

Universidad Nacional Autónoma
de México

90
1
2 ej.

UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES Y DE POSGRADO

COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES

Posgrado en Geofísica

**Deformación, Exhumación y Neotectónica de la Margen
Continental de Oaxaca: Datos Estructurales, Petroológicos y
Geotermobarométricos.**

TESIS

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN GEOFÍSICA

presenta

Gustavo Tolson Jones

1998

262645

**TESIS CON
FALLA DE ORICEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Resumen

A lo largo de la costa de Oaxaca, entre Puerto Ángel y Santiago Astata, afloran rocas metamórficas del Complejo Xolapa intrusionadas por rocas ígneas de edad terciaria sin metamorfismo regional. Estas rocas se encuentran en contacto tectónico a lo largo de zonas de cizalla con rocas proterozoicas del Complejo Oaxaqueño al norte de Pochutla y con rocas sedimentarias mesozoicas del terreno Cuicateco al norte de Santiago Astata. La principal de estas zonas de cizalla en el área de estudio es la Falla Chacalapa, expuesta al norte de Pochutla, y que está constituida por ultramilonitas, milonitas, protomilonitas, pseudotaquilitas, filonitas y cataclasitas en orden cronológico de desarrollo. La cinemática de esta zona de cizalla vertical es predominantemente lateral-izquierda.

Las rocas del Complejo Xolapa en el área de estudio incluyen gneises cuarzo-feldespáticos de biotita+/-granate+/-sillimanita, mármoles de granate+diópsida, anfibolitas de hornblenda+cummingtonita y ortogneises cuarzo-feldespáticos con biotita+/-hornblenda. En conjunto, estas rocas fueron plegadas, con marcada asimetría hacia el norte, alrededor de un eje subhorizontal E-W. Asociadas a esta vergencia al norte, y con orientación sub-paralela a los planos axiales de los pliegues post-migmatíticos, se observan zonas tabulares de espesor métrico de rocas miloníticas con microestructuras que acusan facies de anfibolita durante la deformación milonítica. Tanto las paragénesis minerales producidas durante la fusión parcial como datos geotermobarométricos aislados indican que se estableció un equilibrio a temperaturas $>650^{\circ}\text{C}$ y a presiones >7 kbar durante el pico metamórfico. Las rocas miloníticas de la Falla Chacalapa registran a su vez temperaturas de recristalización dinámica $\sim 500^{\circ}\text{C}$ (deformación cristal-plástica de feldespatos) que disminuyen sistemáticamente hasta el régimen netamente quebradizo. Asociadas a la recristalización dinámica se desarrollaron texturas cristalográficas de cuarzo en las rocas miloníticas que, cuando son asimétricas, exhiben un sentido de cizalla izquierdo. Las rocas del régimen quebradizo también registran una cinemática izquierda, al igual que las fallas activas.

La edad de las rocas miloníticas de la Falla Chacalapa se ubica entre los 29 ± 0.2 y los 23.7 ± 1.2 Ma. El límite de edad superior lo constituye la edad (U-Pb de zircones) del intrusivo Huatulco que se observa milonitizado en su margen septentrional y el límite de edad inferior corresponde a la edad K-Ar de hornblenda procedente de diques granodioríticos porfidicos que truncan la milonita.

Para el cálculo de la forma del elipsoide de distorsión interna de las rocas de la Falla Chacalapa se emplearon dos métodos complementarios: el primero, desarrollado en el curso del presente proyecto, es un complemento al método de Fry y consiste en cuantificar la densidad de la nube de puntos del diagrama de Fry; el segundo método es el de retrodeformación de imágenes digitalizadas y es adecuado para el análisis de rocas con un grado alto de distorsión interna. La distorsión interna de rocas de la Falla Chacalapa indica elipsoides prolados con ejes máximos de orientación subhorizontal. Estas determinaciones son compatibles con un régimen de deformación transtensivo.

Los plutones post-metamórficos arrojaron datos de presión que, usando una densidad media de $2.7 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, se traducen a profundidades de cristalización entre 9.49 ± 3.17 y 22.41 ± 2.84 km. Tomando en cuenta los datos geocronológicos disponibles se calculó que las tasas de enfriamiento de algunos plutones del terreno Xolapa es de hasta $119 (+55/-21) \text{ }^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Esta tasa de enfriamiento es alta cuando se compara con datos de rocas continentales previamente estudiadas en la costa del Pacífico en México.

La neotectónica del área de estudio se caracteriza por desliz a lo largo de fallas laterales. Un análisis del desplazamiento aparente de cauces de ríos indica desplazamientos sobre fallas individuales de hasta 3.8 km y totales acumulativos para juegos de fallas de hasta 11.4 km. El registro de actividad sísmica indica sismos de mecanismos inversos asociados a la subducción de la placa de Cocos por debajo de Norteamérica, a lo largo de una franja de profundidad somera (<50 km) paralela a la Trinchera Mesoamericana. Sismos de mecanismos normales y oblicuos se encuentran principalmente en dos nidos: el primero, de carácter normal, está ubicado al noroeste del área de estudio a una profundidad entre 50 y 100 km. El segundo, de carácter oblicuo, consiste de sismos profundos (>100 km) y se ubica abajo del Istmo de Tehuantepec. Es notable la ausencia de sismos de carácter lateral. Tanto el nido de sismos oblicuos como la exhumación acelerada y progresiva de las rocas del Complejo Xolapa a lo largo de la costa pacífica de México están asociadas a la presencia y migración de un pliegue litosférico causado por diferencias de edad de la corteza subducida y por las características geométricas de la zona de subducción en la región del Istmo.

La evolución geológica terciaria de la costa de Oaxaca es el resultado de la interacción de la unión triple Norteamérica-Cocos-Caribe y su migración hacia el este durante el emplazamiento del bloque Chortis.

Abstract

A sequence of amphibolite facies ortho- and paragneisses is exposed along the coast of southern Oaxaca state, between Puerto Angel and Santiago Astata, Mexico. The lithologies present include garnet+biotite+/-sillimanite schists, garnet+diopside marbles, hornblende+cummingtonite amphibolites, and quartz+feldspar+biotite+/-hornblende orthogneisses. These rocks show evidence of at least two superposed folding events: the first is suggested by folded foliations in restites within migmatized portions of the gneisses, while the second is indicated by asymmetric, north-verging folds affecting the migmatitic foliation. Associated with these folds are mylonitic shear zones tens of meters wide with shallow to moderate southerly dips and top-to-north kinematic indicators.

Biotite+/-hornblende bearing granites and granodiorites of Oligocene age intrude the metamorphic rocks. One of these bodies, the 29 ± 0.2 Ma Huatulco granodiorite, is truncated along its northern edge by an E-W trending, subvertical mylonitic shearzone up to two km wide with subhorizontal stretching lineations and left-lateral kinematic indicators. The westward extension of this shearzone is the tectonic contact between the Xolapa complex migmatites and the granulite facies, greenville age Oaxaca complex gneisses to the north. The mylonites are cut by granodioritic porphyritic rocks that yielded a K/Ar biotite age of 23.7 ± 1.2 Ma, indicating that the mylonitic deformation occurred between 29 and 24 Ma. The mylonitic rocks of the shearzone are in turn affected by phyllonites, pseudotachylites, cataclasites, and active faults, which document further exhumation and left-lateral activity of the shearzone.

Strain analyses of these rocks were carried out using two different methods. The first was developed during this project and consists of an extension of the Fry method in which the density of the cloud of Fry dots is quantified to aid the recognition of the central vacancy characteristic of the Fry diagram. The second is the scanner method, which consists of retrodeformation of a digitized photograph of the strained rock until an isotropic fabric is obtained. Strain analyses on rocks from the Chacalapa Fault mylonite zone result in strongly prolate ellipsoids with subhorizontal maximum extensions which suggest a strongly transtensional deformation.

The Al in hornblende geobarometer was used to calculate the depth of crystallization of some of the Oligocene plutons. The results indicate that they crystallized at depths between 20 and 10 km, which, in conjunction with the available isotopic age data allow the calculation of cooling rates of up to $119 (+55/-21)$ °C/Ma. The amphibole-plagioclase

geothermometer was used to estimate temperature conditions during crystallization of amphibolites within the Xolapa Complex. The results indicate that the minimum for the thermal peak must lie above 650°C.

The effect of left-lateral strike-slip faulting on river channels in the study area was assessed. The apparent offset of stream channels reaches a maximum of 3.8 km and a cumulative total of 11.4 km distributed over 5 faults with a spacing of 5 km between faults. Moment tensor analysis of 52 earthquakes shows earthquakes with inverse, normal and oblique kinematics with a notable absence of strike-slip events. The oblique events are deep (between 100 and 150 km) and concentrated in the area beneath the Tehuantepec Isthmus. These oblique events are associated with a lithospheric-scale fold in the subducted plate caused by a combination of different ages of subducted crust and the curved geometry of the Middle America Trench at this point.

The exhumation and past and present left-lateral kinematics along the Pacific coast of Mexico are associated with the SE passage of the Chortis block toward its present position and the present-day NE-directed oblique subduction of the Cocos plate beneath North America.

Contenido

<i>Resumen</i>	<i>ii</i>
<i>Abstract</i>	<i>iv</i>
<i>Contenido</i>	<i>vi</i>
<i>Relación de Figuras</i>	<i>viii</i>
<i>Relación de Tablas</i>	<i>xiv</i>
<i>Agradecimientos</i>	<i>xv</i>
<i>Introducción</i>	<i>1</i>
<i>Marco Geológico Regional</i>	<i>4</i>
Terreno Xolapa	<i>4</i>
Terreno Zapoteco	<i>7</i>
Terreno Cuicateco	<i>9</i>
Marco Tectónico	<i>12</i>
<i>Petrología de las Rocas del Área Estudiada</i>	<i>14</i>
Rocas Metamórficas.....	<i>14</i>
Rocas Ígneas	<i>17</i>
<i>Geología Estructural</i>	<i>20</i>
Metodología	<i>20</i>
Estructuras Regionales	<i>34</i>
Estructuras Mesoscópicas	<i>35</i>
Estructuras Microscópicas	<i>43</i>
Desarrollo Estructural	<i>46</i>
Cinemática	<i>49</i>
<i>Geotermobarometría</i>	<i>51</i>
El Geobarómetro de Aluminio en Hornblenda	<i>51</i>
El Geotermómetro de Hornblenda-Plagioclasa	<i>54</i>
Métodos Analíticos	<i>56</i>
Resultados	<i>57</i>
<i>Neotectónica</i>	<i>61</i>
Metodología	<i>62</i>
Resultados	<i>65</i>

<i>Discusión</i>	72
<i>Conclusiones</i>	79
<i>Referencias Bibliográficas</i>	82
<i>Anexo 1</i>	
Derivación del tensor de posición	92
<i>Anexo 2</i>	
El programa NewFry v. 1.2	96
<i>Anexo 3</i>	
Las distribuciones antiaglomeradas de puntos	98

Relación de Figuras

- Figura 1. Mapa de localización y acceso al área de estudio mostrando los poblados más importantes. El recuadro muestra la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México según Campa y Coney (1983) y las principales coberturas volcánicas. Las abreviaciones son: C terreno Cuicateco, G terreno Guerrero, Ma terreno Maya, Mi terreno Mixteco, SMO Sierra Madre Occidental, TMVB Eje Volcánico Trans-mexicano, X terreno Xolapa, Z terreno Zapoteco..... 3**
- Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. La porción nororiental está modificada del mapa de Carfantan (1986). El recuadro muestra la ubicación del área en el marco tectónico (modificado de Morán Zenteno et al. 1996). FC se refiere a la Fosa Caymán y ZFMP se refiere a la zona de fallas Motagua-Polochic..... 5**
- Figura 3. Fotografía de campo mostrando uno de los indicadores de polaridad encontrados en la secuencia de San Pedro Huamelula. Nótese la estratificación fina en el canal, que se muestra invertido. 11**
- Figura 4. Columnas estratigráficas del terreno Cuicateco expuestas en el área de estudio (modificadas de Carfantan, 1986)..... 11**
- Figura 5. Mapa con los vectores de movimiento por etapas (azimut y magnitud) del sistema de placas Farallón-Cocos con respecto a Norteamérica, para un punto frente a la margen pacífica del suroeste mexicano (18°N, 104°W). Los vectores b a e fueron calculados con los datos de Engebretson et al. (1985) y con aquellos de Pindell et al. (1988) para el vector a. El recuadro muestra la magnitud de los distintos vectores en función del tiempo. Los intervalos de tiempo para los distintos vectores son los siguientes: a 20 Ma, b 43-37 Ma, c 56-48 Ma, d 66-61 Ma y e 85-74 Ma (modificado de la Fig. 2 de Schaaf et al. 1995)..... 13**
- Figura 6. Cristales de sillimanita en esquistos de hornblenda-granate-sillimanita. Abreviaciones: cz cuarzo, s sillimanita, g granate y fK feldespato potásico. 16**
- Figura 7. Xenolitos de gneises del Complejo Xolapa en rocas granodioríticas del intrusivo Huatulco. Afloramiento del lecho del río Xuchil, algunos cientos de metros al sur del poblado del mismo nombre. 16**
- Figura 8. Dique porfídico cuarzodiorítico con hornblenda (arriba) cortando rocas miloníticas de la Falla Chacalapa (abajo, con lineación subvertical en la foto) en el lecho del Río Huatulco, 1 km aguas arriba del puente paso ancho al norte del poblado de Sta. María Huatulco. 19**
- Figura 9. Ilustración de la geometría de la platina universal modificada por Fischbach (1970). La flecha gruesa apunta en dirección de la mirada del petrógrafo en posición normal frente al microscopio. a) Los ejes de rotación de la platina modificada. b) Rotación alrededor del eje EW. c) y d) La determinación de la orientación de una línea con baja inclinación con respecto a la**

lámina delgada debe hacerse mediante la medición de la orientación de dos planos que contienen la línea. La intersección de los dos planos define la orientación de la línea deseada...	21
Figura 10. a) El principio del método de centro a centro se basa en la relación de distancias entre centros de objetos vecinos antes de la deformación, que tiende a ser isotrópica. b) La deformación imparte una anisotropía a la población de centros de objetos, lo cual nos permite estimar el grado de distorsión interna. Las líneas AG y AH no se miden ya que unen centros de objetos no vecinos. c) Gráfica de distancia entre centros contra ángulo con datos de la Figura 7.7 de Ramsay y Huber (1983). La curva sinusoidal es obtenida uniendo puntos que representan el promedio aritmético de clases de 10° (representados por círculos). La distancia β' representa el ángulo entre los ejes principales de la elipse de distorsión interna y el cociente d'_{max}/d'_{min} la razón axial. La Figura fue modificada de Ramsay y Huber (1983, Fig. 7.18).	24
Figura 11. Fotografía de una sección pulida de una caliza oolítica y el gráfico Fry tradicional derivado de la digitalización de los centros de las oolitas. Nótese la buena definición del hueco central, dado el buen antiaglomeramiento de las oolitas.	25
Figura 12. Fotografía de una sección pulida de una caliza oolítica férrea. Abajo los diagramas de Fry tradicional y normalizado. El bajo grado de antiaglomeramiento resulta en una mala definición del vacío central en el gráfico tradicional, problema que resuelve el método normalizado, con su consecuente costo en tiempo.	25
Figura 13. Gráfica de la función de ponderación gaussiana. También se muestra el radio de un círculo de área equivalente al área bajo la curva de campana. El rango de conteo del programa representa el radio del círculo que considera el programa durante el conteo (ver el Anexo 2).	29
Figura 14. Ejemplos de la salida gráfica del programa NewFry con la visualización de la densidad de puntos Fry. Los incisos a), b) y c) muestran, respectivamente, el primer contorno de baja densidad calculado, el resultado de un primer suavizado y la elipse calculada finalmente. Los datos fueron tomados de la Fig. 5.7 de Ramsay y Huber (1983).	29
Figura 15. a) Gráfica que muestra los errores de la estimación de la razón axial con el método NewFry. Nótese que disminuye la precisión conforme aumenta el grado de distorsión. b) Desviación angular entre la orientación real de la elipse de distorsión y la determinada por el programa. En ambas gráficas los puntos están agrupados por tipo de cizalla impuesta. c) Gráfica que muestra los errores de la estimación de la razón axial con el método NewFry. Nótese que disminuye la precisión conforme aumenta el grado de distorsión. d) Desviación angular entre la orientación real de la elipse de distorsión y la determinada por el programa. En ambas gráficas los puntos están agrupados por grado de antiaglomeramiento.	32
Figura 16. Detalle del mapa geológico del área de estudio. Esta área se cartografió a escala 1:50,000. El recuadro ubica el área que se muestra en la Fig. 20.	36

- Figura 17.** Mapa con los límites entre los dominios estructurales definidos en el presente estudio. El dominio I corresponde al terreno Zapoteco y consiste principalmente de gneises granulíticos del Complejo Oaxaqueño. El dominio II lo constituyen milonitas fuertemente lineadas de la zona de cizalla de la Falla Chacalapa. El dominio III consiste de gneises localmente migmatíticos del Complejo Xolapa e intrusivos oligocénicos. El dominio IV corresponde al terreno Cuicateco y consiste de una secuencia supracortical fuertemente plegada..... 37
- Figura 18.** Redes de proyección equiareales con los datos estructurales medidos en campo. a) Densidad de polos de foliación gnéisica y migmatítica de rocas del Complejo Xolapa. El conteo se hizo con el método de Kamb (1959) y la distancia entre isolíneas es de 1σ a partir de la distribución uniforme. b) Polos de foliación y de estratificación del dominio estructural I. c) Polos de foliación y lineaciones de la Falla Chacalapa..... 39
- Figura 19.** Gráfico logarítmico de Flinn con los puntos correspondientes a rocas de la Falla Chacalapa calculados en el curso del presente estudio. Para estas estimaciones se usó el método de Weger (1996). Nótese que las muestras se restringen al campo de elipsoides prolados. 41
- Figura 20.** a) Ubicación de elipses de distorsión medidas en el plano XY del elipsoide de distorsión interna. b) Ubicación de elipses de distorsión medidas en el plano XZ del elipsoide de distorsión interna. Para la leyenda, véase la Fig. 16. 42
- Figura 21.** a) Pez de biotita en una ultramilonita del lecho del Río Huatulco en las cercanías de Sta. María Huatulco. Es clara la cinemática izquierda. b) Porfidoclasto σ en protomilonita de paragneises del Complejo Xolapa que afloran en el lecho del arroyo Xuchil al norte del poblado del mismo nombre. Nuevamente queda sin ambigüedad la cinemática izquierda. 44
- Figura 22.** a) Fotomicrografía de porfidoclasto de plagioclasa en una milonita de la Falla Chacalapa. Nótese la naturaleza curva de las maclas. La flecha blanca indica la charnela de un micropliegue y la flecha negra el borde recrystalizado, también de plagioclasa (luz paralela). b) Fotomicrografía de una milonita con porfidoclastos de cuarzo también procedente de la Falla Chacalapa. La derecha del campo es dominada por un porfidoclasto grande de cuarzo con extinción fuertemente ondulante y muros de dislocaciones paralelos a la línea blanca sobrepuesta. El círculo resalta la naturaleza de las uniones triples en el cuarzo recrystalizado, de las cuales hay otros ejemplos en la imagen (nícoles cruzados). En ambas fotomicrografías la anchura del campo es de 2mm. 45
- Figura 23.** Fotomicrografía de una protomilonita de la Falla Chacalapa mostrando la fragmentación de un cristal de plagioclasa (pl) con el crecimiento de fibras de epidota (ep) entre los fragmentos. Nótese que se puede restituir la forma inicial del cristal de plagioclasa (anchura del campo 2mm; luz paralela). 47

- Figura 24. Fotografía de afloramiento de gneises migmatíticos del complejo Xolapa. En primer plano se observa un relicto anfibolítico con una foliación preexistente plegada de manera isoclinal. Notense las distintas generaciones de material neosomático. 47
- Figura 25. Pliegues asimétricos con vergencia al N en rocas migmatíticas del Complejo Xolapa en el afloramiento del Zapote sobre la Carretera Federal 200, unos 100m al oriente del entronque a Sta. María Huatulco. Los estratos claros son de leucosoma cuarzo-feldespático±granate±biotita. El melanosoma consiste de un esquisto de biotita±hornblenda. En esta localidad, en otro afloramiento, también se encuentran gneises pelíticos con sillimanita. 48
- Figura 26. Indicadores cinemáticos del régimen quebradizo en rocas graníticas del intrusivo de Ayuta. 50
- Figura 27. Componentes básicos de la estructura de los anfíboles (modificado de Zoltai y Stout 1985).
a) Cadenas dobles de tetrahedros. b) Cadenas de tres y cuatro octahedros con la notación convencional para los sitios M1, M2 M3 y M4 así como el sitio octahedral A (punteado). en ambos incisos los ejes cristalográficos *b* y *c* son paralelos como lo indican las flechas. c) Par estereoscópico de la estructura atómica/cristalográfica de la hornblenda $(Ca,Na,K)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5(OH)_2Si_4O_{22}$. El eje cristalográfico *a* es vertical. 53
- Figura 28. Histogramas de presión calculada con el geobarómetro de aluminio en hornblenda. Para cada muestra (con excepción de la H241 y H249) se anota también la profundidad (en km) calculada con la presión media y el error de 1s. Para el cálculo de profundidad se utilizó una densidad de 2650kg/m³. Las muestras H241 y H249 arrojaron valores de Al que sugieren que algunas de las premisas del geobarómetro no se cumplieron y por ende se excluyen de la discusión y se omitió el cálculo de profundidad. 58
- Figura 29. a) Mapa de lineamientos tomados de imágenes de satélite Landsat (Bandas 3, 4 y 7) y de fotografías aéreas (1:80,000). b) Ampliación del área de estudio detallado con los lineamientos del inciso a) y las cuencas fluviales entre Puerto Ángel y Morro Ayuta. Los números junto a los ríos indican el orden del tributario en escala 1:250,000. Notense los desplazamientos aparentes del drenaje. 63
- Figura 30. Mecanismos focales de los sismos del catálogo CMT de Harvard University y su ubicación en el sur de México. Los sismos se seleccionaron dentro de una ventana de latitud-longitud entre los paralelos 14 y 20°N y los meridianos 93 y 99°W. La Figura fue elaborada con el paquete GMT de Wessel y Smith. 66
- Figura 31. a) Ubicación de epicentros clasificados por el método de Frohlich y Apperson (1992). Nótese la ausencia de sismos de mecanismo lateral, según esta clasificación, y la abundancia de sismos oblicuos, particularmente en la parte central del Istmo. b) Ubicación de epicentros clasificados por profundidad. En ambos dibujos la batimetría está acotada en metros. c) Diagrama triangular con la ubicación de los sismos del presente estudio según el método de

- Frohlich y Apperson (1992) pero sin usar la proyección gnómica equiareal. Nótese la ausencia de sismos en el campo de sismos laterales. 67
- Figura 32. a) Perfil W-E de focos sísmicos clasificados siguiendo el método de Frohlich y Apperson (1992). Nótese el aumento en profundidad hacia el este y la predominancia de mecanismos oblicuos en el flanco oriental del pliegue. b) Perfil S-N de focos sísmicos clasificados siguiendo el método de Frohlich y Apperson (1992). 69
- Figura 33. Diagrama de bloque que muestra la distribución tridimensional de los focos sísmicos del área de estudio, caracterizados como inversos normales y oblicuos según Frohlich y Apperson (1992). La proyección empleada ignora la curvatura de la tierra, pero para fines ilustrativos muestra claramente la geometría compleja de la zona de Wadati-Benioff. 70
- Figura 34. Edades calculadas de distintos plutones de la costa pacífica de México por medio de distintos métodos. Con base en la temperatura de cierre de cada sistema isotópico se calcularon tasas de enfriamiento y los errores asociados. Las temperaturas de cierre usadas para el cálculo fueron: 700°C para U/Pb en zircones, 520°C para K/Ar en hornblendas, 320°C para Rb/Sr en biotitas y 280°C para K/Ar en biotitas. Los datos geocronológicos fueron tomados de la Tabla 1 de Schaaf et al (1995) y la figura modificada de Morán Zenteno et al. (1996). 72
- Figura 35. a) Diagrama de bloque que ilustra las relaciones angulares en un plano plegado alrededor de dos charnelas no colineales. La línea AB tiene un quiebre en O y los segmentos OD y OE son perpendiculares a OB y OA, respectivamente, de tal manera que el ángulo que forman estos segmentos con el plano horizontal es la inclinación del plano rectangular que contiene el segmento. La región sombreada ODE representa la zona de reacomodo. Para que ODE no sufra cambios de área es necesario que OE y OD tengan inclinaciones distintas con lo cual se forma un pliegue monoclinial CDEF. b) Relaciones geométricas del inciso a) en la esfera de proyección con los círculos mayores verticales (direcciones de rumbo) de las dos líneas OD y OE. Para que el triángulo ODE mantenga el área constante, es necesario que el círculo mayor ED sostenga el mismo ángulo α que es la diferencia azimutal entre las dos charnelas horizontales. Si la línea OE tiene una inclinación δ_1 y se ubica sobre un círculo menor, β es el ángulo entre los puntos de intersección de los dos círculos mayores verticales con el círculo menor. Las ecuaciones derivadas se describen en el texto. c) Gráfico que muestra la relación entre las inclinaciones de dos planos plegados alrededor de dos charnelas horizontales cuya diferencia azimutal es α° . El plano más inclinado tiene una inclinación δ_1° y el otro de δ_2° . Para $\alpha=0$, $\delta_1=\delta_2$ 74
- Figura 37. Representación esquemática del desplazamiento del punto triple que acompañó la migración del Bloque Chortis. El desplazamiento del punto triple produjo un acercamiento de la trinchera hacia el eje del marco magmático. Posiciones sucesivas del punto triple durante el Oligoceno y el presente se muestran en planta y en sección, respectivamente. Las posiciones de las líneas de sección están fijas con respecto a Norteamérica en ambos mapas. El acercamiento

de la trinchera al eje magmático produjo una disminución paulatina de la profundidad de la interfaz entre la placa subducida y la cabalgante. El espesor cortical en dos puntos, x y y , sería de 30 y 0 km (por ejemplo), respectivamente. Conforme se va acercando el punto triple al punto y y a lo largo de la falla transformante, es necesario el atenuamiento cortical para mantener la forma idealizada de cuña. No es posible ilustrar la forma del pliegue litosférico que se discute en el texto. 79

Fig. A1 Relaciones geométricas que permiten el cálculo de la componente de un vector arbitrario a a lo largo de un vector unitario de orientación general u y la distancia perpendicular d de (a,b) a u 92

Relación de Tablas

Tabla 1. Datos representativos de los microanálisis químicos de bordes de hornblendas con microsonda electrónica. Para cada muestra se seleccionó el análisis correspondiente a la mediana de presión.	59
Tabla 2. Datos representativos de los microanálisis químicos de bordes de hornblendas y palagioclasas (en contacto mutuo) con microsonda electrónica. Para cada muestra se seleccionó el análisis correspondiente a la mediana de temperatura.	60
Tabla 3. Tabla que muestra los desplazamientos relativos de ríos al cruzar fallas laterales en el área de estudio. Sólo se consideraron ríos de orden ≥ 2 en escala del mapa topográfico 1:250,000 de INEGI. 67% de los ríos muestran desplazamiento izquierdo y 33% desplazamiento derecho, acorde a los datos de Gaudemer et al. (1989).	64
Tabla A2 1. Estructura del sistema de menús del programa NewFry v. 1.2.....	96

Agradecimientos

A los Dres. Jaime Urrutia y Dante Morán les agradezco sobre todo la invitación para iniciar este proyecto, con lo cual se abrió para mí la oportunidad de formar parte de su grupo de trabajo y de la UNAM. También agradezco su apoyo en todas las fases de desarrollo del mismo, durante las cuales siempre me alentaron y estuvieron dispuestos a oír (y a corregir) mis divagaciones geológico-tectónicas. A los Dres. Ludwig Masch, Peter Schaaf, Harald Böhnel y Hermann Köhler mis gracias por su apoyo y acertadas sugerencias académicas, pero especialmente por haber hecho posible nuestra estancia en Alemania, durante la cual aprendí mucho más que Alemán. El Dr. Max Suter me orientó en aspectos de neotectónica e hizo comentarios sobre algunos manuscritos que contribuyeron a aclarar mis ideas.

A los Dres. Susana Alaniz, Jorge Aranda, Bill Bandy, y Fernando Ortega agradezco los comentarios que hicieron sobre un borrador de la tesis como sinodales del posgrado.

El trabajo de campo para este proyecto no podría haberse llevado a cabo sin el apoyo de Hari y Juan Maurer, quienes dieron asilo temporal a todita la familia Tolson-Solís en distintas (y numerosas) ocasiones. Quiero agradecer también al Ing. Teodoro Hernández por su ayuda en campo. Él fue el único que me acompañó en las largas caminatas a campo traviesa, de día y de noche, secos y mojados.

Muchos otros amigos y compañeros me ayudaron durante el desarrollo de la tesis a hacer distintas cosas: usar la computadora para entender mecanismos focales, usar la física para entender el fenómeno de subducción, usar la microsonda electrónica para microanálisis químico, y usar el sentido común para tratar de entender distintos fenómenos desde burocráticos hasta petrológicos. Entre ellos están María del Sol Hernández, José Luis Sánchez, Jaime Domínguez, Alexei Gorbатов, Carlos Schulze, Alfredo Victoria, Mariano Elías, Luis Delgado, Matthias Weger, Thomas Fehr, Thomas Kuntzman, Pedro Corona, Javier Pacheco y Marco Guzmán. A ellos y a aquellos que omití, gracias.

No hubiera yo podido hacer nada de esto sin Gabriela Solís. A ella y a toda nuestra familia les doy gracias por ayudarme a permanecer tanto tiempo en campo o frente a un teclado, cuando debí haber estado con nuestros hijos. A éstos últimos les dedico todo este rollo.

Introducción

La geología regional del sur de México se caracteriza por bloques corticales de diferente naturaleza limitados por fallas. Estos bloques se distinguen entre sí por diferencias en su estratigrafía, tramas estructurales, e historias tectónicas. A raíz de esto, el concepto y los modelos de terrenos tectonoestratigráficos han tenido cierta aceptación al explicar rasgos geológicos y tectónicos de esta región. Campa y Coney (1983) propusieron una división del sur de México en distintos terrenos tectonoestratigráficos entre los que están incluidos los terrenos Guerrero, Mixteco, Zapoteco, Cuicateco, y Xolapa (Fig. 1), en la cual se sugiere que el terreno Xolapa podría ser un terreno alóctono.

El terreno Xolapa forma un cinturón a lo largo de la costa de los estados de Guerrero y Oaxaca entre Zihuatanejo, Guerrero, y Santiago Astata, Oaxaca. Su anchura máxima, en la zona de Pinotepa Nacional, Oaxaca, es de ~200 km.

Las hipótesis de acreción del terreno Xolapa desde una posición relativamente alejada, han sido cuestionadas recientemente a la luz de investigaciones estructurales y de geoquímica isotópica (Ratschbacher et al., 1991; Morán Zenteno, 1992; Meschede, 1994). Con base en estos datos se ha propuesto que el arco magmático Xolapa fue edificado sobre el borde continental formado por los terrenos Mixteco y Zapoteco. Sin embargo, quedan aspectos fundamentales de la evolución de la porción sureste del terreno Xolapa que aún son desconocidos. No se conocen en detalle, por ejemplo, las variaciones petrológicas, geoquímicas y estructurales del terreno Xolapa a lo largo de su extensión. La naturaleza de los contactos en la porción suroriental es aún incierta debido a la complejidad derivada de la confluencia de tres terrenos tectonoestratigráficos.

Los datos paleomagnéticos obtenidos de los intrusivos post-metamórficos del terreno Xolapa indican que no ha habido desplazamientos latitudinales significativos de este terreno durante el Cenozoico con respecto al resto de los bloques del sur de México (Urrutia-Fucugauchi, 1983; Böhnell et al., 1989; Molina Garza et al., 1994).

Varios autores (De Cserna, 1965; 1969; Malfait y Dinkelman, 1972; Kesler, 1973; Karig et al., 1978) han mencionado el carácter truncado de la margen pacífica del terreno Xolapa. Estas sugerencias se han visto reforzadas por el hallazgo de rocas plutónicas de composición diorítica a 50 km del eje de la trinchera activa en uno de los sondeos del *Deep Sea Drilling Project* (Bellon et al., 1982), así como por la ausencia de sedimentos más antiguos que el Mioceno en la ladera noreste de la trinchera. Sin embargo, no se ha

llegado a un acuerdo en cuanto al origen de dicho truncamiento. Algunos autores (Malfait y Dinkelman, 1972, Anderson y Schmidt, 1983; Pindell et al., 1988; Schaaf et al., 1995) favorecen el movimiento de la porción norte de Centroamérica (Bloque Chortis) hacia el sureste a partir de una posición frente a la costa de Guerrero, para explicar el truncamiento. Recientemente, Morán Zenteno y colaboradores (1996) han propuesto que el proceso de erosión por subducción ha contribuido al truncamiento de esta margen.

Este trabajo tiene como objetivo dilucidar la historia tectónica del extremo suroriental del terreno Xolapa, y enmarcarla en el contexto tectónico regional. Por otra parte también se pretende caracterizar la cinemática de la tectónica actual. La zona de estudio está ubicada en la franja costera del estado de Oaxaca entre Puerto Ángel y Santiago Astata (Fig. 1). Las interpretaciones que se presentarán están basadas en primera instancia en cartografía geológica a escala 1:50,000 con muestreo de rocas representativas y medición de rasgos estructurales. Posteriormente se han implementado distintas técnicas de laboratorio y gabinete como son:

- La caracterización petrográfica de las rocas mediante microscopio óptico y electrónico.
- Análisis estadísticos de la orientación de los rasgos estructurales medidos en campo y gabinete.
- El desarrollo de nuevas técnicas de análisis estructural para mejorar y agilizar el análisis estructural de rocas deformadas.
- El establecer la cinemática de las zonas de cizalla, tanto quebradizas como dúctiles, que se cartografiaron.
- El estimar la temperatura y la presión de deformación con base en el análisis detallado de paragénesis minerales y las microestructuras.
- Con base en microanálisis químico, calcular la temperatura y/o presión de cristalización de distintas fases en las rocas aflorantes.
- Análisis de fotografías aéreas verticales y de imágenes de satélite para distinguir lineamientos tectónicos de escala regional.
- Análisis de datos sismológicos para identificar e interpretar los mecanismos focales de los sismos catalogados en el área de estudio.

El área de estudio es propicia para tratar de responder, en parte, a algunas de las incógnitas citadas anteriormente ya que aún cuando esta porción del terreno Xolapa es la más angosta, incluye todos los tipos litológicos previamente descritos en este terreno. Asimismo, la anchura reducida del cinturón Xolapa en esta región permite estudiar con detalle la naturaleza del contacto con el terreno Zapoteco, sin perder de vista su contexto regional, y las relaciones temporales que guarda con el magmatismo y la deformación. Por último, está situada al oriente del Lineamiento Colotepec (Ortega-Gutiérrez et al., 1990), un rasgo estructural de importancia tectónica, puesto que aparentemente desplaza el contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca. Los estudios detallados que han sido reportados en la literatura hasta la fecha, se ubican en la parte occidental del lineamiento, siendo más escasos hacia el oriente.

Marco Geológico Regional

En el área investigada afloran rocas de los terrenos Zapoteco y Xolapa (Chatino de Ortega-Gutiérrez et al., 1990) separadas por una zona milonítica de hasta 2 km de anchura, interpretada por Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel (1986) como "sutura críptica" entre los dos terrenos (Fig. 2). Estos autores reconocieron en la milonita tanto lineaciones tectónicas paralelas al rumbo de la foliación, como perpendiculares a éste. Al norte de la franja milonítica afloran gneises granulíticos precámbricos parcialmente cubiertos en discordancia angular por rocas volcánicas y sedimentarias clásticas y carbonatadas del terreno Oaxaca. Al sur de la franja milonítica afloran rocas típicas del terreno Xolapa que incluyen migmatitas, ortogneises, paragneises, esquistos, y mármoles, así como granitoides post-metamórficos.

Terreno Xolapa

El Complejo Xolapa fue definido por De Cserna (1965) y deriva su nombre de rocas metamórficas que afloran en la Barranca Xolapa al norte de Acapulco. Dicho autor documentó la existencia de secuencias paragneísicas de composición predominantemente pelítica intrusionadas por unidades pegmatíticas, aplíticas y máficas. Sánchez Rubio (1972), Guerrero García et al. (1978) y posteriormente Ortega Gutiérrez (1981) resaltaron el contenido de las rocas migmatíticas y ortogneísicas del Complejo. Ortega Gutiérrez (1981) señaló que el complejo basal metamórfico era intrusionado por plutones sin metamorfismo ni deformación regional y dio también una interpretación tectónica al Complejo Xolapa, asentando sus características de metamorfismo de alta

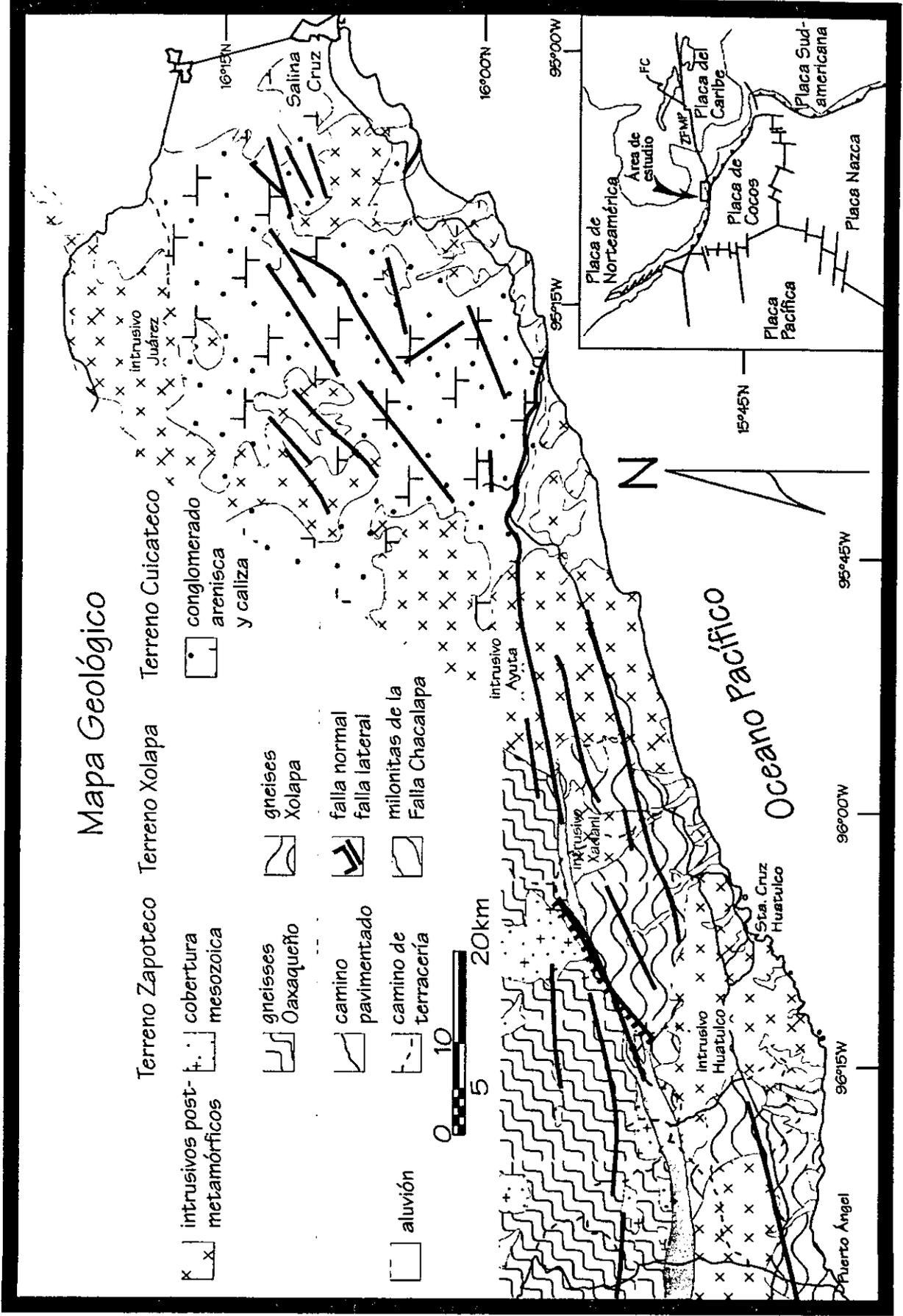


Fig. 2. Mapa geológico del área de estudio. La porción nororiental está modificada del mapa de Carfantan (1986). El recuadro muestra la ubicación del área en el marco tectónico (modificado de Morán Zenteno et al. 1996). FC se refiere a la Fosa Caymán y ZFMP se refiere a la zona de fallas Motagua-Polochic.

temperatura/baja presión y sugirió que se tratara de la porción mesocortical de un arco magmático.

Alaniz Alvarez (1988) y Alaniz Alvarez y Ortega Gutierrez (1997) describieron detalladamente las características de la secuencia metamórfica del Complejo Xolapa en su localidad tipo, documentando la presencia de rocas en facies de anfibolita con asociaciones mineralógicas como estaurolita-granate-anfibol, ubicando a esta secuencia en la zona de estaurolita de la facies de anfibolita.

Más recientemente se han llevado a cabo dos tesis doctorales enfocadas hacia la geocronología y geoquímica del terreno Xolapa. Morán Zenteno (1992) describió en detalle la geología de rocas que afloran entre Acapulco y Cruz Grande, identificando y distinguiendo petrográfica- y geocronológicamente los plutones sin- y post-metamórficos. Este autor concluyó que la edad del metamorfismo (y migmatización) del complejo es Cretácico Temprano (144-128 Ma). Por otra parte Herrmann (1994) con base en un recorrido a lo largo del complejo, reporta edades U/Pb en zircones de rocas migmatíticas, ortognéicas e intrusivas postmetamórficas, concluyendo que el metamorfismo y la migmatización ocurrieron entre 66 y 46 Ma (Cretácico terminal/Eoceno medio) y que las manifestaciones magmáticas postmetamórficas ocurrieron en el Oligoceno (35-27 Ma). Sin embargo, las edades obtenidas por Herrmann (1994) son edades discordantes y en ocasiones (sus muestras Mu10, ML39, Mu18 y Mx25) están basadas en dos puntos, con lo cual pierden cierto grado de confianza. También es cierto que la única muestra analizada por Herrmann (1994) con zircones con razones isotópicas cercanas a la concordia arroja una edad de $131,8 \pm 2.2$ Ma (su muestra Mx14). Esta edad, a pesar de que es igual a edades obtenidas por Morán Zenteno (1992) con el método de Rb/Sr en roca entera, es considerada como “problemática” por Herrmann et al (1994, p. 462) por no haber evidencia de edades similares en su población de muestras. Lo que se puede concluir de toda esta discusión sobre la geocronología del Complejo Xolapa, es que hacen falta aún muchos trabajos cuidadosos al respecto.

Desde el punto de vista geoquímico y petrogenético se tienen los trabajos de Hernández Bernal (1995) y de Hernández Bernal y Morán Zenteno (1996) los cuales documentan el carácter calcialcalino de los granitos Terciarios post-metamórficos y su origen a partir de fusión parcial de la cuña del manto y su subsecuente cristalización fraccionada con relativamente baja contribución de corteza continental.

Otro aporte importante a la geología del complejo Xolapa es la disertación doctoral de Corona Chávez (1997), quien realizó un estudio muy completo con elementos de cartografía, petrología metamórfica, geología estructural y geotermobarometría (ver por ejemplo Morán Zenteno et al. 1996). Corona Chávez (1997) hizo cálculos de presión y temperatura de equilibrio en rocas del Complejo Xolapa y concluyó con base en éstos que el pico térmico ocurrió a más de 850 °C y que la presión máxima fue mayor que 7 kbar. Estos datos le llevaron a concluir que la trayectoria P-T-t de las rocas del Complejo Xolapa no son compatibles con un modelo de exhumación por extensión pura como lo ha propuesto el grupo de la Universidad de Tübingen (e.g. Meschede, 1994). Por otra parte, la tesis doctoral de Solís Pichardo (en prep.), enfocada a la geoquímica y geocronología de las rocas ígneas y metamórficas del terreno también aportará información importante para futuras interpretaciones de la región.

El terreno Xolapa definido por Campa y Coney (1983) es un basamento metamórfico, constituido por el Complejo Xolapa, un arco magmático calcialcalino de edad oligocénica, varios enjambres de diques de composición variable, entre granodioritas de biotita y hornblenda y andesitas de hornblenda, así como de la cuña de acreción tectónica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana (Ortega Gutierrez et al. 1990). Exceptuando estas rocas del prisma de acreción, es notoria la ausencia de rocas supracorticales. El límite septentrional en la región de Zihuatanejo lo forman zonas miloníticas que lo separan del terreno Guerrero (Meschede, 1994). En la región de Acapulco, las rocas del terreno Xolapa se yuxtaponen con aquellas del terreno Mixteco por medio de una zona milonítica en la cortina de La Venta (Riller et al., 1991; Morán Zenteno, 1992). En la zona del presente estudio el límite del terreno Xolapa lo constituye un cinturón complejo de fallas y zonas de cizalla que lo separa del terreno Zapoteco.

Terreno Zapoteco

Al terreno Oaxaca descrito por Campa y Coney (1983) y posteriormente formalizado y denominado Zapoteco por Ortega Gutierrez et al. (1990), lo constituyen rocas granulíticas del Complejo Oaxaqueño de edad Grenviliana que a su vez son sobreyacidas en discordancia angular por rocas sedimentarias de edad ordovícica (Pantoja Alor, 1970) que son cubiertas por una secuencia de sedimentos clásticos cuyas edades abarcan del Mississippico hasta el Pérmico. La cobertura sedimentaria Mesozoica del terreno Zapoteco es compartida por el terreno Mixteco.

Hacia la parte septentrional del área de estudio se encuentran aflorando rocas que constituyen el extremo sur del Complejo Oaxaqueño. Estas rocas son una secuencia predominantemente máfica, que contiene franjas alternantes de anfibolitas, metagabros y piroxenitas. La foliación dominante sigue un rumbo E-W con echados hacia el S pero su orientación varía localmente y exhibe pliegues de escala variable (micro-, meso- y macroscópicos) con asimetría hacia el norte.

Las rocas félsicas del basamento metamórfico de esta región han sido consideradas previamente como anortositas de tipo alcalino (Herz, 1978) y muestran evidencia de emplazamiento sin cinemático. Están constituidas por un mosaico de plagioclasas de composición intermedia (andesina) y lentes de megacristales deformados con textura antipertítica. El contenido de cuarzo es muy variable y se le encuentra en proporciones que varían desde trazas hasta un 30%. Se observan además, rutilo, ilmenita, y apatita diseminados. En algunas zonas las concentraciones de titanio llegan a ser importantes desde un punto de vista económico, formando yacimientos como el de Pluma Hidalgo, al norte de Pochutla (Paulson, 1964). En general, hay una variación en el índice de color de las rocas que es controlada por el contenido de cristales sub- a euhedrales de clinopiroxenos, los cuales se presentan cloritizados y tremolitizados.

Alternando con los cuerpos de roca anteriores, se encuentran franjas de anfibolitas, en ocasiones con piroxeno y granate, metagabros de augita y diópsida que contienen en partes bandas hasta de 10 cm de piroxenitas de clinopiroxenos en parte cloritizados.

La secuencia metamórfica es cortada por una generación de diques máficos a intermedios, afaníticos o porfídicos, que no presentan deformación dúctil alguna.

En el área de estudio, el Complejo Oaxaqueño está cubierto en aparente discordancia angular por un paquete de nivel cortical somero constituido por rocas volcánicas de composición intermedia, cubiertas por una secuencia de conglomerados seguidos por areniscas con intercalaciones de conglomerados. Es característico en este paquete un color verde en roca fresca que intemperiza a un café con tonos de morado. Las areniscas son cubiertas concordantemente por brechas calcáreas que a su vez son sobreyacidas por calizas masivas, que forman los altos topográficos de la región (cerros Huatulco, Espino, y La Virgen, por ejemplo). Las calizas no contienen fósiles índice y durante este estudio sólo se reconocieron restos de pelecípodos y gasterópodos. Esta secuencia estratigráfica es muy similar a la descrita en un reporte interno de PEMEX (1986) donde correlacionan las rocas carbonatadas con la formación Teposcolula de edad Albiano-Cenomaniano. Las

rocas de esta secuencia también son afectadas por el sistema de Falla Chacalapa en la zona de estudio y exhiben metamorfismo en facies de esquistos verdes.

Terreno Cuicateco

Las descripciones de rocas que constituyen el terreno Cuicateco en el área de estudio que han sido publicadas son las de Carfantan (1986). Delgado Argote (1988, 1989) y Barbosa (1994) han descrito con detalle las porciones noroccidentales del terreno Cuicateco y su posible relación con el terreno Zapoteco. Sin embargo, la zona que dichos autores describieron está tan retirada del área de estudio motivo del presente trabajo, que es difícil justificar una correlación estrecha entre las unidades aflorantes entre las dos áreas. De hecho, Carfantan (1986) resalta ciertas diferencias entre las rocas de la Sierra de Juárez y la secuencia que aflora en el área del presente estudio. Quizás una de las más importantes diferencias es la ausencia de rocas ultramáficas, que son características del terreno Cuicateco en las porciones más septentrionales y orientales del terreno (Carfantan, 1986; Delgado Argote, 1989). A continuación presento un resumen de la interpretación de la columna estratigráfica descrita por Carfantan (1986) y posteriormente describo algunos puntos donde difiero de dicha interpretación, con base en observaciones propias.

Carfantan (1986) consideró que las rocas supracorticales expuestas en la cercanía de San Pedro Huamelula yacen discordantemente sobre el basamento formado por las rocas migmatíticas del complejo Xolapa. Estas rocas son denominadas “Arco Chontal” por dicho autor, quien además las considera “epimetamórficas” y de edad cretácica temprana. Subiendo estratigráficamente, Carfantan (1986) describe una terna de secuencias clásicas de grano grueso a medio con espesores de centenas de metros que se intercalan tectónicamente y que sobreyacen en discordancia angular las rocas volcánicas del “Arco Chontal”. Las distintas escamas tectónicas son subdivididas por el autor en “Unidad Ecatepec”, “Unidad Huamelula” y “Unidad Astata”. La segunda de éstas es interesante, ya que Carfantan (1986) reporta la presencia de rudistas (*Barretia monolífera*) hacia la cima de la unidad, con lo cual su edad queda ubicada en el Maastrichtiano y su afinidad marina queda confirmada.

Las observaciones de campo realizadas en este proyecto doctoral difieren significativamente de las descripciones de Carfantan (1986). En primer lugar, considero que la relación de contacto entre las rocas metaandesíticas del “Arco Chontal” con el complejo Xolapa es por falla inversa, con los gneises Xolapa en el bloque de techo. Esta cabalgadura es de poca extensión a rumbo, ya que es el resultado de una curvatura

derecha en una falla lateral izquierda, lo que causa una zona de acortamiento local. Por otra parte también se observó la paragénesis metamórfica albíta-epidota±calcita tanto en las rocas volcánicas del “Arco Chontal” como en la secuencia clástica. Por otra parte, y con base en análisis petrográfico, considero que las metagrauvas y los carbonatos recristalizados dominan volumétricamente en la cobertura metasedimentaria, mientras que las cuarzitas son subordinadas. Desde el punto de vista estructural, las rocas metasedimentarias están plegadas en escala decimétrica alrededor de ejes subhorizontales E-W y muestran vergencia hacia el norte sin ningún rasgo estructural penetrativo. En la fracción clástica de la secuencia se observan algunas estructuras sedimentarias primarias que indican que la polaridad estratigráfica de este paquete es hacia el sur (Fig. 3). La columna estratigráfica (Fig. 4) sugiere que este paquete se puede interpretar como una secuencia volcánica cubierta por una transgresión marina. Si las edades reportadas por Carfantán (1986) son correctas, el registro geológico que representan estas rocas corresponde al Cretácico.

Cabe recalcar que esta secuencia volcanosedimentaria es muy similar a aquella que aflora entre los complejos Xolapa y Oaxaqueño al norte de la Falla Chacalapa. Por esta razón, Coney y Campa (1987) consideraron que existía una ‘astilla’ o ‘escama’ del terreno Cuicateco aflorando entre los terrenos Xolapa y Zapoteco. Sin embargo, a pesar de que se buscó activamente documentar una relación tectónica entre el paquete volcanosedimentario y el complejo Oaxaqueño, no se vió indicio alguno. Por otra parte, tampoco se pudo documentar sin ambigüedad la naturaleza sedimentaria discordante de dicho contacto, ya que las condiciones de afloramiento distan de ser adecuadas. A pesar de la falta de datos concretos que apoyen una interpretación inequívoca, me inclino a pensar que la presencia de afloramientos con secuencias volcanoclásticas y clásticas decenas de kilómetros al norte del área de estudio, que sí descansan en aparente discordancia sobre el basamento Oaxaqueño, apoyan una interpretación de autoctonía de la secuencia volcanosedimentaria sobre el Oaxaqueño en el área de estudio. También es notable que existe cierta similitud de esta secuencia volcanosedimentaria con aquella expuesta al norte de Acapulco denominada Formación Chapolapa (de Cserna, 1965) y asignada al Triásico por el mismo autor. La secuencia Chapolapa también exhibe características miloníticas asociadas a la zona de cizalla de Tierra Colorada, lo cual es muy similar a lo que se observa en el lecho del Río Huatulco 500m al norte de Sta. María Huatulco (Hernández Treviño, comunicación personal, 1996).

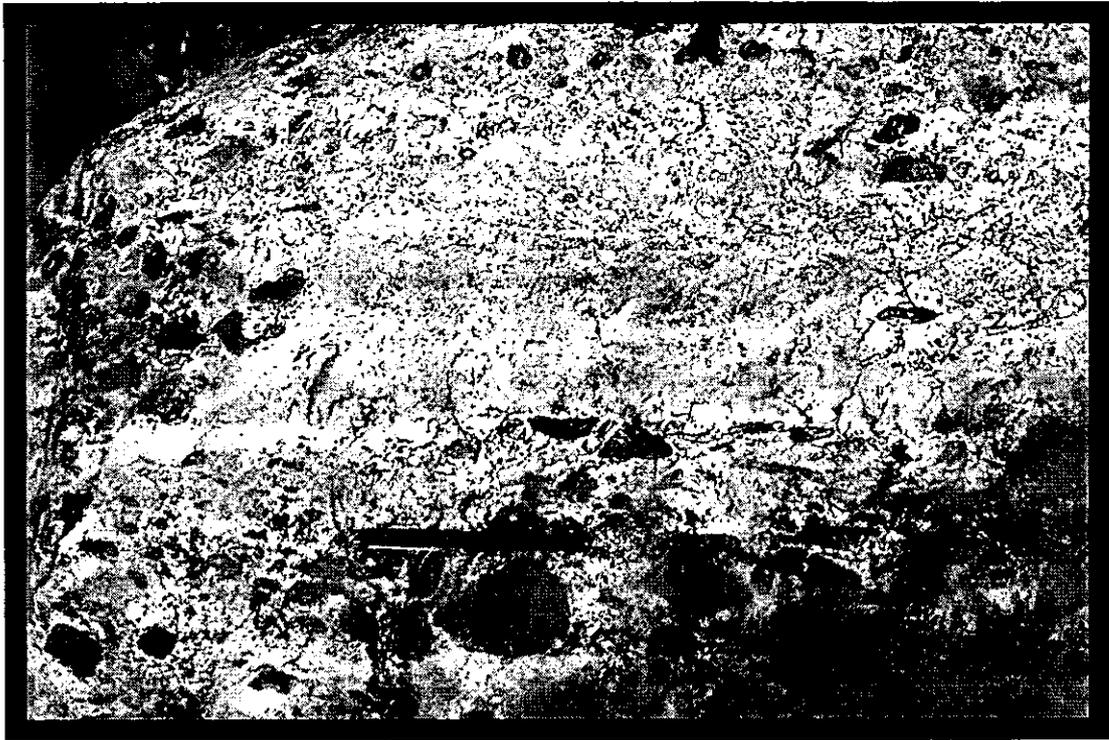


Fig. 3. Fotografía de campo mostrando uno de los indicadores de polaridad estratigráfica encontrados en la secuencia de San Pedro Huamelula. Nótese la estratificación fina en el canal, que se muestra invertido.

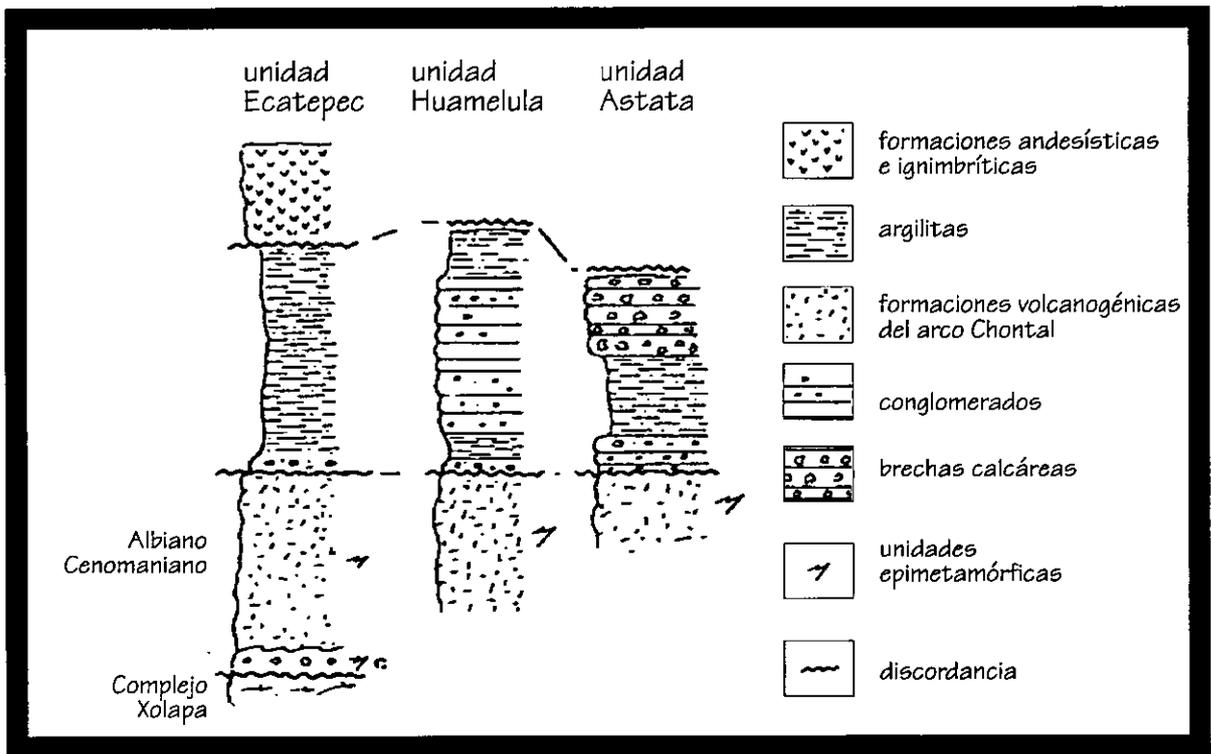


Fig. 4. Columnas estratigráficas del terreno Cuicateco expuestas en el área de estudio (modificadas de Carfantan, 1986).

Marco Tectónico

El terreno Xolapa se encuentra expuesto en una margen continental activa constituida por una zona de subducción donde la placa de Cocos es cabalgada por la placa de Norteamérica (Fig. 2). Al oriente de la zona de estudio, en el Golfo de Tehuantepec, se encuentra ubicada la unión triple entre las placas del Caribe, Cocos y Norteamérica (Fig. 2), aunque cabe mencionar que la unión triple más bien se manifiesta como una zona difusa de subsidencia (Guzmán Speziale et al., 1989). La historia de esta margen continental es compleja, ya que durante el Cenozoico ha sido subducida por tres placas oceánicas diferentes. Durante el Terciario Temprano, y hasta 29 Ma, el sur de México cabalgó sobre la placa de Farallón. Posteriormente, y hasta 12.5 Ma hubo subducción de la placa Guadalupe, formada al fragmentarse la placa Farallón. Desde 12.5 Ma hasta el presente, la placa de Cocos es consumida a lo largo de la trinchera Meso-Americana (Mammerickx y Klitgord 1982).

La cinemática de subducción durante el Cenozoico no ha sido del todo sencilla, ya que existe evidencia de variaciones significantes en el vector de velocidad relativa entre la placa de Norteamérica y las placas que la han subducido en el sur de México (Engebretson et al., 1985) (Fig. 5). Un aspecto del vector de velocidad relativo entre las placas que se ha mantenido más o menos constante durante el Cenozoico es la oblicuidad de la subducción con respecto a la trinchera, la cual ha impartido una cizalla izquierda sobre la margen continental (Morán Zenteno, 1992, Fig. V 1). En márgenes activas con distintos grados de oblicuidad de convergencia entre placas se ha documentado la partición cinemática que ocurre entre componentes de deformación por cizalla simple y cizalla pura a lo largo de la margen continental (Mount y Suppe, 1992; Tikoff y Teysier, 1994).

Un grupo de trabajo de la Universidad alemana de Tübingen en colaboración con otros investigadores ha sugerido que la exhumación del terreno Xolapa se debió al colapso gravitacional de un arco magmático terciario edificado en el borde de Norteamérica, manifestándose este terreno como un complejo de núcleo metamórfico (*metamorphic core complex*) gigante (Robinson et al., 1989; Ratschbacher et al., 1991; Herrmann et al., 1994). Meschede (1994) y Meschede et al. (1997) han propuesto una evolución del régimen de esfuerzos en el tiempo, basándose en datos de dirección de desliz en fallas. Asocian la orientación y forma del elipsoide de esfuerzos al vector de movimiento de la placa de Cocos (y sus antecesores), correlacionando cambios en uno con cambios en el otro, con lo cual sugieren que existe una buena transmisión de esfuerzos a través de la

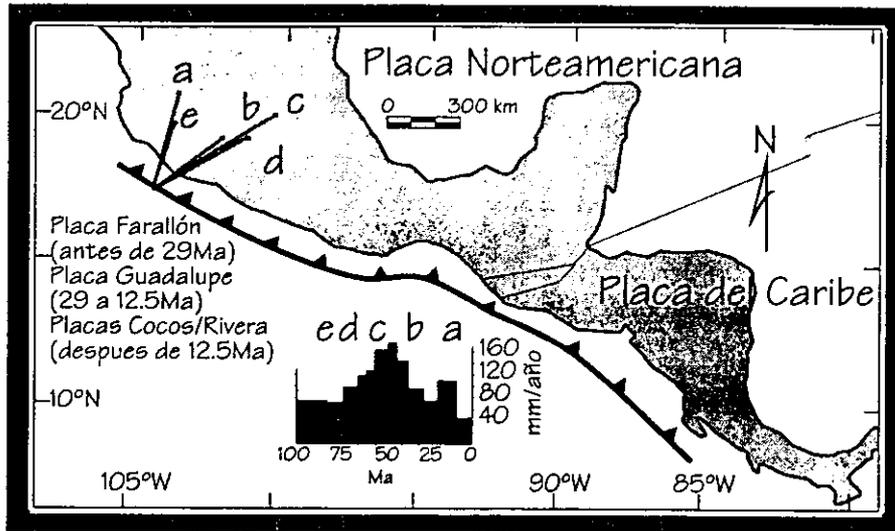


Fig. 5. Mapa con los vectores de movimiento por etapas (azimut y magnitud) del sistema de placas Farallón-Cocos con respecto a Norteamérica, para un punto frente a la margen pacífica del suroeste mexicano (18°N, 104°W). Los vectores b a e fueron calculados con los datos de Engebretson et al. (1985) y con aquellos de Pindell et al. (1988) para el vector a. El recuadro muestra la magnitud de los distintos vectores en función del tiempo. Los intervalos de tiempo para los distintos vectores son los siguientes: a 20 Ma, b 43-37 Ma, c 56-48 Ma, d 66-61 Ma y e 85-74 Ma (modificado de la Fig. 2 de Schaaf et al. 1995).

margen continental. Sin embargo, a pesar de dar una apariencia de rigor cuantitativo, éstos últimos trabajos están basados en una estratigrafía poco controlada, ya que la edad de las rocas estudiadas tiene una incertidumbre considerable. Meschede et al. (1997) citan solo tres ejemplos (páginas 88 y 91) de relaciones de campo que indican la edad relativa de los rasgos medidos, sobre los cuales se fundamenta la tesis de los autores. Por otra parte la estratigrafía de esfuerzos que levantan no es del todo coherente con la geología regional que se ha descrito en la literatura. Por ejemplo, la bien documentada presencia de fosas tectónicas (graben) con máximas extensiones E-W de edad oligocénica con rellenos lacustres y piroclásticos (Martiny et al., 1995, 1996) indican un esfuerzo máximo vertical y un mínimo horizontal y E-W. Para este mismo intervalo de tiempo, Meschede et al. (1997) interpretan un régimen con σ_1 horizontal y orientado NE-SW con σ_3 horizontal lo cual resultaría en fallas laterales.

La complejidad estructural del área de estudio es en gran medida manifestación de la complejidad de la evolución cinemática de la región.

Petrología de las Rocas del Área Estudiada

En la porción expuesta a lo largo de la costa, desde Puerto Ángel hasta Astata, Oaxaca, el terreno Xolapa consiste de rocas foliadas deformadas dúctilmente. Las litologías reconocidas son orto y paragneises, migmatitas, anfibolitas y esquistos, junto con granitoides sintectónicos y granitos postectónicos. Este complejo cristalino, que por su asociaciones mineralógicas indica una facies de anfibolita, es característico de rocas de la corteza media. Las rocas metamórficas y los algunos de los plutones post-metamórficos se encuentran afectadas por zonas de cizalla que han originado milonitas, pseudotaquilas, y cataclasitas. Por su importancia regional y para simplificar la discusión, he tomado al intrusivo Huatulco como punto geográfico central de referencia a partir del cual se ubicará al lector en las descripciones que se presentan a continuación.

Rocas Metamórficas

El paquete metamórfico del terreno Xolapa se caracteriza por una foliación gnéissica bien desarrollada. Al oriente del intrusivo Huatulco, es notable la regularidad de esta foliación, mientras que hacia la parte occidental, es más caótica, manifestándose de esta manera su carácter migmatítico.

margen continental. Sin embargo, a pesar de dar una apariencia de rigor cuantitativo, éstos últimos trabajos están basados en una estratigrafía poco controlada, ya que la edad de las rocas estudiadas tiene una incertidumbre considerable. Meschede et al. (1997) citan solo tres ejemplos (páginas 88 y 91) de relaciones de campo que indican la edad relativa de los rasgos medidos, sobre los cuales se fundamenta la tesis de los autores. Por otra parte la estratigrafía de esfuerzos que levantan no es del todo coherente con la geología regional que se ha descrito en la literatura. Por ejemplo, la bien documentada presencia de fosas tectónicas (graben) con máximas extensiones E-W de edad oligocénica con rellenos lacustres y piroclásticos (Martiny et al., 1995, 1996) indican un esfuerzo máximo vertical y un mínimo horizontal y E-W. Para este mismo intervalo de tiempo, Meschede et al. (1997) interpretan un régimen con σ_1 horizontal y orientado NE-SW con σ_3 horizontal lo cual resultaría en fallas laterales.

La complejidad estructural del área de estudio es en gran medida manifestación de la complejidad de la evolución cinemática de la región.

Petrología de las Rocas del Área Estudiada

En la porción expuesta a lo largo de la costa, desde Puerto Ángel hasta Astata, Oaxaca, el terreno Xolapa consiste de rocas foliadas deformadas dúctilmente. Las litologías reconocidas son orto y paragneises, migmatitas, anfibolitas y esquistos, junto con granitoides sintectónicos y granitos posttectónicos. Este complejo cristalino, que por su asociaciones mineralógicas indica una facies de anfibolita, es característico de rocas de la corteza media. Las rocas metamórficas y los algunos de los plutones post-metamórficos se encuentran afectadas por zonas de cizalla que han originado milonitas, pseudotaquilas, y cataclasitas. Por su importancia regional y para simplificar la discusión, he tomado al intrusivo Huatulco como punto geográfico central de referencia a partir del cual se ubicará al lector en las descripciones que se presentan a continuación.

Rocas Metamórficas

El paquete metamórfico del terreno Xolapa se caracteriza por una foliación gnéissica bien desarrollada. Al oriente del intrusivo Huatulco, es notable la regularidad de esta foliación, mientras que hacia la parte occidental, es más caótica, manifestándose de esta manera su carácter migmatítico.

Las rocas metamórficas en este último sector son predominantemente gneises cuarzo-feldespáticos y pelíticos de biotita \pm granate, con volúmenes menores de anfibolitas y mármoles, que en conjunto han sido intrusionadas por diques aplíticos y cuerpos pegmatíticos félsicos. Estas unidades muestran una distribución sistemática dentro del área de estudio:

En la porción occidental, en la cercanía de Puerto Ángel, Oaxaca, afloran rocas metasedimentarias con escasas bandas de anfibolitas. Intercaladas con esta secuencia se observan franjas con lentes y bandas de rocas graníticas que dan a algunos sectores una apariencia migmatítica. El paquete de metapelitas lo constituyen gneises de biotita y granate, con algunos horizontes de esquistos que quedan definidos por una concentración de micas en ocasiones con fenoblastos de granate. Además se aprecian cuerpos concordantes de mármoles de geometría lenticular a tabular con diópsido, granate (grosularia) y flogopita.

Entre Pochutla y Santa María Huatulco, afloran predominantemente ortogneises, paragneises anfibolíticos y anfibolitas, y son más escasas las rocas de afinidad pelítica. Los ortogneises tienen una mineralogía de cuarzo, plagioclasa y biotita con una foliación definida por cambios en la abundancia de biotita y en los cuales también es discernible una foliación magmática concordante. El mineral accesorio más abundante en estos ortogneises es la esfena, la cual es visible en muestra de mano. Las anfibolitas son las rocas predominantes en la secuencia y están constituidas por un mosaico nematoblástico de hornblenda y plagioclasa de composición intermedia (andesina), con algo de biotita reemplazando al anfíbol y zonas de epidotización intensa. En las porciones con estructura migmatítica, el melanosoma lo constituyen hornblenditas y anfibolitas, mientras que el leucosoma es de tipo cuarzodiorítico y tonalítico, en ocasiones con reliquias de clinopiroxenos en fenoblastos euhedrales poikilíticos (ver también Corona Chávez, 1997). La estructura migmatítica en este tipo de rocas está determinada básicamente por lentes y diques de leucosoma.

Al oriente del intrusivo Huatulco afloran gneises cuarzo-feldespáticos con biotita, junto con cuerpos leucocráticos concordantes y discordantes cuya mineralogía consiste en cuarzo + plagioclasa \pm granate \pm muscovita. Ocasionalmente afloran pequeños cuerpos anfibolíticos y de esquistos intercalados en esta secuencia. En las fracciones esquistosas se observó la presencia de sillimanita (Fig. 6), que ubica el metamorfismo de la secuencia en un régimen de alta temperatura.

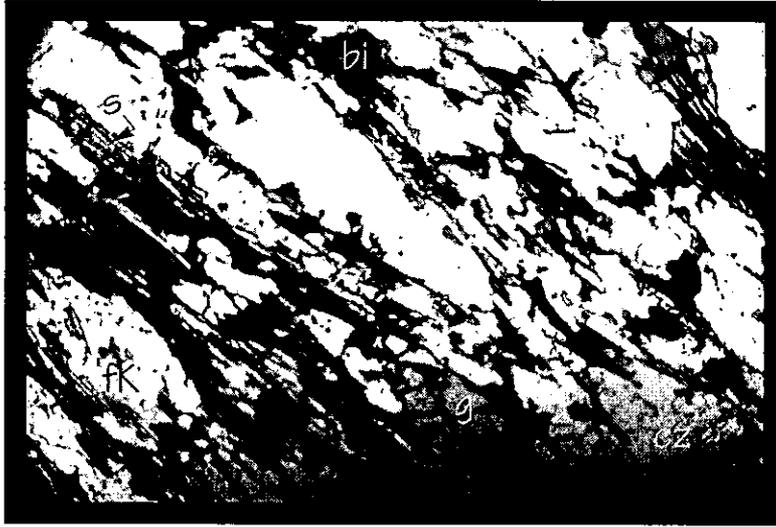


Fig. 6. Cristales de sillimanita en esquistos de biotita-granate-sillimanita. Abreviaciones: *cz* cuarzo, *s* sillimanita, *g* granate y *fK* feldespato potásico (anchura del campo 2mm).

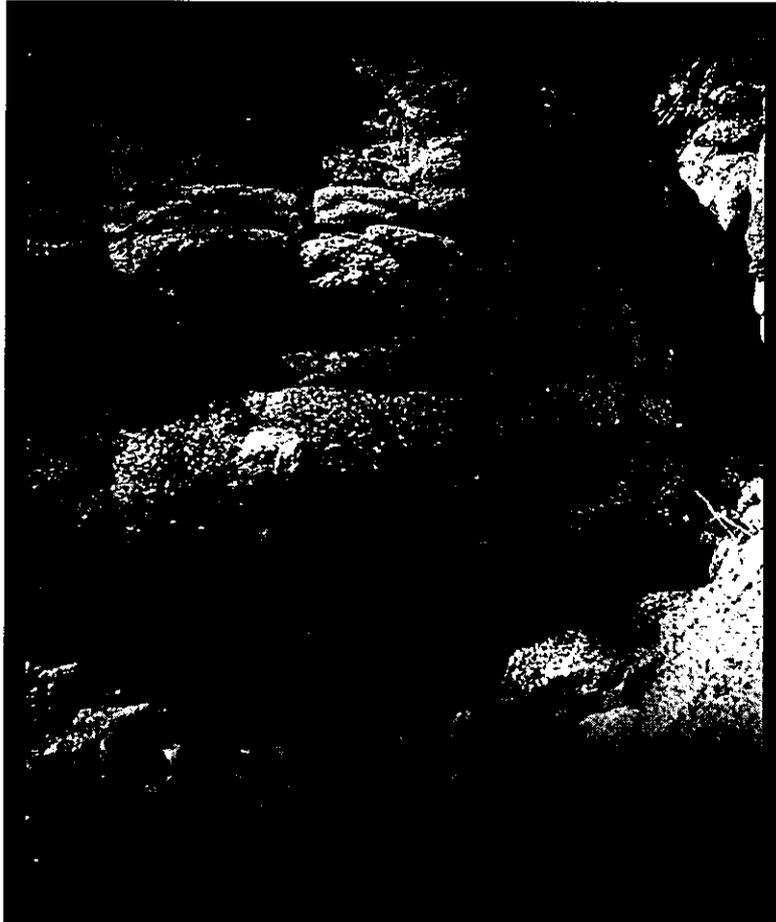


Fig. 7. Xenolitos de gneises del Complejo Xolapa en rocas granodioríticas del tronco de Huatulco. Afloramiento del lecho del río Xuchil, algunos cientos de metros al sur del poblado del mismo nombre.

Rocas Ígneas

En el área de estudio se encontraron diversos cuerpos de rocas ígneas sin deformación regional y metamorfismo que afectó a la secuencia metamórfica. De éstos, el de mayor importancia, por su extensión, es el intrusivo Huatulco que presenta efectos de un evento de milonitización en su límite septentrional.

El intrusivo Huatulco es predominantemente un granito de biotita con intemperismo profundo. Muestra cambios composicionales desde granito hasta granodiorita, aumentando en ocasiones la concentración de biotita y hornblenda. Está intrusionado por diques que varían en composición, desde pegmatitas y aplitas graníticas hasta andesítico-basálticos (diabasas). En algunas zonas es notable la presencia de enclaves máficos redondeados y alargados. Algunas porciones granodioríticas llegan a contener xenolitos angulares de composición granítica.

La mineralogía observada incluye principalmente cuarzo, plagioclasa sódica y microclina aproximadamente en las mismas proporciones. Las texturas micropertíticas son bastante comunes y el mineral máfico principal es la biotita, aunque esporádicamente llega a manifestarse hornblenda hasta en un 10%. Entre los minerales accesorios se identificaron apatita y abundantes zircones en casi todas las muestras colectadas, mientras que la esfena está presente sólo en algunas. La muscovita está prácticamente ausente en el granito; sin embargo, dos de las muestras estudiadas contienen trazas de este mineral en asociación con biotita, siendo posterior a ella. Algunos diques pegmatíticos y aplíticos, además de biotita, contienen muscovita macroscópica.

En las zonas de contacto con las rocas metamórficas, el intrusivo Huatulco muestra un fracturamiento pronunciado. En ocasiones es notable un cierto paralelismo en la orientación de minerales alargados, que define una foliación magmática. La naturaleza intrusiva del contacto con las rocas metamórficas es inequívoca, evidenciado por los fragmentos de rocas metamórficas embebidos dentro de la masa granítica (Fig. 7). La edad del tronco Huatulco ha sido calculada por Solís Pichardo (en prep.) con una línea de regresión de Rb/Sr en roca entera que arrojó una edad de 29 Ma. La misma autora reporta también una edad de Rb/Sr de biotita de 26 Ma. Herrmann et al. (1994) reportan una edad de U/Pb en zircones de 29 ± 1.2 Ma.

Otro cuerpo plutónico de importancia, por sus dimensiones, es el tronco de Ayuta que se encuentra en el extremo oriental de la región cartografiada. Su composición varía de granítica a granodiorítica con biotita. El grado de intemperismo es mucho menor que el

del tronco Huatulco. Mineralógicamente está constituido por cuarzo, plagioclasa sódica y microclina aproximadamente en las mismas proporciones. Las texturas micropertíticas son bastante comunes. Los principales minerales máficos son biotita con cantidades menores de hornblenda. Entre los minerales accesorios se identificaron apatita y abundantes zircones. Biotitas y hornblendas separada a partir de una muestra de este cuerpo intrusivo fueron fechadas por K/Ar arrojando edades de 21.6 ± 0.6 Ma y 23.3 ± 1.2 Ma, respectivamente (Solís Pichardo, en prep.) Un rasgo importante de este plutón es que corta la zona milonítica de la Falla Chacalapa.

Otros cuerpos plutónicos menores son el Tronco de Xadani, constituido por granodioritas de biotita con hornblenda, y el Tronco de Pochutla, formado de granito de biotita con hornblenda. Ambos también presentan en su límite septentrional una zona de cizalla intensa que constituye la continuación a rumbo de la Falla Chacalapa que afecta al intrusivo Huatulco.

El cuerpo intrusivo más oriental dentro del área de estudio es el denominado Juárez. Este plutón es complejo y consiste de múltiples pulsos magmáticos de composiciones variables entre tonalitas de hornblenda hasta granodioritas de biotita. Concentrados minerales de hornblenda tomados de este cuerpo arrojaron una edad de 17.3 ± 0.8 Ma con el método de K/Ar.

Los diques andesítico-basálticos cortan tanto a las rocas metamórficas del Complejo Xolapa, como al intrusivo Huatulco; están constituidos por una matriz de grano fino de plagioclasa con o sin cuarzo. Algunos de estos diques muestran una asociación mineral (calcita + epidota + clorita) típica que indica los efectos de alteración hidrotermal parcial y muy local. Adicionalmente, se pudieron observar algunos diques de espesor entre 50cm y 1m de hornblendita. En un afloramiento sobre el lecho del río 900m al norte del poblado de Sta. María Huatulco se pueden observar unos diques de composición andesítica con hornblenda. Dichos diques claramente cortan la foliación milonítica (Fig. 8) y separados de hornblenda fueron fechados por K/Ar en el marco del presente estudio arrojando una edad de 23.7 ± 1.2 Ma, fijando de esta manera una edad mínima para el desplazamiento en régimen cristal-plástico de la Falla Chacalapa.



Fig. 8. Dique porfídico cuarzodiorítico con hornblenda (arriba) cortando rocas miloníticas de la zona de cizalla Chalcalapa (abajo, con lineación subvertical en la foto) en el lecho del Río Huatulco, 1 km aguas arriba del puente Paso Ancho al norte del poblado de Sta. María Huatulco.

Geología Estructural

La geología estructural del área de estudio es sumamente compleja y las rocas aflorantes exhiben varias fases de metamorfismo y de deformación. Las edades de los distintos eventos tectonotérmicos son aún inciertas en términos absolutos, aunque tanto el presente trabajo como el de Corona Chávez (1997) contribuyen a establecer una cronología relativa de dichos eventos en el área de estudio.

Metodología

El análisis estructural se llevó a cabo tomando en cuenta los lineamientos metodológicos descritos por Turner y Weiss (1963) en lo referente a los aspectos de campo, como lo son la descripción de estructuras y la medición de sus orientaciones. El trabajo de campo también estuvo basado en técnicas descritas por Passchier et al. (1990) para la identificación de estructuras superpuestas en las rocas gnéisicas. El trabajo microestructural siguió la metodología descrita por Turner y Weiss (1963) así como la descrita por Passchier y Trouw (1995).

Para medir la orientación de ejes cristalográficos c de cuarzo se utilizó una platina universal Zeiss modificada por Fischbach (1970). Dicha modificación consistió en eliminar uno de los ejes (NS), dejando tres ejes móviles (EW, normal a la lámina, y la platina del microscopio) logrando con esto mayor precisión, pero pudiéndose medir sólo minerales uniáxicos. Para la determinación de la orientación de ejes ópticos casi normales a la lámina delgada, el procedimiento es igual al descrito por Turner y Weiss (1963) y consiste en alinear el eje óptico con el tubo del microscopio. Sin embargo, la modificación de la platina obliga dos mediciones para ejes que forman ángulos moderados o pequeños con la lámina delgada, ya que la modificación impide que un eje óptico arbitrario sea orientado en posición horizontal y EW. De esta manera es necesario medir el azimut y la inclinación de dos planos que contengan el eje óptico y calcular la línea de intersección de los dos planos, definiendo la orientación del eje óptico (Fig. 9).

Para hacer más eficiente el proceso de medición se elaboró una hoja de cálculo usando Excel v. 4.0 de Microsoft y se escribieron una serie de macros que permiten diversos

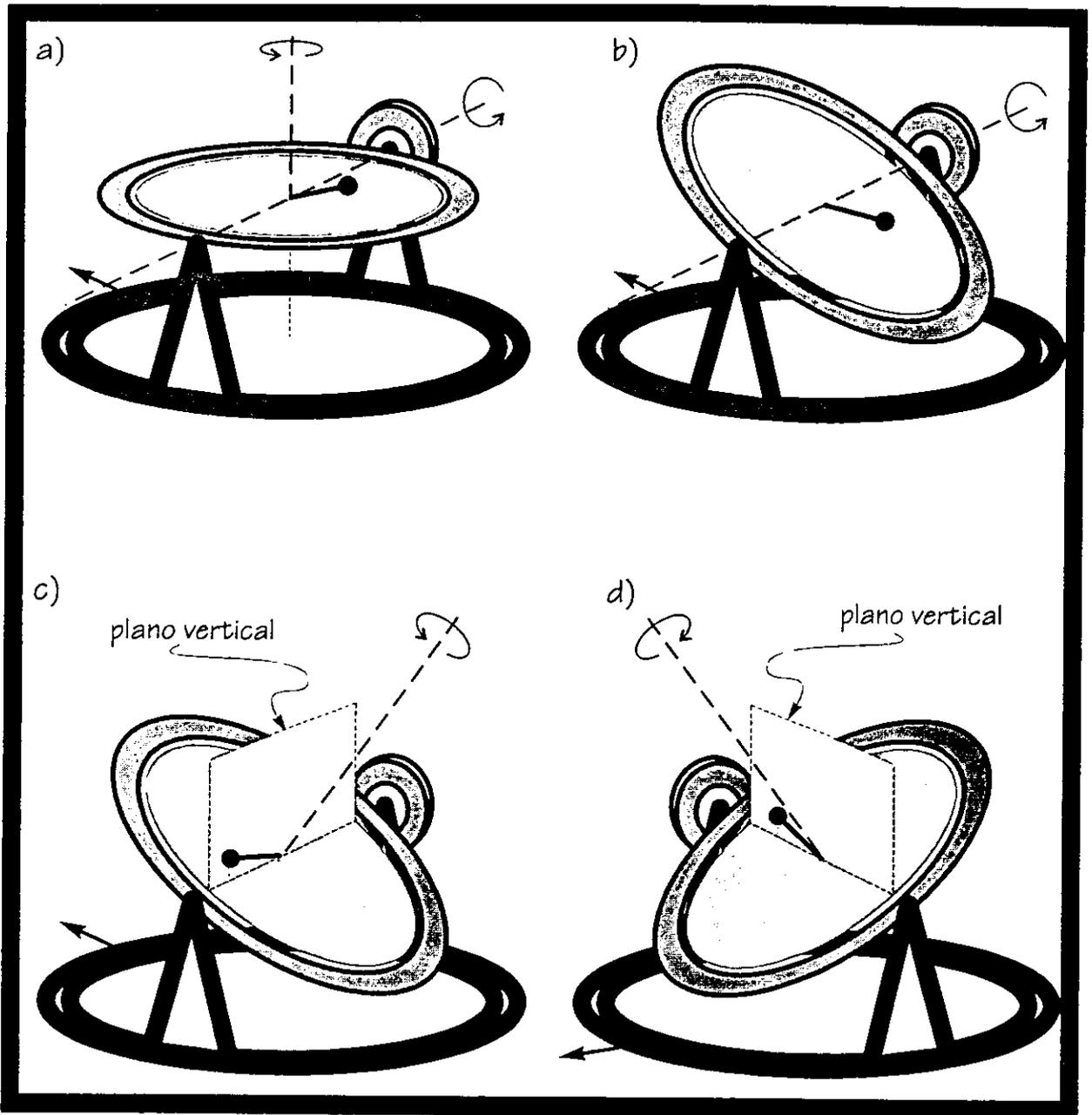


Fig. 9. Ilustración de la geometría de la platina universal modificada por Fischbach (1970). La flecha gruesa apunta en dirección de la mirada del petrógrafo en posición normal frente al microscopio.

a) Los ejes de rotación de la platina modificada.

b) Rotación alrededor del eje EW.

c) y d) La determinación de la orientación de una línea con baja inclinación con respecto a la lámina delgada debe hacerse mediante la medición de la orientación de dos planos que contienen la línea. La intersección de los dos planos define la orientación de la línea deseada.

cálculos con datos de orientación. De esta manera, los datos fueron capturados mientras se medían, pudiéndose realizar los cálculos de reducción de datos y las gráficas de proyección simultáneamente (Tolson y Correa Mora, 1996; Correa Mora y Tolson, 1996). Ya que la proyección equiareal de las mediciones es creada al medirse los datos, es posible determinar cuando se han medido suficientes puntos, haciendo más eficiente la medición y captura de datos. El libro de trabajo Excel que se elaboró durante el presente estudio se encuentra en el dominio público en el servidor de FTP anónimo de la Universidad bajo la dirección

ftp://ftp.unam.mx/pub/ciencia/geología

con lo cual es accesible con cualquier navegador de Internet. Vale la pena recalcar que la hoja de trabajo también se puede utilizar para manipular y visualizar cualquier tipo de dato de orientación y no sólo aquellos referentes a datos de platina universal.

Para las estimaciones del elipsoide de distorsión interna de las rocas deformadas en el régimen dúctil se utilizaron varios métodos previamente descritos en la literatura geológica así como variantes desarrolladas durante el curso del presente estudio. Todos los métodos se aplicaron a muestras orientadas en campo y cortadas a lo largo de tres planos ortogonales: uno paralelo a la foliación, otro perpendicular a éste y paralelo a la lineación y el tercero normal a la lineación. Estos planos fueron fotografiados y para cada uno de estos planos se estimó la elipse de distorsión y las elipses de los tres planos se utilizaron para el cálculo del elipsoide tridimensional según Owens (1981). Siendo que la orientación de las muestras en campo fue registrada, se puede conocer la orientación del elipsoide. Los distintos métodos se aplicaron a distintas rocas, buscándose aplicar cada método tomando en cuenta las premisas en las que se basa y la probabilidad de que dichas premisas se cumplieran en la roca bajo consideración. A continuación se describen en detalle los métodos que se aplicaron en distintos casos.

Desde que Ramsay (1967) describió el método de distancias entre centros de objetos vecinos, se han propuesto una serie de variantes que han buscado eliminar el tedio y el trabajo necesario para su aplicación. Los métodos de distancias entre centros se basan en la idea que la distribución en el espacio de objetos geológicos no es aleatoria, sino antiaglomerada -- un parámetro cuantificable para una población de puntos. Si consideramos, por ejemplo, una caliza oolítica, tenemos que las oolitas tienden a tener un tamaño promedio -- es decir, a estar bien clasificadas. Esto significa que la distancia entre centros de oolitas vecinas será en promedio igual al diámetro medio de las oolitas y, si la

roca no ha sido deformada, esta distancia entre centros sería similar en todas direcciones dentro de la roca. Si aplicáramos una deformación homogénea e isovolumétrica a esta roca, veríamos que ha habido alargamiento en ciertas direcciones y acortamiento en otras. Al hacer una gráfica de distancia entre centros de objetos vecinos contra el ángulo de la línea entre centros, el resultado sería un patrón sinusoidal, cuya amplitud indicaría la magnitud de la deformación, y cuyo ángulo de máxima distancia correspondería a la dirección de máxima extensión. La forma de la elipse de deformación estaría dada por su razón axial R_s por

$$R_s = d_{\max}/d_{\min}$$

donde d_{\max} es la distancia máxima entre centros y d_{\min} la mínima (Fig. 10).

La desventaja de este método radica en el trabajo necesario para una determinación, ya que es difícil computarizar el proceso de selección de vecinos inmediatos. Esto implica que el trazado de líneas entre objetos vecinos tiene que hacerse a mano, de tal manera que cada determinación bidimensional tarda más de una hora si se incluye el tiempo necesario para cortar la muestra y obtener la imagen a partir de la cual se harán las mediciones.

Fry (1979) propuso una variante elegante al método de distancias entre centros preguntándose ¿porqué considerar únicamente los vecinos inmediatos? El método de Fry, como ahora se le conoce, consiste de marcar los centros de los objetos sobre un acetato y numerarlos secuencialmente. En un segundo acetato se hace una marca en el centro y se coloca encima del primer acetato, de tal manera que la marca central esté directamente sobre el punto número 1. Sobre el segundo acetato se marca con pequeños puntos las posiciones de todos los otros puntos. Posteriormente, se desliza el segundo acetato hasta que la marca central se ubique directamente sobre el punto número 2 y se marcan nuevamente la posiciones de los otros puntos. Este proceso se repite para todos los centros numerados, procurando siempre mantener la misma orientación del segundo acetato con respecto al primero. El resultado de este procedimiento es una nube de puntos en el segundo acetato, con un hueco alrededor de la marca central y un anillo de alta densidad de puntos alrededor de este hueco (Fig. 11). El vacío central representa el espacio alrededor de todos los centros, dentro del cual no hay centros de objetos vecinos, y la forma y orientación del anillo de alta densidad de puntos reflejan la forma y orientación de la elipse de distorsión interna.

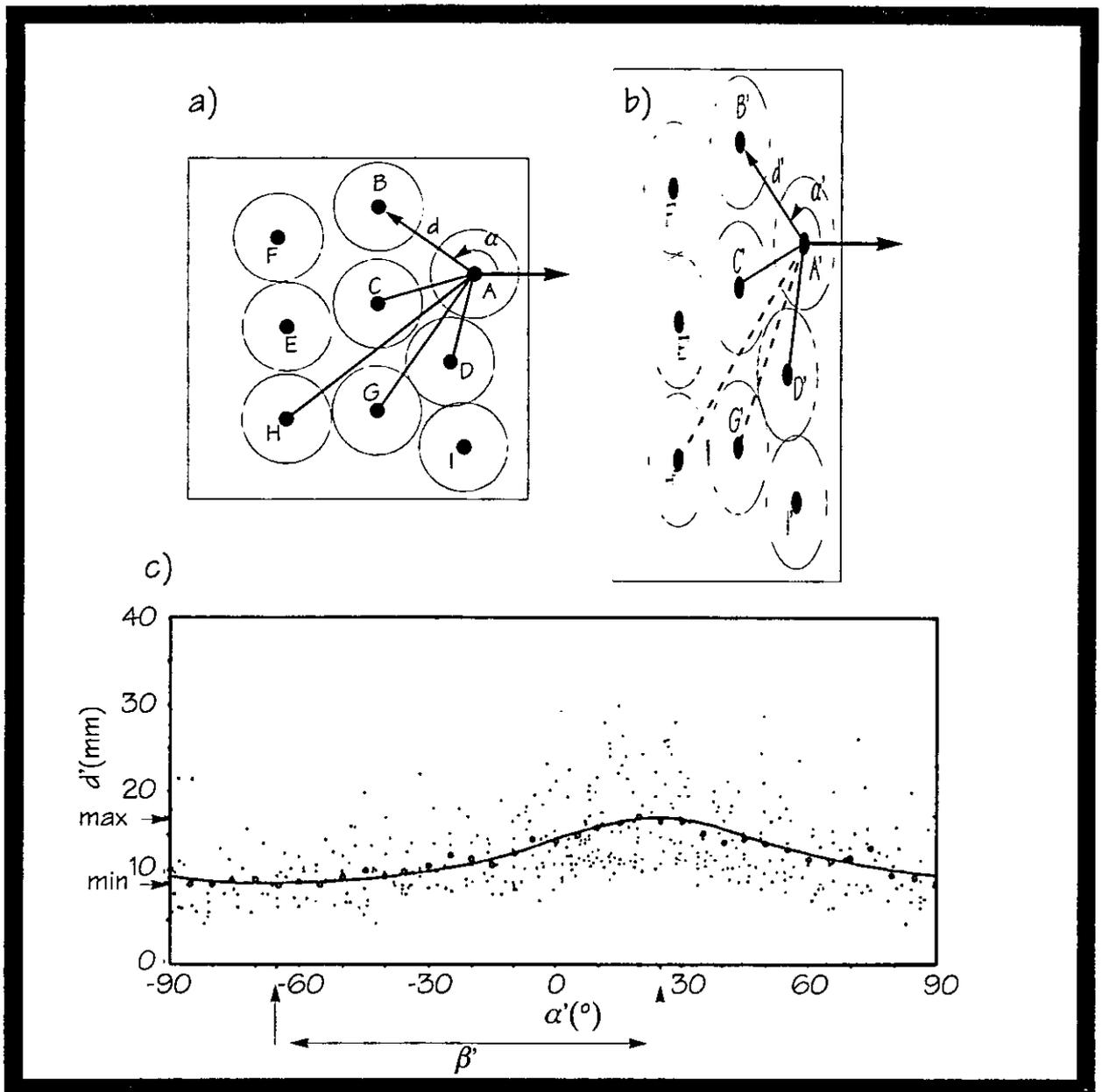


Fig. 10. a) El principio del método de centro a centro se basa en la relación de distancias entre centros de objetos vecinos antes de la deformación, que tiende a ser isotrópica.
 b) La deformación imparte una anisotropía a la población de centros de objetos, lo cual nos permite estimar el grado de distorsión interna. Las líneas A'G' y A'H' no se miden ya que unen centros de objetos no vecinos.
 c) Gráfica de distancia entre centros contra ángulo con datos de la Figura 7.7 de Ramsay y Huber (1983). La curva sinusoidal es obtenida uniendo puntos que representan el promedio aritmético de clases de 10° (representados por círculos). La distancia β' representa el ángulo entre los ejes principales de la elipse de distorsión interna y el cociente d'_{\max}/d'_{\min} la razón axial. La Figura fue modificada de Ramsay y Huber (1983, Fig. 7.18).

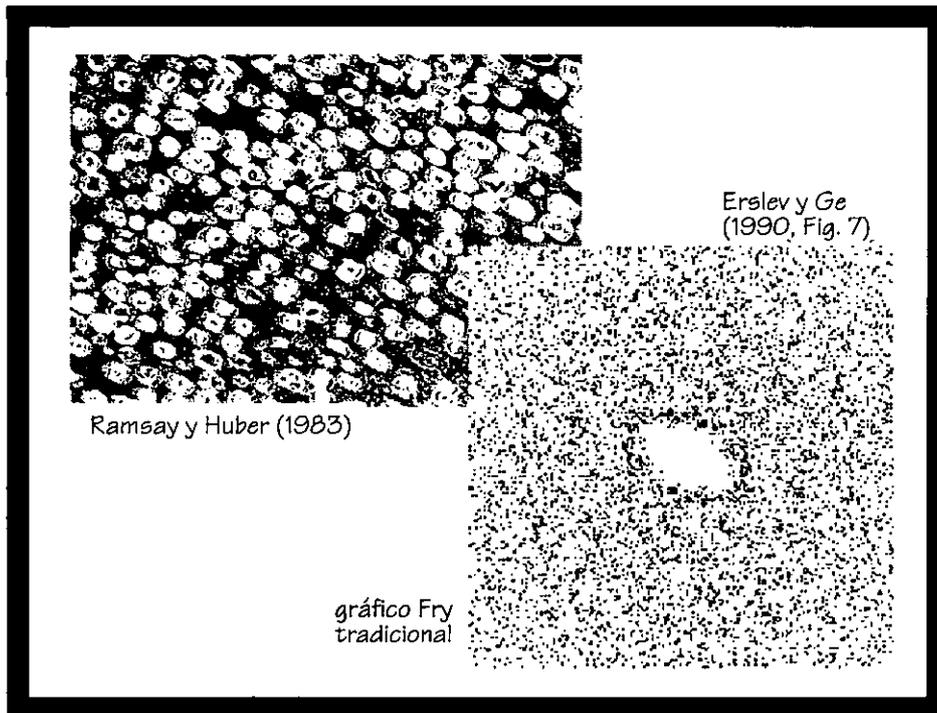


Fig. 11. Fotografía de una sección pulida de una caliza oolítica y el gráfico Fry tradicional derivado de la digitalización de los centros de las oolitas. Nótese la buena definición del hueco central, dado el buen antiaglomeramiento de las oolitas.

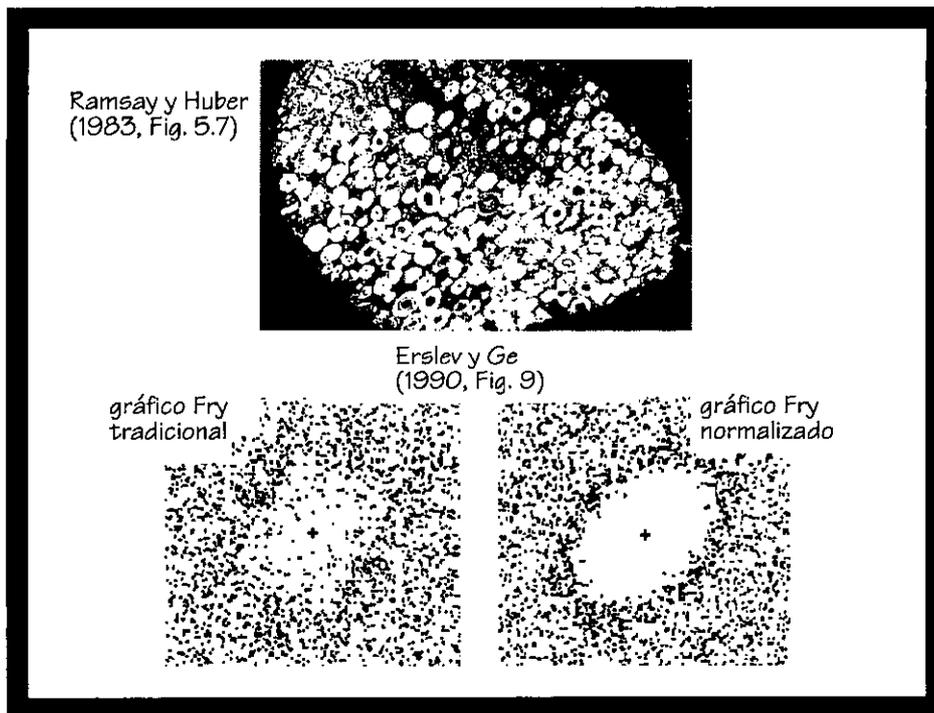


Fig. 12. Fotografía de una sección pulida de una caliza oolítica férrea. Abajo los diagramas de Fry tradicional y normalizado. El bajo grado de antiaglomeramiento resulta en una mala definición del vacío central en el gráfico tradicional, problema que resuelve el método normalizado, con su consecuente costo en tiempo.

Las ventajas del método de Fry con respecto al de distancias entre centros son varias. En primer lugar, el método es relativamente fácil y rápido de implementar, ya sea a mano o automatizado con una computadora. Además, ver el crecimiento de la nube de puntos conforme se repite la iteración de pasos descrita anteriormente, permite determinar el momento en el cual ya no son necesarios más puntos (Ramsay y Huber, 1983). Por otra parte, una desventaja del método es su subjetividad, ya que la aproximación de la forma y la orientación de la elipse es visual. Es difícil estimar el ángulo del eje mayor de la elipse cuando la deformación es de bajo grado ($R_s \leq 1.4$; Tolson, 1995); también es difícil la estimación de la elipse cuando el grado inicial de antiaglomeramiento es bajo (Crespi, 1986; Tolson 1995).

Para tratar de corregir las desventajas del método de Fry, Erslev (1988) propuso una modificación donde buscaba definir más claramente el borde del hueco central de la nube de puntos Fry. Aunque una población de objetos esféricos bien clasificados puede tener un grado de antiaglomeramiento tridimensional elevado (o aún perfecto), el grado de antiaglomeramiento de los centros en un plano de corte a través del cuerpo es considerablemente menor. Esto último ocasiona que el borde de la nube de puntos Fry sea difusa con lo cual es más difícil la estimación de una elipse. Erslev (1988) propuso una normalización de las distancias entre objetos dividiendo la distancia entre dos centros entre el promedio de los radios de los dos objetos. El método cumple el propósito de definir más claramente el vacío central (Fig. 12), pero tiene la desventaja que es necesario digitalizar 5 puntos por objeto, lo cual lo hace más laborioso. La necesidad de digitalizar 5 puntos por objeto radica en que es necesario aproximar la forma y el tamaño del objeto para conocer su radio. También es cierto que el método de Fry normalizado sigue siendo subjetivo al momento de la estimación de la elipse.

En el curso del presente estudio se desarrolló un método basado en el método de Fry, que busca resolver la subjetividad en la estimación de la elipse. Ya que la estimación visual de la elipse en un diagrama de Fry consiste en definir una zona de alta densidad de puntos con una elipse, se consideró apropiado cuantificar la densidad de puntos de la nube Fry y usar los valores de densidad calculados para definir cuantitativamente la forma del anillo central de alta densidad.

Para cuantificar la densidad de una población de puntos es útil examinar los métodos desarrollados en otros ámbitos de la geología estructural, como por ejemplo los métodos de Schmidt (1925), Kamb (1959) y Robin y Jowett (1989). Estos autores han descrito métodos para cuantificar la densidad de poblaciones de puntos en planos de proyección o

en esferas, donde los puntos representan datos de orientación. La distribución de densidades es representada de manera gráfica con isolíneas de densidad de puntos en proyecciones equiareales y se utiliza para visualizar tendencias estructurales y/o paleomagnéticas.

El método de Schmidt (1925) consiste en crear una malla regular que abarca por completo el círculo de proyección. Posteriormente se centra sobre cada nodo de la malla un círculo cuya área equivale a 1% del área del círculo de proyección y se cuenta el número de puntos de la distribución que cae dentro del círculo de conteo. A cada nodo de la malla le es asignado un valor de densidad expresado como porcentaje y equivalente al número de puntos en el círculo dividido entre el número total de puntos en la población. Una vez que se haya realizado el conteo en todos los nodos de la malla, se pueden conformar líneas de igual densidad para resaltar los patrones de orientación. El método de conteo de Kamb (1959) es igual al de Schmidt pero se modifica el radio del círculo de conteo en función inversa del número de puntos en la población, con lo cual consigue ponderar los efectos del tamaño de la población. Mientras que algunos autores (por ejemplo Watson, 1966) han discutido los méritos del método, algunos autores han criticado su falta de fundamentos estadísticos (Dudley et al., 1975).

En los métodos que emplean un círculo de conteo, los puntos que están fuera del círculo de conteo contribuyen un valor de cero a la densidad de un nodo y los puntos dentro del círculo contribuyen un valor de uno a la densidad del nodo. Robin y Jowett (1989) llevaron el análisis estadístico de Kamb (1959) un paso más adelante y propusieron una función continua que asignara valores fraccionarios entre 0 y 1 en función de su distancia del nodo. Para tal efecto Robin y Jowett (1989) usaron una función Gaussiana de tipo

$$W(\alpha) = \exp\left\{\frac{-\cos(\alpha)^2}{k}\right\} \quad (1)$$

donde W es la contribución a la densidad, α es la distancia angular entre el punto y el nodo de conteo, y k es un parámetro que varía la forma de la campana y que es equivalente a cambiar el radio del círculo de conteo.

Para fines de cuantificación de densidad de la nube de puntos Fry, se utilizó una variante del método de Robin y Jowett (1989), que se puede expresar mediante

$$W(d) = \exp\left\{\frac{-d^2}{k}\right\} . \quad (2)$$

En este caso d es la distancia entre un punto y el nodo de conteo, y las otras variables tienen el mismo significado que en la Ecuación (1). Dependiendo del valor de k , la curva

$W(d)$ puede tener una apariencia más o menos espigada (Fig. 13). Por esta razón es conveniente que k sea una función inversa de ρ que representa la densidad promedio de la nube de puntos Fry, o sea:

$$k = \rho^{-1}. \quad (3)$$

Con esto se logra modificar la resolución espacial de la función de densidad dependiendo de las distancias promedio entre puntos, que son a su vez funciones inversas de ρ . Modificar la resolución espacial de la función de densidad permite que la distribución de densidad de una nube de puntos sea independiente de la escala que se use para su medición.

Una vez cuantificada la distribución de densidad de la nube de puntos Fry, se puede tratar de determinar la elipse definida por el anillo de alta densidad alrededor del centro de la nube. Esto se puede lograr examinando los valores de densidad de la nube a lo largo de líneas trazadas desde el centro de la nube hacia afuera, marcando el punto donde la densidad excede la densidad promedio de la nube. Si esto se hace a lo largo de una serie de líneas con una distancia angular de 5° se obtienen 72 puntos alrededor del vacío central que definen la forma del anillo de alta densidad de puntos. Es posible estimar la elipse que más se aproxime a estos 72 puntos usando varios métodos. Erslev (1988) y Erslev y Ge (1990) describieron (con algunas omisiones) un método basado en mínimos cuadrados, cuyos requisitos computacionales excedían los recursos disponibles durante el presente estudio. Por esta razón se desarrolló un método de ajuste de una elipse a una población de puntos derivado del análisis de datos de orientación por valores y vectores característicos del tensor de orientación (véase el Anexo 1).

Para efecto de probar el método propuesto, se escribió un programa para PC que implementa el algoritmo por medio de una interfaz de usuario gráfica con ayuda en línea. Tanto el método como el programa de cómputo que lo implementa son denominados NewFry; este programa también se encuentra en el dominio público en el servidor de FTP anónimo de la Universidad bajo la dirección

<ftp://ftp.unam.mx/pub/ciencia/geología>.

La estructura del programa NewFry es descrita en forma detallada en el Anexo 2. Sin embargo aquí se indican algunas generalidades que permiten evaluar el método. La captura de datos se hace a partir de un acetato pegado a la pantalla del monitor y por

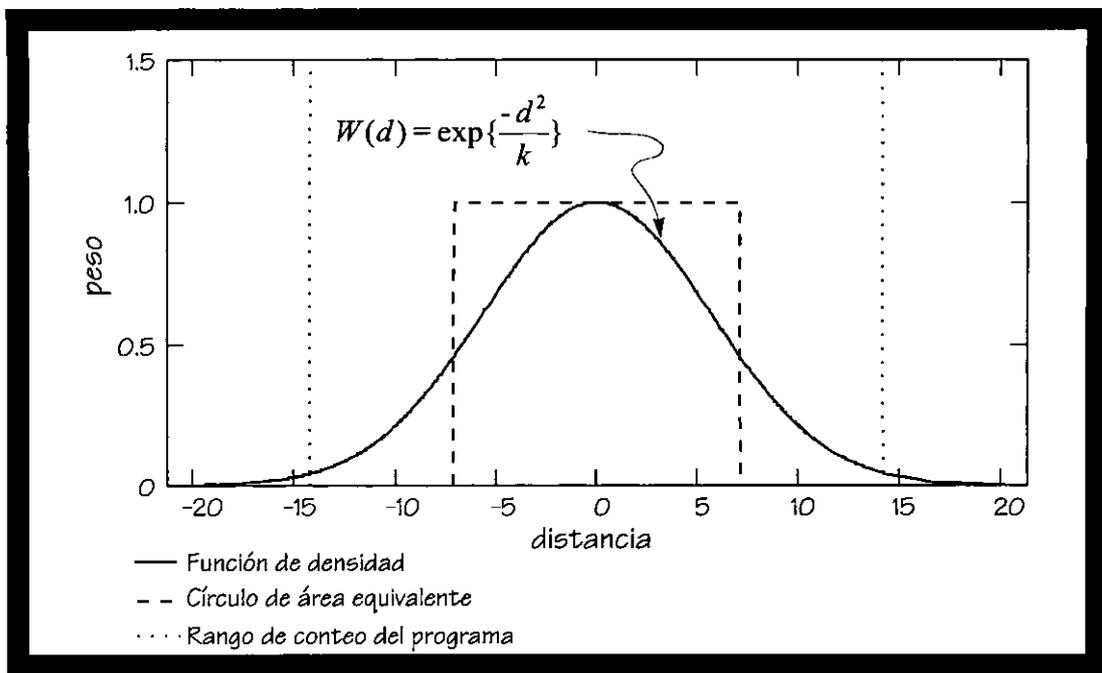


Fig. 13. Gráfica de la función de ponderación gaussiana. También se muestra el radio de un círculo de área equivalente al área bajo la curva de campana. El rango de conteo del programa representa el radio del círculo que considera el programa durante el conteo (ver el Anexo 2).

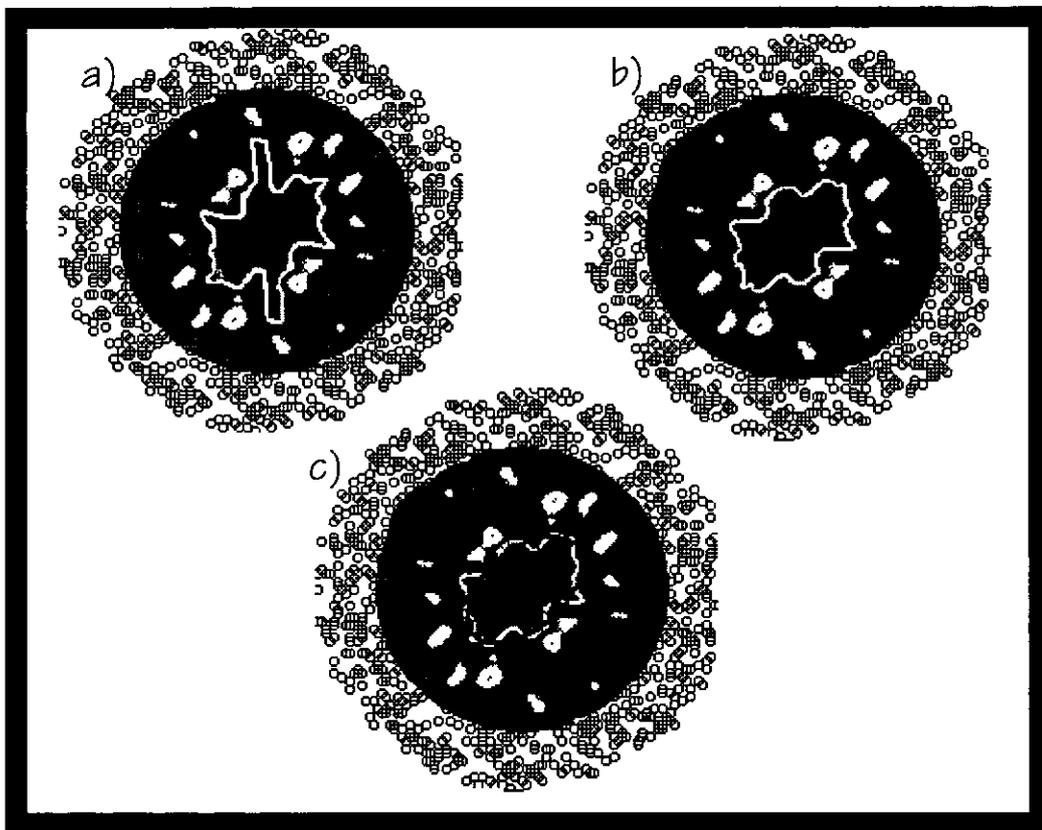


Fig. 14. Ejemplos de la salida gráfica del programa NewFry con la visualización de la densidad de puntos Fry. Los incisos a), b) y c) muestran, respectivamente, el primer contorno de baja densidad calculado, el resultado de un primer suavizado y la elipse calculada finalmente. Los datos fueron tomados de la Fig. 5.7 de Ramsay y Huber (1983).

medio del ratón o teclado, o bien es posible leer archivos ASCII con datos digitalizados con una tableta digitalizadora. El programa permite realizar el análisis Fry tradicional y también incluye el método de evaluación de la elipse estimada propuesto por De Paor (1989). Al aplicar el método NewFry, el programa realiza la determinación de densidad, la aproximación del anillo de alta densidad y la determinación de la elipse (Fig. 14). El programa también permite el cálculo de la distribución de densidad y la estimación manual de la elipse por el usuario basándose en el mapa de densidad.

La evaluación de un método de estimación de distorsión dúctil en rocas no es trivial, ya que el material no se presta para ser medido antes y después de una deformación experimental controlada. Sin embargo, en este caso es posible generar poblaciones de objetos con características matemáticas similares a aquellas que asumimos para el análisis de distorsión (ver Anexo 3). Es posible someter a estas poblaciones matemáticamente ideales a deformaciones con distintos tensores de deformación cuyas elipses son conocidas y posteriormente estimar la elipse de distorsión. Comparando la elipse teórica con aquella estimada usando el método, se puede determinar la confiabilidad del método.

La Figura 15 ilustra los resultados de este tipo de análisis aplicado al método NewFry. Se presentan dos pares de gráficas: un par agrupa los datos con base en cizalla pura vs. simple impuesta a los datos sintéticos (Fig. 15 a y b), mientras que el segundo par agrupa los datos con base en su grado de antiaglomeramiento antes de la deformación (Fig. 15 c y d). Se deformaron los datos tanto con cizalla pura como con cizalla simple no por que el método pueda distinguir entre ellas, sino porque se consideró necesario evaluar algún posible sesgo en la determinación del ángulo, ya que el programa usa coordenadas de pantalla para los cálculos, las cuales no necesariamente son equidimensionales en dirección vertical que en el dirección horizontal. Las coordenadas de pantalla también son dependientes del sistema de cómputo, de tal manera que es necesario calcular la disparidad entre las direcciones en cada sistema antes de cualquier estimación de distorsión.

La Fig. 15a) grafica el error en la orientación del eje máximo de la elipse contra la razón axial (R_x) de la elipse de deformación impuesta. De la gráfica se desprende claramente que el error disminuye conforme aumenta el grado de distorsión desde 32° con $R_x = 1.1$ a 8° con una $R_x = 2.5$. También se puede ver en la gráfica que no hay sesgo angular ya que el error angular no muestra diferencia entre muestras deformadas en cizallas pura y simple. La Fig. 15 b) grafica las razones axiales estimadas usando el programa contra razones axiales obtenidas a partir de la matriz de deformación impuesta a las poblaciones

sintéticas. Si el programa hiciera estimaciones perfectas, los puntos debieran caer sobre la recta con pendiente = 1 que pasa por el origen. Sin embargo, los puntos caen a ambos lados de la recta formando una especie de abanico que se abre en dirección de mayor grado de distorsión. Conforme aumenta el grado de distorsión interna, el abanico que representa el rango de valores estimados tiende hacia valores más bajos de distorsión calculados por el programa. Esto significa que el programa tiende a subestimar la distorsión conforme ésta aumenta. Las Figuras 15(c) y (d) son iguales que (a) y (b) pero agrupadas por grado de antiaglomeramiento antes de la deformación. El grado de antiaglomeramiento de las poblaciones sintéticas fue parametrizado usando distancias de corte, que pueden asumir valores entre 0 y $1.075\rho^{-1/2}$ (para una discusión más detallada al respecto véase el Anexo 3 y Crespi, 1986). Se utilizaron valores de $0.6\rho^{-1/2}$ y de $0.8\rho^{-1/2}$ para las distancias de corte, ya que éstos se aproximan a valores calculados de muestras de roca naturales (Crespi, 1986). Los incisos (c) y (d) de la Fig. 15 indican que el método es igualmente robusto en este rango de antiaglomeramiento.

El método NewFry también fue probado con muestras de rocas naturales citadas en la literatura. Las Figuras 5.7 y 7.7 de Ramsay y Huber (1983) así como la Fig. 1 de De Paor (1989) y las Figuras 3 y 4 de Hanna y Fry (1979) fueron digitalizadas con el programa y se utilizó el programa para estimar la distorsión interna. En todos los casos el programa arrojó valores de orientación del eje de máxima extensión con desviación de $\pm 5^\circ$ del valor citado en las publicaciones y razones axiales con desviaciones de ± 0.1 .

Cabe recalcar que la cuantificación de la densidad y su representación gráfica no sólo permite el cálculo automatizado de la distorsión, sino que también facilita el ajuste de una elipse manualmente, ya que reduce la subjetividad de dicho ajuste al resaltar los cambios de densidad de la población de puntos.

Como se mencionó previamente, el método NewFry es confiable para determinaciones de distorsión donde $R_S < 3$ (Tolson, 1995). Ya que la zona de estudio incluye una franja milonítica, fue necesario elegir un método de estimación de distorsión indicado para tales rocas. Para este fin se eligió la técnica de retrodeformación de imágenes digitalizadas por barrido descrito por Weger (1996).

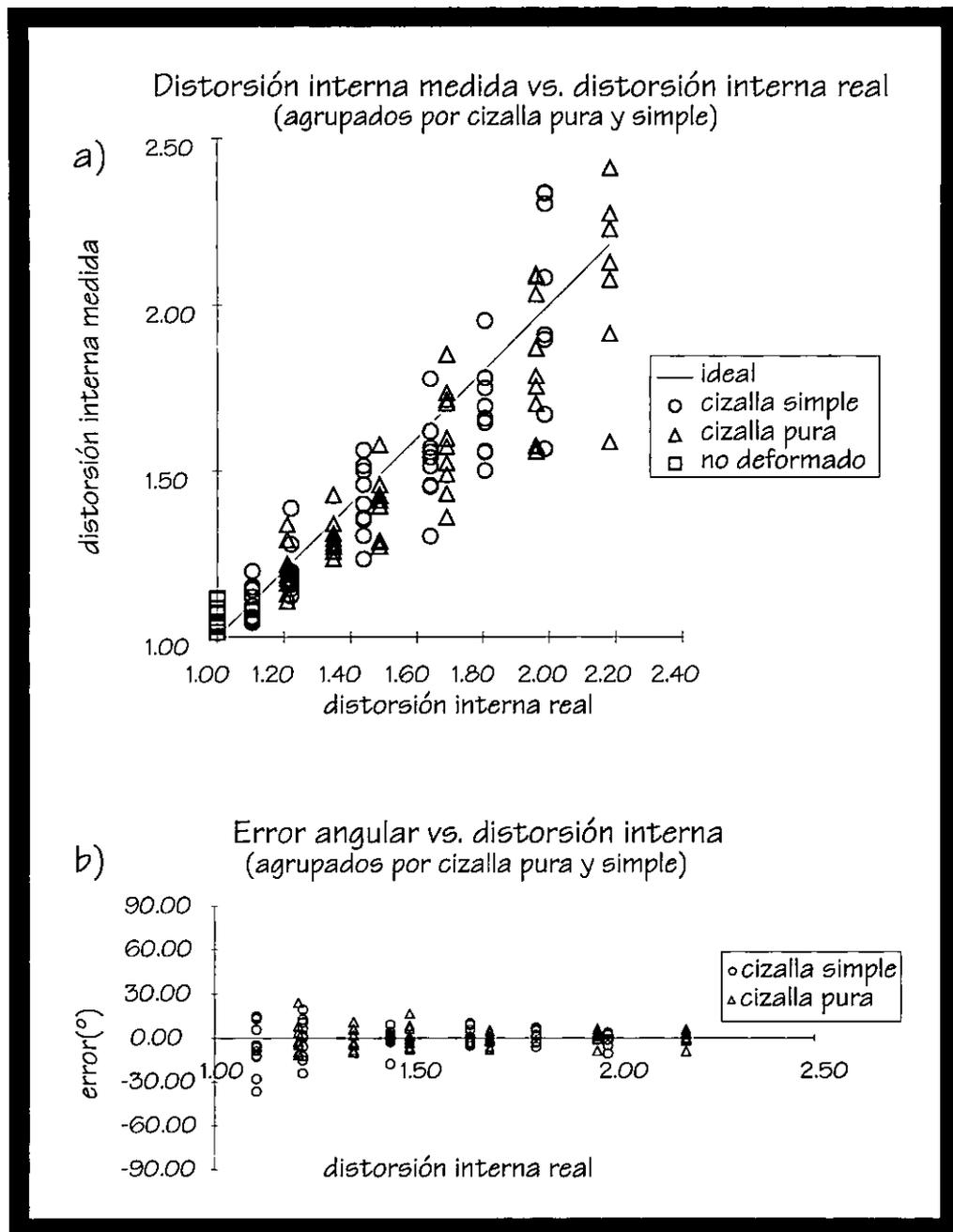


Fig. 15. a) Gráfica que muestra los errores de la estimación de la razón axial con el método NewFry. Nótese que disminuye la precisión conforme aumenta el grado de distorsión.
 b) Desviación angular entre la orientación real de la elipse de distorsión y la determinada por el programa.
 En ambas gráficas los puntos están agrupados por tipo de cizalla impuesta.

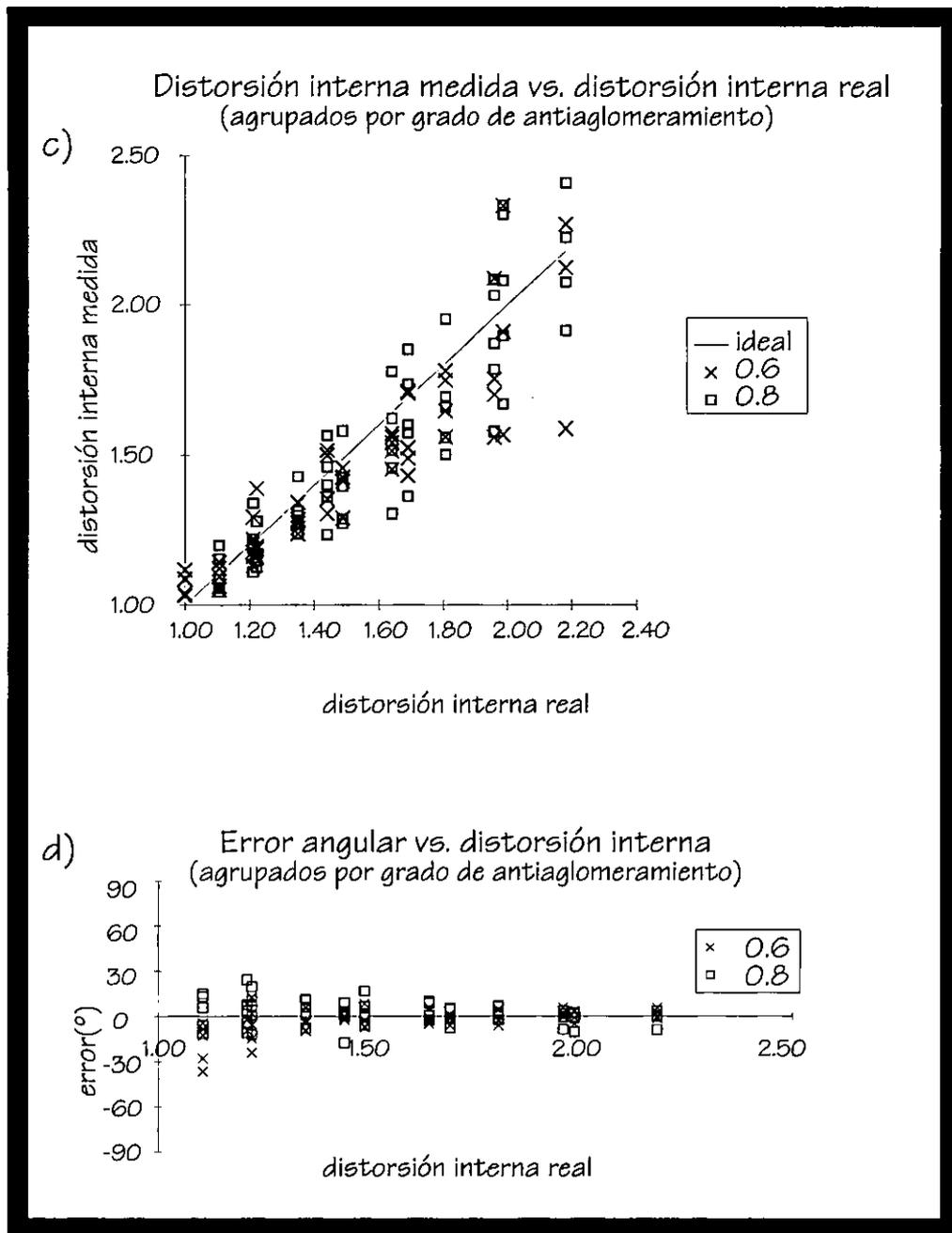


Fig. 15. c) Gráfica que muestra los errores de la estimación de la razón axial con el método NewFry. Nótese que disminuye la precisión conforme aumenta el grado de distorsión.
 d) Desviación angular entre la orientación real de la elipse de distorsión y la determinada por el programa.
 En ambas gráficas los puntos están agrupados por grado de antiaglomeramiento.

Este método, elegante por su sencillez, consiste de fotografiar la roca deformada, asegurándose de incluir un objeto circular en el campo de la imagen. Posteriormente, la fotografía es digitalizada con una digitalizadora de barrido (*scanner*), asegurándose de que la lineación quede vertical u horizontal y la imagen digital obtenida es cargada a un software para el manejo de mapas de bits comercial (como CorelDraw! v. 4 por ejemplo). Con las herramientas del software gráfico, se procede a acortar la imagen en sentido paralelo a la dirección de máxima extensión de la muestra (indicada por la lineación mineral) hasta que los dominios monominerálicos de la roca pierdan su alineación preferencial y la roca adquiera su apariencia inicial. De esta manera, a la roca se le habrá aplicado la deformación inversa, con lo que el objeto circular en la imagen ha adquirido la forma de la elipse de distorsión interna, y estará orientada a 90° de la misma. La forma puede ser calculada por la razón axial del objeto circular con las coordenadas de pantalla del mismo software, y la orientación del eje máximo es paralela a la máxima extensión.

La ventaja del método de retrodeformación de imágenes radica en su rapidísima aplicación, cuando se compara con otros métodos convencionales como R_f/ϕ o promedios geométricos (Ramsay y Huber, 1983). Por otra parte, el método se puede aplicar a rocas con grados muy altos de distorsión interna, fuera de los rangos de aplicación de los otros métodos descritos en la literatura hasta el momento.

Por otra parte, la mera subjetividad del método y la posibilidad de destrucción de dominios monocristalinos con el alto grado de deformación, han propiciado que el proponente del método realice una gama de comparaciones de su método con métodos más reconocidos en la literatura como R_f/ϕ , Fry y Fry normalizado (Weger, 1996). Los resultados de dichas pruebas del método quedan fuera de los objetivos del presente trabajo, pero basta señalar que fueron positivos.

Estructuras Regionales

La estructura regional de mayor importancia en el área de estudio es la Falla Chacalapa (Ortega Gutiérrez y Corona-Esquivel 1986) con rumbo general E-W que yuxtapone las rocas del terreno Oaxaca y las del terreno Xolapa. Esta discontinuidad tectónica se extiende más de 50 km a rumbo. Tiene características de deformación en el régimen dúctil, con desarrollo de milonitas con texturas de recristalización dinámica en estado sólido, y de deformación en el régimen quebradizo con desarrollo de pseudotaquilitas, cataclasitas y salvandas. La zona de cizalla es continua a rumbo desde el occidente del poblado de Chacalapa (Lazos Ramírez y Rodríguez Rivera, 1995) hasta San Miguel

Chongo, pero en las cercanías del poblado de Xuchil, adquiere un carácter trenzado o anastomosado, bifurcándose alrededor de bloques de los complejos Oaxaqueño y Xolapa no milonitizados (Fig. 16). El espesor de las zonas miloníticas varía desde cientos de metros donde se encuentra trenzada, hasta ~2 km en las cercanías del pueblo de Santa María Huatulco. Esta zona milonítica es posterior a una serie de zonas de cizalla con espesores de decenas de metros y extensiones de 1 a 2 km con texturas de carácter netamente dúctil; la traza en planta de estas estructuras es más compleja que la de la Falla Chacalapa, ya que sus inclinaciones son moderadas a bajas.

Por otra parte existen también una serie de fallas con desplazamiento oblicuo lateral-normal evidentes tanto en imágenes de satélite, como en fotografías aéreas, como en el campo. Algunas de estas fallas son activas y serán descritas con más detalle en el inciso sobre neotectónica.

Estructuras Mesoscópicas

El área estudiada se puede subdividir en cuatro dominios estructurales: el dominio del terreno Oaxaca hacia el norte, el dominio del terreno Xolapa hacia el sur, la Falla Chacalapa que forma el contacto entre ambos y finalmente las rocas de bajo grado metamórfico del “Arco Chontal” de Carfantan (1983) en la porción nororiental de la zona de estudio (Fig. 17). Los dominios Oaxaca y Xolapa se caracterizan principalmente por estructuras planares, en particular la presencia de foliación gnéissica penetrativa en escala de centímetros, definida por alternancias de minerales claros y oscuros. En las rocas del Complejo Xolapa esta foliación fue afectada por una deformación tarde-migmatítica que se manifiesta en zonas miloníticas de espesor decamétrico. El dominio milonítico de la Falla Chacalapa, en cambio, ha desarrollado una fuerte lineación, L, de extensión mineral mientras que la foliación puede ser débil o más comúnmente ausente. Las estructuras miloníticas, que afectaron a las rocas del Tronco Huatulco, truncadas por diques andesíticos y granodioríticos pequeños posteriores a la milonitización. Hornblendas separadas de estos diques fueron fechadas por el método K/Ar en el curso del presente estudio y arrojaron una fecha de 23.7 ± 1.2 Ma. Asimismo, sobrepuestas a la zona milonítica, se encuentran fallas de régimen quebradizo, tanto normales como laterales izquierdas.

La zona milonítica había sido previamente descrita en su segmento oriental por Ortega-Gutiérrez y Corona Esquivel (1986) y cartografiada por Ortega y colaboradores (1990)

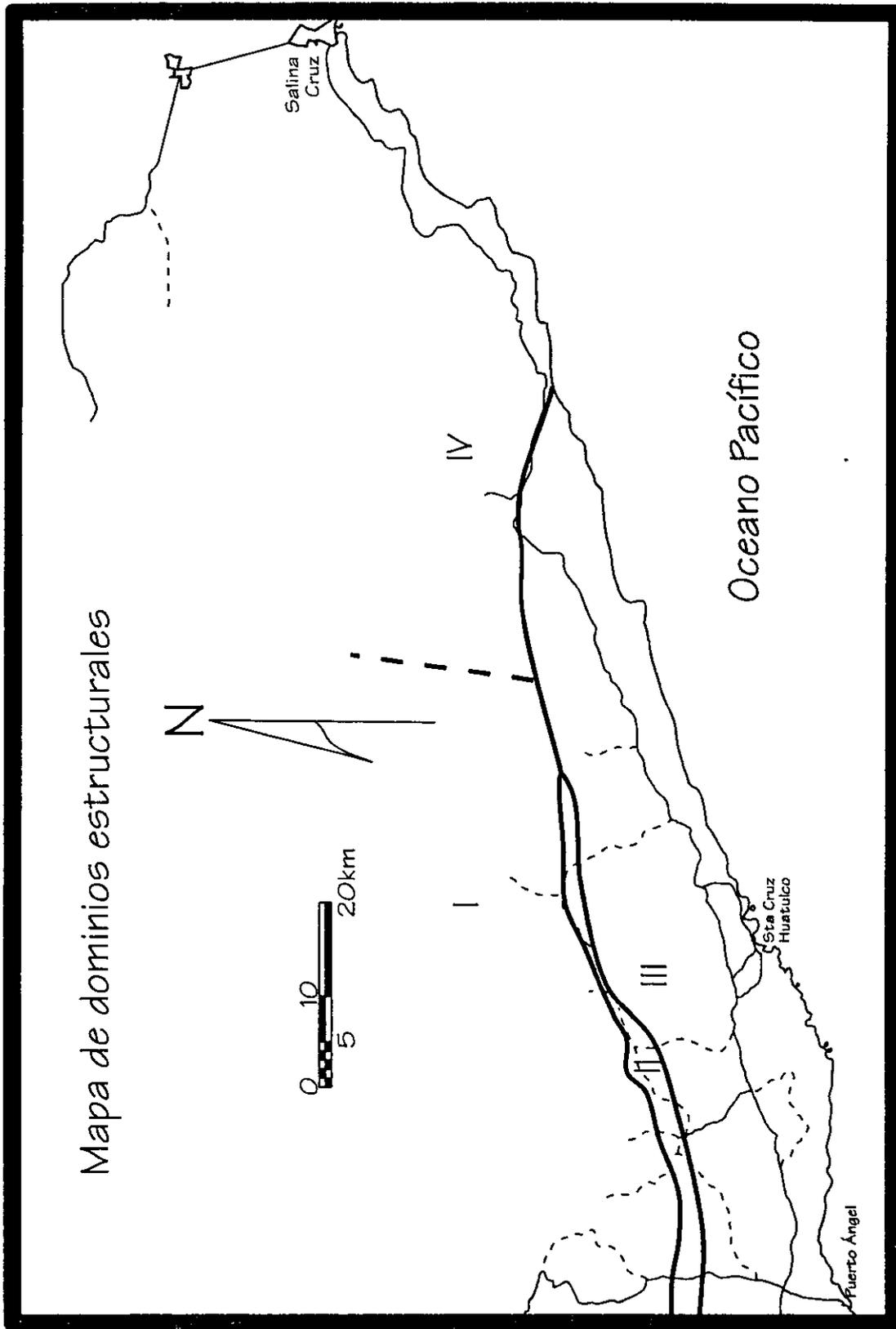


Fig. 17. Mapa con los límites entre los dominios estructurales definidos en el presente estudio. El dominio I corresponde al terreno Zapoteco y consiste principalmente de gneises granulíticos del Complejo Oaxaqueño. El dominio II lo constituyen milonitas fuertemente lineadas de la zona de cizalla Chacalapa. El dominio III consiste de gneises localmente migmatíticos del Complejo Xolapa e intrusivos oligocénicos. El dominio IV corresponde al terreno Cuicateco y consiste de una secuencia supracortical fuertemente plegada.

en el sector Puerto Escondido, Puerto Ángel. Regionalmente la traza de la falla presenta una curvatura aproximadamente paralela a la costa (Fig. 2) que varía en su rumbo de WNW a ENE. Existe también una tesis de licenciatura en la cual se describe con mucho detalle cartográfico y microscópico la zona milonítica, donde se documenta también el carácter trenzado de la zona de deformación (Lazos Ramírez y Rodríguez Rivera, 1995).

La proyección equiareal de polos de foliación del dominio Xolapa muestra una guirnalda de círculo mayor orientada verticalmente norte-sur, lo cual indica que la foliación ha sido plegada alrededor de un eje horizontal este-oeste (Fig. 18). Existe una ligera asimetría en la distribución de los planos, lo que sugiere una vergencia hacia el norte. Esta vergencia es acorde a la observación de cuerpos miloníticos tabulares de extensión limitada (cientos de metros a rumbo) orientadas más o menos E-W ($075-095^\circ$), con inclinaciones moderadas ($20-75^\circ$) al sur y con indicadores cinemáticos de sobrecorrimiento hacia el norte.

La proyección de polos de foliación del dominio Oaxaqueño muestra que la foliación tiene una orientación preferencial con rumbo E-W e inclinación moderada a fuerte al sur (Fig. 18). Los polos de planos de estratificación de las rocas de la cobertura del Oaxaqueño son subparalelos a los de la foliación gnéisica.

La red equiareal de los polos de foliación milonítica y las lineaciones de extensión, muestran que las foliaciones miloníticas son en general subparalelas a las de los dominios Oaxaqueño y Xolapa, y que las lineaciones están contenidas en el plano de foliación siendo subhorizontales y con dirección E-W (Fig. 18). La sección mejor expuesta de milonita es la que aflora a lo largo del cauce del Río Huatulco entre Santa María Huatulco y Benito Juárez. En esta sección se observa claramente la transición de rocas graníticas sin deformar del intrusivo Huatulco, hasta ultramilonitas con lineación de extensión mineral penetrativa en escala milimétrica. Esta transición es gradual y compleja: el granito fresco empieza a ser afectado por pares de fallas conjugadas con distancias aproximadas entre los pares de 20 m y orientaciones NNW-SSE y NE-SW. La densidad de las fallas aumenta paulatinamente, así como su espesor, conforme desarrollan una zona de salvanda y brechas con una distintiva coloración azul-gris. Los planos de falla no exhiben lineaciones que indiquen el movimiento relativo entre los bloques, pero las relaciones de corte entre fallas indican que son pares izquierdos-derechos. La separación entre fallas continúa disminuyendo hasta que llega a ser de centímetros. A partir de ese punto, la roca adquiere una apariencia sumamente fracturada y su color se torna más

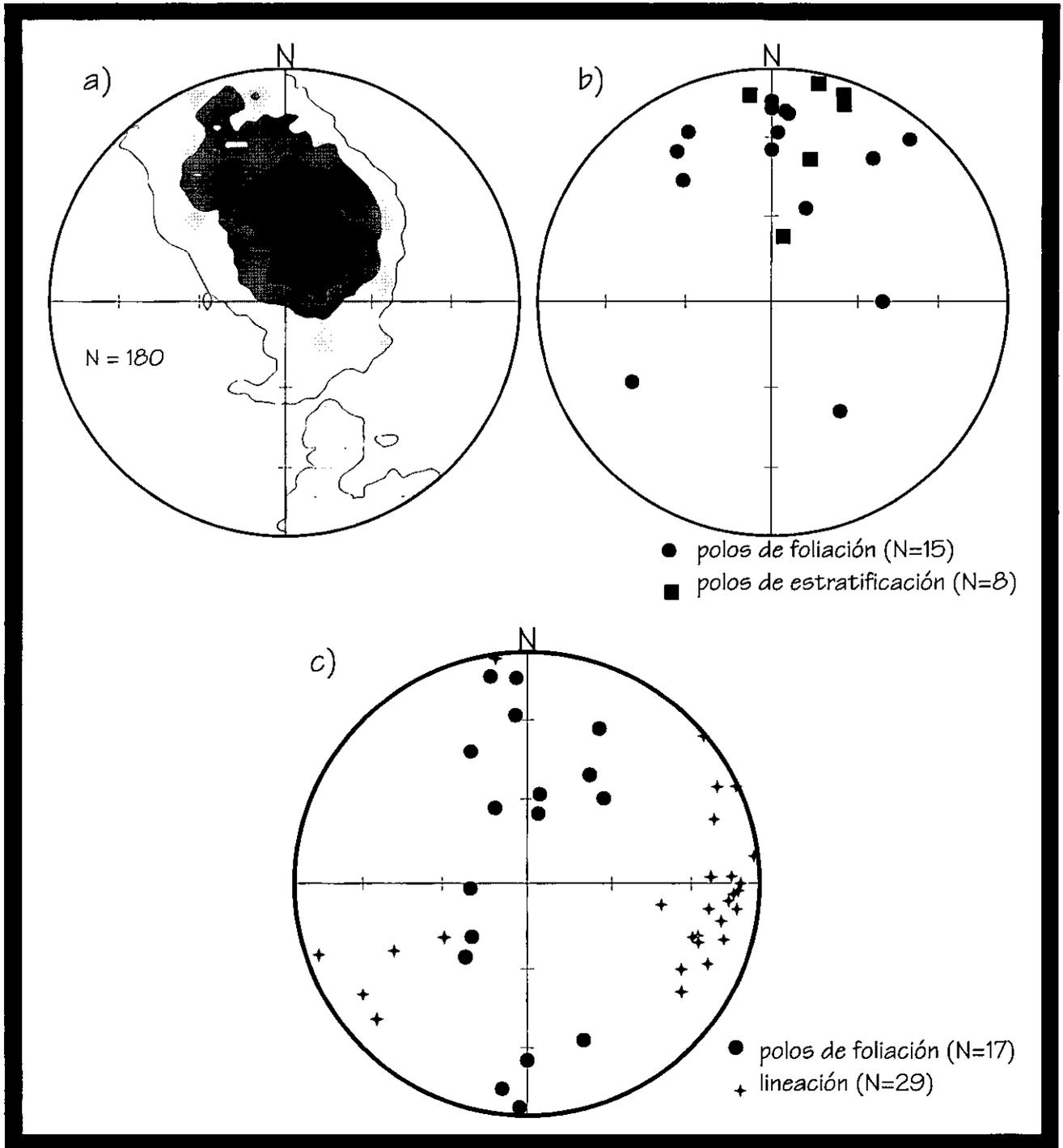


Fig. 18. Redes de proyección equiareales con los datos estructurales medidos en campo.
 a) Densidad de polos de foliación gnéssica y migmatítica de rocas del Complejo Xolapa. El conteo se hizo con el método de Kamb (1959) y la distancia entre isolíneas es de 1σ a partir de la distribución uniforme.
 b) Polos de foliación y de estratificación del dominio estructural I.
 c) Polos de foliación y lineaciones de la zona milonítica Chacalapa.

oscuro a raíz de la intensa molienda en ciertos sectores. En una distancia del orden de metros, se hace evidente la presencia de una lineación de extensión y las fallas se vuelven escasas. Esta última constituye la transición final y, a partir de este punto, la roca se transforma en una milonita franca. En total, la secuencia de transición tiene un espesor de 300 m sobre el lecho del río. Esta secuencia indica que la misma traza de zona de cizalla ha sido reactivada con fallamiento en régimen quebradizo, lo cual a su vez indica la exhumación progresiva de la zona de cizalla.

Dentro del granito milonitizado se pueden ver xenolitos de metasedimentos del Complejo Xolapa alargados paralelos a la lineación mineral. Al avanzar hacia el norte, aumentan los xenolitos de tamaño decimétrico a métrico y finalmente el granito se encuentra solo en apófisis dentro de los metasedimentos milonitizados. Esto sugiere que la zona de milonita en esta localidad es subparalela al contacto del granito con la roca encajonante. El desarrollo de las estructuras miloníticas es acompañado por un aumento en el contenido de muscovita en el granito que puede ser debido a una de dos razones: la reacción, en presencia de agua, de feldespato potásico a cuarzo + muscovita que frecuentemente se observa en zonas de milonita y que corresponde a presiones de H_2O mayores a 3.5 kbar (Simpson y De Paor, 1991); o bien pudiera ser el resultado de la asimilación de metasedimentos del Complejo Xolapa en la periferia del intrusivo Huatulco, que le impartiría una composición más aluminosa manifestándose con el crecimiento de cristales de muscovita.

En otra sección, al oriente de San José Cuajinicuil en la localidad conocida como La Hamaca, afloran rocas protomiloníticas del Complejo Oaxaqueño afalladas e intrusionadas por pseudotaquilitas. Más al oriente de esta localidad en la ribera derecha del Río Copalita, afloran vetas de pseudotaquilita con espesores hasta de 30 cm. A lo largo de la falla a la cual están asociadas estas pseudotaquilitas, el Río Copalita exhibe un desplazamiento aparente de 3.0 km, mismo que se discutirá con más detalle en el inciso de Neotectónica.

Para la estimación de distorsión se utilizaron los métodos NewFry y Retrodeformación de imágenes digitales descritos anteriormente. El método NewFry se utilizó para las rocas de bajo grado de deformación correspondientes a la cobertura mesozoica y el método de retrodeformación de imágenes se aplicó a dominios de plagioclasa de las rocas miloníticas. Los resultados de estimación de distorsión se presentan en un diagrama de Flinn logarítmico en la Fig. 19. Las orientaciones y formas de las elipses XY y XZ

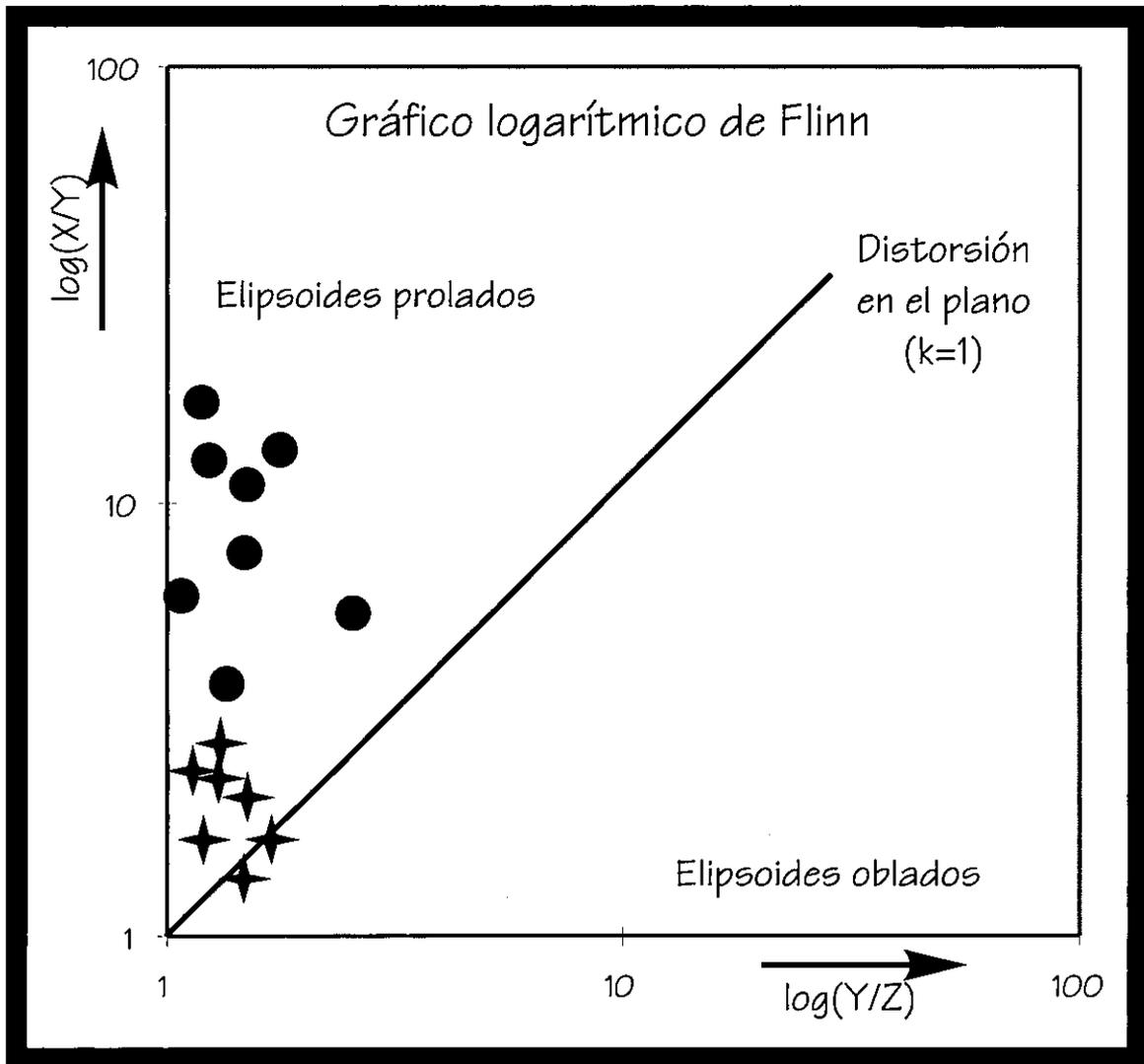
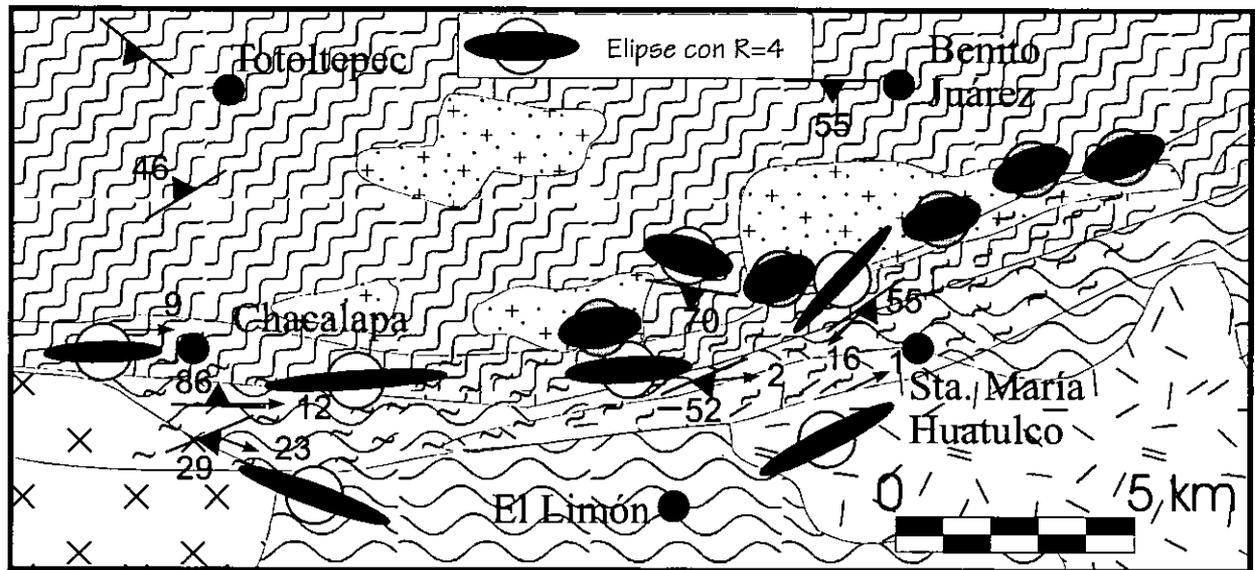


Fig. 19. Gráfico logarítmico de Flinn con los puntos correspondientes a rocas de la zona de falla Chacalapa calculados en el curso del presente estudio. Los datos con círculo fueron estimados con el método de Weger (1996) y aquellos con estrella con el método NewFry. Nótese que, en general, las muestras se restringen al campo de elipsoides prolados.

a) Elipses de distorsión (planos XY)



b) Elipses de distorsión (planos XZ)

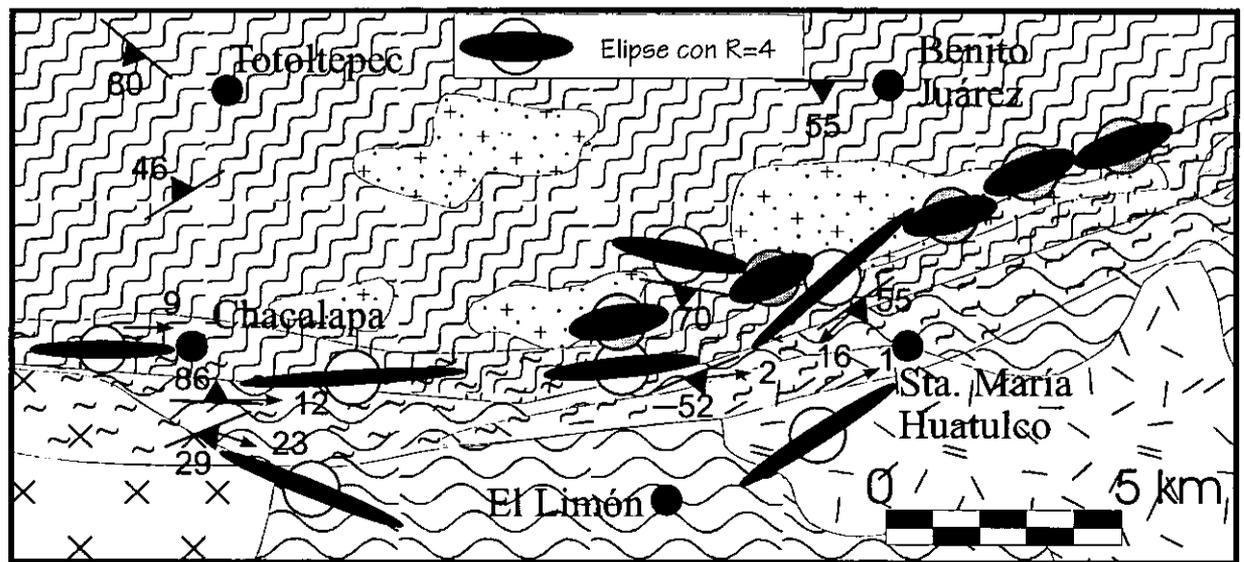
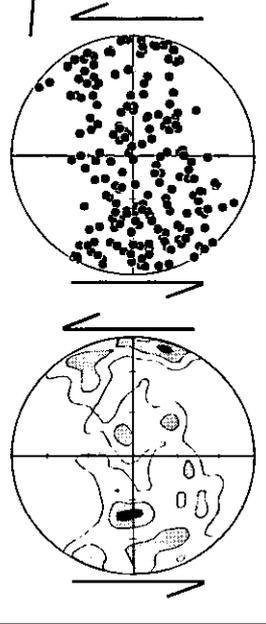
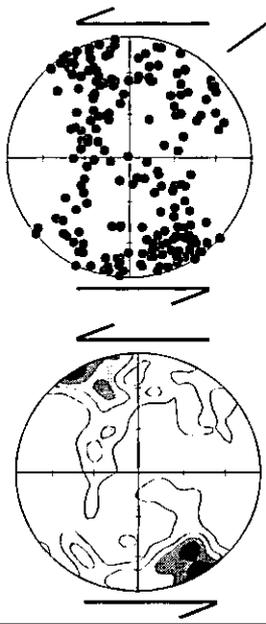
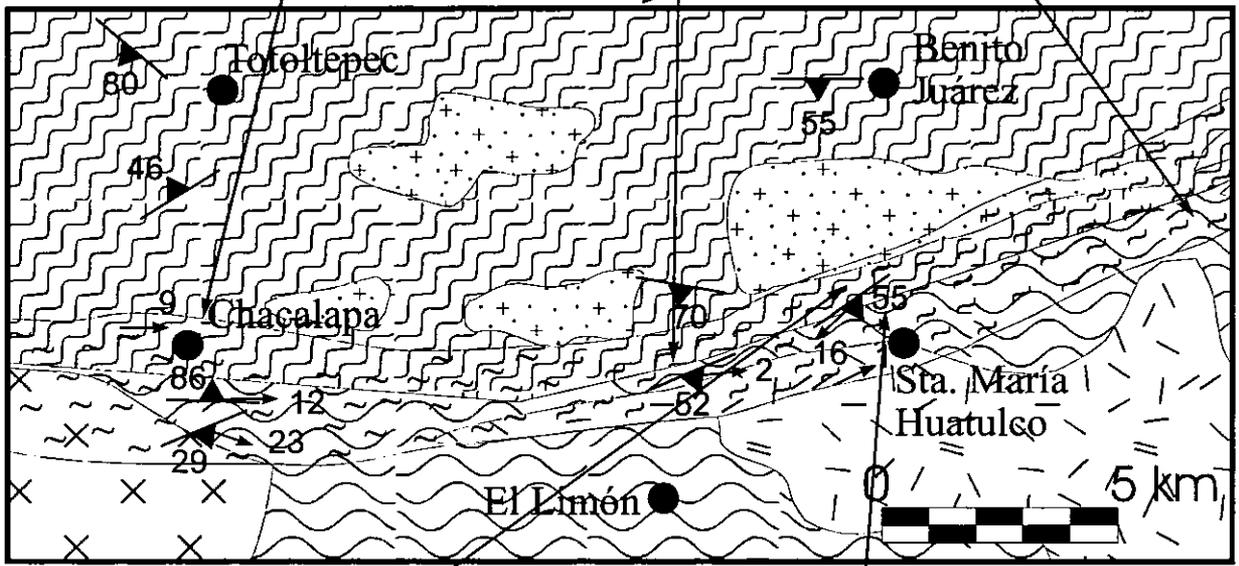
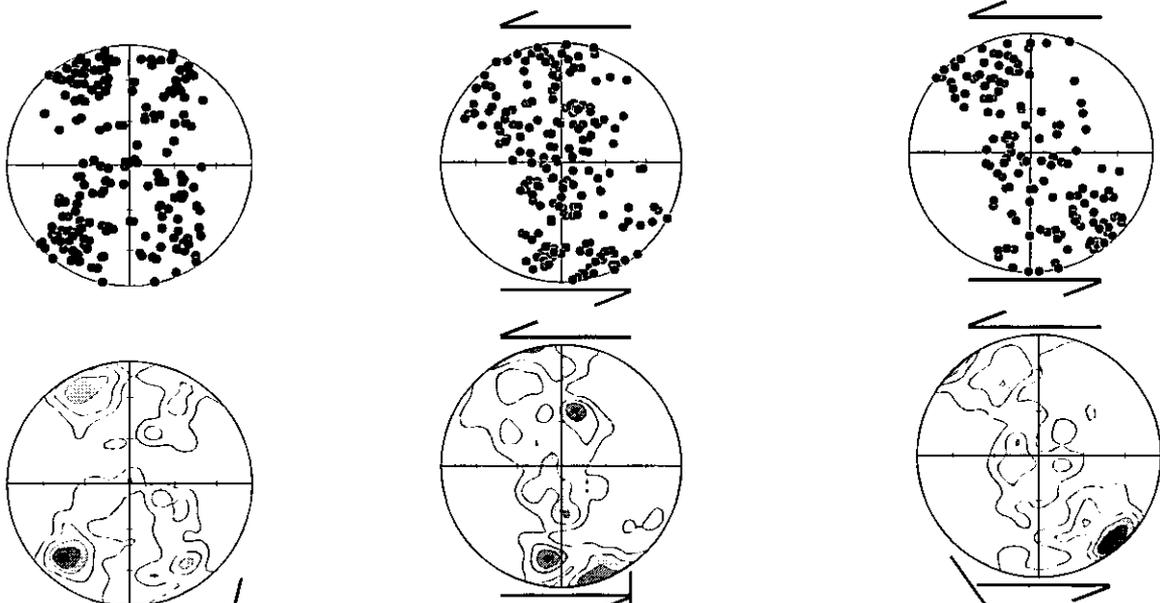


Fig. 20. a) Ubicación de elipses de distorsión medidas en el plano XY del elipsoide de distorsión interna.
 b) Ubicación de elipses de distorsión medidas en el plano XZ del elipsoide de distorsión interna.
 En ambos mapas los elipses con círculos de referencia blancos fueron estimados con el método de Weger (1996) y los grises con el método NewFry.
 c) Ejes cristalográficos de cuarzo de las rocas miloníticas de la zona de cizalla Chacalapa. Para la leyenda, véase la Fig. 16.

c)



también están representadas en la Fig. 20, incisos a y b, respectivamente. El diagrama de Flinn muestra que la forma de los elipsoides determinados cae en el campo de los elipsoides prolados, lo cual es corroborado en campo por las características de la tectonita L con lineación predominante. En un sistema de zona de cizalla general (con combinaciones de cizallas pura y simple) los elipsoides prolados corresponden a un sistema transtensivo, ya que aún a distorsiones internas fuertes la lineación sigue siendo horizontal. Esto no sucede en un sistema transpresivo, ya que la dirección de máxima extensión cambia desde horizontal a vertical con el aumento de la distorsión interna y los elipsoides resultantes son oblados (Fossen y Tikoff, 1993).

Estructuras Microscópicas

Desde el punto de vista microscópico, las rocas estudiadas contienen una variedad de estructuras que incluyen: esquistosidad, gneisosidad, orientación preferencial de agregados granulares, orientación preferencial de ejes cristalográficos, porfidoclastos σ y δ , peces de mica, y estructuras S-C (Fig. 21 a y b).

La esquistosidad es definida por el paralelismo de hojuelas de biotita y muscovita en las rocas metasedimentarias no migmatizadas del Complejo Xolapa y es, en general, paralela a la gneisosidad definida por alternancias de minerales cuarzo-feldespáticos y máficos en las rocas migmatíticas y ortogneísicas del complejo. Aparte de pequeñas crenulaciones de las micas, que se observan localmente, tanto en gneises como en esquistos, la gneisosidad y la esquistosidad no aportan información que no haya sido previamente discutida en la sección anterior.

La orientación preferida de formas granulares y de orientaciones cristalográficas, en cambio, tienen implicaciones importantes sobre las condiciones termobáricas durante la deformación. Las rocas que exhiben orientación preferida de formas granulares y de orientaciones cristalográficas son las milonitas graníticas del intrusivo Huatulco. Estas rocas muestran al microscopio las mismas gradaciones en deformación que se observan en los afloramientos al aproximarse a la zona de cizalla. Las muestras que provienen de afloramientos más distantes del centro de la zona de cizalla, muestran evidencia de deformación en régimen quebradizo, pudiéndose ver plagioclasas fracturadas, zonas de molienda, y vetillas rellenas de material secundario como calcita y epidota. Las muestras de granito provenientes de la zona media de la franja milonítica, en cambio, tienen plagioclasas cuyas maclas están deformadas de manera dúctil, y cristales de cuarzo que se

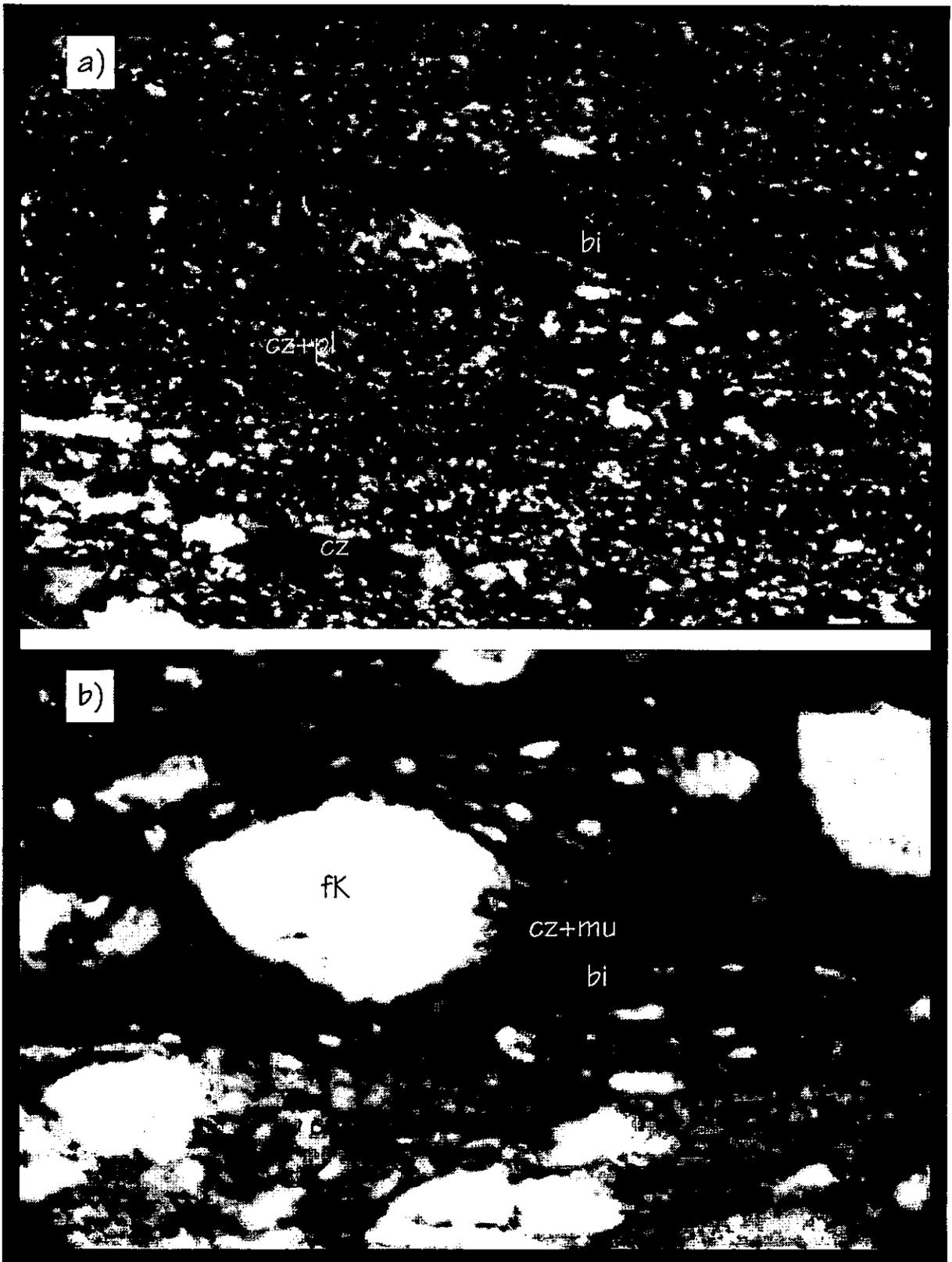


Fig. 21. a) Pez de biotita en una ultramilonita del lecho del Río Huatulco en las cercanías de Sta. María Huatulco. Es clara la cinemática izquierda. b) Porfidoclasto σ en protomilonita de paragneises del Complejo Xolapa que afloran en el lecho del arroyo Xuchil al norte del poblado del mismo nombre. Nuevamente queda sin ambigüedad la cinemática izquierda. Las abreviaciones son: bi = biotita, cz = cuarzo, pl = plagioclasa, fK = feldespatopotásico, mu=muscovita.

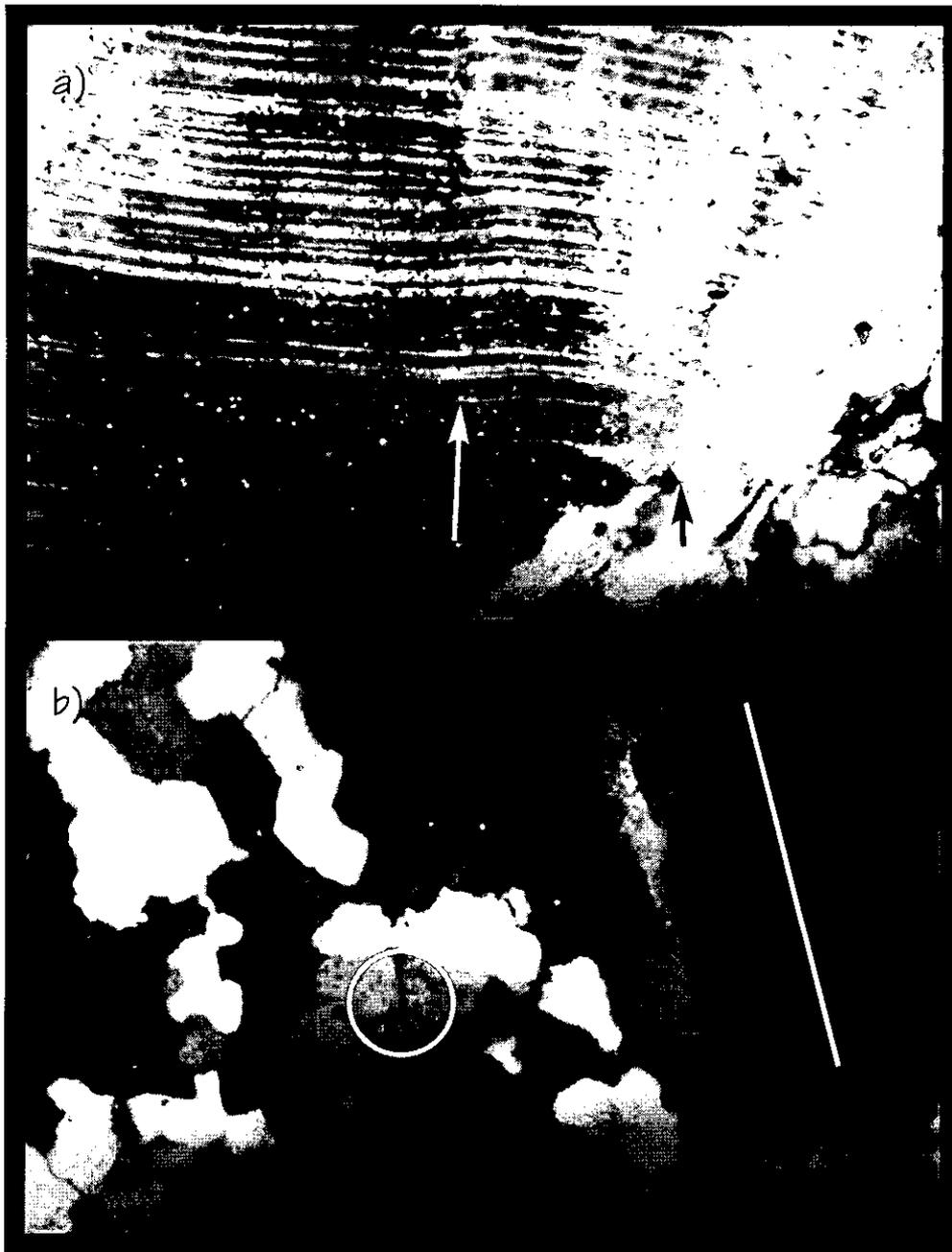


Fig. 22. a) Fotomicrografía de porfidoclasto de plagioclasa en una milonita de la falla Chacalapa. Nótese la naturaleza curva de las maclas. La flecha blanca indica la charnela de un micropliegue y la flecha negra el borde recrystalizado, también de plagioclasa (luz paralela).
 b) Fotomicrografía de una milonita con porfidoclastos de cuarzo también procedente de la falla Chacalapa. La derecha del campo es dominada por un porfidoclasto grande de cuarzo con extinción fuertemente ondulante y muros de dislocaciones paralelos a la línea blanca sobrepuesta. El círculo resalta la naturaleza de las uniones triples en el cuarzo recrystalizado, de las cuales hay otros ejemplos en la imagen (nícoles cruzados). En ambas fotomicrografías la anchura del campo es de 2mm.

ven completamente recristalizados, con uniones triples de 120° , sin extinción ondulante, y con fuerte paralelismo de los ejes ópticos (Fig. 22). Siguiendo criterios definidos por Tullis (1977) y Hirth y Tullis (1992), estas texturas microscópicas sugieren un régimen de deformación cuya temperatura es mayor de $\sim 500^\circ\text{C}$. Las texturas cristalográficas del cuarzo muestran tanto círculos menores alrededor del eje de máximo acortamiento, como máximos lineales oblicuos a la foliación (Tolson et al., 1993). Las texturas de círculos menores son comunes en rocas con elipsoides de deformación oblados (Lister y Dornsiepen, 1982) y los máximos oblicuos pudiesen interpretarse como resultado de desliz basal en dirección $\langle 1000 \rangle$. Las dos texturas han sido reportadas en terrenos donde la deformación ocurrió a temperaturas $> 500^\circ\text{C}$. La recristalización dinámica de plagioclasa y su deformación cristal-plástica son acordes a temperaturas en este rango.

También asociadas a la Falla Chacalapa se observan milonitas que exhiben evidencia de haberse formado bajo condiciones fisicoquímicas correspondientes a la facies de esquistos verdes. En estas rocas la paragénesis albita+epidota \pm clorita es característica y se observa directamente asociada a los procesos de deformación (Fig. 23).

Desarrollo Estructural

Localmente, las migmatitas del complejo Xolapa incluyen vestigios paleosomáticos, de composición pelítica a anfibolítica, embebidos en un neosoma granítico. Éstos exhiben evidencia de una deformación penetrativa en escala de centímetros anterior a la fusión parcial que generó las migmatitas del complejo Xolapa (Fig. 24). Este evento constituye la deformación más antigua que registran las rocas cartografiadas en la zona de estudio y lo denominamos D_n . El segundo evento de deformación (D_{n+1}) coincide en el tiempo con la intrusión de los ortogneises sincinemáticos documentados por Morán Zenteno (1992) y es el responsable del desarrollo de foliaciones en las rocas encajonantes paralelas a las foliaciones magmáticas que se observan en los ortogneises. El siguiente evento deformacional (D_{n+2}) fue penecontemporáneo con el evento migmatítico y existe evidencia de su continuación en tiempos inmediatamente posteriores a la migmatización. La evidencia la constituyen, por ejemplo, las franjas miloníticas con trazas curvas con rumbos más o menos E-W e inclinaciones bajas a moderadas al sur e indicadores cinemáticos que sugieren sobrecorrimientos dirigidos hacia el norte. Estas zonas de cizalla tienen la misma vergencia que la asimetría de los pliegues que afectan la foliación gnéissica asociada a las migmatitas (Fig. 25) y es contemporánea. Asociadas también a los



Fig. 23. Fotomicrografía de la protomilonita Chacalapa mostrando la fragmentación de un cristal de plagioclasa (pl) con el crecimiento de fibras de epidota (ep) entre los fragmentos. Nótese que se puede restituir la forma inicial del cristal de plagioclasa (anchura del campo 2mm; luz paralela).

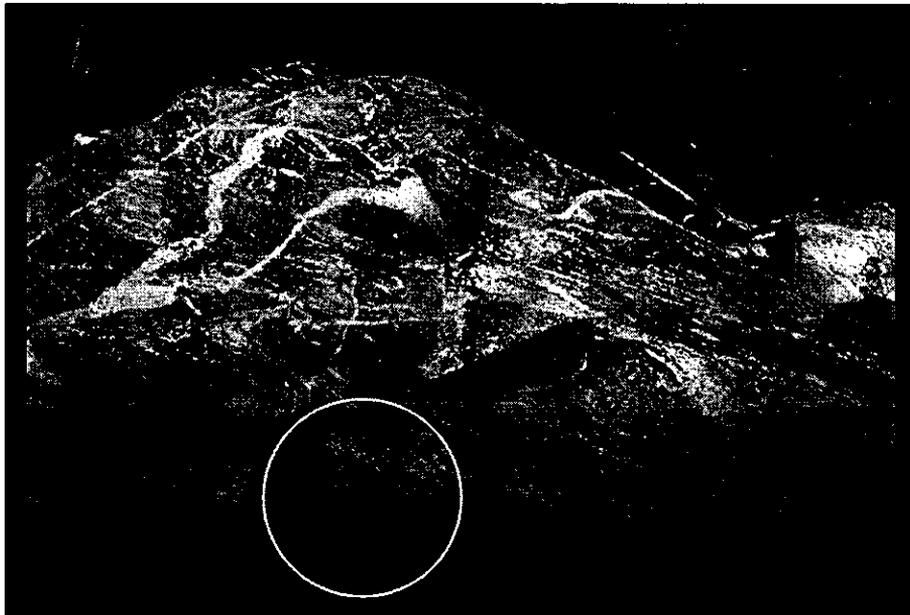


Fig. 24. Fotografía de afloramiento de gneises migmatíticos del complejo Xolapa. En primer plano se observa una reliquia anfíbolítica con una foliación preexistente plegada de manera isoclinal. Notense las distintas generaciones de material neosomático.

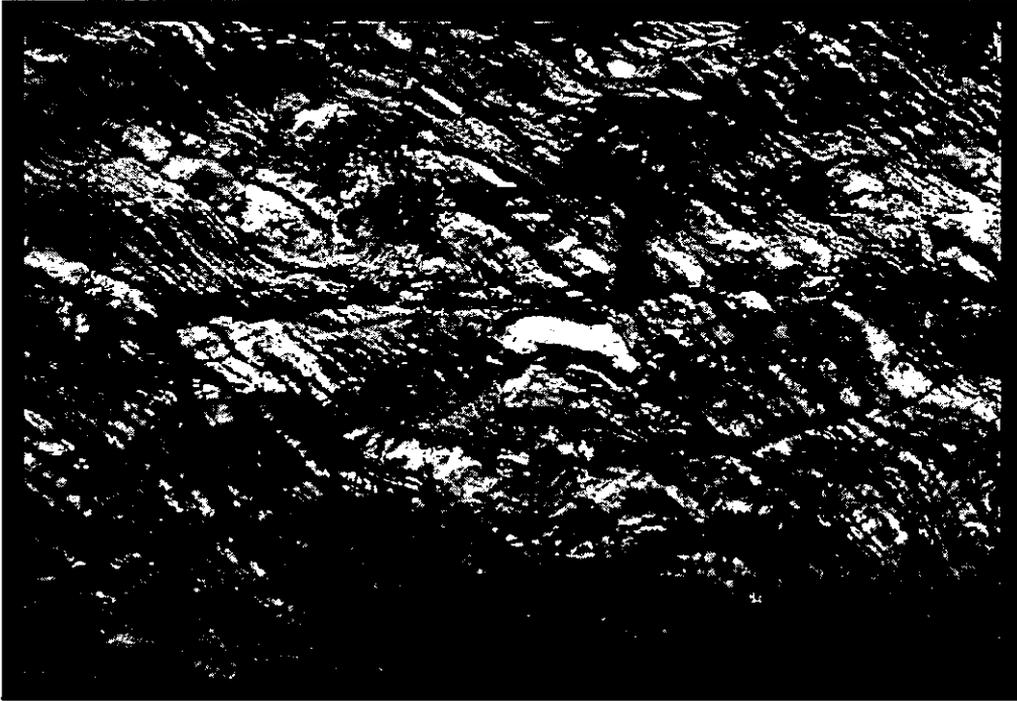


Fig. 25. Pliegues asimétricos con vergencia al N en rocas migmatíticas del Complejo Xolapa en el afloramiento del Zapote sobre la Carretera Federal 200, unos 100m al oriente del entronque a Sta. María Huatulco. Los estratos claros son de leucosoma cuarzofeldespático±granate±biotita. El melanosoma consiste de un esquistos de biotita±hornblenda. En esta localidad, en otro afloramiento, también se encuentran gneises pelíticos con sillimanita. Nótese también la pequeña falla horizontal sobre la que descansa el mango del martillo

pliegues, existen estructuras de intrusión local de material móvil que fueron posteriormente involucrados en el plegamiento. La cuarta fase (D_{n+3}) de deformación firmemente documentada es la asociada al régimen tectónico transtensional. Esta fase de deformación afectó progresivamente a las rocas del terreno Xolapa de manera tanto dúctil como quebradiza en escala de afloramiento, de tal manera que tenemos el desarrollo de rocas miloníticas (deformación cristal-plástica) y la formación de pseudotaquilitas y cataclasitas.

Las edades absolutas para estos eventos de deformación son aún desconocidas, pero están bastante constreñidas con respecto a algunos eventos magmáticos que se han podido fechar. El evento pre-migmatítico D_n debe ser pre-Cretácico Temprano si consideramos la edad de las rocas ortogneísicas del Complejo Xolapa obtenida por Morán Zenteno (1992) como correcta. Por otra parte, si las edades discordantes de U/Pb reportadas por Herrmann et al. (1994) son correctas, entonces D_n podría ubicarse hasta el Cretácico terminal. También se puede ubicar el evento D_{n+2} en el Cretácico Temprano o el Paleoceno-Eoceno medio dependiendo de la edad que uno considere correcta. En cambio, el evento milonítico transtensional D_{n+3} sucedió entre 29 y 23.7 Ma con base en datos obtenidos por Solís Pichardo (en prep.) y datos obtenidos en el curso del presente estudio. La deformación en el área de estudio continúa hoy en día a lo largo de fallas activas de desplazamiento lateral izquierdo.

Cinemática

En el curso del presente estudio se documentaron dos fases de desarrollo de zonas de cizalla. El primer evento sucedió en las etapas tardías del evento migmatítico y muestra la misma vergencia que la asimetría de los pliegues de foliación migmatítica. Las zonas de cizalla asociadas a este evento son irregulares en planta y tienen inclinaciones fuertes a moderadas hacia el sur. Estas zonas de cizalla son las que mejor exhiben el desarrollo de estructuras S-C, quizás caracterizando la naturaleza más transpresiva de este evento en contraste con las rocas de deformación transtensiva del dominio correspondiente a la Falla Chacalapa.

Los porfidoclastos σ y δ , son notables en las rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa y en algunos gneises del Oaxaqueño. Los peces de mica son comunes en la mayoría de las rocas miloníticas, mientras que las texturas S-C escasean en general dado

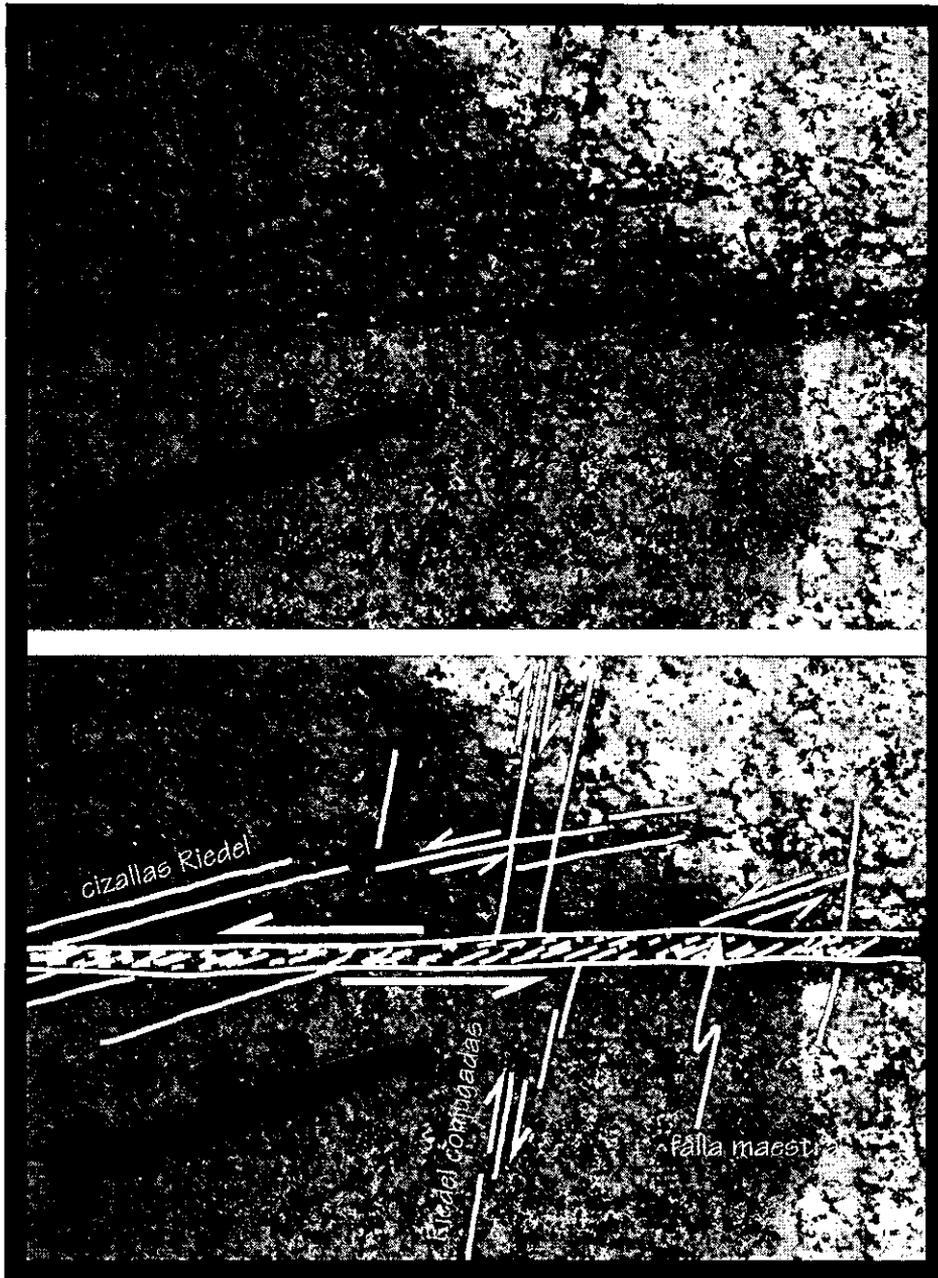


Fig. 26. Indicadores cinemáticos del régimen quebradizo en rocas graníticas del intrusivo de Ayuta.

que la tectonita es predominantemente de tipo L (Turner y Weiss, 1963). Todos estos indicadores cinemáticos del régimen dúctil acusan una cizalla izquierda a rumbo. Por otra parte, las texturas cristalográficas medidas en algunas muestras de la zona milonítica refuerzan esta interpretación cinemática, ya que poseen guirnalda oblicua a la lineación con una asimetría que indica también movimiento izquierdo, aunque cabe mencionar que hay también texturas que indican cizalla pura (Fig. 20). Las fallas del régimen quebradizo también exhiben una cinemática izquierda dominante (Fig. 26).

Geotermobarometría

Con el fin de empezar a caracterizar la trayectoria PTt del terreno Xolapa se aplicaron técnicas geotermobarométricas tanto en las rocas metamórficas del Complejo Xolapa como en las rocas plutónicas postmetamórficas. En las rocas plutónicas se realizaron microanálisis químicos de anfíboles, en los cuales la variación del contenido de aluminio total ha sido correlacionada con la presión de cristalización. Estas estimaciones de presión han permitido estimar la profundidad del emplazamiento de los plutones y, a partir de éstas, el espesor de la corteza durante su emplazamiento, permitiendo una reconstrucción de la estructura cortical de la zona de estudio desde el Oligoceno hasta el presente. Para las rocas anfíbolíticas se aplicó el termómetro de anfíbol-plagioclasa para obtener una temperatura mínima para un pico metamórfico.

Los plutones analizados fueron, de W a E, Huatulco (muestra 219), Xadani (muestras 249 y 250), Ayuta (muestra 241) y Juárez (muestras 233b, c, d, y 235). Las anfíbolitas analizadas corresponden a las muestras 101A, 253b, 254b y 304.

El Geobarómetro de Aluminio en Hornblenda

El geobarómetro de aluminio en hornblenda fue propuesto inicialmente por Hammarstrom y Zen (1986) con base en observaciones empíricas, donde reportaban los autores que el contenido de aluminio en hornblendas de rocas calcialcalinas varía linealmente con la presión de cristalización. Posteriormente se realizaron varios trabajos cuyo objetivo fue de verificar la validez de esta aseveración, y de calibrar el geobarómetro. Destacan entre estos trabajos el de Hollister et al. (1987) y el de Johnson y Rutherford (1989). El primero de éstos comparó los contenidos de aluminio de anfíboles de rocas plutónicas con presiones calculadas independientemente en las rocas encajonantes, confirmando la relación de variación lineal de Al con presión y reduciendo el error de ± 3 kbar a ± 1 kbar. El trabajo de Johnson y Rutherford (1989) fue el primer

que la tectonita es predominantemente de tipo L (Turner y Weiss, 1963). Todos estos indicadores cinemáticos del régimen dúctil acusan una cizalla izquierda a rumbo. Por otra parte, las texturas cristalográficas medidas en algunas muestras de la zona milonítica refuerzan esta interpretación cinemática, ya que poseen guirnalda oblicua a la lineación con una asimetría que indica también movimiento izquierdo, aunque cabe mencionar que hay también texturas que indican cizalla pura (Fig. 20). Las fallas del régimen quebradizo también exhiben una cinemática izquierda dominante (Fig. 26).

Geotermobarometría

Con el fin de empezar a caracterizar la trayectoria PTt del terreno Xolapa se aplicaron técnicas geotermobarométricas tanto en las rocas metamórficas del Complejo Xolapa como en las rocas plutónicas postmetamórficas. En las rocas plutónicas se realizaron microanálisis químicos de anfíboles, en los cuales la variación del contenido de aluminio total ha sido correlacionada con la presión de cristalización. Estas estimaciones de presión han permitido estimar la profundidad del emplazamiento de los plutones y, a partir de éstas, el espesor de la corteza durante su emplazamiento, permitiendo una reconstrucción de la estructura cortical de la zona de estudio desde el Oligoceno hasta el presente. Para las rocas anfíbolíticas se aplicó el termómetro de anfíbol-plagioclasa para obtener una temperatura mínima para un pico metamórfico.

Los plutones analizados fueron, de W a E, Huatulco (muestra 219), Xadani (muestras 249 y 250), Ayuta (muestra 241) y Juárez (muestras 233b, c, d, y 235). Las anfíbolitas analizadas corresponden a las muestras 101A, 253b, 254b y 304.

El Geobarómetro de Aluminio en Hornblenda

El geobarómetro de aluminio en hornblenda fue propuesto inicialmente por Hammarstrom y Zen (1986) con base en observaciones empíricas, donde reportaban los autores que el contenido de aluminio en hornblendas de rocas calcialcalinas varía linealmente con la presión de cristalización. Posteriormente se realizaron varios trabajos cuyo objetivo fue de verificar la validez de esta aseveración, y de calibrar el geobarómetro. Destacan entre estos trabajos el de Hollister et al. (1987) y el de Johnson y Rutherford (1989). El primero de éstos comparó los contenidos de aluminio de anfíboles de rocas plutónicas con presiones calculadas independientemente en las rocas encajonantes, confirmando la relación de variación lineal de Al con presión y reduciendo el error de ± 3 kbar a ± 1 kbar. El trabajo de Johnson y Rutherford (1989) fue el primer

reporte de una calibración experimental del geobarómetro propuesto y sirvió para disminuir considerablemente el grado de incertidumbre del geobarómetro, especialmente a presiones entre 5 y 8 kbar, donde observaron concentraciones de Al mayores a las que se habían previsto con las calibraciones empíricas.

Más recientemente Schmidt (1992) llevó a cabo otra calibración experimental y concluyó que la variación del contenido de aluminio total con la presión es descrita por

$$P(\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.78Al_{\text{tot}}.$$

Esta ecuación es la que se utilizó para los cálculos de presión que se presentan más adelante en este trabajo.

La fundamentación teórica del geobarómetro de aluminio la constituye la regla de las fases (Schmidt 1992). Un sistema granítico (*sensu lato*) con anfíboles puede ser descrito por los diez componentes químicos SiO_2 - TiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3 - FeO - MgO - CaO - Na_2O - K_2O - H_2O . Un granitoide con nueve fases (hornblenda + biotita + plagioclasa + ortoclasa + cuarzo + esfena + óxido de Ti-Fe + líquido magmático + fase fluida) es un sistema trivariante. La fugacidad de oxígeno, la temperatura y la presión son variables intensivas con las cuales quedan satisfechos los grados de libertad de dicho sistema. Si consideramos que la temperatura se mantiene constante y cercana a la temperatura del sólido casi isotérmico de los granitoides, y si la fugacidad de oxígeno es amortiguada por la presencia de otro óxido de Ti-Fe o por epidota, la única variable sin restricción es la presión. La presión puede ser correlacionada con la variación composicional de las fases presentes en tonalitas, representada por la variación de Al_{tot} en hornblenda.

La estructura mineral de los anfíboles en general, y de la hornblenda en particular, consiste de pares de cadenas formadas por tetraedros de oxígeno (sitios T) unidos por sus ápices (Fig. 27 a). Estas cadenas forman la estructura primaria del mineral. La estructura secundaria la forman bandas de octaedros (sitios M) (Fig. 27 b). Las cadenas de tetraedros y las bandas de octaedros se apilan alternadamente de manera paralela una sobre la otra y entre los tetraedros y los octaedros se encuentran sitios de mayor coordinación (sitios A) (Fig. 27 c). Los tetraedros son ocupados por Si y Al en coordinación IV, mientras que los sitios M son ocupados por Al en primera instancia así como Mg, Fe^{2+} , Fe^{3+} y Ti subsecuentemente, en coordinación VI y Ca en coordinación 8. Los sitios A son a su vez

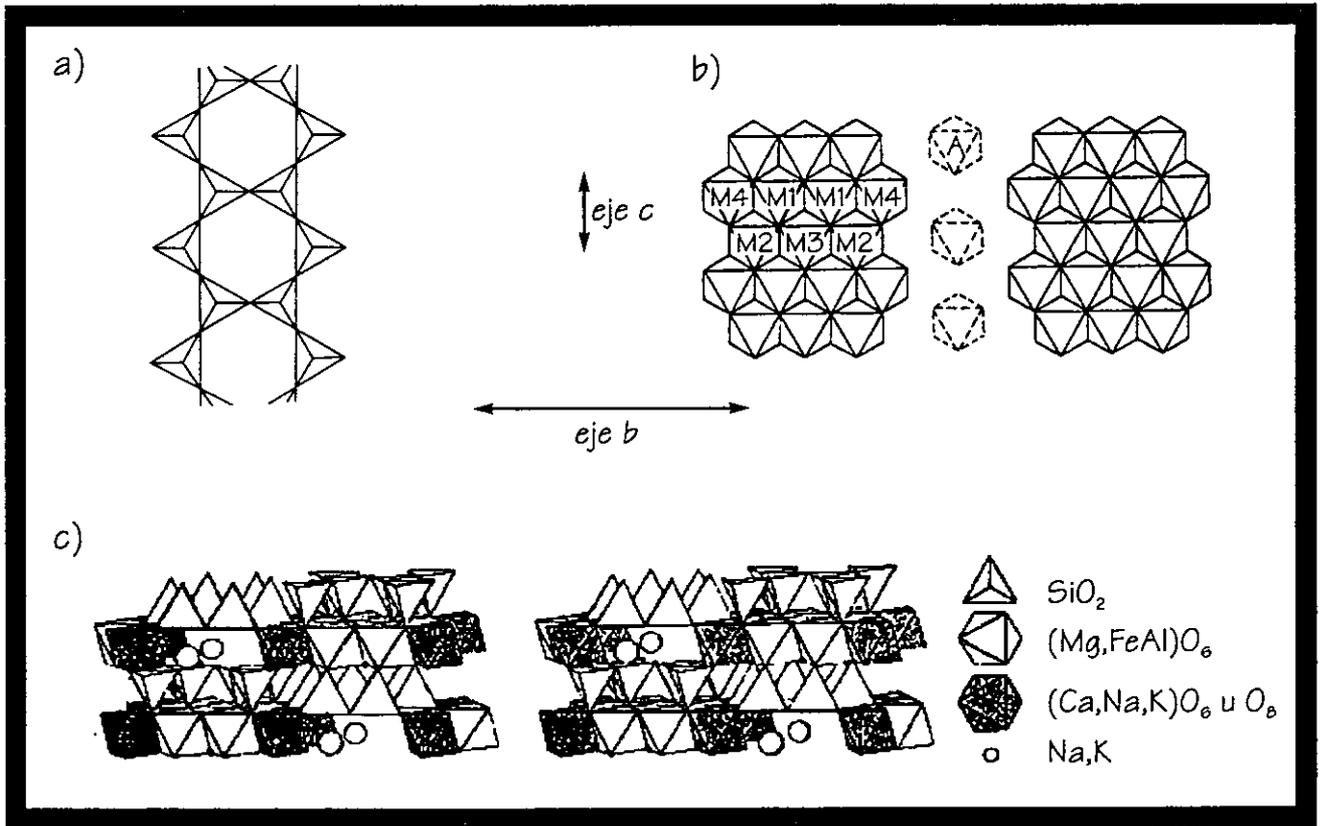


Fig. 27. Componentes básicos de la estructura de los anfíboles (modificado de Zoltai y Stout 1985).

a) Cadenas dobles de tetrahedros.

b) Cadenas de tres y cuatro octahedros con la notación convencional para los sitios M1, M2 M3 y M4 así como el sitio octahedral A (punteado).

en ambos incisos los ejes cristalográficos *b* y *c* son paralelos como lo indican las flechas.

c) Par estereoscópico de la estructura atómica/cristalográfica de la hornblenda $(\text{Ca,Na,K})_{2,3}(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{OH})_2\text{Si}_8\text{O}_{22}$. El eje cristalográfico *a* es vertical.

ocupados por iones de Na y K hasta equilibrar la carga electrostática, de tal manera que la fórmula estructural de la hornblenda se puede escribir:



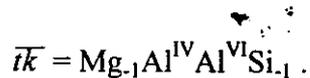
Las impurezas químicas más comunes son el manganeso, el cloro y el flúor.

Uno de los problemas que hay que contemplar con el geobarómetro de Al_{tot} en hornblenda es el cálculo de la fórmula de la hornblenda a partir de la normalización de porcentajes de elementos medidos con microsonda. El problema radica en que el mismo elemento puede ocupar distintos sitios estructurales y también en que no se tiene control sobre la razón $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$. Como se explicó anteriormente, Al ocurre tanto en sitios T como en sitios M1 y Na puede incorporarse en sitios M4 y A. Ya que la ecuación para el cálculo de presión esta expresada en términos de átomos de Al en la fórmula estructural de hornblenda, el problema de normalización es más que meramente académico. Sin embargo, en el curso del presente trabajo se llevaron a cabo análisis estadísticos del error de presión inducido por el uso de distintos esquemas de normalización, llegándose a la conclusión de que el efecto sobre la presión puede ser ignorado.

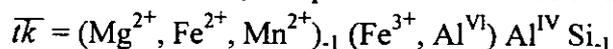
La variación de Al_{tot} en hornblendas cristalizadas a presiones entre 2 y 13 kbar puede ser descrita por el intercambio *tschermak* (\bar{tk}) con representación vectorial



(Hammarstrom y Zen, 1986; Schmidt, 1992), de donde podemos derivar que



Sin embargo, para poder considerar todas las sustituciones posibles en los sitios octaedrales de los anfíboles, se puede extender esta última expresión para obtener



El Geotermómetro de Hornblenda-Plagioclasa

Con base en argumentos termodinámicos, Blundy y Holland (1990) y Holland y Blundy (1994) han propuesto que el par mineral anfíbol-plagioclasa constituye un geotermómetro y no un geobarómetro. Sin embargo, existen trabajos que han aplicado el geobarómetro con buenos resultados (Poli y Schmidt, 1992), y parece ser que la consideración más importante es la actividad de sílice en el sistema. Por esta razón Holland y Blundy (1994)

presentaron dos fórmulas para el cálculo de temperatura: una para paragénesis que incluyen cuarzo y otra para cuarzo ausente. A pesar del desacuerdo que manifiestan Holland y Blundy (1994) con el geobarómetro, éste ha dado resultados coherentes en los estudios donde ha sido aplicado (ver, por ejemplo, Hollister et al., 1987). Por otra parte, cuando se han insertado los datos microanalíticos de hornblendas y plagioclasas y la presión calculada con el geobarómetro de Schmidt en las ecuaciones de Holland y Blundy (1994), éstas han arrojado temperaturas que concuerdan muy bien con las temperaturas calculadas y medidas experimentalmente para el sistema magmático de composición tonalítica. Por este último motivo, considero que los datos geobarométricos son válidos y suficientemente robustos para sustentar inferencias basadas en ellos.

Desde las discusiones de Spear (1980, 1981), en las cuales examinó el intercambio $\text{NaSi} \leftrightarrow \text{CaAl}$ entre anfíboles y plagioclasa y desarrolló un modelo empírico para la relación

$$\begin{array}{ccccccc} \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 & + & \text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 & = & \text{NaCa}_2\text{Mg}_5\text{AlSi}_7\text{O}_{22}(\text{OH})_2 & + & 4\text{SiO}_2 \\ \text{(albita)} & & \text{(tremolita)} & & \text{(edenita)} & & \text{(cuarzo)} \end{array}$$

se había manifestado empíricamente que la partición de los elementos de intercambio obedecía diferencias en grado metamórfico. Desde estos trabajos pioneros se reconoció que la reacción progresaba hacia la derecha con aumento en grado metamórfico y que ésta correspondía al cambio del coeficiente de partición entre Na en plagioclasa y el sitio A del anfíbol (Spear, 1981). También desde entonces se había reconocido que las soluciones sólidas se desviaban considerablemente de la idealidad y que los valores del coeficiente de partición fluctúan fuertemente en función de composición global, aún para muestras provenientes de un mismo afloramiento (Spear, 1980).

Para resolver estas dificultades, Holland y Blundy (1994) recurrieron a un formalismo simétrico para resolver los modelos de actividad de las soluciones sólidas tanto de las plagioclasas como de los anfíboles. El modelo termodinámico derivado de este formalismo lo compararon con un conjunto variado y extenso de datos microquímicos de sistemas naturales y sintéticos, y concluyeron que el termómetro de edenita-richterita es válido para sistemas con o sin cuarzo y que la incertidumbre es de 35-40°C. Holland y Blundy (1994) mencionan que el termómetro es adecuado para rocas anfíbolíticas siempre y cuando los anfíboles no sean demasiado ricos en Fe y con estados de oxidación muy distintos a los del conjunto de calibración.

En el presente trabajo se consideró que las anfibolitas del Complejo Xolapa reunían los requisitos citados por Holland y Blundy (1994) para la aplicación del geotermómetro y se procedió a los microanálisis correspondientes.

Métodos Analíticos

Los análisis microquímicos se llevaron a cabo durante una estancia de trabajo en el *Mineralogisch- und Petrographisches Institut* de la *Ludwig Maximilians Universität* en Munich, Alemania. Las instalaciones de dicho instituto incluyen una microsonda electrónica CAMECA SX 50 con tres espectrómetros de dos cristales y dos espectrómetros de cuatro cristales, con capacidad para análisis de dispersión de ondas de rayos X. Esta configuración permite la medición cuantitativa de elementos tan ligeros como el boro, y tan pesados como el uranio.

Las muestras a analizarse fueron cortadas en láminas delgadas circulares con diámetro de 2.5 cm y sometidas a un riguroso análisis petrográfico para determinar el cumplimiento de los criterios paragenéticos exigidos por los geotermobarómetros. Durante la fase petrográfica se fueron marcando detalladamente los puntos de las láminas delgadas que serían apropiados para determinaciones microquímicas, y se procedió a cubrir las láminas con grafito como material conducente.

La siguiente fase consistió en programar la rutina de medición en la computadora que controla la microsonda. Los elementos más volátiles se analizaron antes que los más refractarios, para evitar errores debidos a pérdida del elemento antes de su medición. Por otra parte el tiempo de conteo para los distintos elementos dependió de su abundancia esperada en los minerales que se estaban analizando. La medición total toma ~100 s por punto, distribuidos de la siguiente manera: los elementos mayores (Si, Al, Fe, Mg, Na, K, Ca, Cr, Mn, Ti) fueron contados durante 10 s, los de abundancia media (Cl) 20 s y los elementos traza (F) 40 s. El voltaje de aceleración se fijó en 15kV y la corriente sobre la muestra en 20nA; las correcciones PAP fueron realizadas con software de CAMECA.

El proceso de medición consistió de recorrer la muestra en la microsonda, almacenando las coordenadas (x,y,z) de los puntos seleccionados petrográficamente y confirmados en la pantalla de la microsonda. Posteriormente se programó la microsonda para hacer mediciones de los estándares y luego medición de treinta puntos almacenados de la muestra. Esta secuencia -- medición de estándares y medición de treinta puntos de las

muestras -- se repitió para todas las determinaciones de todas las muestras. Al concluir las mediciones de cada sesión se repitió la medición de los estándares.

Los resultados para cada medición, en forma de porcentajes de peso de cada elemento, fueron convertidos en fórmulas estructurales con el uso de software destinado para este fin. Las fórmulas de los anfíboles fueron obtenidas mediante el programa AMPHIBOL (Richard y Clarke, 1990). El programa implementa el esquema de clasificación del International Mineralogical Association (Leake, 1978), y realiza el cálculo a partir de 23 átomos de oxígeno. AMPHIBOL ofrece distintas maneras de resolver la incertidumbre de la razón Fe^{2+}/Fe^{3+} (Tabla 1), misma que no fue determinada durante este proyecto. Los resultados que se presentan a continuación están basados en datos normalizados con 13 cationes-(CNK), tal como lo hizo Schmidt (1992) para la calibración del geobarómetro. Para el geotermómetro de anfíbol-plagioclasa se utilizaron además los métodos descritos por Holland y Blundy (1994, su apéndice 1) para aproximar la razón Fe^{2+}/Fe^{3+} .

Resultados

Los resultados de presión calculados a partir de los análisis de microsonda se resumen en la Fig. 28, y la Tabla 1 muestra ejemplos representativos de los análisis de cada muestra. De las ocho muestras analizadas con fines geobarométricos, se tienen que descartar de la presente discusión las muestras H241 y H249, ya que sus análisis arrojaron valores muy dispersos. La razón para la dispersión no es del todo clara desde el punto de vista petrográfico, ya que parece estar sana la roca. Sin embargo, Solís Pichardo (en prep.) también reporta datos isotópicos anómalos para las mismas muestras, lo que puede indicar algún evento geoquímico que no se detectó ni en campo ni en lámina delgada. Por otra parte, desde el punto de vista de la aplicabilidad del geobarómetro, podría ser que las muestras cristalizaron a una presión inferior a 2 kbar, de tal manera que una de las premisas del geobarómetro (constancia de temperatura de cristalización) no se cumple.

Las otras muestras arrojaron valores de presión entre 1 y 7.5 kbar con medias bien definidas que varían desde 2.4 kbar para el plutón de Xadani hasta 6.0 kbar para uno de los miembros del plutón de Juárez. Esto se traduce en profundidades de cristalización entre 9 y 23 km, respectivamente, para las mismas muestras. Existe cierta dispersión de los datos de presión calculados con el termómetro, en particular con respecto a las muestras H233 de las cuales se obtuvieron presiones desde 3.9 a 5.9 kbar. Esta variación bien podría ser real, ya que estas muestras son de un cuerpo tonalítico heterogéneo con

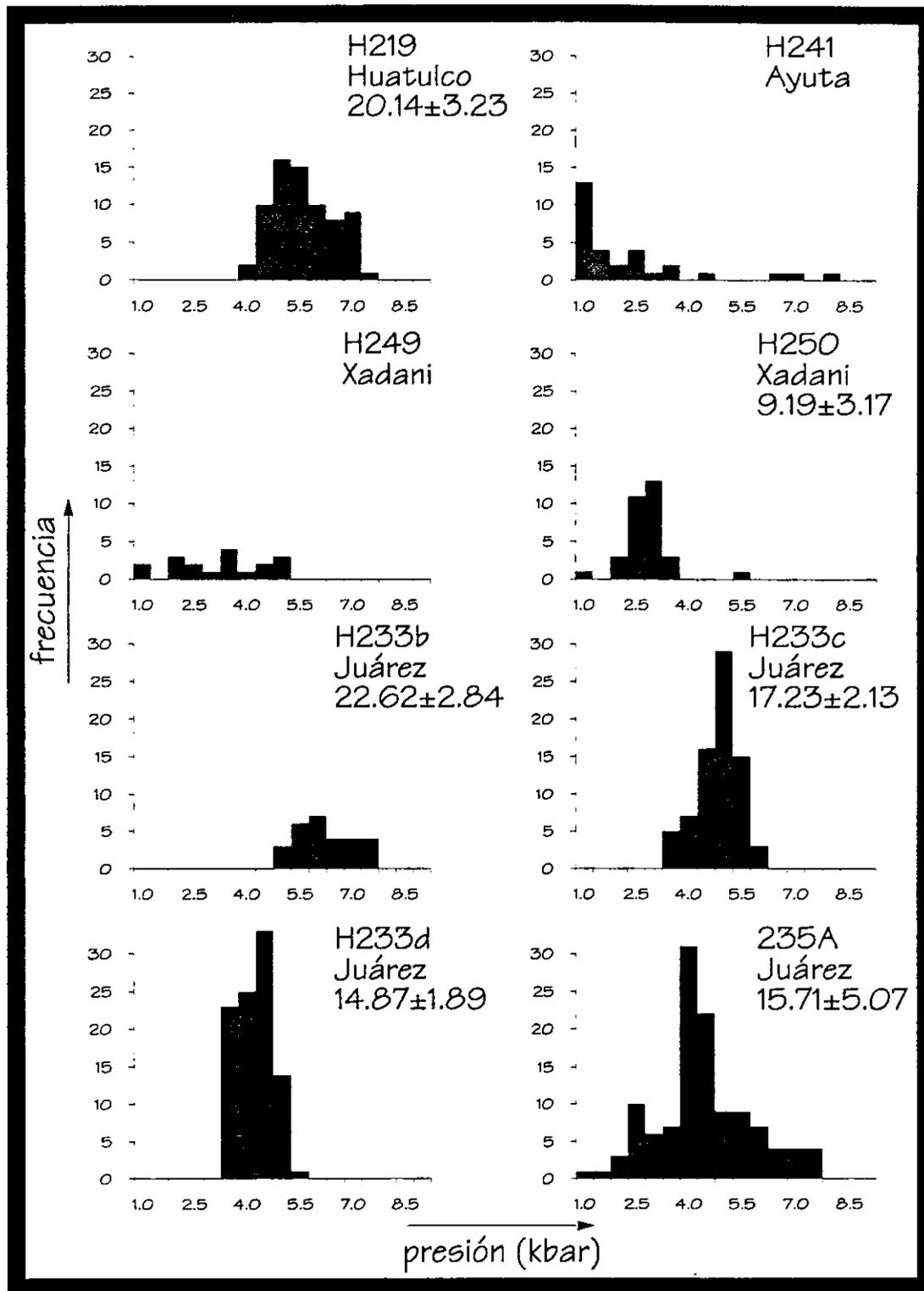


Fig. 28. Histogramas de presión calculada con el geobarómetro de aluminio en hornblenda. Para cada muestra (con excepción de la H241 y H249) se anota también la profundidad (en km) calculada con la presión media y el error de 1σ . Para el cálculo de profundidad se utilizó una densidad de 2650kg/m^3 . Las muestras H241 y H249 arrojaron valores de Al que sugieren que algunas de las premisas del geobarómetro no se cumplieron y por ende se excluyen de la discusión y se omitió el cálculo de profundidad.

	H219	H250	233b	H233c	H233d	H235
SiO2	42.758	47.670	42.570	42.940	44.250	44.357
TiO2	1.231	0.951	1.471	1.435	1.491	2.003
Al2O3	9.572	6.764	10.409	8.916	8.321	8.299
Cr2O3		0.123	0.075	0.000	0.099	0.000
FeO	17.606	13.875	18.516	20.647	17.065	19.705
MnO	0.553	0.391	0.510	0.572	0.254	0.857
MgO	10.009	14.110	8.769	9.155	11.497	8.585
CaO	11.217	11.942	11.561	11.725	11.177	10.831
Na2O	0.991	0.834	1.157	1.010	1.264	1.485
K2O	1.132	0.591	0.778	0.975	0.766	0.752
Cl	0.082	0.041	0.091	0.000	0.113	0.154
F		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	95.190	97.290	95.910	97.380	96.300	97.030
-O=Cl,F	0.020	0.010	0.020	0.000	0.030	0.030
Total	95.170	97.280	95.890	97.380	96.270	96.990
T Si	6.530	6.930	6.511	6.496	6.621	6.732
T Al	1.470	1.070	1.489	1.504	1.379	1.268
T Fe3+	0	0	0	0	0	0
T Ti	0	0	0	0	0	0
Suma en T	8	8	8	8	8	8
CAI	0.255	0.090	0.389	0.087	0.089	0.218
CCr	0.005	0.014	0.009	0.000	0.012	0.000
C Fe3+	0.741	0.693	0.469	0.805	0.846	0.487
CTi	0.141	0.104	0.169	0.163	0.168	0.229
CMg	2.278	3.057	1.999	2.064	2.564	1.942
C Fe2+	1.508	0.994	1.899	1.808	1.289	2.014
C Mn	0.072	0.048	0.066	0.073	0.032	0.110
CCa	0	0	0	0	0	0
Suma en C	5	5	5	5	5	5
BMg	0	0	0	0	0	0
B Fe2+	0	0	0	0	0	0
B Mn	0	0	0	0	0	0
BCa	1.836	1.860	1.895	1.901	1.792	1.761
B Na	0.164	0.140	0.105	0.099	0.208	0.239
Suma en B	2	2	2	2	2	2
ACa	0	0	0	0	0	0
ANa	0.129	0.095	0.238	0.197	0.159	0.198
AK	0.221	0.110	0.152	0.188	0.146	0.146
Suma en A	0.350	0.205	0.390	0.385	0.305	0.344
CCl	0.021	0.010	0.024	0.000	0.029	0.040
CF	0	0	0	0	0	0
Suma de Cationes	15.350	15.205	15.390	15.385	15.305	15.344
Suma de Oxigenos	23	23	23	23	23	23
Sum Al	1.725	1.160	1.878	1.591	1.468	1.486
P(kbar)	5.201	2.512	5.929	4.563	3.978	4.063
Profundidad (km)	19.66	9.49	22.41	17.25	15.03	15.36
1σ(km)	3.23	3.17	2.84	2.13	1.89	5.07
Profundidad±1σ(km)	19.66 ± 3.23	9.49 ± 3.17	22.41 ± 2.84	17.25 ± 2.13	15.03 ± 1.89	15.36 ± 5.07

Tabla 1. Datos representativos de los microanálisis químicos de anfíboles con microsonda electrónica. Para cada muestra se seleccionó el análisis correspondiente a la mediana de presión.

	101A	253b	254b	304
SiO ₂	44.04	44.58	44.51	44.02
TiO ₂	1.096	1.012	0.768	0.955
Al ₂ O ₃	8.63	8.33	8.02	8.38
Cr ₂ O ₃	0.017	0	0	0.031
FeO	20.85	19.68	21.16	20.24
MnO	0.267	0.294	0.199	0.251
MgO	8.65	8.68	8.59	8.89
CaO	10.31	10.22	10.51	10.51
Na ₂ O	1.275	1.21	1.188	1.178
K ₂ O	0.943	0.899	0.843	0.871
Cl	0.041	0.058	0.041	0.059
F	0	1.408	0	0.591
Total	96.12	96.37	95.83	95.98
-O=Cl,F	0.01	0.61	0.01	0.26
Total	96.11	95.77	95.82	95.71
T Si	6.664	6.816	6.759	6.698
T Al	1.336	1.184	1.241	1.302
T Fe ³⁺	0	0	0	0
T Ti	0	0	0	0
Suma en T	8	8	8	8
C Al	0.204	0.318	0.195	0.202
C Cr	0.002	0	0	0.004
C Fe ³⁺	1.073	0.816	1.057	1.056
C Ti	0.125	0.116	0.088	0.109
C Mg	1.951	1.978	1.944	2.016
C Fe ²⁺	1.566	1.7	1.631	1.519
C Mn	0.034	0.038	0.026	0.032
C Ca	0.046	0.033	0.06	0.061
Suma en C	5	5	5	5
B Mg	0	0	0	0
B Fe ²⁺	0	0	0	0
B Mn	0	0	0	0
B Ca	1.626	1.641	1.65	1.652
B Na	0.374	0.359	0.35	0.348
Suma en B	2	2	2	2
A Ca	0	0	0	0
A Na	0	0	0	0
A K	0.182	0.175	0.163	0.169
Suma en A	0.182	0.175	0.163	0.169
C Cl	0.011	0.015	0.011	0.015
C F	0	0.681	0	0.284
Suma de Cationes	15.182	15.175	15.163	15.169
Suma de oxigenos	23	23	23	23
Xab	0.801	0.804	0.792	0.809
T calculada (°C)	711	662	705	700

Tabla 2. Datos representativos de los microanálisis químicos de anfíboles y plagioclasas con microsonda electrónica. Para cada muestra se seleccionó el análisis correspondiente a la mediana de temperatura, y se utilizó una presión de 7kbar.

evidencias de múltiples pulsos magmáticos y muestran un patrón general de disminución de presión con edad relativa. Por otra parte, la variación en estas muestras está dentro del error total del método y del proceso analítico. Los valores de profundidad estimados para plutones de edad oligocénica apoyan la interpretación de una exhumación rápida de las rocas del área de estudio, lo cual se discutirá más ampliamente más adelante. Los resultados de los análisis geotermométricos se resumen en la Tabla 2 y las temperaturas obtenidas son consistentes y varían entre 662 y 711 $\pm 55^{\circ}\text{C}$. Es notable que estas temperaturas son muy similares a las obtenidas por Corona Chávez (1997) usando el mismo termómetro, pero inferiores a otras obtenidas por el mismo autor usando otros geotermómetros. Sin embargo, las temperaturas obtenidas para las rocas anfíbolíticas en este estudio son compatibles con las paragénesis minerales que se observaron y en particular con la presencia de biotita estable. Un pico térmico arriba de 850°C y 7 kbar ubicaría las rocas fuera del campo de biotita estable.

Neotectónica

Como se ha mencionado con anterioridad, existe evidencia de campo de la presencia de fallas activas con componentes tanto laterales como normales, lo que ya había sido asentado en la literatura por Delgado Argote y Carballido Sánchez (1990) y posteriormente por Vázquez Meneses et al. (1992). Estos autores llevaron a cabo investigaciones geológicas y sismológicas donde documentaron la presencia de un sistema de fallas laterales cuya actividad es tan reciente que han deformado estructuras antropogénicas (Delgado Argote comunicación personal, 1997; Vázquez Meneses et al., 1992). Por otra parte la geomorfología, en particular la relacionada a los cauces de los ríos, fue analizada en el curso del presente estudio, arrojando datos coincidentes con una cinemática predominantemente izquierda.

Desde el punto de vista sismológico, también se han escrito trabajos relativos a las anomalías que se han observado en la sismicidad. Una de las principales anomalías consiste de una zona de sismicidad intensa más o menos perpendicular a la trinchera que se extiende hacia el norte-noreste por debajo del Istmo de Tehuantepec (Jiménez, 1985), caracterizada por un alto número de sismos de baja intensidad. A esta zona de alta sismicidad se le ha asignado el nombre de “falla de Salina Cruz” sin que a la fecha se haya identificado el rasgo geológico correspondiente (ver, por ejemplo, Viniegra, 1971 en Guzmán Speziale et al., 1989).

evidencias de múltiples pulsos magmáticos y muestran un patrón general de disminución de presión con edad relativa. Por otra parte, la variación en estas muestras está dentro del error total del método y del proceso analítico. Los valores de profundidad estimados para plutones de edad oligocénica apoyan la interpretación de una exhumación rápida de las rocas del área de estudio, lo cual se discutirá más ampliamente más adelante. Los resultados de los análisis geotermométricos se resumen en la Tabla 2 y las temperaturas obtenidas son consistentes y varían entre 662 y 711 $\pm 55^{\circ}\text{C}$. Es notable que estas temperaturas son muy similares a las obtenidas por Corona Chávez (1997) usando el mismo termómetro, pero inferiores a otras obtenidas por el mismo autor usando otros geotermómetros. Sin embargo, las temperaturas obtenidas para las rocas anfibolíticas en este estudio son compatibles con las paragénesis minerales que se observaron y en particular con la presencia de biotita estable. Un pico térmico arriba de 850°C y 7 kbar ubicaría las rocas fuera del campo de biotita estable.

Neotectónica

Como se ha mencionado con anterioridad, existe evidencia de campo de la presencia de fallas activas con componentes tanto laterales como normales, lo que ya había sido asentado en la literatura por Delgado Argote y Carballido Sánchez (1990) y posteriormente por Vázquez Meneses et al. (1992). Estos autores llevaron a cabo investigaciones geológicas y sismológicas donde documentaron la presencia de un sistema de fallas laterales cuya actividad es tan reciente que han deformado estructuras antropogénicas (Delgado Argote comunicación personal, 1997; Vázquez Meneses et al., 1992). Por otra parte la geomorfología, en particular la relacionada a los cauces de los ríos, fue analizada en el curso del presente estudio, arrojando datos coincidentes con una cinemática predominantemente izquierda.

Desde el punto de vista sismológico, también se han escrito trabajos relativos a las anomalías que se han observado en la sismicidad. Una de las principales anomalías consiste de una zona de sismicidad intensa más o menos perpendicular a la trinchera que se extiende hacia el norte-noreste por debajo del Istmo de Tehuantepec (Jiménez, 1985), caracterizada por un alto número de sismos de baja intensidad. A esta zona de alta sismicidad se le ha asignado el nombre de “falla de Salina Cruz” sin que a la fecha se haya identificado el rasgo geológico correspondiente (ver, por ejemplo, Viniestra, 1971 en Guzmán Speziale et al., 1989).

Metodología

Para el análisis cinemático basado en la geomorfología se digitalizaron los cauces de todos los ríos representados en mapas topográficos a escala 1: 250,000 (INEGI, 1990). Independientemente, se interpretaron imágenes de satélite LANDSAT (bandas 3, 4 y 7) y fotografías aéreas (escala 1:80,000) identificándose lineamientos regionales que mostraban evidencia de desplazamiento lateral y se verificaron en el campo. Estas dos bases de datos geográficos fueron sobrepuestas (tras haber realizado los ajustes de proyección y escala) y se hicieron mediciones sobre los mapas para determinar los desplazamientos aparentes de los cauces de los ríos de orden ≥ 2 causados por las fallas laterales.

Para establecer la cinemática actual del área de estudio, se estudiaron los parámetros cinemáticos de los tensores de momento de los sismos ubicados entre 14 y 20° de latitud norte y entre 93 y 99° de longitud oeste. Los tensores fueron seleccionados del catálogo CMT de la Universidad de Harvard, de donde se leyeron los archivos de los años 1977 a 1992. Para este periodo se encontraron 52 eventos cuyos centroides se encontraban en la ventana de latitud-longitud bajo consideración. Utilizando de nueva instancia el software de la hoja de cálculo para manipulación de orientaciones, se procedió a analizar el registro sísmico.

La caracterización del mecanismo focal como normal, inverso, lateral, u oblicuo se hizo usando los criterios descritos por Frohlich y Apperson (1992). Estos autores clasifican los sismos según la inclinación de los ejes P, T y B del tensor de momento sísmico. Los sismos de desplazamiento lateral son aquellos cuyos ejes B tienen inclinación mayor que 60°; los mecanismos normales tienen ejes P con inclinaciones mayores que 60° y los mecanismos inversos tienen inclinaciones del eje T mayores que 50°. Los mecanismos focales con ejes principales con inclinaciones distintas a éstas son clasificados como “*odd*”. Aquí me permito aclarar que empleo el término “oblicuo” para referirme a los sismos que los autores consideran “*odd*”. Frohlich y Apperson (1992) utilizan una proyección gnomónica azimutal para representar los distintos sismos en un diagrama triangular, aprovechando que para tres ejes mutuamente ortogonales $\sin^2 \delta_T + \sin^2 \delta_B + \sin^2 \delta_P = 1$ donde δ_T , δ_B y δ_P son los buzamientos de los ejes T, B y P, respectivamente.

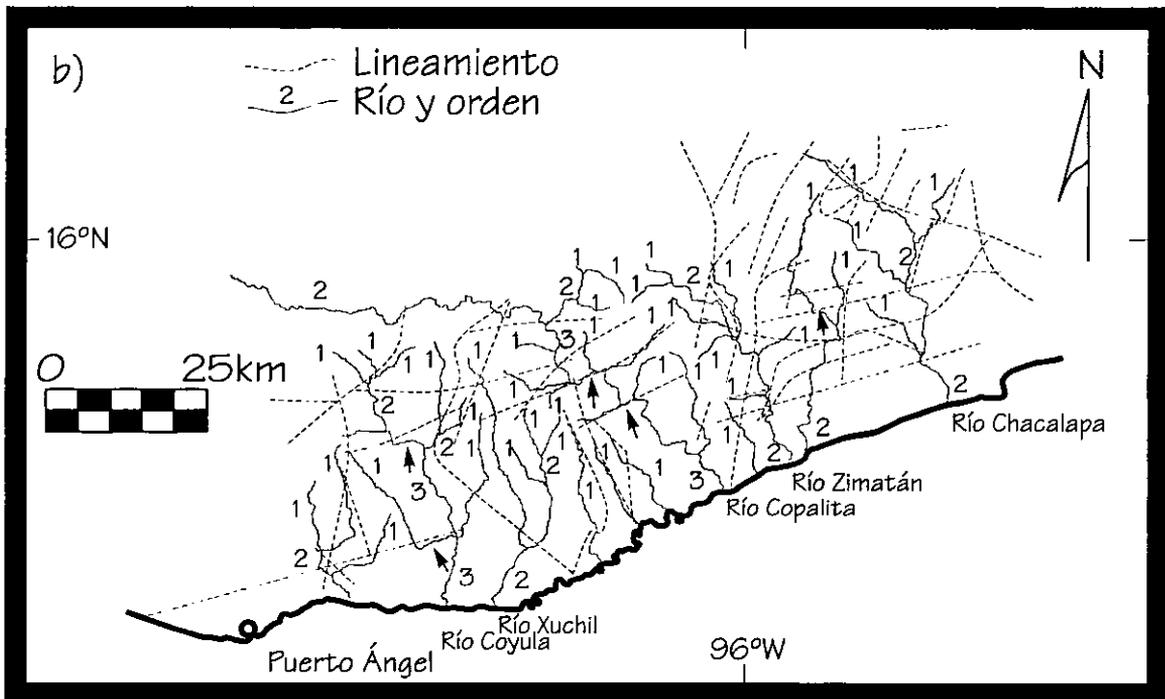
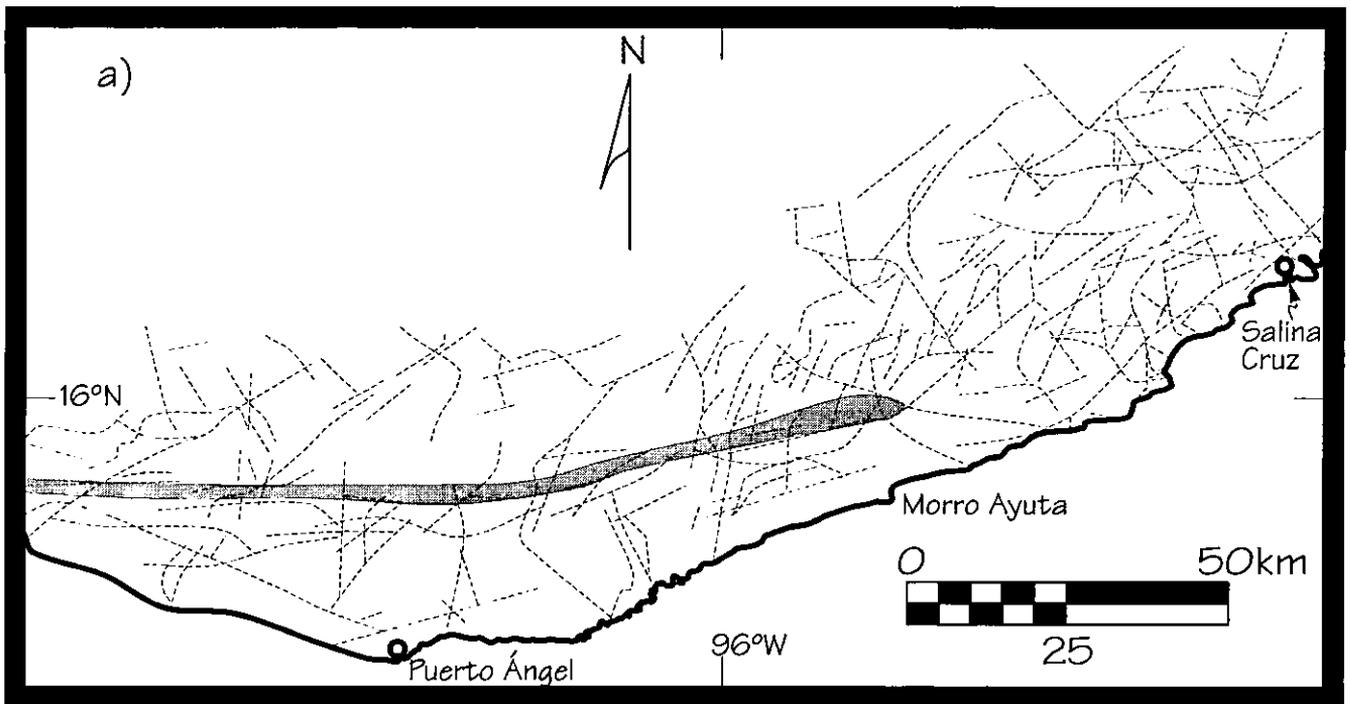


Fig. 29. a) Mapa de lineamientos tomados de imágenes de satélite Landsat (Bandas 3, 4 y 7) y de fotografías aéreas (1:80,000). La Falla Chacalapa se indica con sombra gris.
 b) Ampliación del área de estudio detallado con los lineamientos del inciso a) y las cuencas fluviales entre Puerto Ángel y Morro Ayuta. Los números junto a los ríos indican el orden del tributario en escala 1:250,000. Notense los desplazamientos aparentes del drenaje. Los nombres de los ríos se anotan a su desembocadura y las flechas indican ejemplos de desplazamientos medidos.

	Río Coyula	Río Xúchil	Río Copalita	Río Zimatán	Río Chacalapa
	3.0 km izq.	0.3 km der.	0.8 km izq.	1.2 km izq.	1.4 km der.
	0.8 km izq.	0.3 km der.	1.4 km izq.	0.6 km izq.	1.8 km der.
	1.2 km der.	1.2 km izq.	2.4 km izq.	2.4 km izq.	1.8 km der.
			3.0 km izq.	1.0 km izq.	0.8 km izq.
			3.8 km izq.		
Total desplazamiento izquierdo	3.8 km	1.2 km	11.4 km	5.2 km	0.8 km
Promedio desplazamiento izquierdo	1.9 km	1.2 km	2.3 km	1.3 km	0.8 km

Tabla 2. Desplazamientos relativos de ríos al cruzar fallas laterales en el área de estudio. Sólo se consideraron ríos de orden ≥ 2 en escala del mapa topográfico 1:250,000 de INEGI. 67% de los ríos muestran desplazamiento izquierdo y 33% desplazamiento derecho, acorde a los datos de Gaudemer et al. (1989).

Resultados

La Figura 29 muestra los mapas de ríos y de lineamientos obtenidos de las cartas topográficas, imágenes de satélite y fotografías aéreas y se ven claramente los desplazamientos aparentes asociados a las fallas laterales. En la Tabla 2 se tabulan los resultados del análisis de los desplazamientos aparentes de los ríos. De los datos en la tabla se desprende que 67% de los ríos desplazados muestra un desplazamiento aparente izquierdo asociado a las fallas. Estos datos están dentro de lo establecido por Gaudemer et al. (1989), quienes con base en un estudio de la red de drenaje en una zona con fallamiento lateral en California llegaron a la conclusión de que en un sistema de drenaje fluvial entre la mitad y las tres cuartas partes de los ríos no están desplazados por las fallas y del resto aproximadamente dos terceras o tres cuartas partes muestran desplazamientos relativos compatibles con la cinemática de la falla. Otra conclusión importante de estos autores es que la magnitud de los desplazamientos aparentes siempre subestima el desplazamiento a lo largo de la falla. Con las conclusiones de Gaudemer et al. (1989) en mente, podemos constatar la cinemática izquierda de las fallas, que ya había sido establecida en imágenes remotas y en campo. Por otra parte, vemos que los ríos de orden ≥ 2 en el área de estudio muestran desplazamientos aparentes medios entre 0.8 y 2.3 km. El río más grande del área de estudio (Río Copalita) exhibe los mayores desplazamientos aparentes, observación que también es acorde a las conclusiones de Gaudemer et al. (1989). El desplazamiento aparente izquierdo total acumulado del Río Copalita es de 11.4 km.

La Figura 30 muestra los mecanismos focales de los sismos estudiados y su ubicación. La Figura 31 a) muestra la posición de los epicentros de los mismos sismos y adicionalmente se utilizan distintos símbolos para resaltar los distintos tipos de desplazamiento según la clasificación de Frohlich y Apperson (1992). En la figura se observa como los sismos de mecanismos inversos forman una franja de sismicidad somera (< 50 km) paralelos a la trinchera, mientras que los sismos normales y oblicuos forman dos nidos más o menos aislados. Esta figura también resalta el hecho de que no hay sismos de mecanismos de desplazamiento lateral según la clasificación de Frohlich y Apperson (1992). La Figura 31 b) también muestra la ubicación de los epicentros pero se utilizan distintos símbolos para caracterizar a los sismos con respecto a su profundidad. El inciso c) de esta figura muestra una adaptación del diagrama triangular de Frohlich y Apperson (1992) para clasificar los sismos estudiados. En el diagrama triangular de la Fig. 31 c) no se utilizó la proyección gnomónica azimutal, sino un diagrama triangular común y corriente como se

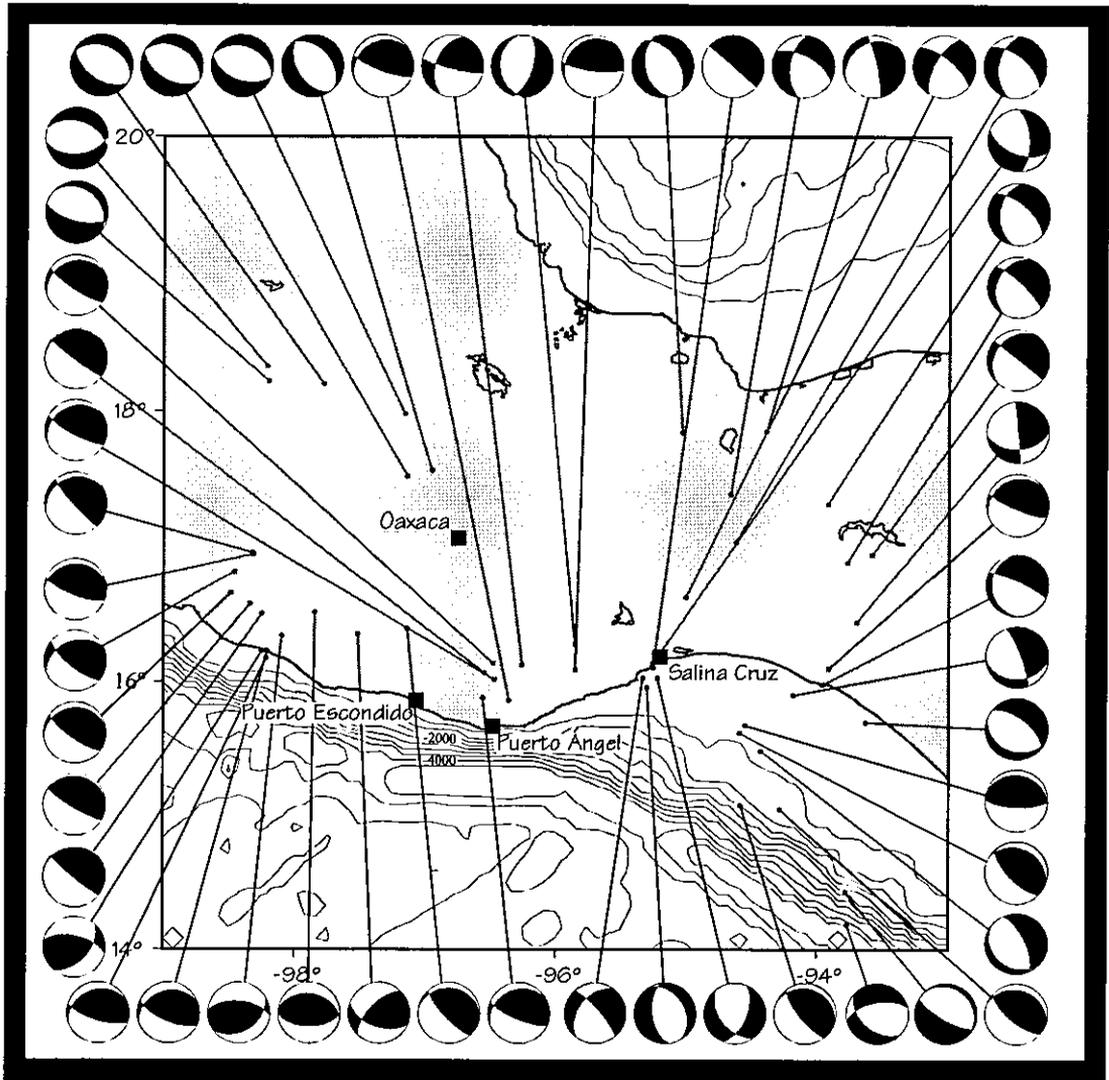


Fig. 30. Mecanismos focales de los sismos del catálogo CMT de Harvard University y su ubicación en el sur de México. Los sismos se seleccionaron dentro de una ventana de latitud-longitud entre los paralelos 14 y 20°N y los meridianos 93 y 99°W. La Figura fue elaborada con el paquete GMT de Wessel y Smith.

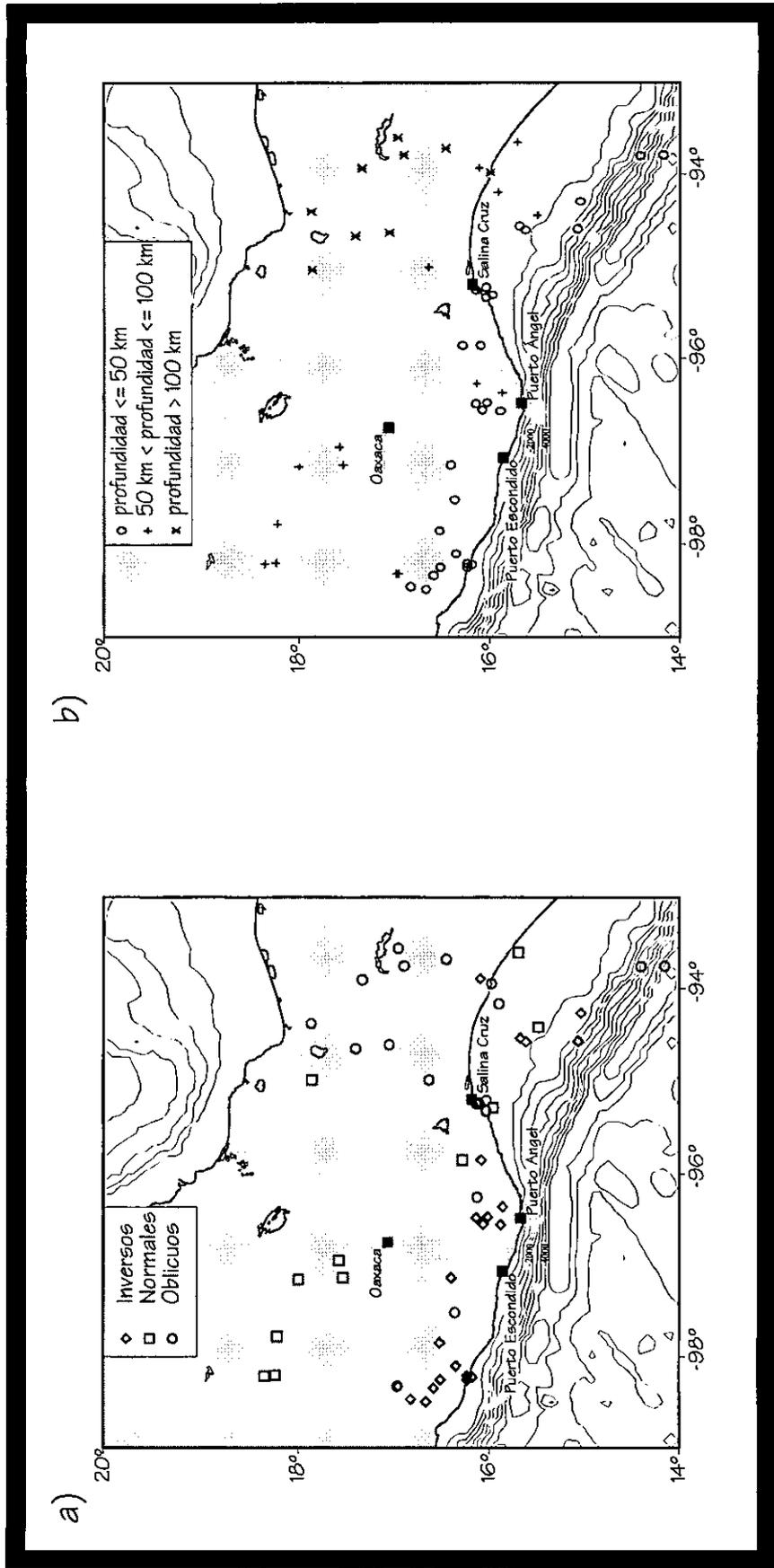


Fig. 31. a) Ubicación de epicentros clasificados por el método de Frohlich y Apperson (1992). Nótese la ausencia de sismos de mecanismo lateral, según esta clasificación, y la abundancia de sismos oblicuos, particularmente en la parte central del Istmo.
 b) Ubicación de epicentros clasificados por profundidad. En ambos dibujos la batimetría está acotada en metros.

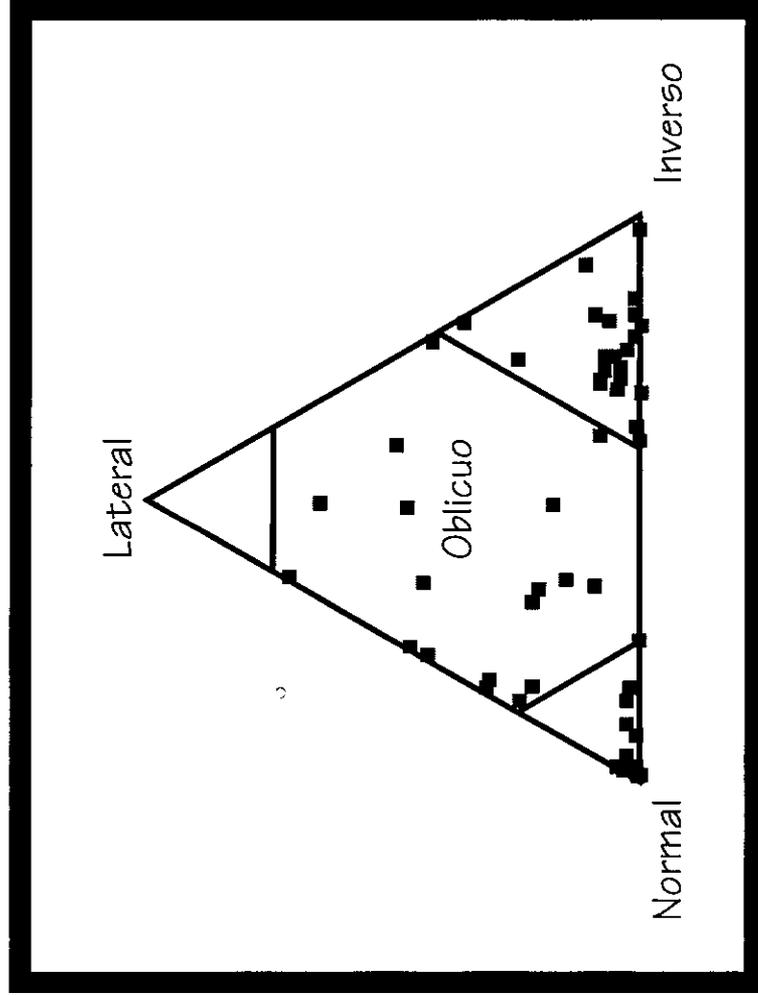


Fig. 31 c) Diagrama triangular con la ubicación de los sismos del presente estudio según el método de Frohlich y Apperson (1992) pero sin usar la proyección gnómica equiareal. Nótese la ausencia de sismos en el campo de sismos laterales.

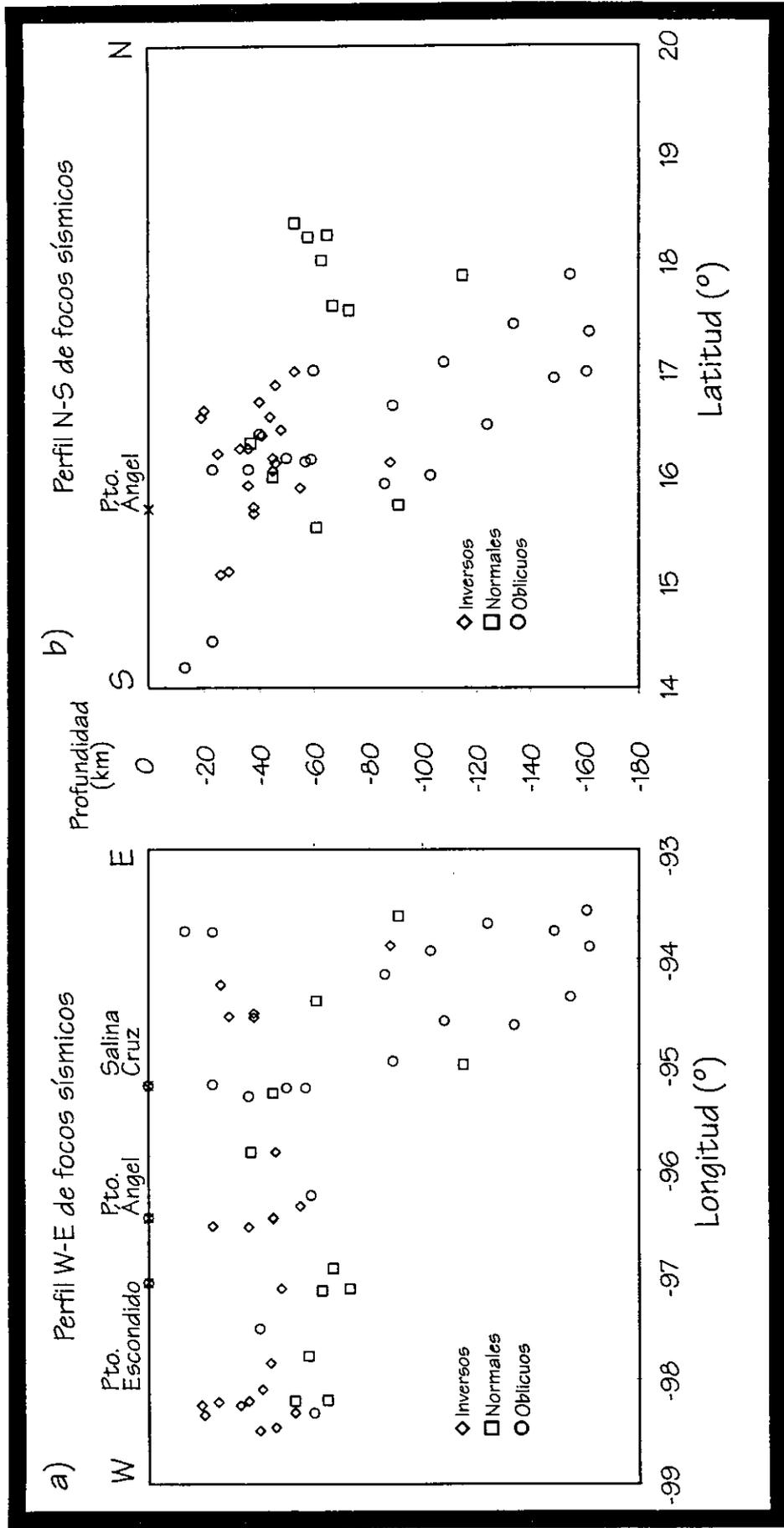


Fig. 32. a) Perfil W-E de focos sísmicos clasificados siguiendo el método de Frohlich y Apperson (1992). Nótese el aumento en profundidad hacia el este y la predominancia de mecanismos oblicuos en el flanco oriental del pliegue.
b) Perfil S-N de focos sísmicos clasificados siguiendo el método de Frohlich y Apperson (1992).

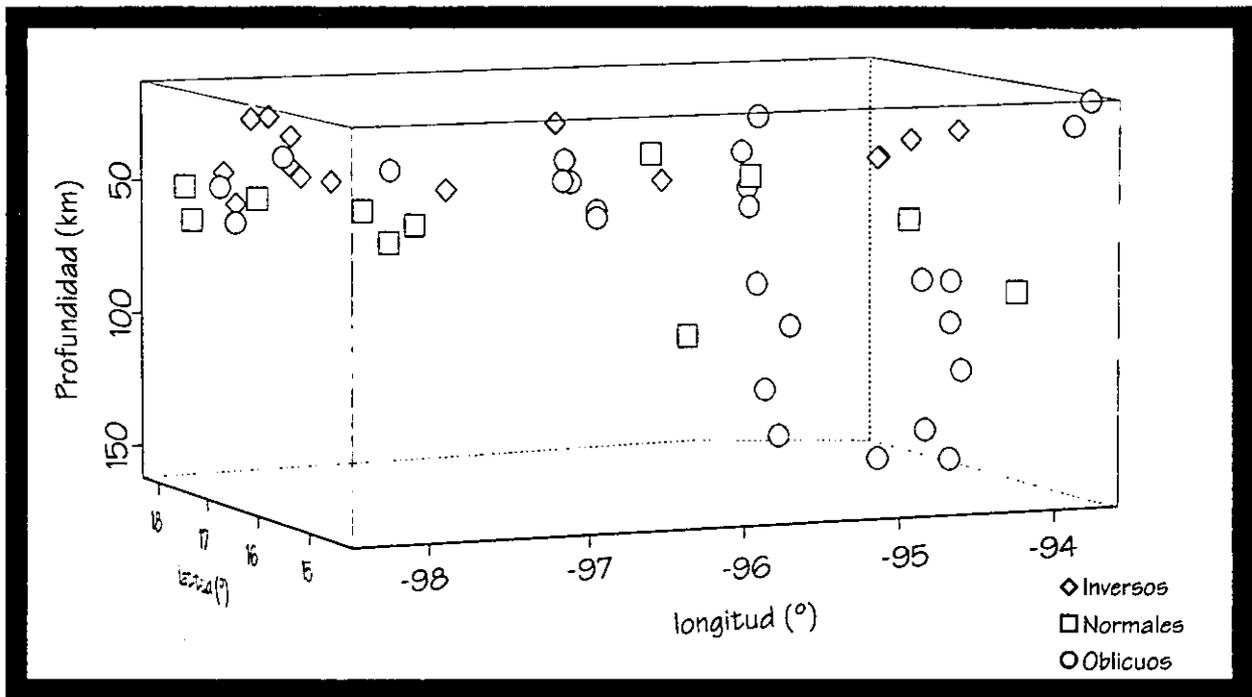


Fig 33. Diagrama de bloque que muestra la distribución tridimensional de los focos sísmicos del área de estudio, caracterizados como inversos normales y oblicuos según Frohlich y Apperson (1992). La proyección empleada ignora la curvatura de la tierra, pero para fines ilustrativos muestra claramente la geometría compleja de la zona de Wadati-Benioff.

acostumbra usar en la petrología. Ya que sólo nos es importante la posición de los sismos con respecto a las fronteras entre los tipos de mecanismo focal y que no se utiliza el diagrama para conteos de densidad, la distorsión del diagrama al evitar la proyección es intrascendente.

Las Figuras 32 a y b muestran perfiles NS y EW, respectivamente, donde se puede apreciar la variación en la profundidad de los sismos, tanto en sentido perpendicular y paralelo a la trinchera. Como ya se había señalado en la literatura, existe un cambio pronunciado en la inclinación del plano Wadati-Benioff, siendo ésta menor en la parte occidental del área estudiada que en el oriente (Bevis e Isacks, 1984). Esta variación en la profundidad de sismicidad se ilustra claramente en la Fig. 33, donde se muestra en un gráfico tridimensional.

Discusión

Cualquier modelo de evolución propuesto para las rocas de la costa sur de Oaxaca tiene que considerar las observaciones hechas por investigadores previos en el área de estudio y también a las que se reportan en este trabajo. La base de datos geológicos con la que se cuenta actualmente es ya considerable, incluyendo varias tesis de posgrado y tres décadas de investigaciones desde la definición del complejo Xolapa. Sin embargo, la complejidad del área es tal que aún hoy en día dificulta una interpretación inequívoca.

Las interpretaciones sobre la autoctonía o aloctonía del terreno Xolapa se han basado principalmente en argumentos geoquímicos y geocronológicos. Los datos geoquímicos obtenidos por distintos grupos de investigadores son concordantes entre sí y apoyan una interpretación de arco magmático asociado a una zona de subducción (Morán Zenteno, 1992; Herrmann et al., 1994). Existen también indicios geoquímicos que indican que el arco se desarrolló en una margen continental. Sin embargo, los datos geocronológicos son más dispersos y difíciles de interpretar. Básicamente, las edades obtenidas de rocas del Complejo Xolapa forman dos grupos: las edades jurásicas y cretácicas tempranas basadas en fechamientos de Rb-Sr en rocas enteras (Guerrero García et al., 1978; Morán Zenteno, 1992) y edades cretácicas terminales y eocénicas obtenidas por fechamientos U-Pb en zircones. A pesar de que el método Rb-Sr tiene una historia larga y que ha sido cuestionado últimamente, es notable que la única edad U-Pb concordante de Herrmann et al. (1994) coincide con las edades cretácicas tempranas de Rb-Sr. Es importante subrayar que la complejidad petrológica y estructural de las rocas del complejo Xolapa es tal que el

acostumbra usar en la petrología. Ya que sólo nos es importante la posición de los sismos con respecto a las fronteras entre los tipos de mecanismo focal y que no se utiliza el diagrama para conteos de densidad, la distorsión del diagrama al evitar la proyección es intrascendente.

Las Figuras 32 a y b muestran perfiles NS y EW, respectivamente, donde se puede apreciar la variación en la profundidad de los sismos, tanto en sentido perpendicular y paralelo a la trinchera. Como ya se había señalado en la literatura, existe un cambio pronunciado en la inclinación del plano Wadati-Benioff, siendo ésta menor en la parte occidental del área estudiada que en el oriente (Bevis e Isacks, 1984). Esta variación en la profundidad de sismicidad se ilustra claramente en la Fig. 33, donde se muestra en un gráfico tridimensional.

Discusión

Cualquier modelo de evolución propuesto para las rocas de la costa sur de Oaxaca tiene que considerar las observaciones hechas por investigadores previos en el área de estudio y también a las que se reportan en este trabajo. La base de datos geológicos con la que se cuenta actualmente es ya considerable, incluyendo varias tesis de posgrado y tres décadas de investigaciones desde la definición del complejo Xolapa. Sin embargo, la complejidad del área es tal que aún hoy en día dificulta una interpretación inequívoca.

Las interpretaciones sobre la autoctonía o aloctonía del terreno Xolapa se han basado principalmente en argumentos geoquímicos y geocronológicos. Los datos geoquímicos obtenidos por distintos grupos de investigadores son concordantes entre sí y apoyan una interpretación de arco magmático asociado a una zona de subducción (Morán Zenteno, 1992; Herrmann et al., 1994). Existen también indicios geoquímicos que indican que el arco se desarrolló en una margen continental. Sin embargo, los datos geocronológicos son más dispersos y difíciles de interpretar. Básicamente, las edades obtenidas de rocas del Complejo Xolapa forman dos grupos: las edades jurásicas y cretácicas tempranas basadas en fechamientos de Rb-Sr en rocas enteras (Guerrero García et al., 1978; Morán Zenteno, 1992) y edades cretácicas terminales y eocénicas obtenidas por fechamientos U-Pb en zircones. A pesar de que el método Rb-Sr tiene una historia larga y que ha sido cuestionado últimamente, es notable que la única edad U-Pb concordante de Herrmann et al. (1994) coincide con las edades cretácicas tempranas de Rb-Sr. Es importante subrayar que la complejidad petrológica y estructural de las rocas del complejo Xolapa es tal que el

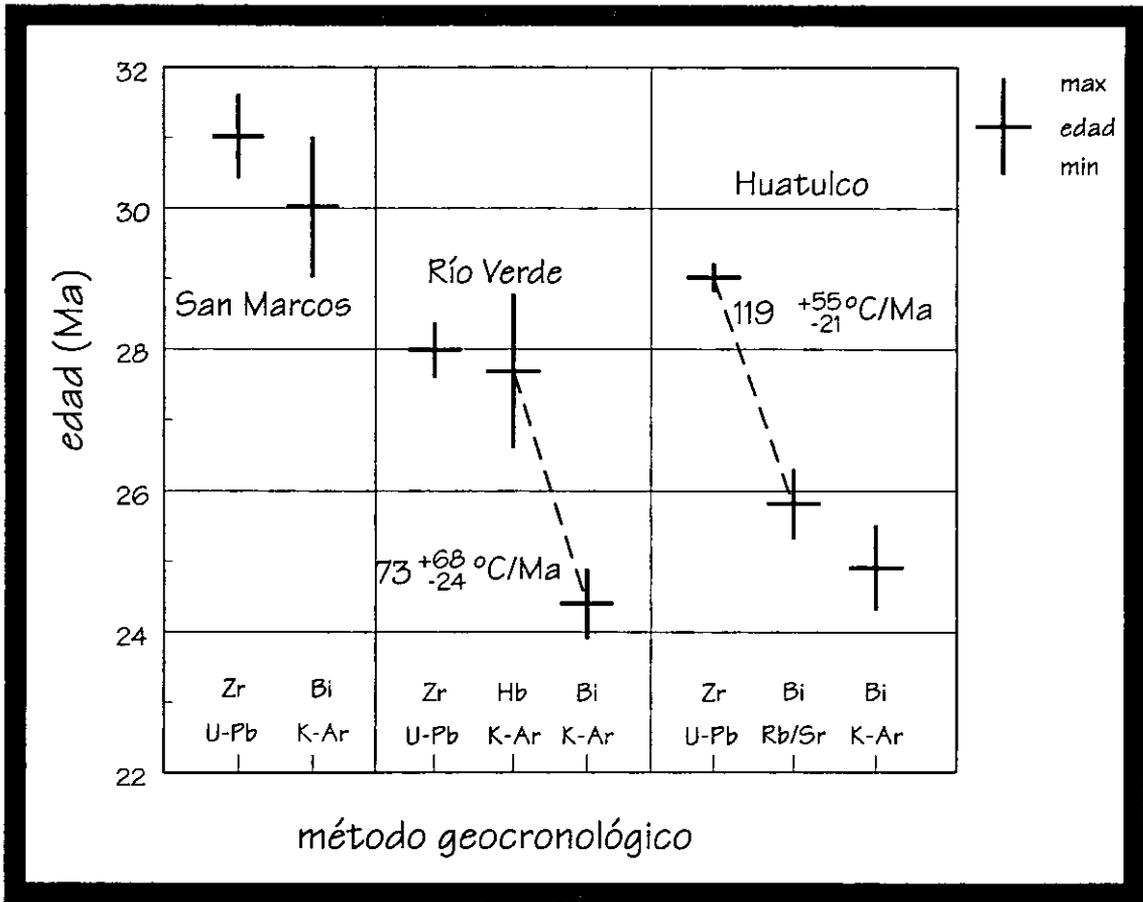


Fig. 34. Edades calculadas de distintos plutones entre Acapulco y Salina Cruz por medio de distintos métodos. Con base en la temperatura de cierre de cada sistema isotópico se calcularon tasas de enfriamiento y los errores asociados. Las temperaturas de cierre usadas para el cálculo fueron: 700°C para U/Pb en zircones, 520°C para K/Ar en hornblendas, 320°C para Rb/Sr en biotitas y 280°C para K/Ar en biotitas (Geyh y Schleicher, 1990). Los datos geocronológicos fueron tomados de la Tabla 1 de Schaaf et al (1995) y la figura modificada de Morán Zenteno et al. (1996).

trabajo con poblaciones heterogéneas de zircones que definen líneas que se apartan de la concordia tiene problemas inherentes. En vista de esto, considero prematuro descartar un evento metamórfico-deformacional en el Complejo Xolapa a principios del Cretácico.

La exhumación del Complejo Xolapa ha sido atribuida por varios autores al colapso gravitacional de un arco magmático en un marco tectónico transtensivo asociado a la migración lateral del bloque Chortis hacia su posición actual. Los datos estructurales del presente estudio apoyan esta interpretación en general y sugieren inclusive algunos detalles adicionales referentes a los mecanismos responsables de dicha exhumación. Cabe resaltar que también quedan sin aclarar algunos aspectos. Un aspecto fundamental que no es claro es ¿cuál es la falla maestra a lo largo de la cual fue exhumado el terreno en esta región? En la zona al norte de Acapulco y en Juchatengo hay fallas normales con rocas miloníticas que documentan bien una cinemática de exhumación (e.g. Meschede, 1994). En el área del presente estudio no son tan claras las evidencias de movimientos normales a lo largo de un plano. Lo que sí es claro es que la superposición de deformación cataclástica sobre milonitas del régimen cristal-plástico de plagioclasas representa no sólo la exhumación del Complejo Xolapa sino también la exhumación de la zona de falla.

Otro aspecto notable es la disminución progresiva de edades de enfriamiento desde Acapulco hacia Salina Cruz (Guerrero García, 1975; Morán Zenteno, 1992) así como lo es la rápida tasa de enfriamiento de los plutones (Morán Zenteno et al 1996) que en sí sugiere un mecanismo tectónico adicional al gravitacional (Fig. 34). Aunque la mayoría de los investigadores que han trabajado en el área desde Ratschbacher et al. (1990) coinciden en esta interpretación, ha faltado aclarar algunos detalles sobre porqué el paso de un punto triple frente a una margen continental deba ser acompañado por una exhumación acelerada. Morán Zenteno et al. (1996) proponen entre líneas que pudiera ser un pliegue regional, en escala de la litósfera subducida, y su migración hacia el oriente conforme se desarrolla la nueva zona de subducción frente a la margen abandonada por el bloque Chortis.

Si bien ya ha sido propuesto que en una tierra esférica una placa subducida es sometida a un acortamiento en sentido paralelo a la trinchera y consecuente plegamiento por razones de compatibilidad geométrica (Bayly, 1982), aquí propongo que la configuración geométrica del punto triple Cocos-Norteamérica-Caribe, es motivo adicional para un plegamiento. La traza de la trinchera Mesoamericana tiene una curvatura pronunciada en

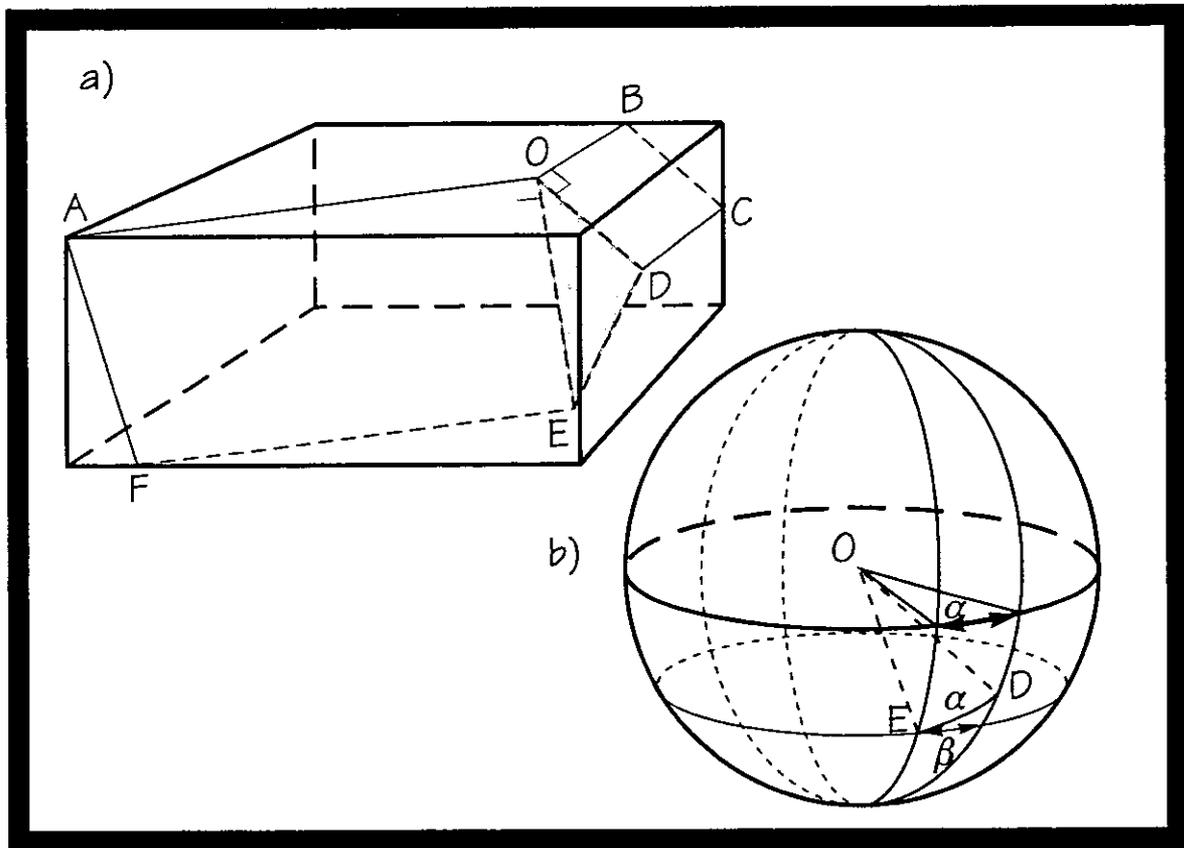


Fig. 35. a) Diagrama de bloque que ilustra las relaciones angulares en un plano plegado alrededor de dos charnelas no colineales. La línea AB tiene un quiebre en O y los segmentos OD y OE son perpendiculares a OB y OA, respectivamente, de tal manera que el ángulo que forman estos segmentos con el plano horizontal es la inclinación del plano rectangular que contiene el segmento. La región sombreada ODE representa la zona de acomodación. Para que ODE no sufra cambios de área es necesario que OE y OD tengan inclinaciones distintas con lo cual se forma un pliegue monoclinal CDEF.

b) Relaciones geométricas del inciso a) en la esfera de proyección con los círculos mayores verticales (direcciones de rumbo) de las dos líneas OD y OE. Para que el triángulo ODE mantenga el área constante, es necesario que el círculo mayor ED sostenga el mismo ángulo α que es la diferencia azimutal entre las dos charnelas horizontales. Si la línea OE tiene una inclinación δ_1 y se ubica sobre un círculo menor, β es el ángulo entre los puntos de intersección de los dos círculos mayores verticales con el círculo menor. Las ecuaciones derivadas se describen en el texto.

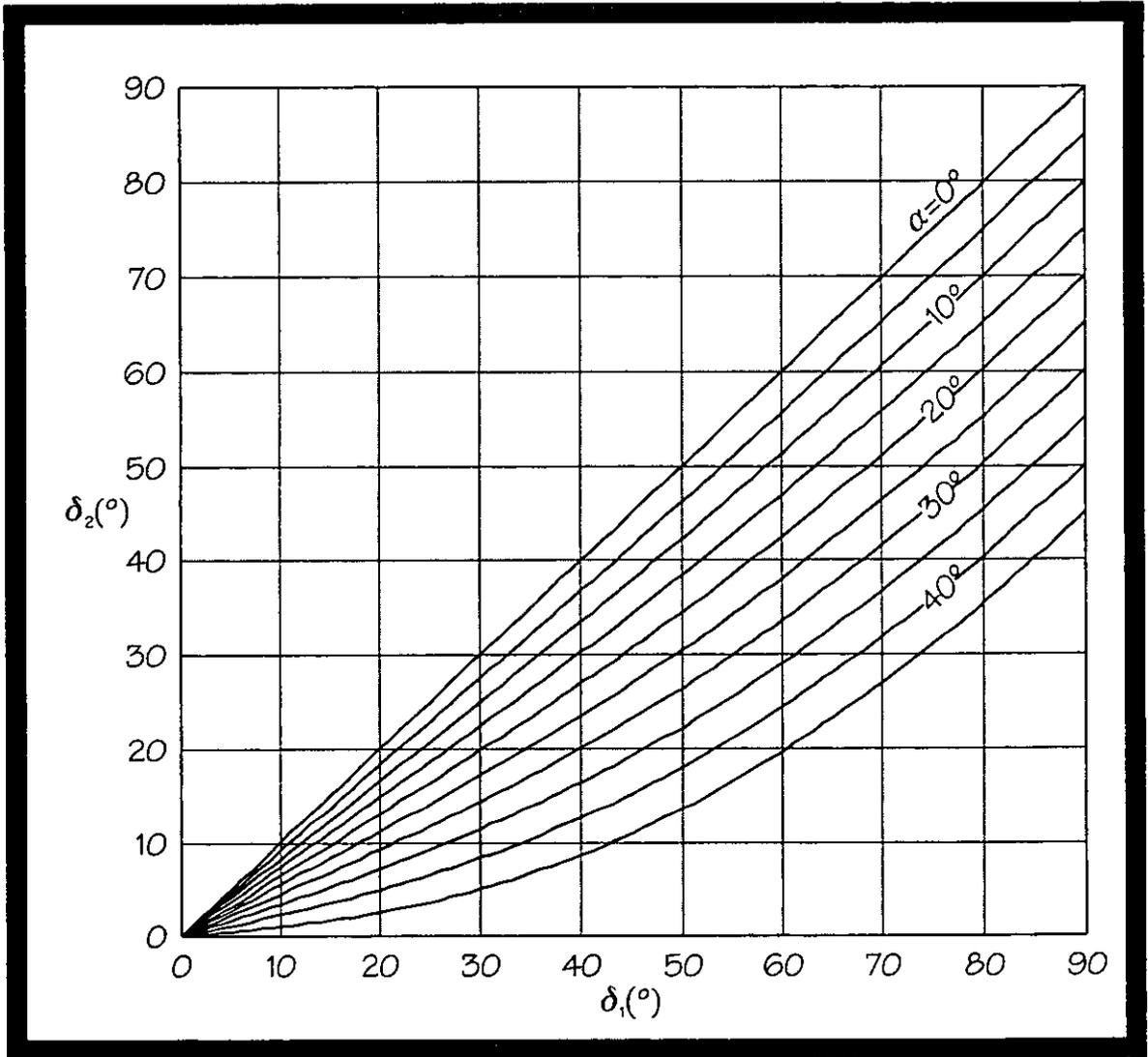


Fig 35. c) Gráfico que muestra la relación entre las inclinaciones de dos planos plegados alrededor de dos charnelas horizontales cuya diferencia azimutal es α° . El plano más inclinado tiene una inclinación δ_1° y el otro de δ_2° . Para $\alpha=0$, $\delta_1=\delta_2$.

la zona de confluencia entre Cocos, Norteamérica y Caribe (Fig. 2 segmento 3 de Guzmán Speziale, 1995). El esquema geométrico se muestra en la Fig. 35 donde se ilustra el desarrollo de un monoclinal cónico buzante como consecuencia de la subducción de una superficie a lo largo de una trinchera consistente en dos segmentos rectos que forman un ángulo. La existencia de dicho pliegue ya ha sido propuesta en el área de estudio por Ponce et al. (1992) quienes lo atribuyen a la subducción de litósferas oceánicas de distintas edades yuxtapuestas a lo largo de la Zona de Fractura de Tehuantepec en la placa de Cocos. El dominio de mayor inclinación correspondería a corteza oceánica de mayor edad. Dichos autores basan su análisis en estudios de mecanismos focales a lo largo de tres secciones más o menos perpendiculares a la trinchera (azimut $\sim 045^\circ$) en el área de estudio. Una de ellas (su sección A) está ubicada al noroeste de Puerto Ángel y corresponde al dominio de bajo ángulo de subducción. La sección B de los mismos autores pasa unos kilómetros al oriente de Huatulco y su sección C intercepta la costa mexicana al oriente de la frontera entre Chiapas y Oaxaca y corresponde al dominio de alta inclinación del plano Wadati-Benioff. Lo interesante de estas secciones es que la sección B exhibe mayor complejidad en cuanto a la cinemática de los mecanismos focales que las otras dos. Yo interpreto esta complejidad cinemática como evidencia de la zona de reacomodo en la zona del pliegue monoclinal. Es la misma complejidad cinemática que exhiben los sismos oblicuos del presente estudio en la zona del Istmo.

Si asociamos el desarrollo del pliegue monoclinal cónico a la curvatura de la trinchera en la zona del punto triple entre las tres placas, es lógico proponer que el pliegue tiene que migrar en el espacio como lo hace el punto triple. Eso significaría que el plano axial del pliegue no es estático en el marco de referencia del material de la placa subducida, sino que migra a través de él. Es posible que la sismicidad anómala de la zona del Istmo esté asociada a esta migración del pliegue por distintas partes de la placa litosférica que se subduce. Este mecanismo para los sismos sería el mismo que se observa de mecanismos normales asociados a la flexión de la litósfera en el arco externo de las zonas de subducción (Christensen y Ruff, 1983). El paralelismo de la zona sísmica con la geometría propuesta y la cinemática oblicua de los sismos en esta zona apoyan dicha interpretación.

Con el fin de probar la validez de esta hipótesis calculé la diferencia de inclinación que debieran de exhibir los planos a cada lado del pliegue monoclinal formado de esta

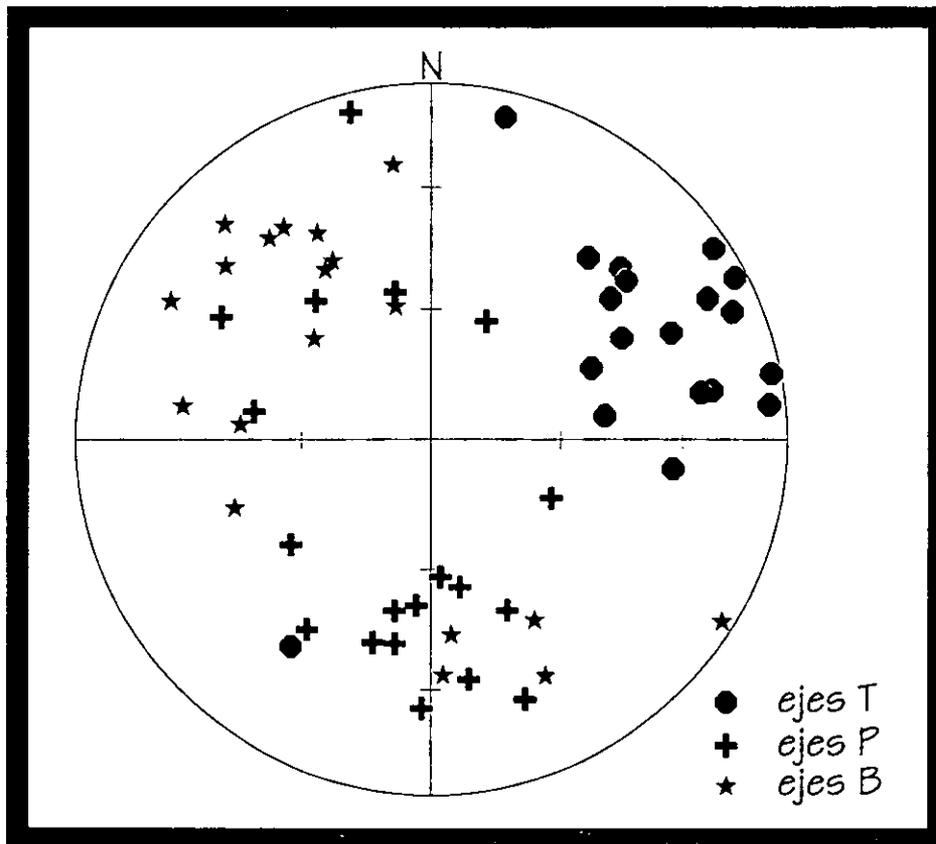


Fig. 36. Proyección equiareal (hemisferio inferior) de los ejes cinemáticos T, P y B de los sismos clasificados como oblicuos según el método de Frohlich y Apperson (1992). Nótese la buena definición de los ejes T y la aparente confusión (permutación) entre los ejes P y B.

manera. La inclinación del plano de inclinación menor (δ_2) se puede expresar como una función de la inclinación del otro plano (δ_1) y la diferencia azimutal (α) entre las dos charnelas:

$$\delta_2 = f(\alpha, \delta_1) = \delta_1 - \arccos \left\{ \frac{\cos(\alpha)}{\cos \left(2 \cdot \arcsen \left(\left(\frac{\alpha}{2} \right) \cdot \sen \left(\frac{\pi}{2} - \delta_1 \right) \right) \right)} \right\}$$

La Figura 35 c) muestra como aumenta la diferencia entre δ_1 y δ_2 en función principalmente de α . Partiendo de la Fig. 2 de Guzmán Speziale (1995) calculé que la diferencia azimutal entre los segmentos de la trinchera es de $\sim 7^\circ$, y utilizando la Fig. 35c) vemos que para una inclinación de δ_1 de 45° (la inclinación calculada para el segmento Chiapaneco; Ponce et. al, 1992), esperaríamos un ángulo de subducción de 39° para el segmento Puerto Ángel-Puerto Escondido. Ya que la inclinación observada en este último segmento es de 13° (GEOLIMEX, 1994), la diferencia en inclinaciones observada es considerablemente mayor que la pronosticada a partir de una minimización de distorsión longitudinal, en este caso representada por la constancia del área del triángulo ODE de la Fig. 35 a). Esta diferencia de inclinaciones tiene que ser acomodada por distorsión interna de la placa subducida, y la red de proyección equiareal de la Fig. 36 indica que los ejes T de los sismos de la región del Istmo están contenidos dentro del plano subducido y que hay gran variabilidad de los ejes P y B. Si traducimos esta variabilidad de ejes cinemáticos P y B en una variabilidad de dirección de los ejes intermedio y mínimo del elipsoide de distorsión interna incremental, tenemos una elipse de distorsión interna finita de forma prolada buzante al ENE (Fig. 36).

Independientemente del origen del pliegue litosférico, la formación del pliegue y su migración a lo largo de la costa pacífica del sur de México fue la fuerza motriz que produjo la exhumación acelerada de las rocas mesocorticales del Complejo Xolapa a lo largo de la costa de Guerrero y Oaxaca. La Figura 37 muestra de manera esquemática el modelo tectónico propuesto.

manera. La inclinación del plano de inclinación menor (δ_2) se puede expresar como una función de la inclinación del otro plano (δ_1) y la diferencia azimutal (α) entre las dos chamelas:

$$\delta_2 = f(\alpha, \delta_1) = \delta_1 - \arccos \left\{ \frac{\cos(\alpha)}{\cos \left(2 \cdot \arcsen \left(\left(\frac{\alpha}{2} \right) \cdot \sen \left(\frac{\pi}{2} - \delta_1 \right) \right) \right) \right\}$$

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

La Figura 35 c) muestra como aumenta la diferencia entre δ_1 y δ_2 en función principalmente de α . Partiendo de la Fig. 2 de Guzmán Speziale (1995) calculé que la diferencia azimutal entre los segmentos de la trinchera es de $\sim 7^\circ$, y utilizando la Fig. 35c) vemos que para una inclinación de δ_1 de 45° (la inclinación calculada para el segmento Chiapaneco; Ponce et. al, 1992), esperaríamos un ángulo de subducción de 39° para el segmento Puerto Ángel-Puerto Escondido. Ya que la inclinación observada en este último segmento es de 13° (GEOLIMEX, 1994), la diferencia en inclinaciones observada es considerablemente mayor que la pronosticada a partir de una minimización de distorsión longitudinal, en este caso representada por la constancia del área del triángulo ODE de la Fig. 35 a). Esta diferencia de inclinaciones tiene que ser acomodada por distorsión interna de la placa subducida, y la red de proyección equiareal de la Fig. 36 indica que los ejes T de los sismos de la región del Istmo están contenidos dentro del plano subducido y que hay gran variabilidad de los ejes P y B. Si traducimos esta variabilidad de ejes cinemáticos P y B en una variabilidad de dirección de los ejes intermedio y mínimo del elipsoide de distorsión interna incremental, tenemos una elipse de distorsión interna finita de forma prolada buzante al ENE (Fig. 36).

Independientemente del origen del pliegue litosférico, la formación del pliegue y su migración a lo largo de la costa pacífica del sur de México fue la fuerza motriz que produjo la exhumación acelerada de las rocas mesocorticales del Complejo Xolapa a lo largo de la costa de Guerrero y Oaxaca. La Figura 37 muestra de manera esquemática el modelo tectónico propuesto.

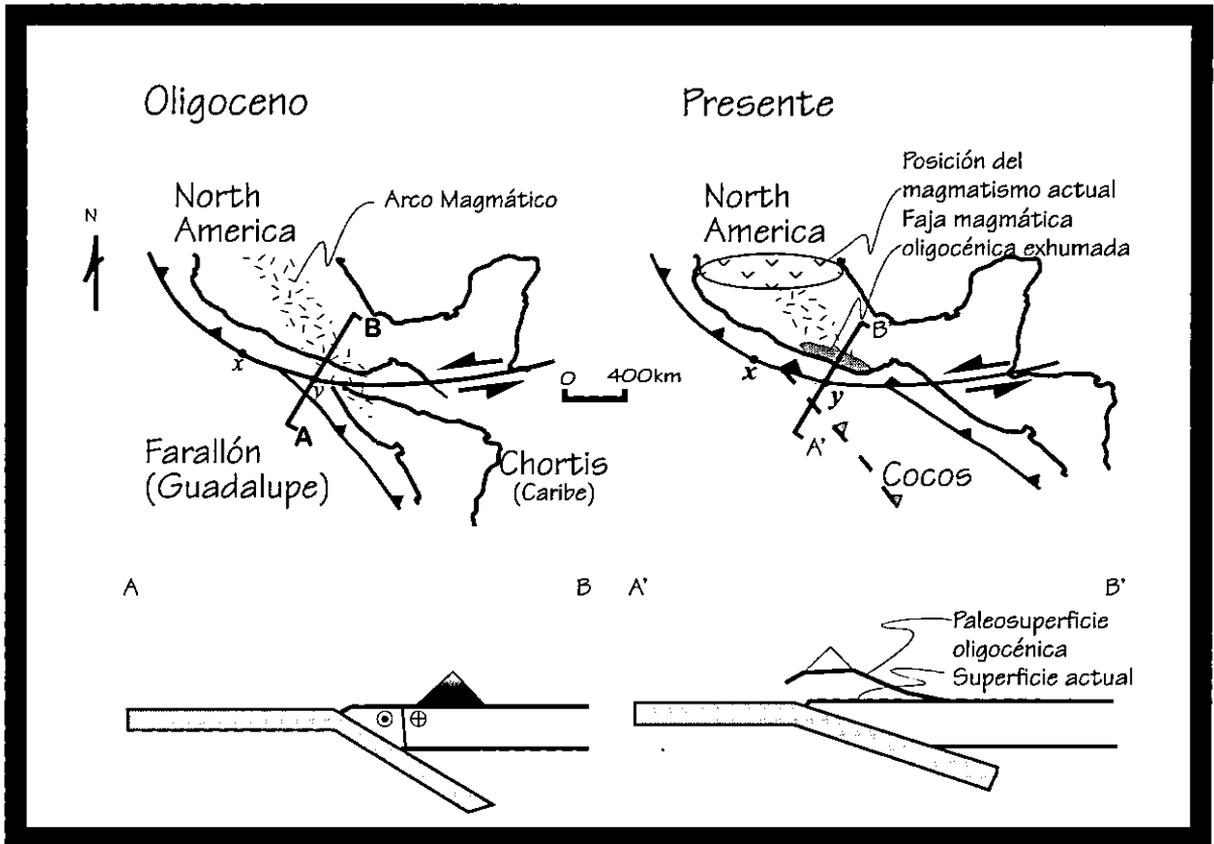


Fig. 37. Representación esquemática del desplazamiento del punto triple que acompañó la migración del Bloque Chortis. El desplazamiento del punto triple produjo un acercamiento de la trinchera hacia el eje del arco magmático. Posiciones sucesivas del punto triple durante el Oligoceno y el presente se muestran en planta y en sección, respectivamente. Las posiciones de las líneas de sección están fijas con respecto a Norteamérica en ambos mapas. El acercamiento de la trinchera al frente magmático produjo una disminución paulatina de la profundidad de la interfaz entre la placa subducida y la cabalgante. El espesor cortical en dos puntos, x y y , sería de 30 y 0 km (por ejemplo), respectivamente. Conforme se va acercando el punto triple al punto y a lo largo de la falla transformante, es necesario el atenuamiento cortical para mantener la forma idealizada de cuña. No es posible ilustrar la forma del pliegue litosférico que se discute en el texto (Modificada de Morán Zenteno et al., 1996).

Conclusiones

Las relaciones de campo y las observaciones petrológicas del Complejo Xolapa en el área de estudio indican una secuencia constituida por orto- y paragneises. Estos gneises fueron primero deformados y posteriormente fundidos parcialmente para formar migmatitas. Las rocas del complejo fueron afectadas por un evento deformacional con desarrollo de pliegues asimétricos vergentes hacia el norte en tiempos penecontemporáneos a las fases tardías de desarrollo migmatítico. Este evento deformacional también desarrolló zonas de cizalla sub-paralelas a los planos axiales de los pliegues mesoscópicos, con indicadores cinemáticos que acusan desplazamiento inverso como los pliegues. Tanto los ortogneises como los paragneises fueron afectados por el fenómeno metamórfico y deformacional D_{n+2} . La secuencia metamórfica fue intrusionada por plutones post-metamórficos que forman un arco magmático de composición granítica-granodiorítica y cuya deformación se restringe a zonas de cizalla intensa de geometría tabular y cinemática normal-izquierda, sobre todo en los límites septentrionales del área de estudio. Todo el paquete mesocortical ha sido exhumado progresivamente desde el Oligoceno, en la región de Acapulco, hasta el Mioceno, en la región de Salina Cruz, y su deformación a lo largo de fallas laterales continúa hasta el presente.

La Falla Chacalapa, que limita el terreno Xolapa al norte, está constituida por milonitas en facies de anfibolita, milonitas en facies de esquistos verdes, pseudotaquilitas y cataclasitas, en orden cronológico de desarrollo. Esta secuencia de rocas indica la exhumación progresiva tanto de la margen continental como de la zona de cizalla en sí. Las estimaciones de distorsión de las rocas miloníticas de la Falla Chacalapa arrojan elipsoides prolados, lo cual es compatible con un régimen de distorsión transtensional. La geobarometría de plutones indicó que el emplazamiento de los cuerpos ígneos oligocénicos ocurrió a profundidades entre 10 y 22 km. Las edades calculadas con distintos sistemas isotópicos permiten estimar tasas de enfriamiento $> 100^{\circ}\text{C}$ por millón de años, lo cual es considerablemente mayor que la norma reportada para rocas continentales en otras partes del mundo y acusa una exhumación rápida.

Los patrones de drenaje del área de estudio son afectados por el sistema de fallas laterales izquierdas, e indican desplazamientos mínimos de hasta 11 km. La cinemática activa, desde un punto de vista sismológico, es compleja ya que no hay evidencia sísmica de grandes fallas laterales. Los sismos se caracterizaron como inversos (asociados a la subducción), normales y oblicuos. Los sismos oblicuos, en particular los que se ubican por debajo del Istmo de Tehuantepec, se atribuyen a la cinemática compleja de un pliegue

litosférico formado por diferencias de edad de la corteza subducida y por la geometría particular del punto triple inestable entre las placas de Cocos, Norteamérica y Caribe. A la migración de este punto triple a lo largo de la costa pacífica desde Zihuatanejo durante la deriva hacia el sureste del Bloque Chortis se atribuyen las características truncadas de la margen continental y la rápida exhumación de las rocas del terreno Xolapa en el área de estudio.

Referencias Bibliográficas

Alaniz-Alvarez, S.A., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa en Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 52 pp.

Alaniz Álvarez, S.A. y OrtegaGutierrez, F. (1997). Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Boletín de la Sociedad Mexicana de Mineralogía, 13, pp. 3-32.

Anderson, T. H. y Schmidt, V. A. , 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America, Bulletin, 94, pp. 947-966.

Bayly, B., 1982. Geometry of subducted plates and island arcs viewed as a buckling problem. Geology, 10, pp. 629-632.

Bellon, H., Mary, R.C. y Stephan, J. F., 1982. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics. Initial report of the Deep Sea Drilling Project, V. LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, pp. 723-730.

Bevis, M. y Isacks, B.L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of subduction zones. Journal of Geophysical Research, 89(B7), pp. 6153-6170.

Blundy, J.D. y Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new plagioclase-amphibole geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, pp. 208-224.

Böhnel, H. Alva Valdivia, L., González Huesca, S., Urrutia Fucugauchi, J., Morán Zenteno, D. y Schaaf, P., 1989. Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern Mexico continental margin. En: *Deep Structure and Past Kinematics of*

litosférico formado por diferencias de edad de la corteza subducida y por la geometría particular del punto triple inestable entre las placas de Cocos, Norteamérica y Caribe. A la migración de este punto triple a lo largo de la costa pacífica desde Zihuatanejo durante la deriva hacia el sureste del Bloque Chortis se atribuyen las características truncadas de la margen continental y la rápida exhumación de las rocas del terreno Xolapa en el área de estudio.

Referencias Bibliográficas

Alaniz-Alvarez, S.A., 1988. Geología y petrología del Complejo Xolapa en Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 52 pp.

Alaniz Álvarez, S.A. y OrtegaGutierrez, F. (1997). Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la barranca de Xolapa, Estado de Guerrero. Boletín de la Sociedad Mexicana de Mineralogía, 13, pp. 3-32.

Anderson, T. H. y Schmidt, V. A. , 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America, Bulletin, 94, pp. 947-966.

Bayly, B., 1982. Geometry of subducted plates and island arcs viewed as a buckling problem. Geology, 10, pp. 629-632.

Bellon, H., Mary, R.C. y Stephan, J. F., 1982. Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry and geodynamics. Initial report of the Deep Sea Drilling Project, V. LXVI, National Science Foundation, National Ocean Sediment Coring Program, pp. 723-730.

Bevis, M. y Isacks, B.L., 1984. Hypocentral trend surface analysis: probing the geometry of subduction zones. Journal of Geophysical Research, 89(B7), pp. 6153-6170.

Blundy, J.D. y Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new plagioclase-amphibole geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, pp. 208-224.

Böhnell, H. Alva Valdivia, L., González Huesca, S., Urrutia Fucugauchi, J., Morán Zenteno, D. y Schaaf, P., 1989. Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero terrane, southern Mexico continental margin. En: *Deep Structure and Past Kinematics of*

Accreted Terranes, J.W Hillhouse (editor), Geophysical Monograph 50, American Geophysical Union, 283 pp.

Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983. Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26, pp. 1040-1051.

Carfantan, J. Ch., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Geofísica Internacional*, 22, pp. 9-37.

Carfantan, J. Ch., 1986. Du système cordillerain Nor-Américain au domaine Caraïbe. Université de Savoie. Tesis de Doctorado de Estado (inérita).

Christensen, D.H. y Ruff, L.J., 1983. Outer-rise earthquakes and seismic coupling. *Geophysical Research Letters*, 10, pp. 697-700.

Coney, P.J. y Campa, M.F., 1987. Lithotectonic terrane map of Mexico: U. S. Geological Survey Map MF 1874-D.

Corona Chávez, P., 1997. Deformazione, Metamorfismo e Meccanismi di Segregazione Migmatitica nel Complesso Plutonico-Metamorfico del terreno Xolapa, Messico. Università Degli Studi di Milano, Tesis Doctoral (inérita) 78 pp.

Correa Mora, F. y Tolson, G., 1996, Una hoja de cálculo para la manipulación y visualización de datos de orientación. *GEOS*, 16(3), pp. 142-145.

Crespi, J., 1986. Some guidelines for the practical application of Fry's method of strain analysis. *Journal of Structural Geology*, 8(7), pp. 799-808.

Cserna, Z. De, 1965. Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 62, 77 pp.

Cserna, Z. De, 1969. Tectonic framework of southern Mexico and its bearing on the problem of continental drift. *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, 30, pp. 159-168.

Dacey, M.F., 1964. Two dimensional random point patterns: a review and an interpretation. *Papers, Regional. Sci. Ass.* 13, pp. 41-55.

Delgado-Argote, L., 1988. Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 7, pp. 127-135.

Delgado-Argote, L., 1989. Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcano-sedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, Mexico. *Geofísica Internacional*, 28, pp.939-973.

Delgado-Argote, L. y Carballido-Sánchez, E., 1990. Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco, y Puerto Angel, Oaxaca. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 9, pp. 21-32.

Dudley, R.M., Perkins, P.C. y Giné, M.E., 1975. Statistical tests for preferred orientation. *Journal of Geology*, 83, pp. 685-705.

DePaor, D., 1989. An interactive program for doing Fry strain analysis on a Macintosh microcomputer. *Journal of Geological Education*, 37, pp. 171-180.

Engelbreton, D.C., Cox, A. y Gordon, R.G., 1985. Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin. *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 pp.

Erslev, E.A., 1988. Normalized center-to-center strain analysis of packed aggregates. *Journal of Structural Geology*, 10, pp. 201-209.

Erslev, E.A. y Ge, H., 1990. Least-squares center-to-center and mean object ellipse fabric analysis. *Journal of Structural Geology*, 12, pp. 1047-1059.

Geyh, M.A. y Schleicher, H., 1990. Absolute age determination. Springer Verlag, Berlin, 321 pp.

Fishbach, E., 1970. Some techniques of universal stage conoscopy. *Neues Jahrbuch der Mineralogie (Monatshefte)*, 10, pp. 343-347.

Fossen, H. y Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its applications to transpression-transension tectonics. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5), pp. 413-422.

Frohlich, C. y Apperson, K.D., 1992. Earthquake focal mechanisms, moment tensors, and the consistency of seismic activity near plate boundaries. *Tectonics*, 11(2), pp. 279-296.

- Fry, N., 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, pp. 89-105.
- Gaudemer, Y., Tapponier, P., Turcotte, D.L., 1989. River offsets across active strike-slip faults. *Annales Tectonicæ*, III(2), pp. 55-76.
- GEOLIMEX Working Group, 1994. Reflections from the subducting plate? First results of a Mexican traverse. *Zeitblatt der Geologie und Paläontologie*, Teil I, pp. 541-553.
- Grajales-Nishimura, M., 1988. Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence. State of Oaxaca, Southern Mexico. The University of Arizona, M.S. Thesis (inédita), 145 pp.
- Guerrero García, J.C., 1975. Contributions to paleomagnetism and Rb/Sr geochronology. University of Texas at Dallas Tesis Doctoral (inédita), 131 pp.
- Guerrero García, J.C., Silver, L.T. y Anderson, T.H., 1978. Estudios geocronológicos en el complejo Xolapa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, pp. 30-31 (Resumen).
- Guzmán Speziale, M. 1995. Hypocentral cross-sections and arc-trench curvature. *Geofísica Internacional*, 34(1), pp. 131-141.
- Guzmán Speziale, M., Pennington, W.D. y Matumoto, T., 1989. The triple junction of the North America, Cocos and Caribbean plates: seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8(5), pp. 981-997.
- Hammarstrom, J.M. y Zen, E-An., 1986. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, pp. 1297-1313.
- Hanna, S.S. y Fry, N., 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *Journal of Structural Geology*, 1, pp. 155-162.
- Hernández Bernal, M.S., 1995. Geoquímica y Origen del Batolito de Río Verde, Oaxaca, Terreno Xolapa. UACPyP del CCH, UNAM, Tesis de Maestría (inédita), 83 pp.

Hernández Bernal, M.S. y Morán Zenteno, D.J. 1996. Origin of the Río Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics. *International Geology Review*, 38, pp. 361-373.

Herrmann, U.R., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon systematics, geochemistry, and tectonics of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*, A17, 92 pp.

Herrmann, U.R., Nelson, B.K. y Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13(2), pp. 455-474.

Herz, N., 1978. Titanium deposits in anorthosite massifs. U. S. Geological Survey, Prof. Paper, 959-D, D1-D6.

Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14, pp. 145-181.

Holland, T. y Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, pp. 433-447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.C. Stowell, H.H. y Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, pp. 231-239.

Jiménez, C., 1985. Sismicidad 1974-1983 (tres mapas de profundidades 0-40km, 40-100 km y 10-500 km); México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Servicio Sismológico Nacional (inédito).

Johnson, M.C. y Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to the Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, pp. 837-841.

Kamb, W.B., 1959. Ice petrofabric observations from Blue Glacier, Washington, in relation to theory and experiments. *Journal of Geophysical Research*, 64, pp. 1891-1919.

Karig, D. E., Cordwell, R. K., Moore, G. F. y Moore, D. G., 1978. Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench. *Geological Society of America Bulletin*, 89, pp. 265-276.

Kesler, S. E., 1973. Basement rock structural trends in southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 84, pp. 1050-1064.

Lazos Ramírez, Z.G. y Rodríguez Rivera, R.D., 1995. Estudio Petrológico y Estructural de las Rocas Cristalinas del Área Pochutla-Santo Domingo, Oaxaca. Tesis (inéedita) Facultad de Ingeniería, UNAM, 90 pp.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogy Magazine*, 42, pp. 533-563.

Lister, G.S. y Dornsiepen, U.F., 1982. Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 4, pp. 81-92.

Malfait, B. T. y Dinkelman, M. G., 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and evolution of the Caribbean plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83, pp. 251-272.

Mardia, K.V., 1972. *Statistical Analysis of Orientation Data*. New York, McGraw-Hill, 357 pp.

Martiny, B., Martínez Serrano, R.G., Morán Zenteno, D.J., Macías Romo, C., 1996. Geochemistry and tectonics of the Oaxaca Volcanic Province. *GEOS*, 15, p. 110 (resumen).

Martiny, B., Morán Zenteno, D.J., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R.G., y Schaaf, P. 1996. Geochemistry and petrogenesis of the Tertiary Volcanic Province of western Oaxaca State. *GSA Abstracts with Programs*, 28, pp. A484 (resumen).

Meschede, M., 1994. Tectonic evolution of the northwestern margin of the Caribbean plate in the light of the 'Terrane Concept': Structural and geochemical studies in southern Mexico and Costa Rica. *Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten*, A 22, 113 pp.

Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U., y Ratschbacher, L., 1997. Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico. *Tectonophysics*, 266, pp. 81-100.

- Molina Garza, R.S., Urrutia Fucugauchi, J. y Van der Voo, R., 1994. Concordant paleomagnetic directions from the Tehuantepec Isthmus: Constraints on the Neogene evolution of the North American-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 235, pp. 339-346.
- Morán-Zenteno, D. J., 1992. Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, UACPyP, CCH, Tesis Doctoral (inérita), 186 pp.
- Morán-Zenteno, D., Corona Chávez, P. y Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: Pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), pp. 51-66.
- Mount, V.S. y Suppe, J., 1992. Present day stress orientations adjacent to active strike-slip faults: California and Sumatra. *Journal of Geophysical Research*, B97, pp. 11,995-12,013.
- Ortega-Gutiérrez, F. y Corona-Esquivel, R., 1986. La Falla de Chacalapa: Sutura crítica entre los terrenos Zapoteco y Chatino. *GEOS*, núm. extraordinario, resúmenes de la Reunión Anual 1986 de la Unión Geofísica Mexicana.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 20(3), pp. 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, L. M., Roldán-Quintana, J., Sanchez-Rubio, G. y De la Fuente, M., 1990. Ocean-continent transect H-3. Geological Society of America.
- Owens, W.H., 1984. The calculation of a best-fit ellipsoid from elliptical sections on arbitrarily oriented planes. *Journal of Structural Geology*, 6(5), pp. 571-578.
- Pantoja Alor, J., 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro septentrional de Oaxaca. *Sociedad Geológica Mexicana, Libro Guía de la excursión México-Oaxaca*, pp. 67-84.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. y Kröner, A., 1990. *Field Geology of High-Grade Gneiss Terranes*. Springer, Heidelberg, 150 pp.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Heidelberg, 289 pp.

Paulson, E.G., 1969. Mineralogy and origin of the titaniferous deposit at Pluma Hidalgo, Oaxaca, Mexico. *Economic Geology*, 59, pp. 753-767.

PEMEX, 1986. Informe Final del Proyecto Mixtepec. 52 pp. (inédito).

Pindell, J. L., Cande, S.C., Pitman, W. C., Rowley, D.B., Dewey, J. F., Labrecque, J., and Haxby, H., 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. *Tectonophysics*, 155, pp. 121-138.

Poli, S. y Schmidt, M.W., 1992. A comment on "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" by JD Blundy and TJB Holland (*Contributions to Mineralogy and Petrology* 1990, vol. 104, pp. n208-224). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, pp. 273-282.

Ponce, L., Gaulon, R. Suárez, G. y Lomas, E., 1992. Geometry and state of stress of the down-going Cocos plate in the Isthmus of Tehuantepec, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 19(8), pp. 773-776.

Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill, 568 pp.

Ramsay, J.G y Huber, M., 1993. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 1: Strain Analysis*. Academic Press, London, 307 pp.

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991. A second look on terrane boundaries in southern Mexico. *Geology*, 19, pp. 1233-1236.

Richard, L.R and Clarke, D.B., 1990. AMPHIBOL: A program for calculating structural formulae and for classifying and plotting chemical compositions of amphiboles. *American Mineralogist*, 75, pp. 421-423.

Robin, P-Y.F. y Jowett, E.C., 1986. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*, 121, pp. 207-223.

Robinson, K.L., Gastil, R. G. y Campa, M.F., 1989. Early Tertiary extension in southwestern Mexico and exhumation of the Xolapa metamorphic core complex. *Geological Society of America Abstracts with Programs*.

Sánchez Rubio, G., 1975. Las migmatitas de PuertoEscondido, Oaxaca. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis de Ingeniero Geólogo (inédita), 47 pp.

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

Schmidt, W., 1925. Gefügestatistik, *Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt.*, 38, pp. 392-423.

Schmidt, M., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, pp. 304-310.

Simpson, C. y DePaor, D., 1991. The kinematics of high strain zones. Geological Society of America, Annual Meeting (apuntes de curso teórico-práctico).

Spear, F.S., 1980. NaSi-CaAl Exchange equilibrium between plagioclase and amphibole. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, pp. 33-41

Spear, F.S., 1981. Amphibole-plagioclase equilibria: an empirical model for the relation albite+tremolite=edenite+4quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, pp. 355-364

Tikoff, B. y Teyssier, C., 1994. Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16(11), pp. 1575-1588.

Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Morán-Zenteno, D., 1993; Structural characteristics of the contact between the Xolapa and Oaxaca Terranes, southern Mexico. *Terra Nova abstract supplement*, No. 2, v. 5, p. 36.

Tolson, G., Solís Pichardo, G.N., Morán Zenteno, D., Victoria Morales, A., y Hernández Treviño, J.T., 1993. Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. En: *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México* (Delgado Argote, L.A. y Martín Barajas, editores). Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1, pp. 327-349.

Tolson, G., 1995. Using a weighted density function to fit an ellipse to the Fry plot. [Abs.] Geological Society of America, Abstracts with programs, p. A71.

Tolson, G. y Correa Mora, F., 1996. Manipulation of orientation data using spreadsheet software. En: *Structural Geology and Personal Computers* (D.G. DePaor, editor), Elsevier, Oxford, pp. 237-243.

Tullis, J., 1977. Preferred orientation of quartz produced by slip during plane strain. *Tectonophysics*, 39, pp. 87-102.

Turner, F.J. y Weiss, L.E., 1963. *The Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. Wiley, New York, 563 pp.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1983. Paleomagnetism and rock magnetism of selected intrusive igneous bodies from southern Mexico: 1-Reconnaissance study of the Acapulco and Tierra Colorada intrusives. *Geofísica Internacional*, 22, pp. 39-56.

Vázquez Meneses, M. E., Villaseñor Rojas, P.E., Sánchez Quiñones, R. e Islas Carrión, M.A., 1992. Neotectónica del sureste de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, XXIV(3), pp. 12-37.

Watson, G.S., 1966. The statistics of orientation data. *Journal of Geology*, 74, pp. 786-797.

Weger, M., 1996. Duktile Kinematik kontinentaler Kruste am Beispiel del Zentralgneise de westlichen Tauernfensters (Ostalpen, Österreich und Italien) Strainmethodik, Strainverteilung und Geodynamik. Ludwig-Maximilians Universität, Munich, Tesis Doctoral (inérita) 186 pp.

Anexo 1

Derivación del tensor de posición

Para ajustar una elipse a una población de puntos han sido descritas varias técnicas en la literatura (Erslev, 1988). La mayoría de estas técnicas se basan en métodos de mínimos cuadrados y son apropiados (desde el punto de vista computacional) para poblaciones con un número restringido de puntos (<10). La técnica utilizada para este estudio consiste de la evaluación de valores y vectores característicos del tensor de posición de los puntos del anillo de alta densidad alrededor del vacío central de la nube de puntos Fry. Para análisis estadístico de datos direccionales en dos o tres dimensiones, Mardia (1972) ha descrito el uso de los valores y vectores característicos del tensor de orientación. El tensor de orientación \mathbf{T} es calculado con la suma de todos los productos internos de todos los vectores unitarios que son paralelos en orientación a las direcciones medidas. O sea:

$$\mathbf{T} = \begin{pmatrix} \sum a_i^2 & \sum a_i b_i \\ \sum b_i a_i & \sum b_i^2 \end{pmatrix} \quad (\text{A1 1})$$

donde a_i y b_i son los componentes del i ésimo vector de orientación. Posteriormente se calcula la matriz \mathbf{B} definida como:

$$\mathbf{B} = n\mathbf{I} - \mathbf{T} = \begin{pmatrix} n - \sum a_i^2 & -\sum a_i b_i \\ -\sum b_i a_i & n - \sum b_i^2 \end{pmatrix} \quad (\text{A1 2})$$

donde n es el número de vectores en la población e \mathbf{I} es la matriz unitaria. Mardia (1972) ha demostrado que los vectores característicos de \mathbf{B} representan las direcciones de mayor y menor momento angular de la distribución cuando todos los puntos tienen una masa unitaria sobre la superficie de una esfera unitaria, y que la razón de los valores característicos es igual a la razón de los momentos angulares máximo y mínimo. Al ser vectores y valores característicos de un tensor simétrico de componentes reales, éstos definen una elipse.

Siguiendo esta lógica por analogía, se calcularon valores y vectores característicos del tensor de posición, o sea vectores cuya longitud se preserva en vez de normalizarla. Esto resulta en una matriz \mathbf{B} modificada, \mathbf{B}_m , aquí definida como:

$$\mathbf{B}_m = k\mathbf{I} - \mathbf{T} = \begin{pmatrix} k - \sum a_i^2 & -\sum a_i b_i \\ -\sum b_i a_i & k - \sum b_i^2 \end{pmatrix} \quad (\text{A1 3})$$

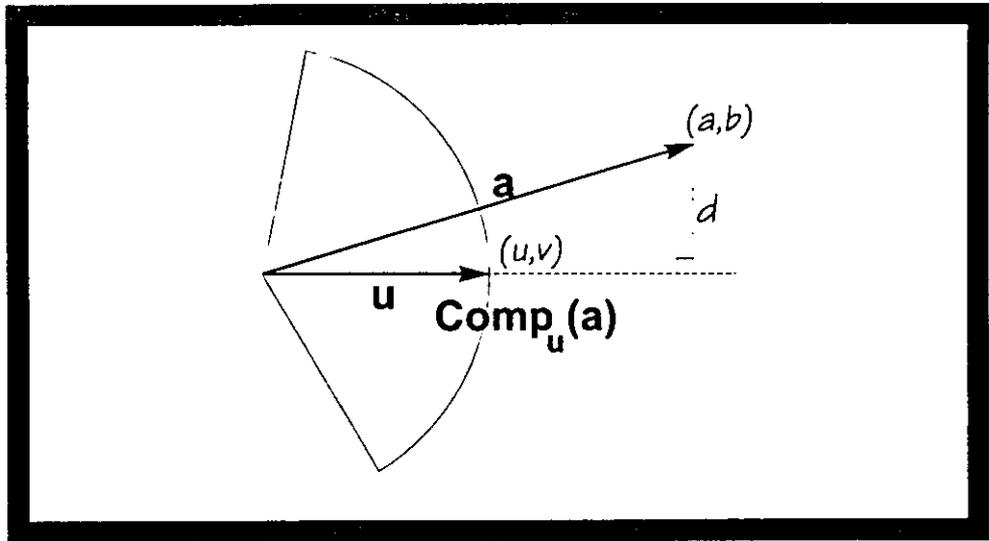


Fig. A1. Relaciones geométricas que permiten el cálculo de la componente de un vector arbitrario \mathbf{a} a lo largo de un vector unitario de orientación general \mathbf{u} y la distancia perpendicular d de (a, b) a \mathbf{u} .

donde

$$k = \sum (a_i^2 + b_i^2). \quad (\text{A1 4})$$

Los argumentos anteriores se desprenden de la geometría que se muestra en la Fig. A1 1. El momento angular alrededor de un eje paralelo al vector unitario $\mathbf{u} = (u, v)$ de una masa unitaria es proporcional a su distancia perpendicular d . Como podemos ver en la Fig. A1 1, la componente vectorial de $\mathbf{a} = (a, b)$ paralela a \mathbf{u} es dada por

$$\text{Comp}_{\mathbf{u}}(\mathbf{a}) = \frac{\mathbf{a} \cdot \mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|^2} \mathbf{u}, \quad (\text{A1 5})$$

y usando triángulos rectos tenemos que

$$d^2 + \|\text{Comp}_{\mathbf{u}}(\mathbf{a})\|^2 = \|\mathbf{a}\|^2. \quad (\text{A1 6})$$

Sustituyendo de (A2 3) tenemos entonces

$$d^2 + \left\| \frac{\mathbf{a} \cdot \mathbf{u}}{\|\mathbf{u}\|^2} \mathbf{u} \right\|^2 = \|\mathbf{a}\|^2 \quad (\text{A1 7})$$

que siendo que la magnitud de \mathbf{u} es 1 se puede reducir a

$$d^2 + (\mathbf{a} \cdot \mathbf{u})^2 = (a^2 + b^2) \quad (\text{A1 8})$$

que equivale a

$$d^2 + (au + bv)^2 = (a^2 + b^2) \quad (\text{A1 9})$$

de donde

$$d^2 = (a^2 + b^2) - (au + bv)^2. \quad (\text{A1 10})$$

El momento angular \mathbf{M} de una población de puntos es dado por la suma de las distancias representadas por

$$\mathbf{M} = \sum_{i=1}^n d_i^2$$

$$\begin{aligned}
&= \sum_{i=1}^n (a_i^2 + b_i^2) - (a_i u + b_i v)^2 \\
&= \sum_{i=1}^n (a_i^2 + b_i^2) - \sum_{i=1}^n (a_i u + b_i v)^2.
\end{aligned} \tag{A1 11}$$

El primer término de esta última expresión (A1 11) explica la razón por la sustitución de n en (A1 2) por k en (A1 4). El segundo término puede ser expresado como un producto vectorial

$$\sum_{i=1}^n (a_i u + b_i v)^2 = \sum_{i=1}^n \left((a_i \quad b_i) \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \right)^2 \tag{A1 12}$$

y \mathbf{M} entonces puede también ser calculada vectorialmente como

$$\mathbf{M} = \mathbf{U}^T \mathbf{B}_m \mathbf{U}. \tag{A1 13}$$

Sin embargo, a nosotros no nos interesa el momento angular alrededor de un vector \mathbf{u} arbitrario, sino alrededor de aquellos con valores máximos y mínimos de M . Éstos pueden ser calculados determinando los valores y vectores característicos de \mathbf{B}_m , ya que tienen la característica de que

$$\lambda_1 = \mathbf{b}_1^T \mathbf{B}_m \mathbf{b}_1 \tag{A1 14}$$

donde λ_1 es el valor característico correspondiente al vector característico \mathbf{b}_1 .

De esta manera queda demostrado que los valores y los vectores característicos del tensor de posición definen la forma y orientación de una elipse que se ajusta a la población de puntos que definen el tensor.

Anexo 2

El programa NewFry v. 1.2

NewFry 1.2 es un programa para análisis de distorsión interna de rocas que utiliza la técnica de Fry (1979) para la determinación de distorsión, con modificaciones de De Paor (1989) y Tolson (1995). El programa corre en computadoras PC y compatibles bajo versiones PC DOS o MS DOS ≥ 3.0 . La computadora deberá estar equipada con tarjeta grafica EGA/VGA; además, es sumamente recomendable el uso de ratón, monitor a color, disco rígido, y coprocesador matemático.

El programa consiste de una interfaz gráfica y se maneja con menús. Los menús pueden ser accedados por medio del ratón, si lo hubiere, o con el teclado. La estructura de los menús se muestra en la Tabla A2 1. El programa también cuenta con un sistema de ayuda en línea, al que se accesa con un comando de menú, o bien pulsando F1, con lo cual la ayuda que aparece en pantalla es referente a la opción vigente del menú (*context sensitive help*).

El programa fue codificado en Borland Turbo Pascal v. 5.5 y utiliza programación orientada a objetos. Esto último significa que la asignación de memoria para variables es dinámica (no estática) y es asignada al momento de ser ejecutado el programa y no durante la compilación. Esto hace el programa más flexible, ya que puede correr en máquinas de distintas capacidades de memoria y la única restricción para la lectura o captura de datos es la memoria disponible. El programa es bastante robusto y desde que está disponible en Internet no he recibido quejas de errores de sistema causados por el programa.

File	Digitize	Analyze	Defaults	View	Help	Exit
Open	Centres	Fry	Colors	View Zoom	Help	
Save	Ellipse Axes	Check Fit	Background	In	About	
Save As		NewFry	Cursor/Text	Out		
Exit			Mark	Hide_Ellipse		
			Fry Dot	Show_Ellipse		
			Quit	Hide_Histogram		
			Shapes	View Capture		
			Cursor	PCX_Image		
			Cross	Epson		
			Ex	HP		
			Circle			
			Diamond			
			Square			
			UpTriangle			
			DnTriangle			
			Dot			
			Mark			
			.			
			.			
			.			
			Fry Dot			
			.			
			.			
			.			
			Sizes			
			Cursor	+		
			Cursor	-		
			Mark	+		
			Mark	-		
			Fry Dot	+		
			Fry Dot	-		
			Smoothing			
			Screen Ratio			

Tabla A2 1. Estructura del sistema de menús del programa NewFry v. 1.2.

Anexo 3

Las distribuciones antiaglomeradas de puntos

En una distribución aleatoria de puntos en un plano, la posición de un punto es totalmente independiente de la posición de los otros puntos en la distribución. De esta manera la distancia entre dos puntos puede ser cero. En muchos materiales geológicos la distribución de los centros de objetos es antiaglomerada en el sentido que hay una distancia finita y media entre ellos. Las oolitas de una caliza, los granos de arena de una arenisca, los clastos de un conglomerado, o los porfidoclastos de una milonita, por ejemplo, tienen tamaños finitos y más o menos regulares. El hecho que estas poblaciones de puntos no sean aleatorias reduce el grado de incertidumbre y permite la estimación de distorsión, lo cual no es posible con una distribución aleatoria de puntos. Una distribución aleatoria de puntos sigue siendo aleatoria después de una transformación lineal.

Para fines de comparación, podemos citar dos casos extremos de distribución de puntos en dos dimensiones. El primero es el previamente descrito caso de la distribución aleatoria, donde la distancia entre dos miembros de la población puede ser cero. El segundo es la distribución hexagonal de puntos, donde la distancia mínima entre puntos es igual a $1.075\rho^{1/2}$, donde ρ es la densidad media de la distribución (Crespi, 1986). A esta distancia mínima entre puntos en una distribución le llamaré distancia de corte (d_c). Para fines computacionales se pueden entonces generar distribuciones artificiales de puntos con distintos grados de antiaglomeramiento cuyas distancia de corte varían entre cero y $1.075\rho^{1/2}$ para distribuciones de igual densidad, lo cual genera poblaciones que varían entre aleatorias y hexagonales.

Sin embargo queda la pregunta ¿cómo se puede cuantificar el grado de antiaglomeramiento de una distribución de puntos? Este tipo de trabajo se encuentra en la literatura sobre la ecología de población de plantas y en la geografía. Dacey (1964) propone que se calcule la distancia promedio de primer orden (o sea la distancia entre vecinos más cercanos) d_m , donde

$$d_m = \sum_{i=1}^n \frac{d_i}{n}, \quad (\text{A3 1})$$

d_i es la distancia entre el punto i y su vecino más próximo y n es el número de puntos en la distribución. d_m varía entre $0.5\rho^{1/2}$ y $1.075\rho^{1/2}$ para distribuciones aleatorias y hexagonales respectivamente.

El programa de cómputo escrito para este estudio genera poblaciones de puntos en un espacio de forma circular con un radio de 150 unidades. Al inicio del programa el usuario provee los siguientes datos: el número de puntos, n , el coeficiente de $\rho^{1/2}$, f , y el número de archivos deseados. Con estos datos la computadora calcula d_c usando la fórmula arriba detallada, y pasa a una subrutina donde se genera aleatoriamente un par de coordenadas polares para un punto. La distancia entre este nuevo punto y todos los otros puntos en la lista es calculada en un bucle, y si llega a ser menor que d_c para alguno de los puntos, el nuevo punto es rechazado y se vuelve a la subrutina para generar otro punto. Este proceso se repite hasta lograr el número necesario de puntos y luego se mandan a disco las coordenadas rectangulares de la lista de puntos. Este proceso se repite hasta lograr el número de archivos deseado, y termina el programa.

Una diferencia entre poblaciones artificiales antiaglomeradas de puntos creadas de esta manera y poblaciones naturales antiaglomeradas de puntos yace en el hecho que la distancia de corte es obedecida estrictamente por la computadora y solo en promedio en la naturaleza (Crespi 1986). Esto significa que las distribuciones de puntos Fry que se obtienen de tales poblaciones tienen un aumento súbito en su densidad a una distancia $d=d_c$ de la cruz de referencia central. Con el fin de lograr distribuciones más realísticas escribí una función de probabilidad Gaussiana

$$P(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left\{-\frac{(x - my)^2}{2\sigma^2}\right\}, \quad (A3 2)$$

donde la probabilidad P de obtener una distancia x es una función de $m=d_c$, y σ que es la desviación media de la media. Esta función es llamada en el programa para obtener una distancia de corte para rechazar o aceptar puntos nuevos en la distribución. Esto resulta en distribuciones de apariencia más realista puesto que la distancia de corte no es obedecida estricta- sino estocásticamente. Esta técnica no permite dar como entrada a la computadora el grado exacto de antiaglomeramiento, pero éste se puede calcular exactamente con la fórmula para d_m .