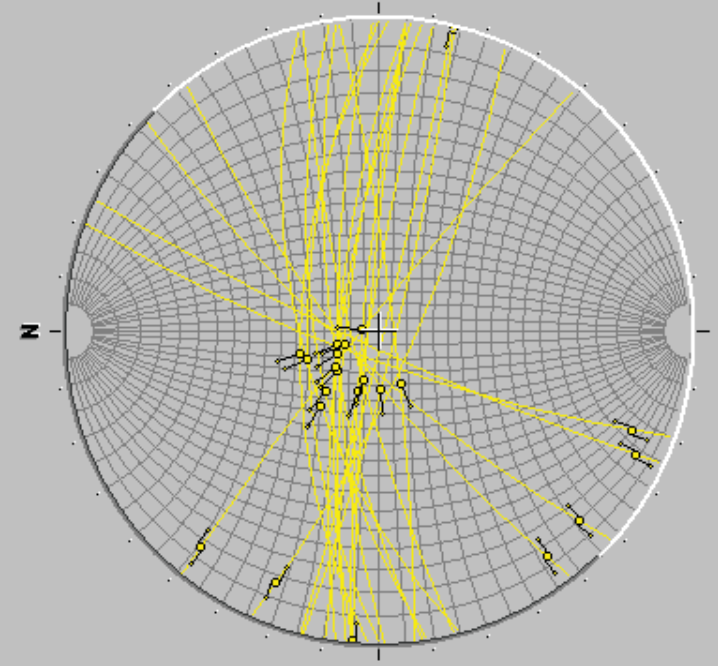
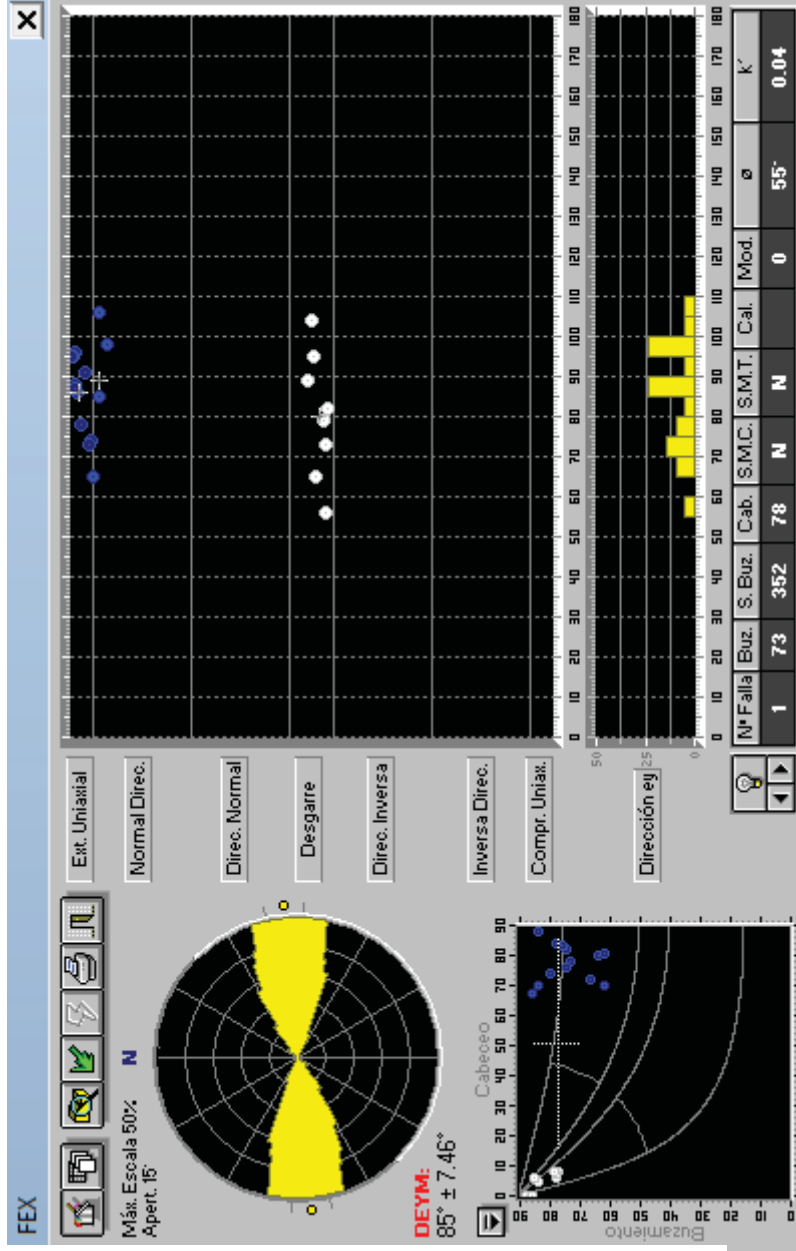
1) Al ser un método mecánico basado en el criterio de Navier-Coulomb, en según qué condiciones (fricciones anómalas, datos muy superficiales, etc.), puede haber fallas que no se adapten al modelo. Estos casos se descubren por la no coincidencia entre el movimiento de la falla que predice el modelo a partir de sus características geométricas y el tipo de movimiento que se observa en el campo. En estos casos el modelo de deslizamiento no es aplicable y habrá que recurrir a otros métodos de análisis.

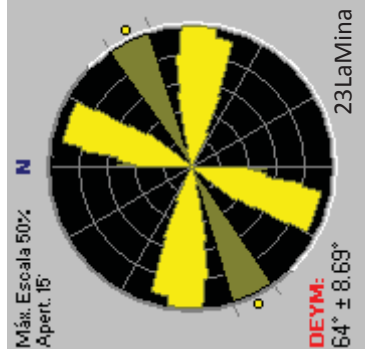
2) En el caso de las fallas en dirección, unos pocos grados de error ($< 5^\circ$) pueden hacer caer a una falla en el campo opuesto desde un punto de vista teórico. Dado el grado de error en la toma de datos en el campo y las propias irregularidades naturales de las estructuras, en estas circunstancias resulta imprescindible contrastar los sentidos de movimiento teóricos con los obtenidos en el campo. Esta situación resulta crítica en el caso de desgarres casi puros.

3) La metodología desarrollada por De Vicente (1988), utilizada en este trabajo, supone que un eje se encuentra en la vertical. Aunque suele ser cierto de un modo general en zonas intraplaca (Angelier, 1994), en el caso de que los sentidos de movimiento teóricos y observados no coincidan, o si se observan evidencias de actividad tectónica posterior al desarrollo de las fallas, conviene comprobar la presencia de plegamientos o basculamientos tardíos.

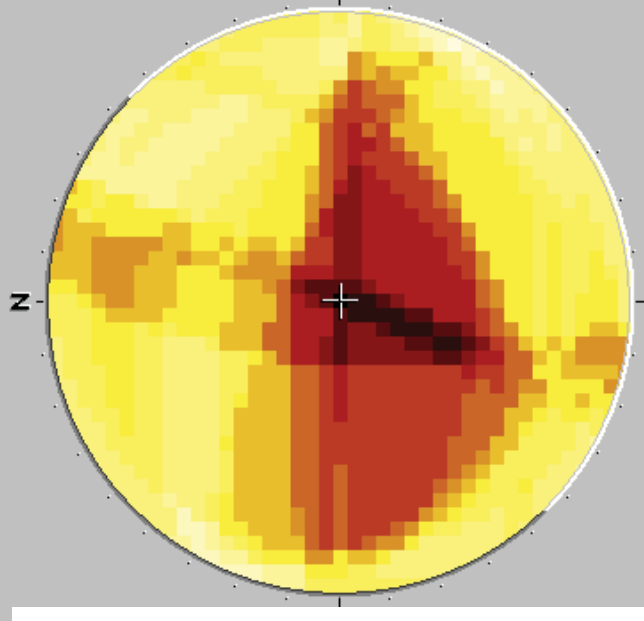
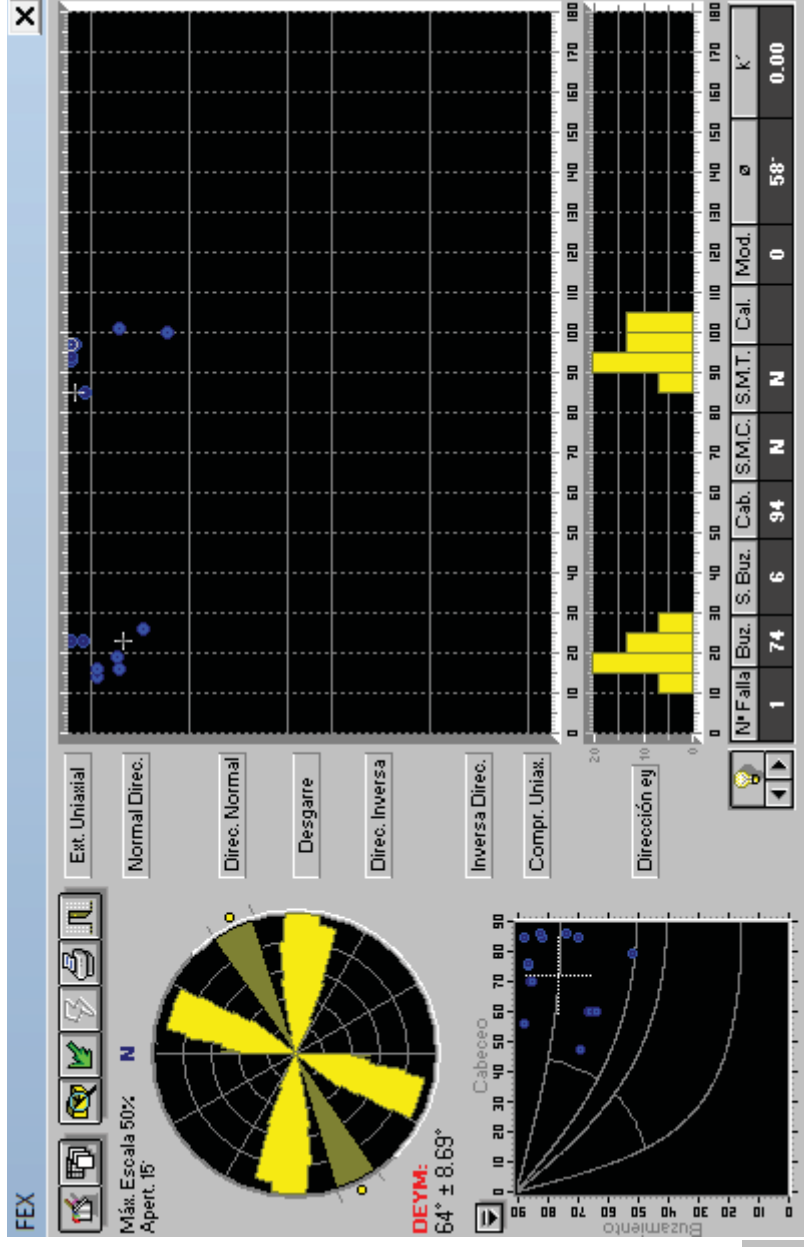
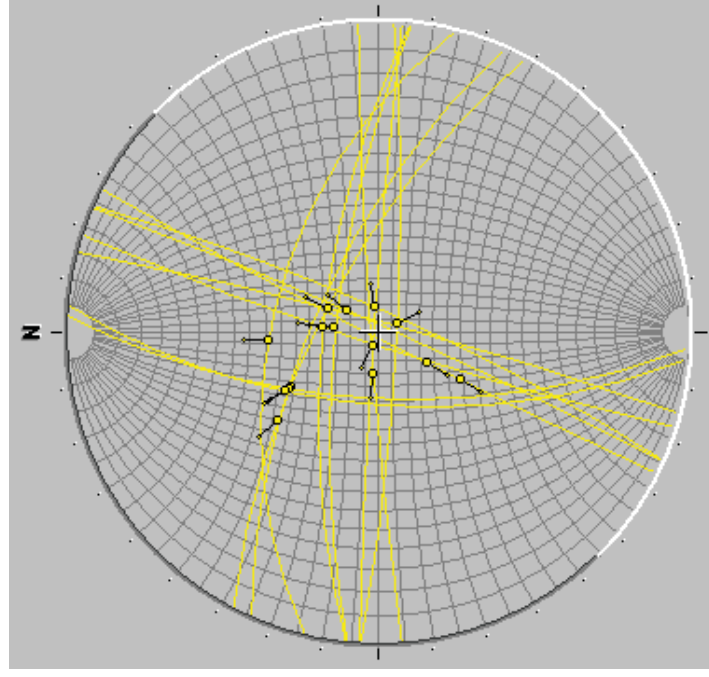


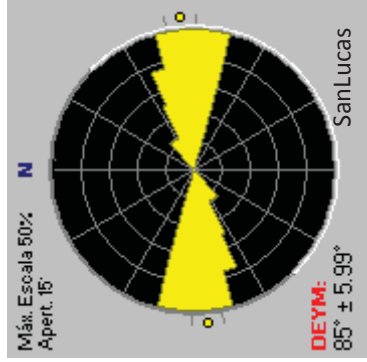
CantAmerica



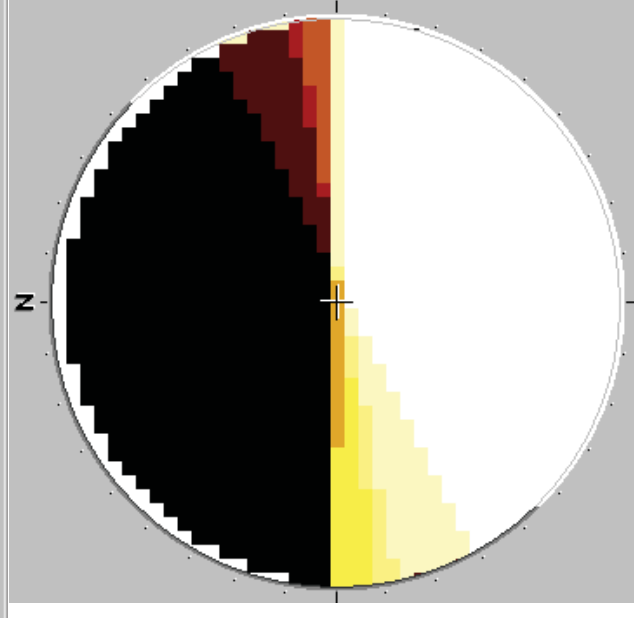
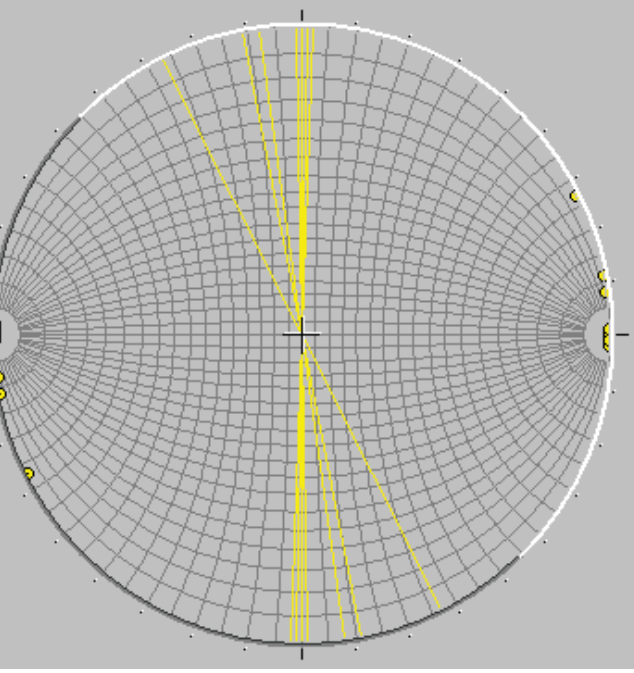
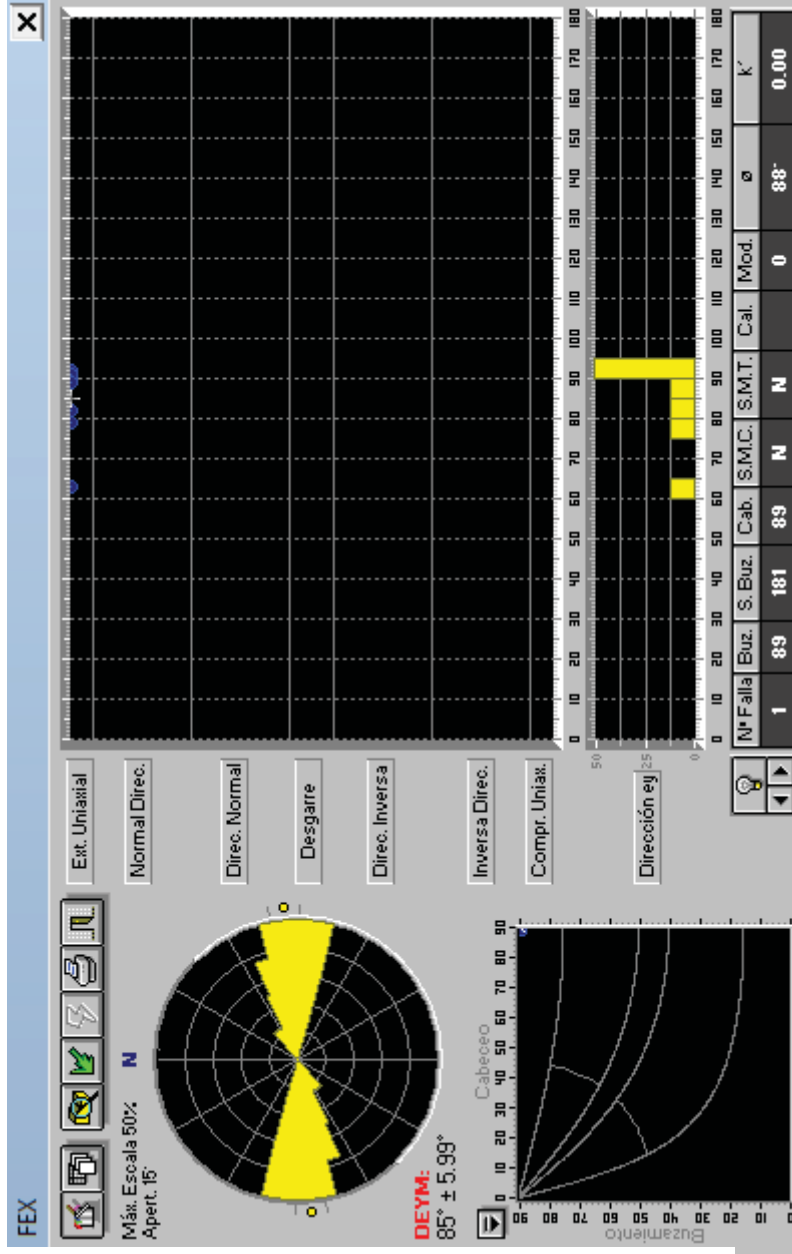


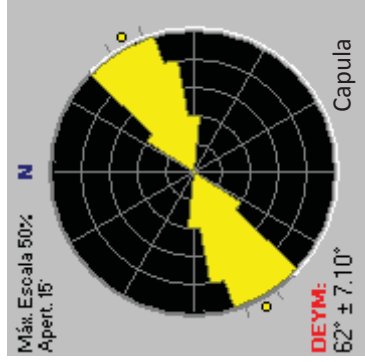
23LaMina



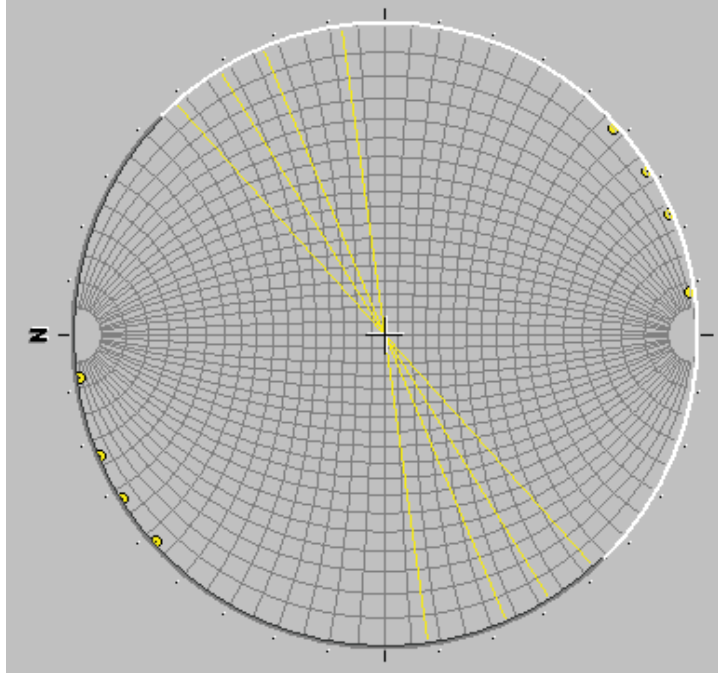
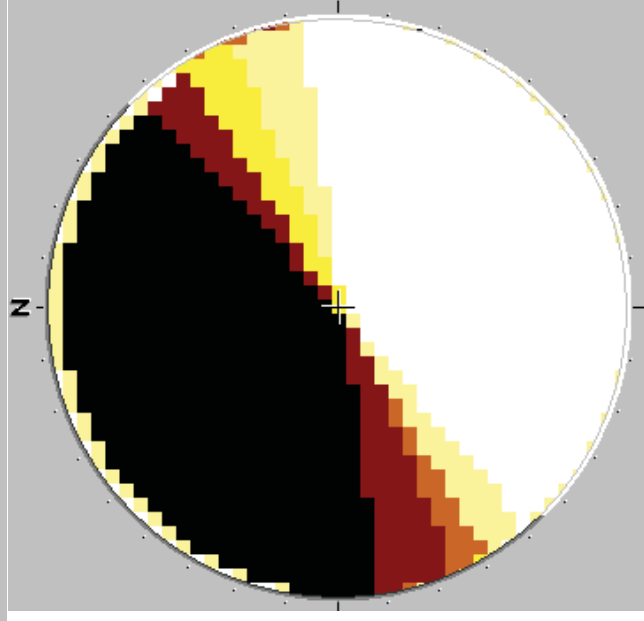
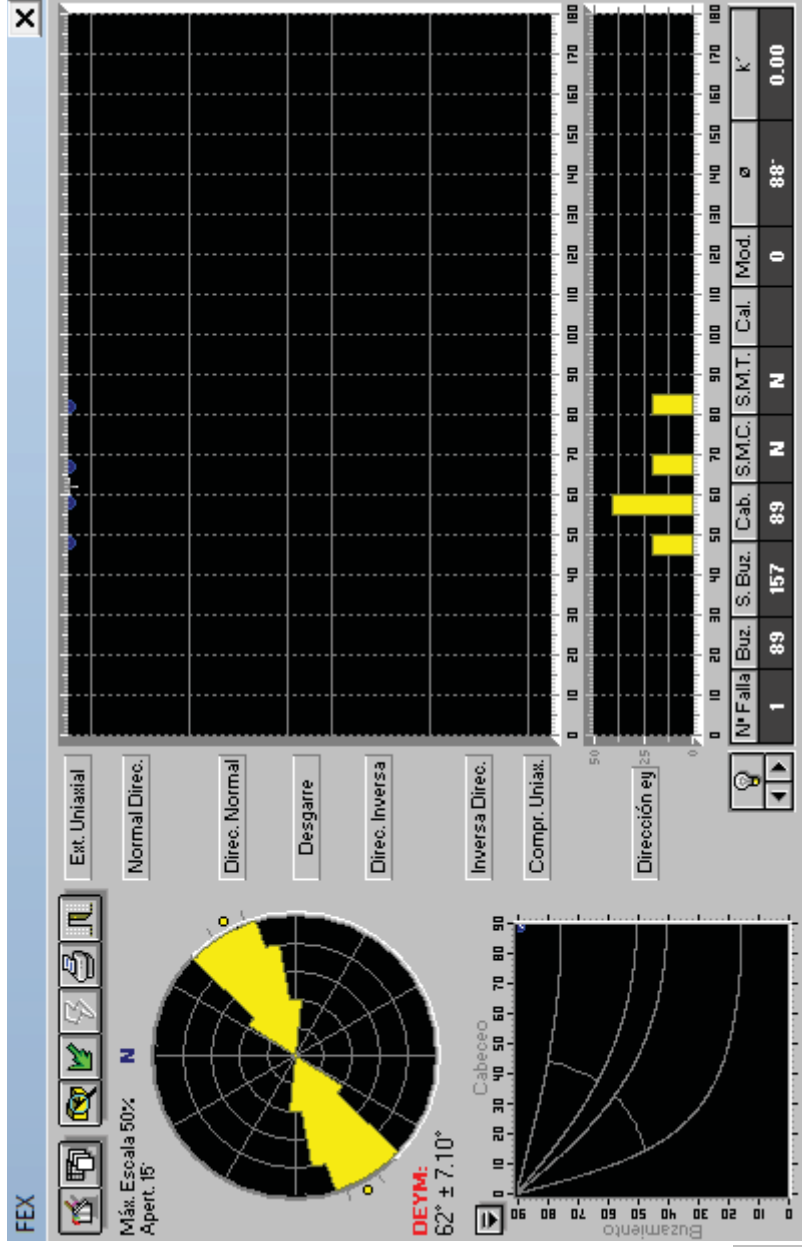


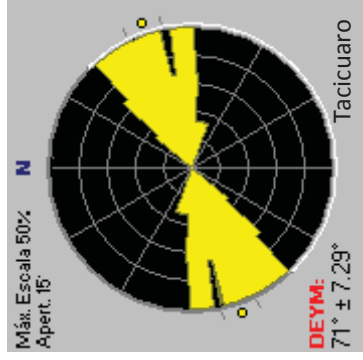
SanLucas



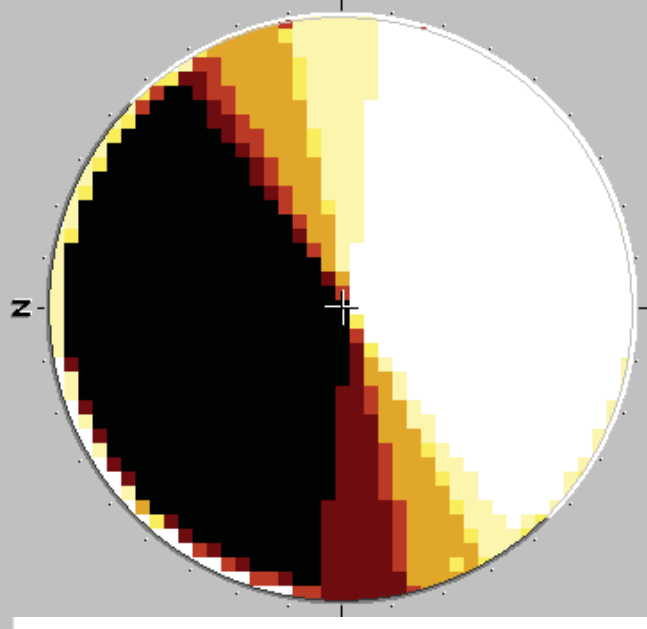
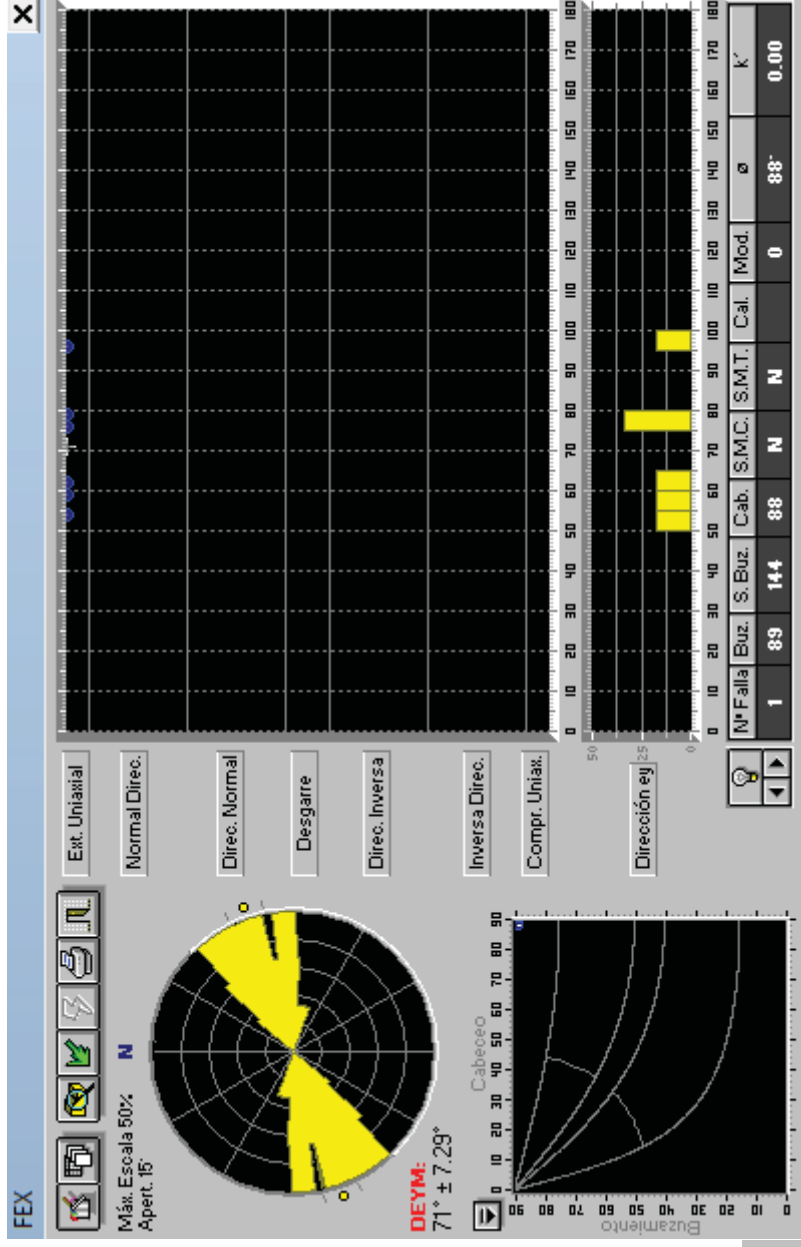
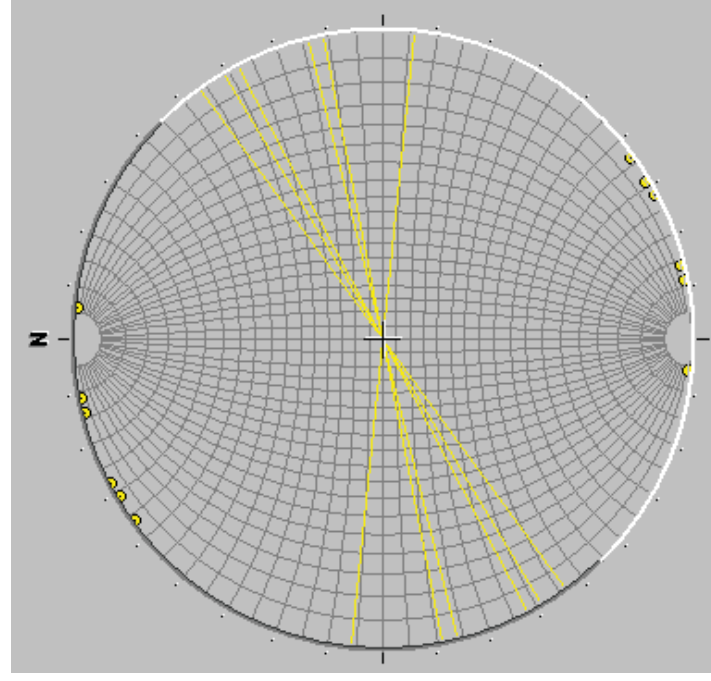


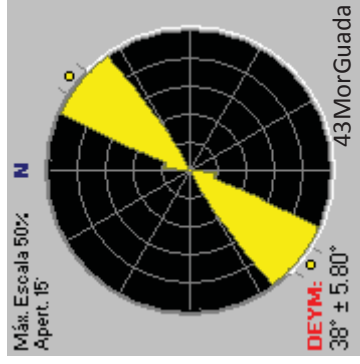
Capula



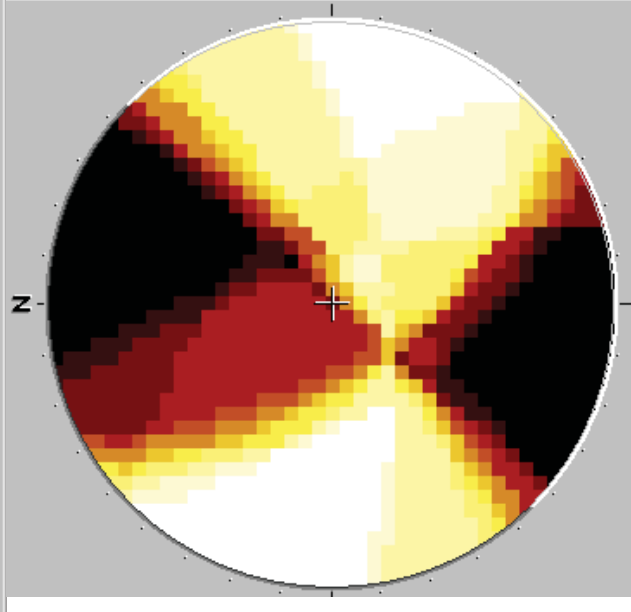
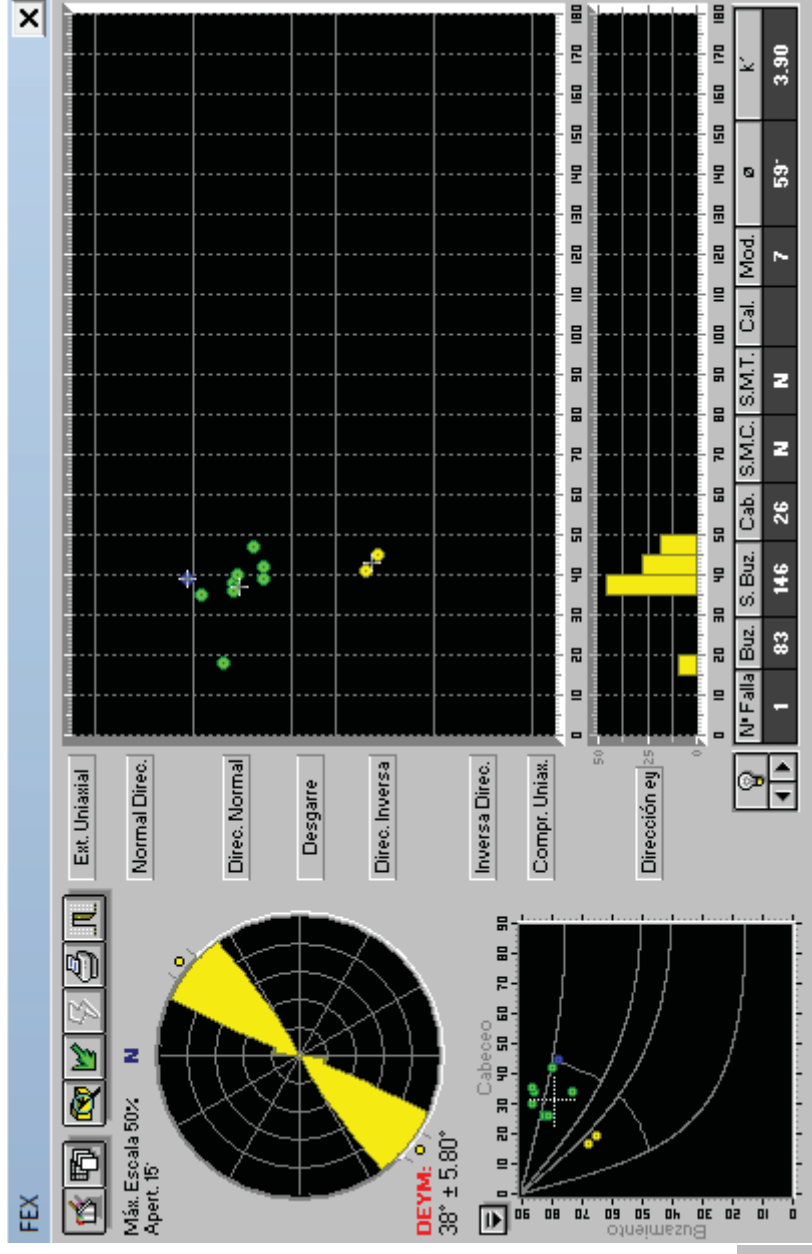
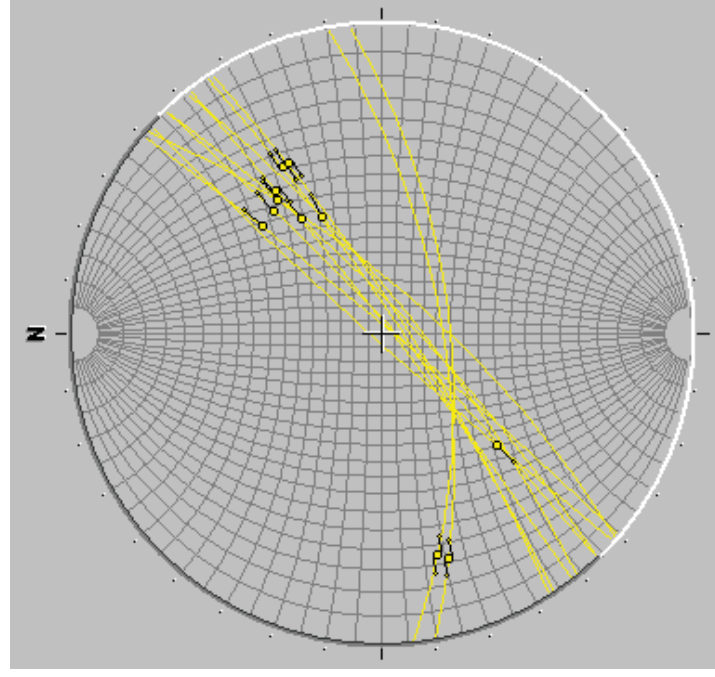


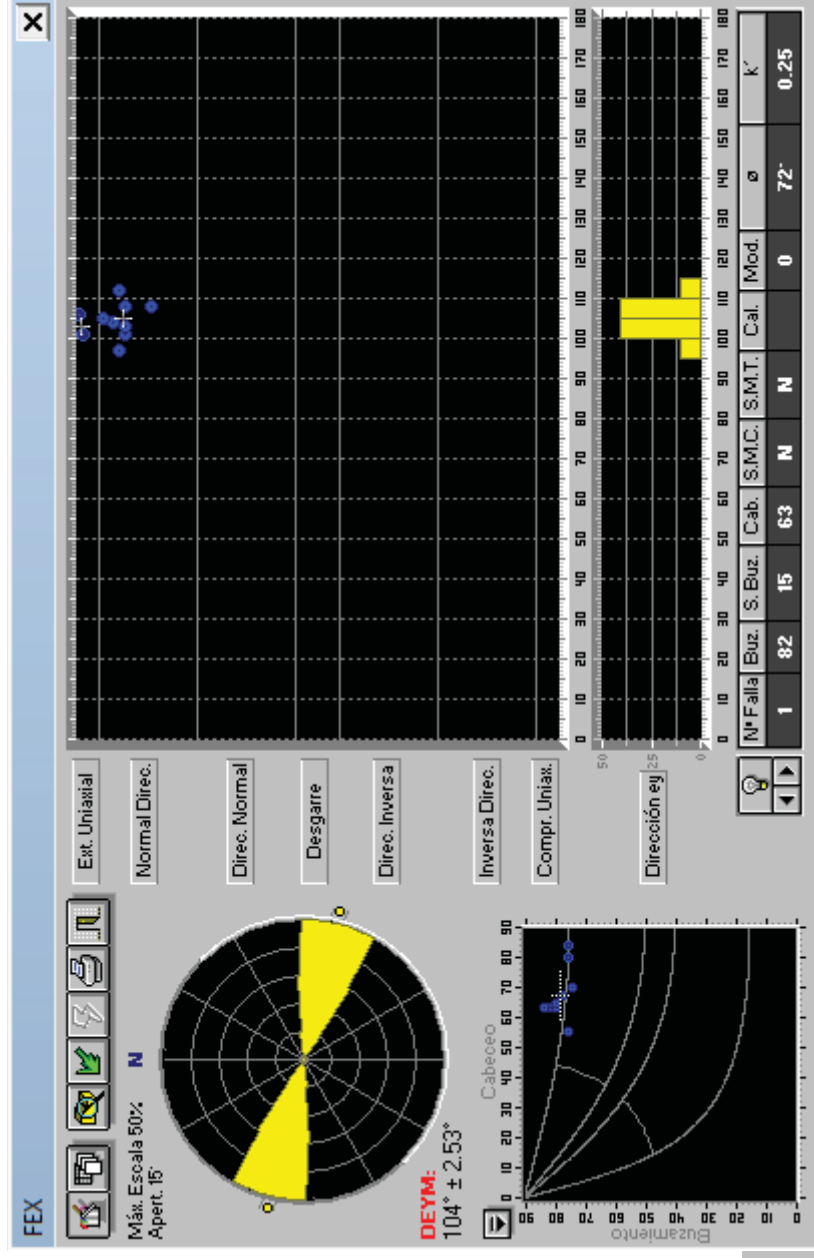
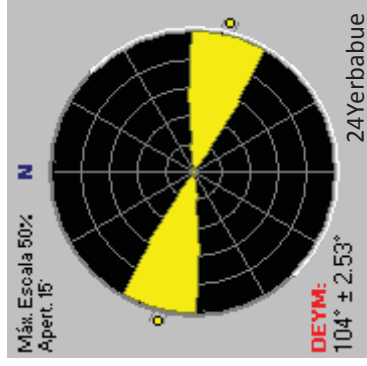
Tacuaro



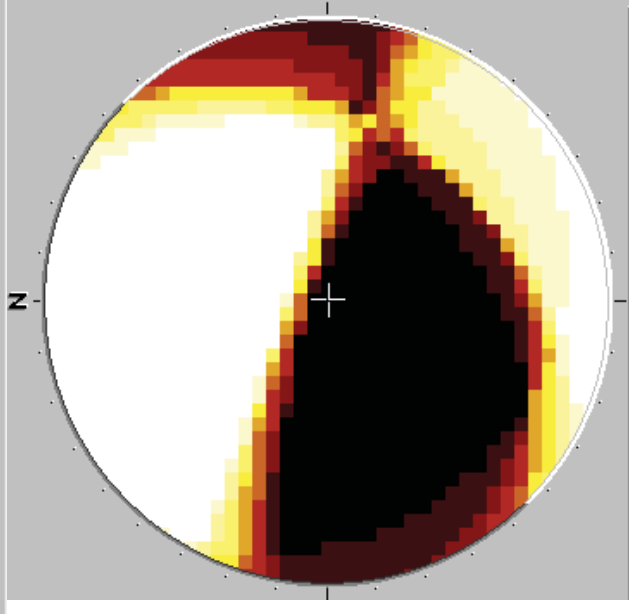
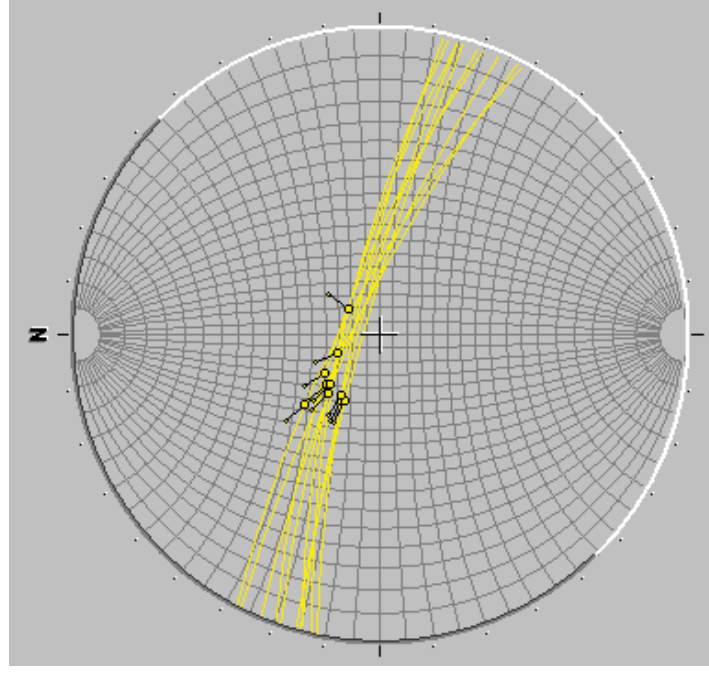


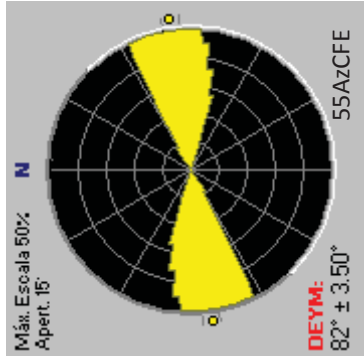
43MorGuada



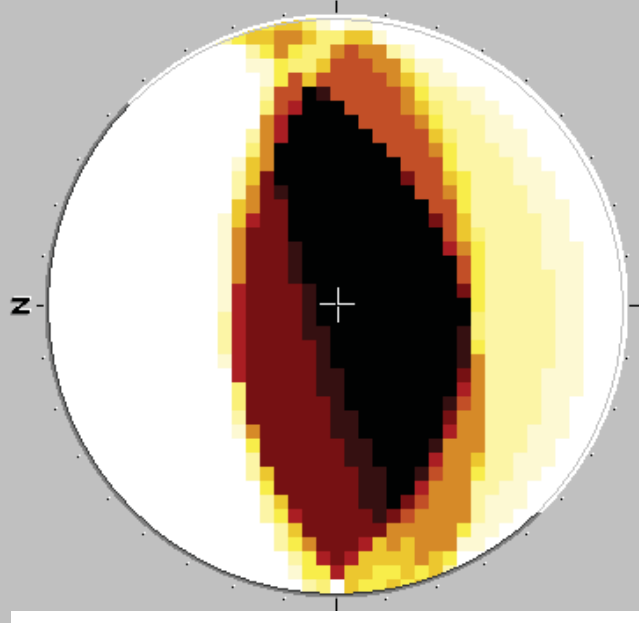
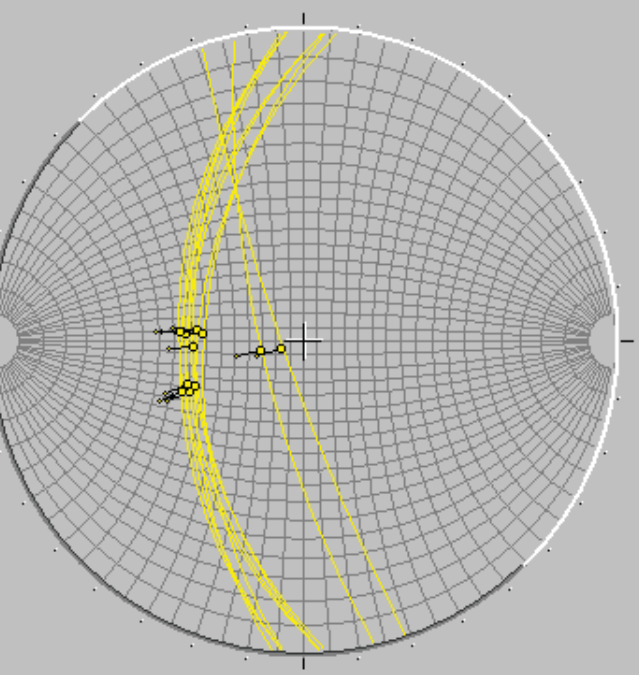
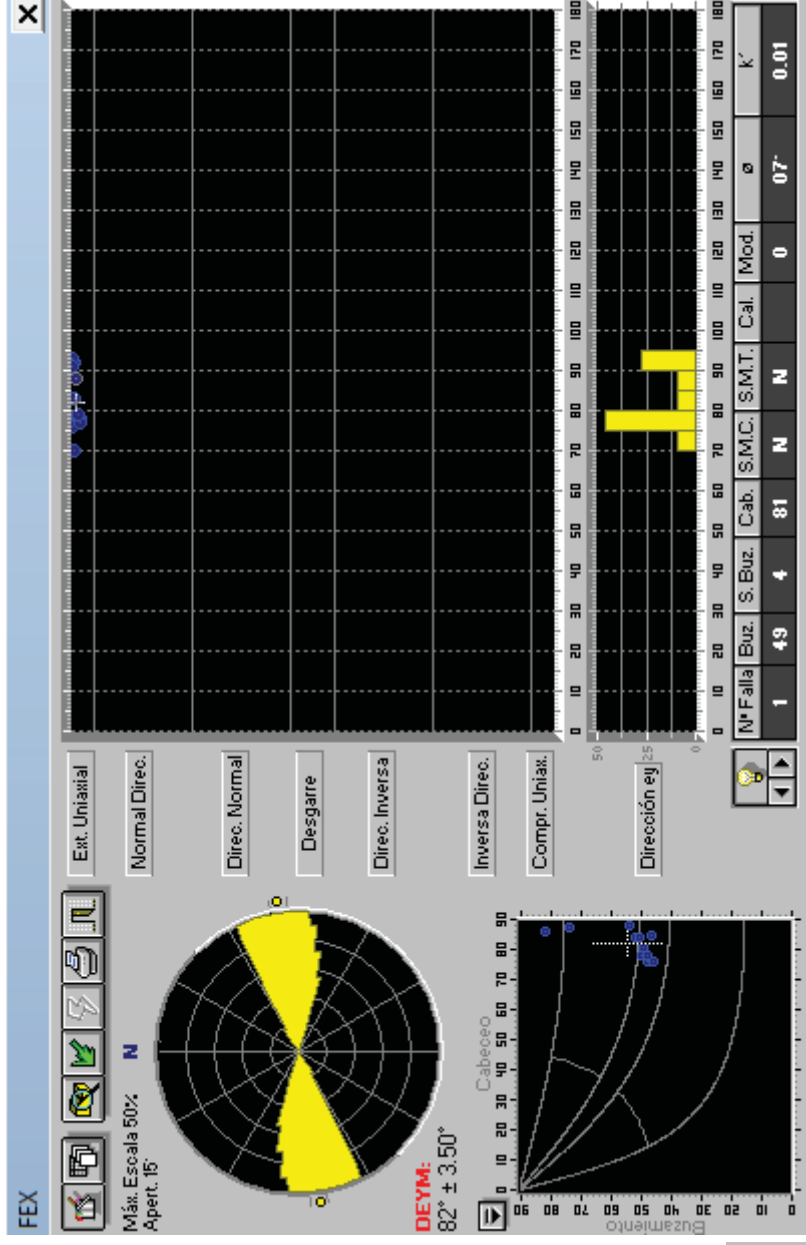


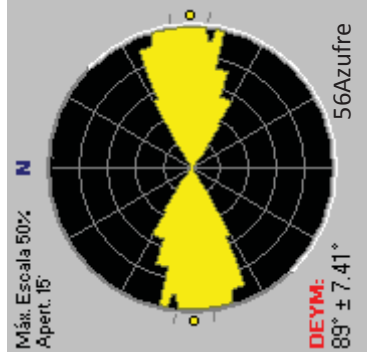
24Yerbabue



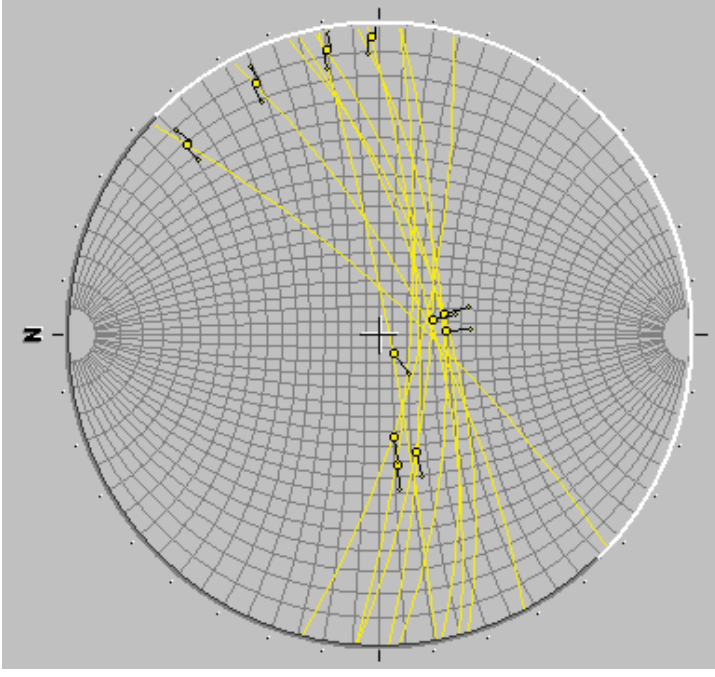
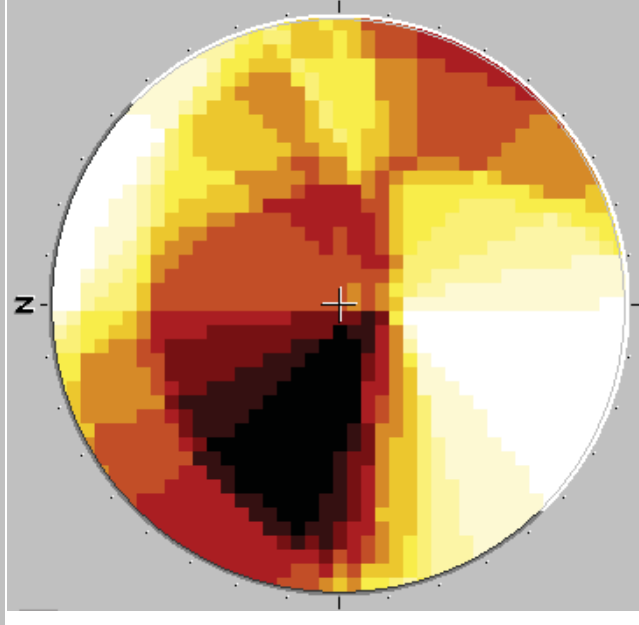
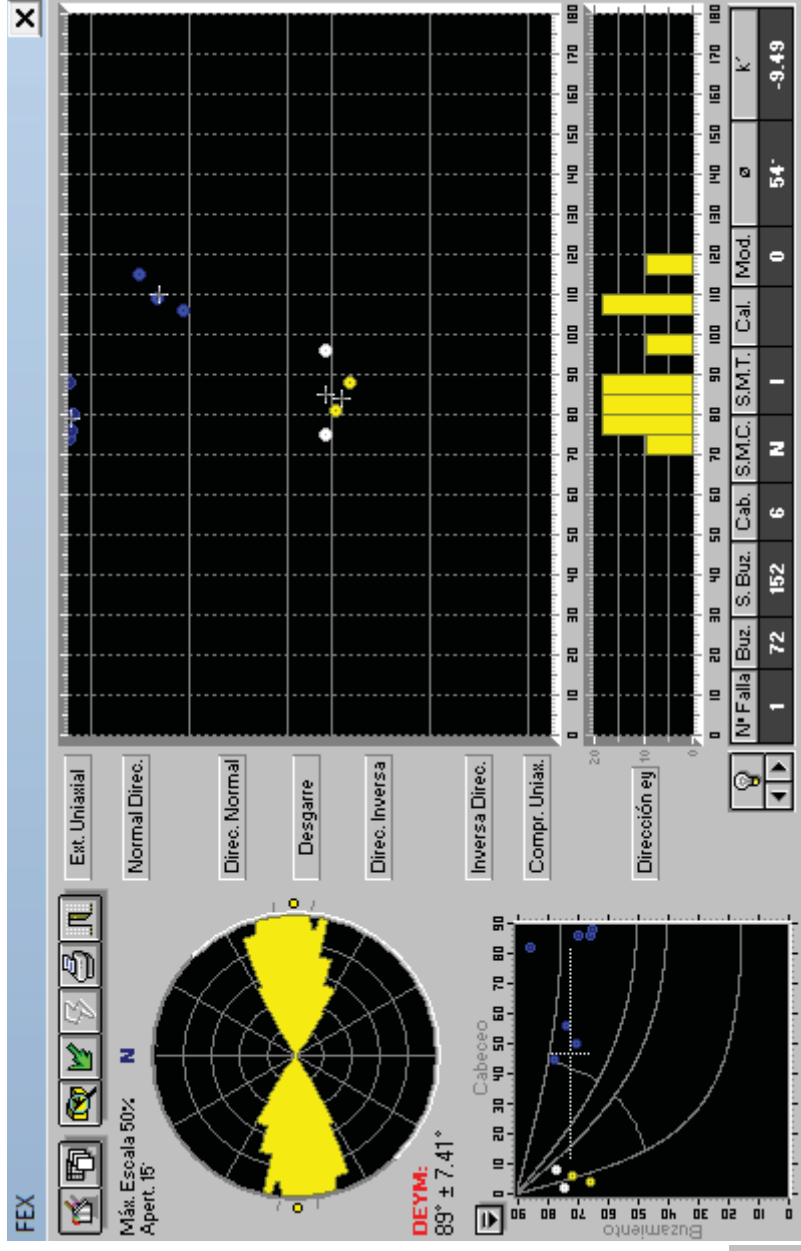


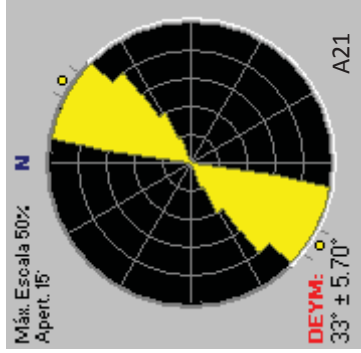
55AzCFE



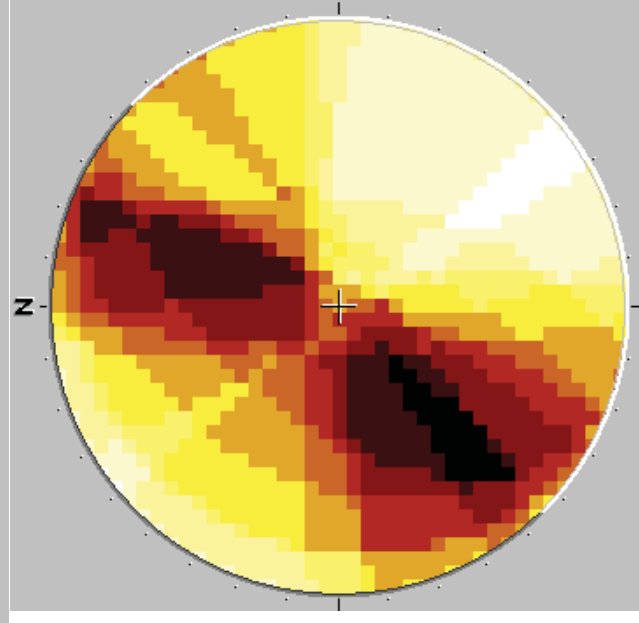
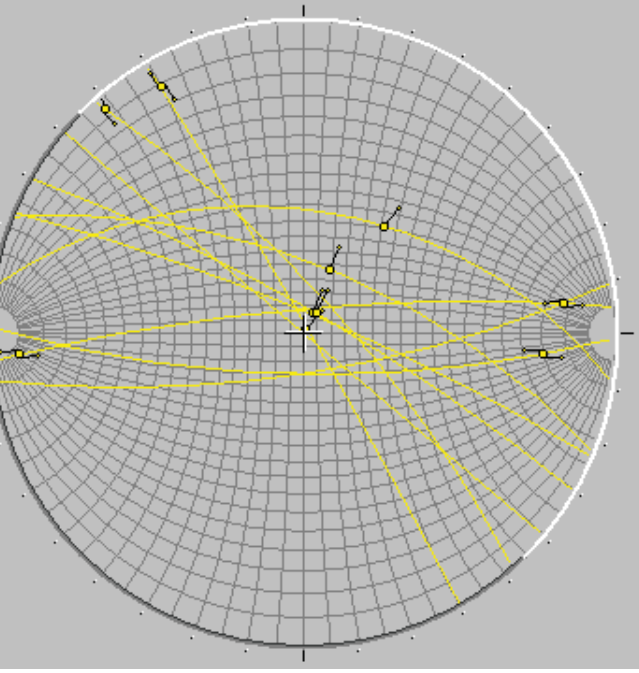
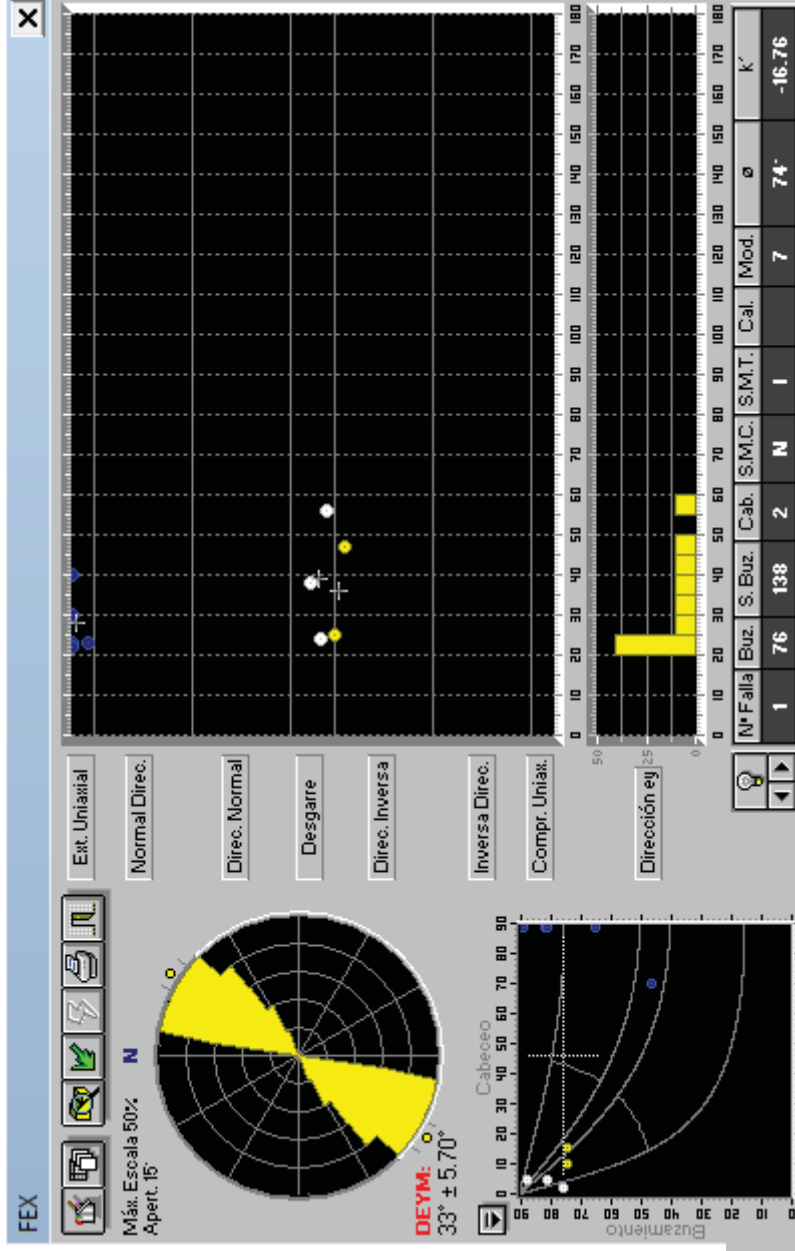


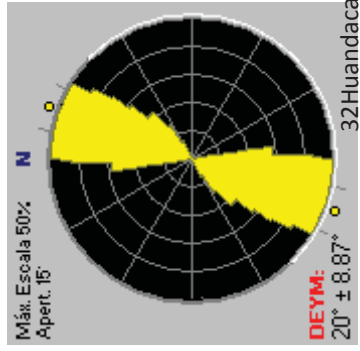
56Azufre



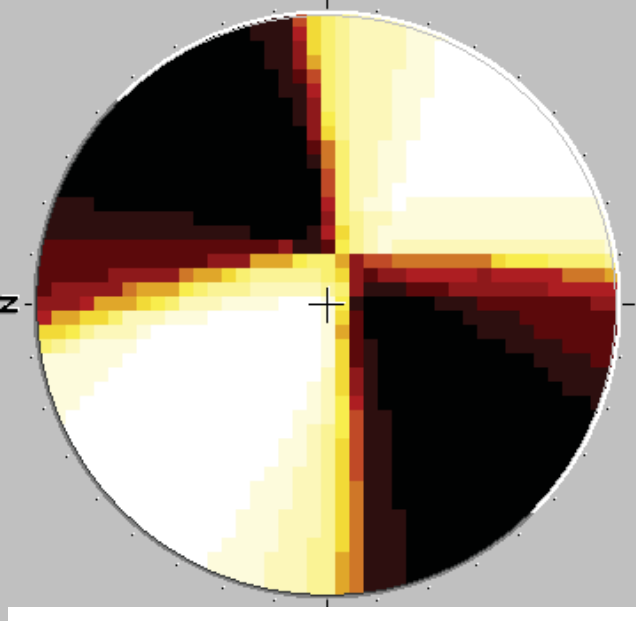
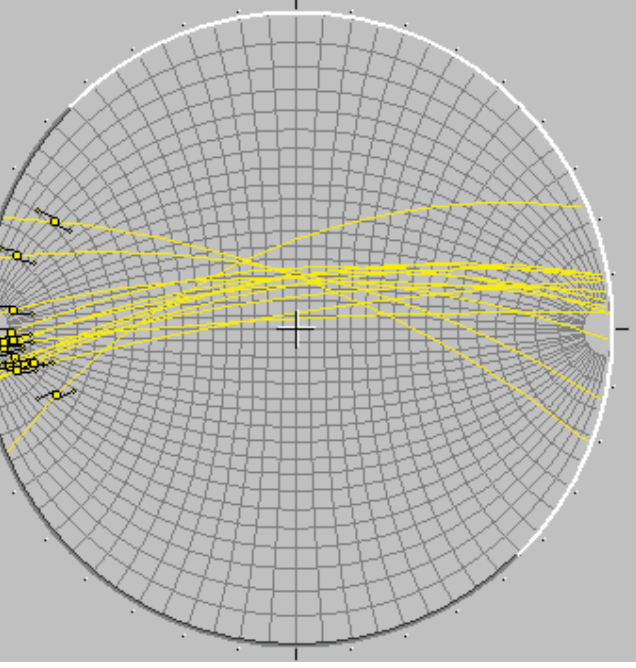
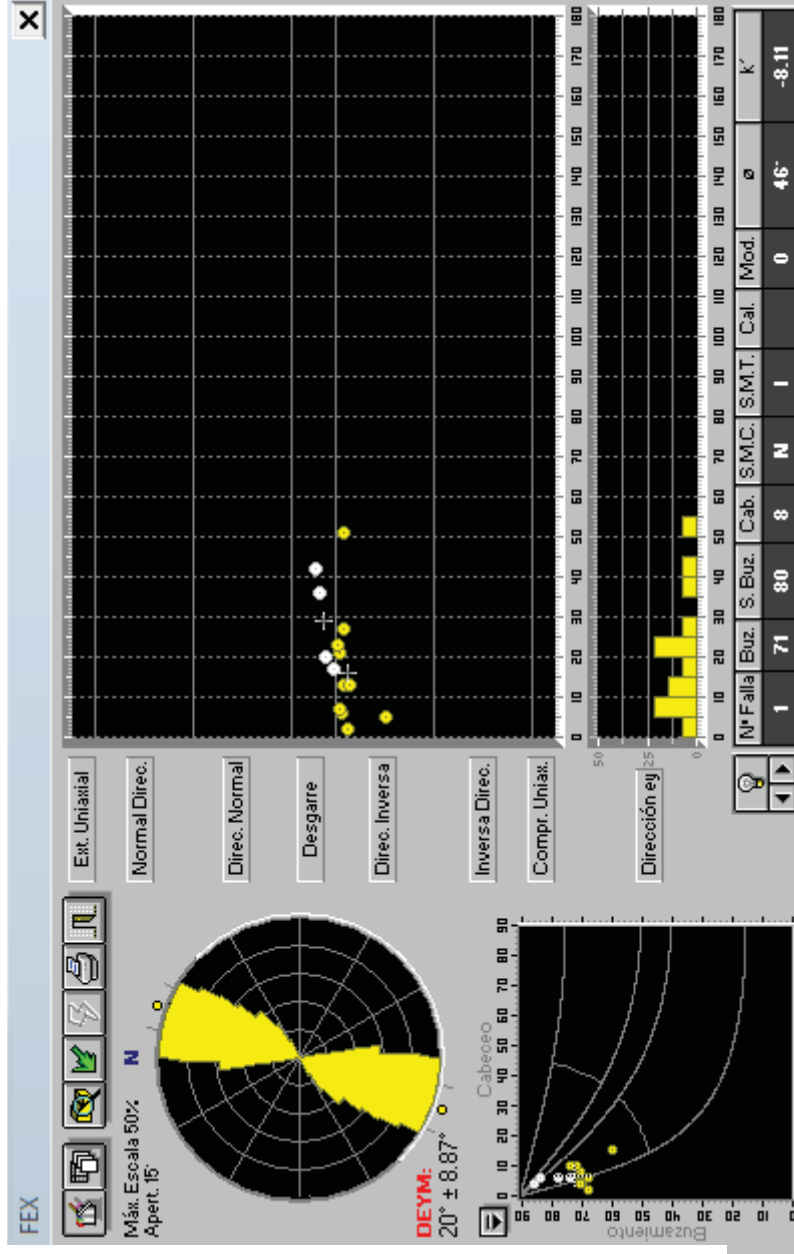


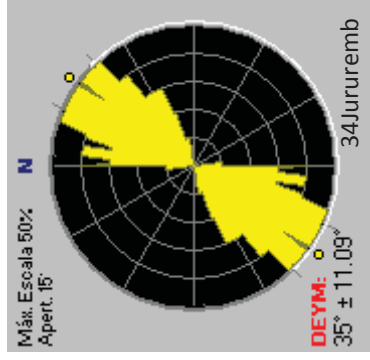
A21



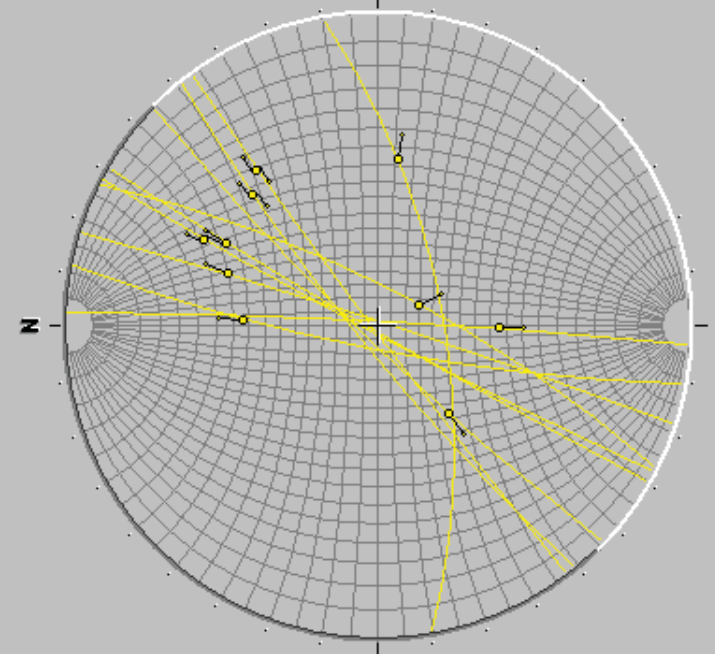
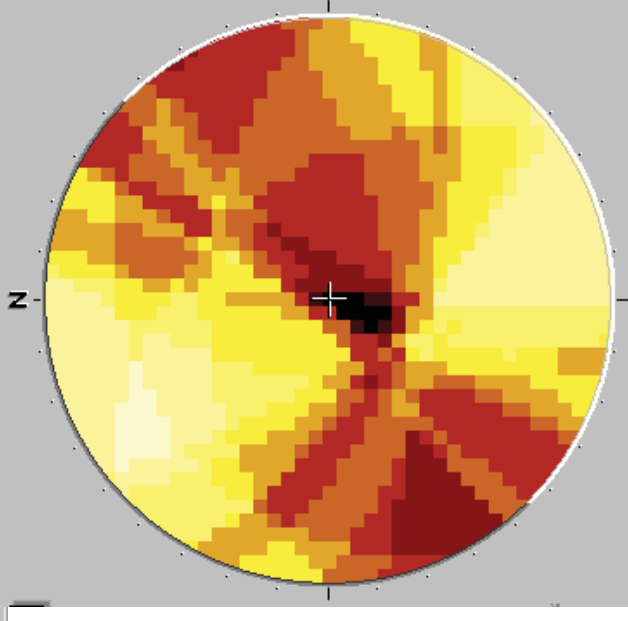
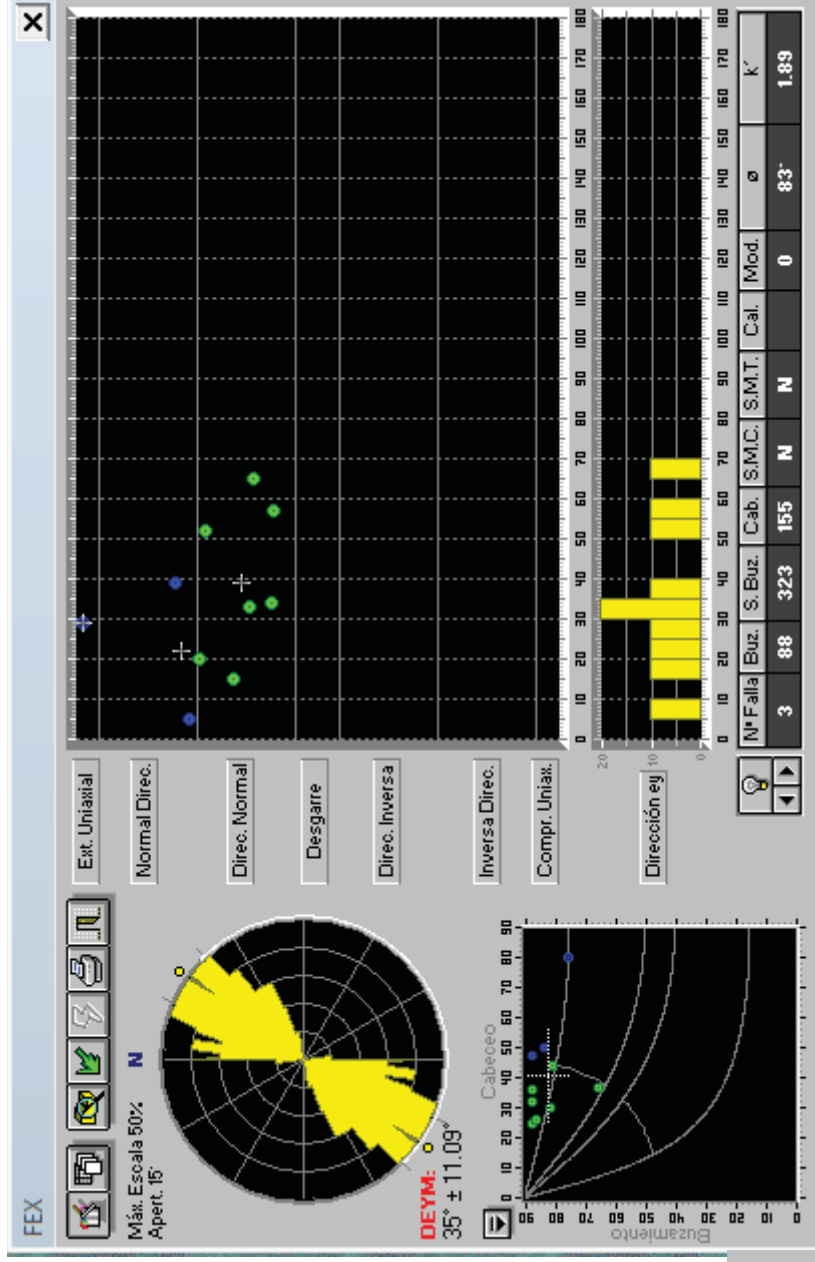


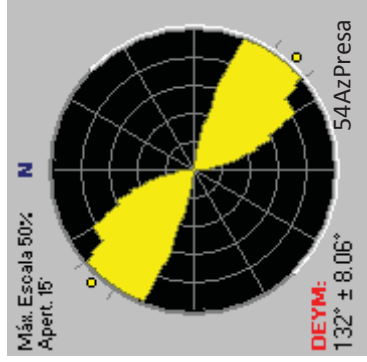
32Huandaca



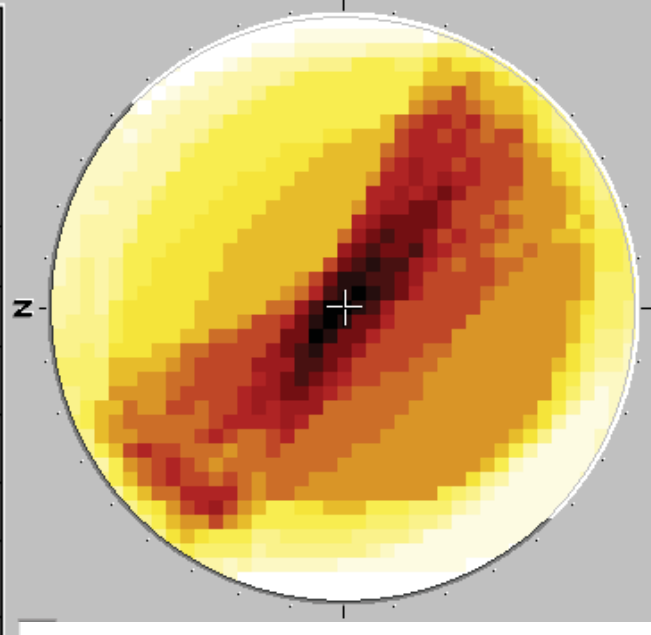
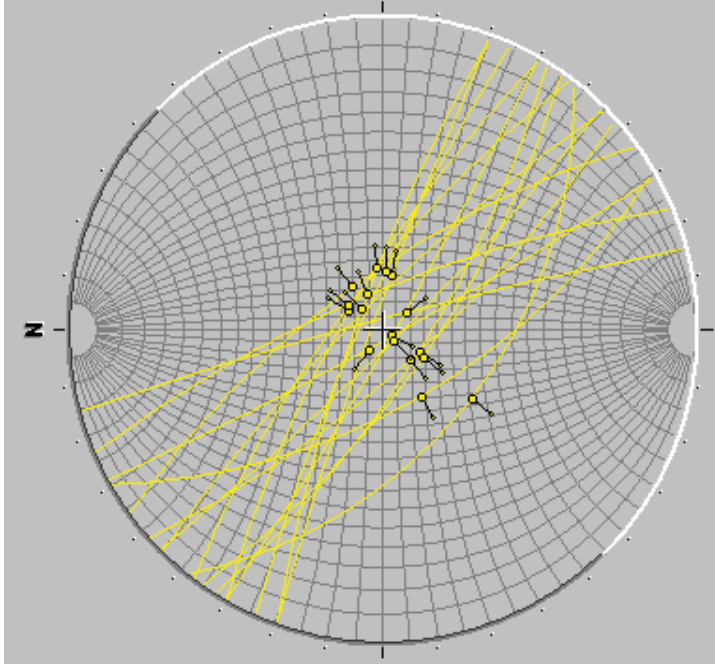
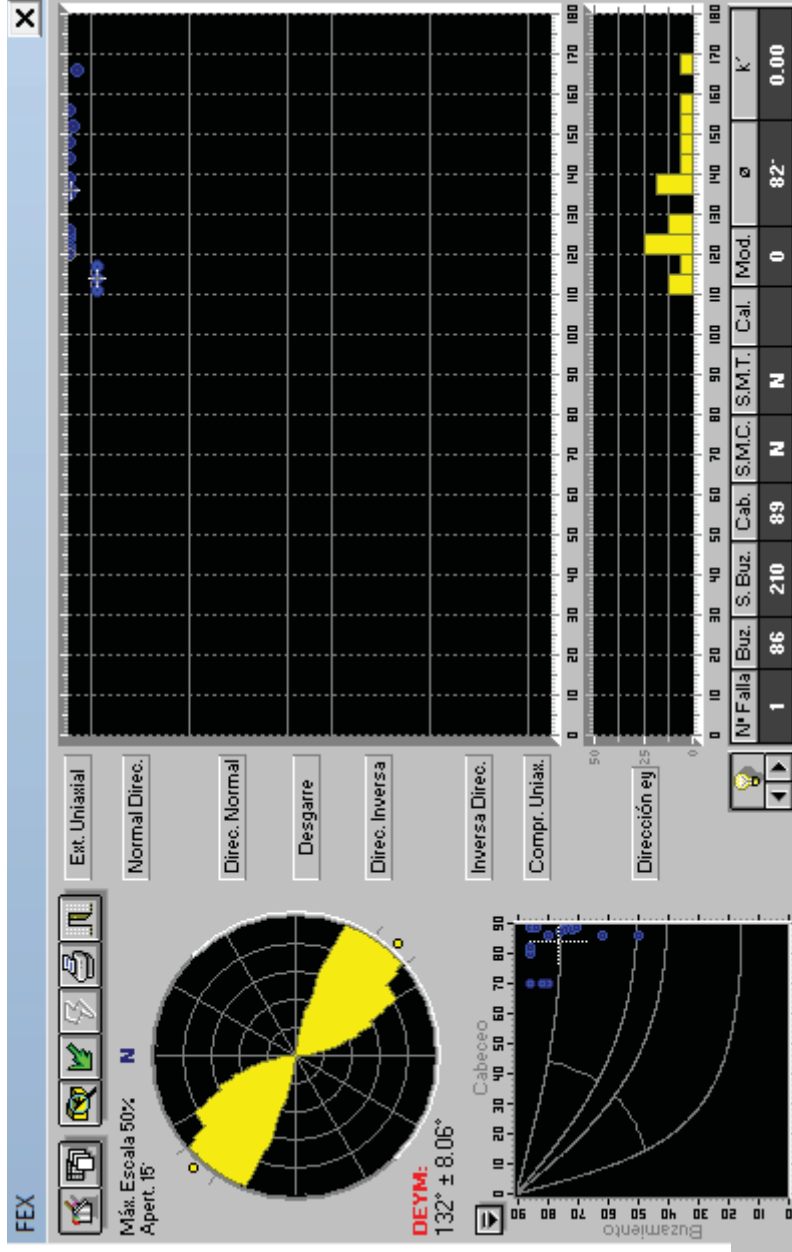


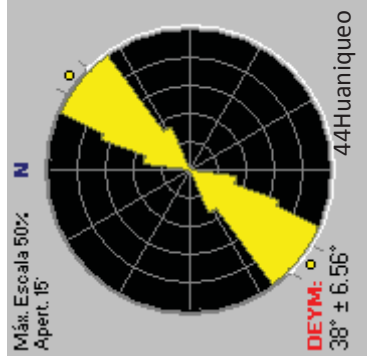
34Jururemb



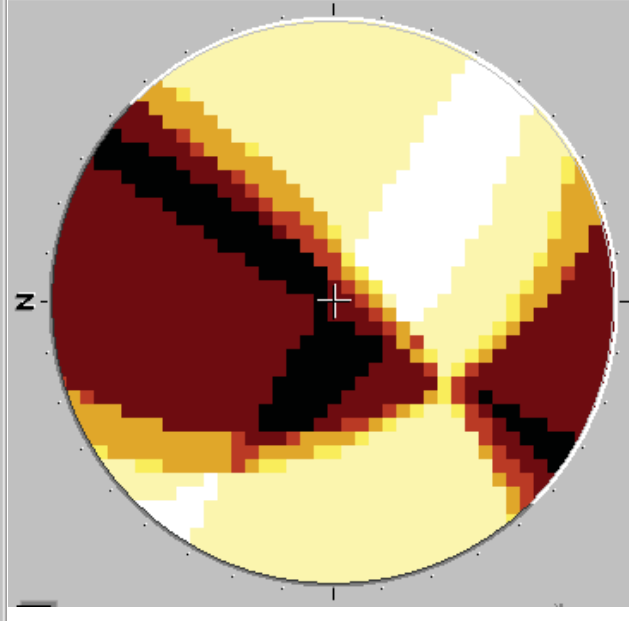
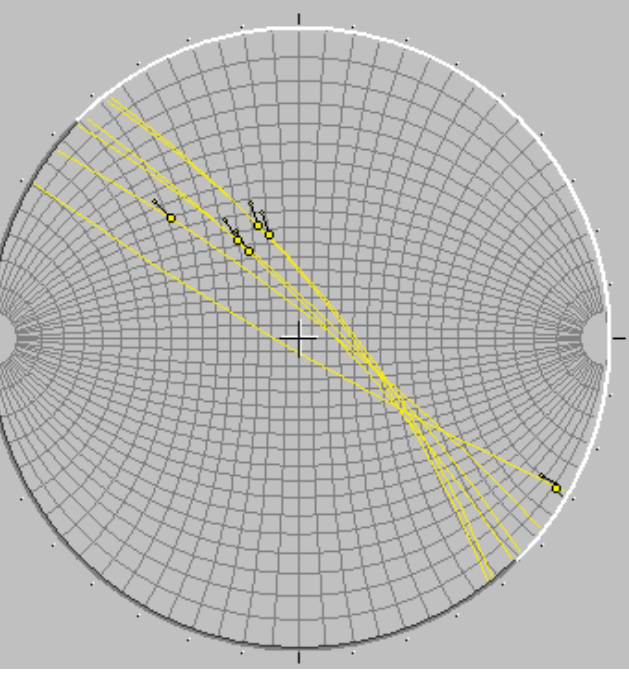
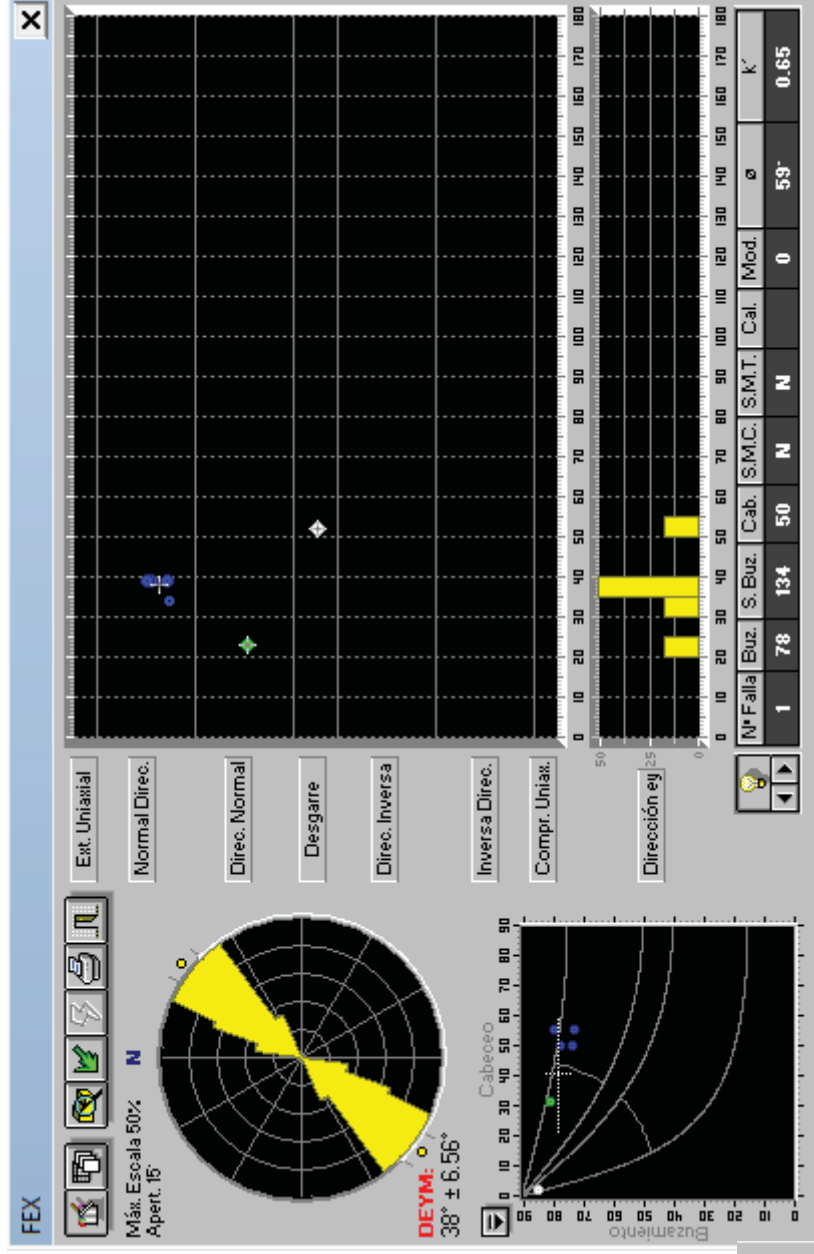


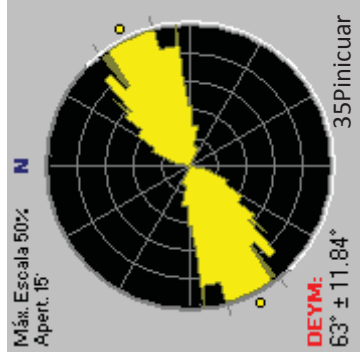
54AzPresa



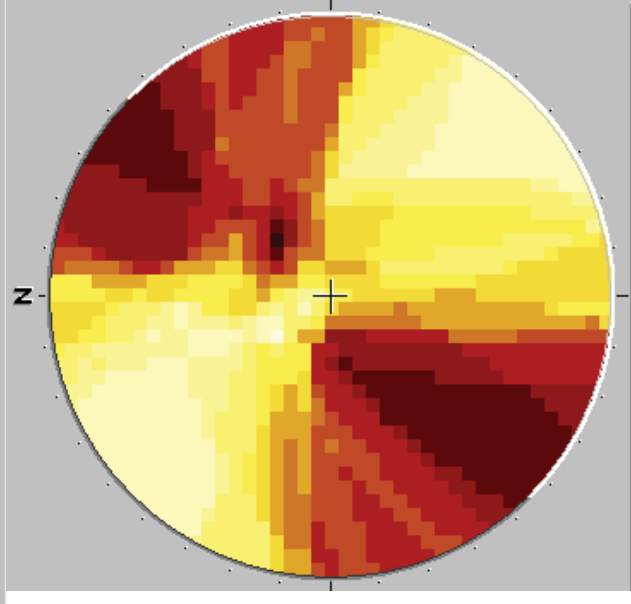
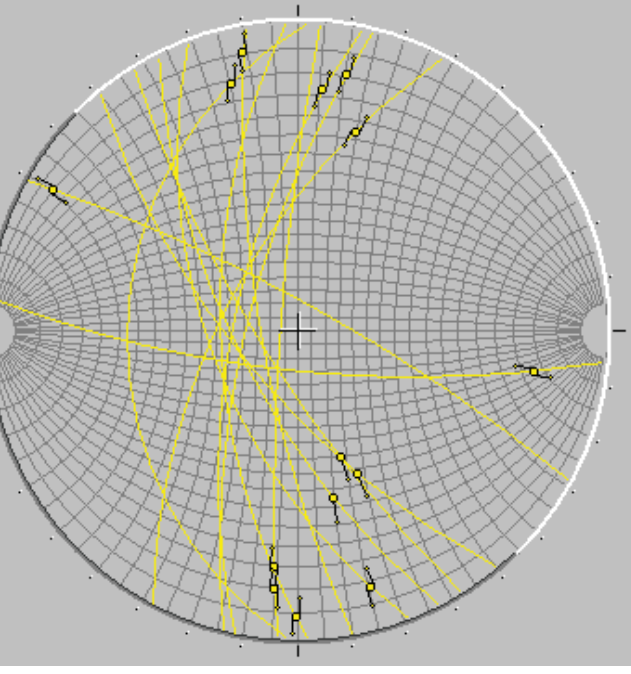
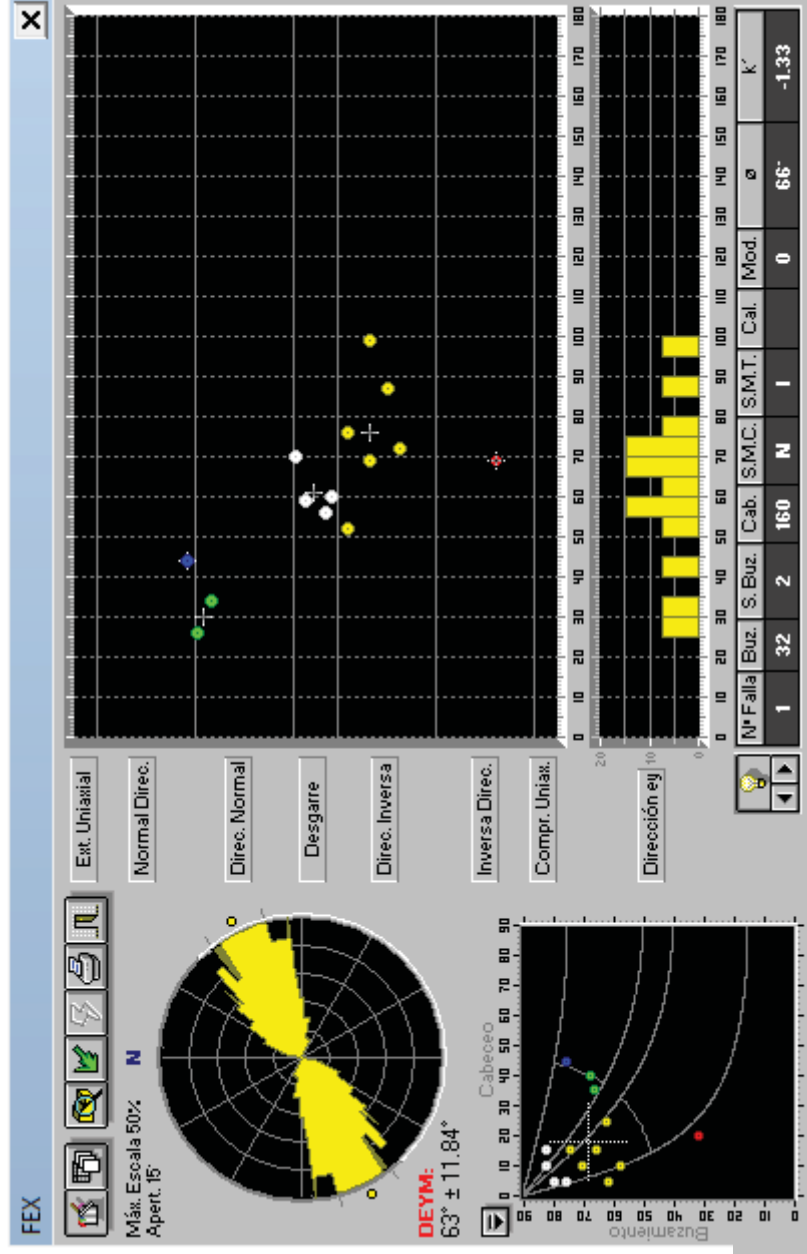


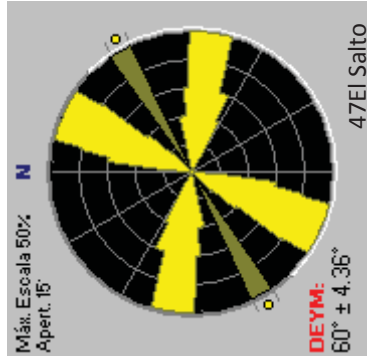
44Huanique



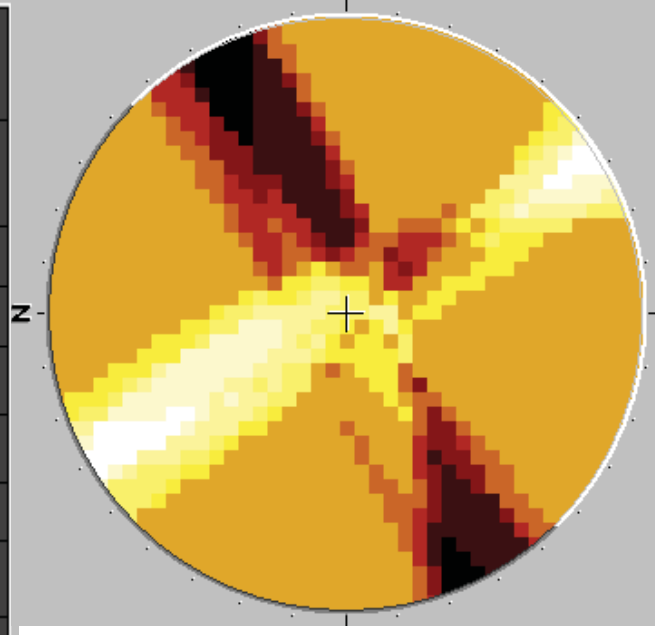
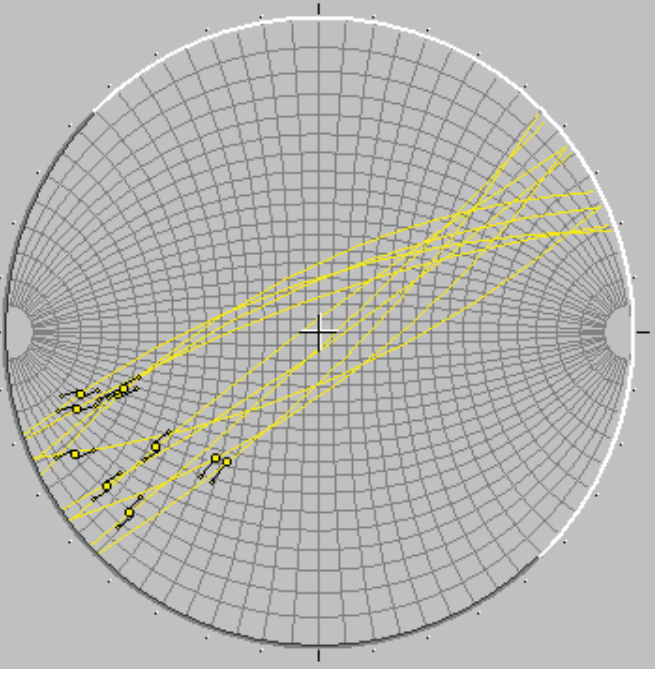
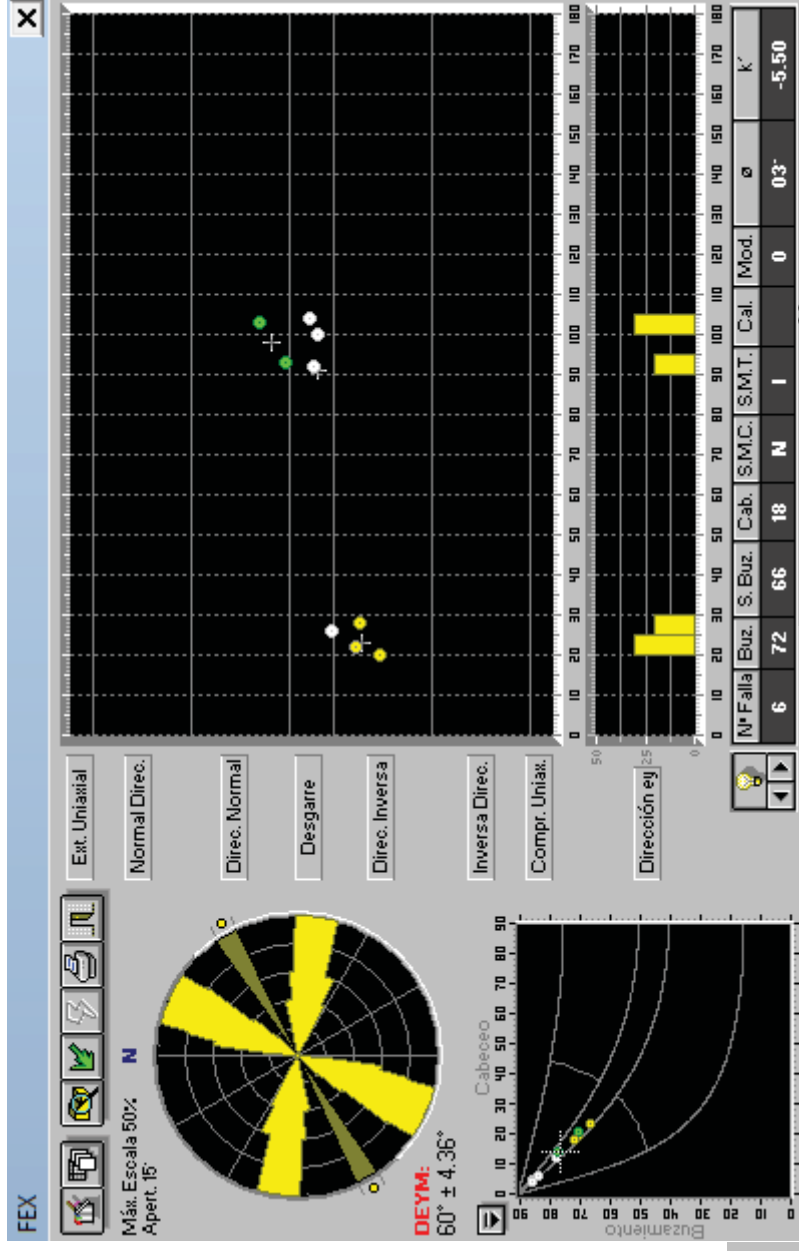


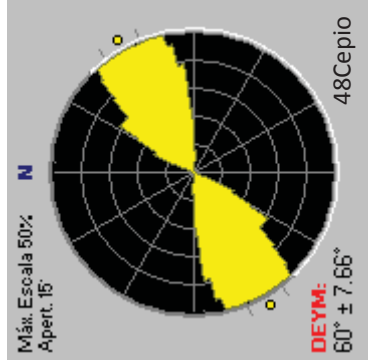
35Pinicuar



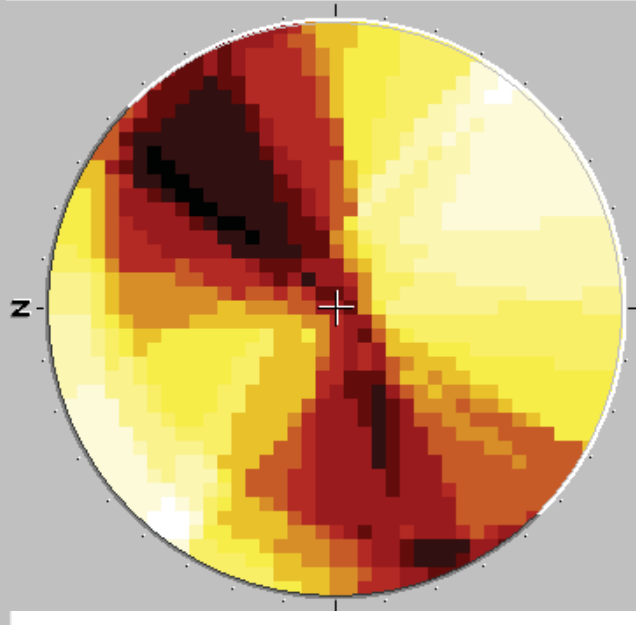
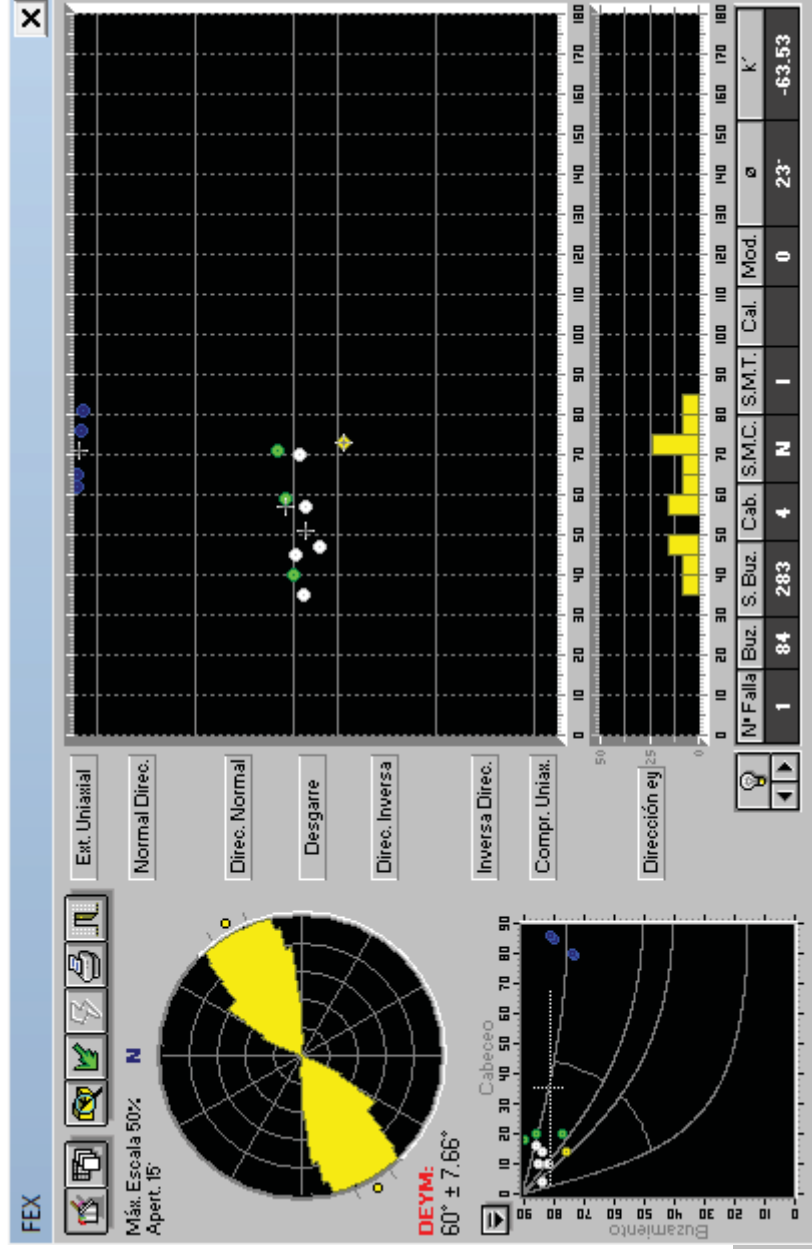
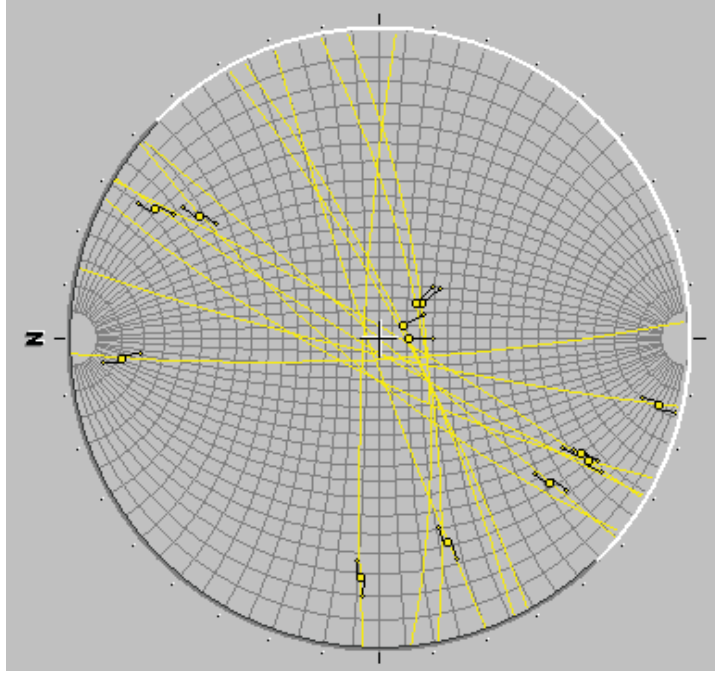


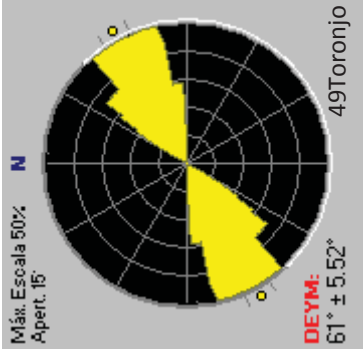
47ElSalto



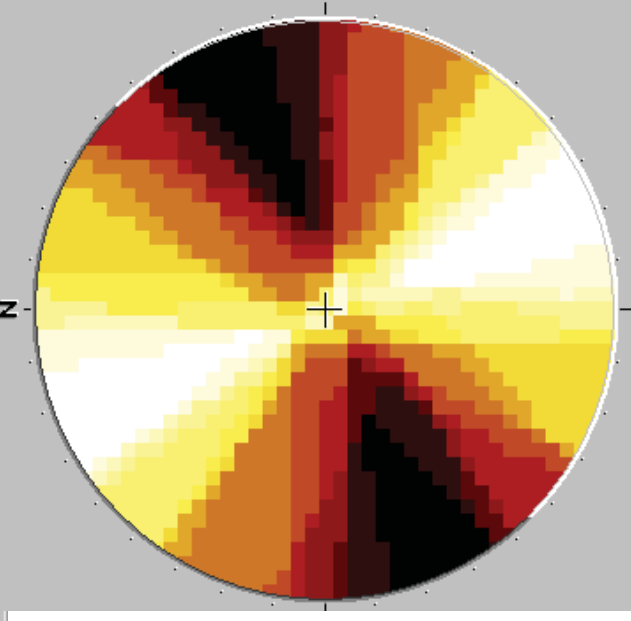
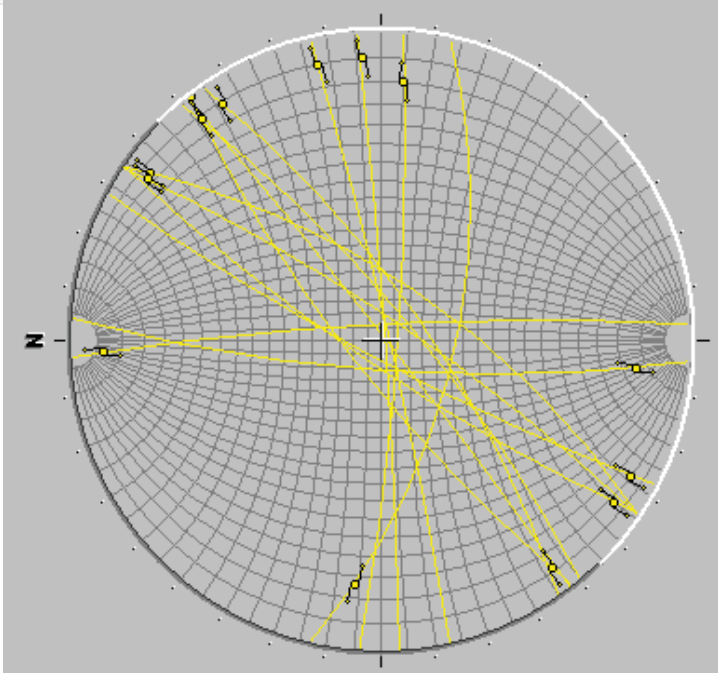
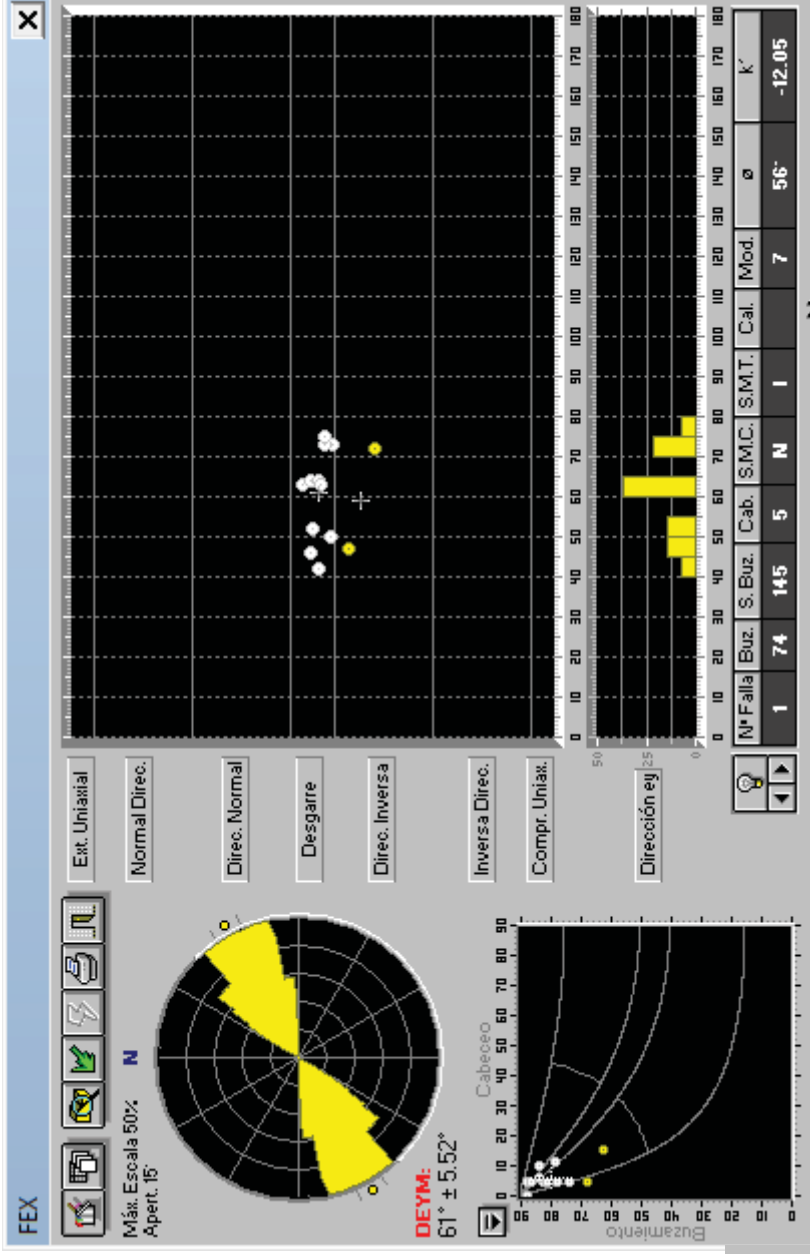


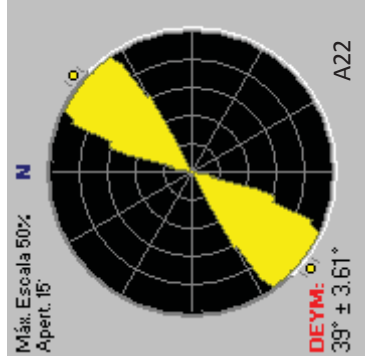
48Cepio



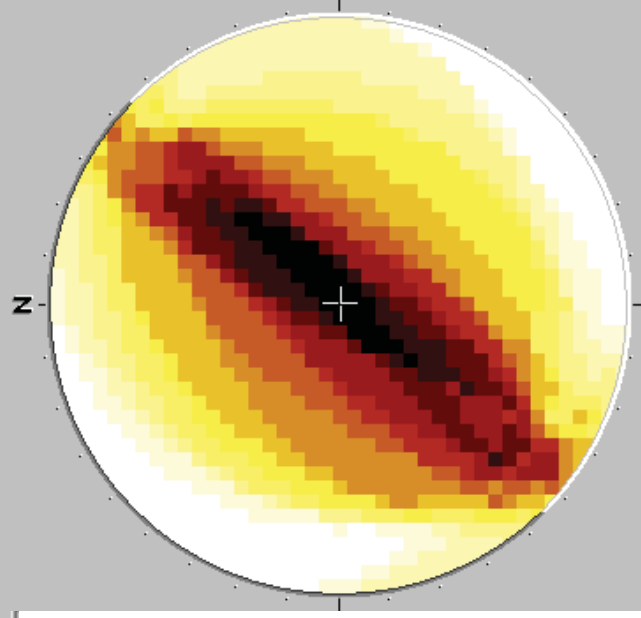
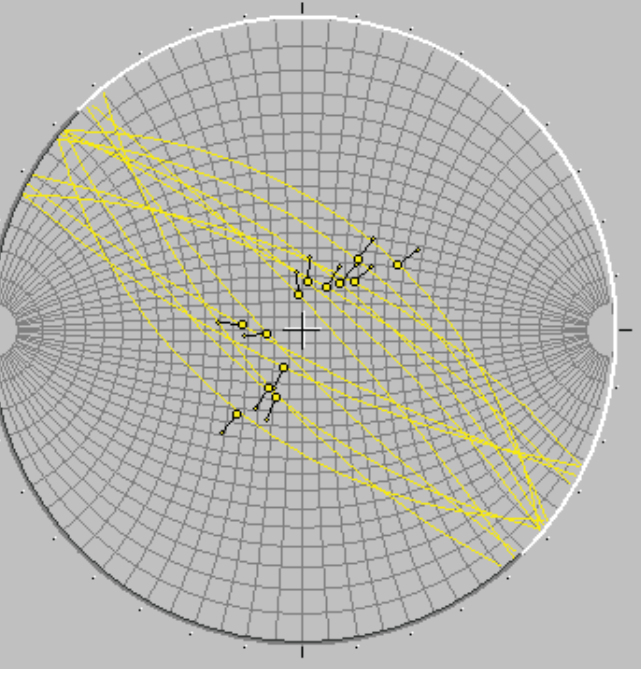
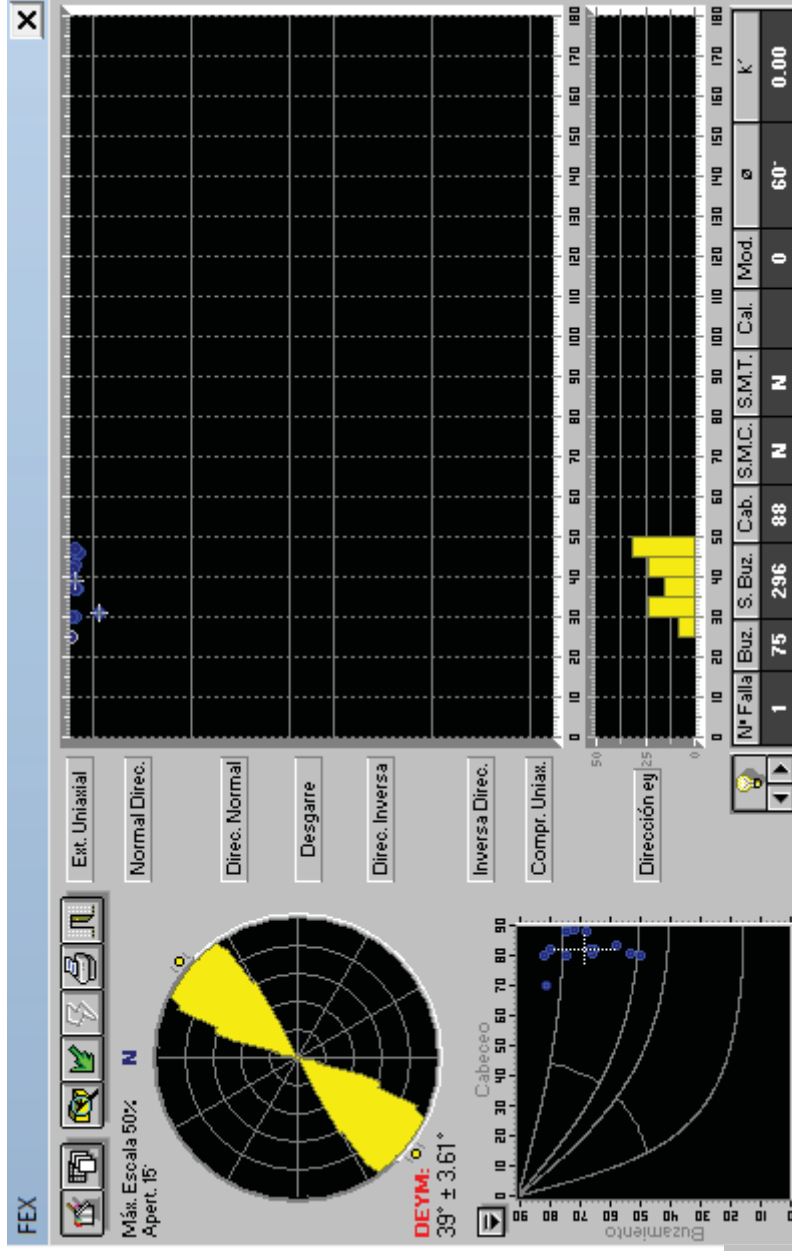


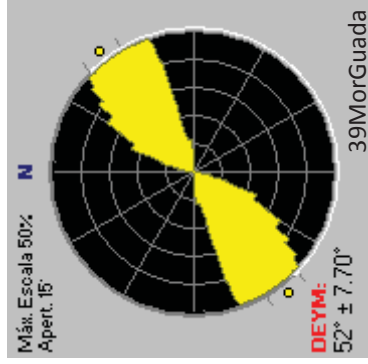
49Toronjo



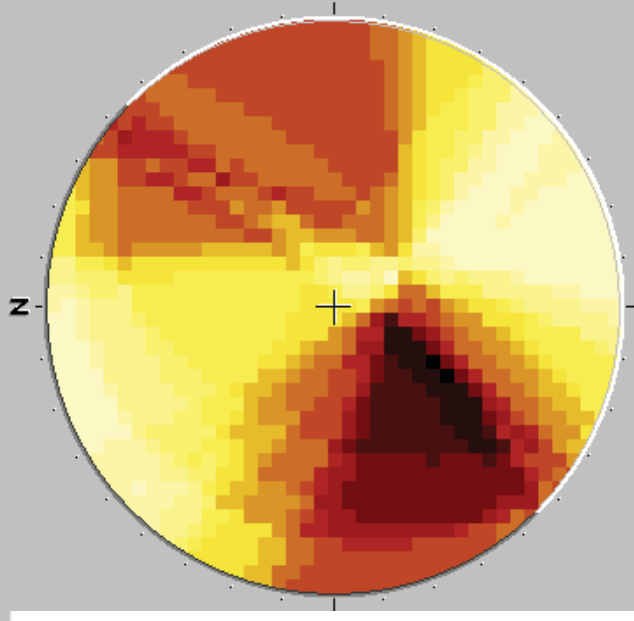
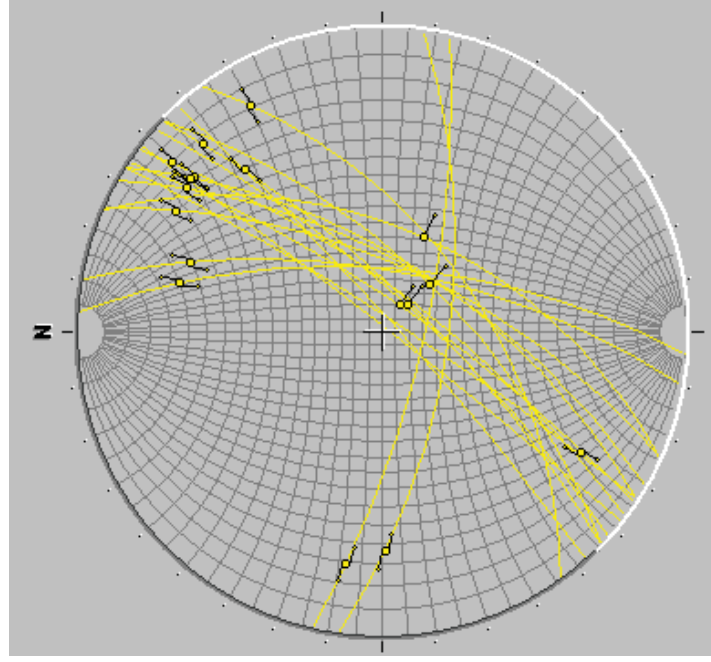
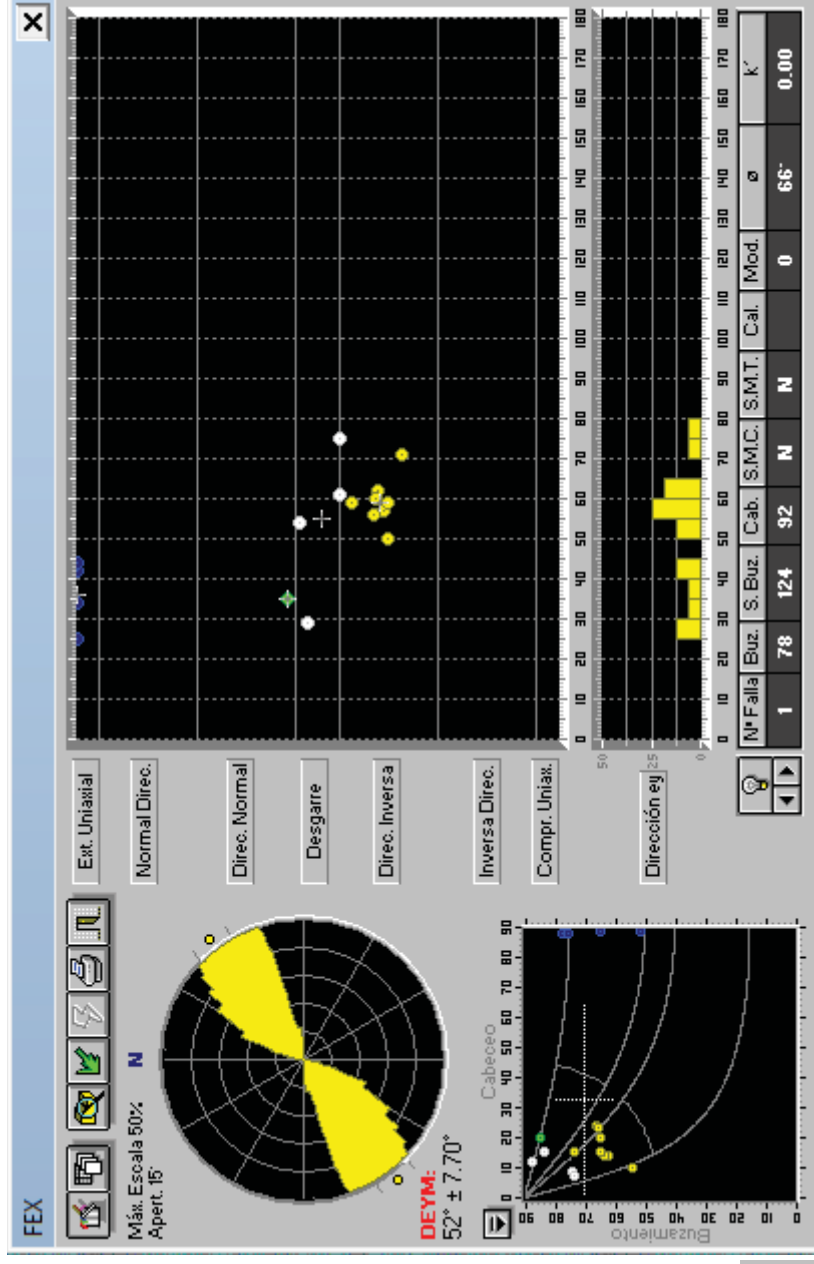


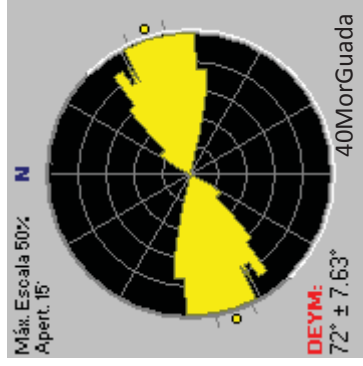
A22



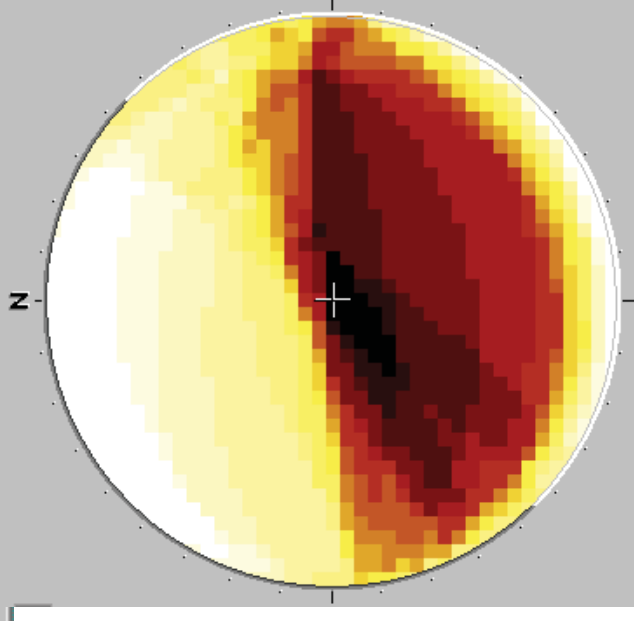
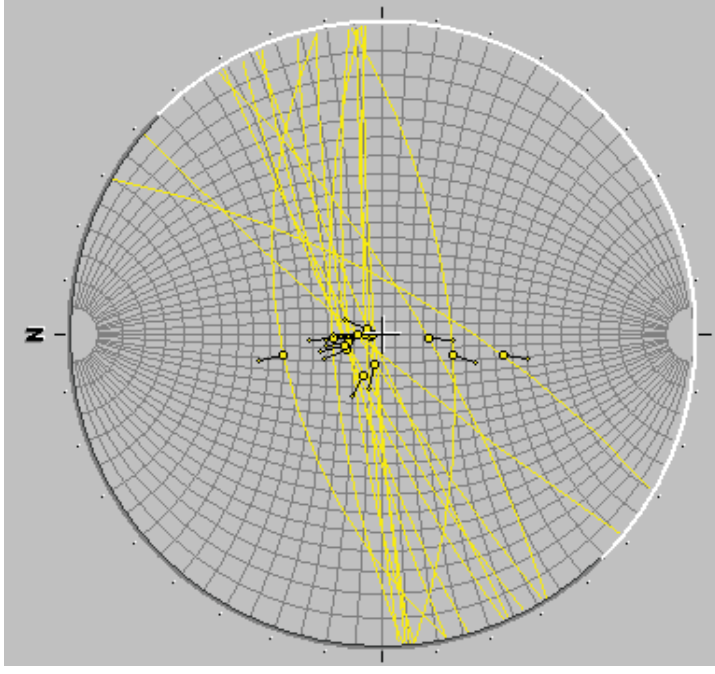
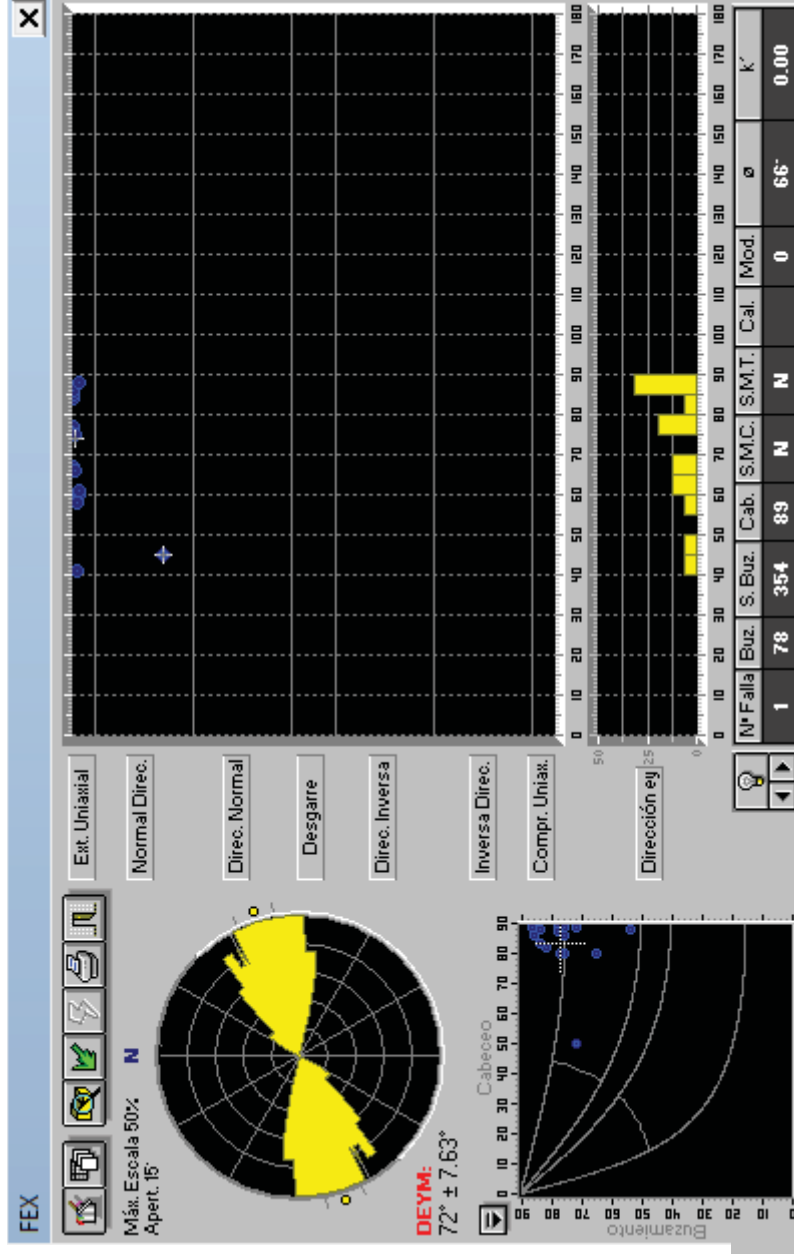


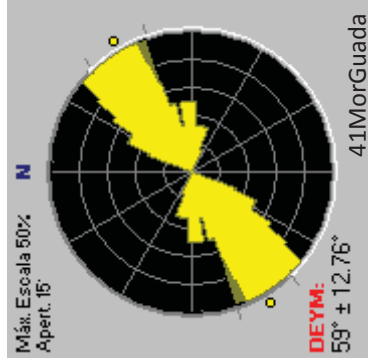
39MorGuada



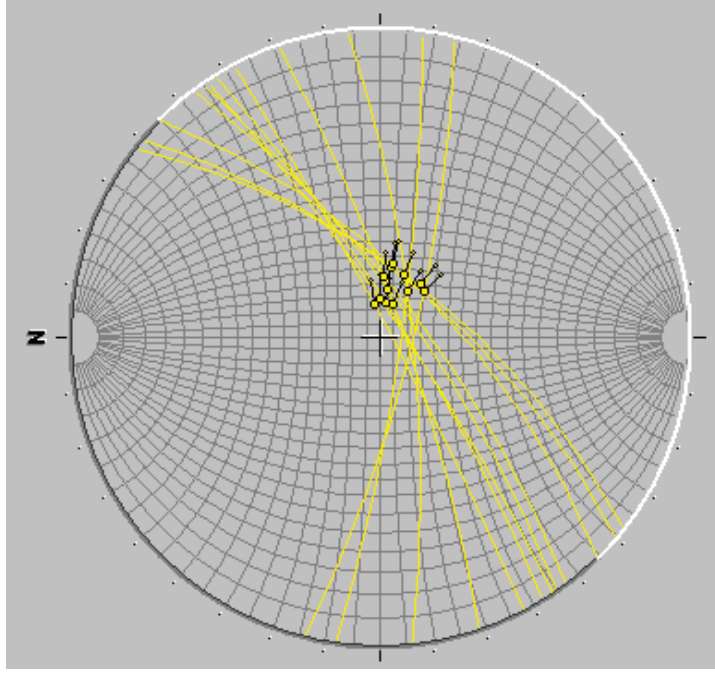
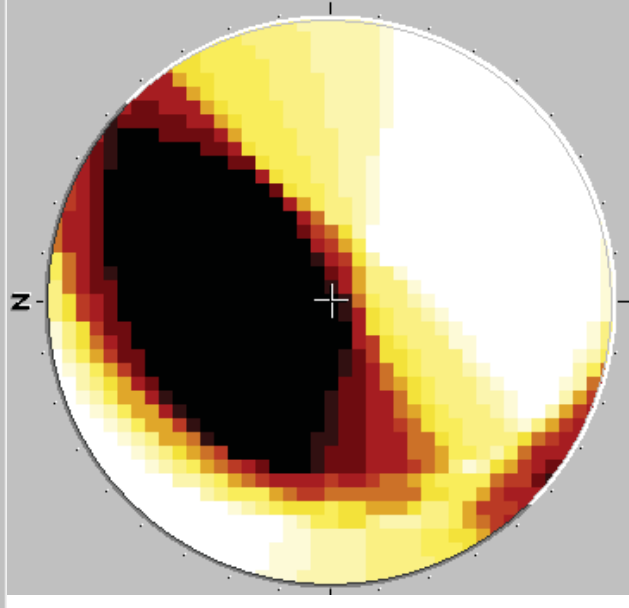
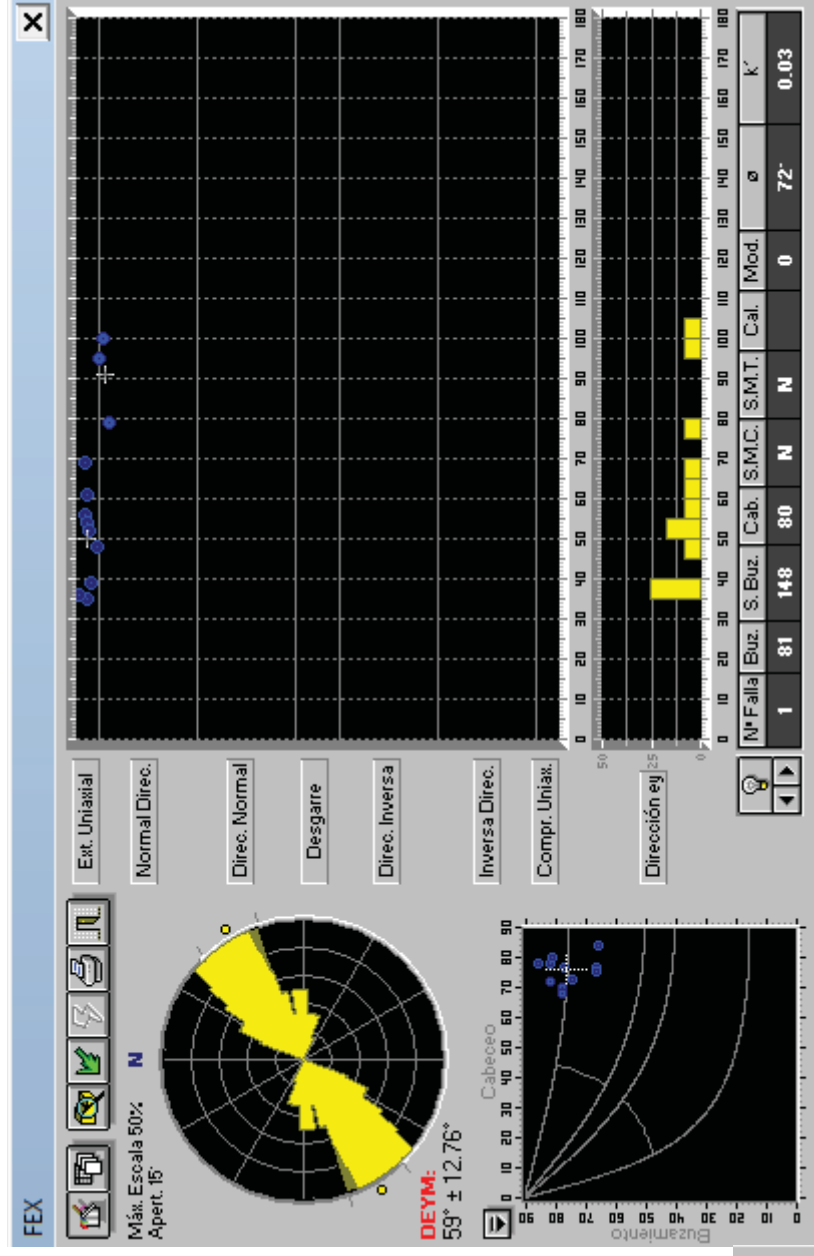


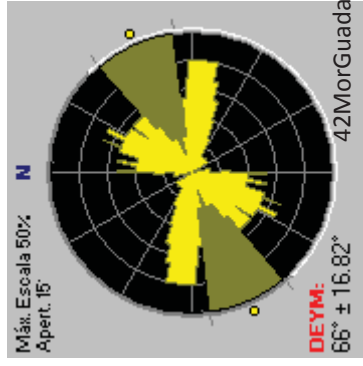
40MorGuada



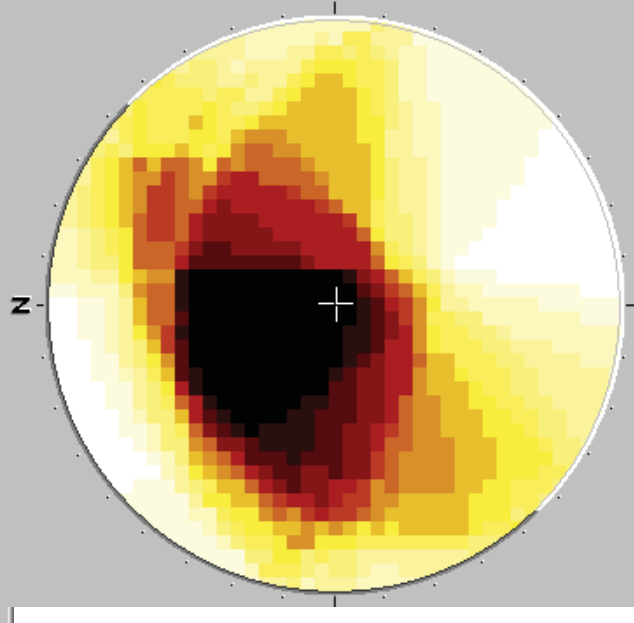
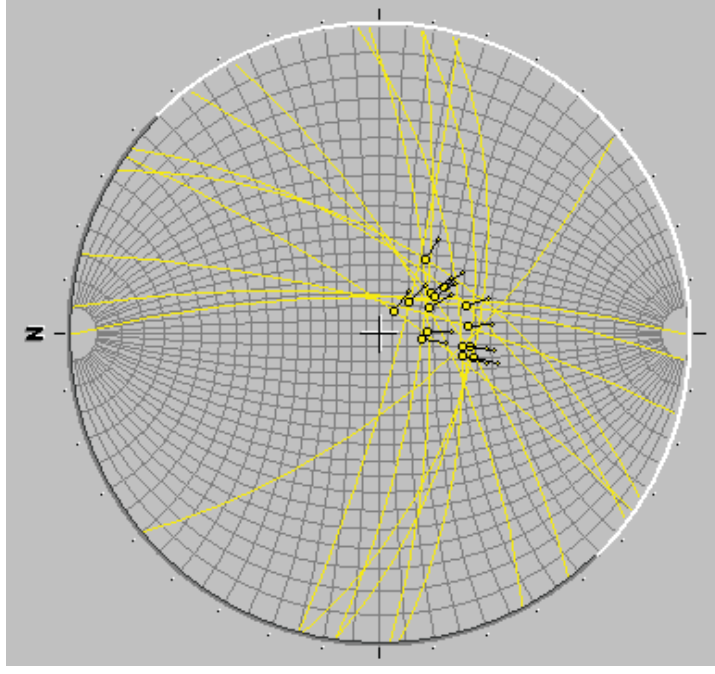
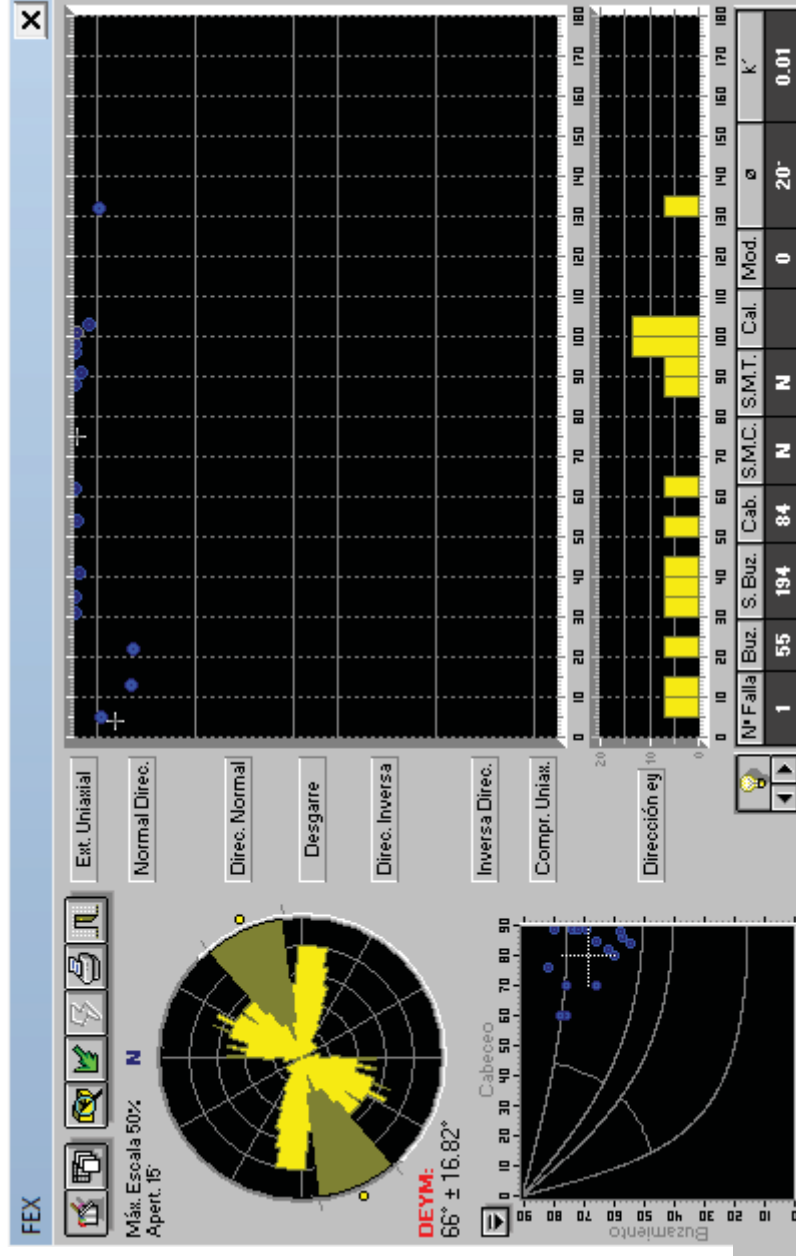


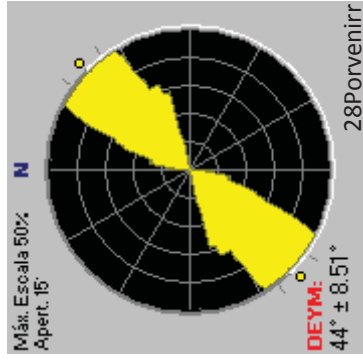
41MorGuada



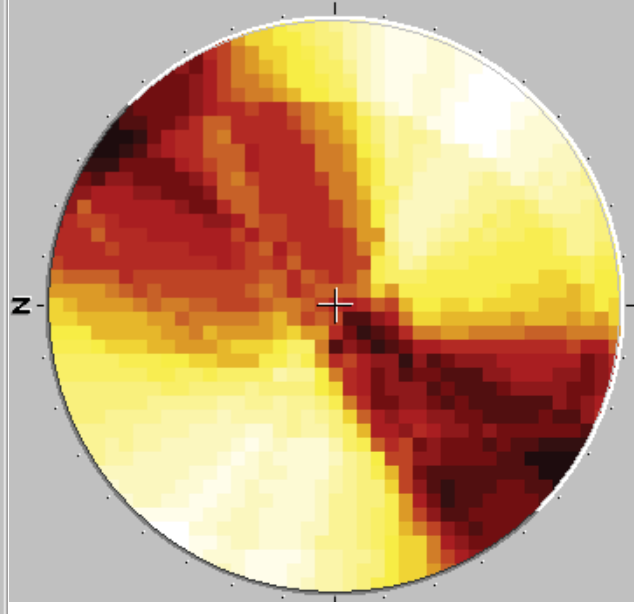
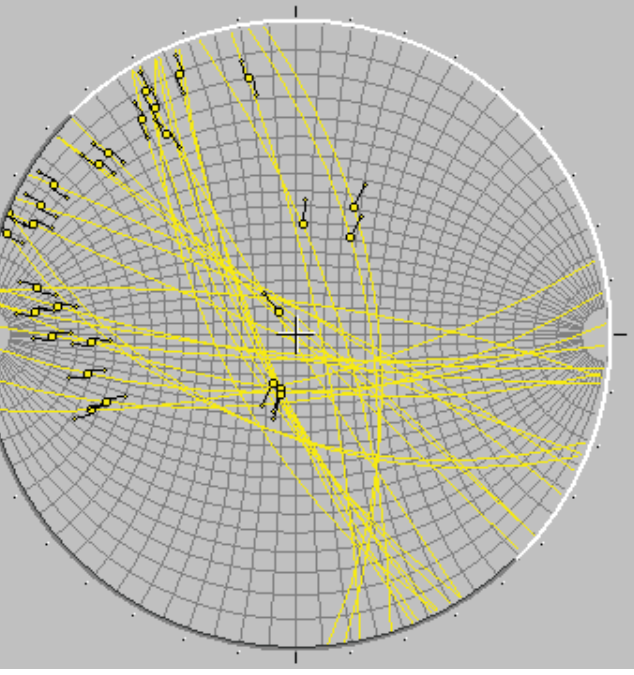
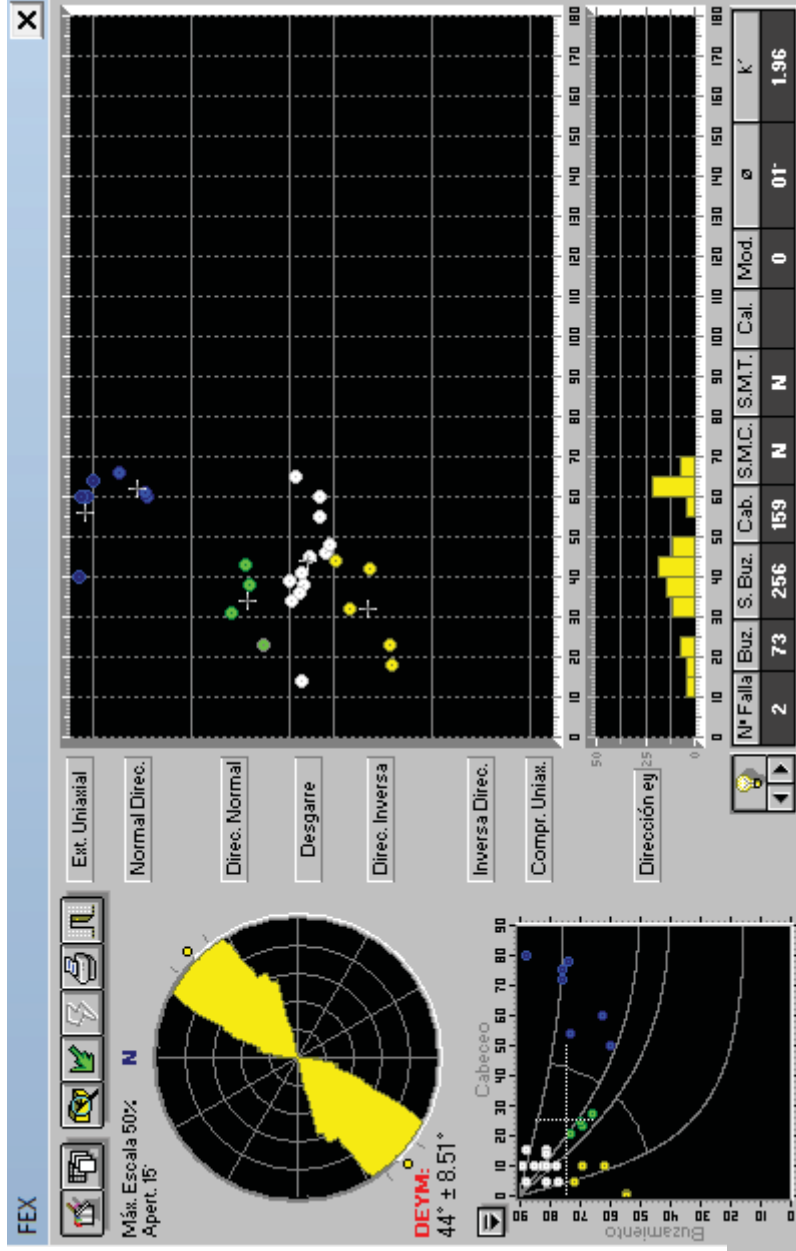


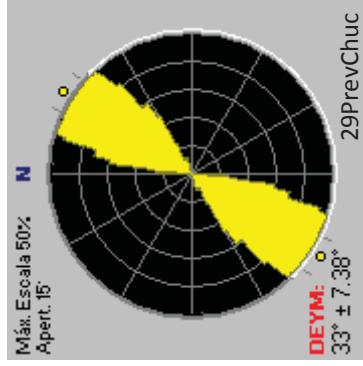
42MorGuada



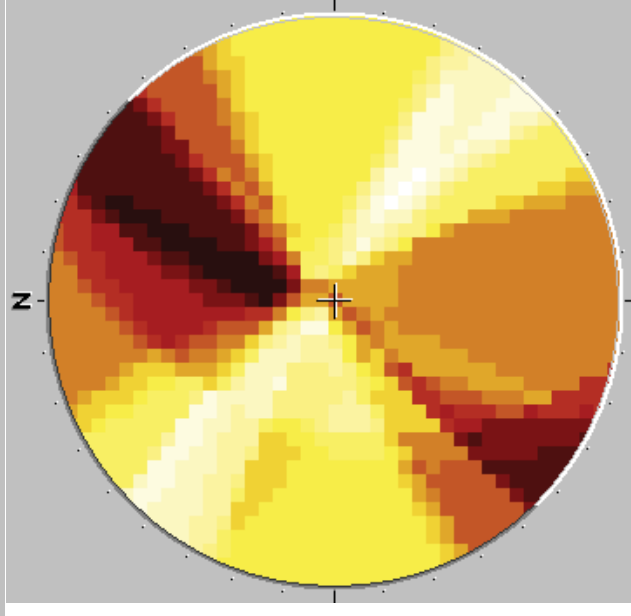
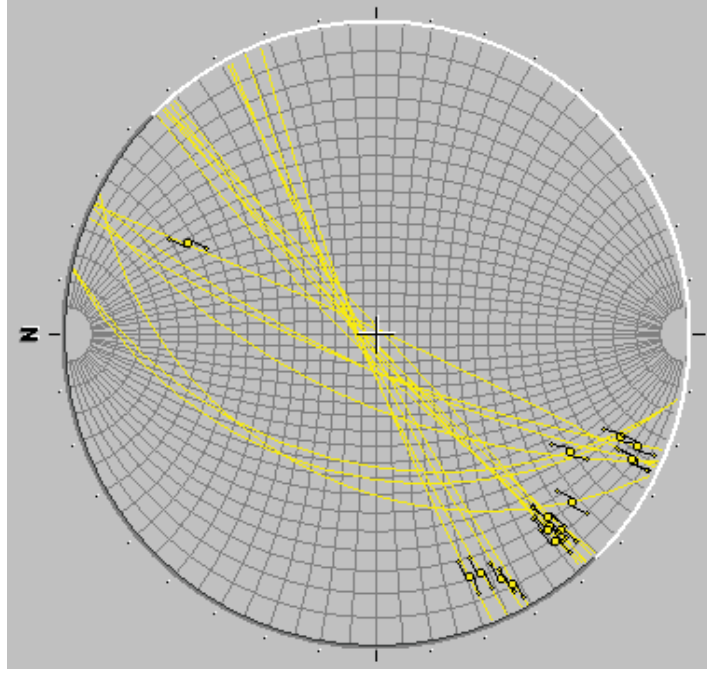
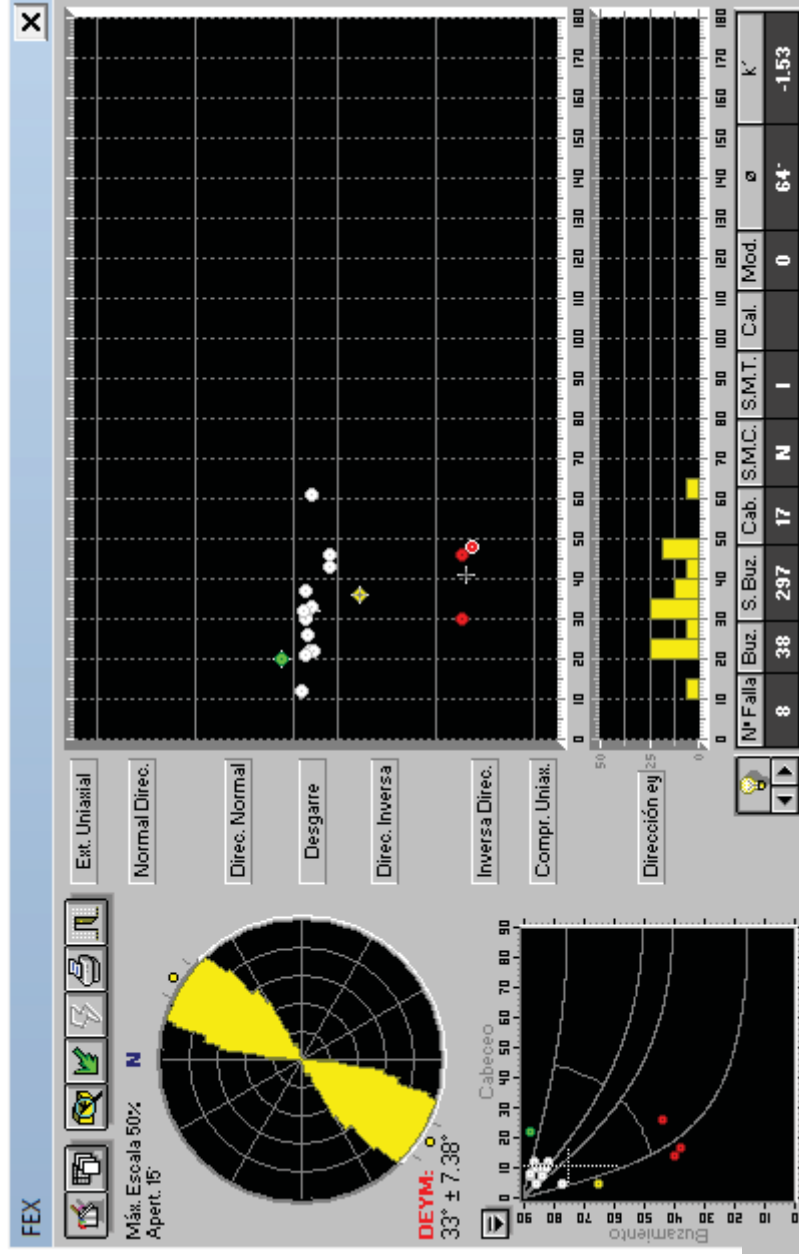


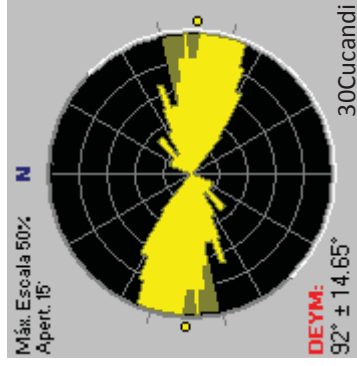
28Porvenir



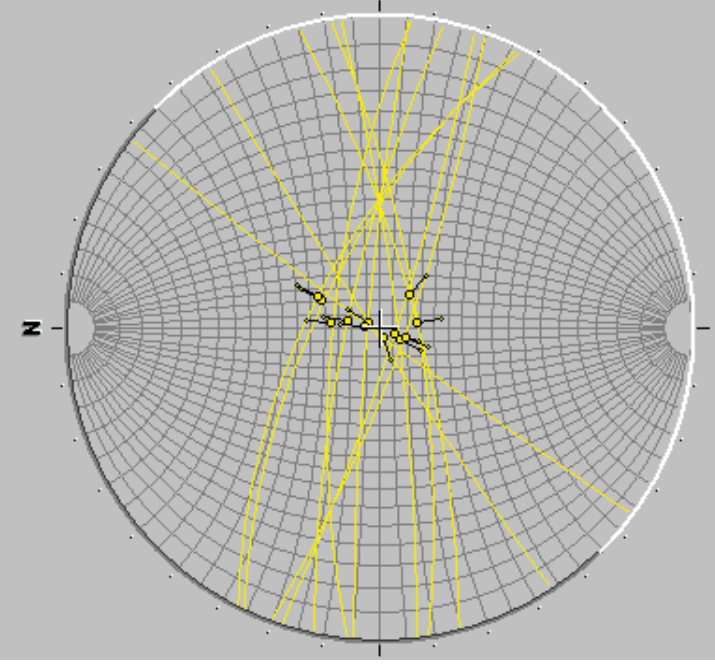
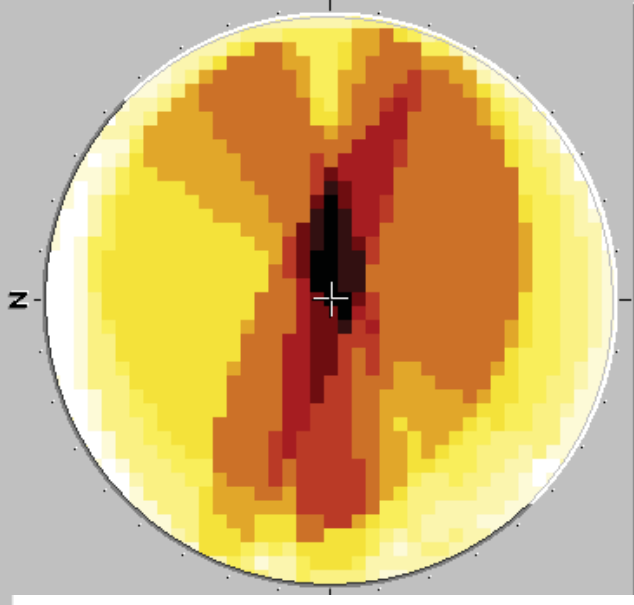
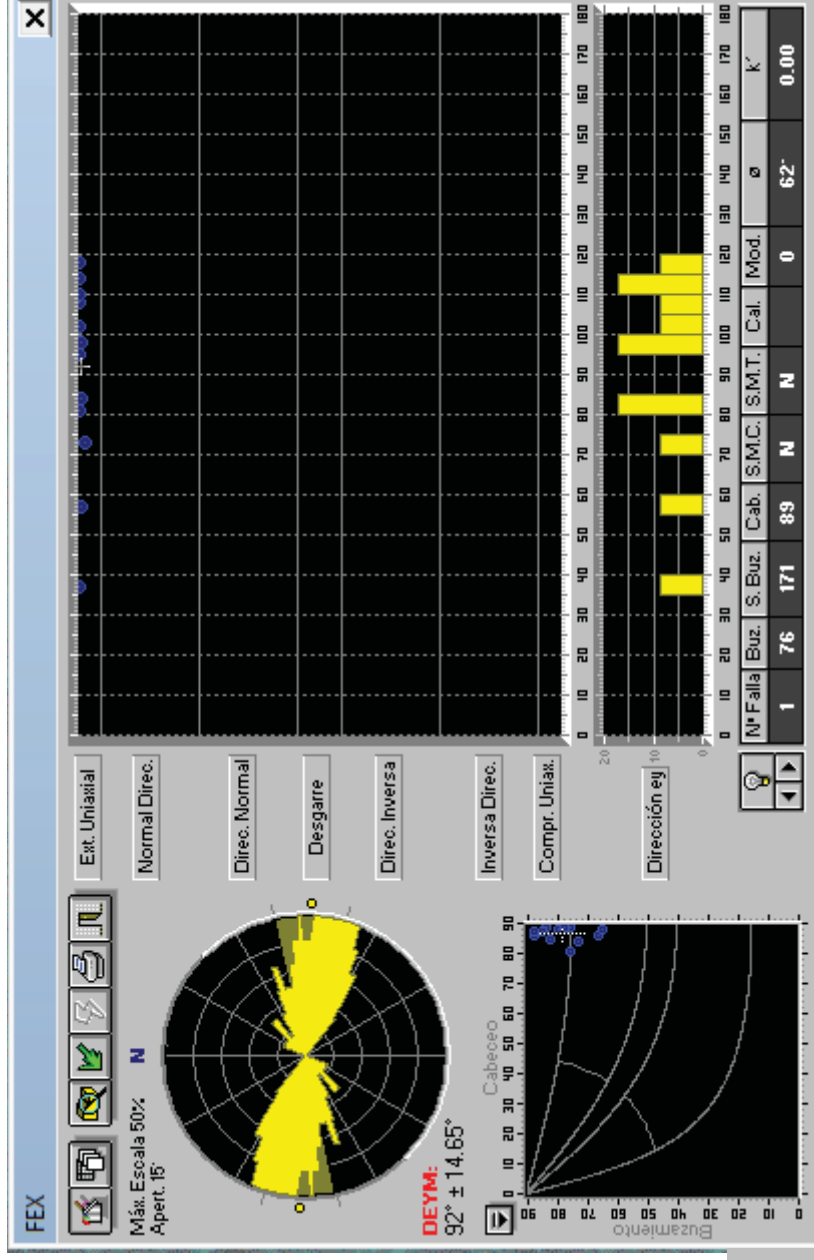


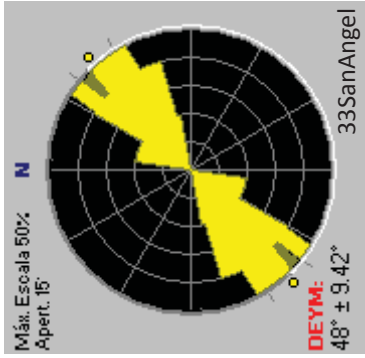
29PorvChuc



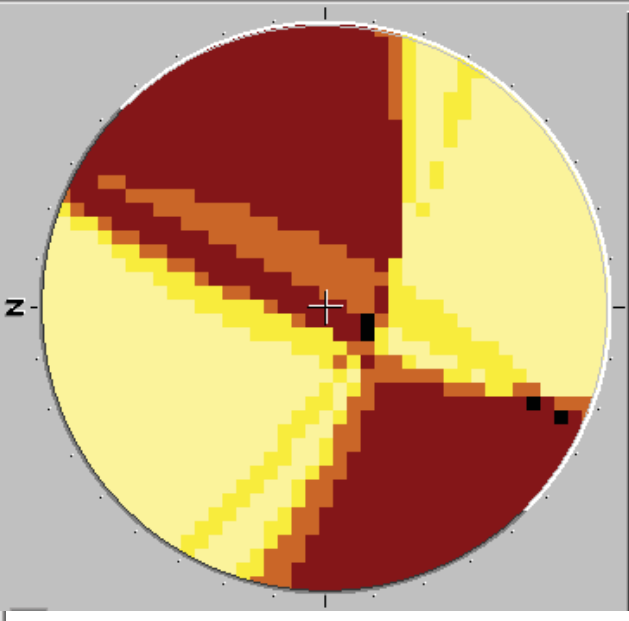
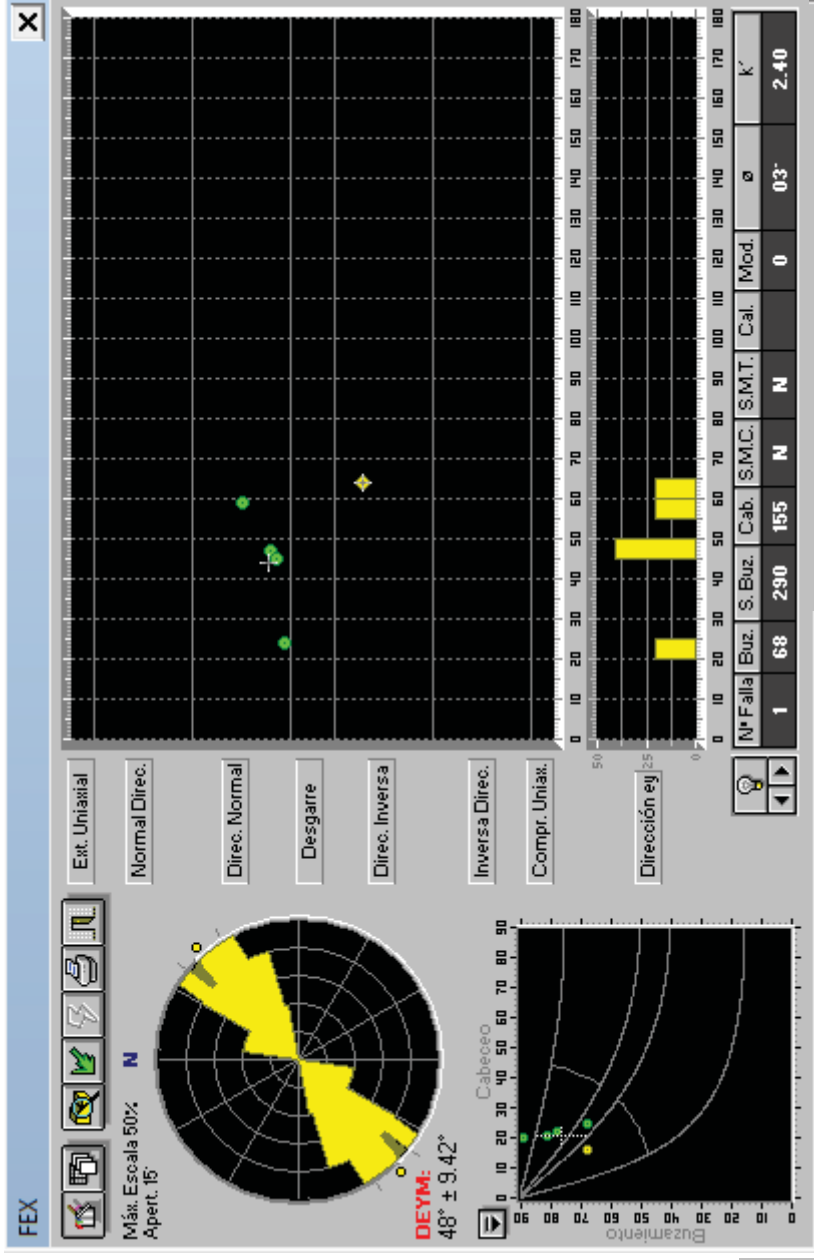
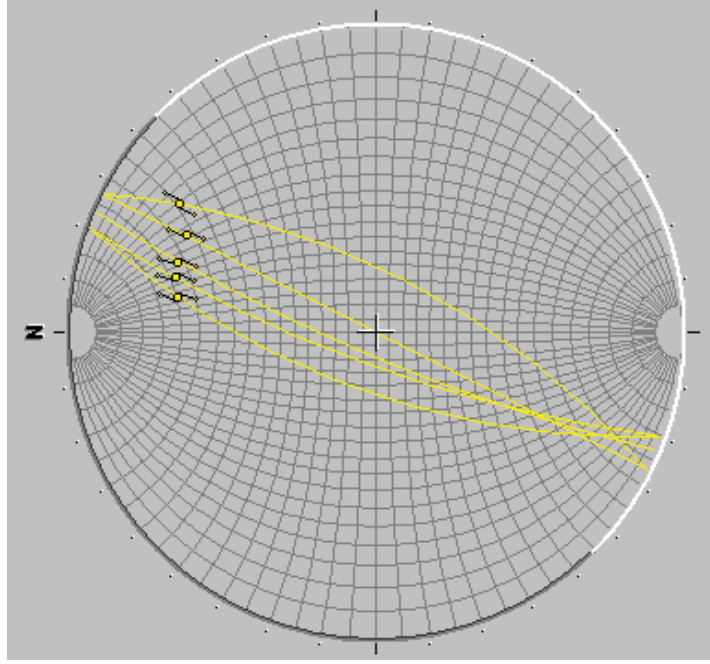


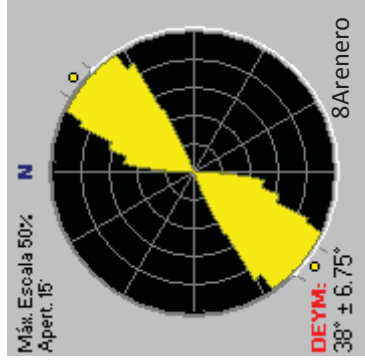
30Cucandi



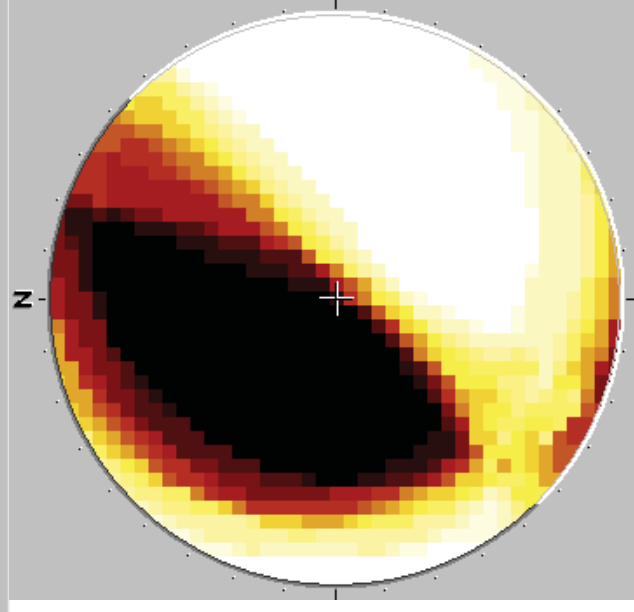
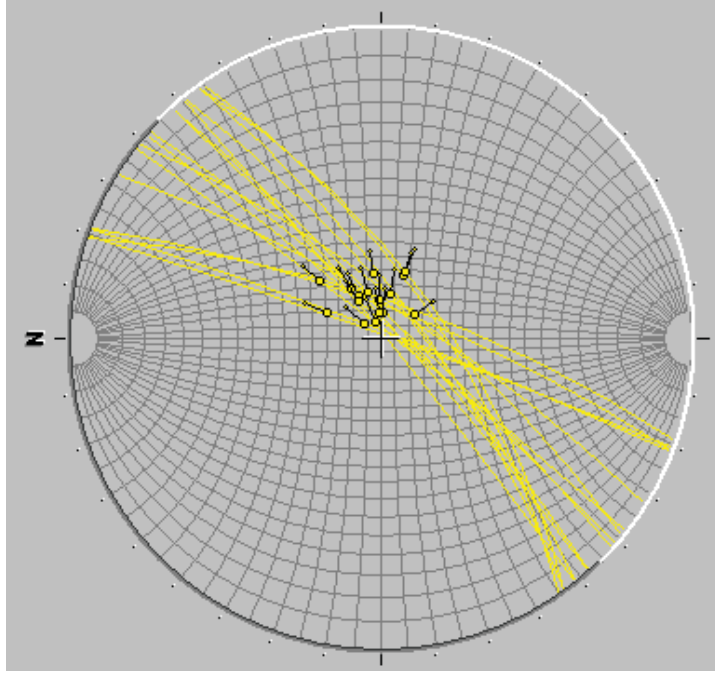
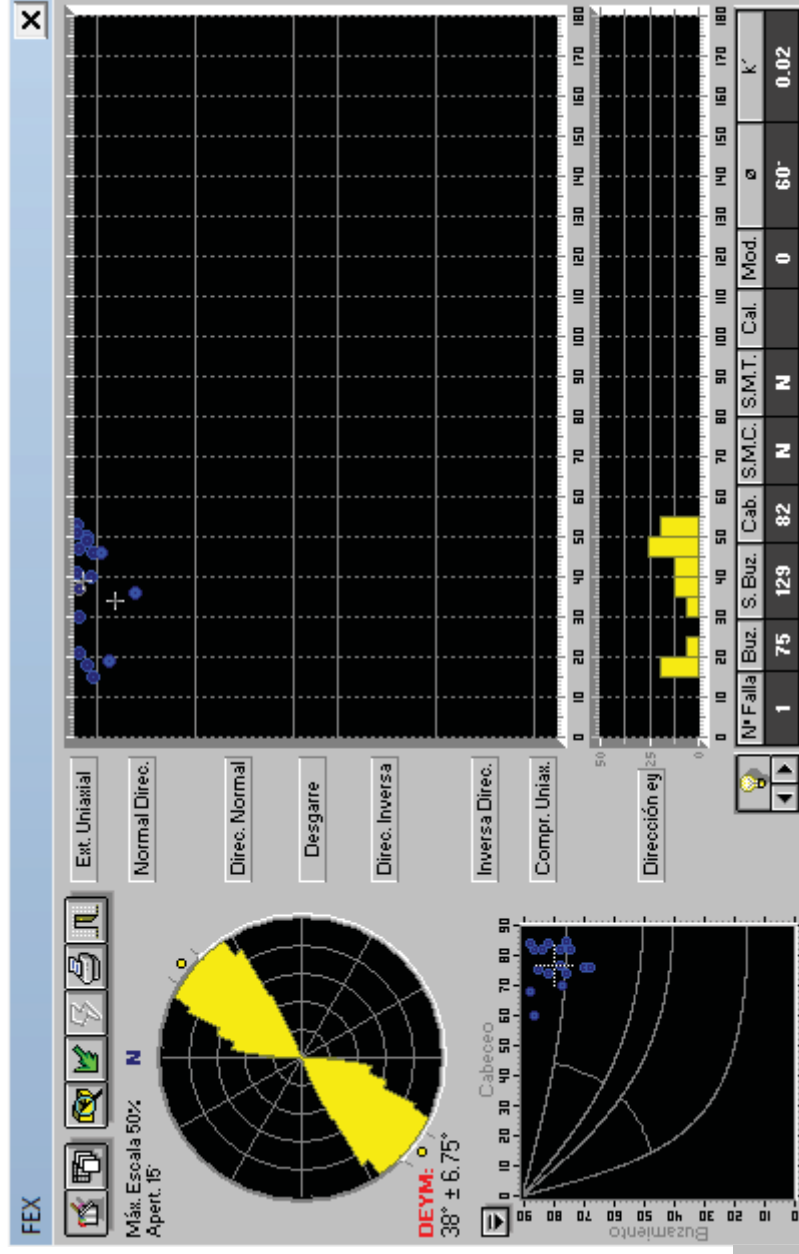


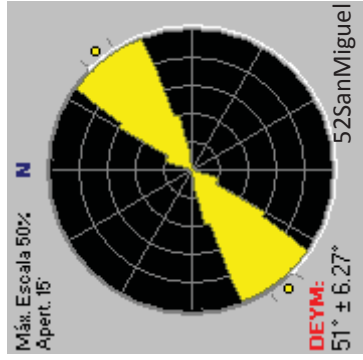
33SanAngel



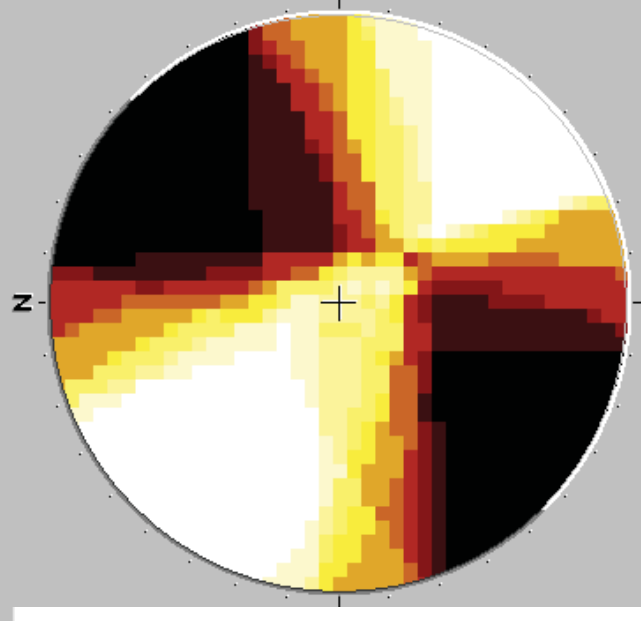
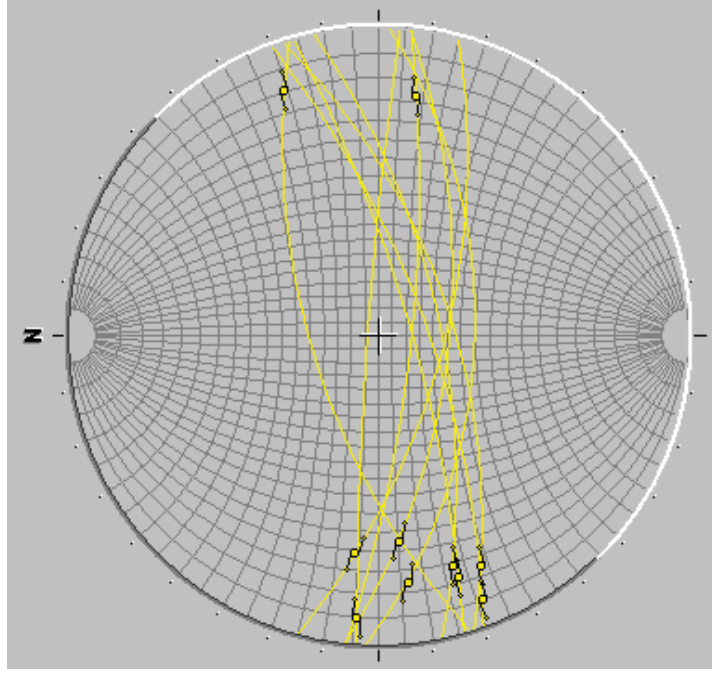
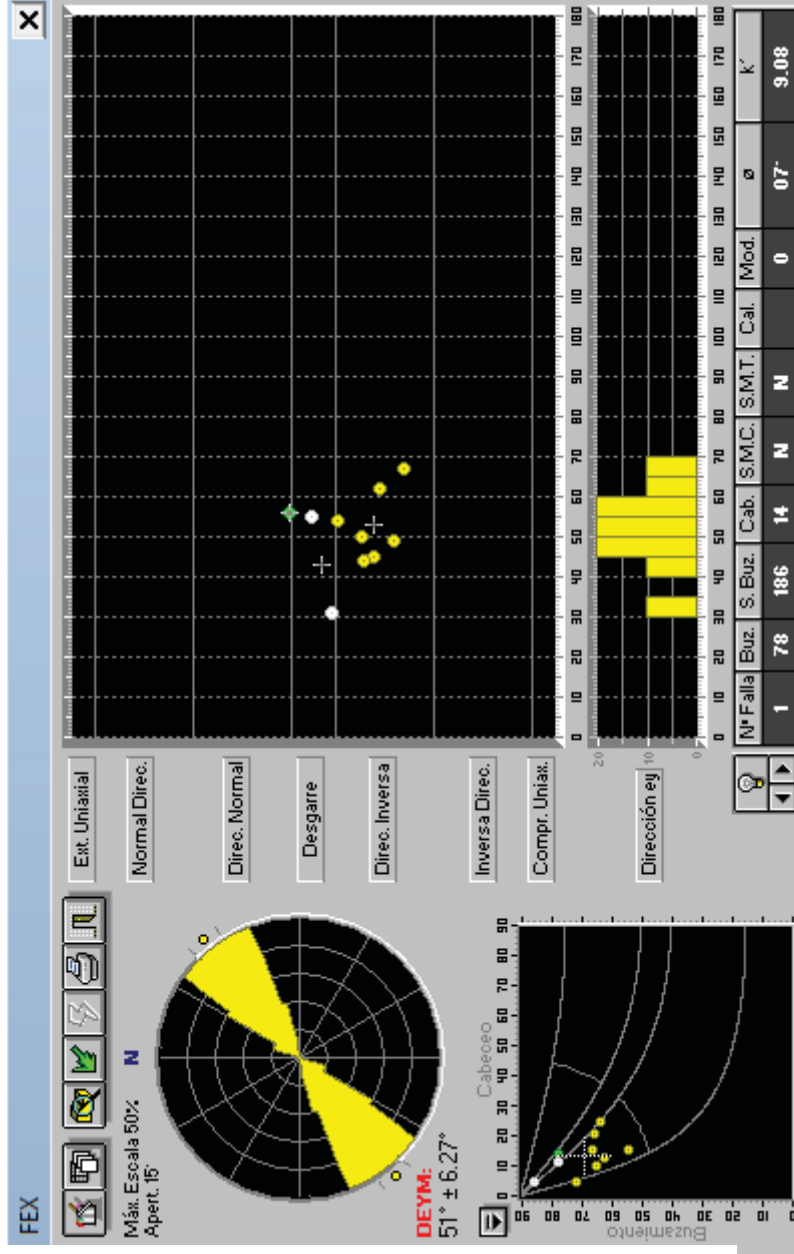


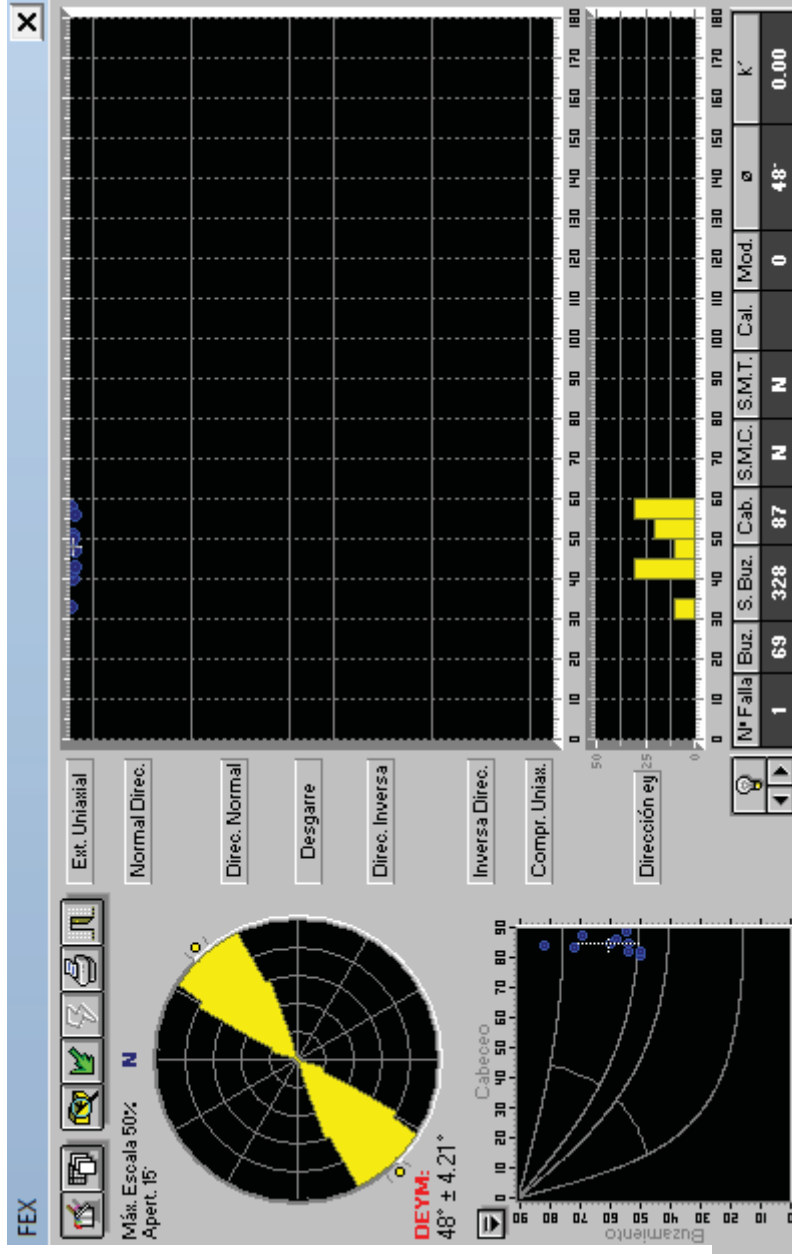
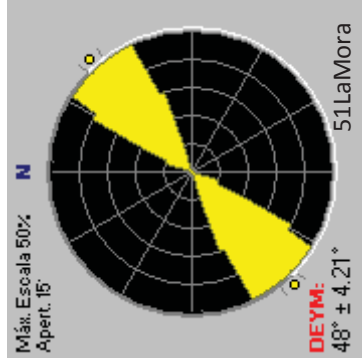
8Arenero



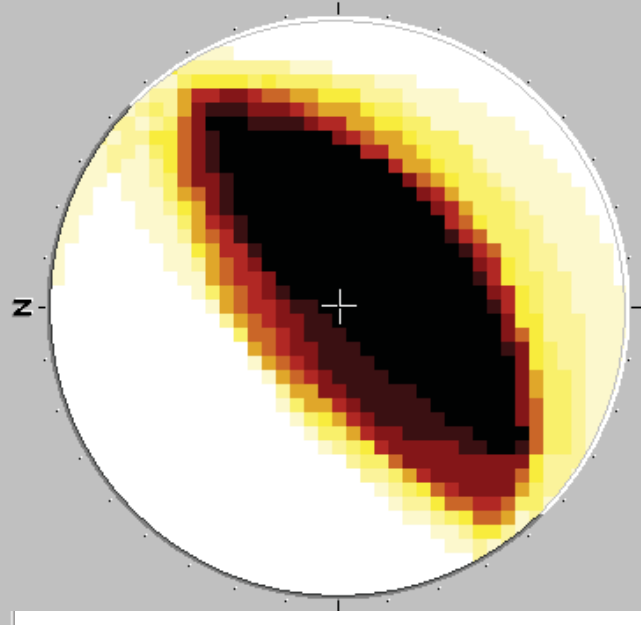
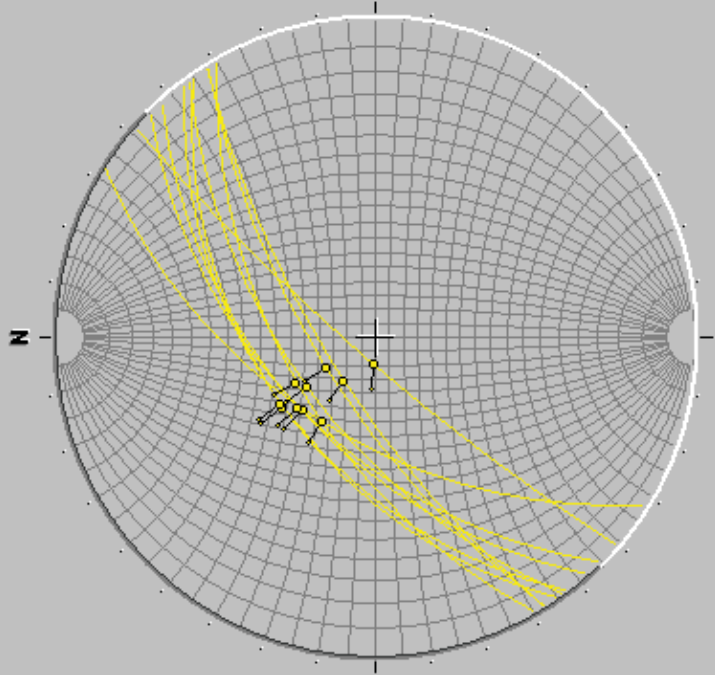


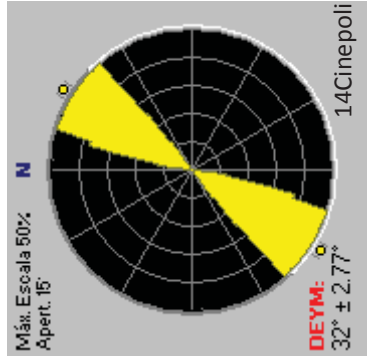
52SanMiguel



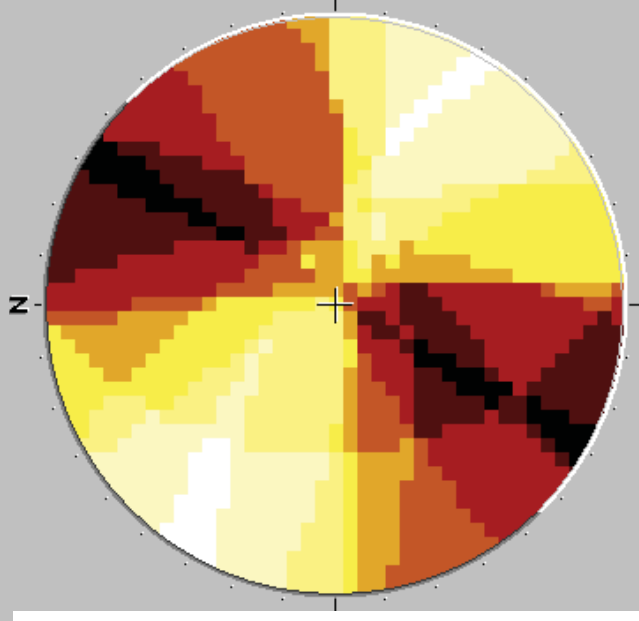
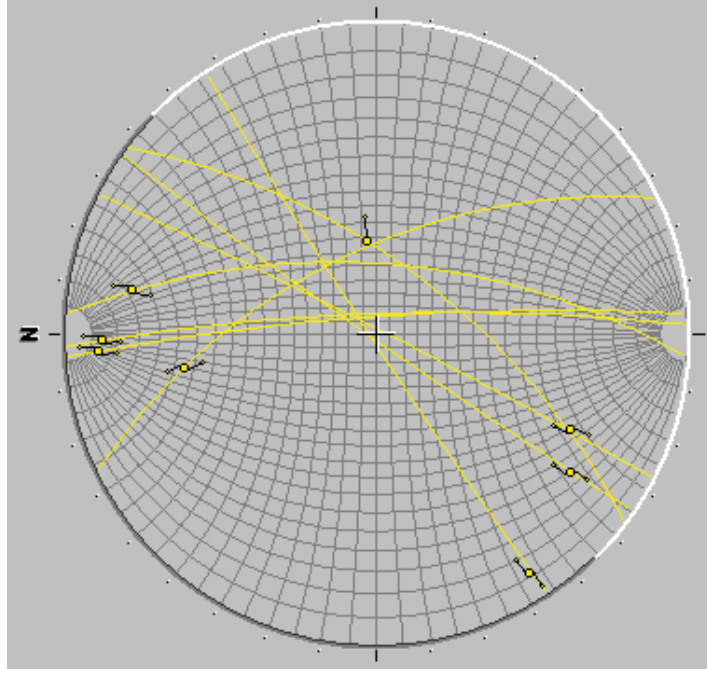
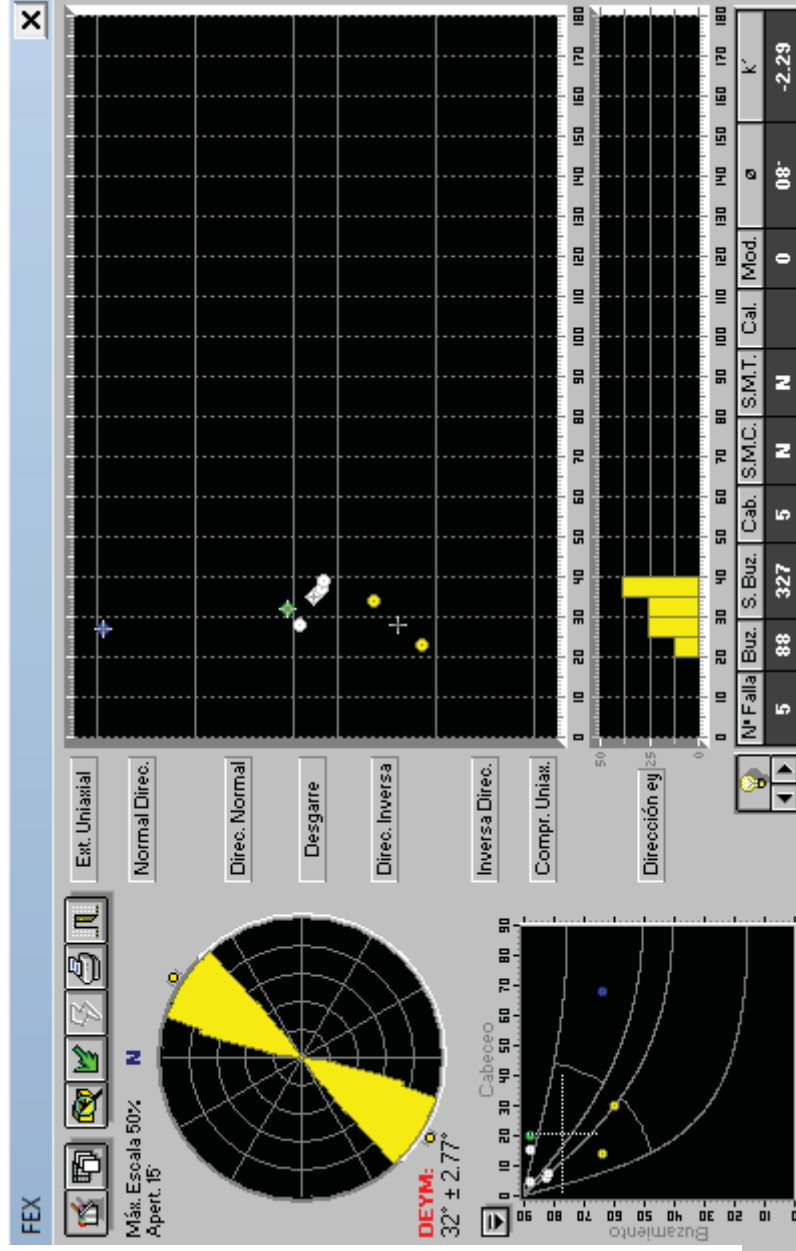


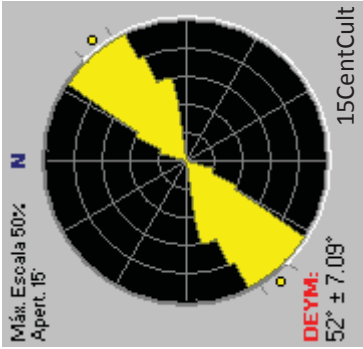
51LaMora



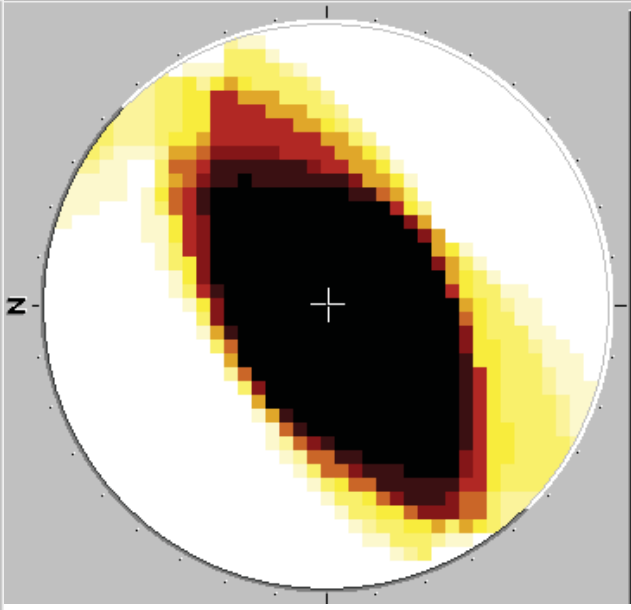
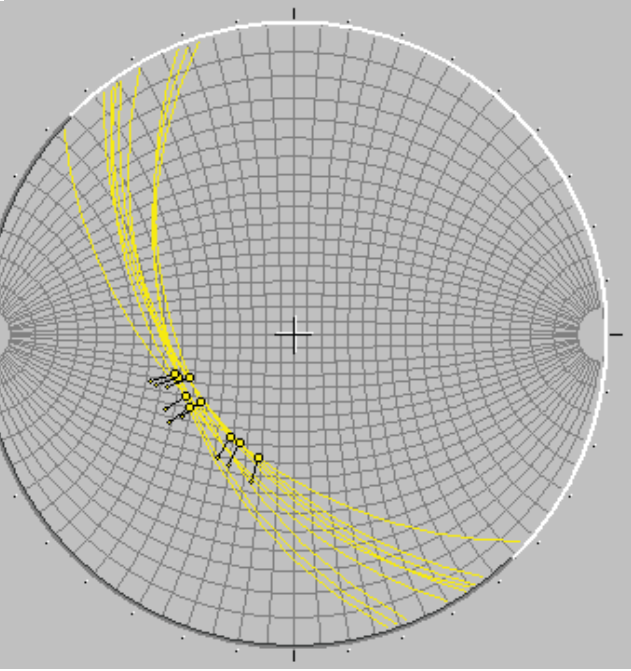
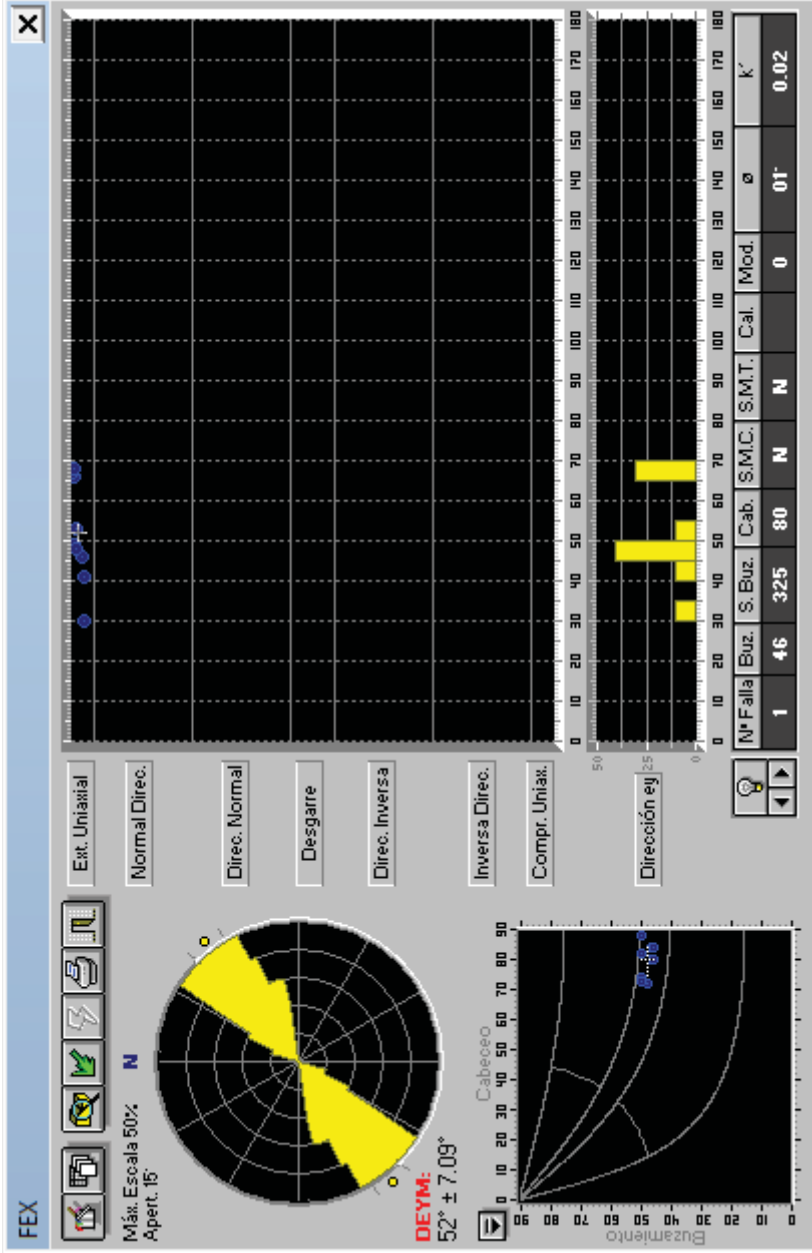


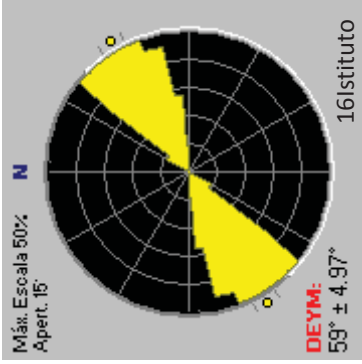
14Cinepoli



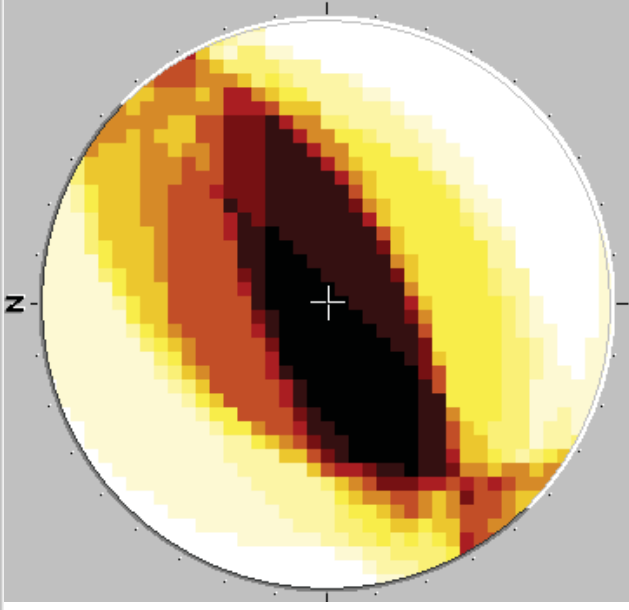
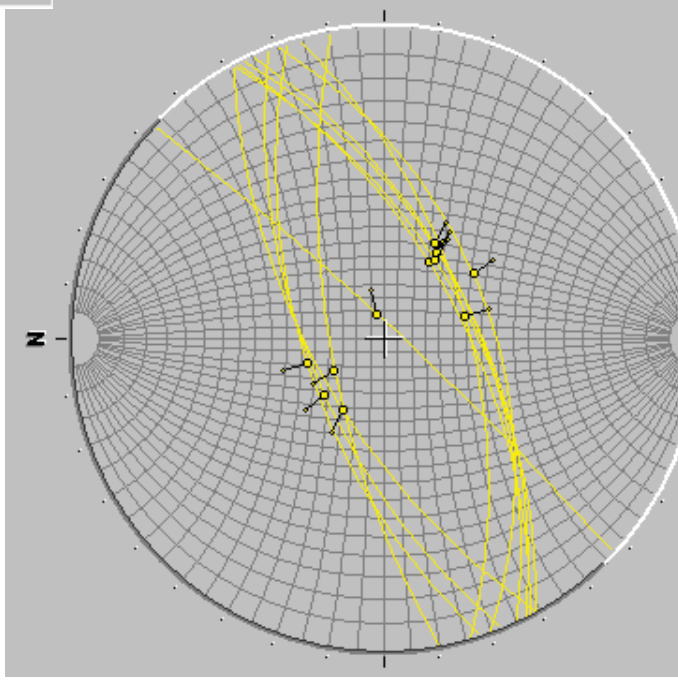
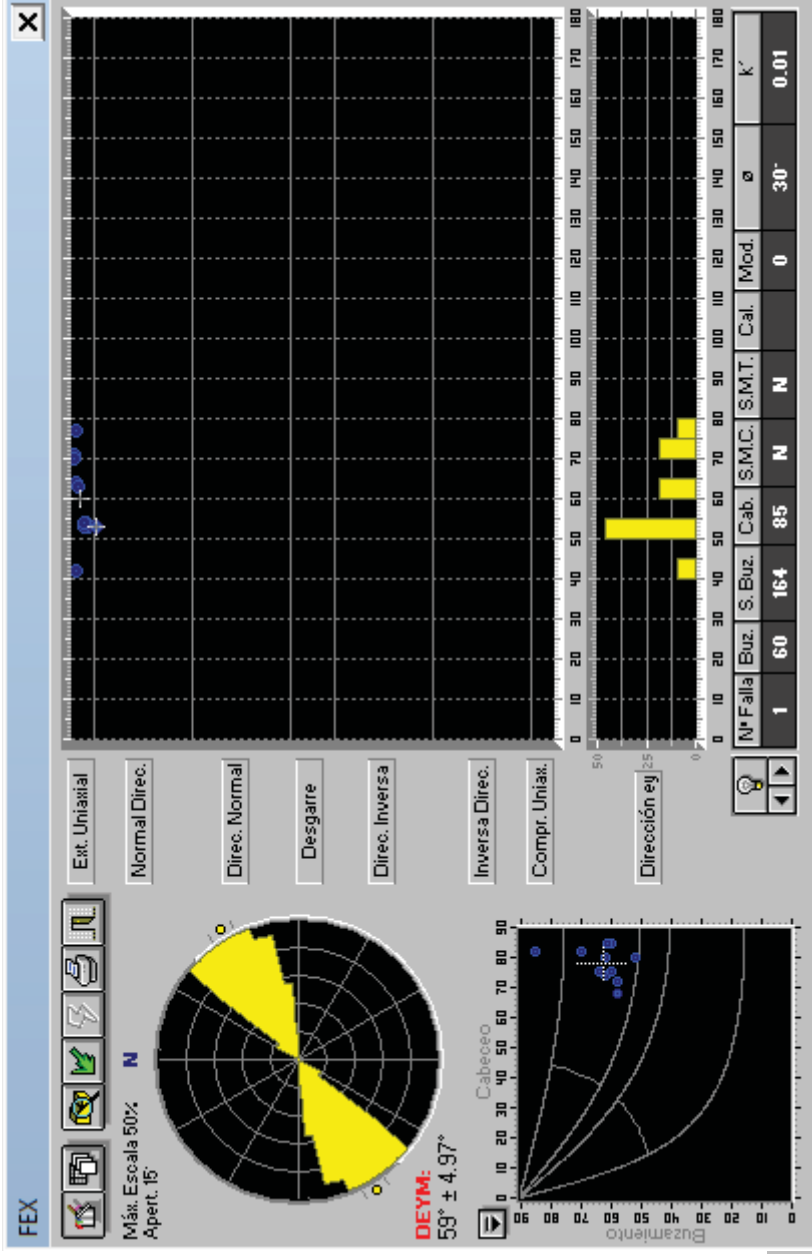


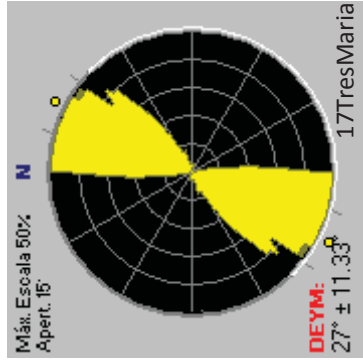
15CentCult



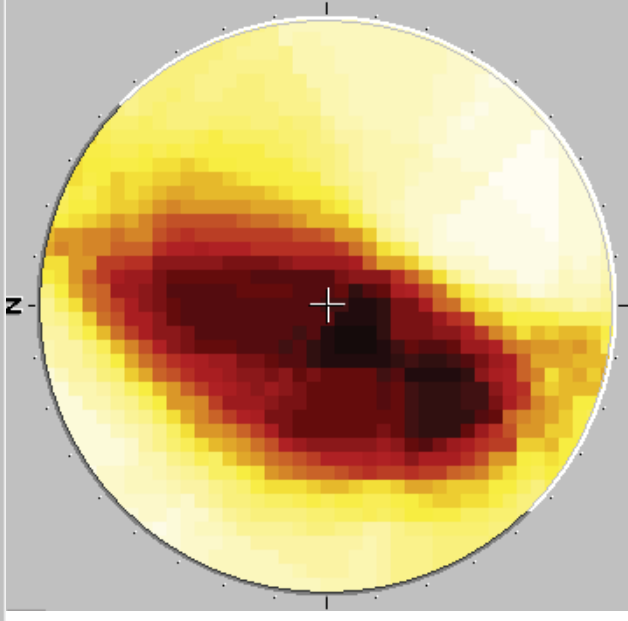
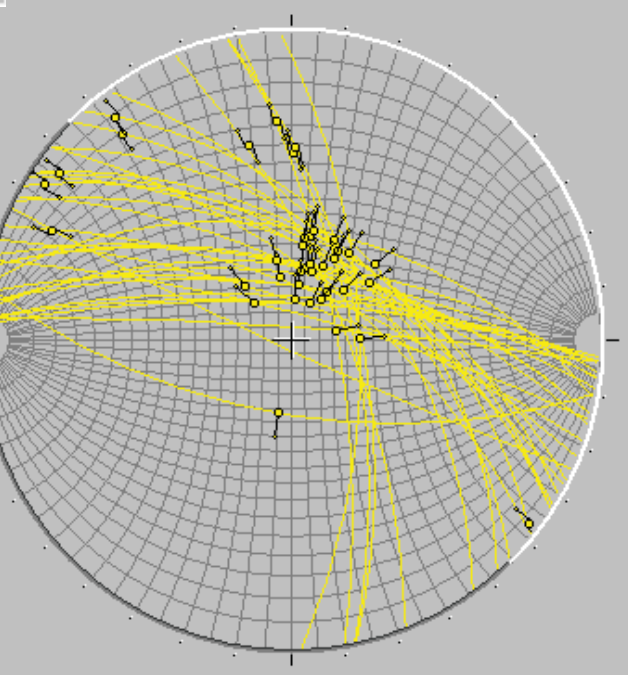
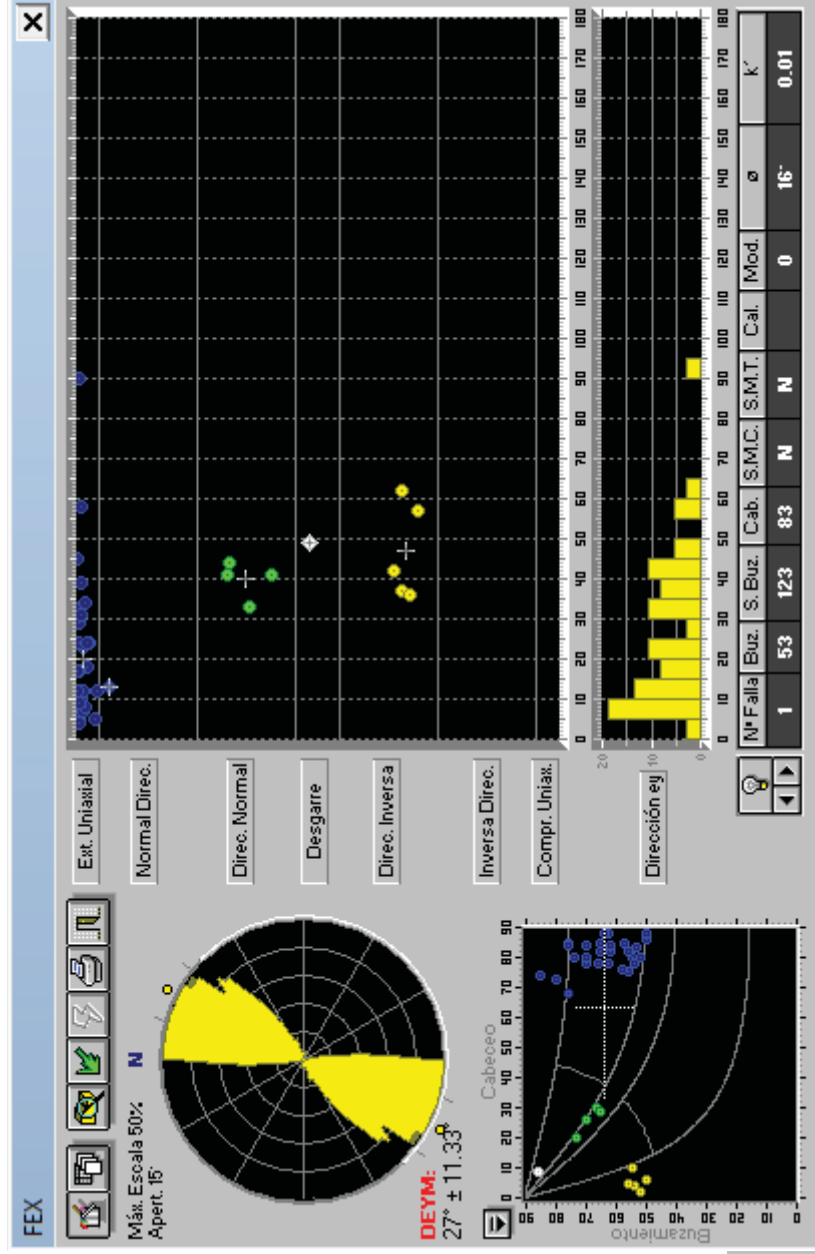


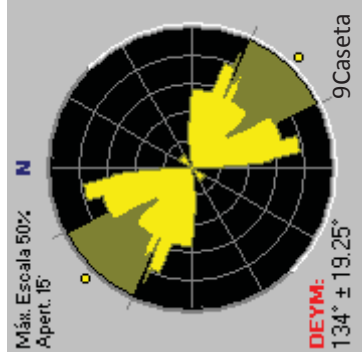
16Istituto



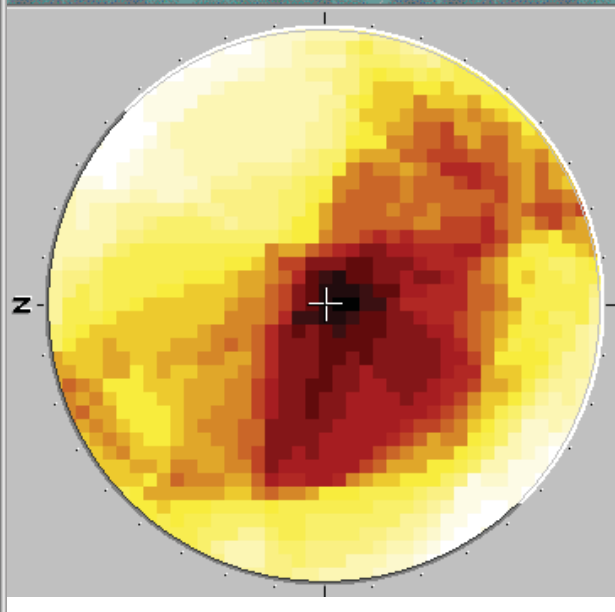
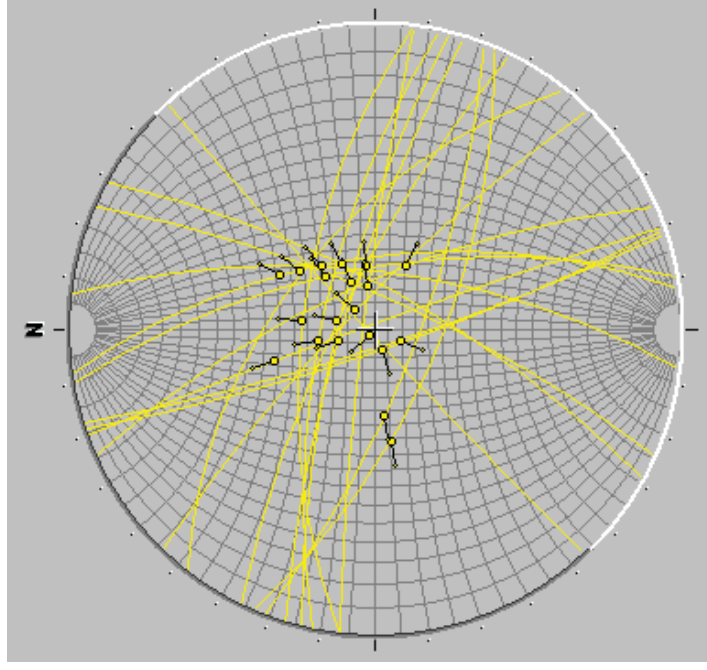
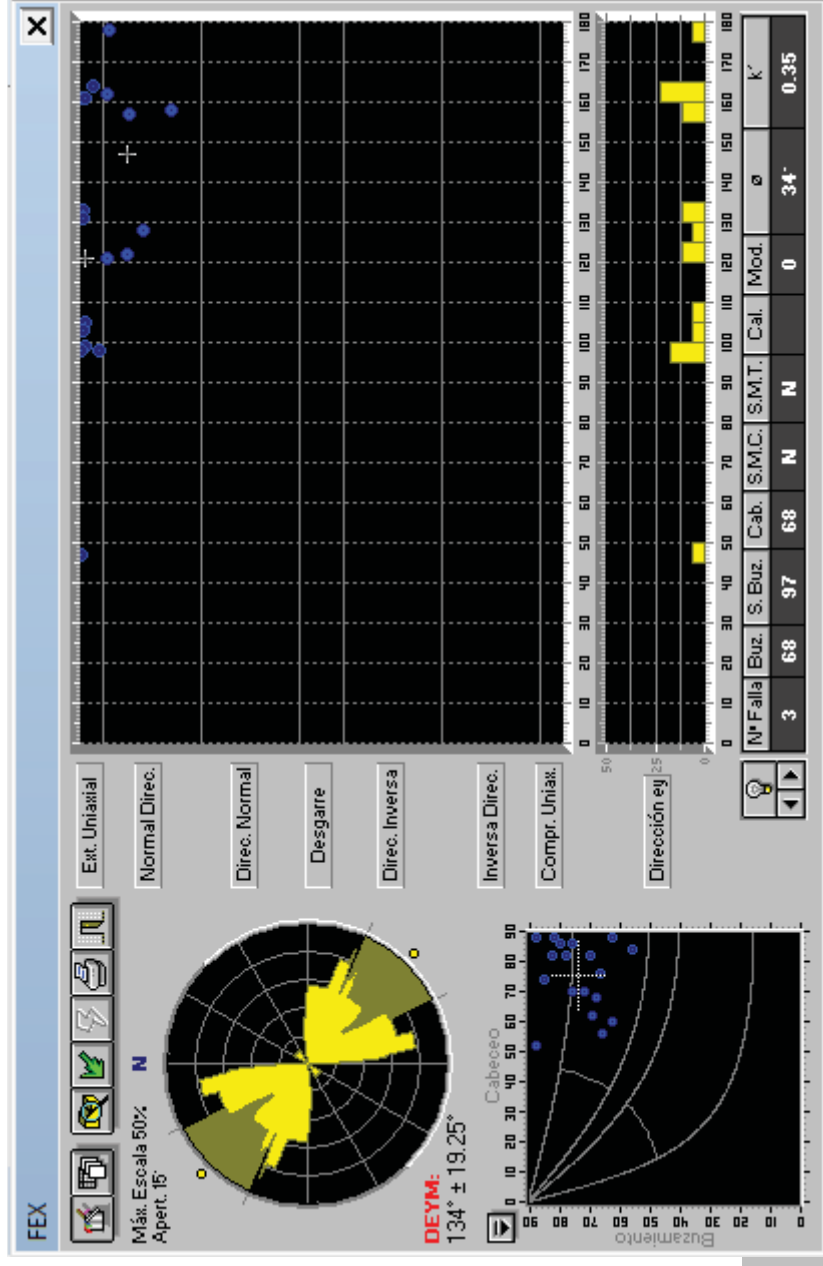


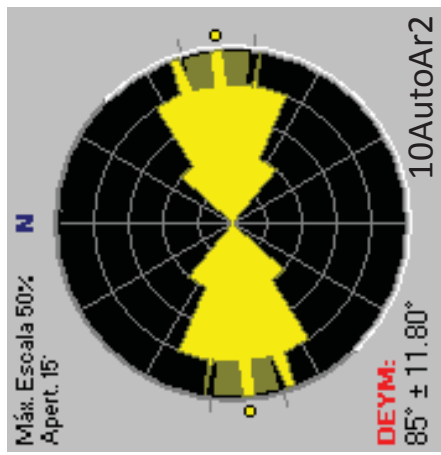
17TresMaria



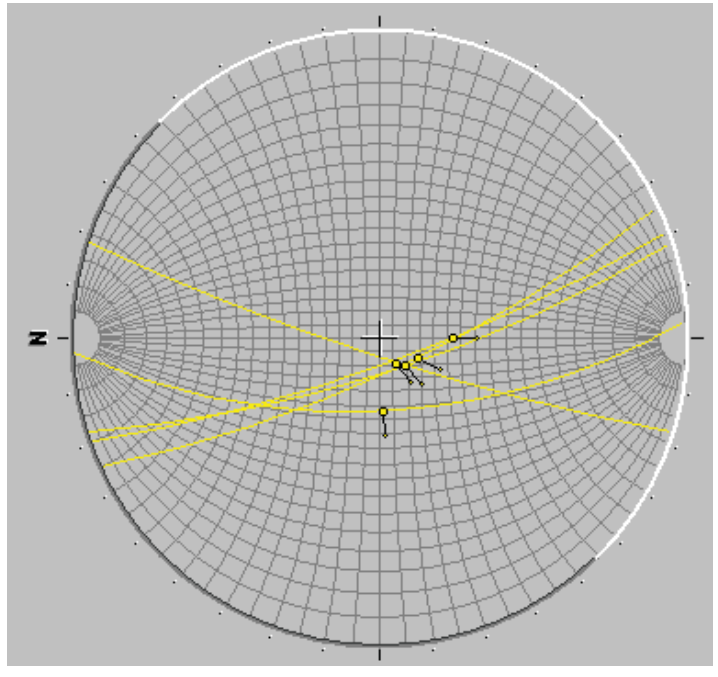
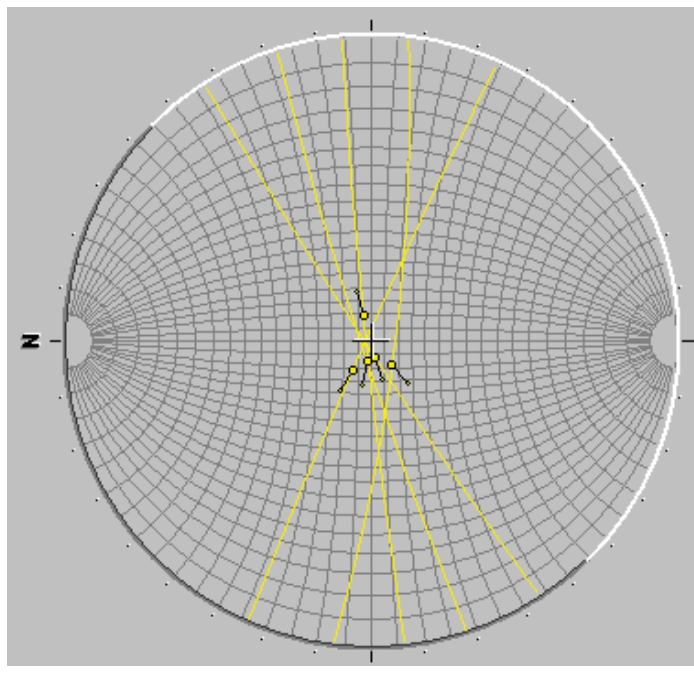
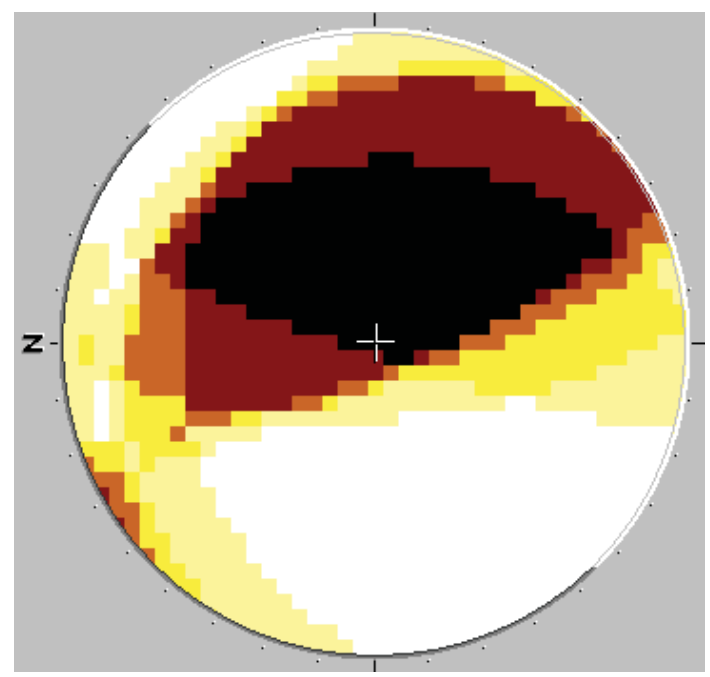
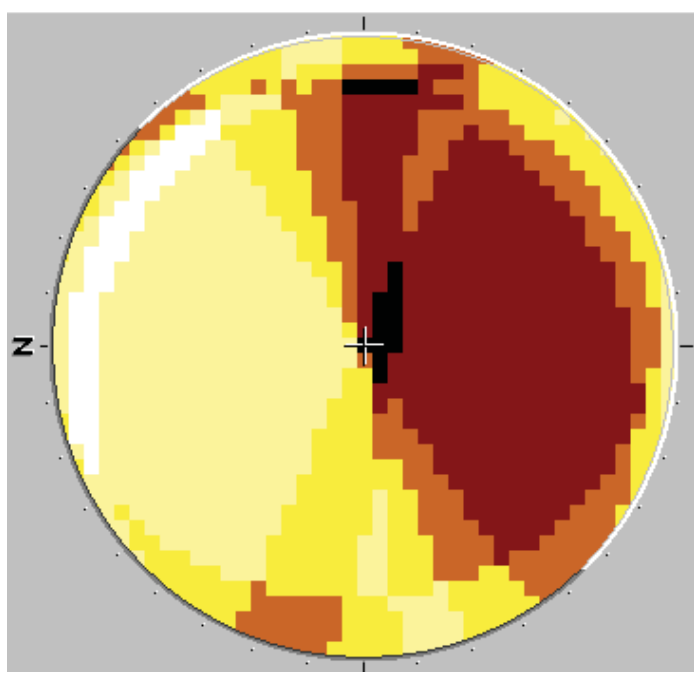
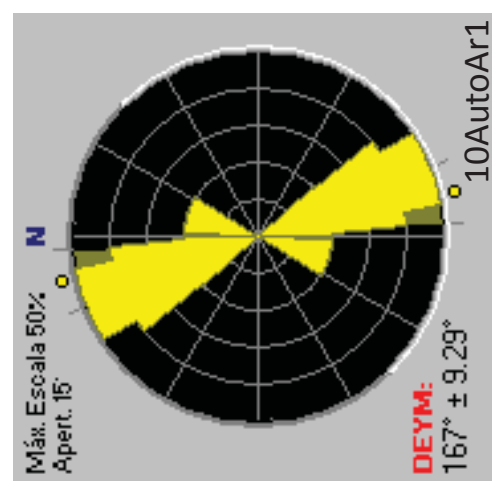


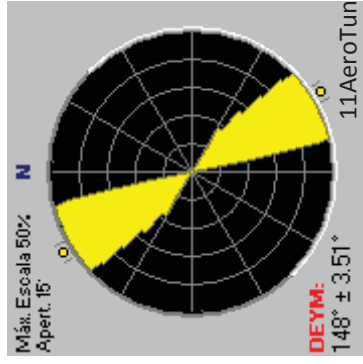
9Caseta



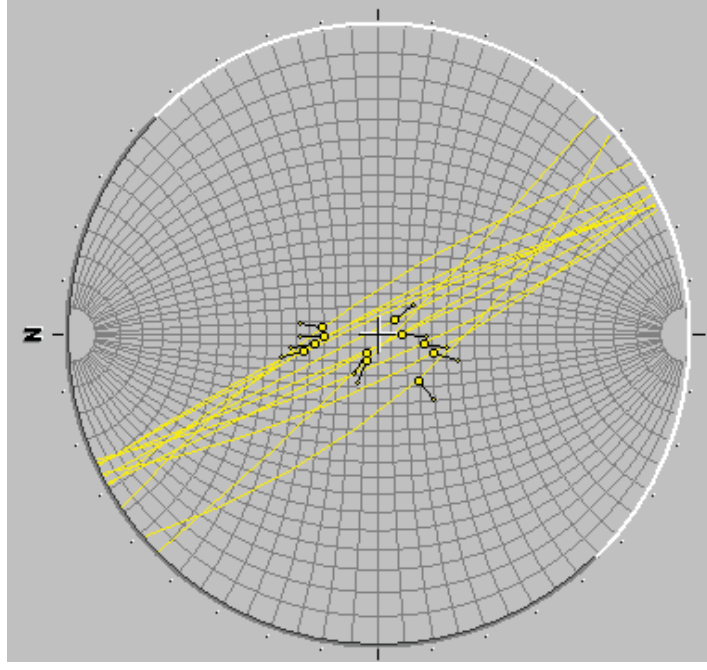
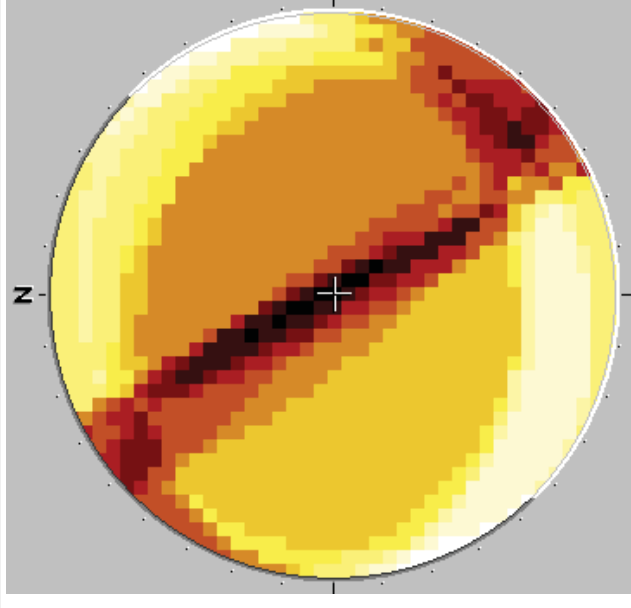
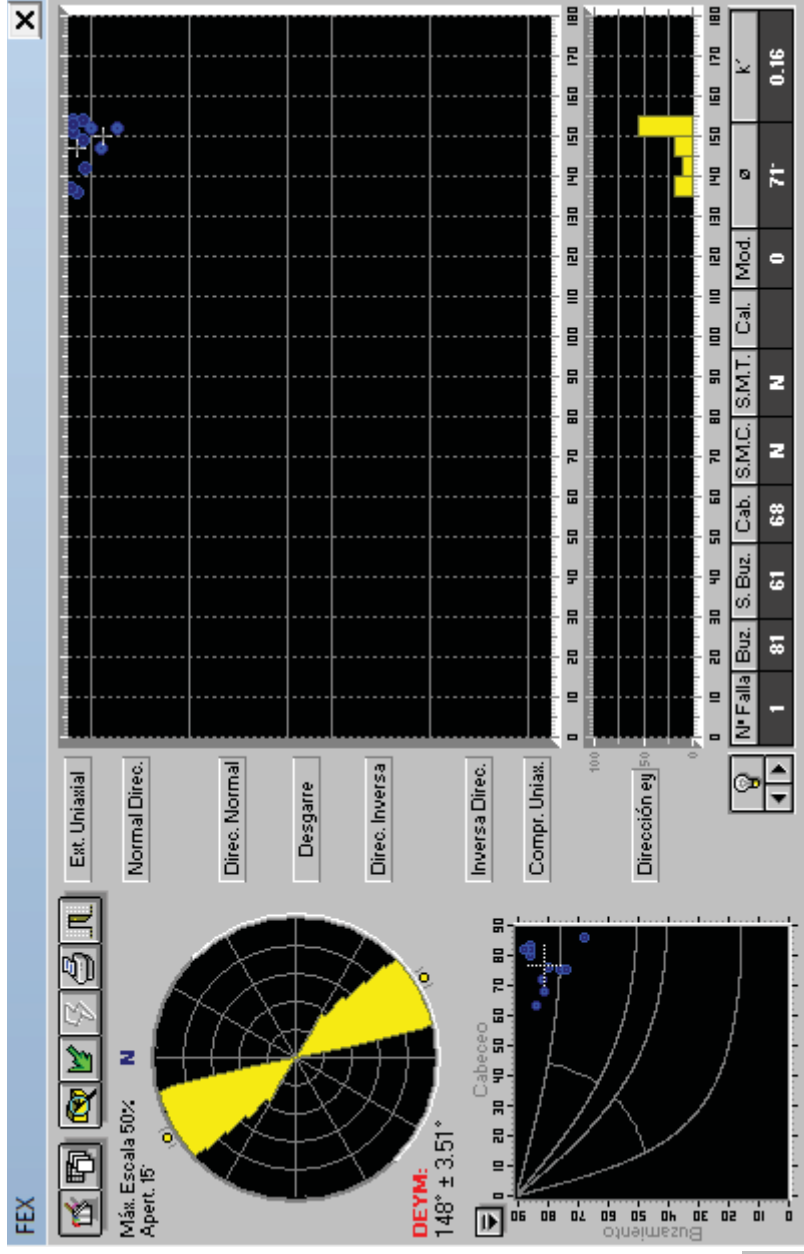


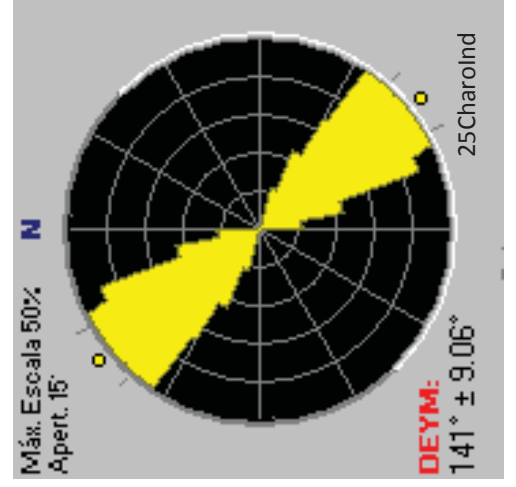
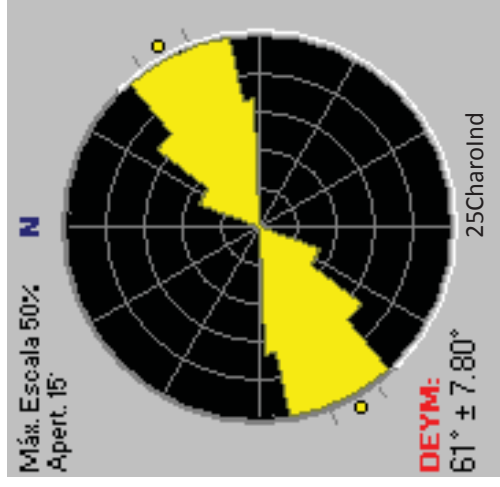
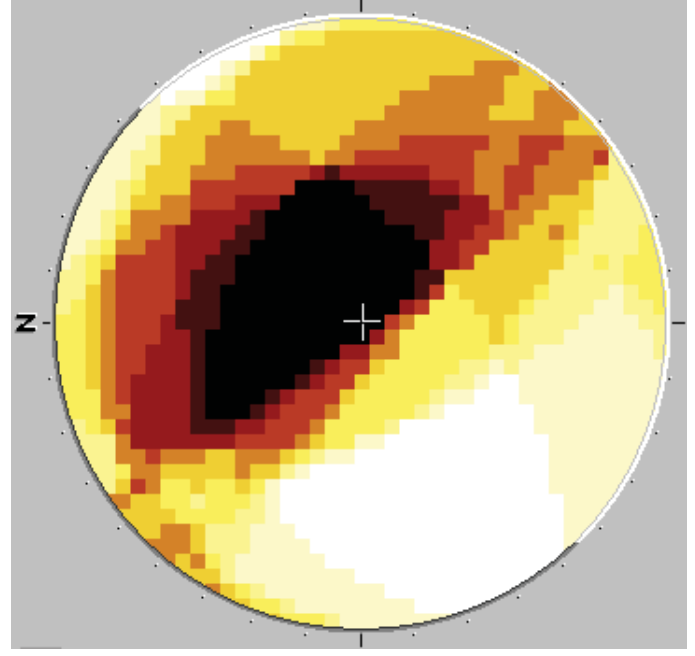
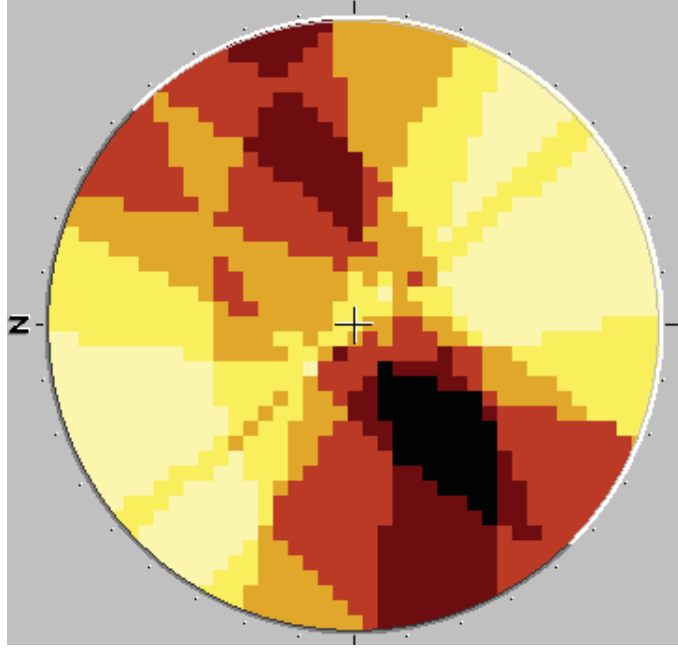
10AutopAr



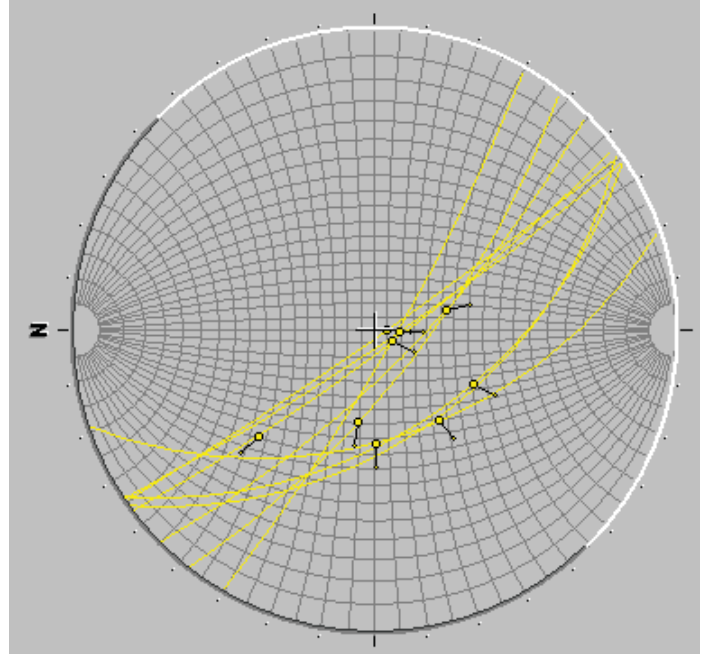
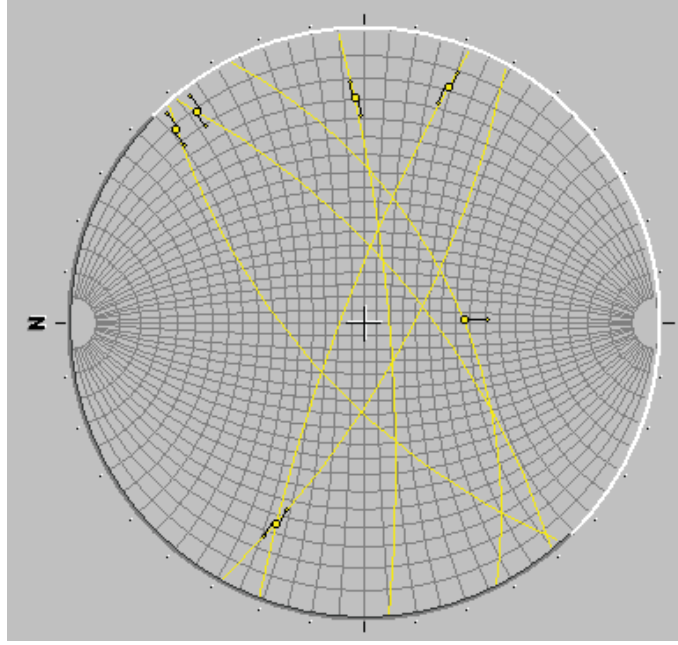


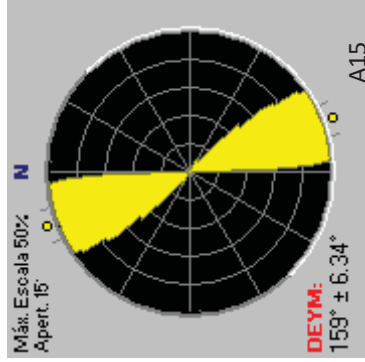
11AeroTun



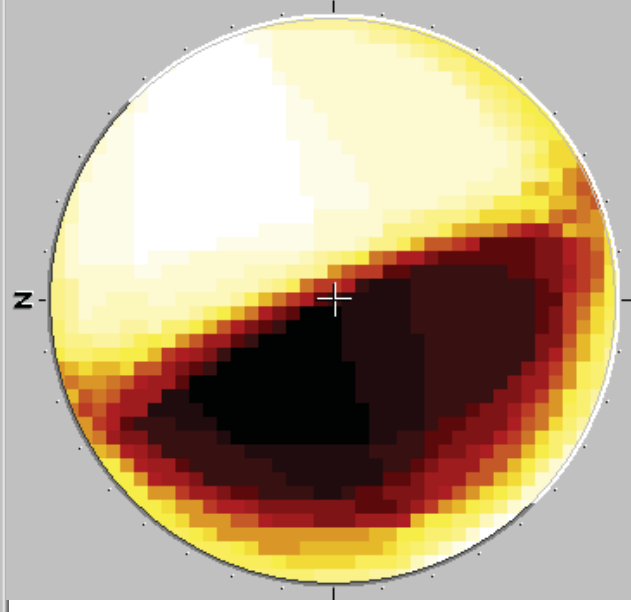
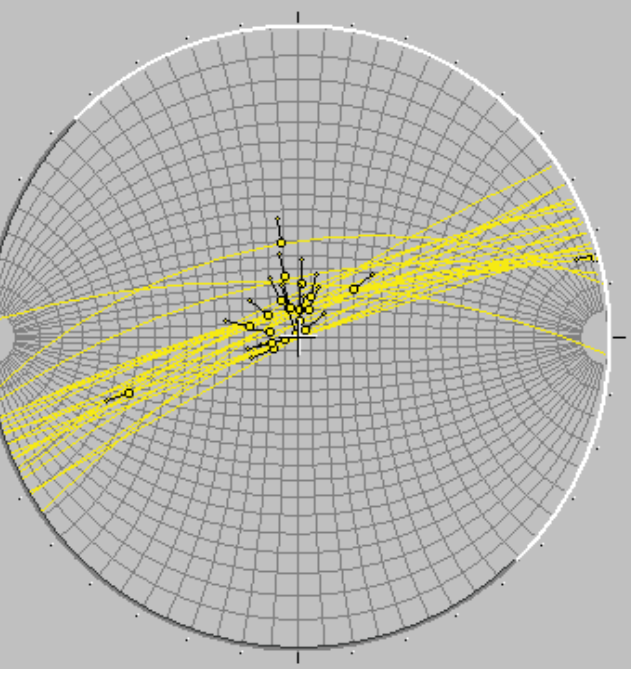
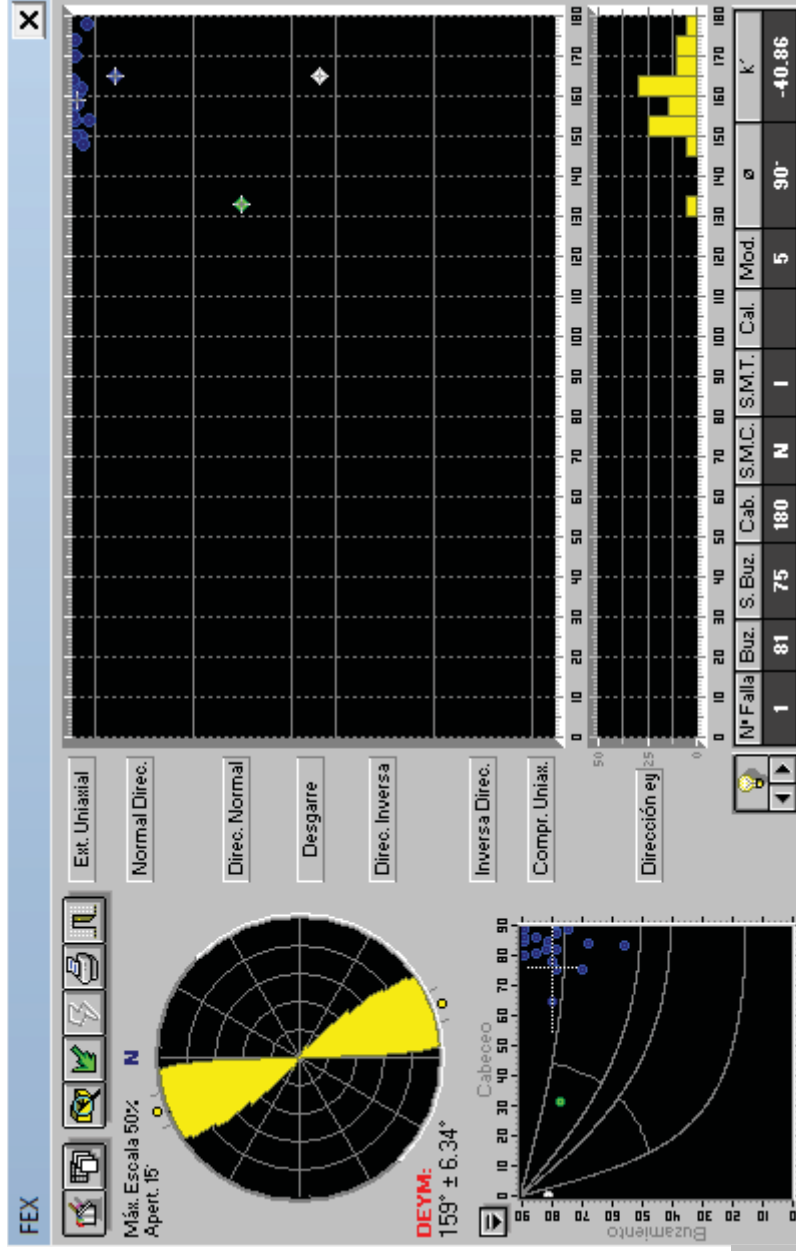


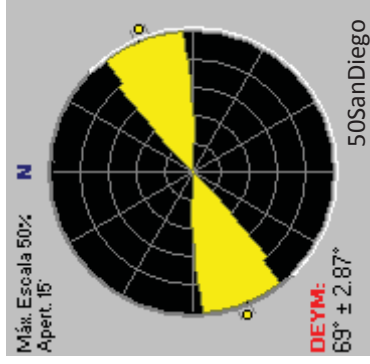
25CharolInd



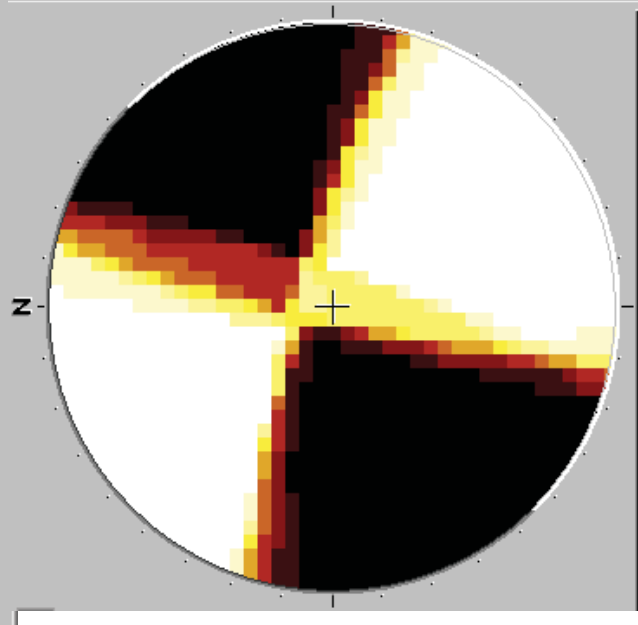
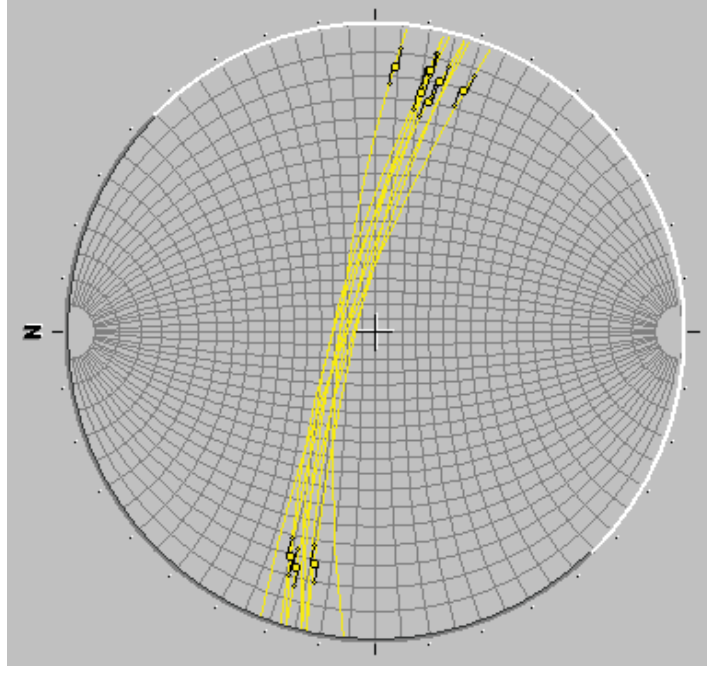
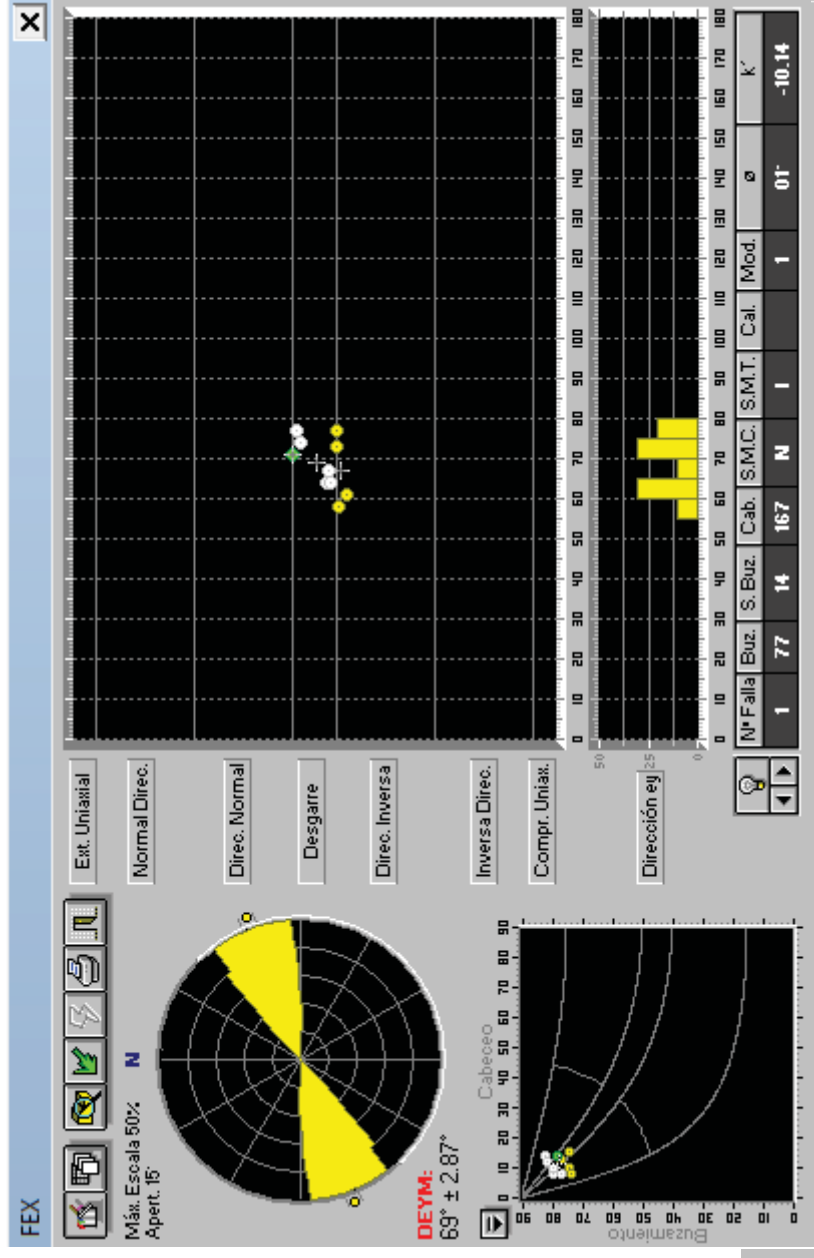


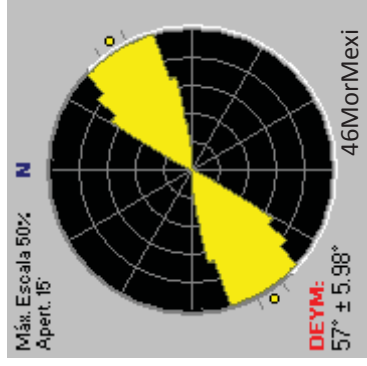
A15



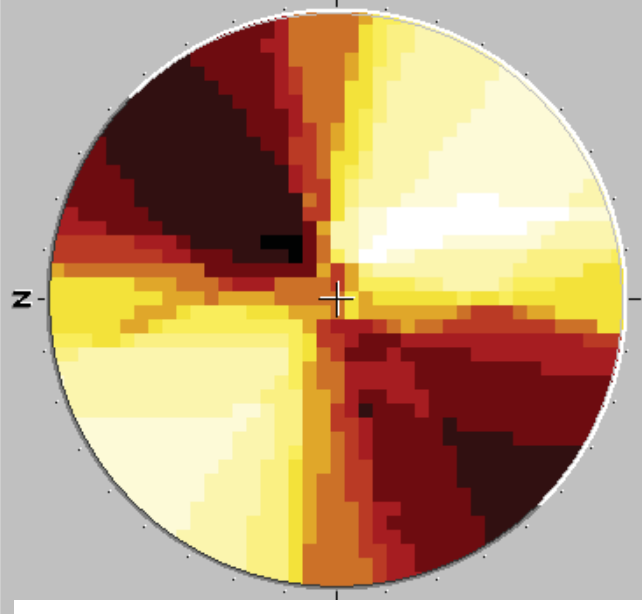
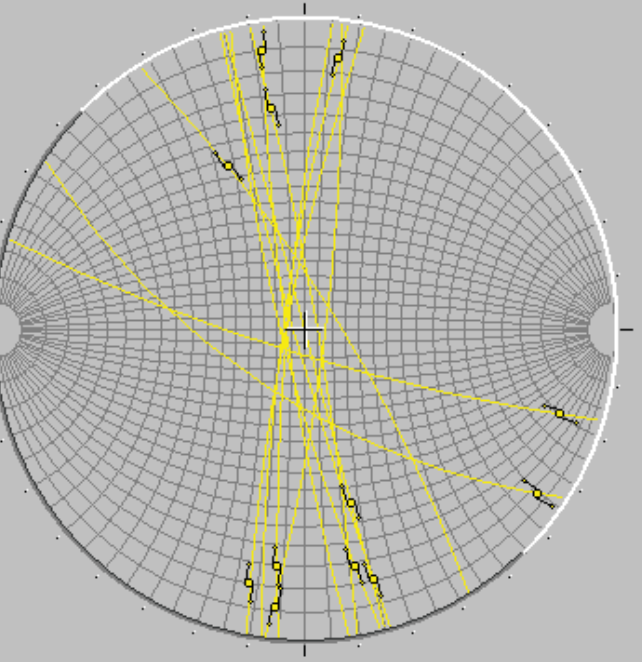
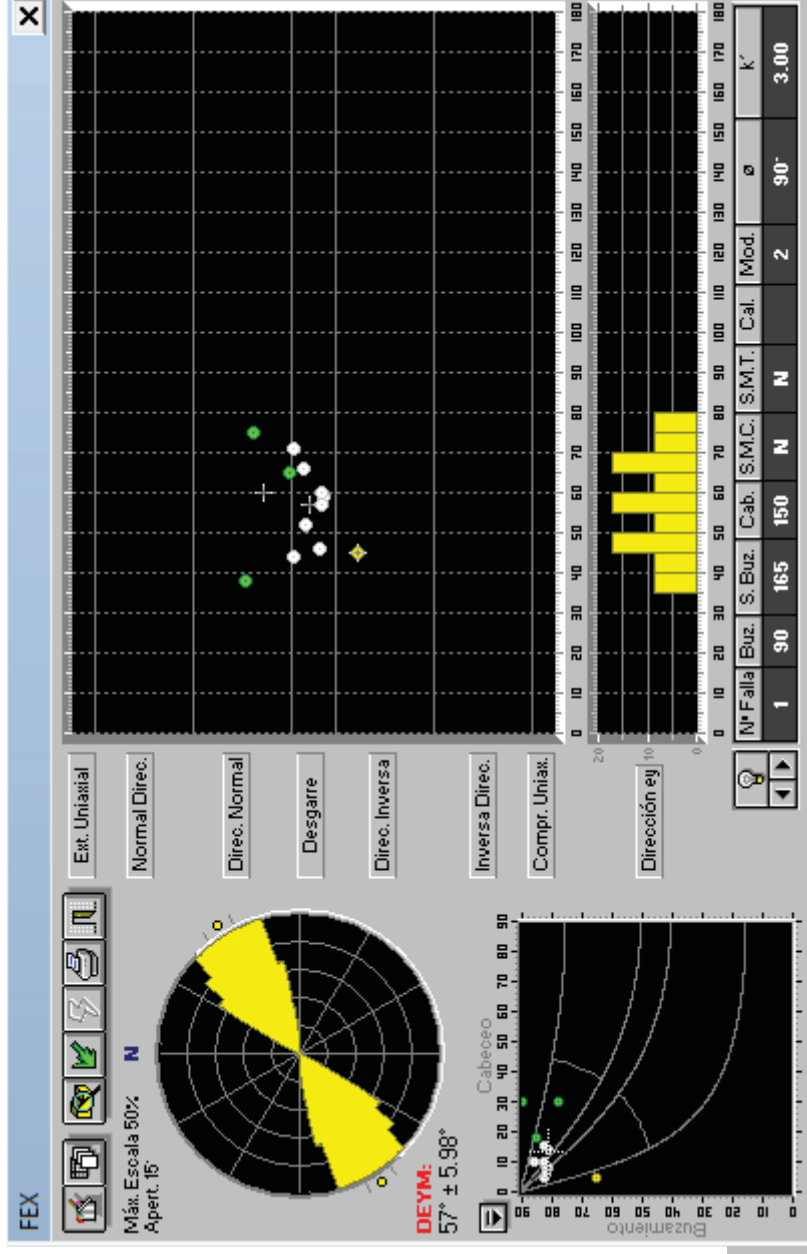


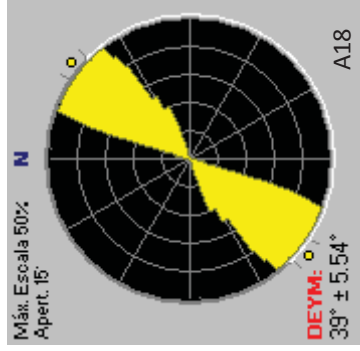
50SanDiego



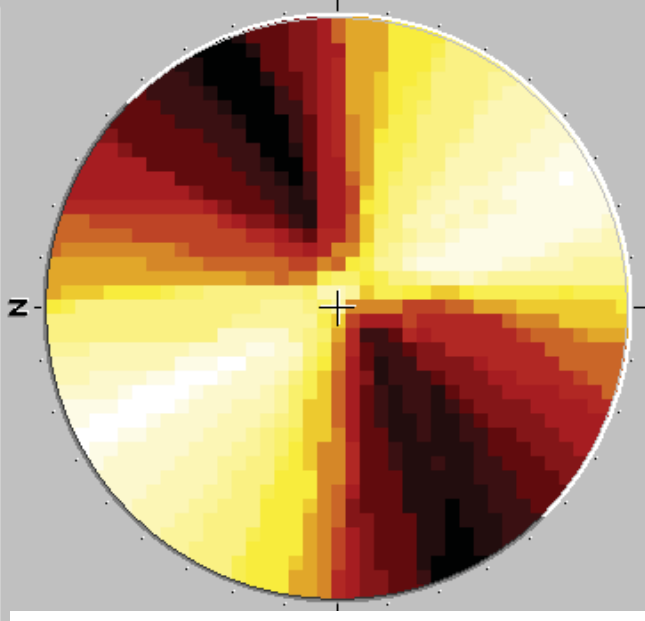
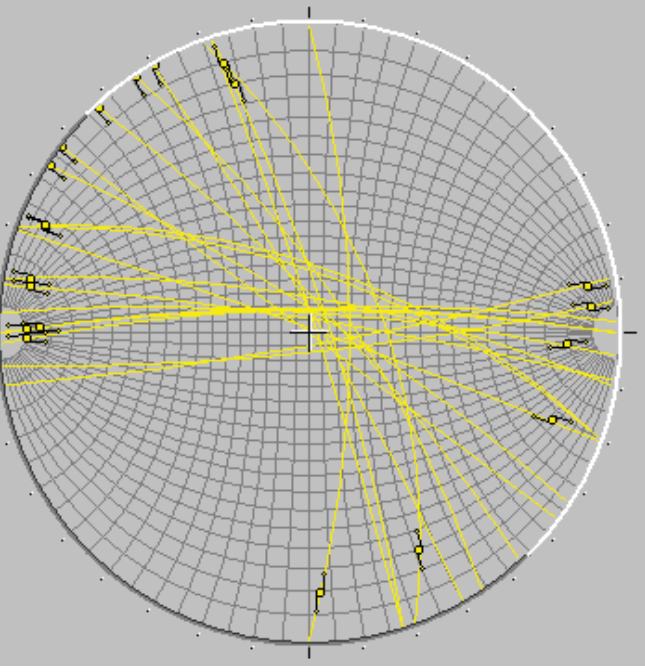
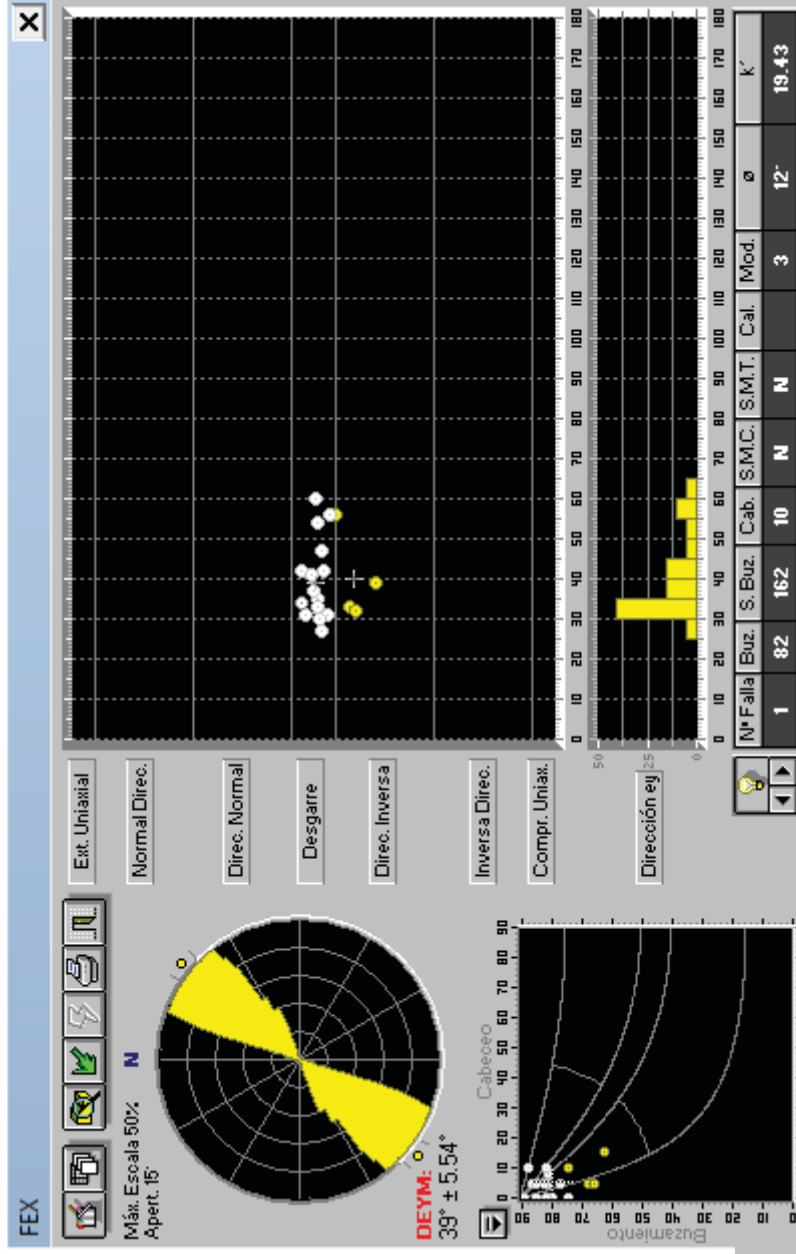


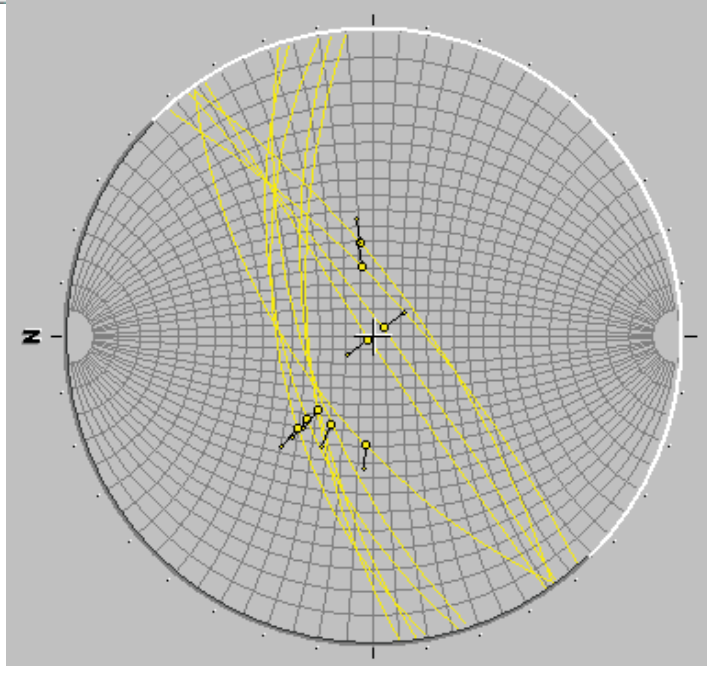
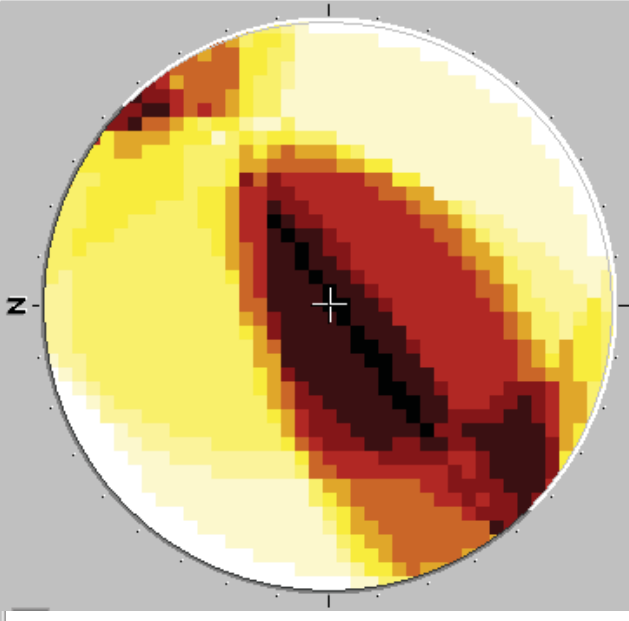
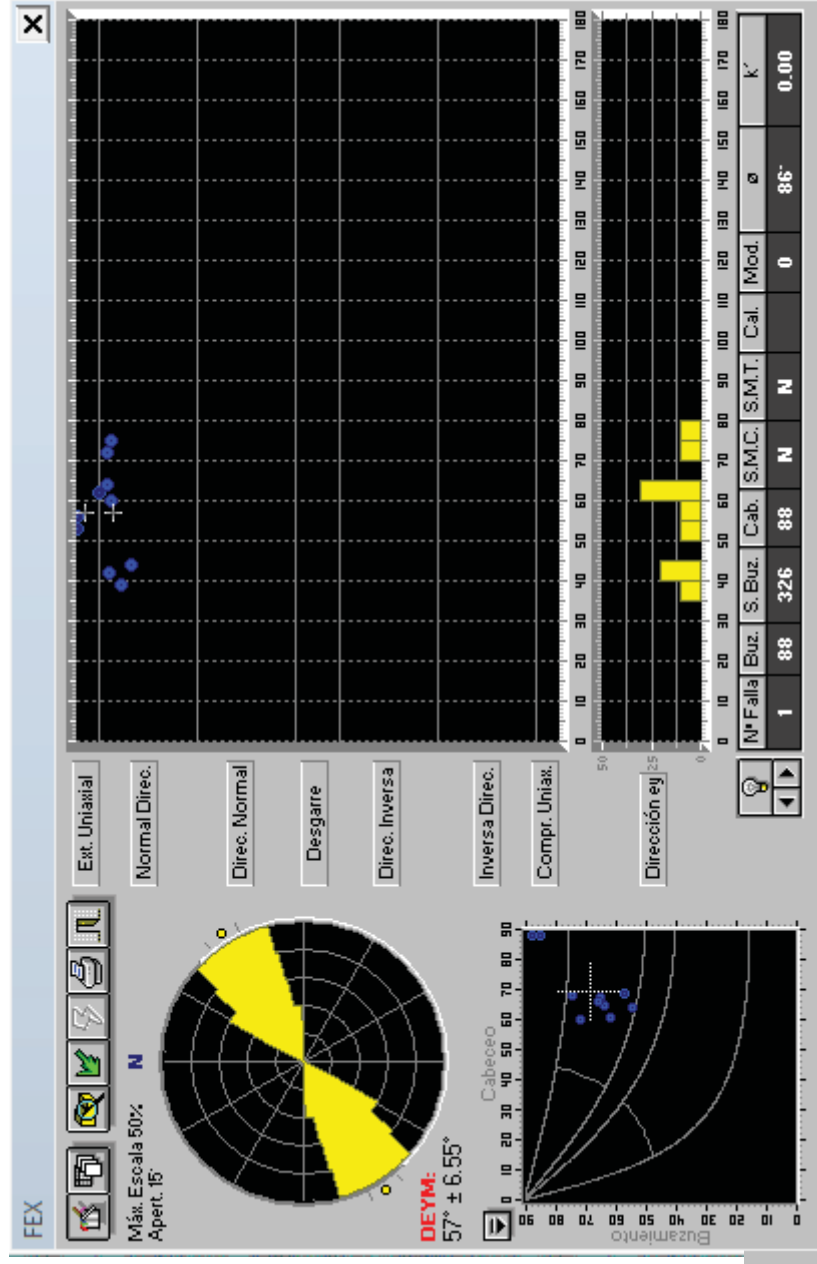
46MorMexi



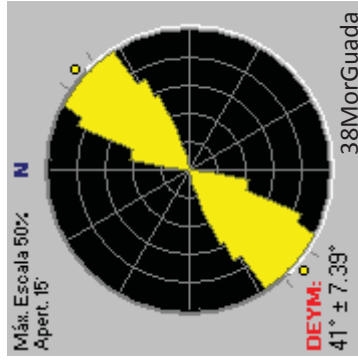


A18

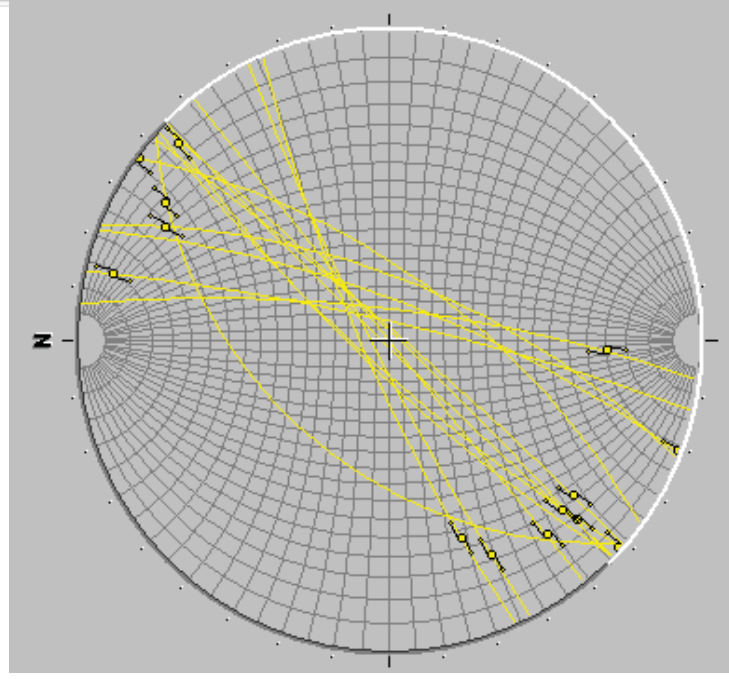
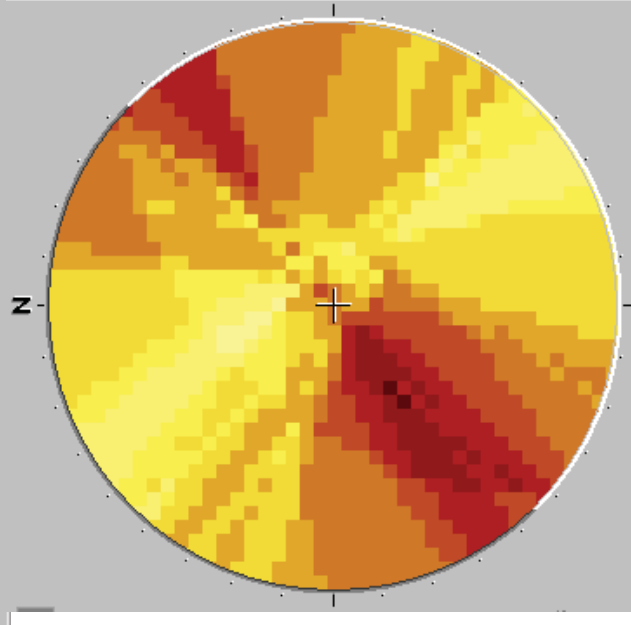
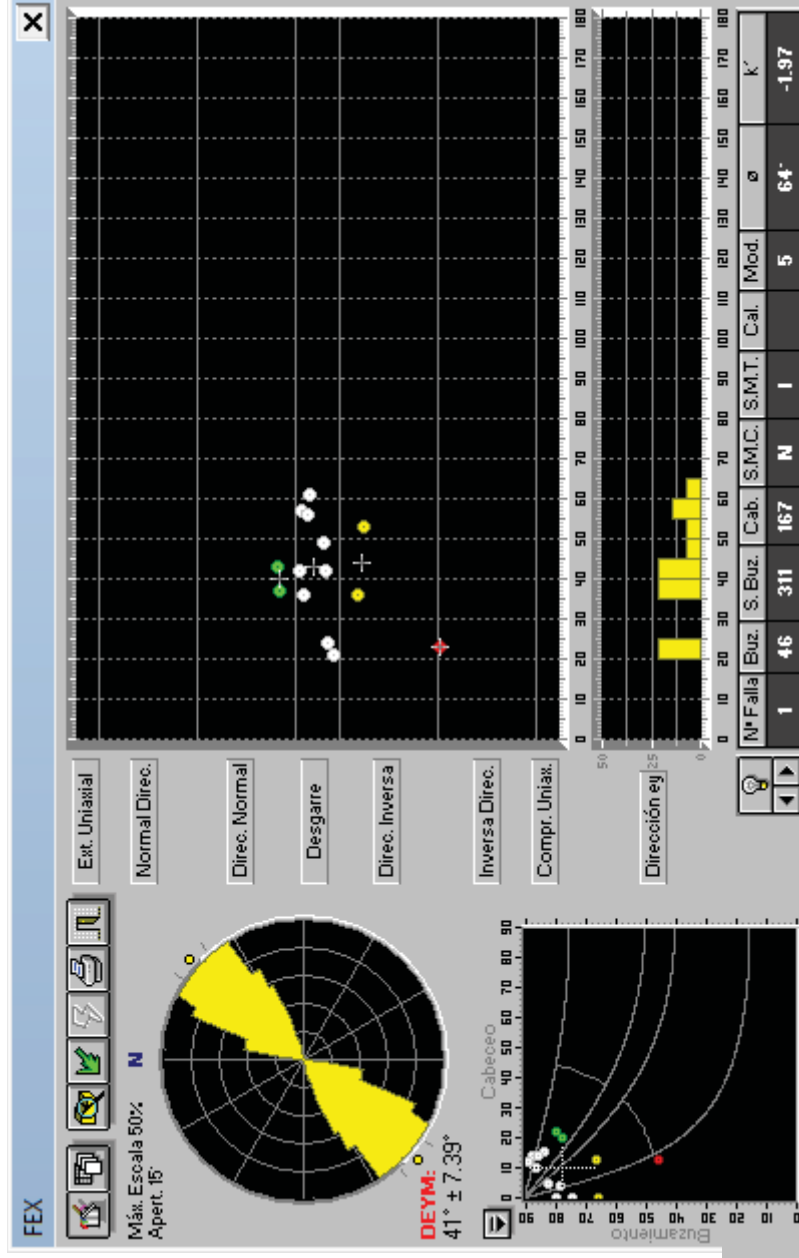


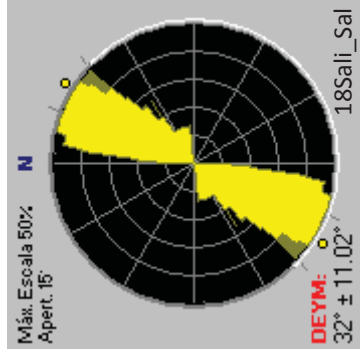


37MorGuada

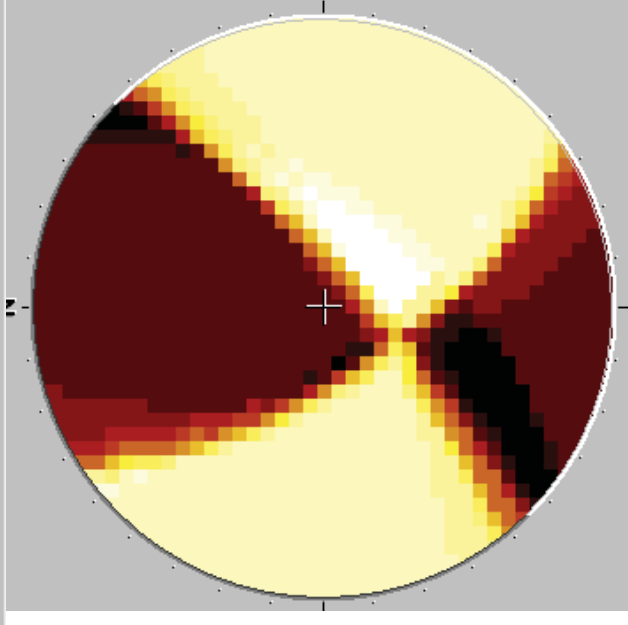
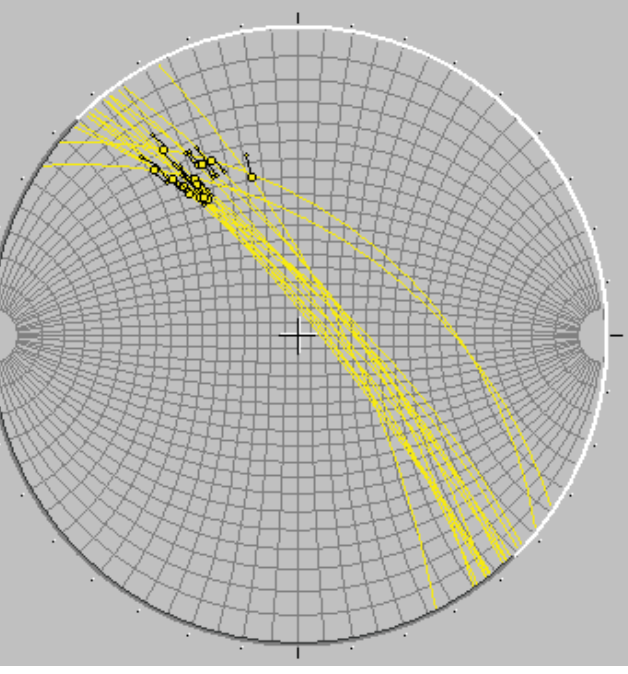
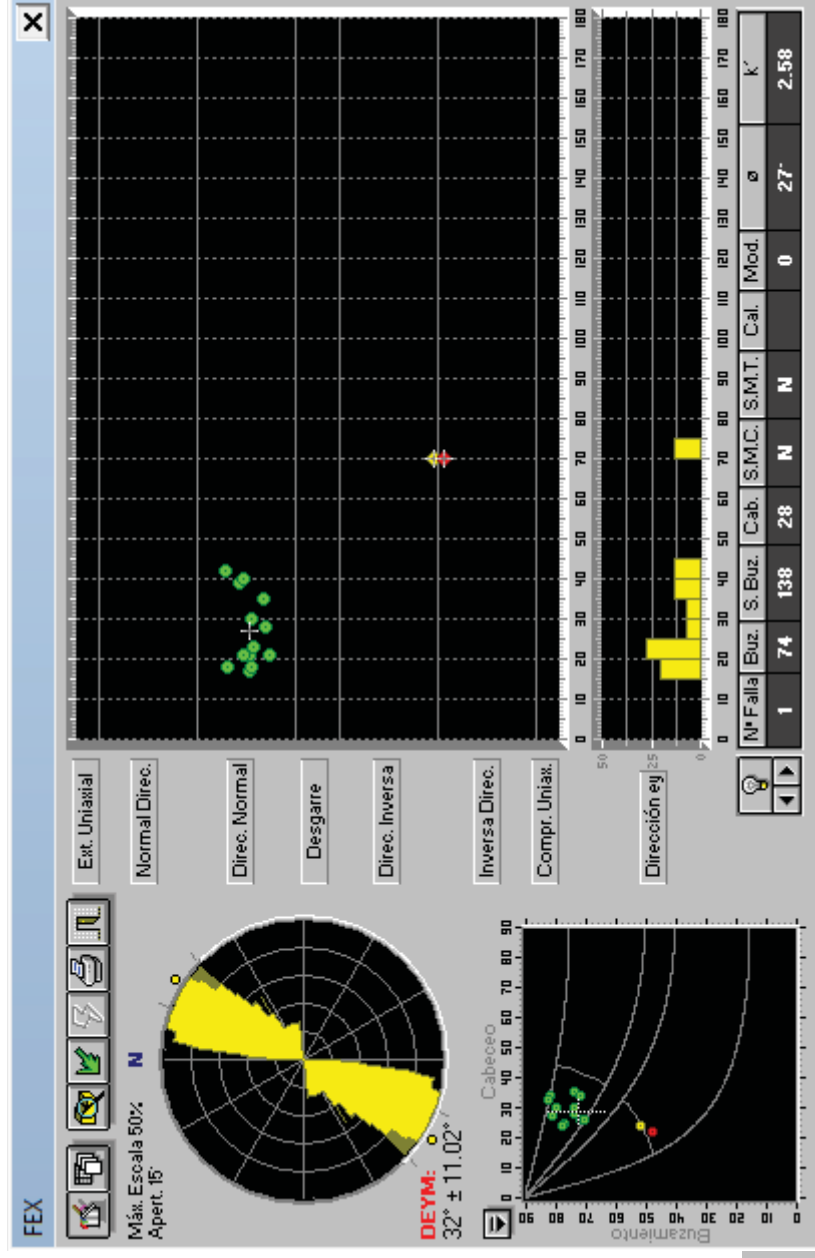


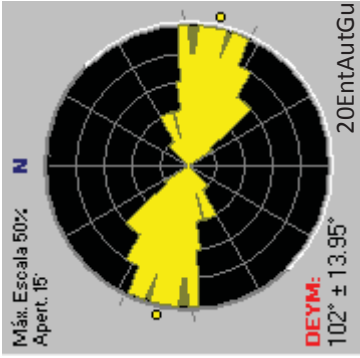
38MorGuada



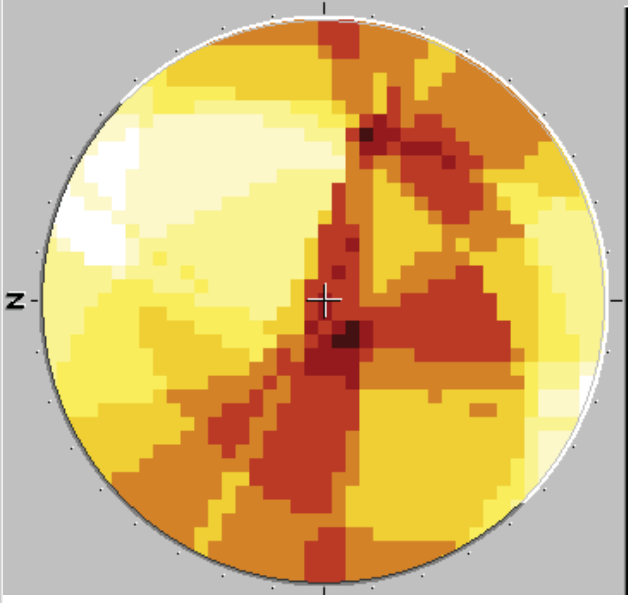
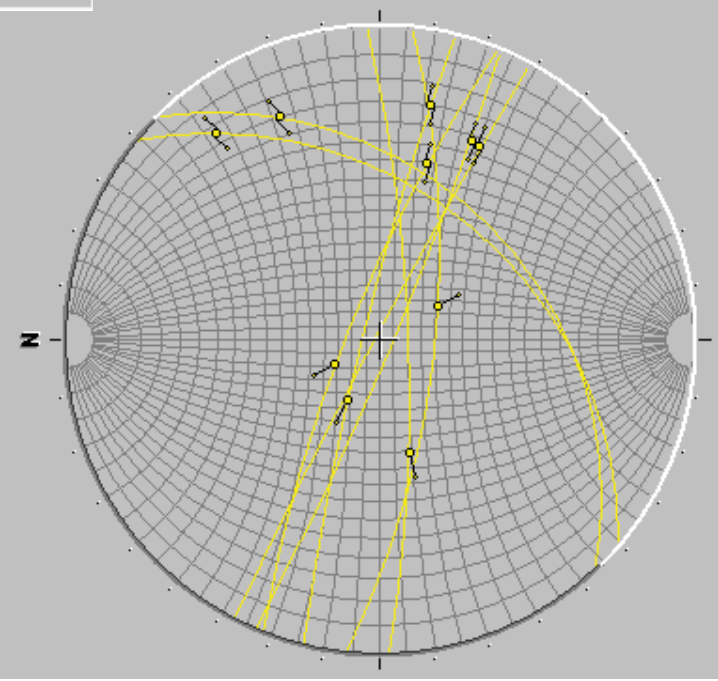
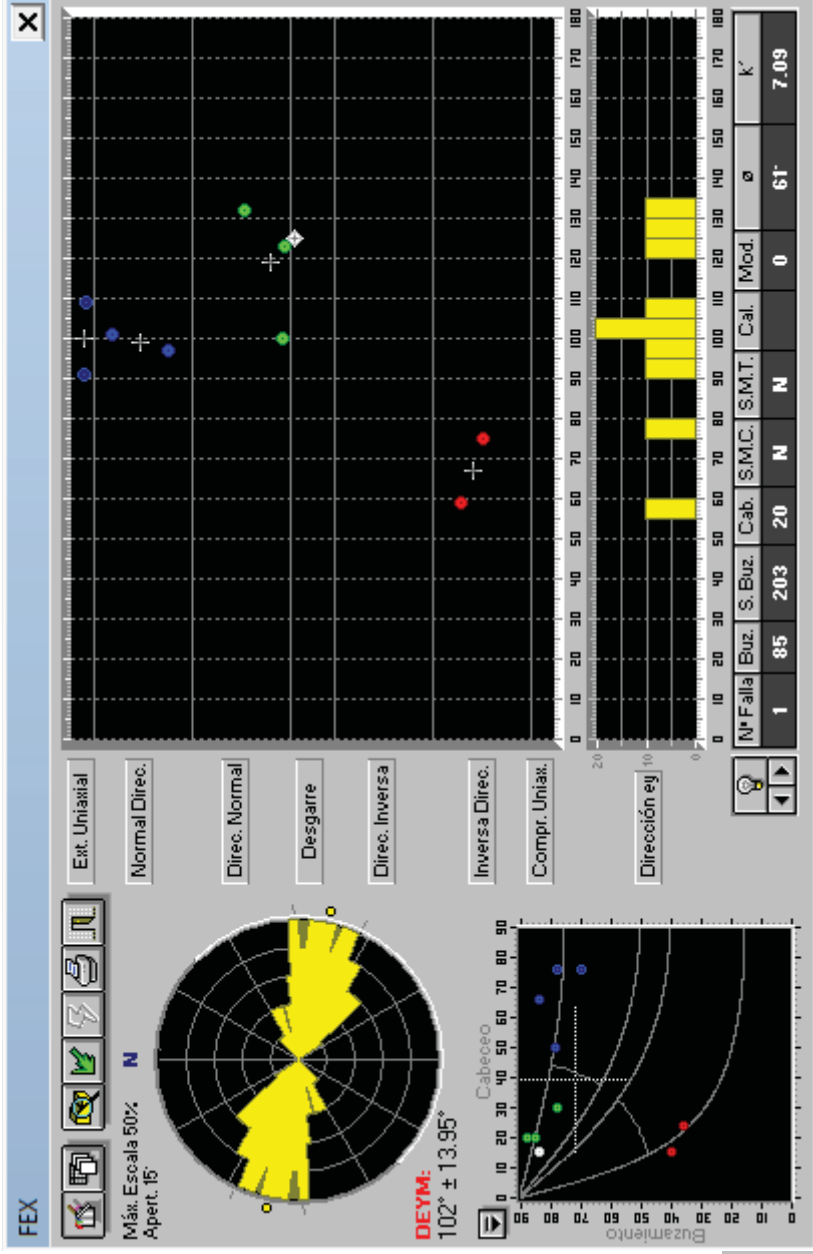


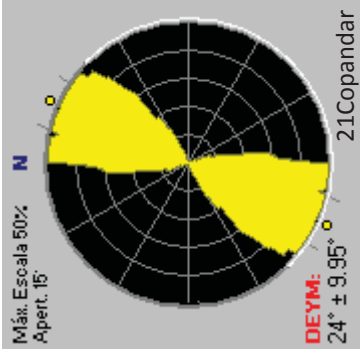
18Sali_sal



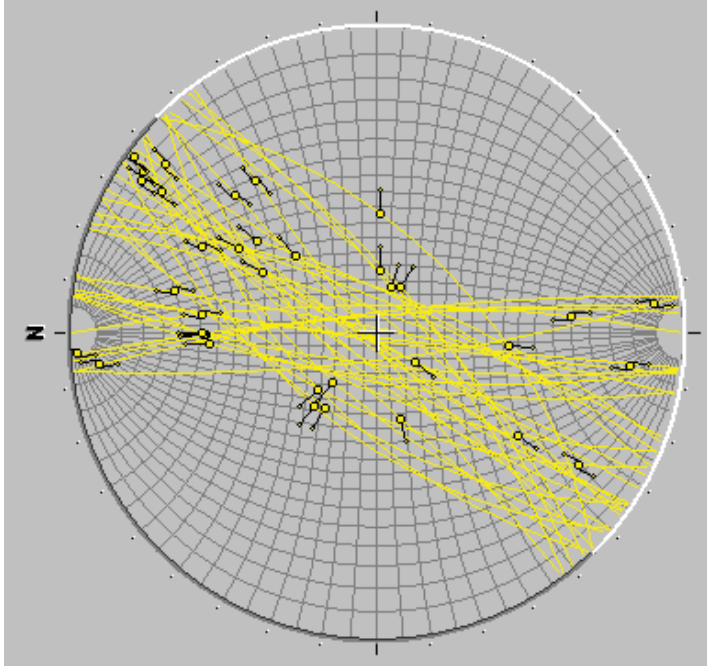
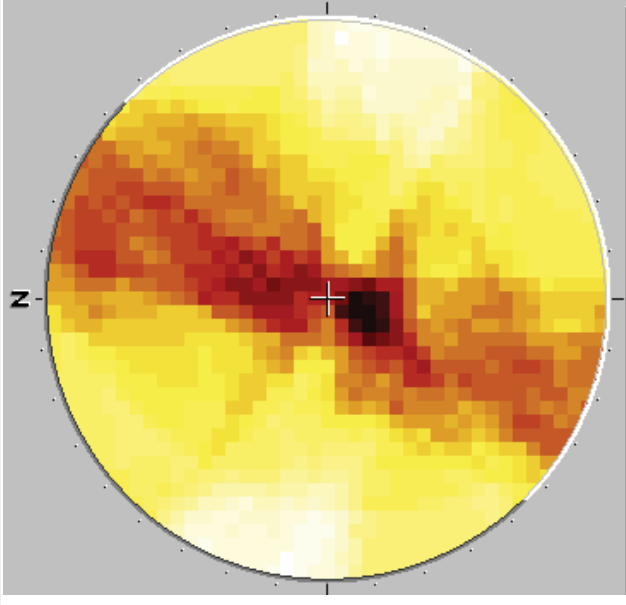
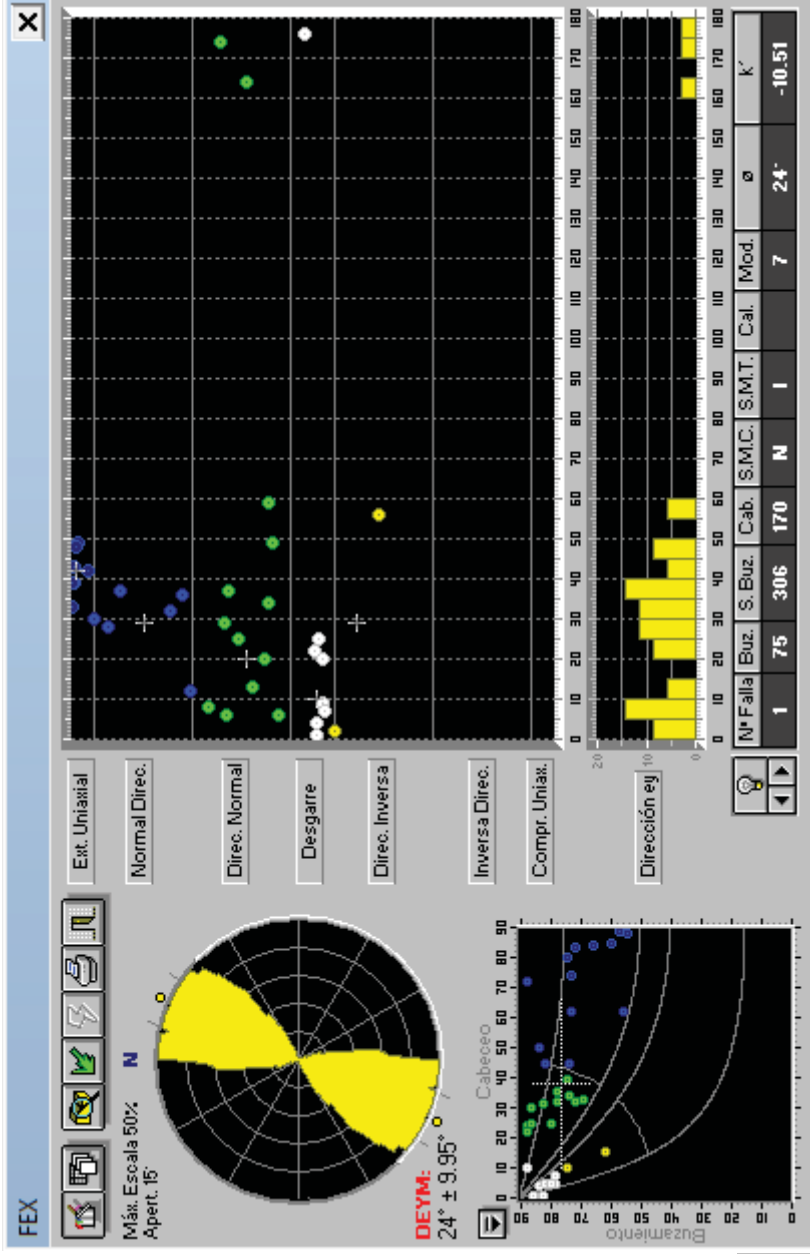


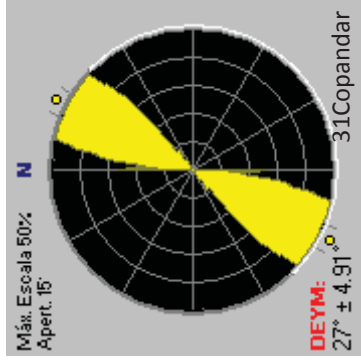
20EntAutGu



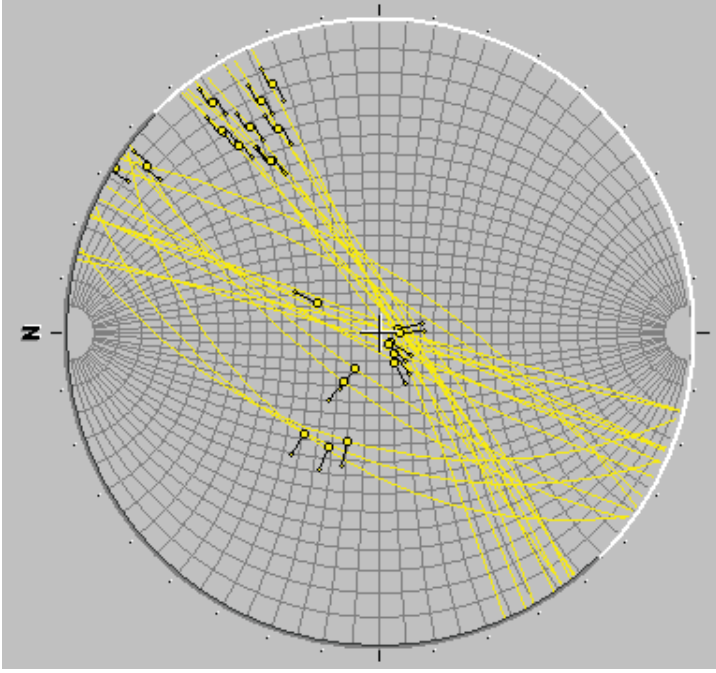
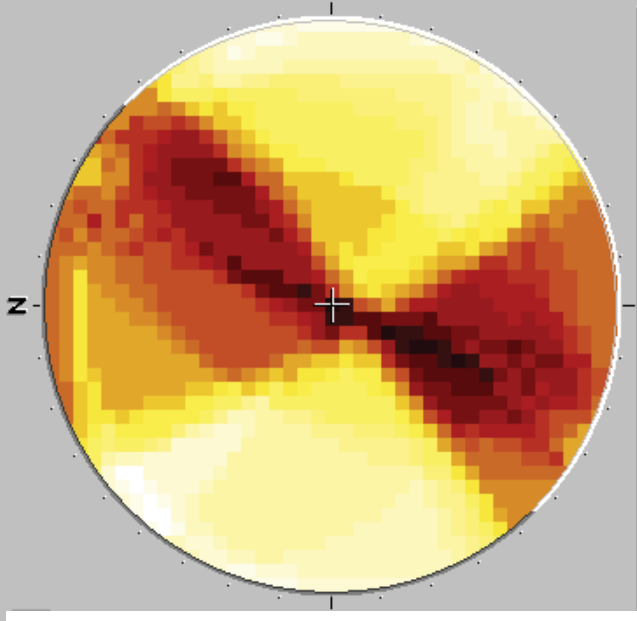
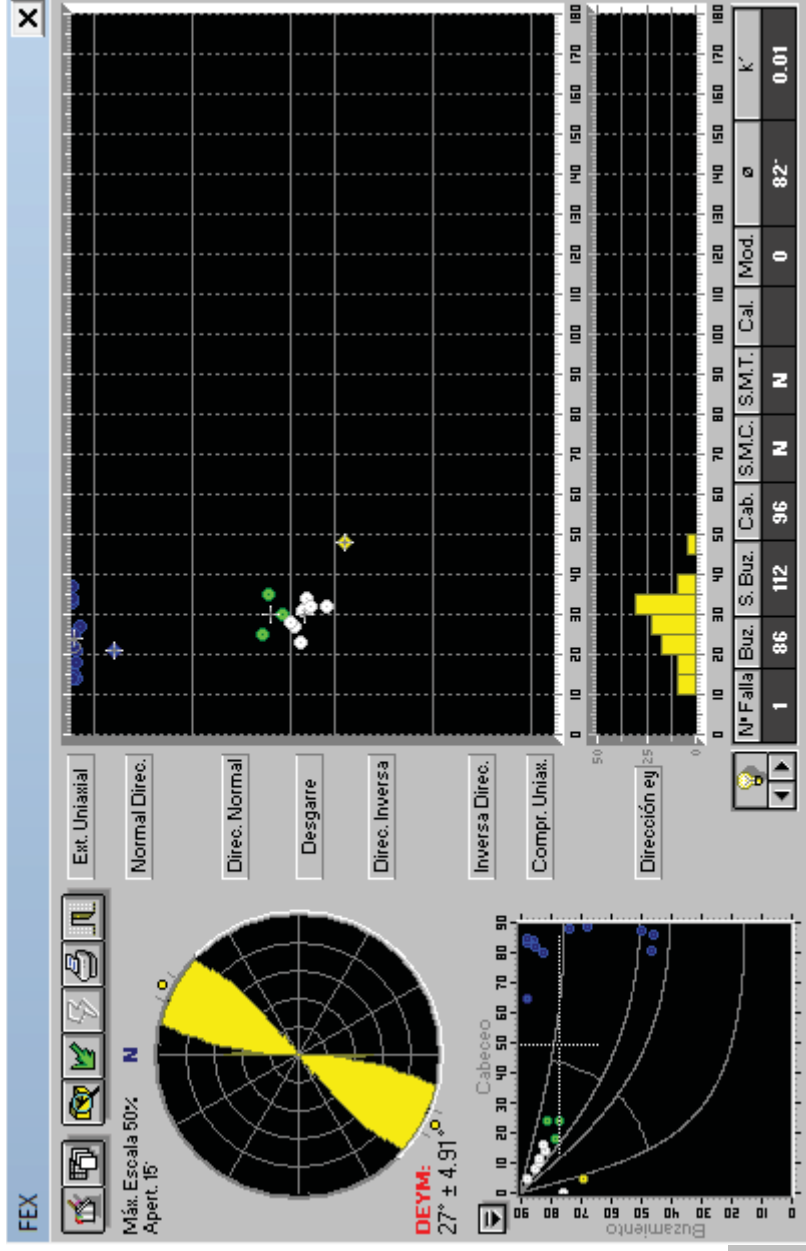


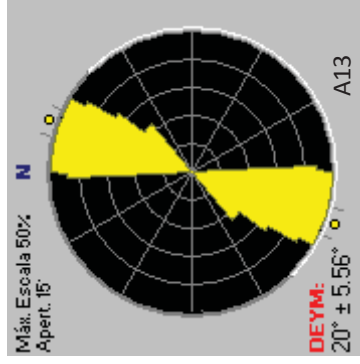
21Copandar



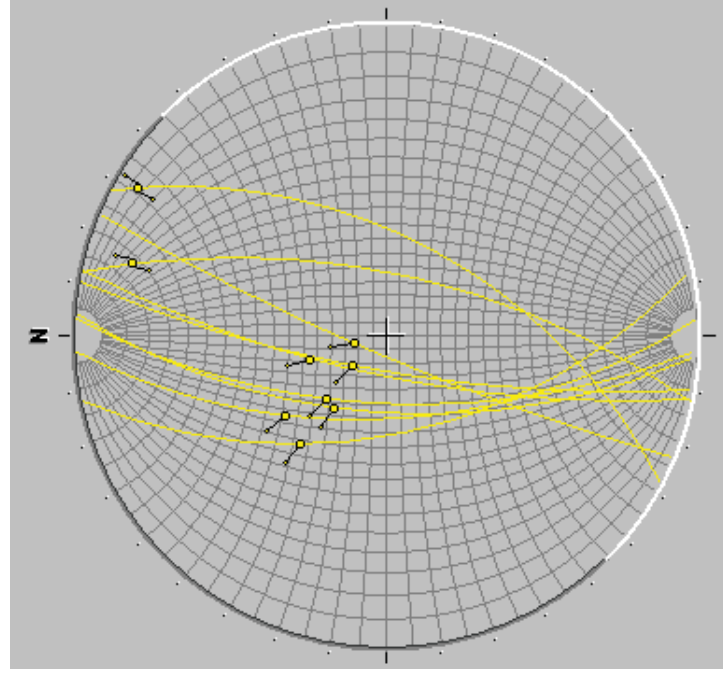
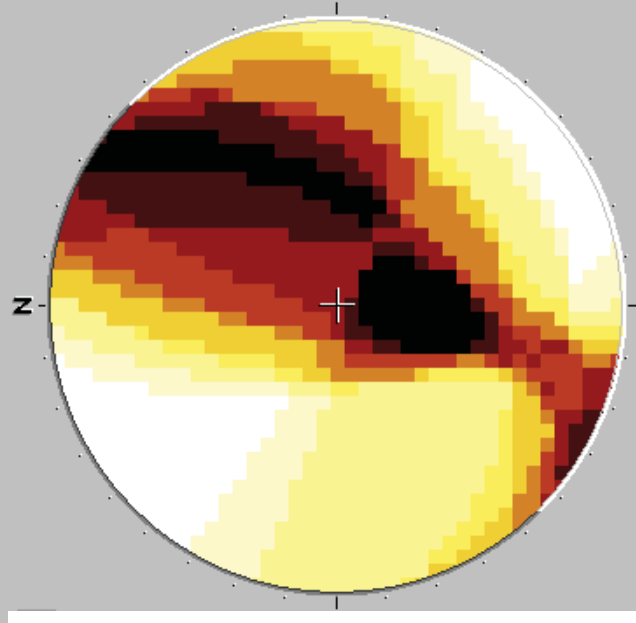
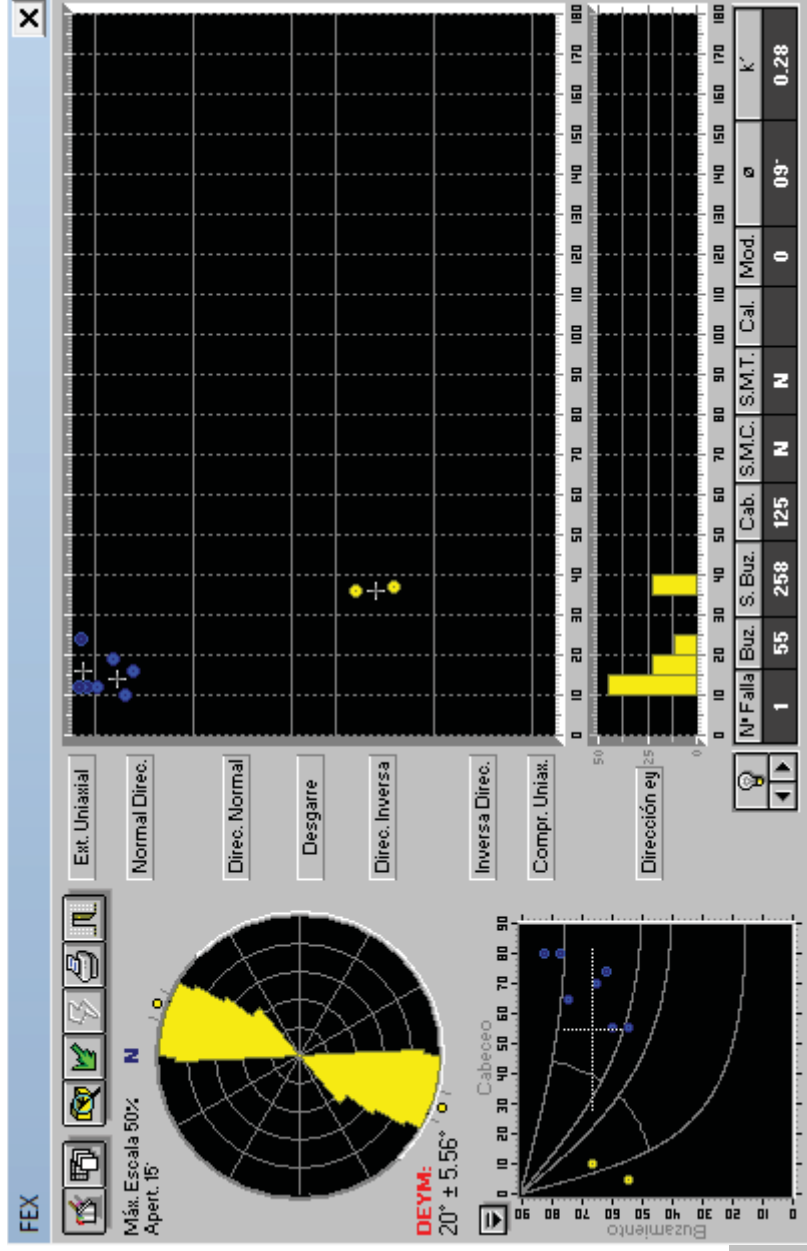


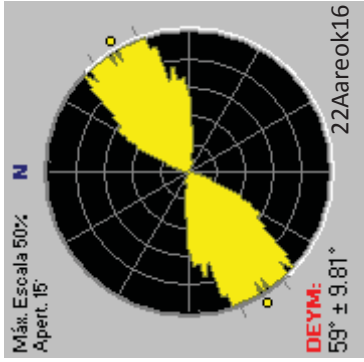
31Copandar



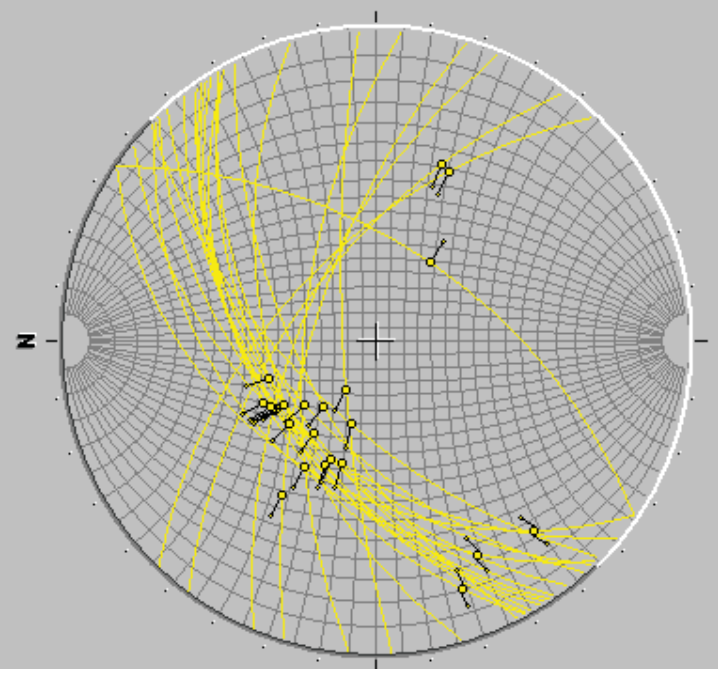
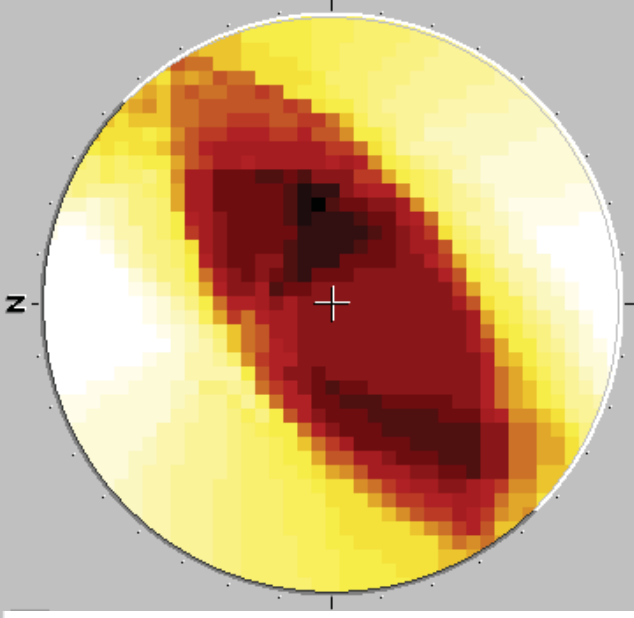
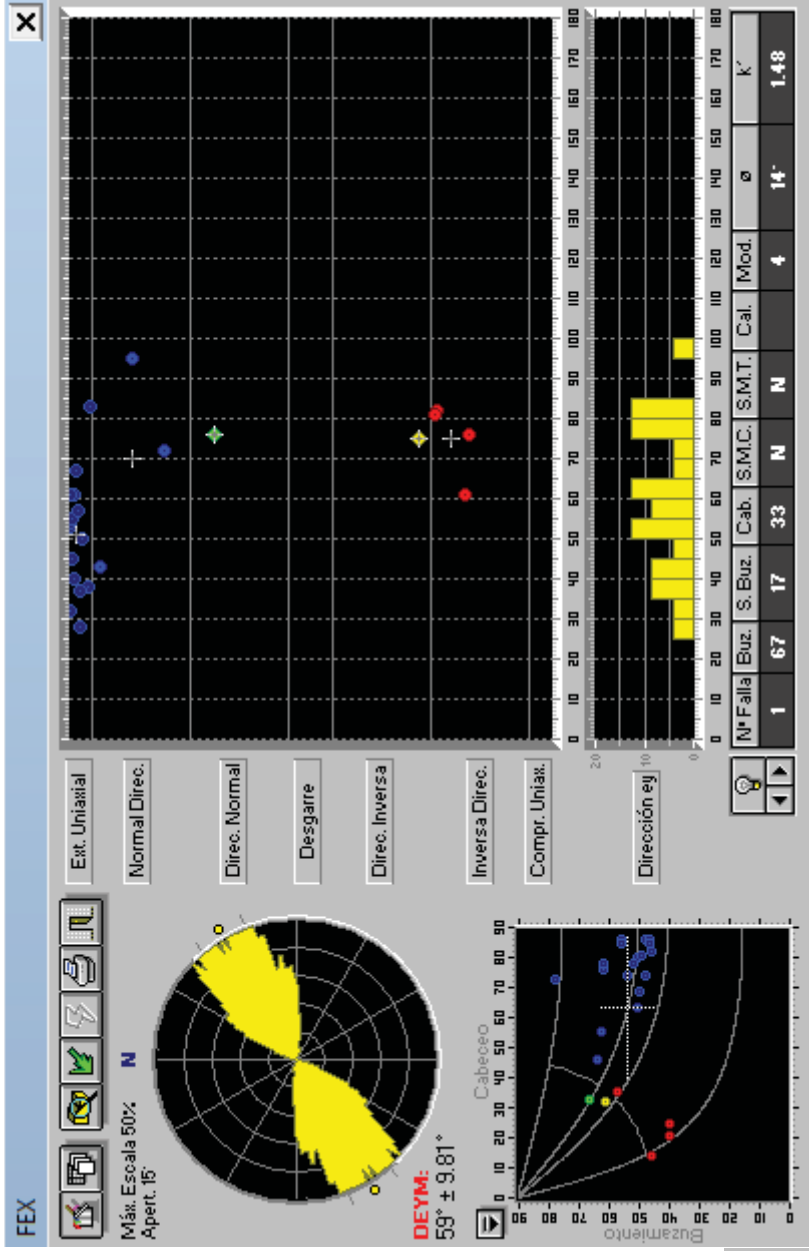


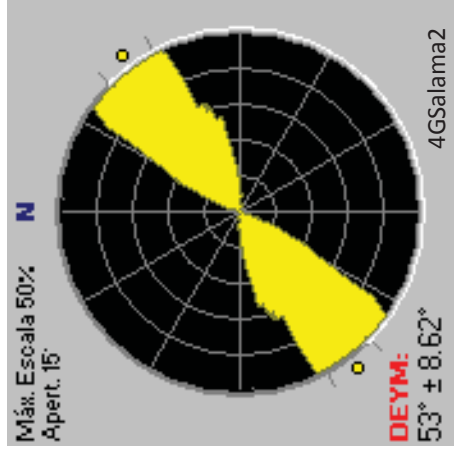
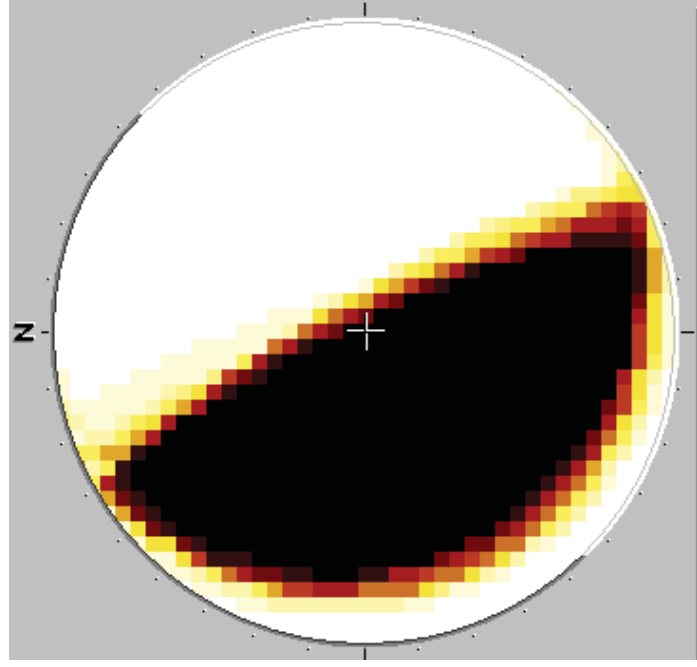
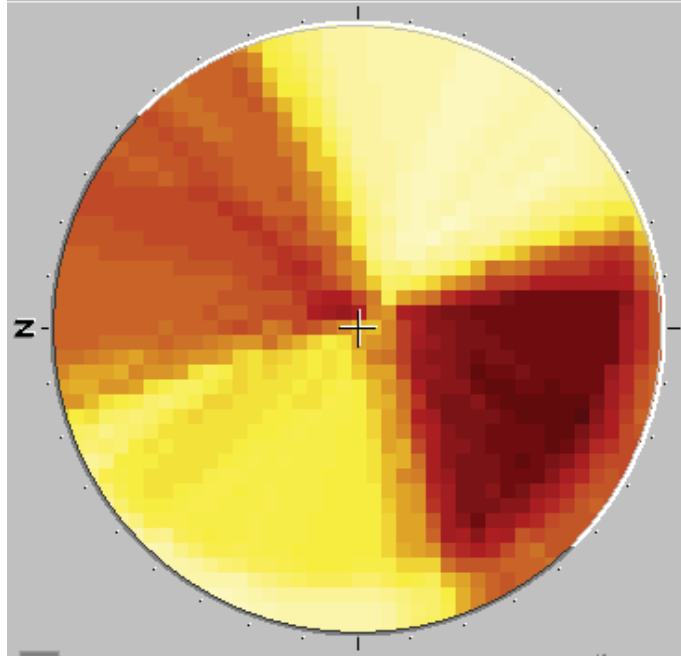
A13



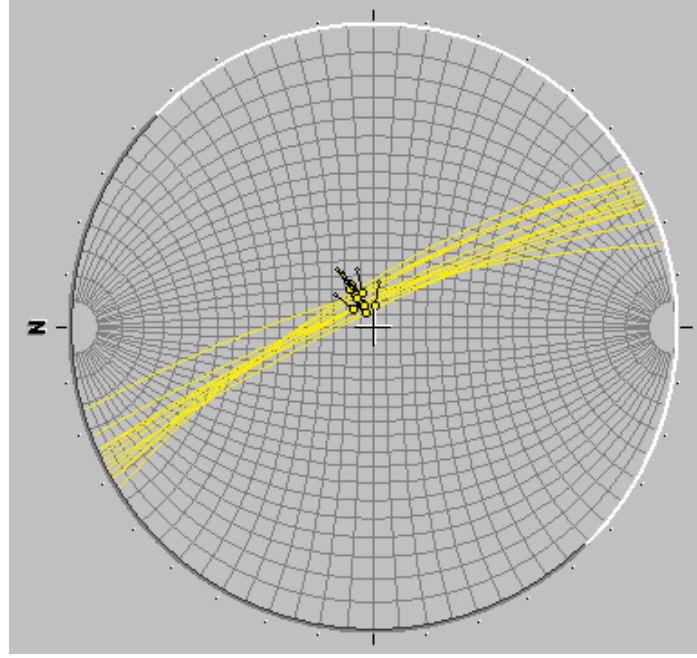
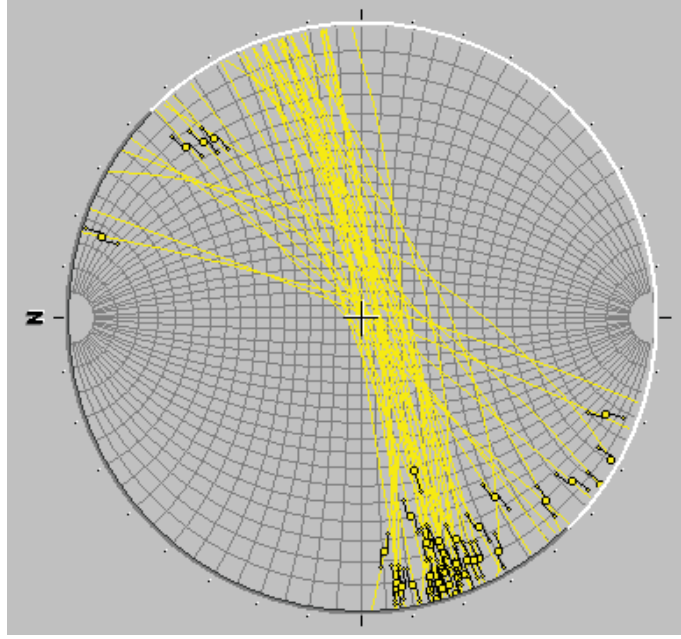
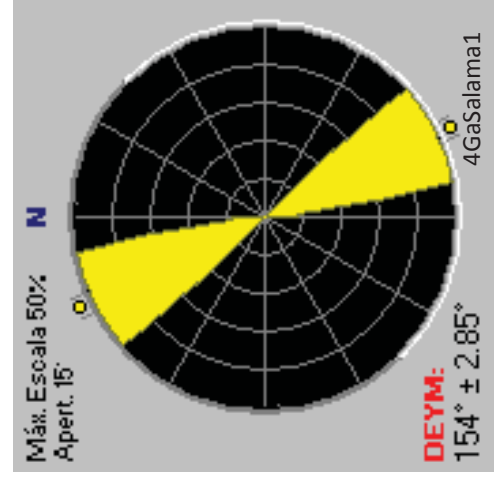


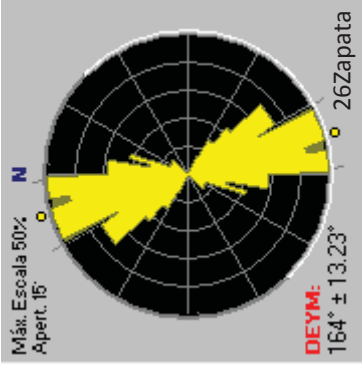
22Aareok16



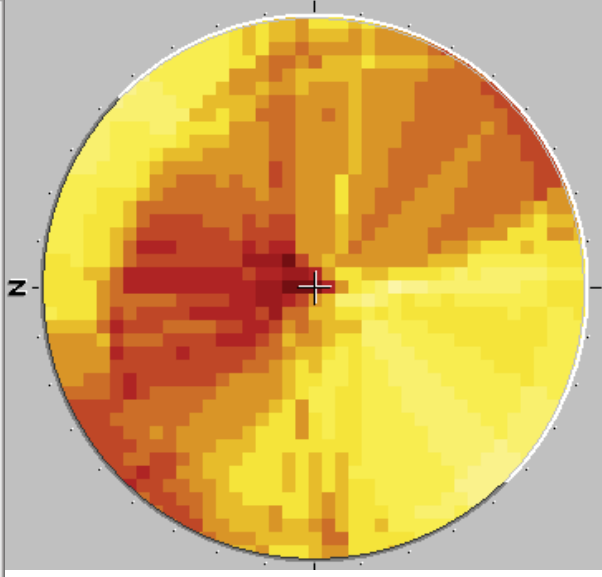
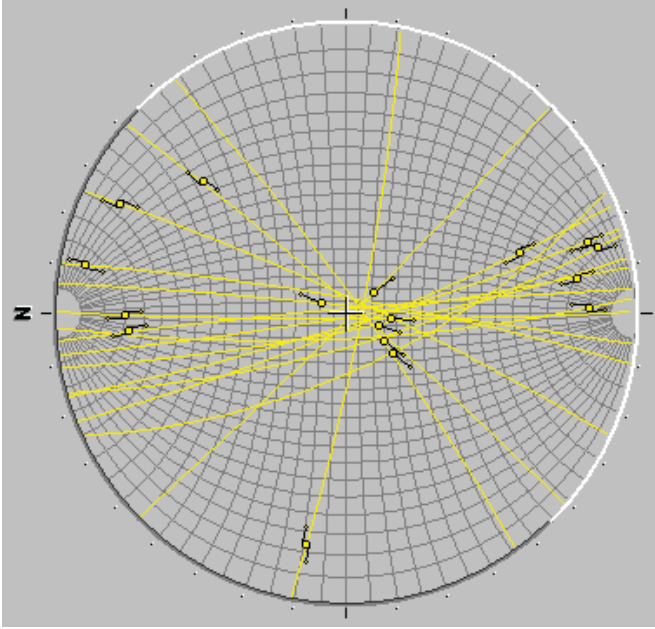
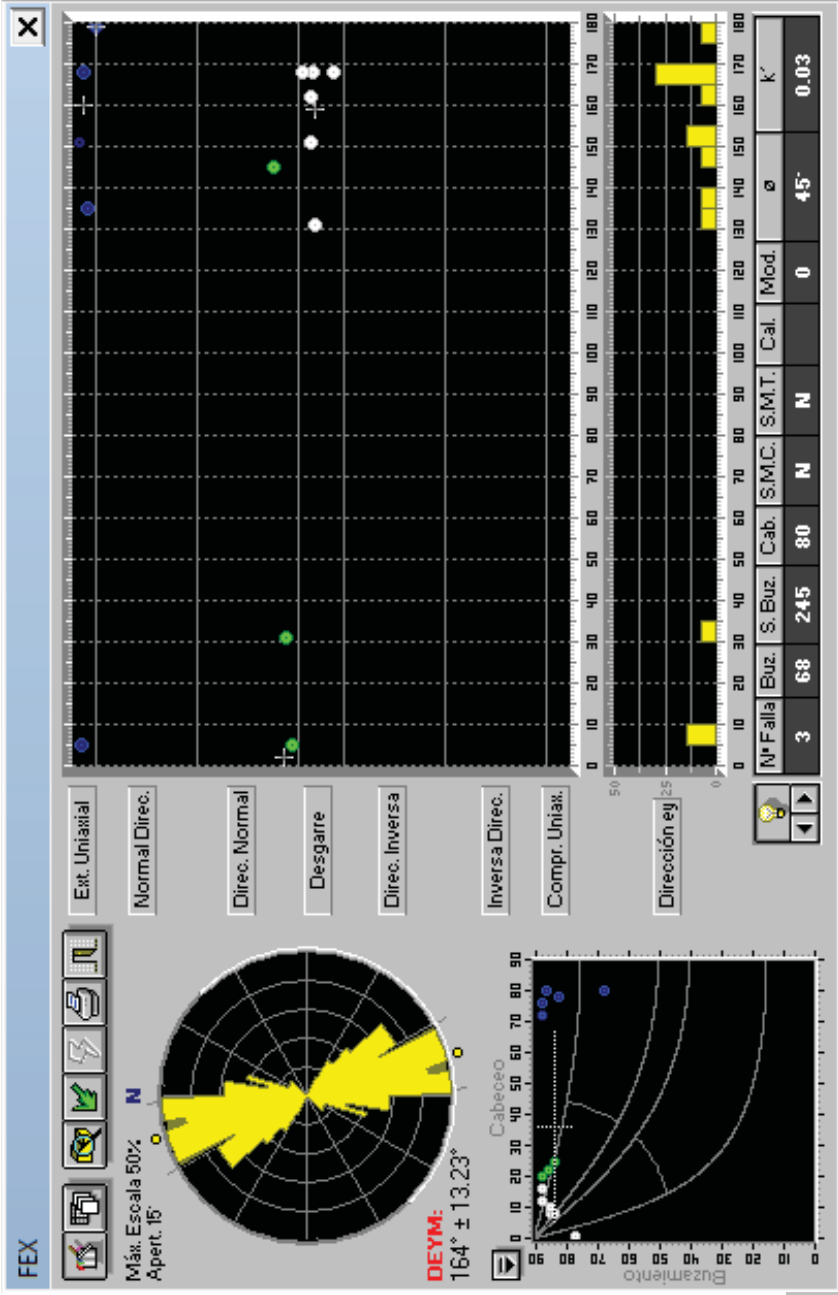


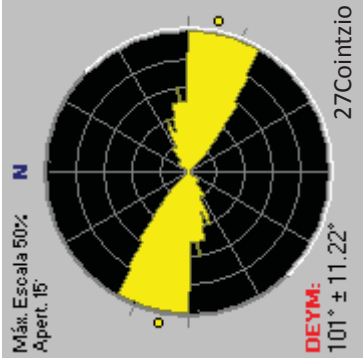
4GaSalaman



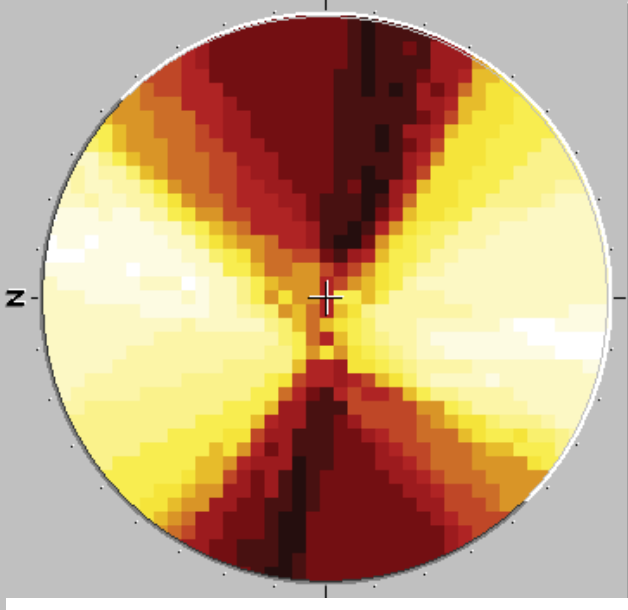
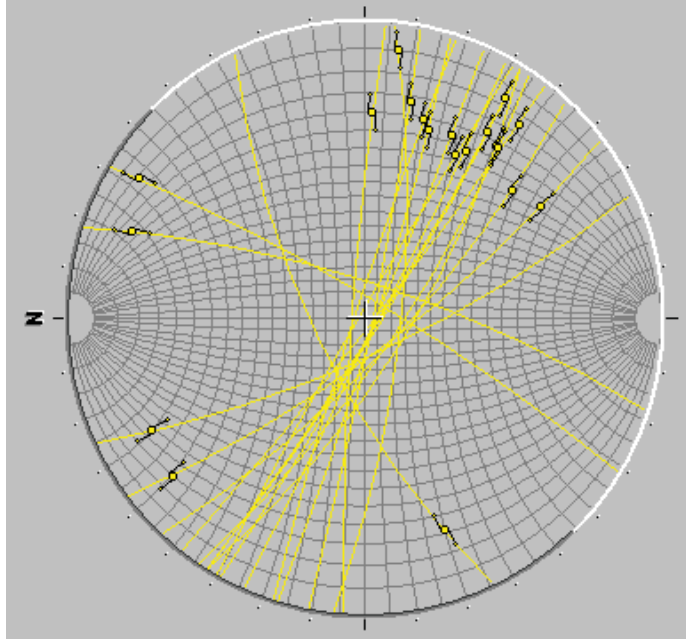
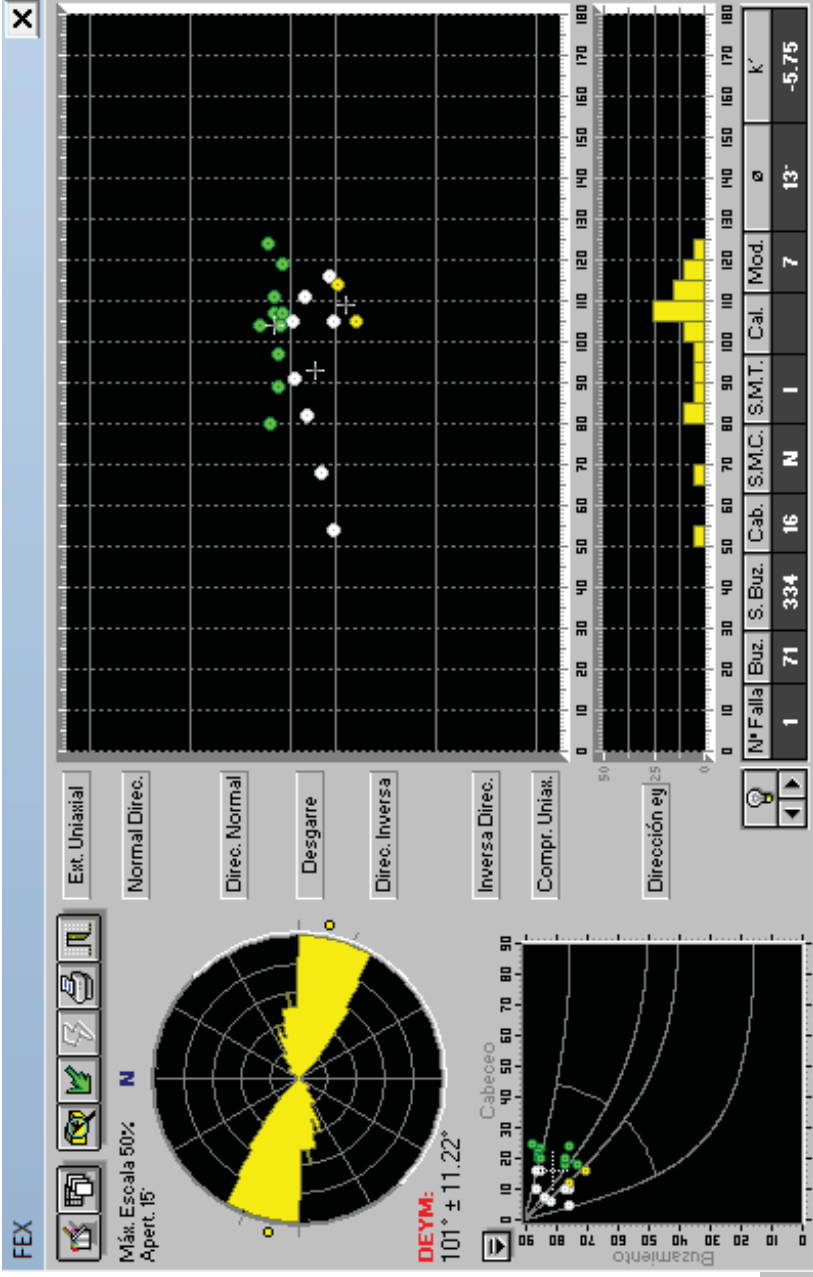


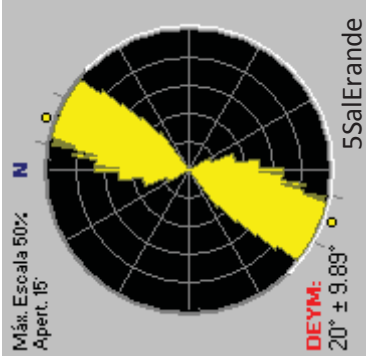
26Zapata



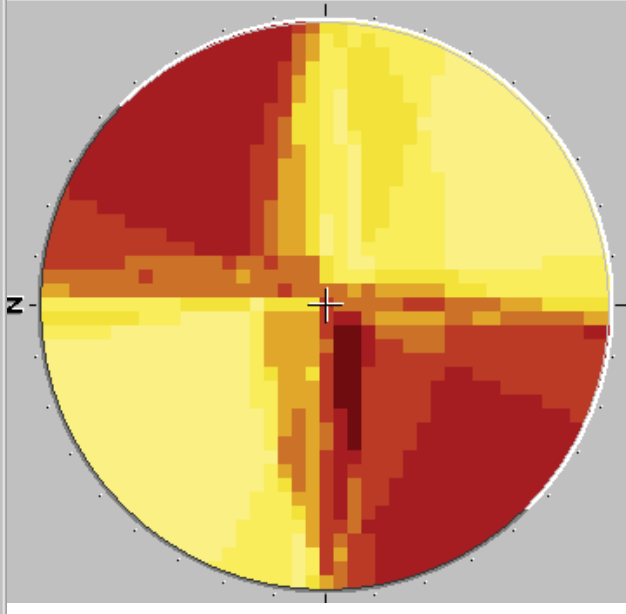
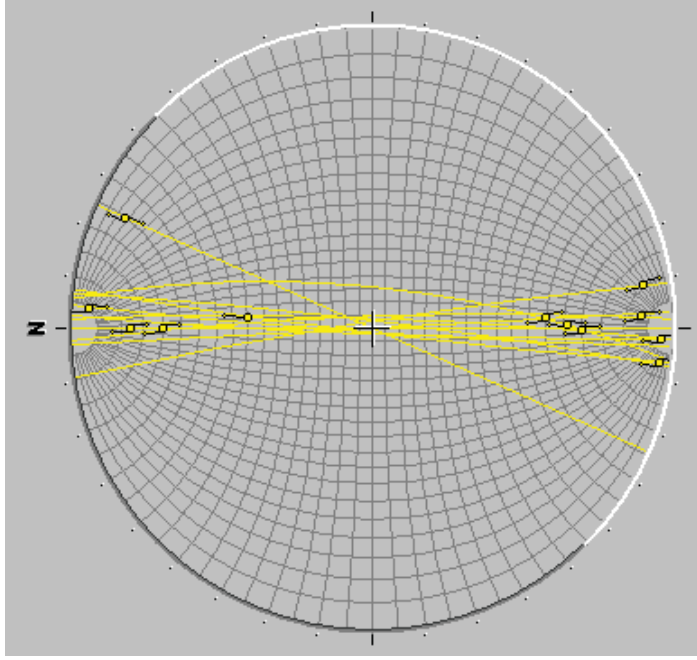
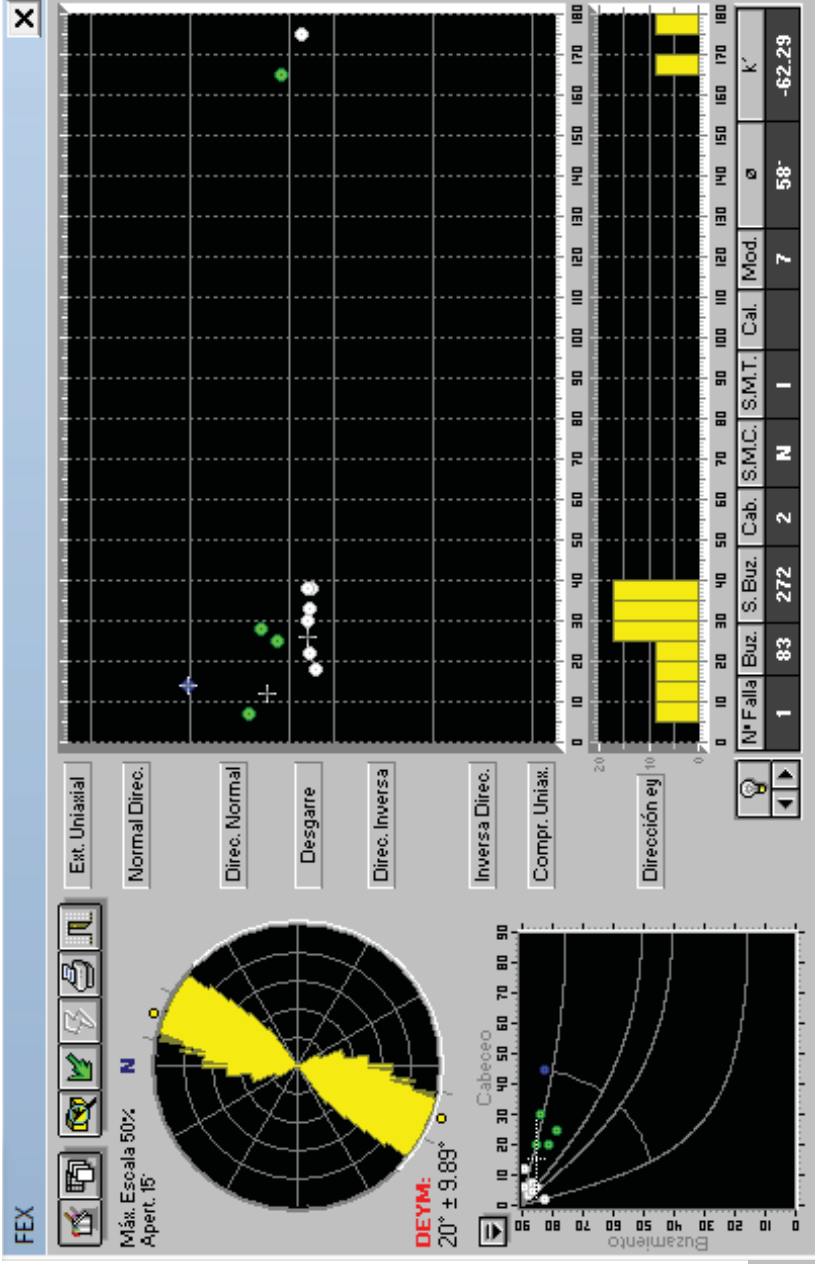


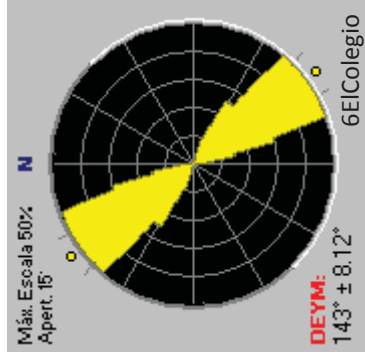
27Cointzio



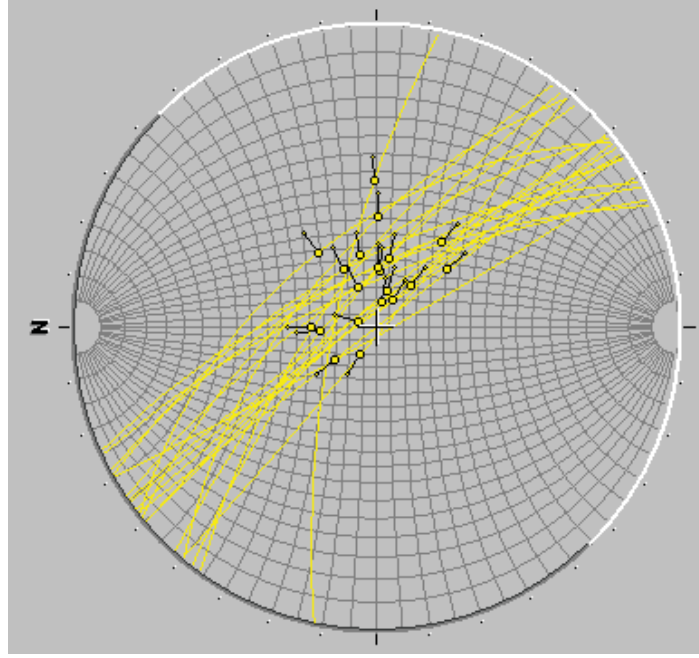
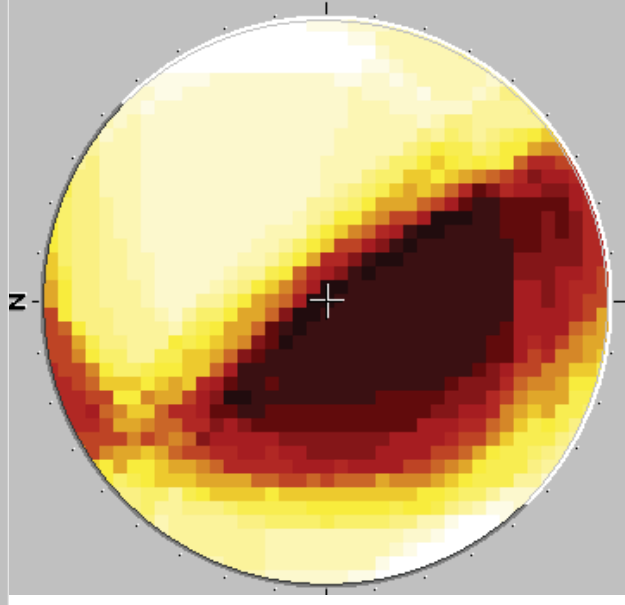
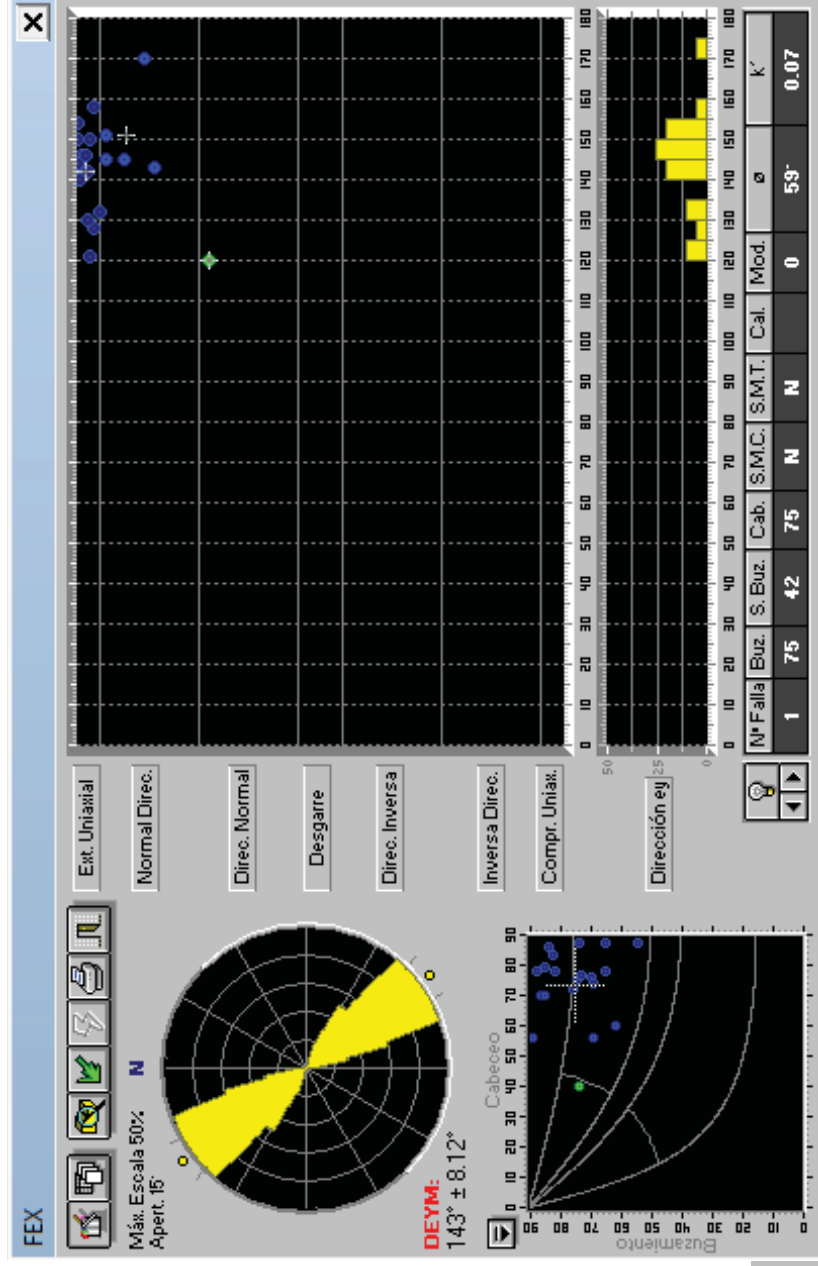


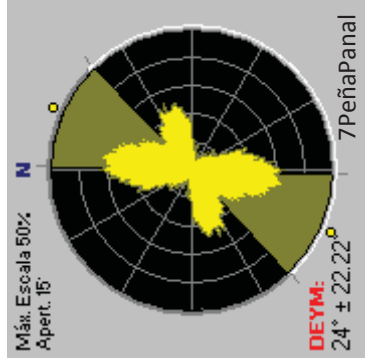
5SalErande



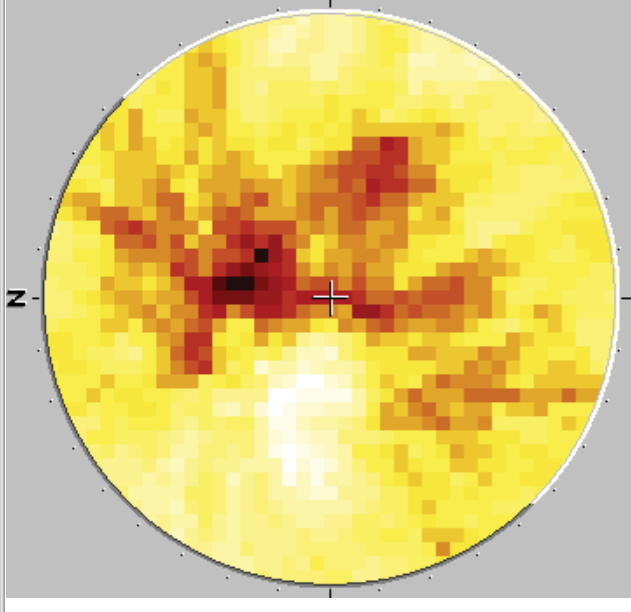
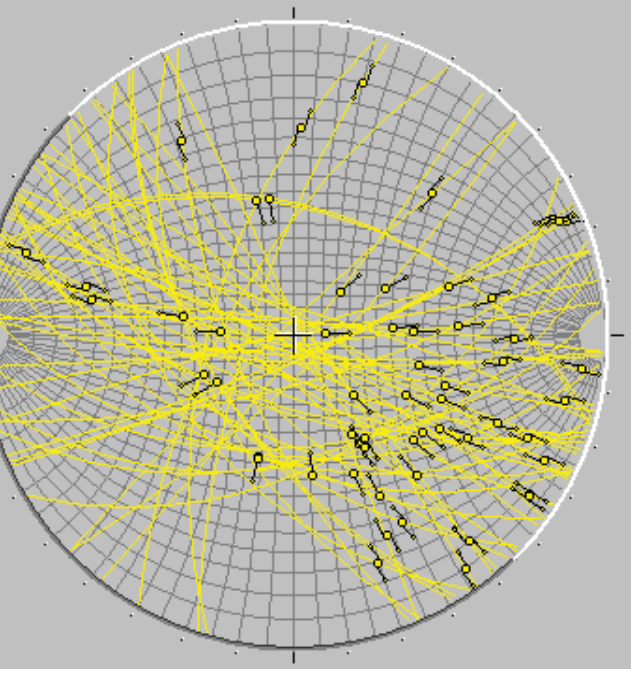
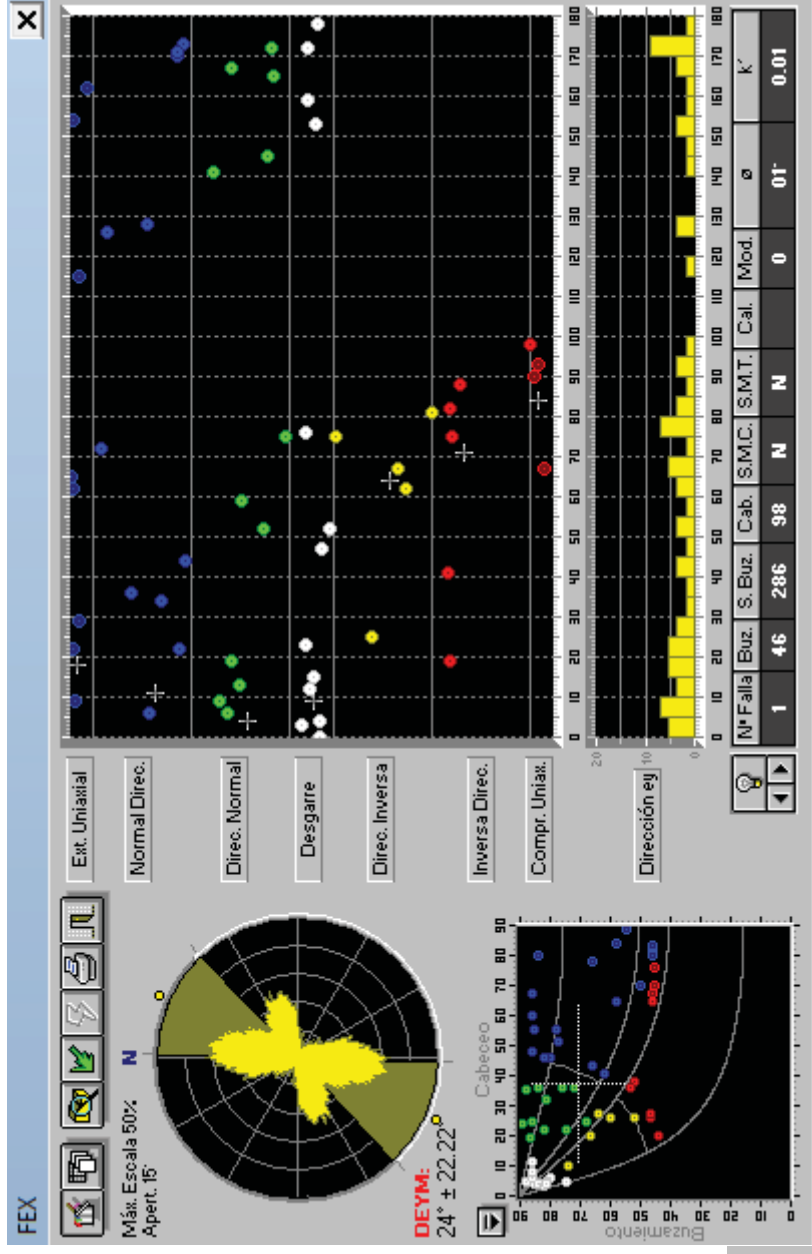


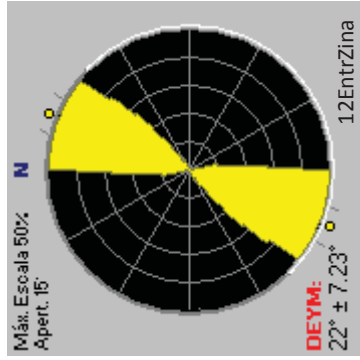
6ElColegio



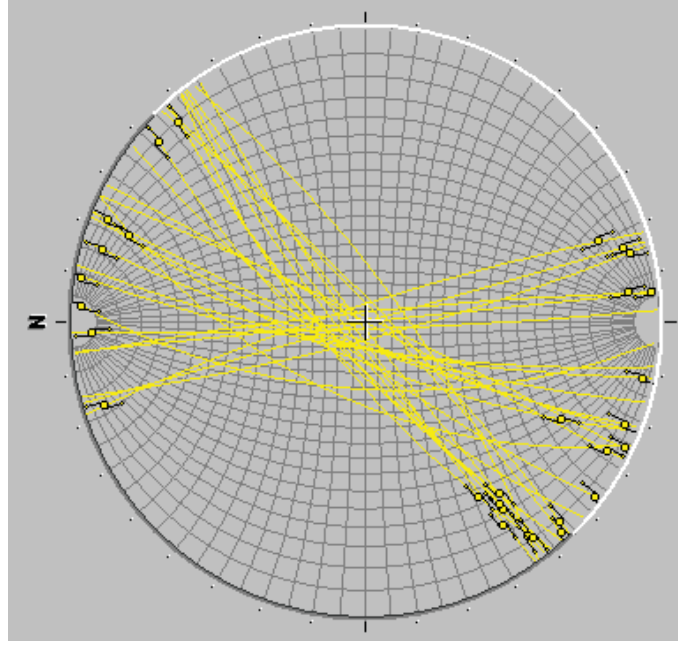
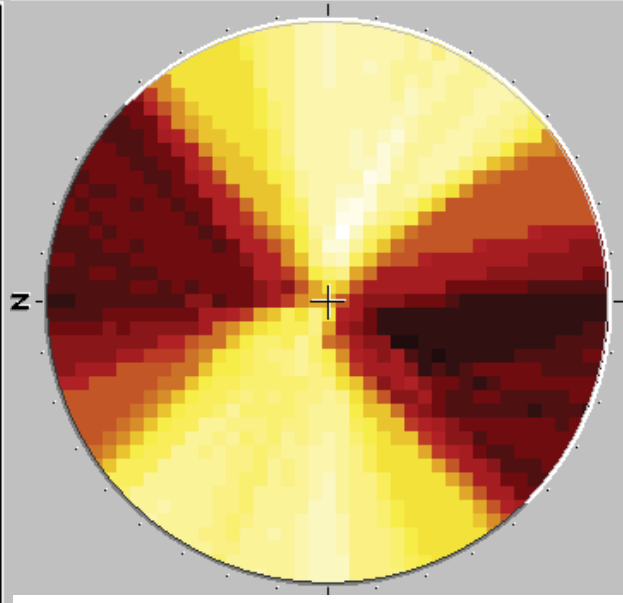
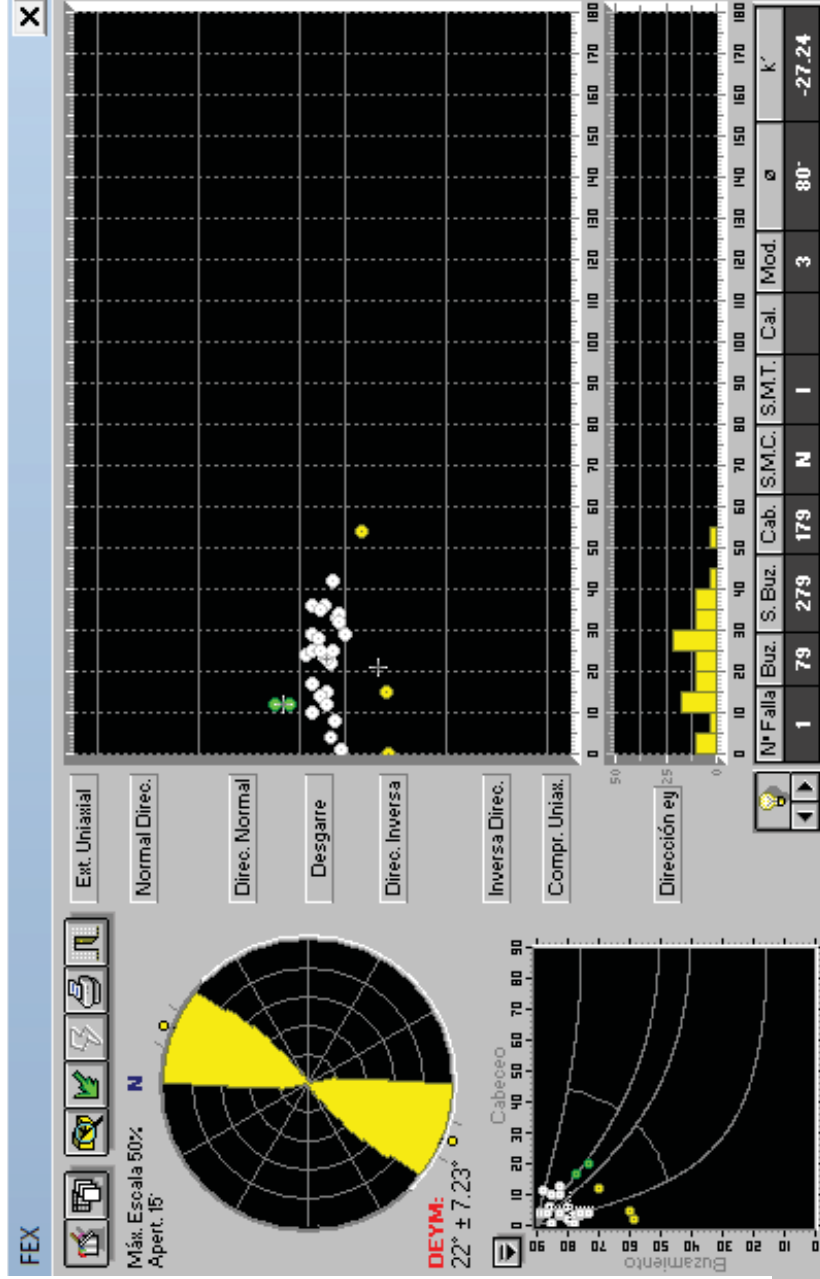


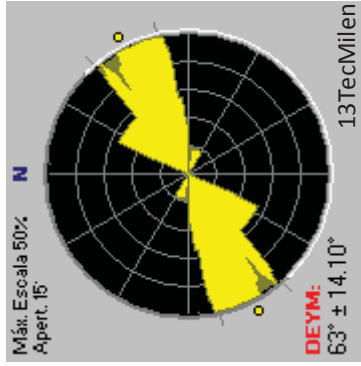
7PeñaPanal



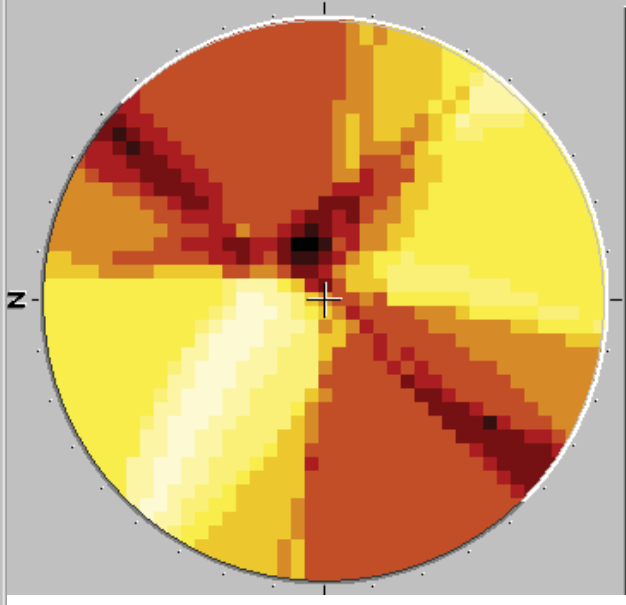
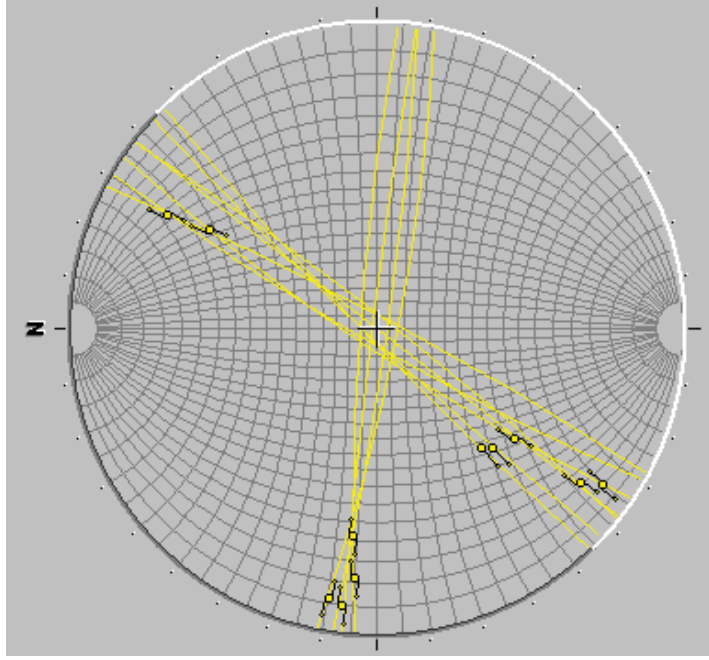
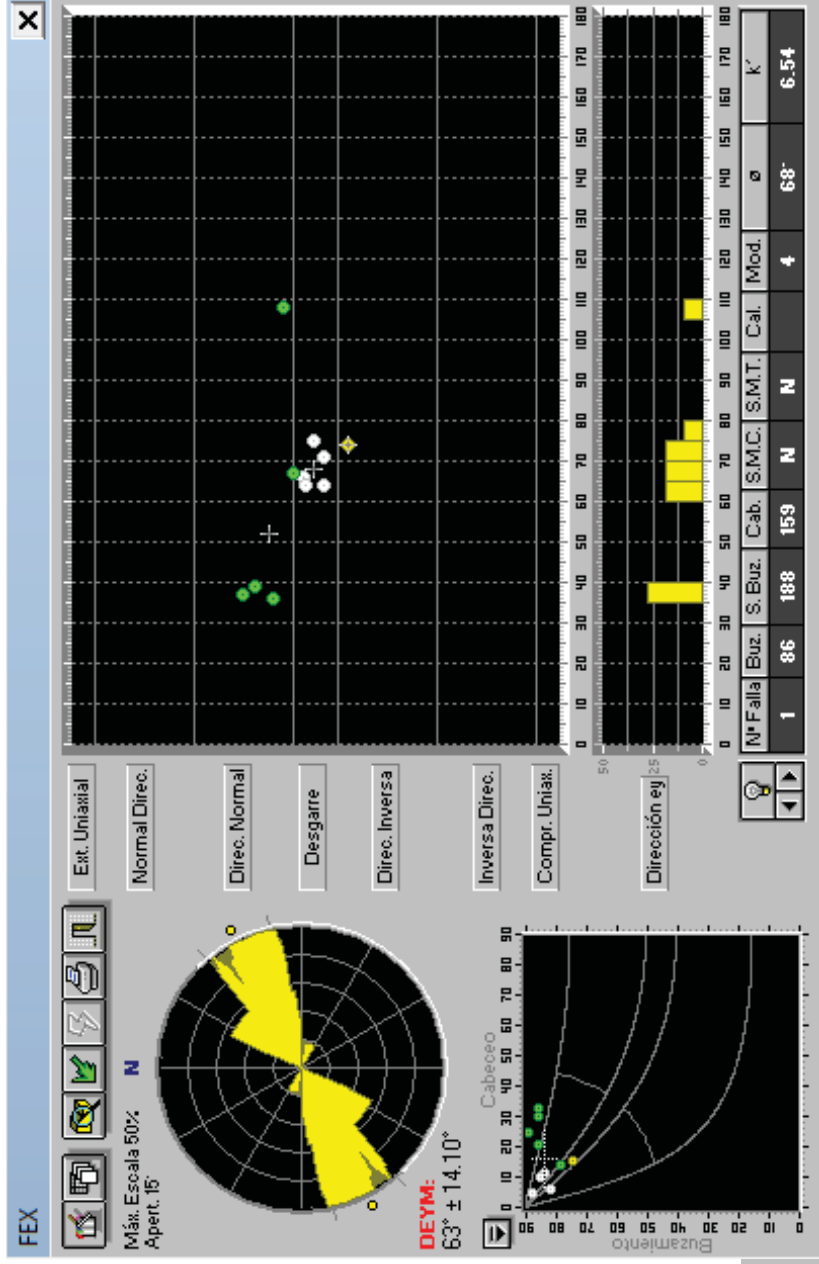


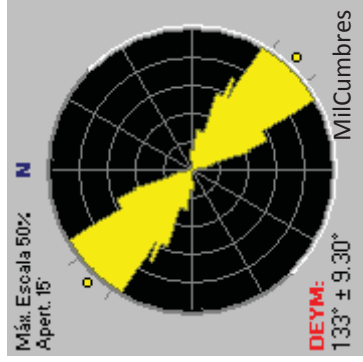
12EntrZina



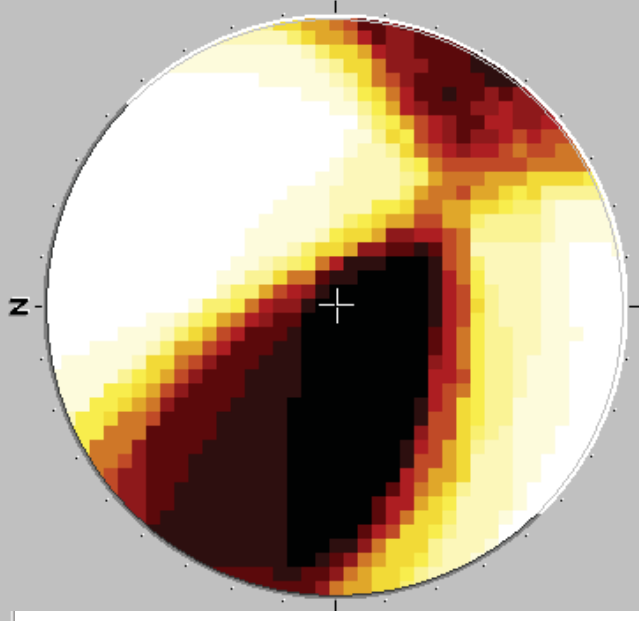
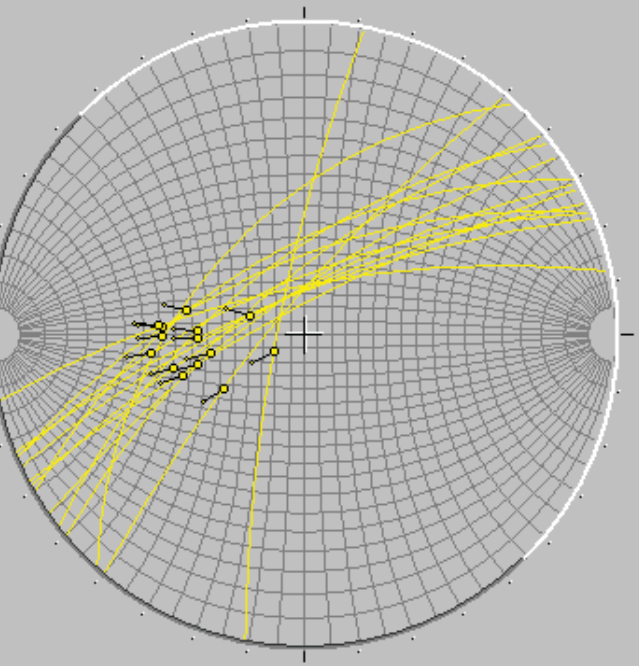
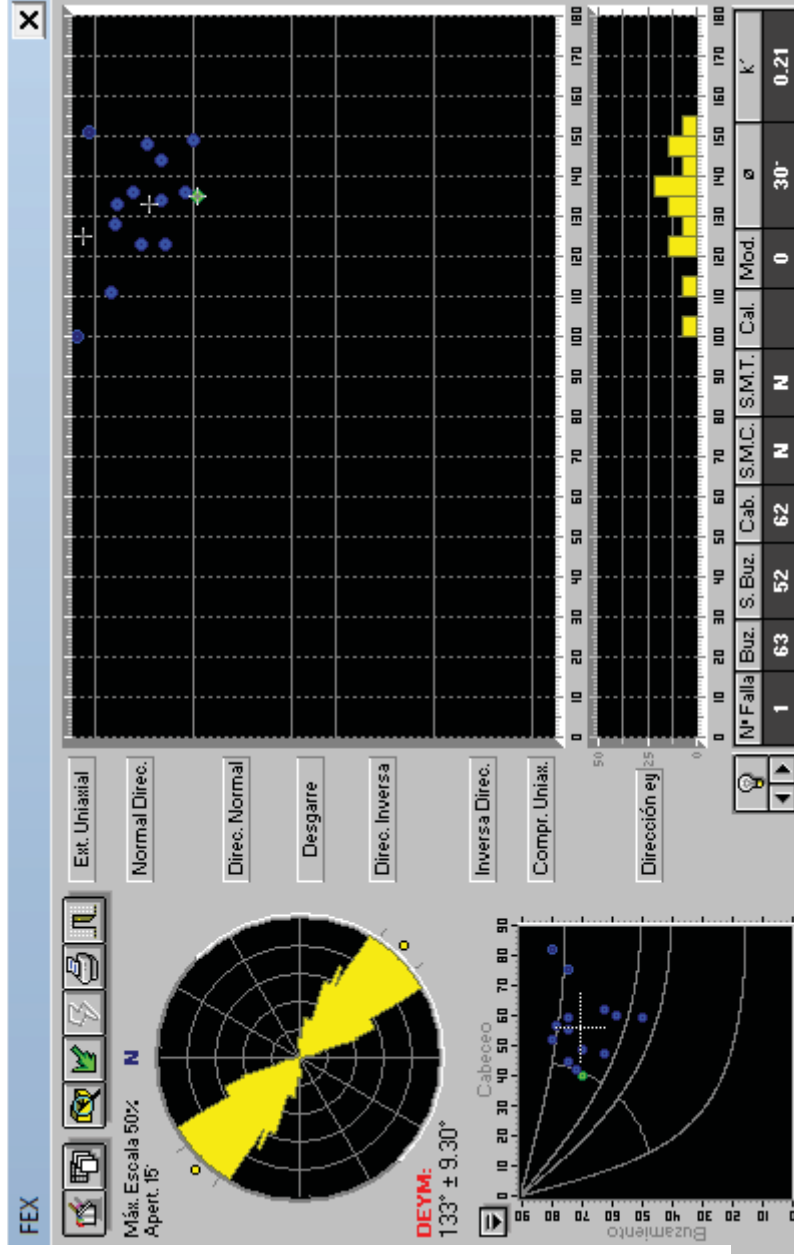


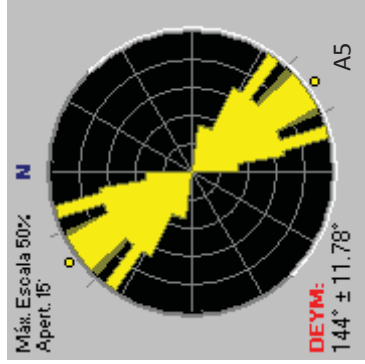
13TecMilen



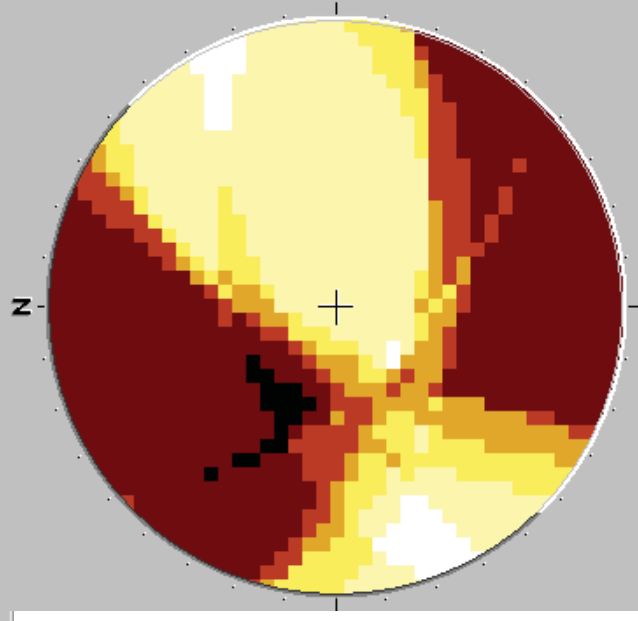
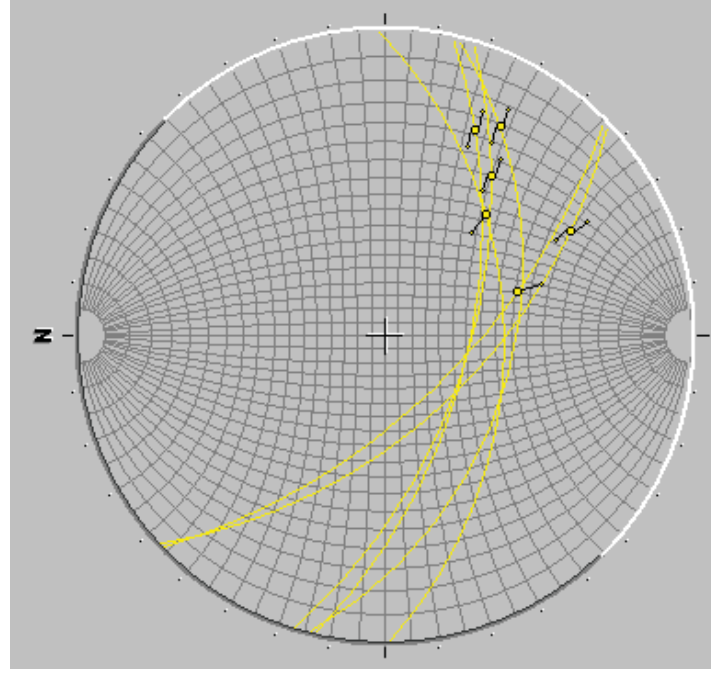
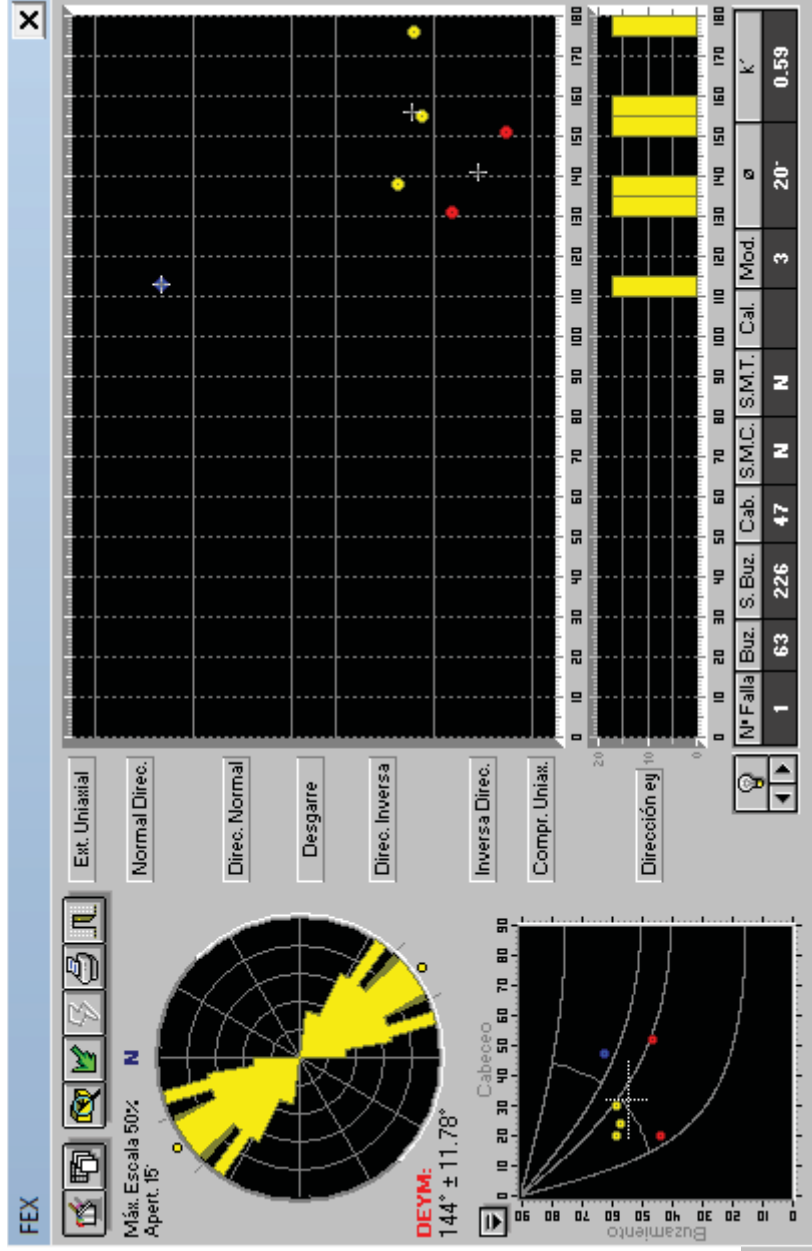


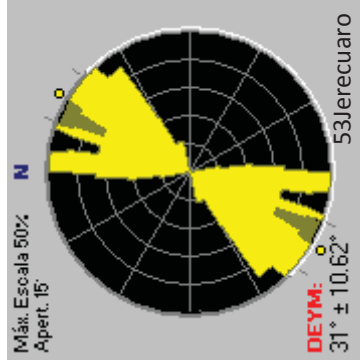
MilCumbres



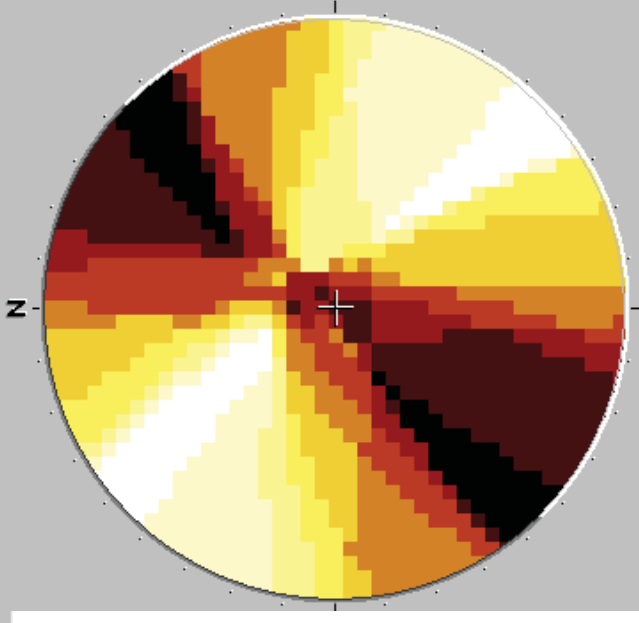
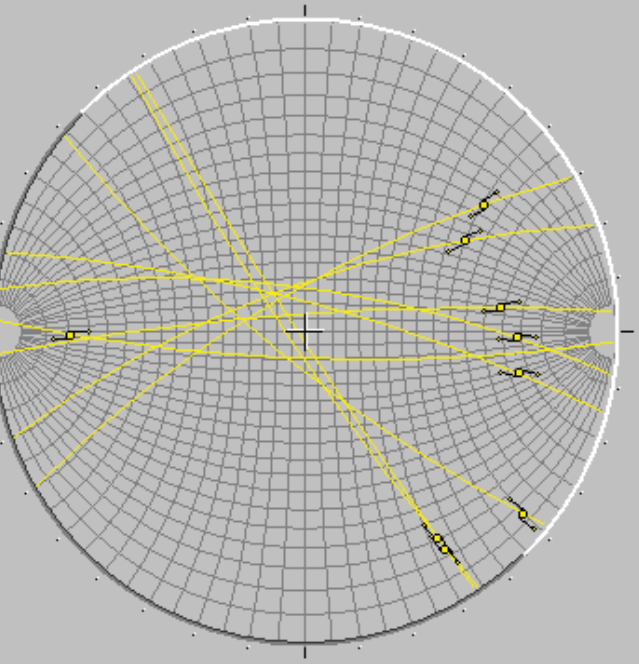
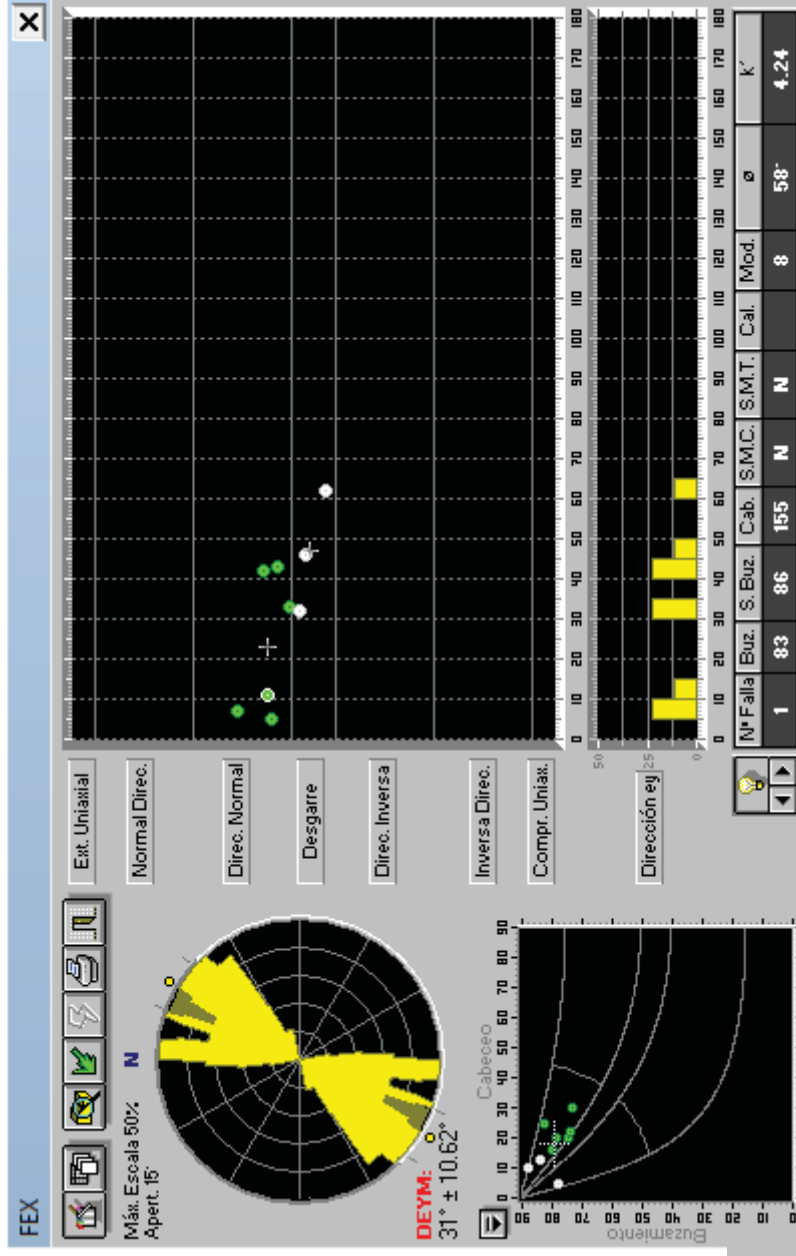


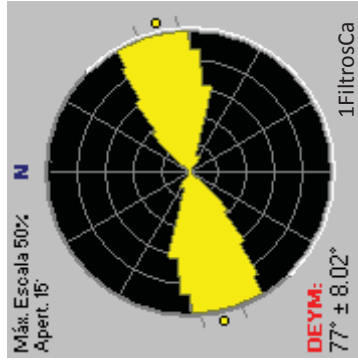
A5



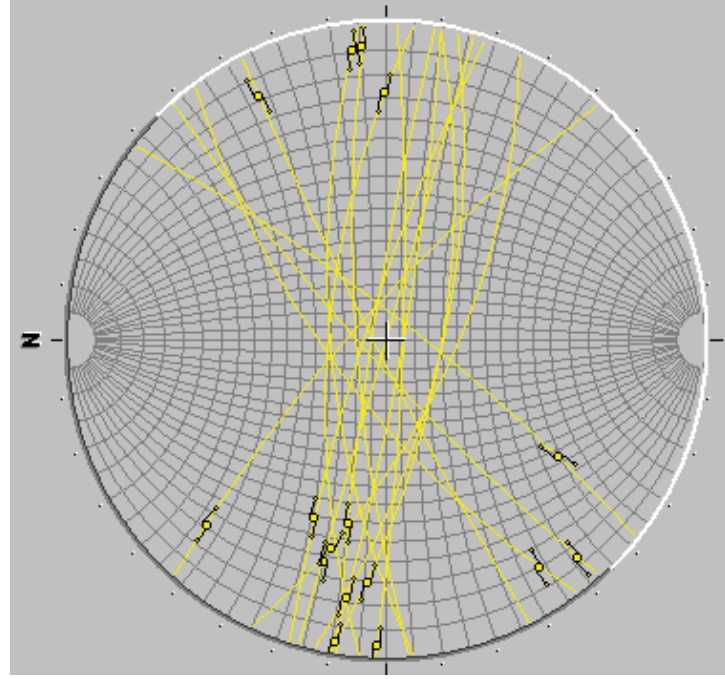
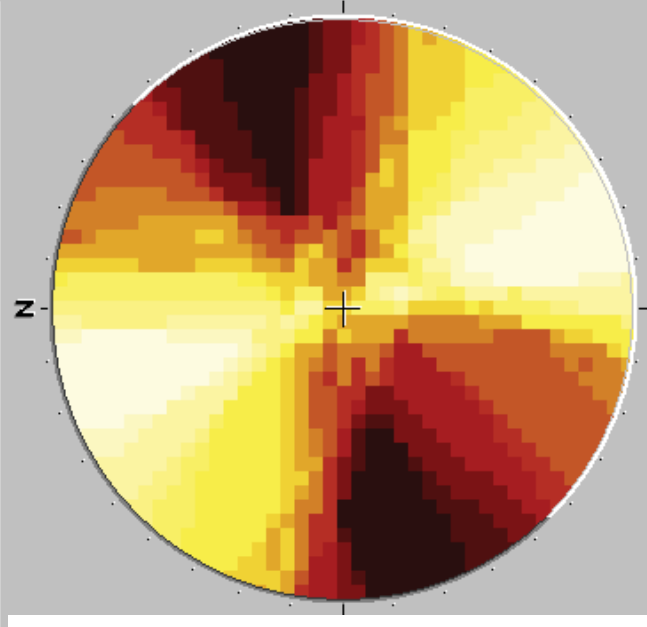
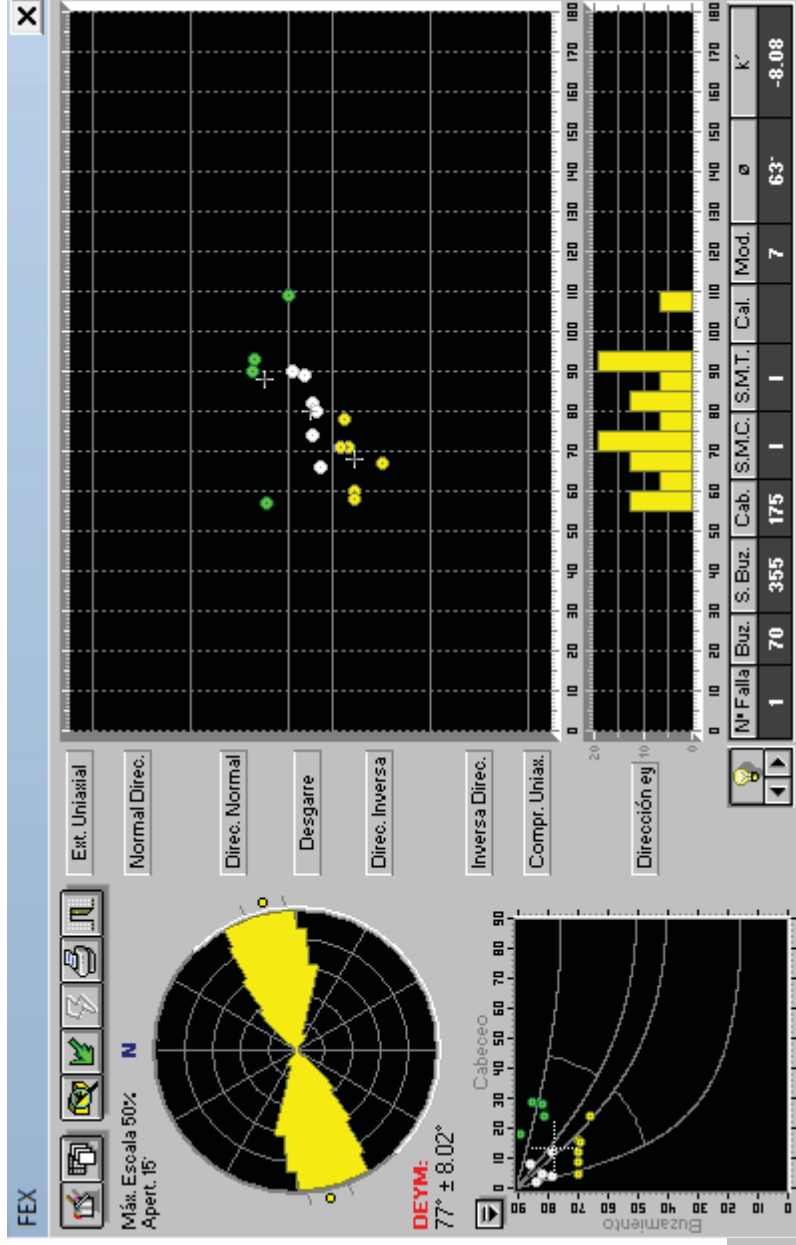


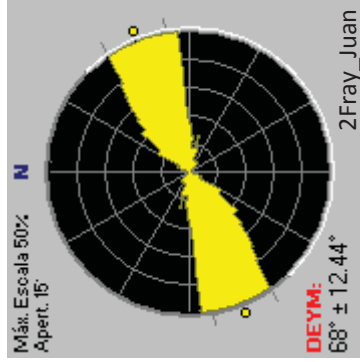
53Jerecuaro



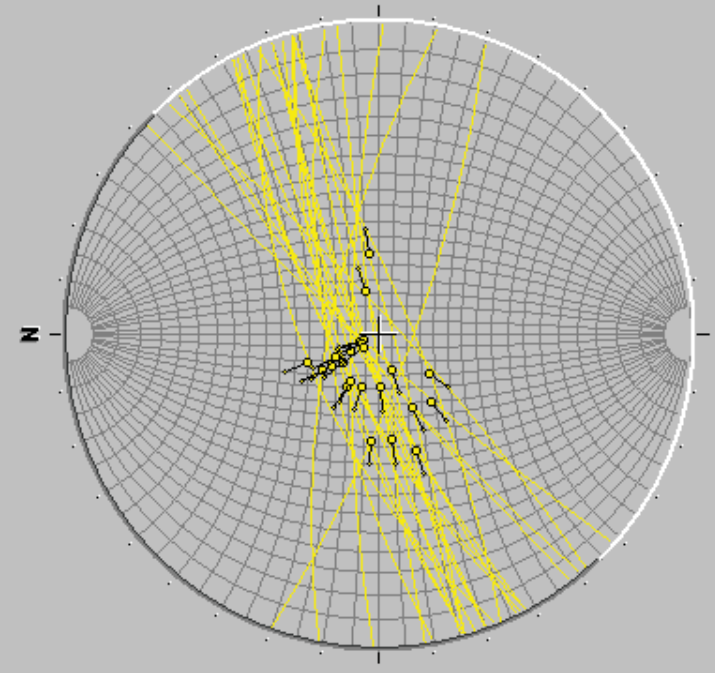
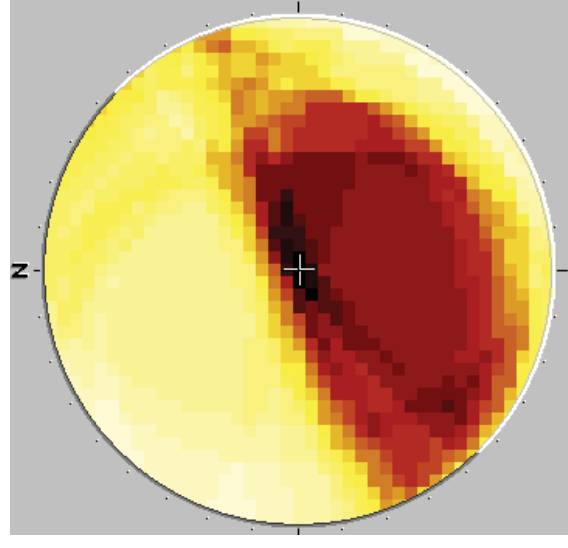
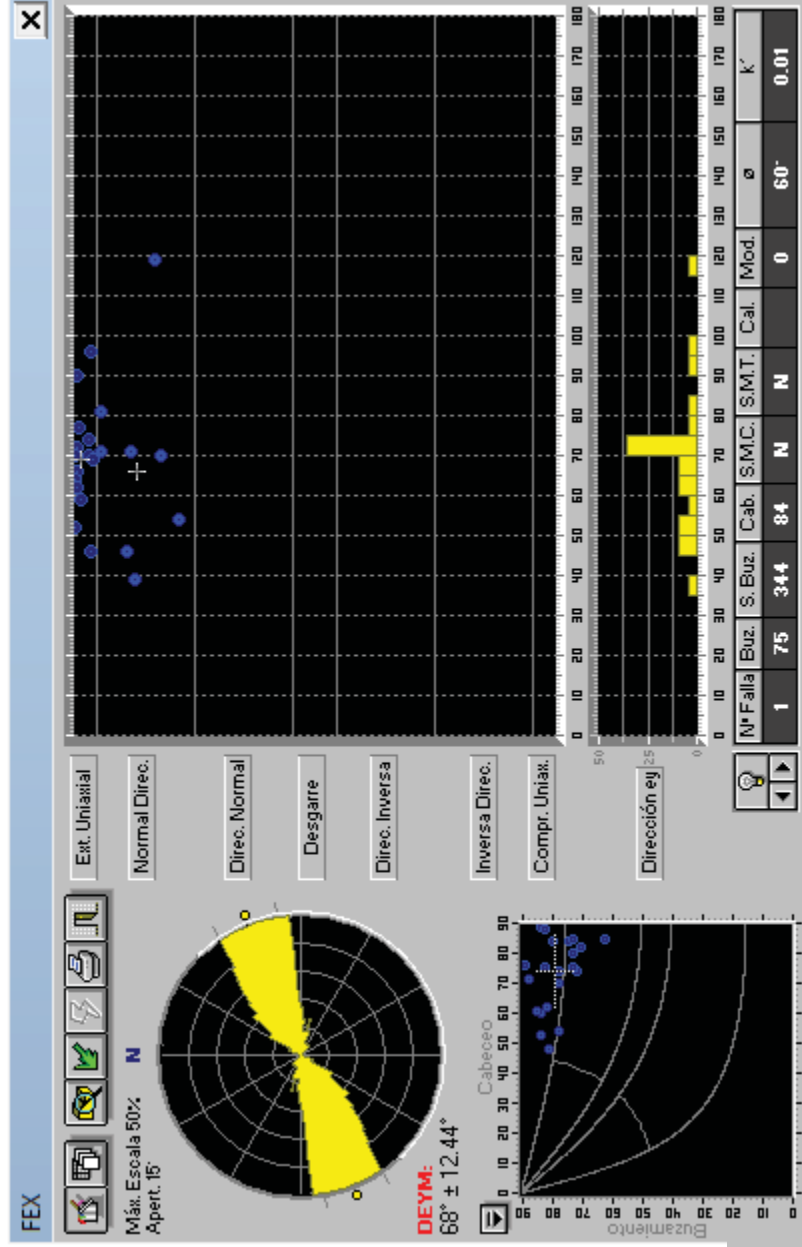


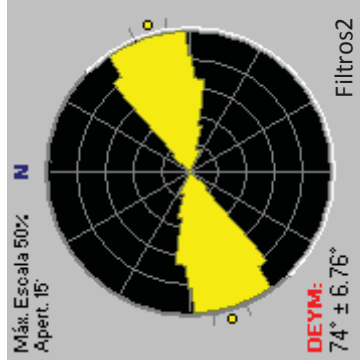
1FiltrosCa



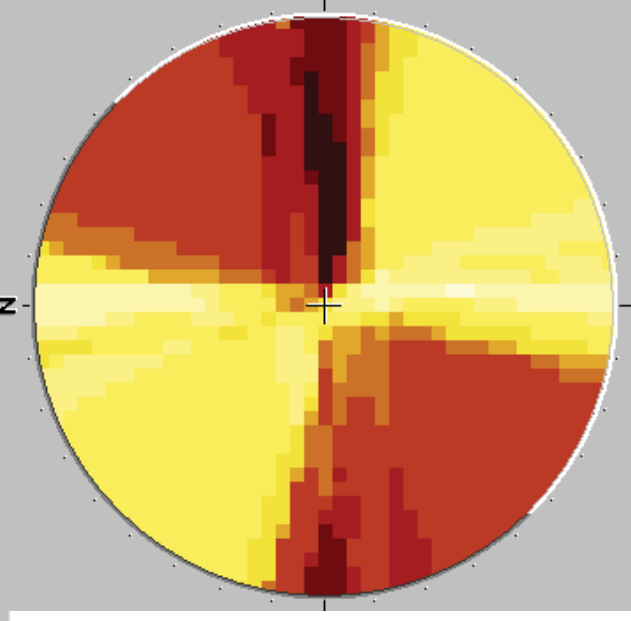
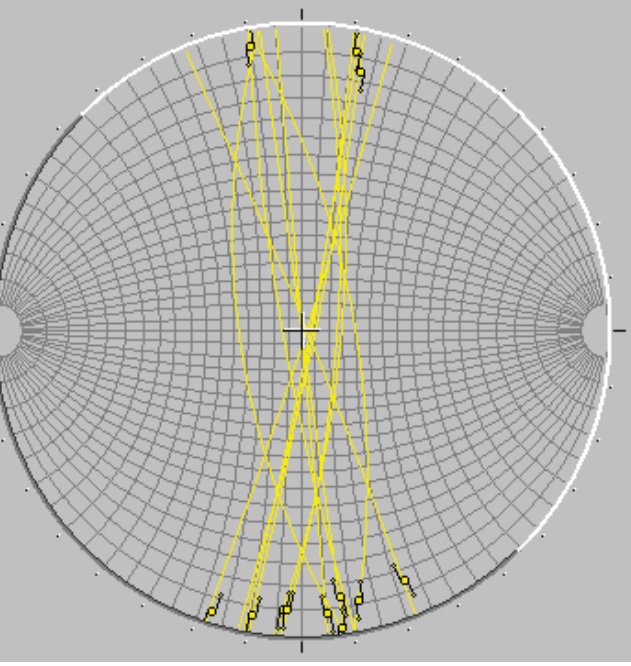
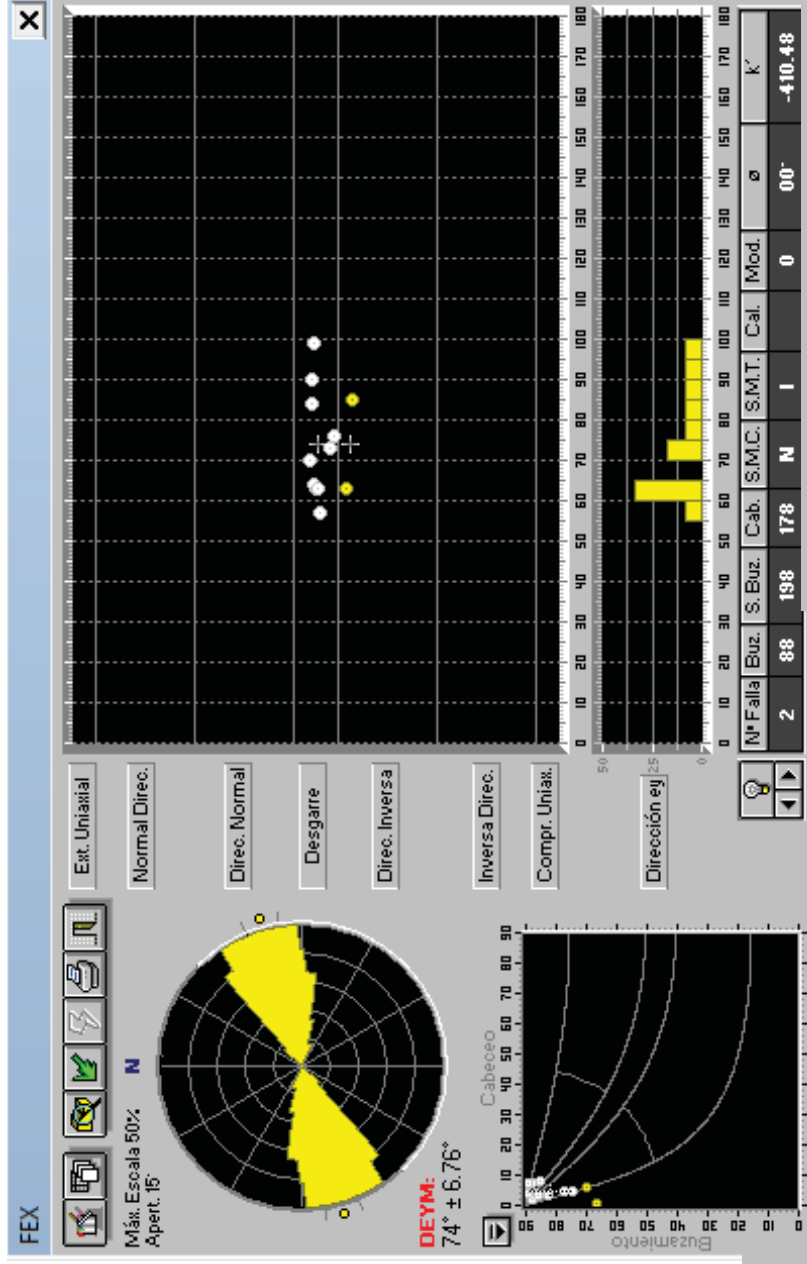


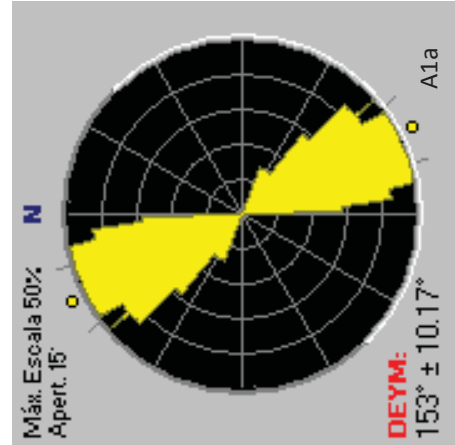
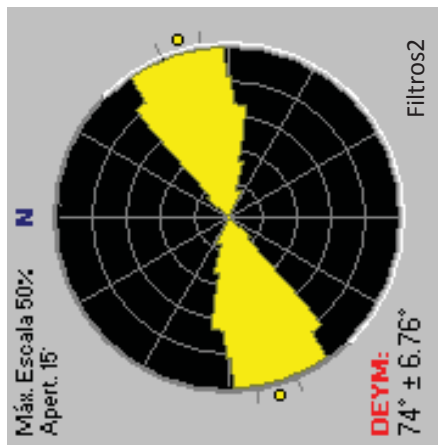
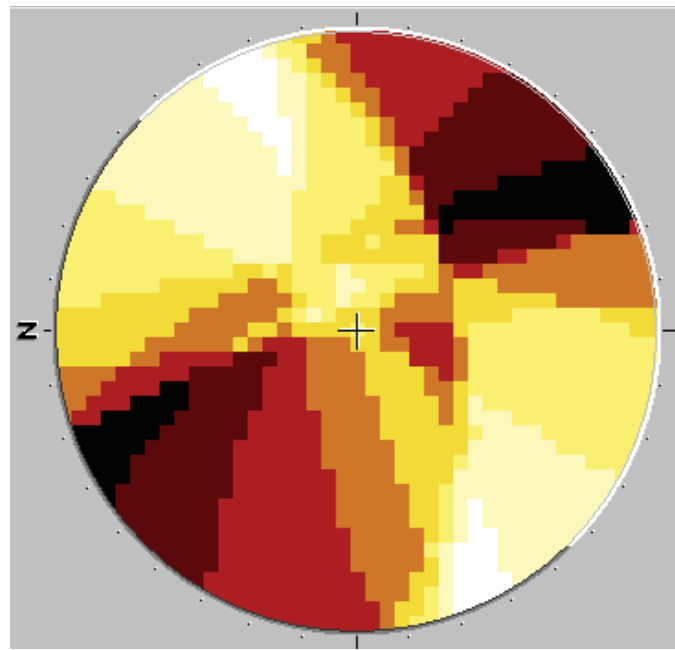
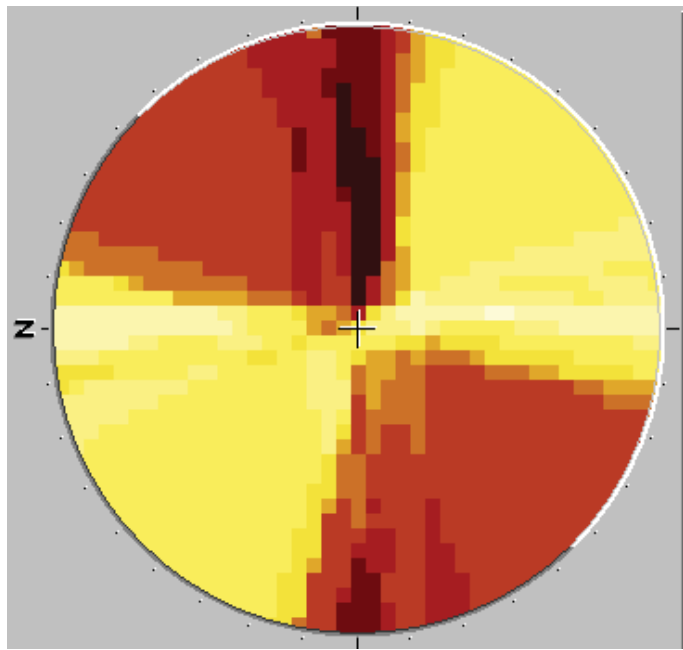
2Fray_Juan



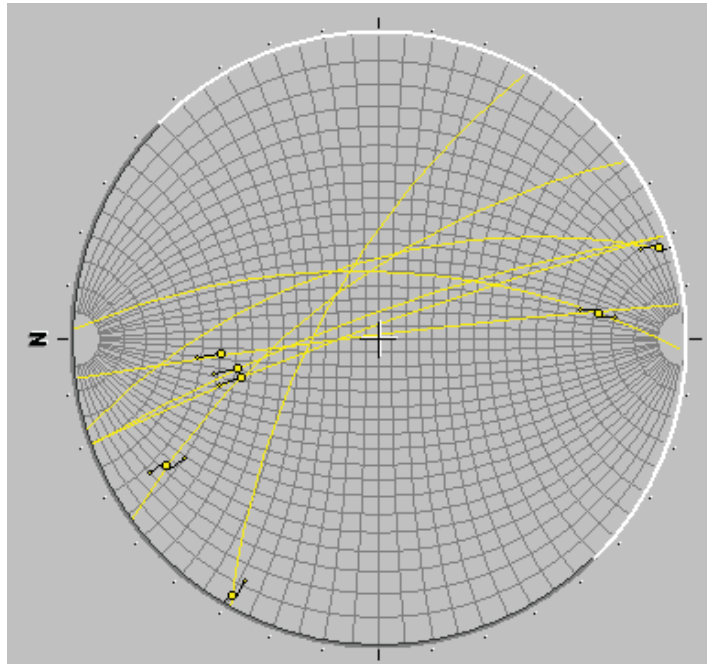
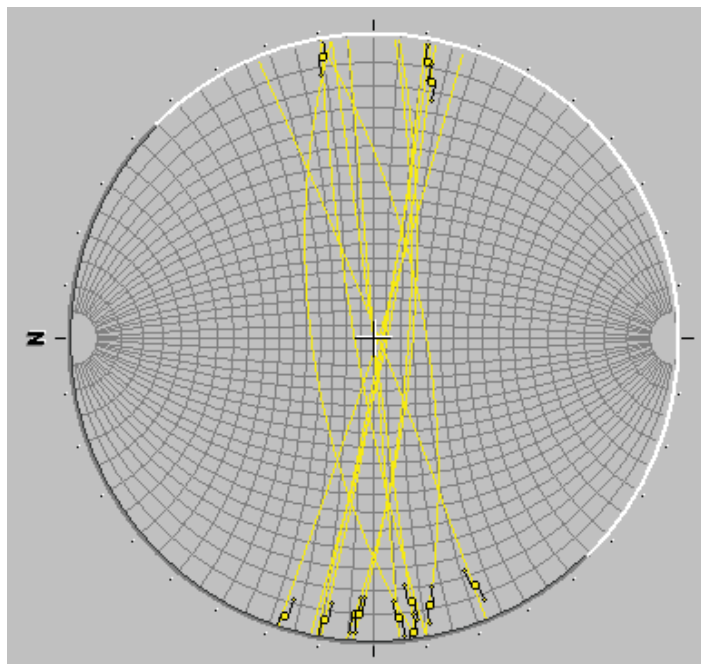


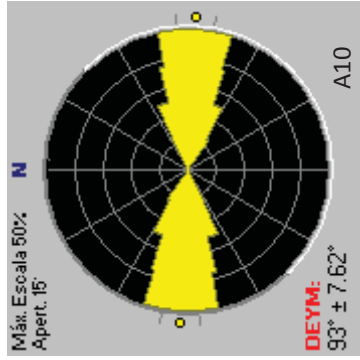
Filtros2



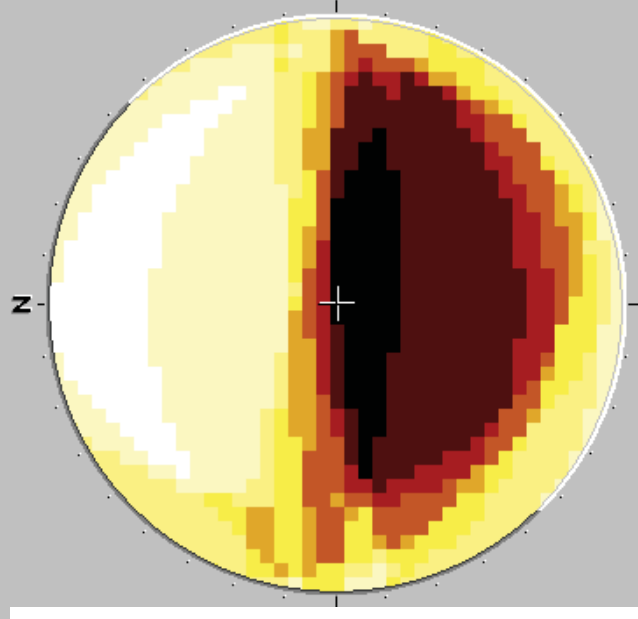
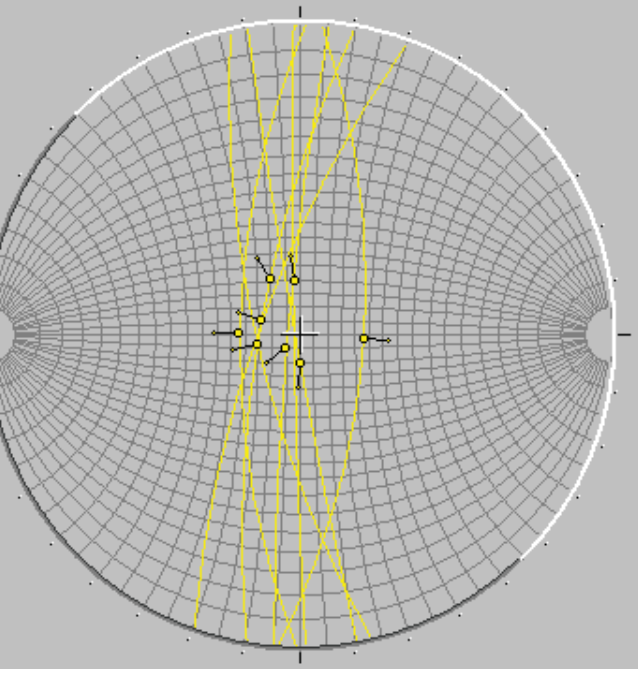
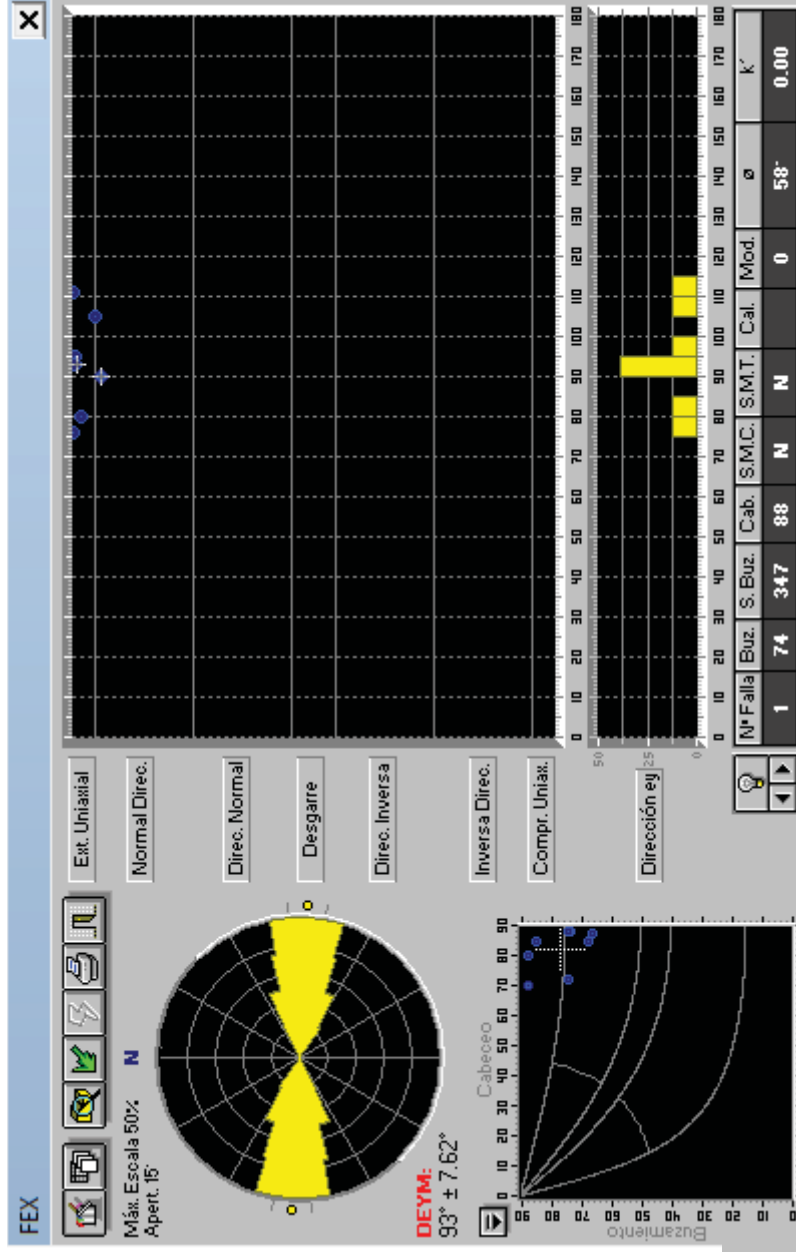


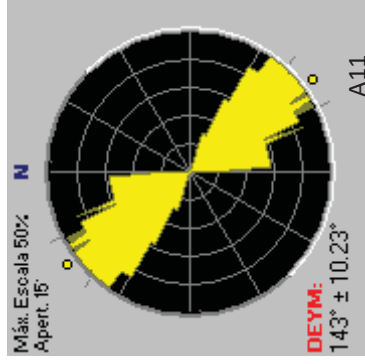
A1



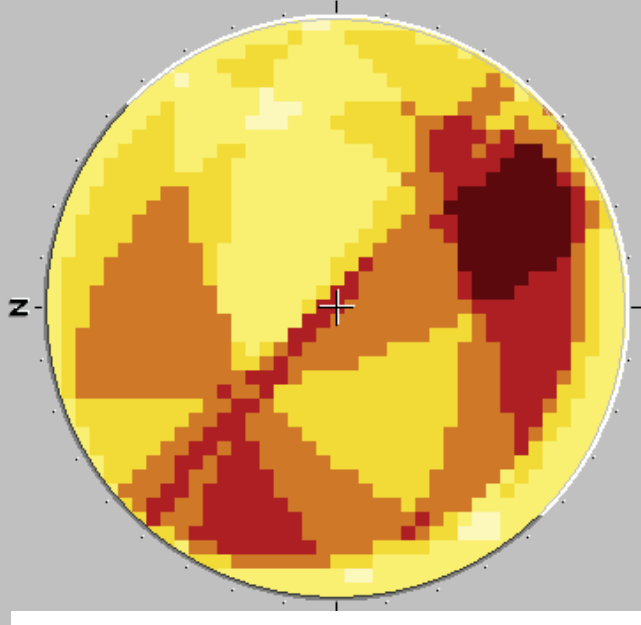
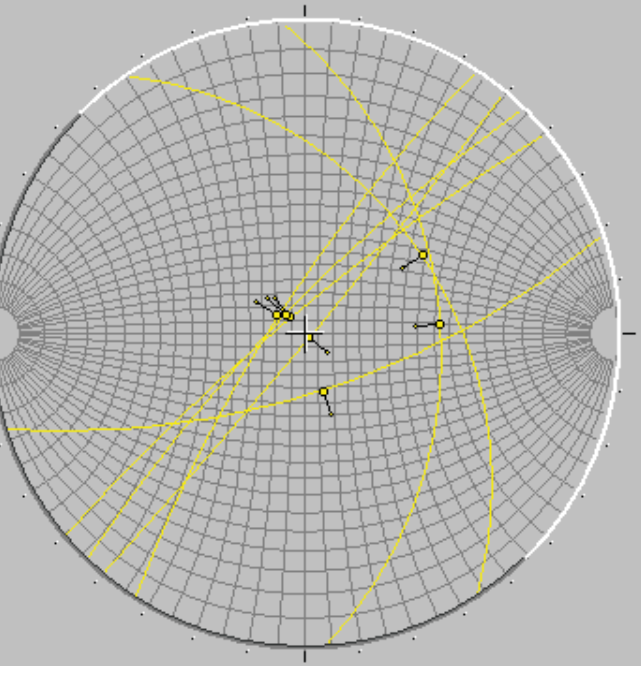
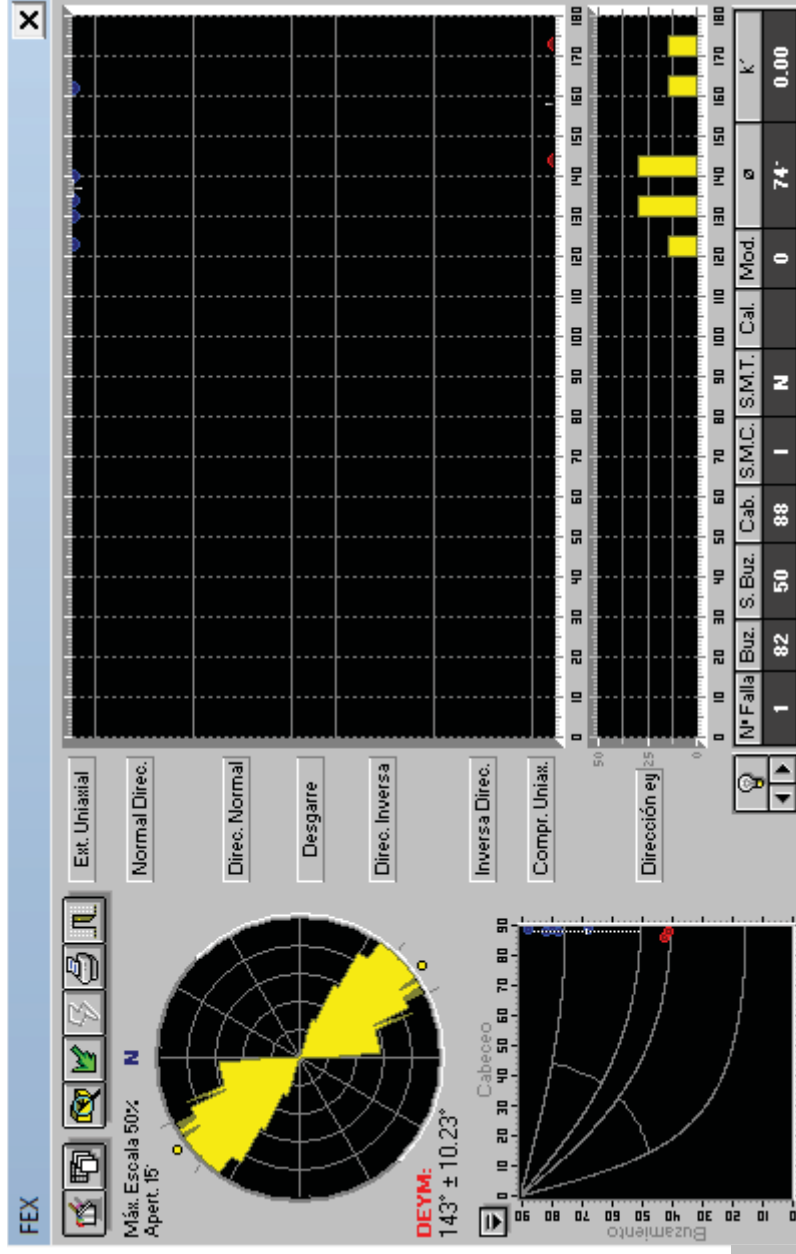


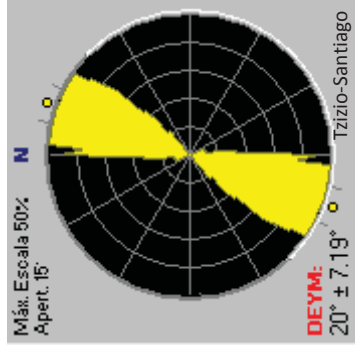
A10



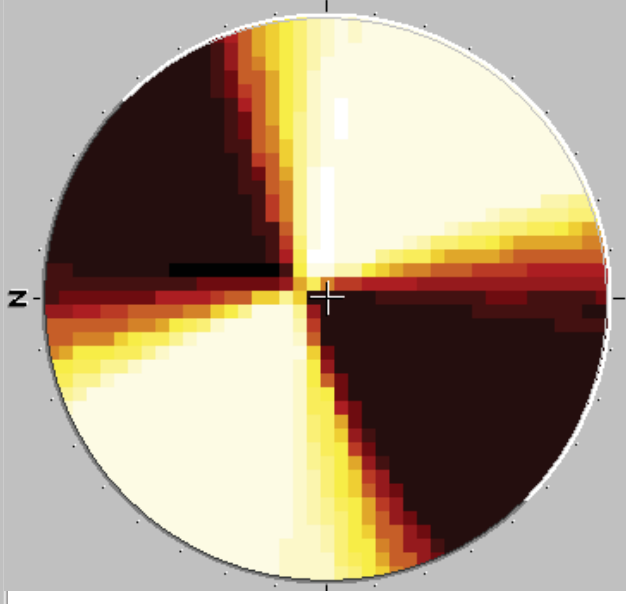
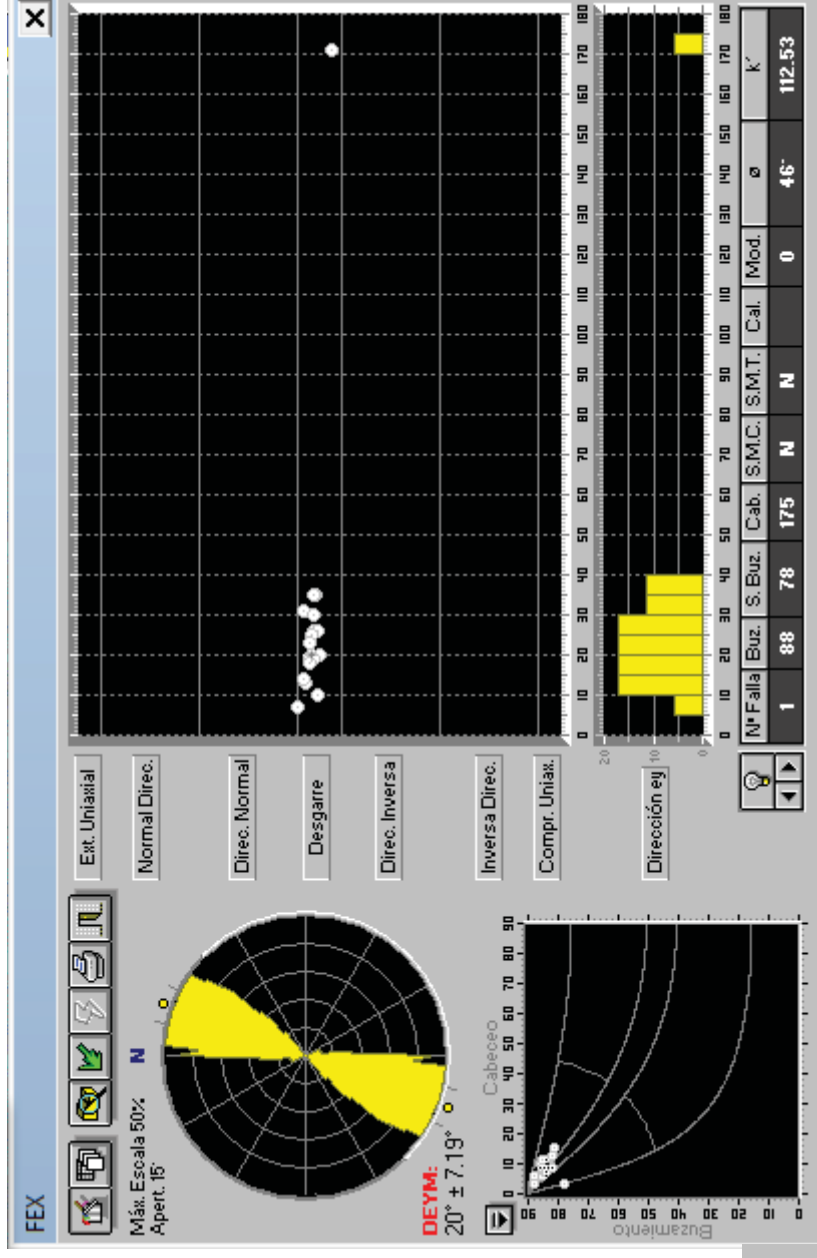
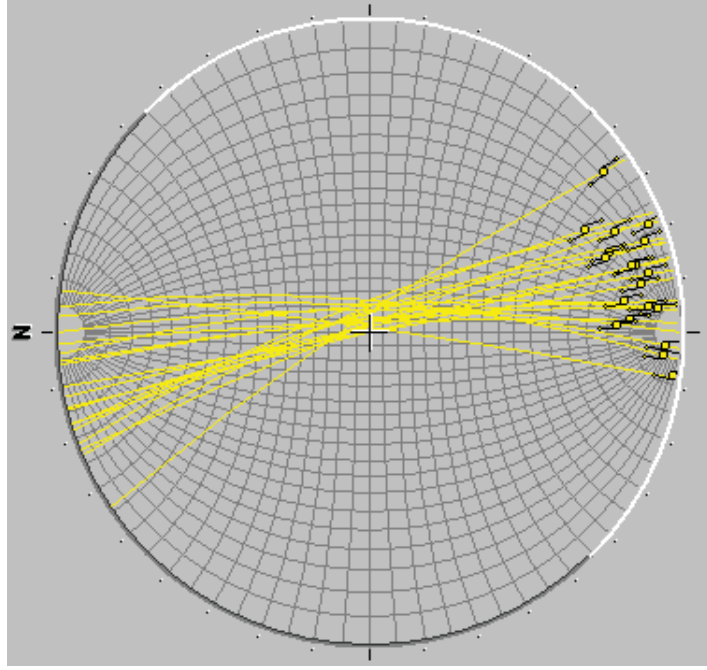


A11





Tizio-Santiago



sismo	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof.(km)	Mag.	Zona
1	21/02/1997		19.41	-101.9	13	2.5	TANCITARO, MICH.
2	14/03/1998	20:01:50	19.52	-100.34	15	4.3	EJE VOLCANICO CENTRAL
3	06/06/1998	20:49:37	19.82	-100.3	3	3.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
4	06/06/1998	20:55:22	19.96	-100.69	4	3.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
5	06/06/1998	21:03:58	19.89	-100.64	4	4	EJE VOLCANICO CENTRAL
6	06/06/1998	23:21:06	19.77	-100.43	11	3.8	EJE VOLCANICO CENTRAL
7	07/06/1998	21:46:56	19.91	-100.3	5	4.3	EJE VOLCANICO CENTRAL
8	07/06/1998	21:51:07	19.66	-100.37	3	4	EJE VOLCANICO CENTRAL
9	09/06/1998	03:59:58	19.95	-100.36	5	4.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
10	09/06/1998	05:05:56	19.84	-100.35	3	3.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
11	09/06/1998	14:41:21	19.69	-100.84	6	3.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
12	13/06/1998	13:05:32	19.99	-99.6	5	3.2	EJE VOLCANICO CENTRAL
13	13/06/1998	13:44:48	19.81	-99.64	5	3	EJE VOLCANICO CENTRAL
14	04/07/1998	02:45:01	19.82	-99.16	11	3.2	EJE VOLCANICO CENTRAL
15	27/07/1998	07:26:57	19.64	-99.66	41	2.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
16	21/08/1998	18:56:14	19.99	-99.39	42	2.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
17	08/09/1998	17:19:58	19.37	-99.03	5	3.2	EJE VOLCANICO CENTRAL
18	25/11/1998	22:53:50	19.58	-99.91	16	3.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
19	24/12/1998	13:53:56	19.46	-99.2	78	2.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
20	28/01/1999	17:56:14	19.49	-99.34	1	2.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
21	20/04/1999	15:06:43	19.53	-99.2	2	2.3	EJE VOLCANICO CENTRAL
22	15/12/1999	22:26:32	19.24	-99.22	43	3.3	EJE VOLCANICO CENTRAL
23	14/02/2000	07:32:34	19.91	-100.15	5	3.4	EJE VOLCANICO CENTRAL
24	03/06/2000	21:45:45	19.84	-100.25	3	3.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
25	16/07/2000	12:20:08	19	-101.92	122	3.9	RIO BALSAS INFERIOR
26	05/10/2000	06:28:36	19.44	-99.38	14	2.8	EJE VOLCANICO CENTRAL
27	09/01/2001	02:13:04	19.46	-100.22	6	3.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
28	12/06/2001	22:57:42	19.29	-99.44	14	3.2	EJE VOLCANICO CENTRAL
29	14/09/2001	12:13:15	19.49	-99.24	5	2.8	EJE VOLCANICO CENTRAL
30	15/11/2001	16:18:22	19.55	-99.16	3	3.5	EJE VOLCANICO CENTRAL
31	01/02/2002	13:29:11	19.5	-99.25	1	2.4	EJE VOLCANICO CENTRAL
32	21/04/2002	04:23:16	19.5	-99.02	24	3.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
33	21/04/2002	04:59:58	19.44	-99.02	11	3	EJE VOLCANICO CENTRAL
34	09/05/2002	09:25:42	19.51	-99.03	26	3.7	EJE VOLCANICO CENTRAL
35	09/05/2002	10:56:07	19.49	-99.02	20	3.3	EJE VOLCANICO CENTRAL
36	09/05/2002	15:39:42	19.49	-99	16	3.4	EJE VOLCANICO CENTRAL
37	11/05/2002	10:35:08	19.51	-99.01	24	3.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
38	05/07/2002	05:59:23	19.07	-100.19	85	3.8	EJE VOLCANICO CENTRAL
39	04/09/2002	15:06:21	19.82	-101.25	10	4.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
40	12/04/2003	09:28:22	19.1	-99.17	9	3	EJE VOLCANICO CENTRAL
41	10/11/2003	22:53:42	19.16	-99	21	3.1	EJE VOLCANICO ORIENTAL
42	05/12/2003	10:45:31	19.78	-101.29	5	4.2	EJE VOLCANICO CENTRAL
43	08/07/2004	17:40:06	19.43	-99	5	3.3	EJE VOLCANICO ORIENTAL
44	13/09/2004	15:58:34	19.37	-99.11	10	3.1	EJE VOLCANICO CENTRAL
45	08/10/2004	02:08:58	19.64	-99.18	20	2.8	EJE VOLCANICO CENTRAL
46	31/08/2005	21:45:55	19.94	-100.36	5	3.7	EJE VOLCANICO CENTRAL

47	21/09/2005	16:29:43	19.88	-101.05	5	3.9	EJE VOLCANICO CENTRAL
48	16/10/2005	09:12:38	19.29	-99.19	10	3.5	EJE VOLCANICO CENTRAL
49	25/01/2007	08:38:21	19.06	-99.06	14	3.8	9 km al NORESTE de
50	30/05/2007	15:42:31	19.22	-99.24	14	3.9	3 km al OESTE de S MIGUEL
51	20/07/2007	23:38:59	19.47	-100.37	6	3.9	4 km al NOROESTE de H
52	17/10/2007	12:28:52	19.65	-101.03	5	3.8	17 km al SURESTE de
53	17/10/2007	12:44:11	19.72	-101.15	1	3.6	4 km al NORESTE de
54	17/10/2007	12:46:30	19.71	-101.17	5	3.5	2 km al NORESTE de
55	17/10/2007	13:08:58	19.67	-101.27	6	3.5	4 km al NOROESTE de
56	06/02/2008	14:26:38	19.7	-100.16	16	3.7	29 km al SUROESTE de
57	01/03/2008	23:02:52	19.44	-100.41	19	3.9	5 km al OESTE de H
58	28/05/2008	05:33:42	19.5	-100.33	5	3.7	7 km al NORESTE de H
59	20/07/2008	13:19:28	19.54	-100.36	58	3.6	11 km al NORTE de H
60	04/02/2009	17:23:27	19.66	-100.2	4	3.6	30 km al NORESTE de H
61	03/05/2009	21:07:28	19.31	-100.32	4	3.5	14 km al SURESTE de H
62	11/07/2009	16:29:33	19.33	-99.13	10	2.9	4 km al SURESTE de
63	14/07/2009	04:18:19	19.83	-99.14	13	3.6	2 km al NORESTE de S JUAN
64	26/07/2009	20:25:48	19.92	-100.95	10	3.8	14 km al NOROESTE de
65	11/02/2010	04:04:03	19.28	-99.16	11	2.6	3 km al NOROESTE de
66	05/04/2010	15:06:27	19.4	-99.1	43	2.5	0 km al NOROESTE de
67	19/04/2010	02:58:06	19.14	-101.71	35	3.7	7 km al SUR de ARIO DE
68	24/06/2010	00:37:20	19.3	-99.04	2	3.4	2 km al ESTE de TLAHUAC, DF
69	24/06/2010	10:36:17	19.33	-99.09	9	2.9	3 km al SUR de IZTAPALAPA,
70	11/07/2010	03:16:05	19.91	-99.94	16	3.6	6 km al ESTE de
71	03/12/2010	04:26:57	19.12	-99.2	5	3.7	10 km al SUR de S MIGUEL



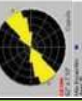
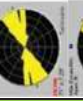
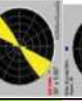
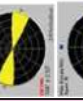
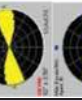
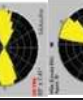
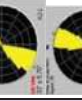
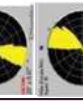
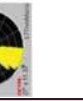
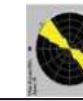
NEIC: Earthquake Search Results

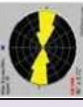
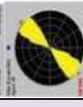
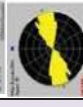
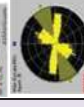
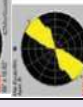
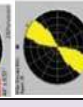
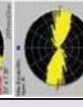
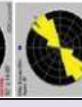
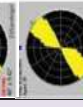
U. S. G E O L O G I C A L S U R V E Y E A R T H Q U A K E D A T A B A S E

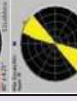
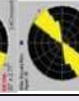
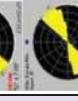
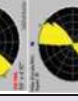
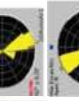
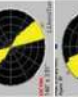
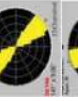
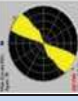
FILE CREATED: Thu Jun 2 14:15:07 2011
Geographic Grid Search Earthquakes= 103
Latitude: 21.000N - 19.000N
Longitude: 99.000W - 102.000W
Catalog Used: PDE
Data Selection: Historical & Preliminary Data

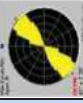
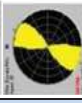
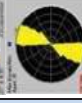
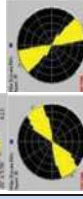
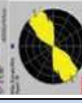
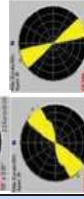
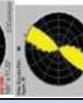
CAT	YEAR	MO	DA	ORIG TIME	LAT NFO	LONG TF	DEP km	MAGNITUDE	IEM	DTSVNWG	DIST
PDE	1973	07	03	035953.70	19.10	-101.83	125	5.6 mbGS	.F.		
PDE	1976	03	25	230507.10	20.62	-99.09	33	5.0 mbGS	.C.		
PDE	1976	05	31	145005.20	19.37	-100.93	159	5.1 mbGS	...		
PDE	1976	10	04	065918.90	20.35	-99.01	16	5.5 UKBRK	.F.		
PDE	1979	02	22	091637	19.98	-100.27	51	5.5 UKBRK	.F.		
PDE	1979	02	28	171017.90	19.92	-100.23	33	5.0 mbGS	.F.		
PDE	1979	03	01	031936.60	19.89	-100.24	33	4.6 mbGS	...		
PDE	1979	03	14	213432.10	19.17	-100.58	38	4.4 mbGS	...		
PDE	1981	05	21	073513.10	19.23	-99.17	5		...		
PDE	1981	12	15	145519.27	19.70	-100.07	10		...		
PDE	1983	03	13	202942.51	20.32	-99.04	10		...		
PDE	1985	04	04	031842.32	19.18	-99.58	10		...		
PDE	1985	04	04	031955.25	19.20	-99.41	33		...		
PDE	1985	10	16	194034.24	19.45	-99.33	10		...		
PDE	1985	10	19	082836.86	19.08	-99.13	10	3.9 mbGS	.F.		
PDE	1986	05	12	235303.43	19.68	-99.26	10		...		
PDE	1988	06	02	120231.85	19.98	-99.01	10		...		
PDE	1989	09	10	142206.83	20.95	-99.21	5		...		
PDE	1989	09	10	164319.77	20.48	-99.47	5		...		
PDE	1989	10	26	110837.17	20.43	-99.04	10		...		
PDE	1990	03	18	004918.62	19.31	-99.19	10		...		
PDE	1990	04	22	124053.24	19.79	-99.00	33		...		
PDE	1991	08	18	131812.25	19.33	-99.22	5		...		
PDE	1992	05	02	020356.38	20.03	-100.61	33	3.2 mbGS	...		
PDE	1994	01	31	234648.18	19.38	-99.05	5		...		
PDE	1997	04	20	201110.16	19.03	-99.13	33		...		
PDE	1997	12	26	034731.03	20.10	-99.04	33	3.2 MDUNM	...		
PDE	1998	01	29	075941.80	20.37	-100.11	5	3.7 MDUNM	...		
PDE	1998	02	09	011432.60	19.36	-99.19	11	2.6 MDUNM	...		
PDE	1998	03	15	020150.60	19.52	-100.34	15	4.2 MDUNM	...		
PDE	1998	03	23	063810.20	20.08	-99.19	3	3.4 MDUNM	...		
PDE	1998	03	23	234223	20.13	-99.21	3	3.3 MDUNM	...		
PDE	1998	03	25	123258.40	20.11	-99.29	10	3.2 MDUNM	...		
PDE	1998	03	29	083633.50	20.10	-99.51	8	3.3 MDUNM	...		
PDE	1998	04	02	125428.20	20.12	-99.32	22	3.3 MDUNM	...		
PDE	1998	04	02	163411	20.21	-99.49	20	3.1 MDUNM	...		
PDE	1998	04	19	042749.10	20.15	-99.00	2	2.9 MDUNM	...		
PDE	1998	04	20	150642.90	20.04	-99.20	1	3.3 MDUNM	...		
PDE	1998	07	04	074501.40	19.82	-99.16	0	3.2 MDUNM	...		
PDE	1998	07	27	122657.70	19.64	-99.65	41	3.0 MDUNM	...		
PDE	1998	08	21	235614.80	19.99	-99.39	42	3.0 MDUNM	...		
PDE	1998	09	08	221957.90	19.37	-99.03	5	3.2 MDUNM	...		
PDE	1998	09	26	010140.70	19.40	-99.06	13	2.3 MDUNM	...		

PDE	1998	10	26	023510.40	19.06	-99.17	5	3.0	MDUNM	...	
PDE	1998	10	26	075006.40	19.06	-99.19	5	3.4	MDUNM	...	
PDE	1998	12	24	195356.90	19.46	-99.20	78	2.9	MDUNM	...	
PDE	1999	01	28	235614.80	19.49	-99.34	1	2.7	MDUNM	...	
PDE	1999	03	24	021437	20.88	-99.23	8	3.5	MDUNM	...	
PDE	1999	09	19	021103.20	20.59	-99.34	14	3.4	MDUNM	...	
PDE	1999	09	19	185646.90	20.25	-99.26	1	3.3	MDUNM	...	
PDE	1999	10	07	201649.80	19.78	-100.87	28	3.8	MDUNM	...	
PDE	1999	12	16	042635.10	19.36	-99.13	20	3.3	MDUNM	...	
PDE	2000	02	14	133235.70	19.95	-100.11	5	3.4	MDUNM	...	
PDE	2000	03	12	034449	20.08	-99.27	5	4.1	MDUNM	...	
PDE	2000	05	15	090402.50	20.60	-99.44	3	3.5	MDUNM	...	
PDE	2000	06	04	024547.40	19.91	-100.12	3	3.7	MDUNM	...	
PDE	2000	06	26	054556	20.72	-99.48	14	3.4	MDUNM	...	
PDE	2000	10	05	112836.50	19.44	-99.38	14	2.8	MDUNM	...	
PDE	2000	10	14	024448.60	19.36	-99.19	11	3.1	MDUNM	...	
PDE	2000	11	15	155411.70	19.79	-101.99	58	3.8	MDUNM	...	
PDE	2001	01	09	081304.50	19.46	-100.23	5	3.7	MDUNM	...	
PDE	2001	04	18	114702.80	20.61	-99.20	59	3.6	MDUNM	...	
PDE	2001	06	13	035743.40	19.27	-99.41	12	3.2	MDUNM	...	
PDE	2001	09	03	001519.90	19.33	-99.41	10	3.0	MDUNM	...	
PDE	2001	11	15	221822.30	19.56	-99.16	4	3.5	MDUNM	...	
PDE	2001	12	18	060114.20	19.01	-101.83	16	3.9	MDUNM	...	
PDE	2001	12	18	060315.20	19.02	-101.76	52	4.1	MDUNM	...	
PDE	2002	04	21	092316.60	19.47	-99.04	17	3.1	MDUNM	...	
PDE	2002	04	21	095958.70	19.46	-99.03	14	3.0	MDUNM	...	
PDE	2002	05	09	142542.90	19.49	-99.02	20	3.7	MDUNM	...	
PDE	2002	05	09	155608	19.49	-99.03	19	3.3	MDUNM	...	
PDE	2002	05	09	203942.30	19.49	-99.00	16	3.4	MDUNM	...	
PDE	2002	05	11	153508.40	19.50	-99.01	23	3.1	MDUNM	...	
PDE	2002	07	05	105922.90	19.09	-100.16	97	3.8	MDUNM	...	
PDE	2002	09	04	200615.50	19.77	-101.56	4	4.1	MDUNM	...	
PDE	2003	04	12	142821.80	19.06	-99.20	9	3.1	MDUNM	...	
PDE	2003	06	27	013807.80	20.13	-99.28	16	3.6	MDUNM	...	
PDE	2003	09	26	015336.30	19.47	-99.07	7	3.0	MDUNM	...	
PDE	2003	09	26	031743.70	19.49	-99.07	3	2.9	MDUNM	...	
PDE	2003	12	05	164531.80	19.70	-101.30	0	4.2	MDUNM	...	
PDE	2003	12	15	103940.30	20.30	-99.04	2	4.0	MDUNM	...	
PDE	2004	10	26	122126.70	19.82	-99.34	5	3.4	MDUNM	...	
PDE	2005	02	06	082709.10	20.25	-99.19	4	3.7	MDUNM	...	
PDE	2005	02	10	101423	20.28	-99.18	5	3.4	MDUNM	...	
PDE	2005	09	01	024555.60	19.97	-100.40	61	3.7	MDUNM	...	
PDE	2005	09	21	212943.10	19.88	-101.05	5	3.9	MDUNM	...	
PDE	2005	10	16	141236.20	19.28	-99.21	13	3.6	MDUNM	...	
PDE	2005	10	16	143509.30	19.33	-99.17	16	3.2	MDUNM	...	
PDE	2006	01	24	125938.30	20.34	-99.22	5	3.7	MDUNM	...	
PDE	2006	02	28	235846.90	19.38	-99.11	2	3.4	MDUNM	...	
PDE	2006	04	30	183902.50	19.99	-100.84	15	4.2	MDUNM	...	
PDE	2006	06	27	154011.10	20.65	-101.64	66	3.9	MDUNM	...	
PDE	2007	01	25	143821.80	19.17	-99.16	32	3.7	MDUNM	...	
PDE	2007	05	30	204231	19.20	-99.26	14	4.0	MDUNM	.F.	
PDE	2007	07	15	055712.60	19.43	-99.53	3	3.3	MDUNM	...	
PDE	2007	07	15	055904.30	19.42	-99.53	6	3.5	MDUNM	...	
PDE	2007	07	21	043859.60	19.47	-100.37	6	3.9	MDUNM	...	
PDE	2007	10	17	174411.80	19.73	-101.15	1	3.6	MDUNM	...	
PDE	2008	02	06	202638.60	19.70	-100.16	16	3.7	MDUNM	...	
PDE	2008	03	02	050252.20	19.44	-100.41	19	3.9	MDUNM	...	
PDE	2008	05	28	103342.90	19.50	-100.33	5	3.7	MDUNM	...	
PDE	2008	12	31	222743.90	20.30	-99.20	5	3.6	MDUNM	...	
PDE-W	2010	04	17	070329.30	20.45	-99.04	2	4.0	MDUNM	...	

Id	Nombre	Ubicación	coord. x	coord. y	altura mslm	Litología	Unidad estratigráfica (U) y edad	Dirección de máxima acortamiento horizontal	n° dat	Error Ey +/-	Tipo de fallas y observaciones	
204	CantAmerica	Cantera Las America de Tlalpujahua	375825	2194262	2521	Ignimbrita y suelo	U33 Suelo Holoceno		22	85	7.5	fallas de desgarres NE-SW cortadas por fallas normales E-W que desplazan suelo Holoceno
23	23LaMina	Autop. Mexico entron. Aerop.	292505	2200264	1831	cono cinerítico monogeneticos	U30 Volcanes monogenéticos del Holoceno		17	64	8.7	fallas normales E-W cortando fallas normal-direccionales NNE-SSW (obsidianas y cerámica)
201	SanLucas	San Lucas Pio al sur de Querendaro	305811	2188113	2242	cono cinerítico monogeneticos	U30 Volcanes monogenéticos del Holoceno		8	85	6.0	alineacion de conos E-W
202	Capula	Capula	253542	2178376	2183	cono cinerítico monogeneticos	U30 Volcanes monogenéticos del Holoceno		6	62	7.1	alineacion de conos NE-SW
203	Tacicuaro	Tacicuaro	249382	2182375	2317	cono cinerítico monogeneticos	U30 Volcanes monogenéticos del Holoceno		6	71	7.3	alineacion de conos ENE-WSW
43	43MorGuada	Autop. Morelia-Guadalajara, 2 Km de Huaniqueo	252389	2199734	1935	andesita	U27 Volcanes monogenéticos-escudo del Pleistoceno-Holoceno		11	38	5.8	fallas normal-direccionales NE-SW y direccionales E-W
24	24Yerbabue	Car. Ucareo-Zinapac. Km118	317621	2194950	2185	piroclasticos	U23 pleistoceno medio-tardio (0.5-0.028 Ma.)		11	104	2.5	buenos planos grandes de fallas E-W: estrias normales evidentes
207	55AzCFE	Planta Geotermica de la CFE de Los Azufres	325512	2189044	2872	dacita	U21 Domos rioliticos (Pleistoceno, 0.76 Ma.)		11	82	4.0	fallas normales E-W con plano y estrias claras
208	56Azufres	Balneario de Los Azufres	326504	2188234	2878	piroclastos	U19 Lava andesítica y piroclastos (Pleistoceno, 0.93 M.a.)		12	89	7.0	fallas normales y direccionales E-W
121	A21	Carr. a Cd.Hidalgo 5 Km desviacion a Los Azufres	326649	2176887	2108	Riolitas	U23 Domos daciticos y flujos piroclásticos (Pleistoceno medio, menor de 1 Ma.)		14	33	5.7	fallas normales NNE-SSW y direccionales N-S
32	32Huandaca	Huandacareo-Puruandiro Km20.8	257674	2211682	1981	andesita	U14 Volcanes monogenéticos-semiescudo del Plioceno-Pleistoceno (-0.83 Ma.)		14	20	8.9	planos de fallas direccionales N-S
34	34Jururemb	Carretera a Puruandiro sobre Jururemba	244019	2215214	2263	andesita con fenocristales de plagioclasa	U14 Volcanes monogenéticos-semiescudo del Plioceno-Pleistoceno (-0.83 Ma.)		12	35	11.1	fallas normal-direccionales NNE-SSW
206	54AzPresa	Presa de los Azufres	326869	2192739	2937	lacustres y piroclastos	U19 Lava andesítica y piroclastos del Pleistoceno Temprano (1.04-0.93 Ma.)		17	132	8.0	fallas normales NW-SE
44	44Huaniqueo	Autop. Mor-Mexi 1 Km de la salida a Huaniqueo	246895	2200568	2210	andesitas	U13 Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		10	38	6.6	fallas direccionales-normales NE-SW

36	36Pinicuar	Huandacareo desviación a Piñicuaro	264582	2214438	1972	ignimbrita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		10	96	8.7	fallas ESE-WNW y ENE-WSW normales direccionales
35	35Pinicuar	Huandacareo desviación a Piñicuaro	265098	2213434	2011	ignimbrita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		16	63	11.8	fallas E-W direccionales
47	47ElSalto	Cuitzeo-Moroleon, camino a El Salto	271709	2218236	1996	dacita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		10	60	4.4	fallas direccionales NNW-SSE
48	48Cepio	Poblade de Cepio camino Moroleon-Pinicuaro	268844	2221585	1964	dacita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		13	60	7.7	fallas normales ENE-WSW y direccionales NNE-SSW
49	49Toronjo	Sta. Ana Maya-Acambaro, El Toronjo	290875	2215139	1916	dacita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno		14	61	5.5	fallas direccionales E-W y NNW-SSE
122	A22	Carretera Cd.Hidalgo-Los Azufres	322362	2186269	2454		U19	Flujos piroclásticos (menor a 1Ma.)		14	39	3.6	fallas normales NE-SW
39	39MorGuada	Autop. Morelia-Guadalaj., limite w lago de Cuitzeo	266798	2200381	1901	secuencia piroclástica estratificada	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		18	52	7.7	fallas normales y direccionales puras NNE-SSW
40	40MorGuada	Autop. Morelia-Guadalaj., limite w lago de Cuitzeo	261607	2202720	1880	secuencia piroclástica estratificada	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		16	72	7.6	fallas normales ENE-WSW
41	41MorGuada	Autop. Morelia-Guadalajara, Chucandiro	258577	2201822	1867	flujo piroclástico gris	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		12	59	12.8	fallas normales NE-SW y E-W
42	42MorGuada	Autop. Morelia-Guadalajara, Tendeparacua	255459	2200735	1863	ignimbrita	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		16	66	16.8	fallas normales NE-SW y E-W y fallas normal-direccionales N-S
28	28Porvenir	Carretera Torreón Nuevo Chucandaro	255234	2195268	2330	ignimbrita poco soldada con liticos	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		28	44	8.5	falla normal afectando suelo y aluvión, y sistema de fracturamiento N-S y E-W
29	29PorvChuc	Camino El Porvenir-Chucandiro	255898	2199133	2174	ignimbrita soldada	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		17	33	7.4	fallas direccionales puras NE-SW
30	30Chucandi	Camino El Porvenir-Chucandiro	255660	2199343	2134	contacto ignimbrita-piroclastos	U17	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		12	92	15.0	fallas normales ESE-WNW, bancalamiento de las capas hacia el sur, estimado de 5°
33	33SanAngel	Villa Mor-Puruand desviación San Angel	248626	2212301	2289	andesita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno (.2.8-2.9 Ma.)		11	48	9.4	planos de fallas NNW-SSE direccional-normal
8	8Arenero	Salida club Erandeni	272390	2185807	1913	piroclastos de la unidad "alegría"	U18	Secuencia piroclástica de Cuitzeo (Plioceno tardío)		16	38	6.8	fallas normales NE-SW

204	52	San Miguel	Presa de San Miguel, Tarandacuao-Carretera	332995	2211624	2089	brecha andesítica y depósitos de	U10	Secuencia andesítica del Plioceno (3.4 Ma).		12	51	6.0	fallas direccionales E-W
203	51	La Mora	Zinapécuá-Marav. entrada a La Mora	319845	2204696	2239	andesita con plagioclasa	U10	Secuencia andesítica del Plioceno.		10	48	4.0	fallas normales NE-SW
14	14	Cinepoli	Subida 3 María Cerca corporat	278139	2181540	1916	andesita Punguato	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno (-4 Ma.)		20	32	2.8	fracturas N-S y NE-SW con aperturas decimétricas movimiento direccional?
15	15	CentCult	Subida 3 María Centro Cultural	277090	2180704	2022	andes-dacita Punguato	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno (-4 Ma.)		10	52	7.1	fallas normales NE-SW con vergencia al norte
16	16	stituto	Subida 3 María Istituto	277694	2180137	2022	andes-dacita Punguato	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno (-4 Ma.)		11	59	5.0	fallas normales ENE-WSW
17	17	Tres María	Subida entrada princ. 3 María	277615	2179540	2040	andes-diorita	U13	Vulcanismo andesito-dacítico del Plioceno (-4 Ma.)		38	27	11.3	estrias sobre mismo plano: desgarres sobrepuesto por normales
9	9	Caseta	1a. Caseta Autop. Aero.	280410	2184726	1917	depósitos lacustres	U11	Lacustre-fluvial de Charo (Mioceno tardio-Plioc., entre 4 y 8 Ma.)		20	134	19.3	fallas normale NNW-SSE - WNW-ESE
10	10	AutopAr	Autop. Aerop. Km	281910	2185600	1922	lacustres/ andesitas	U11	Lacustre-fluvial de Charo (Mioceno tardio-Plioc., entre 4 y 8 Ma.)		10	85	11.8	contacto onlap de lacustres sobre andesitas, fallas N-S y E-W
11	11	AeroTun	Autp. Aerop. Bajo puente	285939	2188589	1962	depósitos lacustres	U11	Lacustre-fluvial de Charo (Mioceno tardio-Plioc., entre 4 y 8 Ma.)		16	148	3.5	falla normales WNW-ESE decamétrica en material lacustres
25	25	CharoInd	Carretera Indap-Charo	290130	2188676	2185	depósitos lacustres	U11	Lacustre-fluvial de Charo (Mioceno tardio-Plioc., entre 4 y 8 Ma.)		15	61	7.8	fallas normales NW-SE, normal-direccionales NE-SW y ESE-WNW (desgarres reactivados?)
115	A15	Charo	Charo	285876	2185859	1878	depósitos lacustres	U11	Lacustre-fluvial de Charo (Mioceno tardio-Plioc., entre 4 y 8 Ma.)		23	159	6.3	fallas normales NNW-SSE
50	50	San Diego	San Diego camino Sta. Ana Maya-Acambaro	303733	2214890	2148	andesita con plagioclasa	U10	Secuencia andesítica del Mioceno-Plioceno		10	69	2.9	fallas de desgarre puro ESE-WNW
46	46	Mor-Mexi	Autopista Morelia-Mexico, Francisco Villa	297688	2199460	1859	andesita	U10	Secuencia andesítica del Mioceno-Plioceno		12	57	6.0	fallas direccionales y de desgarre E-W y NNE-SSW
118	A18	Hidalgo	Carretera Cd. de Hidalgo-Huajumbaro	319818	2175172	2242	andesitas/ piroclastos	U8	Conos compósitos andesíticos y flujos piroclásticos (Mioc. tardio)		20	39	5.5	fallas direccionales puros NNE-SSW, NE-SW y ENE-WSW
37	37	MorGuada	Autopista Morelia-Guadalajara 1 Km del entronque	273958	2201410	1861	secuencia volcanica piroclastica	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		10	57	6.6	fallas normales NE-SW

38	38MorGuada	Autopista Morelia-Guadalajara 2 Km del entronque	273292	2201365	1868	secuencia volcanica piroclastica	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		14	41	7.4	fallas NNE-SSW direccionales
18	18Sali_Sal	Salida Salaman Km 14.9 2a. Gas	273100	2193655	1947	andesita lajeada	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		15	32	11.0	fallas normal-direccionales orientadas NE-SW
19	19Cuto	Salida Salaman Km 22 sal. Cuto	275530	2199321	1933	andesita masiva fract.	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		74	124	15.6	muy buenos planos de fallas: estrias normales y desgarres reactivados
20	20EntAutGu	Entrada Autop. Guadalajara	274624	2201231	1922	piroclasticos	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		10	102	14.0	fallas normales sin estrias y desgarres en planos subverticales
21	21Copandar	Salida a Copandaro	274831	2200824	1966	piroclasticos	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		39	24	10.0	fallas direccionales N-S y NNE-SSW reactivadas como normales
31	31Copandaro	Camino a Copandaro	273352	2200927	1900	ignimbrita gris de pomex y liticos	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		23	27	4.9	fallas NNE-SSW normales, basculamiento 15° al sur y sucesivo fallamiento direccional NE-SW
113	A13	Camino a Copandaro	273135	2200876	1874	ignimbrita gris de pomex y liticos	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		9	20	5.6	fallas N-S normales y direccional y NNE-SSW de desgarre
45	45MorGuada	Autopista Morelia-Mexico 1 Km del entronque	278325	2201760	1861	andesita	U7	Andesita, basalto y piroclastos Tarimbaro (Mioceno tardio)		9	57	5.98	fallas NW-SE de tipo normal-direccionales y de desgarre
22	22Aareok16	Autp. Aerop. Km 16.5	288218	2190038	1914	piroclastos/ignimbrita	U6	Secuencia piroclástica de la Caldera de Atécuaro (Mioceno)		30	59	9.8	buenos planos NE-SW (graben): mismo plano estria normal borra desgarre
4	4GaSalaman	Salida Salam 1a. Gas	272065	2184293	1915	ignimbrita	U6	Secuencia piroclástica de la Caldera de Atécuaro (Mioceno)		50	53	8.62	planos principales NE-SW de desgarre y fallas normales NNW-SSE
26	26Zapata	Car. Huerta-Cointio	266160	2174817	1956	ignimbritas	U6	Secuencia piroclástica de la Caldera de Atécuaro (Mioceno)		17	164	13.2	planos con estrias de desgarre
27	27Cointzio	Curvas antes de la Presa de Coi.	263966	2172156	2032	ignimbritas	U6	Secuencia piroclástica de la Caldera de Atécuaro (Mioceno)		24	101	11.2	planos con estrias de desgarre
5	5SalErande	Salida Erandeni, car. Salamanca	272929	2186267	1915	andesitas	U4	Sec. volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cutizeo (Mioceno)		12	20	9.9	fallas N-S de desgarre direccional derechas?
6	6ElColegio	Carretera a Peña de Panal	272415	2188058	1880	andenita deleznable	U4	Sec. volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cutizeo (Mioceno)		20	143	8.1	contacto andesita lajeada y brecha andesítica: fallas NW-SE normale y normales-direccionales
7	7PeñaPanal	Peña de Panal	271048	2187897	1890	andesita masiva fract.	U4	Sec. volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cutizeo (Mioceno)		58	15	21.2	algunas fallas normales parecen cortar los desgarres

12	12EntrZina	Entronq. car. Zinapecuaro	288707	2191368	1904	andesitas	U4	Sec. volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cutzio (Mioceno)		31	22	7.2	planos E-W abiertos probab. Distensivos que cortan desgarres N-S y NE-SW
13	13TecMilen	Salida Aerop. Frente Tec Mil	278871	2183344	1916	andes-basalto	U4	Sec. volcánica andesítica de Mil Cumbres-Cutzio (Mioceno)		11	63	14.5	fallas conjugadas de desgarres
200	MilCumbres	Banco material cerca de San José de la Cumbre	305109	2177845	2665	flujos de lavas andesítica	U4	Secuencia volcánica andesítica Mil Cumbres-Cutzio (Mioc., 13 Ma.)		14	133	9.3	fallas normales y normal-direccionales NE-SW
105	A5	Banco material cerca de San José de la Cumbre	298335	2175096	2249	andesitas	U4	Secuencia volcánica andesítica Mil Cumbres-Cutzio (Mioc., 14 Ma.)		6	144	11.8	fallas ESE-WNW direccionales-inversas
205	53Jerecuaro	Libramiento de Jerecuaro	343336	2228718	1950	andesita		Andesita del Mioceno Tempreno?		11	31	10.0	fallas N-S de desgarre reactivadas
1	1FiltrosCa	Los filtros- Campestre	273884	2177490	1942	andesita	U3	Secuencia andesítica-piroclástica La Escalera (Oligoceno-Mioceno)		33	77	8.0	planos subverticales con estrias de movimiento itzquierdo
2	2Fray_Juan	Callel F.J. Camp- Oculus	274096	2177709	1937	brecha volc. Andesítica	U3	Secuencia andesítica-piroclástica La Escalera (Oligoceno-Mioceno)		27	68	12.4	sobre mismo planos estrias de movimiento normal e itzquierdo
3	Filtros2	Planta Agua Filtros Viejos	274209	2177209	1948	brecha volc. andesítica	U3	Secuencia andesítica-piroclástica La Escalera (Oligoceno-Mioceno)		6	74	6.8	planos subverticales con estrias de movimiento itzquierdo
101	A1	Norte de Tzizio	298156	2167694	1665	Capas Rojas: conglomerado continental	U1	Basamento pre-volcanico (Jurásico medio-Oligoceno)		19	55 153	15.4 10.2	fallas de desgarre NE-SW y SE-NW dispersas y direccionales NNW-SSE
110	A10	Norte de Tzizio	298198	2167540	1659	Capas Rojas: conglomerado continental	U1	Basamento pre-volcanico (Jurásico medio-Oligoceno)		8	93	7.6	fallas normales E-W
111	A11	Norte de Tzizio	298213	2167447	1663	Capas Rojas: conglomerado continental	U1	Basamento pre-volcanico (Jurásico medio-Oligoceno)		8	143	10.2	fallas normales NW-SE e inversas NNE-SSW de