



UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

**Estudio metamórfico-estructural en el contacto
Complejo Xolapa – Complejo Acatlán en la
región de San Luis Acatlán, Guerrero, México**

TESIS

**PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA**

**P R E S E N T A:
ALICIA SARMIENTO VILLAGRANA**

DIRECTOR DE TESIS

DR. RICARDO VEGA GRANILLO

CODIRECTOR DE TESIS

DR. OSCAR TALAVERA MENDOZA



Hermosillo, Sonora, Octubre 2012

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess

Dedicada especialmente y con todo mi amor:

a mis hijos Isaac y Diego

a mi esposo René

y

con gran cariño para mis padres:

María y Leonardo

A mis hermanos Matín, Arní, Javí,

Gube, Noé, Lito, Tobi y Tere

Agradecimientos

Esta tesis fue financiada por el proyecto “**Origen y Evolución Tectonotérmica del Complejo Xolapa**” apoyado al Dr. Oscar Talavera Mendoza por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT). ¡Gracias Universidad Autónoma de Guerrero!

De manera muy especial le agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por dos años de beca para llevar a cabo la Maestría en Ciencia–Geología.

Muchas gracias a la Universidad de Arizona por las facilidades proporcionadas para realizar la Geocronología y Microsonda.

Al Departamento de Geología de la ERNO, UNAM, por su cooperación para la elaboración de las láminas delgadas, pero sobre todo a la Ing. Aimeé quien elaboro láminas delgadas. ¡Gracias amiga Aimeé!

Mi más sincero agradecimiento al Dr. Ricardo Vega Granillo por ser una gran persona y muy profesional, pero sobre todo, por haberse tomado el tiempo para guiarme durante todo el trabajo de investigación, por aclarar mis dudas, por su valiosa opinión y revisión de la tesis, pero sobre todo por su amistad.

Con igual importancia, le agradezco infinitamente al Dr. Oscar Talavera Mendoza quien dedicó gran parte de su tiempo para dirigirme en la tesis de licenciatura y en la tesis de maestría, por todos los conocimientos y opiniones que compartió conmigo durante todas las salidas ha campo y revisión de la tesis. Por su confianza al haberme permitido seguir trabajando en su proyecto de CONACYT. Gracias por su amistad Sr.

De antemano le agradezco al Dr. Paz Moreno por todas sus revisiones y comentarios de la presente tesis, por todo su apoyo y conocimientos compartido, pero sobre todo por su amistad.

De igual forma gracias al M.C Saúl Herrera por su valiosa opinión y revisión de esta tesis y por ser parte de mi formación profesional.

Gracias Dr. Alejandro, por haber proporcionado su vehículo durante todas las salidas realizadas a campo y por brindarme su amistad incondicional.

Al Dr. José Luis por compartir conmigo sus conocimientos y experiencia en campo, A la M.C Elvia Díaz Villaseñor por todo su apoyo administrativo de los gastos de campo y, por su amistad sincera.

Al Ing. Francisco por su apoyo incondicional durante todas las salidas ha campo, y por tomar parte de su tiempo para apoyarme con la organización y procesado de muestras. Pero sobre todo gracias por su valiosa amistad. Gracias Panchis!!

Gracias a los estudiantes del Laboratorio de Geoquímica de la Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, UAG, por su apoyo en campo y procesamiento de muestras. (Masa, Junior, Sandy y todos lo demás que no recuerdo sus nombres).

Gracias Sra. Martha Landa por el apoyo con mis hijos, no hay manera de pagárselo.

!G R A C I A S!

ÍNDICE

| | |
|--|----|
| Resumen | 1 |
| CAPÍTULO I. GENERALIDADES | 3 |
| I. 1 Introducción | 3 |
| I. 2 Objetivo general | 5 |
| I. 3 Objetivos particulares | 5 |
| CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL | 6 |
| II. 1 Localización del área de estudio | 6 |
| II. 2 El terreno Xolapa y terrenos adyacentes | 6 |
| CAPÍTULO III. MÉTODO DE TRABAJO | 16 |
| RESULTADOS | 18 |
| CAPITULO IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO (ACATLÁN-XOLAPA) | 18 |
| IV. 1 Unidades del Complejo Acatlán | 18 |
| IV. 2 Cuerpos intrusivos que afloran en el contacto Complejo Acatlán – Complejo Xolapa | 26 |
| IV. 3 Generalidades sobre migmatitas | 38 |
| IV. 4 Unidades del Complejo Xolapa | 42 |
| IV. 4. 1 Unidad metasedimentaria migmatítica | 42 |
| IV. 4. 2 Unidad de paraanfíbolitas migmatizadas | 55 |
| IV. 5 Las rocas migmatíticas del Complejo Xolapa, han sido divididas en tipos morfológicos de acuerdo a la clasificación de Sawyer (2008). | 57 |
| IV. 5. 1 Morfologías de migmatitas metatexitas | 57 |
| IV. 5. 2 Morfologías de migmatitas diatexitas | 62 |
| IV. 5. 3 Cuerpos plutónicos con deformación incipiente | 71 |
| CAPÍTULO V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 73 |
| V. 1 Dominio 1. Deformación en la unidad metasedimentaria del Complejo Acatlán | 73 |
| V. 2 Dominio 2. Deformación de las rocas del Complejo Xolapa | 77 |

| | |
|---|-----|
| V. 2. 1 Deformación en secuencia metasedimentaria | 77 |
| V. 2. 2 Deformación en diatexitas | 80 |
| V. 3 Dominio III. Deformación en el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán | 84 |
| V. 3.1 Sección Río Grande (A-A') | 85 |
| V. 3. 2 Sección Nejapa (B-B') | 92 |
| CAPÍTULO VI. QUÍMICA MINERAL | 99 |
| VI. 1 Biotita | 100 |
| VI. 2 Granate | 101 |
| VI. 3 Grupo del feldespato | 104 |
| VI. 4 Muscovita | 108 |
| VI. 5 Anfíbol | 108 |
| VI. 6 Piroxeno | 112 |
| VI. 7 Cordierita | 112 |
| VI. 8 Andalucita y Silimanita | 113 |
| VI. 9 Espinela | 113 |
| CAPÍTULO VII. TERMOBAROMETRÍA | 114 |
| VII. 1 Estimación de las condiciones de metamorfismo de las rocas del Complejo Acatlán | 115 |
| VII. 2 Estimación de las condiciones del metamorfismo de las rocas del Complejo Xolapa | 118 |
| CAPÍTULO VIII. GEOCROLOGÍA U-Pb | 122 |
| VIII. 1 Edad de la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán | 122 |
| VIII. 2 Edades de unidades del Complejo Xolapa | 124 |
| VIII. 2.1 Metasedimento | 124 |
| VIII. 2.2 Diatexita gnéisica de San Luis Acatlán | 125 |
| VIII. 2.3 Granito con deformación incipiente | 126 |
| CAPÍTULO IX. DISCUSIÓN | 128 |
| X. CONCLUSIONES | 137 |

BIBLIOGRAFÍA

138

ANEXO A

ANEXO B

ANEXO C

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|---|----|
| Figura 1. Mapa regional del Terreno Xolapa mostrando la ubicación del área de estudio (modificado de Corona-Chávez et al. 2006). | 7 |
| Figura 2. Mapa litológico mostrando la distribución de las unidades reconocidas del área que comprende San Luis Acatlán- Marquelia. | 19 |
| Figura 3. Sección en planta del límite S de los metasedimentos de Acatlán | 21 |
| Figura 4. Fotografías de afloramiento de los metasedimentos de Acatlán ubicados sobre el Río Grande. | 22 |
| Figura 5. Fotomicrografías de los metasedimentos (cuarcitas y esquistos de biotita-muscovita) del Complejo Acatlán | 23 |
| Figura 6. Fotografías de campos y fotomicrografías de metabasitas del Complejo Acatlán. | 25 |
| Figura 7. Fotomicrografías de esquistos de sericita del Complejo Acatlán. | 26 |
| Figura 8. Fotografías de la metadiorita. | 27 |
| Figura 9. Fotografías de los granitos no deformados con zonas cataclásticas, Nejapa y Miahuichán | 29 |
| Figura 10. Fotografías de afloramiento del granito megracrístico sobre el Río Grande. | 31 |
| Figura 11. Fotomicrografías del granito milonítica de Nejapa | 32 |
| Figura 12. Fotografías de pegmatita | 34 |
| Figura 13. Fotografías y fotomicrografías del granito de muscovita | 34 |
| Figura 14. Fotografías de dique de microgranito | 36 |
| Figura 15. Dique basáltico-andesíticos cortando a pegmatitas | 37 |
| Figura 16. Clasificación de migmatitas Sawyer, (2008). | 38 |
| Figura 17. Tipos de rocas que integran la secuencia metasedimentaria migmatítica del Complejo Xolapa | 42 |
| Figura 18. Fotografías de afloramiento y de secciones pulidas de los metasedimentos pelíticos del Complejo Xolapa. | 44 |
| Figura 19. Fotomicrografías de los paragneises y esquistos pelíticos del Complejo Xolapa. | 46 |
| Figura 20. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de esquistos cuarzo-feldespáticos, Tepantitlán. | 50 |
| Figura 21. Fotografías de afloramiento de mármoles y calsicilicatas | 52 |
| Figura 22. Fotomicrografías de los mármoles y calsicilicatas | 54 |

| | |
|--|----|
| Figura 23. Fotografías y fotomicrografías de las paraanfíbolitas mostrando diversos estadios migmatíticos, al S del poblado de Zoyatlán, Complejo Xolapa | 56 |
| Figura 24. Migmatita metatexita con estructura parche, Tepantitlán, Complejo Xolapa | 58 |
| Figura 25. A) Migmatita metatexita con estructura <i>selvedge</i> (borde), Tepantitlán, Complejo Xolapa | 59 |
| Figura 26. Fotomicrografía de la migmatita metatexita mostrando la estructura en parches. | 60 |
| Figura 27. Fotografía de afloramiento de metatexita con estructura en red en un esquistos cuarzo-feldespático que se encuentra como schollen en una diatexita, Yoloxóchitl, Complejo Xolapa. | 61 |
| Figura 28. Migmatita metatexita con estructura estromática, Tepantitlán, Complejo Xolapa | 61 |
| Figura 29. Migmatita con pliegues ptigmáticos, Tepantitlán, Complejo Xolapa. | 61 |
| Figura 30. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de diatexitas cuarzo-feldespáticas con schollen de anfíbolita, Zoyatlán. | 64 |
| Figura 31. Fotografías de diatexita con raft de cuarcita, Zentixtlahuaca, Complejo Xolapa | 65 |
| Figura 32. Fotografías de diatexitas tonalíticas del Complejo Xolapa mostrando distintas estructuras, puente El Carmen, San Luis Acatlán. | 68 |
| Figura 33. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías mostrando distintas estructuras en diatexitas cuarzo-feldespáticas del Complejo Xolapa, Yoloxochitl, San Luis Acatlán. | 70 |
| Figura 34. Diatexita con estructura schlieren del Complejo Xolapa, Yoloxóchitl, San Luis Acatlán. | 71 |
| Figura 35. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de granitos con deformación incipiente. | 72 |
| Figura 36. Fotografías de las rocas metasedimentarias de Acatlán mostrando distintas foliaciones. | 75 |
| Figura 37. Estereogramas de datos estructurales de los metasedimentos de Acatlán. | 76 |
| Figura 38. Estereogramas de los datos de foliación y lineación rotados. | 76 |
| Figura 39. Fotografías de afloramiento de paramigmatitas mostrando dos foliaciones. | 78 |
| Figura 40. Fotomicrografías de paragneises mostrando las foliaciones $S1_{Xol-Sed}$ y $S2_{Xol-Sed}$. | 79 |
| Figura 41. Fotografía de sección pulida en muestra de mano del esquistos de silimanita | 79 |
| Figura 42. Fotomicrografías del paragneis de silimanita. | 80 |
| Figura 43. Fotografías de afloramiento de diatexitas gnéicas mostrando dos foliaciones | 81 |
| Figura 44. Estereogramas de datos estructurales de los metasedimentos de Xolapa. | 82 |
| Figura 45. Estereograma de datos estructurales de las diatexitas gnéicas. | 83 |
| Figura 46. Mapa geológico-estructural del área de San Luis Acatlán | 84 |
| Figura 47. Esquema en planta que ilustra la relación que existe entre los metasedimentos de Acatlán con los diques de microgranito foliados y los diques de basalto. | 87 |

| | |
|---|-----|
| Figura 48. Estereogramas de datos estructurales de las rocas del Río Grande. | 88 |
| Figura 49. Fotomicrografías de microestructuras presentes en las rocas de la sección del Río Grande. | 89 |
| Figura 50. Fotografías de las diatexitas gnéisicas. | 90 |
| Figura 51. Sección geológico-estructural del contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán sobre el cauce del Río Grande en San Luis Acatlán. | 91 |
| Figura 52. Sección geológico-estructural del contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán en el poblado de Nejapa al E de Sn Luis Acatlán | 93 |
| Figura 53. Fotografía de sección pulida en muestra de mano del granito milonítico de Nejapa mostrando una foliación en bandas de cizalla | 95 |
| Figura 54. Fotografía de sección pulida en muestra de mano del granito milonítico de Nejapa mostrando una foliación en bandas de cizalla | 95 |
| Figura 55. Fotografías de las rocas de Nejapa. | 96 |
| Figura 56. Fotomicrografías de la diatexita protomilonítica | 97 |
| Figura 57. Fotografía de afloramiento del granito cataclástico sobre el río en el poblado de Nejapa | 97 |
| Figura 58. Microfotografía de cataclasita en el granito ubicado en Nejapa | 98 |
| Figura 59. Tabla de las muestras analizadas en la microsonda, del área de San Luis Acatlán | 99 |
| Figura 60. Fotografías de biotitas tomadas con microsonda electrónica de rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa y Complejo Acatlán, en el área de San Luis Acatlán | 100 |
| Figura 61. Diagrama cuaternario de clasificación química de las biotitas | 101 |
| Figura 62. Fotografías de granate tomadas con microsonda de rocas del Complejo Xolapa | 102 |
| Figura 63. Diagrama ternario de la composición química de los granates | 103 |
| Figura 64. Transecto de un granate de la muestra P0419 del Complejo Xolapa | 105 |
| Figura 65. Diagramas ternarios de la composición química de feldespatos | 107 |
| Figura 66. Diagrama ternario de las micas blancas (Cathelineau e Izquierdo, 1988) | 108 |
| Figura 67. Diagramas de clasificación química de anfíboles cálcicos (Leake <i>et al.</i> , 1997). | 110 |
| Figura 68. Transecto de anfíbol de la metadiorita (P0314) que intrusión los metasedimentos de Acatlán. | 111 |
| Figura 69. Diagrama ternario de clasificación química de los piroxenos cálcicos | 112 |
| Figura 70. Fotografías de aluminosilicatos | 113 |
| Figura 71. Diagrama P-T en que se muestran las condiciones de temperatura estimadas para el esquisto verde de Acatlán (P0317). | 116 |

| | |
|--|-----|
| Figura 72. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH. | 117 |
| Figura 73. Diagrama P-T en que se muestra las condiciones de temperatura (líneas naranja punteadas) estimadas para la metadiorita (P0314) | 118 |
| Figura 74. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH, en el que se muestran las condiciones de temperatura (líneas moradas punteadas) estimadas para el paragneis de Xolapa (P0419). | 120 |
| Figura 75. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH, en que se ilustra las condiciones de temperatura (líneas rojas punteadas) estimadas para el paragneis del Complejo Xolapa (P0419) | 120 |
| Figura 76. Diagrama P-T en que se muestra las condiciones de temperatura y presión (círculos rojos) estimadas para la anfibolita del Complejo Xolapa (P0429). | 121 |
| Figura 77. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones detríticos de la muestra P0290 del Complejo Acatlán. | 123 |
| Figura 78. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de la muestra P0290, correspondiente al esquisto psamítico del Complejo Acatlán | 123 |
| Figura 79. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones detríticos de la muestra P0201 del Complejo Xolapa. | 124 |
| Figura 80. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de la muestra P0201, proveniente del Complejo Xolapa | 125 |
| Figura 81. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones magmáticos de la muestra P0411 (diatexita) del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán | 126 |
| Figura 82. Gráfica de edad media ponderada de la muestra P0411 (diatexita) del Complejo Xolapa del área de San Luis Acatlán. | 127 |
| Figura 83. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de de la muestra P0401. | 127 |
| Figura 84. Gráfica de edad media ponderada para la muestra P0401. Granito con deformación incipiente que corta las migmatitas del Complejo Xolapa. | 127 |
| Figura 85. Traslape y similitud entre la muestra estudiada (P0290) y la edades obtenidas por Talavera et al. (2005) para unidades del Complejo Acatlán. | 130 |
| Figura 86. Condiciones P-T determinadas para la parte norte (este estudio). | 133 |
| Figura 87. Diagrama P-T que muestra las condiciones de metamorfismo, para el sur del área (Gómez-Rivera, 2010). | 133 |

ANEXO A

ANEXO B

ANEXO C

Resumen

Se realizó un estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas que afloran en el contacto entre los complejos Xolapa y Acatlán en el área de San Luis Acatlán, Guerrero, con el fin de caracterizar a ambos complejos y las relaciones entre ellos. En este estudio se presentan nuevos datos estructurales, termobarométricos y geocronológicos tanto para rocas del Complejo Acatlán como para el Complejo Xolapa.

En el área de estudio, el Complejo Acatlán consiste de una secuencia metasedimentaria siliciclástica intrusionada por una serie de cuerpos plutónicos y diques félsicos ligeramente deformados y diques máficos no deformados. El Complejo Xolapa está constituido de una secuencia metasedimentaria de la que derivan productos migmatíticos con morfologías metatexiticas y diatexiticas variadas, que se generaron durante por lo menos tres estadios migmatíticos. Esta secuencia está intrusionada por cuerpos plutónicos ligeramente deformados a no deformados. El contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán es tectónico, a través de una zona de cizalla en la que se desarrollaron protomilonitas, milonitas y cataclasitas.

La geología estructural en el área se trabajó en tres dominios: I) Deformación del Complejo Acatlán; II) Deformación del Complejo Xolapa; y, III) Deformación en el contacto entre ambos complejos. En el primer dominio se identificaron tres fases de deformación ($D1_{Aca}$, $D2_{Aca}$ y $D3_{Aca}$), las primeras dos sinmetamórficas y la tercera, es considerada como postmetamórfica. En el segundo dominio se determinaron tres fases de deformación dúctil ($D1_{Xol}$, $D2_{Xol}$, $D3_{Xol}$), la primera fase es sinmetamórfica y es contemporánea a un primer estadio de migmatización de tipo estromático; la segunda, ocurrió durante un evento metamórfico de alta T/baja P asociada con un segundo evento migmatítico que ha sido datado en 38 Ma. La tercera fase de deformación es postmigmatítica y pliega a $S2_{Xol-Sed}$ y $S1_{Xol-Diat}$. Localmente, asociada a este evento de plegamiento se produce una foliación espaciada de plano axial. Este evento de deformación debió ocurrir antes de la intrusión de un granito isotrópico fechado en 30.2 ± 1.0 Ma, que se considera que postdata este tercer evento deformacional. En el tercer dominio se produjo una fase de deformación ($D_{ZC Aca-Xol}$) que cambia en el tiempo de un comportamiento dúctil a uno frágil. La deformación dúctil o milonítica se asocia a una zona de cizalla que limita ambos complejos. Los indicadores cinemáticos y la lineación de estiramiento indican un movimiento normal oblicuo de la cima hacia el N12°E.

Esta fase de deformación es posterior a la edad de 38.05 ± 0.6 Ma determinada en este estudio en la diatexita del Complejo Xolapa. La deformación frágil que afecta a la gran mayoría de las rocas del área de estudio, y se considera como la última presente en las rocas estudiadas, puede ser posterior a 30.2 ± 1.0 determinada en este estudio en un granito con deformación frágil.

En el área de estudio, las rocas del Complejo Acatlán presentan las paragénesis Qtz + Olg + Ms + Bt + And, la cual indican un metamorfismo en facies de anfíbolita de baja P/T tipo Buchan. Las paragénesis retrógradas (Act + Chl + Ep) tanto en metabasitas como en una metadiorita, indican un metamorfismo dinamo-térmico de bajo grado (esquisto verde) relacionado con la zona de cizalla. Las temperaturas de 787°C a 882°C obtenidas en una metabasita que ocurre como sill entre las rocas del Complejo Acatlán, son demasiado altas y no coinciden con las fases minerales encontradas en la encajonante ni con su textura de grano fino, por lo que se interpreta que indican desequilibrio entre los minerales de la roca. La presión no se pudo estimar debido a que el anfíbol es muy pobre en aluminio. Las temperaturas en una metadiorita que aflora cercana al límite entre ambos complejos varían de 487°C a

640°C. La presión en esta muestra tampoco se pudo calcular, ya que los anfíboles son también muy pobres en aluminio.

En el área de estudio, las rocas del Complejo Xolapa presentan las paragénesis: Qtz + Pl + Bt + Ms y Qtz + Bt ± Kfs ± Grt ± Sil ± Crd ± Spl (en rocas pelíticas); Pl + Qtz + Bt ± Cpx ± Kfs ± Opx ± Sph y Pl + Amp + Bt + Qtz ± Grt ± Cpx ± Sph (en rocas cuarzo-feldespáticas); Cal ± Phl ± Grt, Cal + Phl ± Pl ± Di ± Sph ± For ± Crd, Di ± Wol ± Cal y Di + Grt + Wo ± Scp ± Qtz ± Cal ± Pl ± Sph (en rocas calcáreas). Las temperaturas obtenidas en un metasedimento pelítico van de 652 °C a 672 °C y presiones entre 2.4 kbar y 3 kbar. Las temperaturas obtenidas en una anfibolita van de 761 °C a 848 °C con presiones de 2.9 kbar a 5.3 kbar.

La edad máxima de depósito para la unidad metasedimentaria del Complejo Acatlán es del Ordovícico Temprano (~481 Ma). La proveniencia indica dos fuentes principales de aporte: rocas grenvillianas y rocas que se formaron durante el tiempo asignado a la Orogenia Pan-Africana (~870 a ~550). La edad máxima de depósito de la secuencia metasedimentaria del Complejo Xolapa es del Triásico Tardío (~213 Ma). Estas rocas tuvieron dos fuentes principales de aporte, rocas grenvillianas y rocas del Pérmico Temprano, siendo estas últimas la principal fuente de aporte, rocas pérmicas han sido reportadas en todo México.

Las paragénesis, química mineral y termobarometría en las rocas del Complejo Xolapa indican condiciones de metamorfismo en las facies de anfibolita superior-granulitas desarrolladas en un metamorfismo de alta T/baja P. Considerando que en otras áreas se han determinado condiciones de más alta presión y menor temperatura previas a la fase de menor P y más alta T, se interpreta que el metamorfismo de facies granulita se produjo al mismo tiempo que un levantamiento; durante el levantamiento, la temperatura aumentó en vez de disminuir, caso contrario a como se esperaría en los procesos de exhumación, este sobrecalentamiento causó la fusión de rocas, generando extensas zonas de diatexitas que fueron datadas en este estudio en 38.05 ± 0.6 Ma. Las condiciones de alta temperatura y baja presión que registran las rocas del área de san Luis Acatlán son típicas de un contexto tectónico de zonas de rift, lo que sugiere que estas rocas podrían haberse formado en este ambiente tectónico. Se considera que la zona de cizalla con geometría de falla normal de bajo ángulo que aflora el área de estudio provocó la exhumación final del Complejo Xolapa y lo puso en contacto con el Complejo Acatlán ubicado en el bloque descendente. Se interpreta que el movimiento de cizalla ocurrió entre 38 y 30 Ma, aunque se carece de edades directas de la zona milonítica. Con base a las edades reportadas en este estudio para el metamorfismo y migmatización, y las reportadas en otros estudios para el área de Tierra Colorada, se sugiere que el metamorfismo, migmatización y deformación regional en el Complejo Xolapa ocurrieron de manera diacrónica y no se pueden correlacionar entre un área y otra.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

I. 1 Introducción

El Terreno Xolapa ubicado en la parte sur de México, es una pieza clave para entender la evolución tectónica del sur de México durante el Mesozoico. Este terreno fue inicialmente estudiado de manera regional por Campa y Coney (1983) quienes lo definieron como un terreno de corteza media, de carácter alóctono, acrecionado al borde continental Pacífico en el sur de México quedando yuxtapuesto a los terrenos Guerrero, Mixteca, Juchatengo, Oaxaca y Juárez (Fig. 1). El terreno Xolapa está integrado en su mayor parte por el basamento denominado Complejo Xolapa que fue definido formalmente por De Cserna (1965). Este complejo se compone principalmente de rocas metamórficas en facies de anfibolita y granulita (Corona Chávez *et al.*, 2006; Sarmiento-Villagra, 2009; Carreño-Salgado, 2010, Gómez-Rivera, 2010).

A partir de los estudios iniciales de Campa y Coney (1983) sobre el terreno Xolapa, este terreno comenzó a ser estudiado con mayor énfasis en la región de Tierra Colorada-Acapulco, realizándose importantes trabajos sobre estructural, geoquímica, geocronología y metamorfismo. Un interés principal sobre el terreno Xolapa ha sido el tratar de establecer las relaciones de yuxtaposición con los terrenos vecinos. Sin embargo, a pesar de que la caracterización de los límites tiene una importancia geodinámica regional y para la propia definición y origen del terreno, los estudios sobre el tema son relativamente pocos (Riller *et al.*, 1992; Tolson, 2005). Lo anterior puede deberse a la obliteración de los mismos por unidades más recientes como suelo o por numerosos cuerpos intrusivos posteriores a la yuxtaposición de los terrenos, y en parte, por la complejidad estructural misma de los contactos.

La zona de cizalla dúctil-frágil de Tierra Colorada ha sido considerada como el límite norte del terreno Xolapa con el terreno Mixteca (e.g Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1992). De acuerdo con estos autores, la región de Tierra Colorada experimentó un levantamiento diferencial, extensión subhorizontal y un deslizamiento lateral izquierdo relacionado con la evolución del Caribe y con el desplazamiento del Bloque Chortis. A partir de estos resultados, se sugirió que el emplazamiento y exhumación del terreno Xolapa fue a través de un proceso transtensional. Otra zona considerada también como límite del terreno, es la franja de rocas miloníticas orientada E-W denominada Falla Chacalapa, ubicada al norte del poblado de Puerto Ángel. Esta zona de cizalla separa rocas de facies de anfibolita del Complejo Xolapa al sur de

rocas en facies de granulita del Complejo Oaxaqueño en el norte (Tolson, 2005). Los límites con los otros terrenos no han sido detallados.

Para entender el origen y evolución del Complejo Xolapa, es necesario realizar más estudios de metamorfismo, geología estructural y geocronología en sus límites con el terreno Mixteca tomando en consideración que sólo en la parte noroeste del Complejo Xolapa ha sido detallada la relación estructural entre ambos terrenos. En este sentido, el estudio del límite del Complejo Xolapa- Complejo Acatlán en el área de San Luis Acatlán, es un tema que surge a partir de la necesidad de confirmar si el tipo de relación estructural entre los terrenos Xolapa y Acatlán establecido en la parte noroeste, se mantiene en la parte central del terreno. El área de San Luis Acatlán fue elegida precisamente porque a partir de trabajos previos se vislumbraba la posibilidad de que el límite aflorara y pudiera caracterizarse. Además, en el área no se conoce ningún trabajo sobre la geología estructural, microtectónica, edad del metamorfismo y edad de la migmatización, los únicos trabajos existentes se realizaron al sur y este del área (Marquelia y San Pedro Amuzgos), en los que se determinaron las condiciones de metamorfismo (Gómez-Rivera, 2010; Maldonado-Villanueva, 2010; García-Hernández, 2010) y la cartografía geológica regional 1:250,000 realizada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2000). En esta carta se señala que el Complejo Acatlán, en el área de San Luis Acatlán, se presenta como cabalgaduras de bloques sobrepuestos a ortogneises del Complejo Xolapa controlados aparentemente por movimientos laterales con desarrollo de zonas de milonitas de orientación NW-SE e inclinaciones de 35° al NE. Sin embargo, quedan dudas de si las rocas que se han asignado al Complejo Acatlán (Formación Cosoltepec) realmente pertenezcan a dicho complejo o si el límite entre ambos complejos está ubicado al norte del poblado de Horcasitas, o si está en relación cabalgante. Para aclarar estas dudas y establecer con precisión el tipo y características del contacto, se ha emprendido un estudio más detallado que incluye: trabajo de campo, mediciones estructurales, petrografía, microtectónica, geotermobarometría y geocronología.

I. 2 Objetivo general

- Confirmar en el área de estudio la existencia de un contacto entre los complejos Xolapa y Acatlán y establecer la naturaleza y edad de dicho contacto.

I. 3 Objetivos particulares

- Identificar y separar conjuntos petrológicos en las rocas del Complejo Xolapa y Complejo Acatlán el área de San Luis Acatlán.
- Establecer las fases de deformación y la cinemática.
- Constreñir la edad y condiciones de los eventos metamórficos.
- Obtener la edad máxima de depósito de las rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa y del Complejo Acatlán.

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

II. 1 Localización del área de estudio

El área de estudio está situada en la región central del Complejo Xolapa en el Estado de Guerrero e incluye los poblados de Marquelia y San Luis Acatlán (Fig. 1). El área queda enmarcada dentro de las cartas topográficas San Luis Acatlán (carta INEGI E14-D51) y Copala (carta INEGI E14-D61). Dichas cartas quedan incluidas en la carta geológica-minera Acapulco 1: 250,000 (Guerrero y Oaxaca E14-11, SGM, 2000).

II. 2 El terreno Xolapa y terrenos adyacentes

El sur de México está formado por terrenos tectonoestratigráficos de diferente origen y naturaleza. Cada terreno se caracteriza por una secuencia estratigráfica coherente y particular, cuyo basamento, de existir, puede ser crucial en la distinción entre un terreno y otro. La primera clasificación de terrenos de México fue propuesta por Campa y Coney (1983). De acuerdo con esta clasificación, el sur de México está constituido por los terrenos Guerrero, Xolapa, Mixteca, Juchatengo, Oaxaca (Fig. 1) y Juárez. A continuación se hace una descripción muy general de cada uno de los terrenos con la finalidad de mostrar un panorama del contexto geológico regional que rodea al terreno Xolapa.

Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero ubicado en el suroeste de México fue originalmente definido por Campa y Coney (1983), como un terreno tectonoestratigráfico compuesto de sucesiones vulcano-sedimentarias submarinas del Jurásico Tardío al Cretácico Medio. Se extiende desde el estado de Sinaloa en el norte hasta Zihuatanejo, Guerrero, en el sur. Está cubierto por el Cinturón Volcánico Transmexicano que lo separa en dos segmentos principales. En el segmento norte el terreno Guerrero está cubierto por rocas terciarias pertenecientes a la Sierra Madre Occidental. En cambio, al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano las secuencias afloran continuamente, por lo que esta región ha sido más estudiada. Con base en datos geoquímicos, isotópicos y paleontológicos (Talavera-Mendoza, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 2000 y Centeno-García *et al.*, 1993), propusieron una nueva subdivisión del terreno en tres distintos subterrenos, 1) Subterreno Teloloapan que representa un arco de islas oceánico evolucionado del Hauteriviano - Cenomaniano; 2) Subterreno Arcelia-Palmar Chico representa un arco de islas primitivo y un

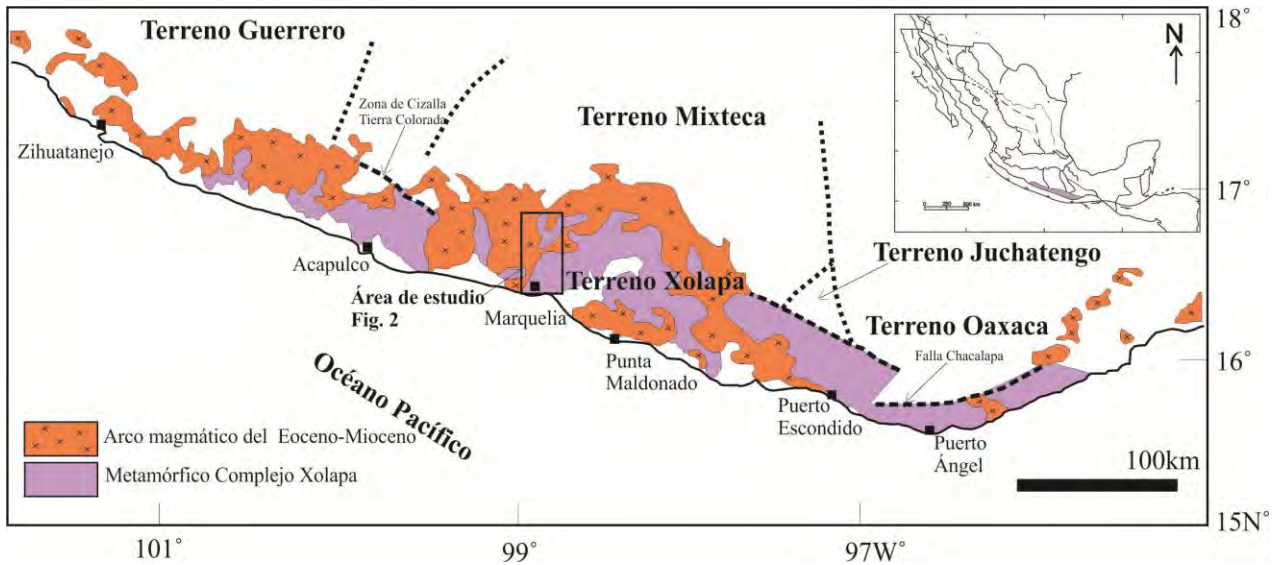


Figura 1. Mapa regional del Terreno Xolapa mostrando la ubicación del área de estudio (modificado de Corona-Chávez *et al.*, 2006).

sistema de cuencas marginales de edad Albiano-Cenomaniano; 3) Subterreno Zihuatanejo-Huetamo compuesto de: a) Secuencia Arteaga formada por rocas de aguas profundas de edad Triásico Medio-Jurásico Medio; b) Secuencia Zihuatanejo compuesta de rocas vulcano-sedimentarias del Cretácico Temprano; c) Complejo Las Ollas es un complejo de subducción caracterizado por un *melange* constituido por una gran cantidad de bloques de naturaleza y composición variada; y, d) Secuencia Huetamo compuesta de rocas vulcano-sedimentarias del Jurásico Tardío al Cretácico.

Terreno Mixteca

El Terreno Mixteca (Campa y Coney, 1983) comprende parte de los estados de Morelos, Puebla, occidente de Oaxaca y Oriente de Guerrero. Está constituido por un basamento del Proterozoico Medio-Paleozoico metamórfico denominado Complejo Acatlán. Este complejo está integrado por las siguiente unidades: Tecolapa (Proterozoico Medio) es una de las unidades más viejas reconocida en el Complejo. Consiste de granitoides megacrísticos y gneises tonalíticos que son cortados por leucogranitos del Ordovícico Temprano. El Rodeo (Cámbrico?- Ordovícico Inferior), es una secuencia integrada por metabasitas intercaladas con cuarcitas y esquistos afectados por metamorfismo en facies de esquistos verdes; esta unidad está intrusionada por una serie de granitos ordovícicos, devónicos y pérmicos. Xayacatlán (Cámbrico?- Ordovícico Inferior) de la base a la cima está integrada por eclogitas y en la parte superior de la unidad está

constituida por una intercalación de metabasitas y metapelitas. Esta unidad está intrusionada por granitos ordovícicos. El metamorfismo de Xayacatlán es de alta presión. Ixcamilpa (Ordovícico Medio), consiste de esquistos azules intercalados con esquistos psamíticos y pelíticos. Esperanza (Silúrico Inferior), consiste de augen gneis de protolito granítico. Localmente esta unidad está cortando a rocas clásticas, posteriormente las dos unidades fueron cortadas por diques máficos. Cosoltepec (Post-Devónico Inferior), es la unidad más extensa, abarca casi el 80% del Complejo Acatlán. Es una secuencia de cuarcitas y filitas en facies de esquistos verdes. Chazumba (Pérmico Inferior) a la base está constituida por metabasitas y la cima está formada por metapelitas, ambas litologías son cortadas por diques graníticos del Jurásico Medio (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999, Talavera-Mendoza *et al.*, 2005, Vega-Granillo *et al.*, 2007). Su cobertura sedimentaria está constituida por una secuencia de terrígenos y carbonatos del Pérmico.

Terreno Juchatengo

El Terreno Juchatengo está integrado por el complejo Juchatengo, el cual está formado por gabros en forma de diques e intrusivos y flujos de lavas almohadilladas, de composición basáltica. También contiene lutitas negras, pedernal, areniscas y escasas calizas (Grajales-Nishimura, 1999).

Terreno Oaxaca

El Terreno Oaxaca (Campa y Coney, 1983) se caracteriza por un basamento precámbrico denominado Complejo Oaxaqueño que está compuesto por ortogneises graníticos, sieníticos y gabro-dioríticos, una secuencia de metasedimentos y una secuencia de rocas máficas constituida por anortositas, gabros y charnoquitas de granate, que presentan un metamorfismo en facies de granulita (Solari *et al.*, 2003). Las edades U-Pb en zircones obtenidas para el Complejo van de 990 a 1300 Ma (Solari *et al.*, 2003; Keppie *et al.*, 2003). En discordancia sobre el Complejo Oaxaqueño se depositaron secuencias del Paleozoico inferior a superior (Robinson y Pantoja-Alor, 1968).

Terreno Juárez

El Terreno Juárez (Campa y Coney, 1983) se compone de una secuencia metavolcanosedimentaria atribuida al Jurásico-Cretácico. Dicha secuencia está formada por

areniscas, filitas siliciclásticas, filitas volcanoclásticas, calizas, mármoles, anfibolitas, serpentinitas, conglomerados, rocas volcánicas e intrusivas (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). La cubierta del Terreno Juárez está compuesta de rocas sedimentarias y volcánicas del Cenozoico (Sedlock *et al.*, 1993).

Terreno Xolapa

El Terreno Xolapa fue definido por Campa y Coney, (1983), y renombrado más tarde como Terreno Chatino por Seldlock *et al.* (1993). Es un bloque cortical de ~600 km de largo y entre ~20 y ~65 km de ancho con una distribución regional NW-SE a lo largo de la margen Pacífica del sur de México. Está integrado en su mayor parte por el basamento denominado Complejo Xolapa, que fue definido formalmente por De Cserna (1965), como una secuencia metasedimentaria constituida por esquistos y gneises afectados por cuerpos de pegmatitas deformados, diques máficos e intrusiones graníticas. Este autor designó la Barranca Xolapa como la localidad tipo y asignó al Complejo Xolapa todos los cuerpos metamórficos que afloran a lo largo de la carretera México-Acapulco, en el trayecto del Ocotito a Acapulco. En trabajos posteriores se consideró como Complejo Xolapa a todos los cuerpos metamórficos que afloran a lo largo de la margen del Océano Pacífico desde Acapulco hasta el Istmo de Tehuantepec (Guerrero *et al.*, 1978; Campa y Coney, 1983).

Limites del terreno Xolapa

El Terreno Xolapa se yuxtapone a los terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca, Juchatengo y Juárez. Sus límites han sido considerados de manera general tectónicos, están afectados por zonas de cizalla y por la intrusión de cuerpos plutónicos (Riller *et al.*, 1992; Tolson, 2005). El límite de Tierra Colorada ha sido considerado como el límite norte del Complejo Xolapa con el Terreno Mixteca. Otro límite es la franja de rocas miloníticas orientada E-W denominada Falla Chacalpa, ubicada al norte del poblado de Puerto Ángel. Esta zona de falla separa rocas en facies de anfibolita del Complejo Xolapa en el sur de rocas en facies de granulita del Complejo Oaxaqueño.

Geología del Complejo Xolapa

El terreno Xolapa está constituido principalmente por el Complejo Xolapa. Se caracteriza por carecer de una cubierta sedimentaria. Actualmente no existe una columna estratigráfica establecida para el Complejo Xolapa. Sin embargo, se han realizado importantes trabajos de petrología, estructural, geoquímica, geocronología y metamorfismo que han permitido establecer muchas de las unidades que lo conforman. En su gran mayoría, estas unidades han sido identificadas en la parte norte del Complejo Xolapa en el sector de Tierra Colorada y Acapulco. Aunque muchas otras también se identificaron en la región de Puerto Escondido. A continuación se hace una descripción de las unidades que han sido identificadas hasta el momento en el Complejo Xolapa comenzando de lo más antiguo a lo más joven.

Gneises tonalíticos del Pérmico

Los gneises tonalíticos, son las rocas más antiguas reconocidas en el Complejo Xolapa, estas rocas fueron datadas al sur de Puerto Escondido en 272 ± 10 Ma U-Pb (Ducea *et al.*, 2004). En la parte norte del complejo, en la región de Tierra Colorada no han sido reportadas.

Rocas metasedimentarias del Triásico tardío-Jurásico medio

Estas rocas han sido reportadas en la Barranca Xolapa (De Cserna 1965; Alanís-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1988), en el Río Sabana (Victoria-Morales *et al.*, 1988), en el Km 334, San Isidro Gallinero, La Parota, Piedra Imán, El Salitre, Paraje de la Zorra y El Viaducto Diamante (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Sarmiento-Villagrana, 2009). Las rocas metasedimentarias en la región de Tierra Colorada, se distribuyen como cuerpos lenticulares no muy extensos rodeados por ortogneises; se componen de una intercalación de rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas bien foliadas. Las asociaciones minerales prógradas son: Bt + Pl + Grt \pm Qtz \pm St \pm Ky o Sil \pm Ged \pm Crd \pm Crn, además muestran asociaciones minerales que se desarrollan en simplectitas compuestas de Crd + Spl y Crd + Crn (Sarmiento-Villagrana, 2009). La edad de depósito de los metasedimentos del Complejo Xolapa ha sido constreñida entre el Triásico Tardío y el Jurásico Medio (Talavera-Mendoza *et al.*, 2006).

Las rocas metasedimentarias incluyen rocas carbonatadas. Esta unidad es poco abundante en el Complejo Xolapa y se presenta generalmente como lentes de manera aislada. Han sido

reportados en la región de Tierra Colorada (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Sarmiento-Villagrana, 2009) y en la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel (Corona-Chávez *et al.*, 2006).

Rocas metaplúónicas del Jurásico-Cretácico

Los ortogneises son cuerpos que han sido fechados en distintos lugares y se han obtenido distintas edades. Estas rocas fueron fechadas por primera vez en 165 ± 3 Ma U-Pb en el Km. 103 carretera federal México-Acapulco (Guerrero *et al.*, 1978). Posteriormente se realizaron fechamientos por el método Rb-Sr en roca total obteniendo edades de 128 ± 7 Ma para rocas del Río Papagayo, 144 ± 20 Ma en rocas que afloran el poblado La Unión y 138 ± 12 Ma en rocas de Milpillás, Gro (Morán-Zenteno *et al.*, 1992). Ducea *et al.* (2004) reporta edades U-Pb de 158 ± 5 Ma en rocas de Puerto Escondido, de 140.9 ± 9.2 Ma y 136.6 ± 7.6 para rocas que afloran en Acapulco. Recientemente Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) obtuvo edades U-Pb de 178.7 ± 1.1 Ma y 133.6 ± 0.9 Ma en ortogneises de Tierra Colorada. Torres De León, (2005) obtuvo una edad de 129.5 ± 0.7 Ma U-Pb en el metagranito denominado El Pozuelo que aflora en el Km 334.

Rocas plutónicas del Paleoceno-Eoceno Inferior

Metagranito Las Piñas. Esta unidad aflora entre los poblados Agua del Perro y El Zapote. Extensos afloramientos se tienen a lo largo del Río Papagayo, en el camino que va de La Venta al poblado Alto del Camarón y principalmente en el transecto entre Las Piñas y La Palma. Es un granito tipo I que varía de composición granítica-granodiorítica, con foliación que varía de milonítica a no milonítica. La edad fue determinada en 54.2 ± 5.8 Ma U-Pb (Solari *et al.*, 2007).

Granito El Salitre. Fue identificado por primera vez en la localidad tipo La Barranca de Xolapa (Alanís-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1988). Se trata de un granito tipo S que ocupa más del 60% en el área del poblado de Xolapa, el poblado el Salitre y en El Paraje La Zorra. Se caracteriza por ser un cuerpo leucocrático con deformación incipiente de grano fino, es de composición granítica constituido por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, muscovita y granate. Recientemente Sarmiento-Villagrana (2009) determinó una edad de U-Pb de 65.22 ± 2.7 Ma en un cuerpo similar ubicado en El Salitre.

Granito de Acapulco. Se distribuye en gran parte de la Bahía de Acapulco. Se trata de un granito tipo A (sienita) no deformado, fechado por primera vez en 50 Ma K-Ar (Morán-Zenteno,

1992). Más tarde se determinó una edad de 54 ± 5.1 Ma U-Pb para este mismo cuerpo (Ducea *et al.*, 2004).

Diques deformados a no deformados

Son un conjunto de diques de diferente naturaleza, los hay deformados y no deformados, de composición básica a félsica. Han sido reportados en La Barranca de Xolapa y en la región de Tierra Colorada (Alanís-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997; Torres De León, 2005; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009). Recientemente Díaz-Duque (2010) realizó un trabajo muy detallado en los diques que afloran en la región de Tierra Colorada, en éste trabajo a través de la petrografía, geoquímica y geocronología se clasificaron nueve generaciones de diques: diques foliados de edad 60.3-55.3 Ma; diques de pegmatita datados en 55.3 ± 3.3 Ma; diques de dolerita de edad 55.7-52.3 Ma; diques de aplita datados en 52.3 Ma; diques de basalto datados en 39.24 Ma; diques de granito I de edad 39.24-34 Ma; diques de basalto porfídico datados en 39.24-34 Ma; diques de granito II de 34 Ma; y, diques riolíticos datados en 32.06 Ma. De acuerdo con el mismo estudio, la geoquímica indica que los diques foliados, diques de dolerita, diques de basalto y diques de basalto porfídico se formaron en un ambiente extensional poniendo en evidencia la existencia de un rift continental en la parte norte del Complejo Xolapa, que funcionó entre 60 y ~36-37 Ma.

Rocas plutónicas de arco magmático no deformadas del Eoceno Superior-Oligoceno

Rocas magmáticas de arco magmático no deformadas de composición granodiorítica a gabroica, que se emplazaron en un pulso continuo que van de 25.4 ± 2.9 Ma a 35 Ma U-Pb (Morán-Zenteno *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Ducea *et al.*, 2004).

Metamorfismo del Complejo Xolapa

Uno de los primeros estudios sobre el metamorfismo en el Complejo Xolapa fue realizado en la localidad tipo, La Barranca de Xolapa, donde se definió la existencia de un evento de metamorfismo en facies de anfibolita con temperaturas que van de 620 °C a 650 °C y presiones de 3.75 y 6 kbar. Estas condiciones fueron obtenidas con base en las asociaciones mineralógicas (Alanís-Álvarez y Ortega-Gutiérrez, 1997).

En un estudio más detallado del metamorfismo en la región de Puerto Ángel-Puerto Escondido, Oaxaca, Corona-Chávez *et al.* (2006) menciona que en esta región, los diferentes litotipos del Complejo Xolapa se caracterizan por presentar asociaciones metamórficas prógradas en facies anfibolita con temperaturas $>800^{\circ}\text{C}$ y presiones entre 6 y 9 kbar. La retrogresión ocurrió en facies de esquistos. La trayectoria P-T obtenida en este estudio, es una curva muy cerrada en sentido horario que se interpretó como desarrollada en un arco magmático.

En un trabajo más reciente sobre metamorfismo, pero en el sector de Tierra Colorada-Acapulco, Sarmiento-Villagrana (2009) determinó que en este sector, las rocas de protolito pelítico, cuarzo-feldespático y básico experimentaron un metamorfismo dinamotérmico tipo Barroviano en facies de anfibolita con temperaturas que varían entre 505°C y 736°C y presiones variables entre 3.5 y 11.3 kbar. Un segundo evento de metamorfismo de alto grado en facies de granulita estuvo relacionado con la exhumación del Complejo Xolapa con temperaturas que varían entre 679°C y 900°C y presiones entre 1.3 y 6.4 kbar. Las curvas P-T obtenidas en este estudio son curvas muy abiertas en sentido horario similares a las de ambientes colisionales y ambientes de subducción-transformante.

En otro estudio, también realizado en la región de Tierra Colorada (Carreño-Salgado, 2010), se determinaron las condiciones de metamorfismo en las rocas metaplutónicas. Estas rocas experimentaron un metamorfismo prógrado en facies de anfibolita y facies de eclogita con temperaturas de 704°C - 852°C y presiones de 11 y 15.8 kbar. Las paragénesis relacionadas con el proceso de exhumación indican facies de anfibolita y granulita con temperaturas de 585°C y 862°C y presiones de 3.5 y 9.2 kbar. La curva P-T obtenida en estas rocas es en sentido horario.

Gómez-Rivera, (2010) realizó un estudio de metamorfismo en la parte central del Complejo Xolapa, al sur de San Luis Acatlán. En éste estudio se determinó que las rocas experimentaron un metamorfismo dinamotérmico en facies de anfibolita-granulita. La termobarometría realizada arrojó temperatura que varían entre 638°C y 799°C . La presión obtenida varía de 4.8 a 8.7 kbar. El metamorfismo retrogrado tuvo lugar en condiciones de temperatura que van de 645°C a 799°C y presiones de 2.3 y 4.8 kbar. La trayectoria P-T obtenida es abierta en sentido de las manecillas del reloj.

En la región de San Pedro Amuzgos, Oaxaca (García-Hernández, 2010) se determinaron las condiciones de metamorfismo en rocas pelíticas y cuarzo-feldespáticas. Los resultados de la termobarometría indican que las rocas en esa región experimentaron un metamorfismo con

temperaturas que van de 606 °C y 803 °C, y presiones de 2.7 y 7.9 kbar. Las condiciones de metamorfismo en ortogneises son de 704 °C y 741 °C y presiones de 5.9 y 7.8 kbar.

Edad del metamorfismo y migmatización en el Complejo Xolapa

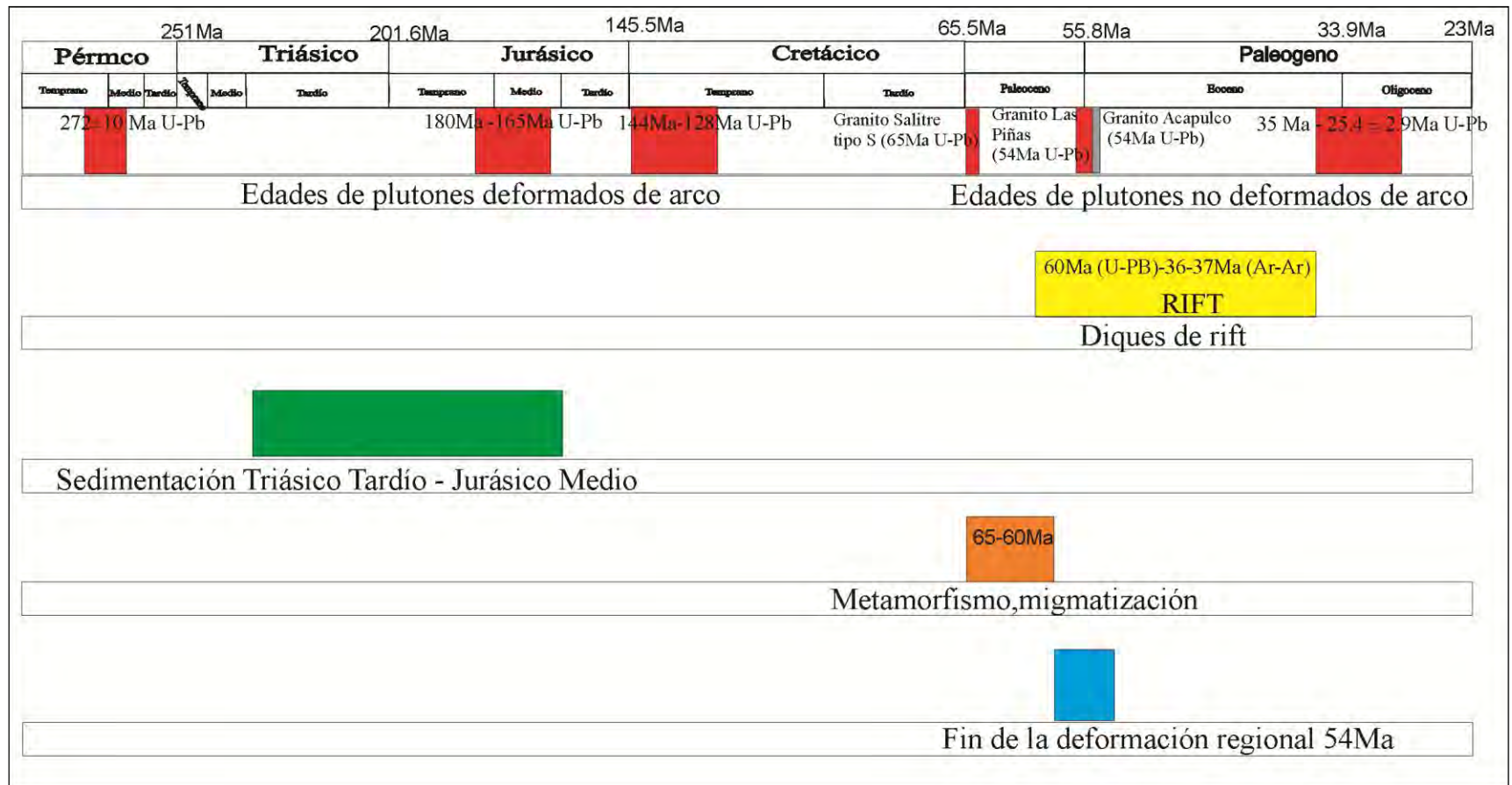
La edad del metamorfismo y migmatización en las rocas del Complejo Xolapa ha sido poco estudiada, sin embargo, algunos autores han propuesto edades para estos eventos. Herrmann *et al.* (1994) dice que el evento de metamórfico principal y la migmatización asociada ocurrió entre 66-46 Ma. Ducea *et al.* (2004), sugiere que el metamorfismo y migmatización debieron ocurrir a <55 Ma, edad más antigua de los plutones no deformados. Corona *et al.* (2006) sitúan el metamorfismo y migmatización entre 110-60 Ma. Talavera *et al.*, (2006b) sugiere dos eventos tectonotérmicos, uno en el Terciario Inferior 62-60 Ma, y otro en el Terciario Medio 34-32 Ma. Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009) señala que la migmatización que acompaña el metamorfismo ocurrió a ~134 Ma basados en el hecho de que granitos de 129 Ma no se encuentran migmatizados. Sarmiento-Villagrana, (2009) determinó la edad de metamorfismo de alta temperatura y la edad migmatización que acompañó el metamorfismo en ~65-60 Ma U-Pb.

Fin de la deformación regional

La edad de la deformación regional en el Complejo Xolapa no ha sido determinada, sin embargo se ha propuesto que esta culminó antes de 54 ± 5.1 Ma U-Pb, edad del granito no deformado de Acapulco (Ducea *et al.*, 2004).

Tabla de los principales eventos del Complejo Xolapa

Con base en las edades y estudios geoquímicos previos (Guerrero *et al.*, 1978; Morán-Zenteno *et al.*, 1992; Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Ducea *et al.*, 2004; Torres De León, 2005; Solari *et al.*, 2007; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Sarmiento-Villagrana, 2009; Díaz-Duque, 2010) se realizó una tabla que ilustra parte de la evolución del Complejo Xolapa en la parte norte.



CAPÍTULO III. MÉTODO DE TRABAJO

El área elegida para desarrollar este trabajo fue seleccionada con base en varios criterios: 1) que incluyera el límite supuesto entre los terrenos Xolapa y Acatlán; 2) Que no hubiera sido previamente estudiada; 3) Que fuera lo suficientemente accesible. Para este estudio, se siguió la siguiente metodología: recopilación y análisis biográfico, trabajo de campo, trabajo de laboratorio y análisis e interpretación de resultados.

Se recopilaron y analizaron los artículos, tesis y resúmenes realizados sobre el Complejo Xolapa y sobre el área de estudio, con la finalidad de tener un panorama general de la problemática que existe en dicho Complejo. También se recopilaron mapas geológicos y topográficos del área. Sin embargo, el único mapa geológico existente del área es la carta geológica-minera Acapulco 1: 250 000 (Guerrero y Oaxaca E14-11; SGM 2000). Esta carta se usó como base para la cartografía geológica a escala 1:50, 000.

Se realizaron tres salidas al campo, en la primera salida se realizó un recorrido general en el área con la finalidad de hacer el reconocimiento de las unidades geológicas. En la segunda y tercera salida, se hicieron caminamientos más detallados en toda el área, pero especialmente, en la zona donde se reporta el contacto entre el Complejo Acatlán y el Complejo Xolapa. Durante los recorridos se midieron estructuras de foliación, lineación, ejes de pliegues y fallas. También se realizaron dos secciones geológico-estructurales: una sección NE-SW sobre el Río Grande que ilustra la estructura de las unidades que afloran en el contacto entre el Complejo Acatlán y el Complejo Xolapa; una sección NE-SW que abarca desde San Luis Acatlán hasta el poblado de Nejapa. De toda el área, se recolectaron muestras representativas para petrografía, muestras orientadas para microtectónica, haciendo especial énfasis en aquellas que presentaban indicadores cinemáticos con la finalidad de determinar la dirección y el sentido de cizalla; muestras representativas de protolito pelítico y básico para análisis de microsonda electrónica, poniendo especial énfasis en aquellas con el desarrollo de mineralogía que permita cuantificar las condiciones P-T de los diferentes eventos metamórficos y muestras clave para fechamientos de radiometría.

La preparación de secciones delgadas para petrografía se realizó en los laboratorios de laminación de la Universidad de Sonora y en la Estación Regional del Noroeste. Para petrografía se realizaron un total de 84 secciones delgadas, de las cuales 18 corresponden a muestras orientadas y 6 para estudios químicos mediante microsonda electrónica.

La molienda de las rocas y la separación de zircones se realizó en la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Guerrero y en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EUA. Los análisis químicos de minerales se realizaron en el Departamento de Ciencias Planetarias de la Universidad de Arizona, Tucson, Arizona, EUA, utilizando una microsonda electrónica CAMECA SX-50. Las condiciones analíticas fueron corriente de haz de 20 nA, voltaje de aceleración de 15 kV. El tiempo de conteo por cada análisis fue de 20 segundos. Los estándares utilizados fueron los siguientes: albita, diópsida, anortita, feldespato potásico, rutilo y fayalita. La datación se hizo en el Departamento de Geociencias de la Universidad de Arizona, EUA, utilizando un equipo LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). La técnica consiste en montar zircones en una base de plástico y con estos zircones de edad conocida. Los zircones se analizan con un rayo láser de 30 micras de diámetro con un tiempo de disparo de 20 segundos por cada análisis. Se pueden analizar centros y bordes de zircones dependiendo de lo que se esté buscando. Durante todo el proceso analítico se tiene que verificar la calidad de los análisis, y se hace con el estándar que se metió en la muestra, la verificación consiste en analizar el estándar por cada tres análisis de la muestra. El equipo LA-ICP-MS mide ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th y ^{238}U .

El análisis e interpretación de resultados se hizo utilizando diversos programas computacionales tales como Excel 2007 para la elaboración de bases de datos estructurales y muestras, para el cálculo de fórmulas estructurales y cálculo de la termobarometría; el programa Dips v. 5.1 se utilizó para graficar los datos estructurales de foliaciones y lineaciones; Corel DRAW X5 se usó para digitalizar figuras, secciones geológicas y fotos; ArcMap se utilizó en la elaboración del mapa geológico del área de estudio escala 1:100,000 con en el programa de Microsoft Word 2007 se hizo la redacción del documento.

RESULTADOS

CAPITULO IV. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO (ACATLÁN-XOLAPA)

Se realizó un reconocimiento de las unidades geológicas que integran el área de San Luis Acatlán - Marquelia; para ello, se hicieron recorridos generales y detallados en los siguientes segmentos: Marquelia-San Luis Acatlán, Agua Zarca- San Luis Acatlán, San Luis Acatlán-Horcasitas-El Rincón y los segmentos que van de San Luis Acatlán a las localidades de Nejapa, Yoloxóchitl, Zentixtlahuca, Jicamaltepéc, Piedra Ancha y Miahuichan.

En el área de estudio se observaron rocas pertenecientes al Complejo Acatlán y al Complejo Xolapa. De acuerdo con las observaciones de campo, el Complejo Acatlán en el área de estudio está integrado principalmente por una secuencia metasedimentaria compuesta en su mayor parte por cuarcitas, esquistos de biotita y filitas. En este trabajo se incluyen como parte del Complejo Xolapa a dos conjuntos principales, 1) Rocas metamórficas con protolito sedimentario, entre las que se incluyen: esquistos, paragneises, anfibolitas, cuarcitas y mármoles; 2) Granitos anatócticos metamorfoseados. En el área, también ocurren cuerpos plutónicos con un metamorfismo y deformación leve a inexistente. En el mapa geológico (Fig. 2) se presentan la distribución de las unidades litológicas reconocidas en el área.

A continuación se describen las litologías observadas en el área de estudio, haciendo énfasis en su distribución, relaciones de campo, características estructurales y petrográficas.

IV. 1 Unidades del Complejo Acatlán

Sobre la salida N del poblado de San Luis Acatlán rumbo a Tlapa y a lo largo del Río Grande que bordea al poblado de San Luis Acatlán, aflora un paquete metasedimentario de extensión kilométrica que fue considerada parte del Complejo Acatlán con base en su litología (SGM, 2000). Este paquete se extiende hacia el NE y aflora en los alrededores del Poblado de Nejapa. Hacia el norte la secuencia metasedimentaria se encuentra en contacto intrusivo con un granito de extensión kilométrica no deformado. Hacia el sur, los metasedimentos están en contacto con un granito milonítico y cataclástico que ocurre a lo largo del límite con las unidades del Complejo Xolapa. Sobre el límite sur, se realizó una sección en planta (Fig. 3). En dicha sección, se muestra que los metasedimentos del Complejo Acatlán son cortados por varios cuerpos plutónicos (metadiorita, granito megacrístico, pegmatitas, granito de muscovita, diques de microgranito de biotita y por diques de basalto) (Fig. 4B, C, D).

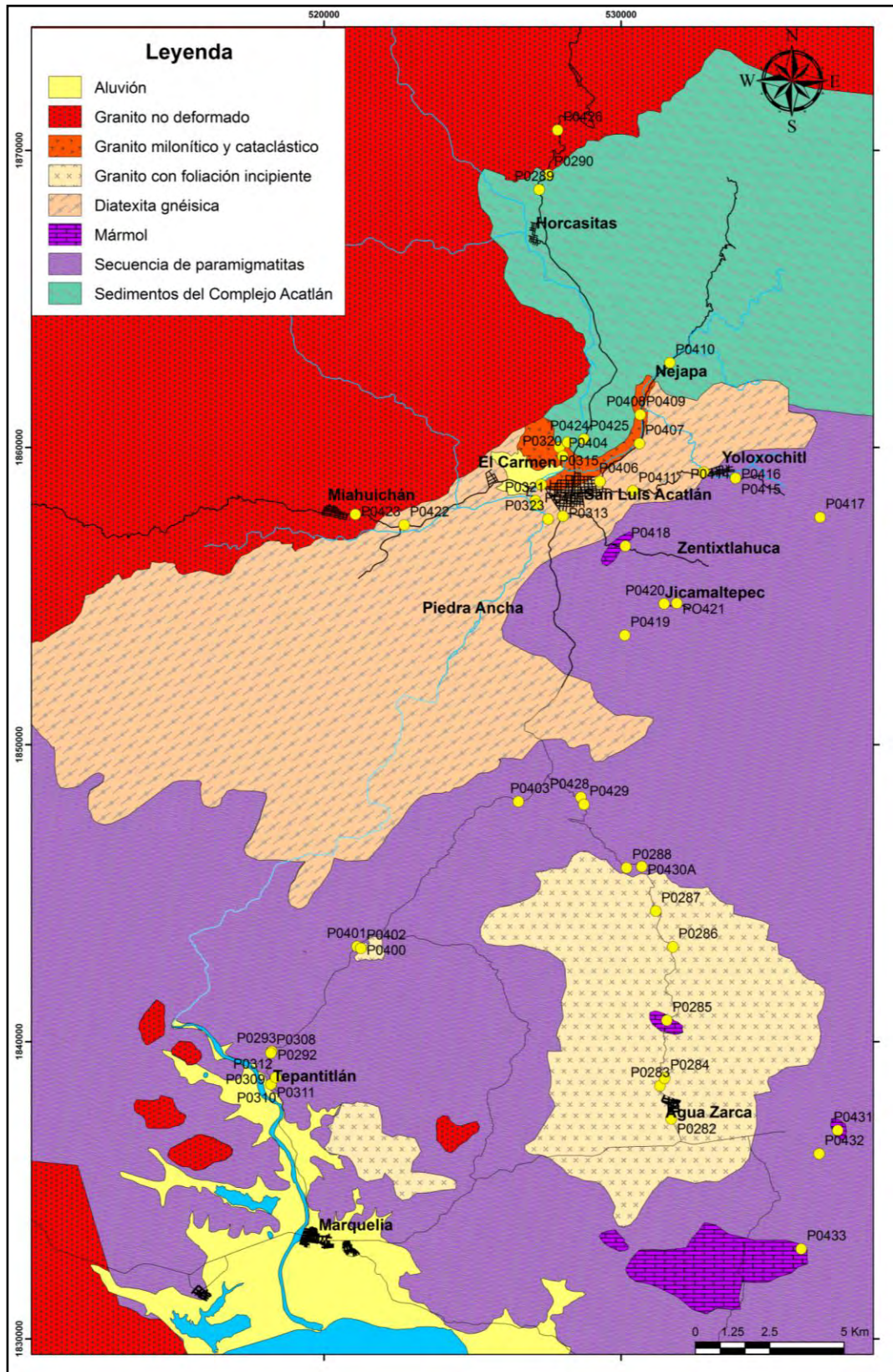


Figura 2. Mapa geológico mostrando la distribución de las unidades reconocidas del área que comprende San Luis Acatlán- Marquelia.

Los metasedimentos del Complejo Acatlán sobre el Río Grande en San Luis Acatlán se caracterizan por tener una estructura bandeada. Las bandas corresponden a cuarcitas de color claro, esquistos de biotita de color café y escasos horizontes de esquistos verdes (Fig. 4A). Los metasedimentos de Acatlán sobre el camino que va al poblado de Horcasitas y en el poblado de Nejapa están compuestos principalmente por filitas de color ocre, intercaladas con cuarcitas y por escasos horizontes de esquistos verdes (o rocas verdes si no están foliadas).

Cuarcitas y esquistos con andalucita

Las cuarcitas son las rocas más abundantes de la secuencia metasedimentaria, y en menor proporción los esquistos. Los afloramientos mejor expuestos se localizan a lo largo del Río Grande, al N de los poblados San Luis Acatlán y Horcasitas. En esta sección, las rocas se encuentran como horizontes delgados de 10 cm a 30 cm de espesor. Las cuarcitas pueden identificarse muy fácilmente por su color beige, mientras que los esquistos se identifican por su color café. Ambas rocas se caracterizan por ser de grano fino (<1 mm) y por estar intensamente foliadas.

En lámina delgada se puede observar, que las cuarcitas y esquistos presentan una fábrica anisotrópica con foliación continua (Fig. 5A) y/o foliación espaciada. La foliación espaciada está definida por microlitones ricos en Qtz + Pl y dominios de clivaje ricos en Bt y/o Ms (Fig. 5B) o por dominios donde varía el tamaño de grano. Localmente los esquistos de biotita desarrollan un clivaje de crenulación. Este clivaje se observa preferentemente en las zonas ricas en mica. La asociación mineral en las cuarcitas es: Qtz + Pl + Bt y en los esquistos: Qtz + Pl + Bt + Ms ± And.

La biotita en los esquistos representa alrededor del 35% de la roca mientras que en las cuarcitas este puede ser mucho menor. Se presenta en cristales subhedrales alargados definiendo la foliación principal y una foliación relictas de la roca (Fig. 5C). En algunas zonas de la roca, la biotita también aparece dentro de pequeñas fracturas y como porfiroblastos (Fig. 5D). En general, el tamaño de la biotita es <1 mm. Es común la alteración parcial de la biotita a clorita. El cuarzo y la plagioclasa representan el 30 y 20% respectivamente de la roca. Sin embargo, en las cuarcitas este porcentaje puede ser mayor. Tanto el cuarzo como la plagioclasa, se presentan en cristales anhedrales, alargados de manera paralela a la foliación principal y en algunas partes de la roca se presentan en vetillas. El tamaño para ambos minerales es variable, pero por lo general no mayor a 0.7 mm. La mayoría de los granos de cuarzo exhiben extinción ondulante. El cuarzo se puede clasificar en dos tipos dependiendo de su forma y tamaño, cuarzoes muy alargados de

grano muy fino que se encuentran dispuestos de manera paralela a la foliación; y, cuarzos de forma ligeramente poligonal de grano grueso, que se encuentra generalmente en vetillas plegadas. Por su parte las plagioclasas presentan alteración parcial a sericita en casi todas las muestras. La muscovita representa el 15% de los minerales en la roca aunque su abundancia en las rocas cuarzo-feldespáticas es mucho menor que en las pelíticas. Ocurre en cristales alargados de forma subhedral paralelos a la foliación principal y de manera plegada (Fig. 5E). En algunas zonas de los esquistos pelíticos, la muscovita aparece como porfiroblastos asociados a porfiroblastos de andalucita. Su tamaño por lo general es < 0.3 mm aunque los porfiroblastos llegan a medir hasta 2 mm. La andalucita es escasa, se restringe a horizontes pelíticos, se presenta como porfiroblastos asociados a porfiroblastos de muscovita (Fig. 5F). Como minerales accesorios se encuentran los opacos, turmalina, el rutilo y el zircón. Los minerales opacos se presentan en la mayoría de los esquistos distribuidos al azar. Aunque, en algunas zonas se presentan orientados siguiendo la foliación principal. El rutilo se presenta tanto en las cuarcitas como en los esquistos.

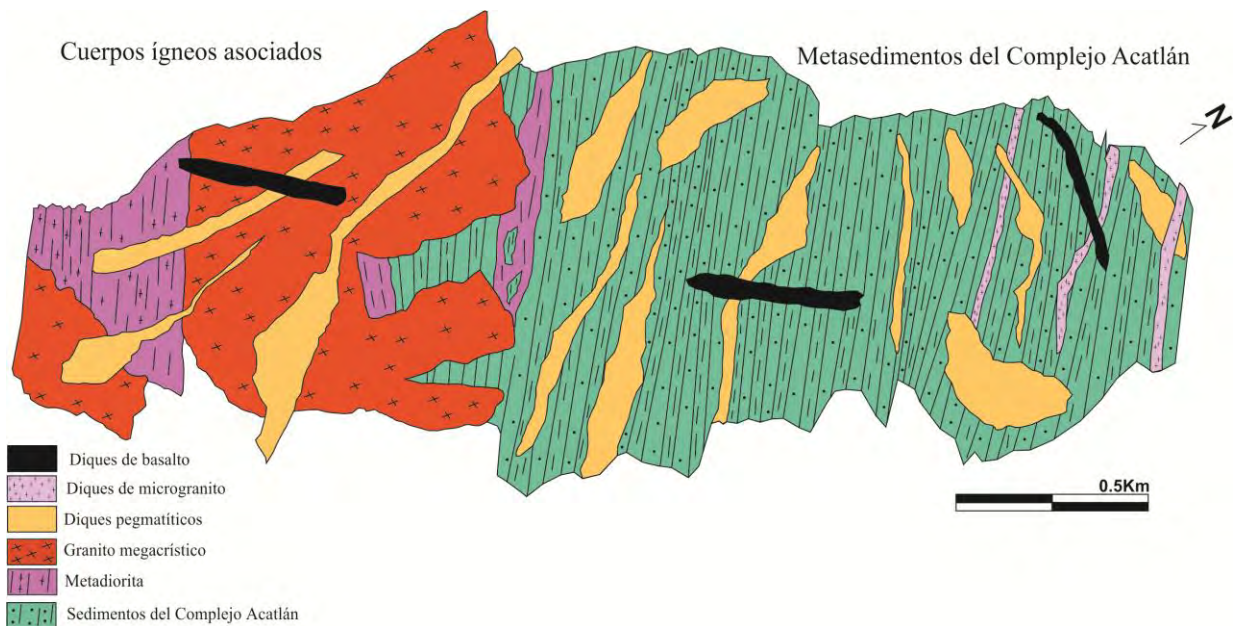


Figura 3. Sección en planta del límite S de los metasedimentos de Acatlán.

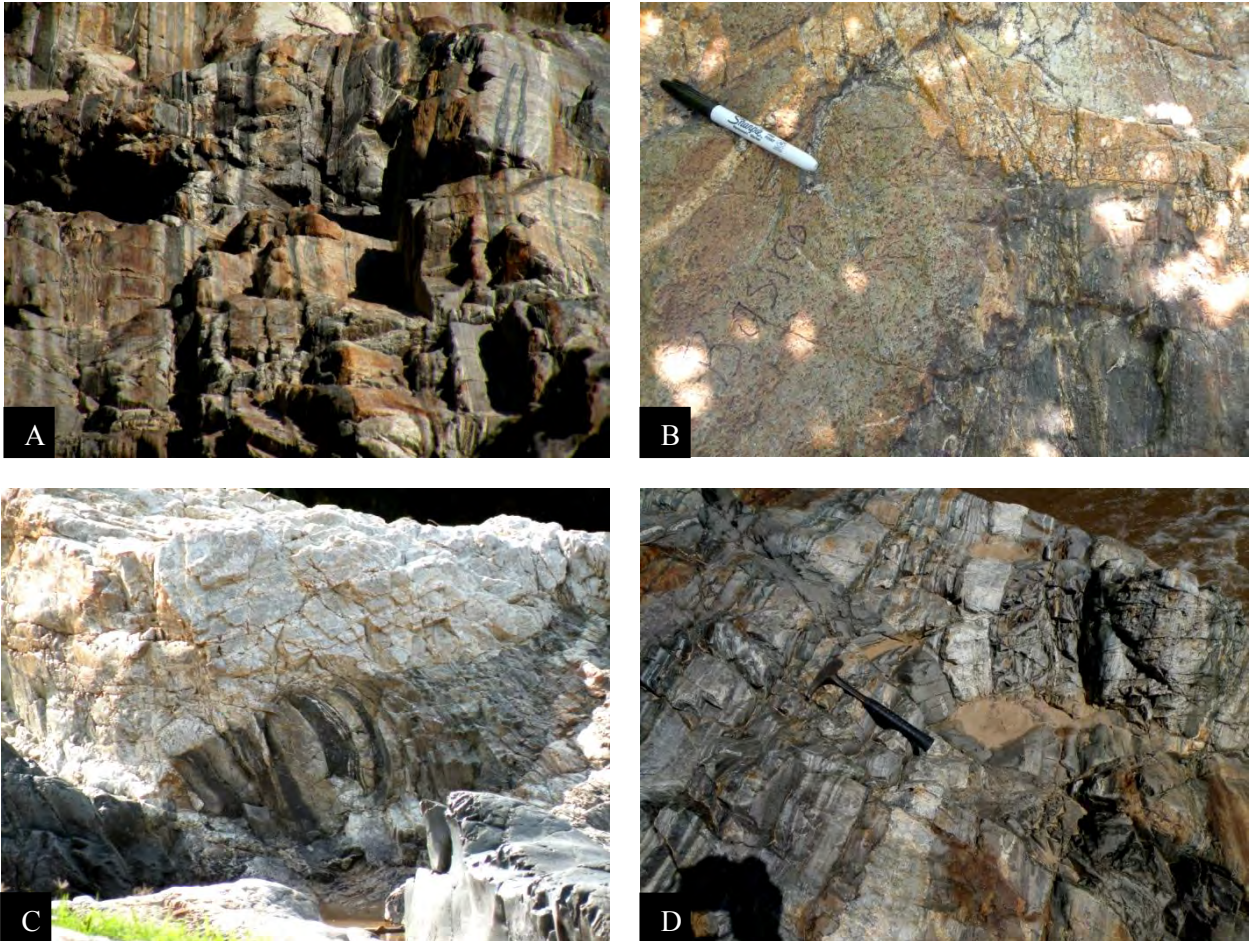


Figura 4. Fotografías de afloramiento de los metasedimentos del Complejo Acatlán ubicados sobre el Río Grande. A) Metasedimentos con apariencia bandeada; B) Relación de los metasedimentos de Acatlán y la metadiorita con el granito megacrístico milonítico; C) Pegmatita cortando metasedimentos del complejo Acatlán; y, D) Afloramiento mostrando al dique de microgranito emplazado de manera casi paralela a la foliación de los metasedimentos, y el dique de basalto cortando a los metasedimentos y al microgranito.

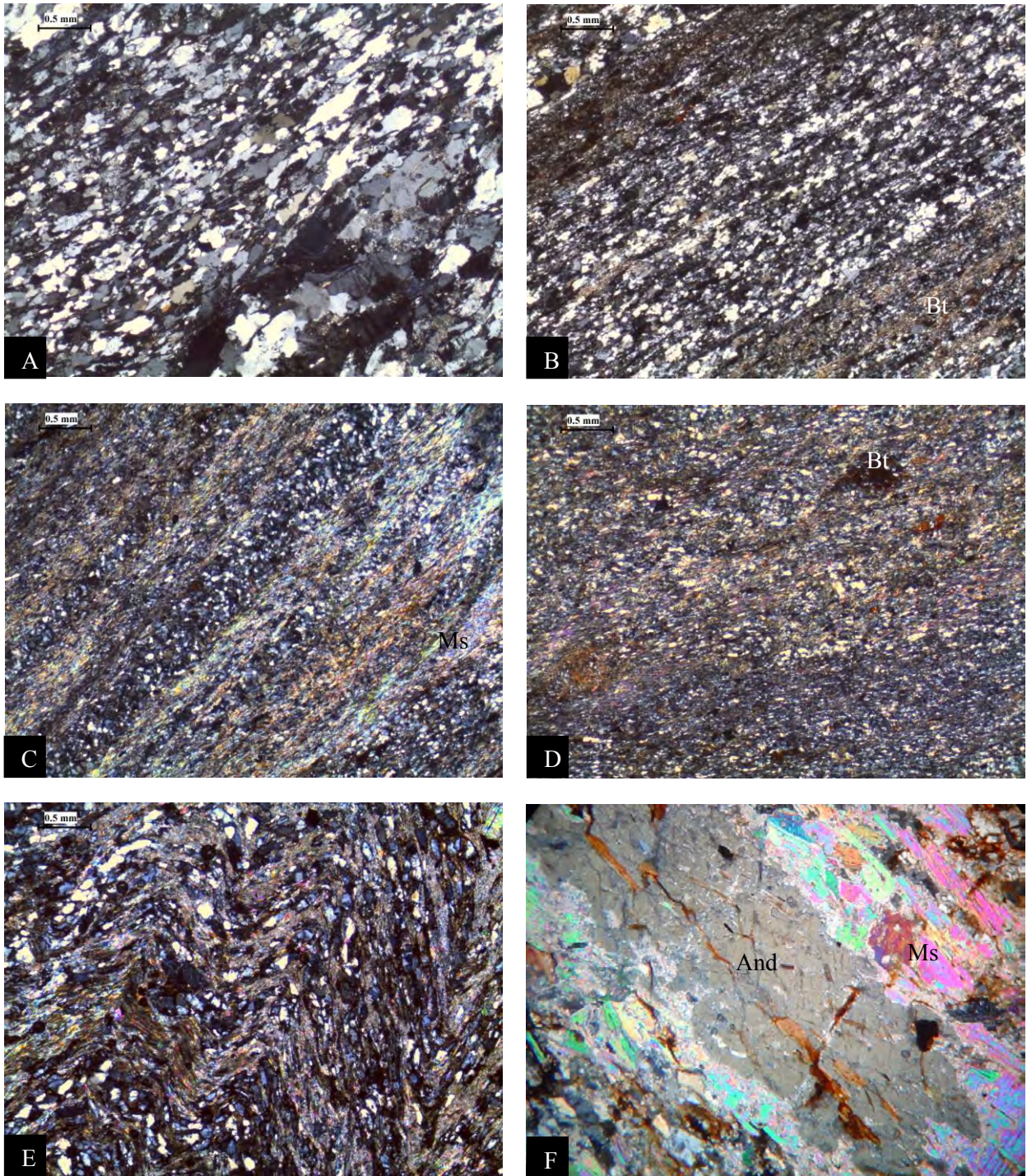


Figura 5. Fotomicrografías de los metasedimentos (cuarcitas y esquistos de biotita-muscovita) del Complejo Acatlán. A) Fábrica continua observada en las cuarcitas; B) Fábrica espaciada en esquistos compuesta por dominios de Bt y dominios de Qtz + Pl; C) Esquistos con muscovita y biotita mostrando dos foliaciones; D) Porfiroblastos de biotita en esquistos; E) Esquisto de muscovita mostrando una foliación de crenulación; y, F) Porfiroblasto de andalucita en esquisto de Ms, campo visual 3 mm.

Metabasitas (o esquistos verdes)

Las metabasitas son escasas, afloran sobre el Río Grande y al norte del poblado de Horcasitas. Se presentan como sills (espesor variable de 10 cm a 20 cm) de color verde, se encuentran generalmente inyectados entre los planos de foliación de los esquistos y cuarcitas de Acatlán (Fig. 6A). Son rocas de grano fino (<1 mm) y se caracterizan por el desarrollo de una foliación continua muy marcada.

En lámina delgada las metabasitas exhiben una fábrica anisotrópica con foliación continua, aunque en las zonas ricas en anfíbol la roca llega a presentar una foliación espaciada compuesta por dominios ricos en anfíbol y dominios compuestos de Qtz y Pl (Fig. 6B). Localmente, la roca desarrolla una fábrica porfiroclástica (Fig. 6C). Se compone por Pl + Qtz + Cpx + Amp, que se encuentran como porfiroclastos y que corresponden al protolito, también presenta una paragénesis metamórfica compuesta por Act + Chl.

El cuarzo y la plagioclasa representan el 60% de los minerales en la roca. Se presentan en cristales que varían de anhedral a subhedral, la mayoría de los cristales están ligeramente alargados de manera paralela a la foliación principal. Su tamaño es muy variable, pero por lo general, no mayores a 0.7 mm. El anfíbol representa el 25% de los componentes de la roca. Se presenta en cristales prismáticos euhedrales a subhedrales orientados definiendo la foliación principal, y como porfiroclastos anhedrales rodeados por la foliación principal (Fig. 6B). En algunas zonas el anfíbol no muestra ninguna orientación preferente (Fig. 6D). Su tamaño es variable, en el caso de los porfiroclastos llegan a medir hasta 3 mm, mientras que en los cristales prismáticos su tamaño no sobrepasa los 0.7 mm. De acuerdo con el tamaño, relieve, habitat y color de los anfíboles podemos distinguir fácilmente dos generaciones de anfíbol. a) Porfiroclastos de anfíbol que pueden ser de origen ígneo y, b) Actinolita de tamaño fino orientada que se rodea los porfiroclastos. El clinopiroxeno es escaso en la roca, se presenta como porfiroclastos de origen ígneo, rodeados por la foliación principal. La esfena es bastante abundante en la roca (~2 o 3%). Se presenta en cristales prismáticos, aunque en algunos casos se observan ligeramente redondeados. Se distribuye en toda la roca con su eje mayor de manera paralela a la foliación principal. Su tamaño generalmente es menor <0.25 mm. En algunas zonas aparece como anillos alrededor de minerales opacos.

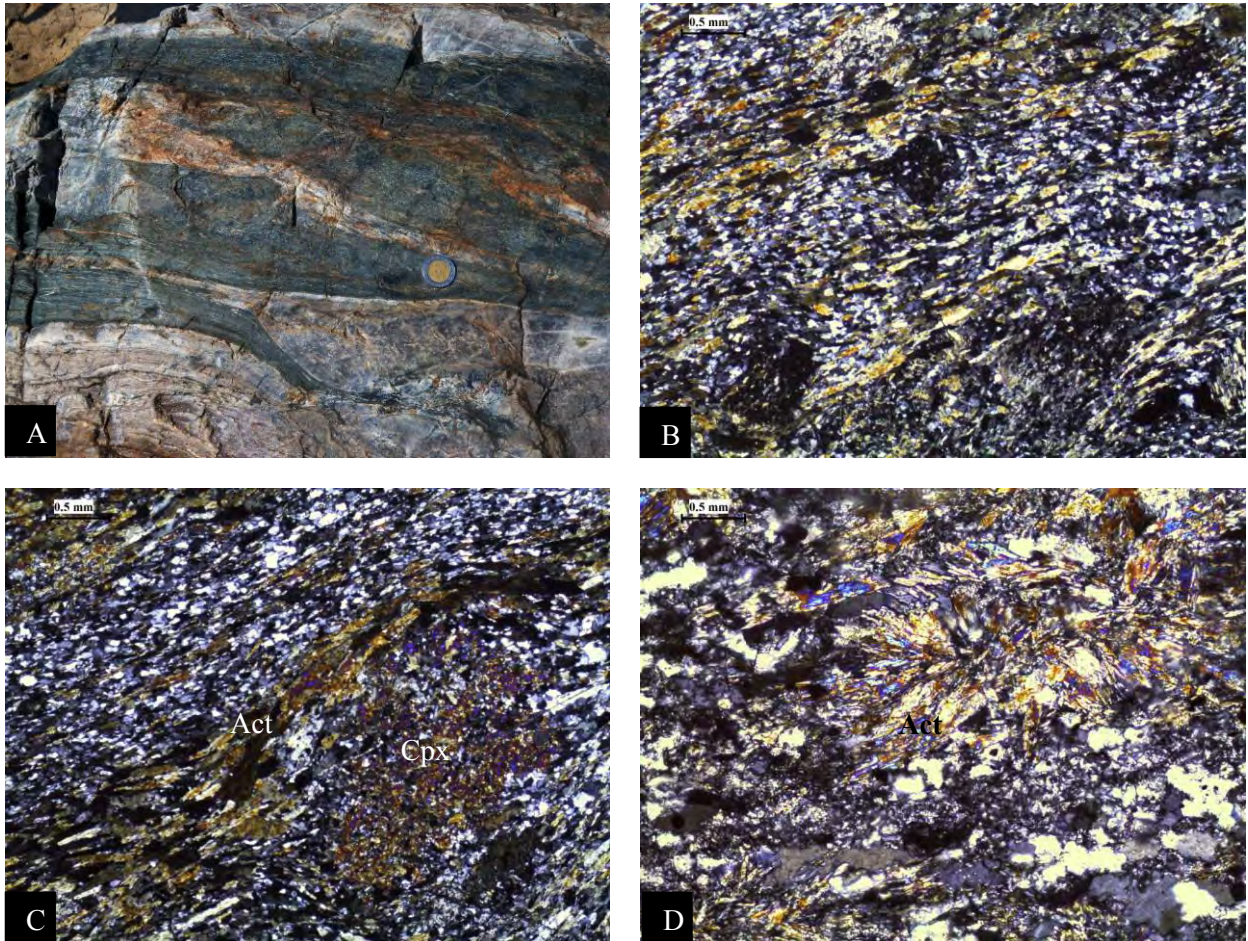


Figura 6. Foto de afloramiento y fotomicrografías de las metabasitas del Complejo Acatlán. A) Fotografía que muestra la relación que guardan las metabasitas con los metasedimentos del Complejo Acatlán; B) Foliación en bandas de cizalla tipo S-C' en metabasita; C) Foliación espaciada, definida por dominios cuarzo-feldespáticos y dominios ricos en anfíbol. D) Anfíbol con hábito radial en esquistos cuarzo-feldespático.

Esquisto de sericita

Estas rocas afloran al N del poblado de Horcasitas y sobre el río cercano al poblado de Nejapa. Se caracterizan por ser rocas de grano muy fino (<0.3 mm). Los esquistos de sericita presentan una foliación producto de presión-solución. La foliación es espaciada y se compone por dominios ricos en sericita y dominios ricos en Qtz y Pl (Fig. 7A). En algunas zonas de la roca se puede apreciar una foliación oblicua.

La plagioclasa y el cuarzo representan aproximadamente el 60% de la roca. Se presenta en cristales anhedrales redondeados y alargados de tamaño <0.4 mm. Se distribuye en dominios cuarzo-feldespáticos y en lentes. La plagioclasa presenta alteración a sericita, aunque en los lentes está poco alterada, también presenta recristalización dinámica y fracturamiento. El cuarzo

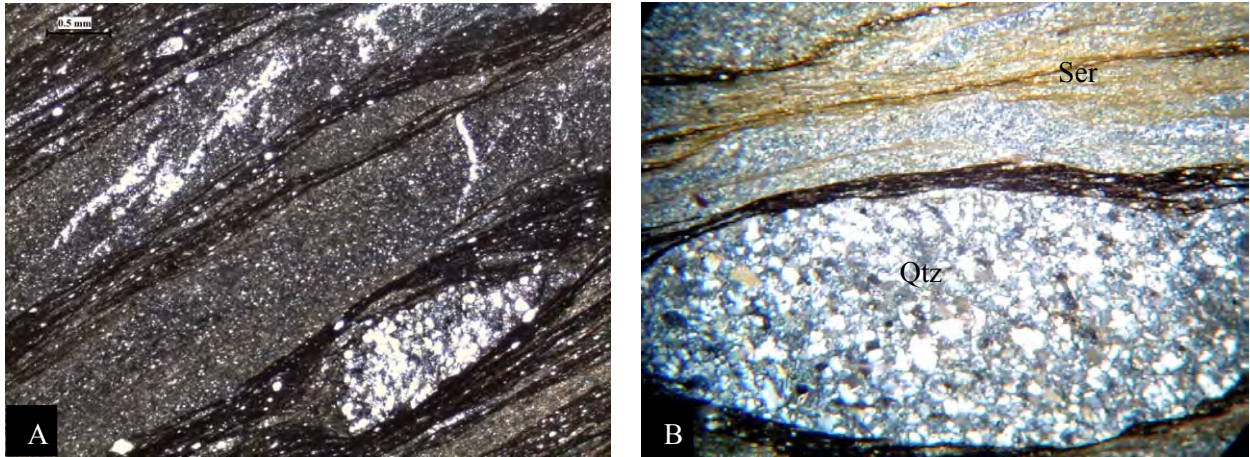


Figura 7. Fotomicrografías de esquistos de sericita del Complejo Acatlán. A) Foliación de grano fino, definida por bandas de presión-solución y sericita; y, B) Lente cuarzo-feldespático no deformado rodeado por bandas de presión solución y sericita, campo visual 3 mm.

que se encuentra en los lentes no está deformados (Fig. 7B). La sericita representa aproximadamente un 30% de los constituyentes, aparece como micro cristales definiendo la foliación principal.

IV. 2 Cuerpos intrusivos que afloran en el límite entre el Complejo Acatlán y el Complejo Xolapa

Los cuerpos intrusivos que afloran se describirán en orden cronológico, de lo más antiguo a lo más joven, usando como criterio las relaciones de corte que guardan estas rocas entre sí y con respecto a la unidad metasedimentaria del Complejo Acatlán.

Metadiorita protomilonítica

La metadiorita es una roca que aflora de manera muy restringida sobre el Río Grande, al N de San Luis Acatlán. Esta unidad se encuentra emplazada en el límite entre los complejos Acatlán-Xolapa. Las relaciones en campo indican que la metadiorita es cortada por el granito megacrístico (Fig. 8A) y que ambos guardan una relación intrusiva con los metasedimentos del Complejo Acatlán. Esta unidad en algunas zonas se presenta como cuerpos amplios con decenas de metros, mientras que otros lados se observa como cuerpos tabulares. La metadiorita es una roca de color oscuro, con foliación visible marcada por la orientación de la actinolita.

En sección delgada, la diorita presenta una fábrica continua con porfiroclastos de anfíbol de origen ígneo rodeados por la foliación principal. Localmente presenta fábricas producto de

recristalización dinámica (Fig. 8B). La roca está compuesta de Pl + Amp + Qtz que corresponden a minerales de origen ígneo (protolito) y también presenta una asociación metamórfica compuesta de Act + Ep + Chl + Ser.

La plagioclasa representa aproximadamente el 60% de los minerales de la roca. Su forma es de manera general anhedral. Su tamaño es menor a 0.7 mm. Forma un mosaico con fábrica inequigranular-interlobado. La mayoría de las plagioclasas ya no presentan maclado, y las pocas que lo preservan es de tipo albita. Casi todas están fuertemente alteradas a sericita. El anfíbol representa aproximadamente el 35% de los minerales en la roca. Se presenta en cristales prismáticos que van de anhedrales a subhedrales. Se distribuyen en toda la roca, unos se encuentran como porfiroclastos sin ninguna orientación preferente y otros se encuentran definiendo la foliación principal de la roca. Los porfiroclastos tienen un tamaño que va de 0.7 mm a 2 mm. Mientras que los cristales de la son menores a 0.5 mm. Los porfiroclastos se observan parcialmente alterados a clorita. Como minerales accesorios se encuentra la esfena, se encuentra distribuida en toda la roca sin ninguna orientación preferente. La metadiorita presenta minerales secundarios como la clorita y sericita. La clorita se encuentra generalmente reemplazando al anfíbol. Sin embargo, también se observa en cristales únicos alargados paralelos a la foliación principal de la roca. La sericita se encuentra reemplazando a la plagioclasa. La esfena se encuentra distribuida en toda la roca como cristales prismáticos, se distinguen por su relieve muy alto. La epidota es muy escasa en la roca.

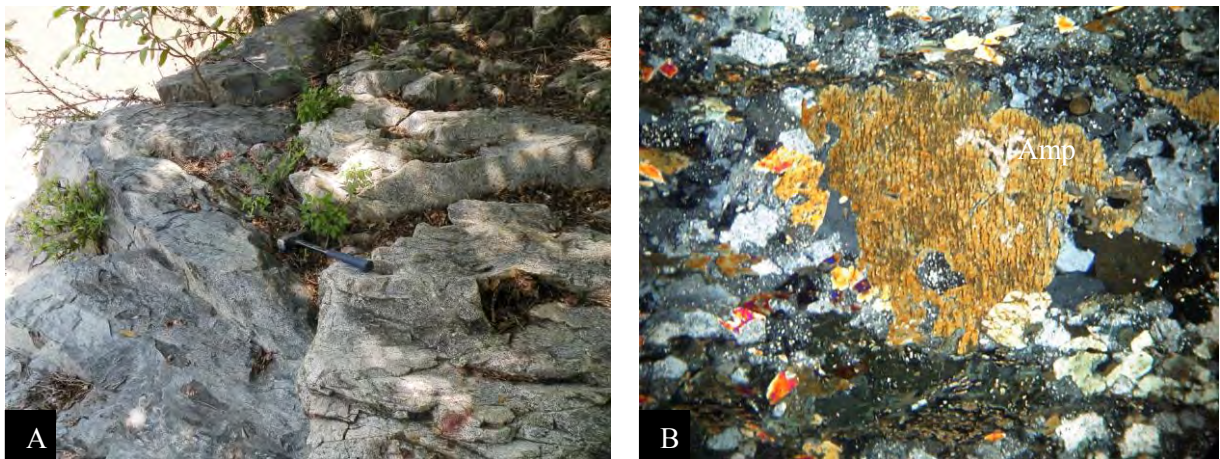


Figura 8. Fotografías de la metadiorita. A) Relación de la metadiorita con el granito megacrístico; y, B) Fábrica porfiroclástica en metadiorita, campo visual 3 mm.

Granito milonítico y cataclástico

Se trata de un cuerpo granítico que fue cartografiado utilizando como criterio las características físicas de campo y estilo de deformación milonítica y cataclástica. Sin embargo, las características petrográficas y composicionales permitieron distinguir al menos tres cuerpos distintos o facies. A continuación se describirán de acuerdo a su composición y grado de deformación.

Granito de anfíbol no deformado con zonas cataclásticas

Este cuerpo fue observado en el poblado de Miahuichán y sobre el río en el poblado de Nejapa. Se trata de un cuerpo extenso con zonas no deformadas y zonas donde se observa un fuerte fracturamiento, zonas localizadas con cataclasis y fallamiento normal (Fig. 9A). También contiene enclaves de color oscuro ricos en anfíbol (Fig. 9B, C). El granito tiene en general un color claro, es de grano grueso y con textura porfídica indicada por grandes cristales de feldespato potásico (1.7 cm). Se compone principalmente de Pl + Fks + Qtz ± Amp ± Bt y presenta una asociación mineral secundaria: Chl + Ep + Ser producto de metamorfismo de bajo grado.

En sección delgada la roca presenta una textura porfídica (Fig. 9D), en la que los fenocristales de feldespato potásico están rodeados de una mesostasis fanerítica con cristales preferentemente de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol bastante alterados. Tanto los fenocristales como los minerales que conforma la mesostasis tienen una forma euhedral. Localmente presenta una estructura cataclástica (Fig. 9E). En otras zonas se observa una textura fanerítica inequigranular (Fig. 9F).

La plagioclasa son abundantes, tienen un tamaño que varía entre 0.6 mm y 3.2 mm. Muy frecuentemente, sobre todo en los cristales mayores, se manifiesta un zoneamiento. En muchos cristales, el centro está muy alterado, mientras que la periferia no. Los fenocristales de feldespato potásico son abundantes, tienen un tamaño que varía entre 1 cm y 1.7 cm con forma euhedral. Presentan típicamente el maclado carlsbad de los feldespatos. Muchos fenocristales contienen inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa euhedral. Presentan un proceso de exsolución evidenciado por laminillas y venas (pertitas). También se identificó microclina por su macla típicamente enrejada. Muchos cristales de feldespato están muy alterados. El cuarzo es escaso, se presenta generalmente entre los intersticios de los grandes cristales. Los anfíboles se presentan también como fenocristales euhedrales prismáticos con tamaño hasta de 3.2 mm. Estos minerales

están muy alterados a clorita, en algunos casos ya no se logra ver el mineral. La biotita es escasa, se presenta en cristales alterados a clorita.

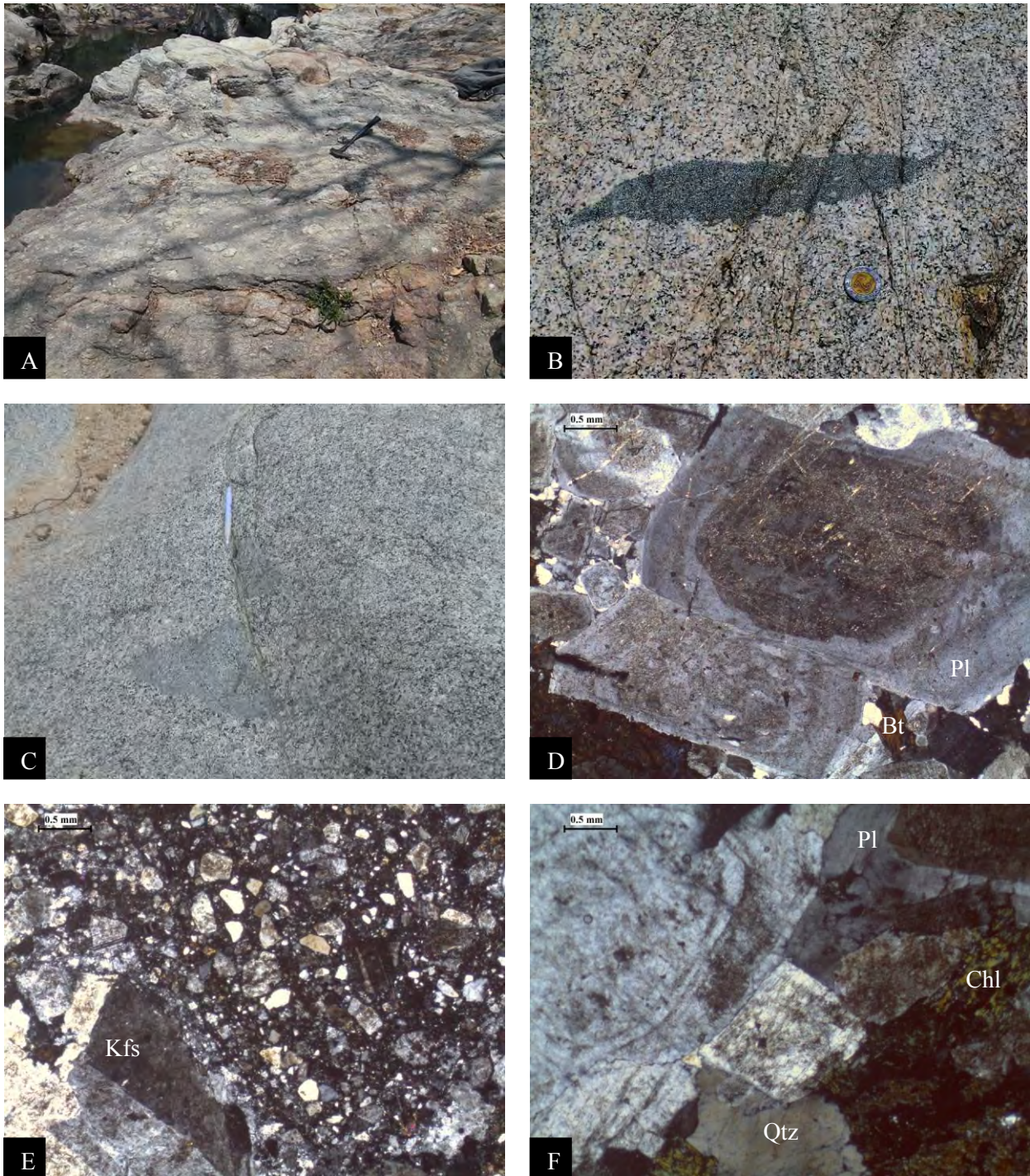


Figura 9. Fotografías de los granitos no deformados con zonas cataclásticas, Nejapa y Miahuichán. A) Granito muy fracturado con cataclasis, Nejapa; B) Enclaves elongados en el granito fracturado y cataclástico de Nejapa; C) Falla cortando a enclave en el granito de Miahuichán; D) Textura porfídica en granito de Nejapa; E) Estructura cataclástica en granito de Nejapa; y, F) Textura porfídica en granito de Miahuichán.

Granito protomilonítico de biotita (megacrístico)

El granito megacrístico representa el cuerpo intrusivo de mayor extensión en la sección del Río Grande, esta unidad se identificó principalmente al NNW de San Luis Acatlán sobre el cauce del Río Grande. Las evidencias de campo indican que este granito se encuentra en relación intrusiva con los metasedimentos del Complejo Acatlán (Fig. 10A). El granito megacrístico contiene fragmentos de una roca más oscura (Fig. 10B). El granito megacrístico es de color gris claro con tamaño de grano grueso. Tiene un aspecto isotrópico y se caracteriza por presentar principalmente deformación frágil, localmente presenta foliación incipiente y lineación de estiramiento. Esta roca preserva todas las características ígneas, su estructura general es porfídica con fenocristales de Kfs de hasta 1.7 cm.

En sección delgada, la roca muestra preferentemente una textura ígnea (Fig. 10C) y localmente presenta una fábrica producto de la recristalización dinámica del cuarzo y feldespatos (Fig. 10D). Se compone de la asociación mineral Pl + Qtz + Bt + Kfs.

Se compone de feldespatos alcalinos y cuarzo en 50 y 30% respectivamente. Los feldespatos en las zonas no deformadas presentan una forma euhedral, mientras que en las zonas deformadas presentan formas que van de anhedral a subhedral. Se distribuyen en toda la roca sin ninguna orientación preferente. Su tamaño es variable, pero en general miden entre 0.7 mm y 0.5 mm, aunque algunos pueden llegar a medir hasta 1.7 cm. Muchos de los cristales de feldespato alcalino presentan un maclado de penetración predominante tipo carlsbad (las plagioclasas presentan un zoniamiento concéntrico). En las zonas deformadas la mayoría de los feldespatos alcalinos y plagioclasas están muy alterados a sericita, afectando principalmente la parte central del cristal y los planos de las maclas. También presentan recristalización dinámica en los bordes y subgranos. Esporádicamente se observan maclas de deformación y abundantes mirmequitas en los límites de grano. Por su parte, el cuarzo se concentra en agregados con fábrica inequigranular-interlobada, menos frecuentemente en agregados con fábrica inequigranular-poligonal. Su tamaño oscila entre 1.5 mm y 0.2 mm. Los granos de cuarzo se observan poco fracturados y con extinción ondulante. Localmente, los feldespatos y el cuarzo presentan pequeños planos discontinuos de deslizamiento en forma de bandas de espesor milimétrico. La biotita y la clorita representan alrededor del 15% de la roca. Se presenta en cristales anhedrales menores a 1.7 mm. Se distribuyen en toda la roca principalmente en los bordes de los fenocristales de feldespato en donde ha actuado el mecanismo de presión-solución. Estos dos minerales se encuentran frecuen-

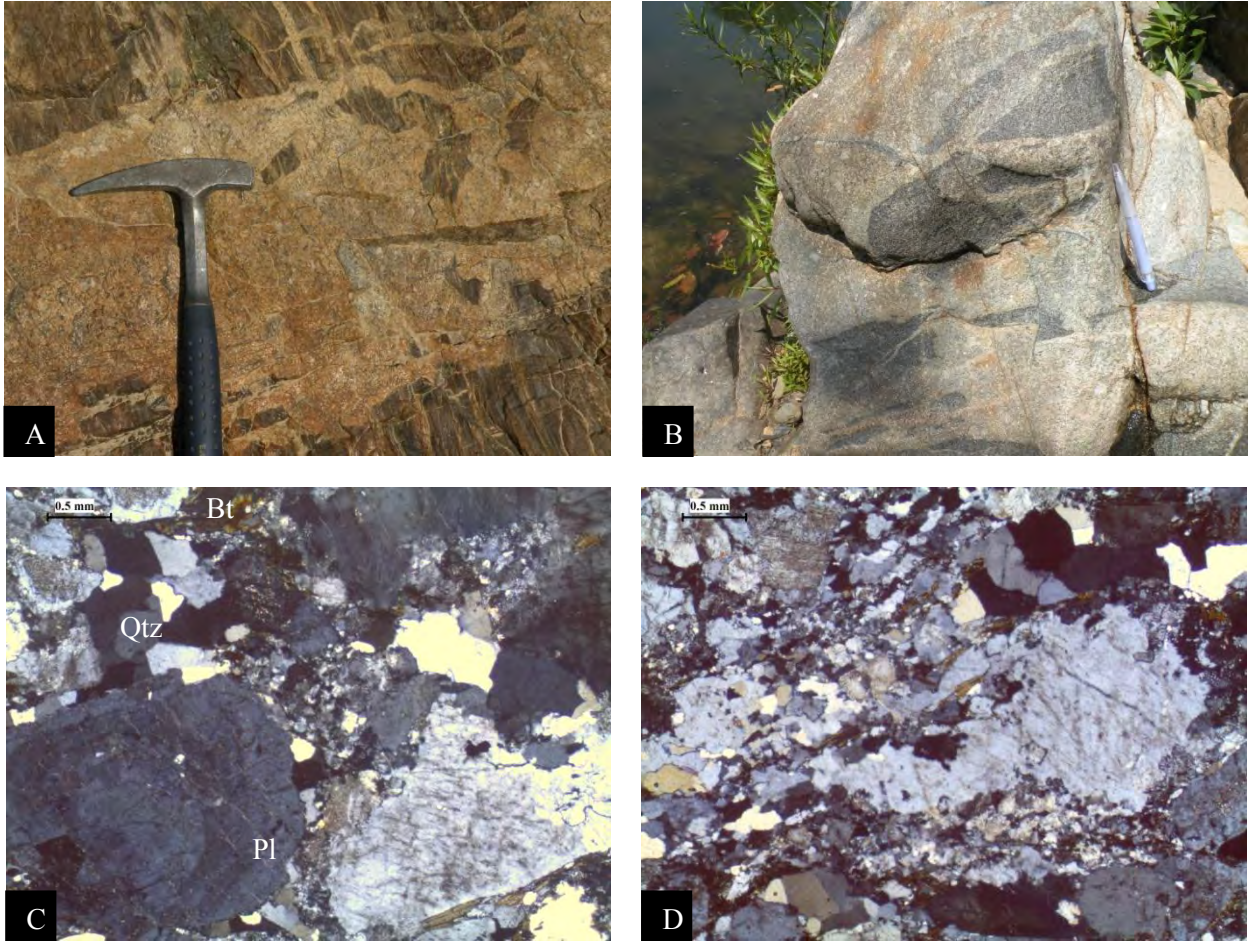


Figura 10. Fotografías de afloramiento del granito megacrístico sobre el Río Grande. A) Metasedimentos del Complejo Acatlán cortados por el granito megacrístico milonítico; B) Granito megacrístico milonítico con fragmentos de una roca más oscura foliada (paren ser de la metadiorita); C) Fábrica porfiroclástica en granito megacrístico; y, D) Recristalización dinámica en bordes de porfiroclastos plagioclasa.

temente asociados, y se observa que la biotita está siendo reemplazada por la clorita. Como minerales secundarios se encuentra la epidota, esfena y opacos. Son minerales que se concentras principalmente en los límites de los fenocristales de feldespato y cuarzo donde hay recristalización dinámica y donde ha actuado la presión-solución.

Granito milonítico de muscovita

Este granito aflora al NE de San Luis Acatlán, sobre el camino que va al poblado de Nejapa. De acuerdo con los datos estructurales el Granito milonítico se encuentra sobreyaciendo a la unidad de diatexitas tonalíticas del Complejo Xolapa. Es un cuerpo de color claro y se caracteriza por ser de grano medio a grueso, presenta claramente una foliación milonítica, línea-

lineación de estiramiento y estructuras S/C (Fig. 11A).

En sección delgada, la roca presenta una fábrica claramente milonítica donde aun se reconocen fenocristales de feldespatos de la textura porfídica original (Fig. 11B). La fábrica milonítica está formada por porfiroclastos de feldespatos con forma monoclinica rodeado por planos milimétricos producidos por la recrystalización dinámica.

Los feldespatos constituyen alrededor del 70% de la roca. Aparecen como porfiroclastos de tamaño variable pero generalmente menores a 7 mm. La mayoría de los porfiroclastos presentan forma monoclinica tales como: porfiroclastos de feldespatos tipo σ , porfiroclastos de feldespatos con microfallas antitéticas y sintéticas. Estos elementos se encuentran rodeados por una mesostasis de microcristales de feldespato, sericita y cuarzo. Prácticamente todos los porfiroclastos presentan evidencias de deformación en un grado variable, desde fuerte fracturación, reducción del tamaño de grano, extinción ondulante y alargamiento. Los feldespatos se encuentran con un grado variable de alteración a sericita y a otros minerales arcillosos; en algunas zonas se observa que las fracturas de los feldespatos están siendo rellenas por clorita. El cuarzo forma aproximadamente el 25% de la roca. Se caracteriza por estar fuertemente deformado, se presenta como subgranos elongados o como cintas de cuarzo (*ribbon quartz*) rodeado los porfiroclastos de feldespato. Las bandas de cuarzo tienen un espesor milimétrico menor a 0.5 mm. La muscovita aparece de manera muy escasa, representa menos del 5% en la roca. Se presenta como porfiroclastos de forma sigmoidales con estructuras tipo “*mica fish*” (Fig. 11B). Se distribuyen siguiendo la foliación principal y están envueltos por planos de grano fino

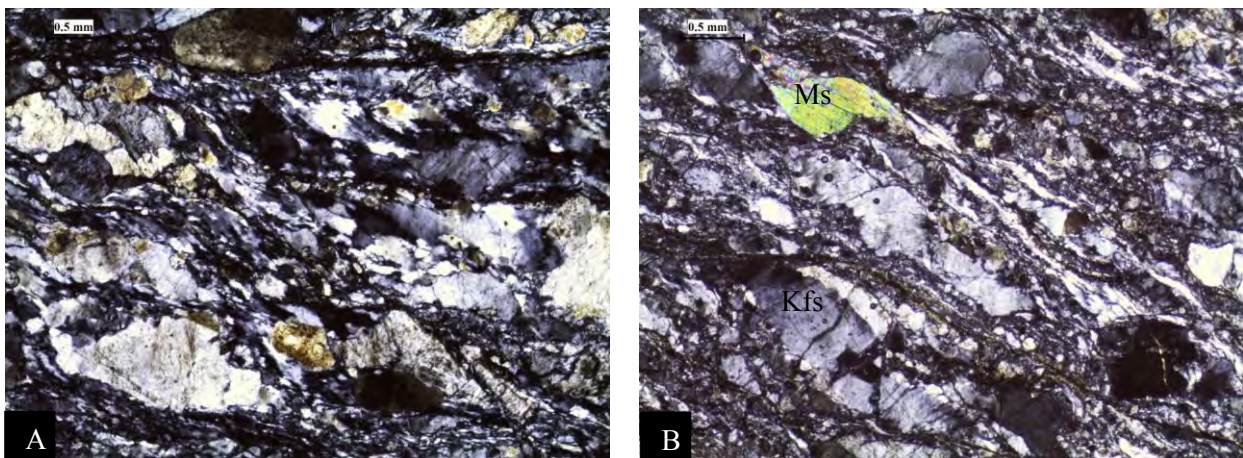


Figura 11. Fotomicrografías del granito milonítico de muscovita que aflora en Nejapa. A) Fábrica milonítica con porfiroclastos de Kfs y estructura S/C; y, B) Fábrica milonítica con indicadores σ y tipo “*mica fish*” con movimiento de la cima hacia el NE.

formados por feldespatos, cuarzo y sericita. La clorita aparece de manera muy escasa, se presenta generalmente rellenando las fracturas, y a lo largo de planos donde ha sido depositado el material producto de la presión-solución. En casi toda la roca, el alargamiento y aplastamiento ha sido tal, que se ha generado la aparición de pequeños planos de deslizamiento en forma de bandas de espesor milimétrico, producto del aplanamiento y estiramiento de granos. También presenta planos milimétricos ricos en opacos y material micáceo producto de la presión-solución.

Pegmatitas con muscovita

Los diques de pegmatitas son abundantes en toda el área de estudio, principalmente en las rocas del Complejo Xolapa, son menos abundantes en la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán, y se concentran en el límite sur de la misma, en la sección sobre el Río Grande. Se presentan como cuerpos de espesor variable desde centimétricos hasta métricos, los cuales localmente cortan (Fig. 12A) o siguen los planos de foliación preexistentes. Las pegmatitas son rocas de color claro con tamaño de grano que varía de medio a muy grueso. Se componen principalmente de $Pl + Kfs + Qtz + Ms \pm Grt$. Se caracterizan por desarrollar localmente una foliación incipiente.

En lámina delgada muestran una textura que va de porfídica a pegmatítica. La roca muestra el desarrollo de una foliación milonítica, definida por la alternancia de cintas de cuarzo (*quartz ribbons*) y planos cuarzo-feldespáticos de grano fino recrystalizados dinámicamente (Fig. 12B), la cual rodea a porfiroclastos de feldespatos.

Los feldespatos representan alrededor del 60% de los constituyentes de la roca. Su tamaño varía de 5 mm a 0.7 mm aproximadamente. Se presentan predominantemente como cristales anhedrales y como porfiroclastos tipo σ . En casi todo los porfiroclastos se observa extinción ondulante, recrystalización dinámica en el límite de grano, maclas de deformación y subgranos. La mayoría de los porfiroclastos presentan alteración a sericita y desarrollo de mirmequitas en los bordes de los cristales. El cuarzo representa alrededor del 25% de la roca. Se presenta típicamente en granos anhedrales, aunque localmente exhibe granos ligeramente poligonales. Su tamaño en general no supera los 0.7 mm. Se caracteriza por estar fuertemente elongado. La muscovita y la biotita representan alrededor del 10% de los constituyentes. Se presentan en cristales anhedrales y tabulares ligeramente orientados en dirección de la foliación de la roca. Su tamaño es por lo general menor a 1.2 mm. El granate es escaso en las pegmatitas, representa menos del 3%.

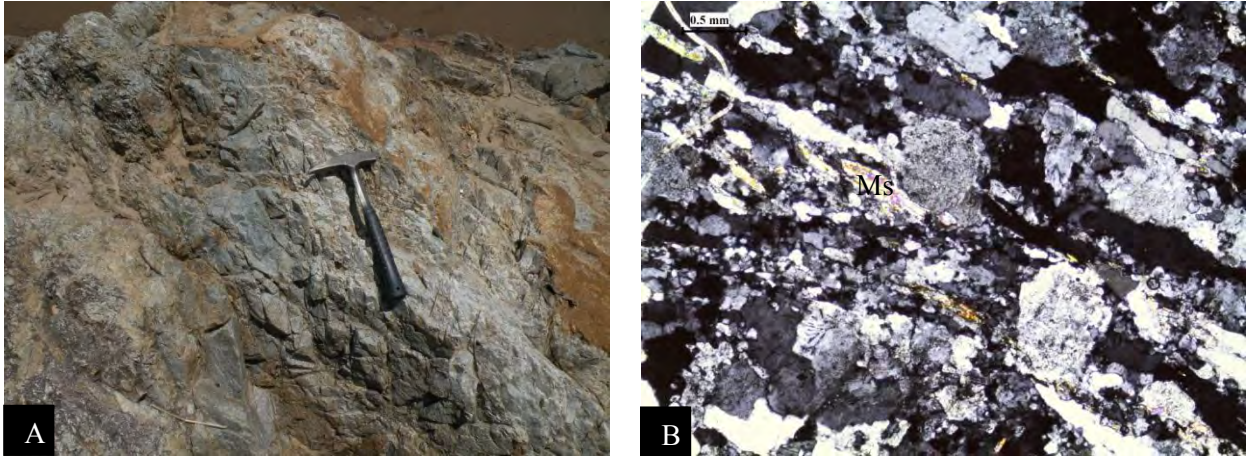


Figura 12. Fotografías de pegmatita. A) Pegmatita cortando a granito megacrístico, sobre el Río Grande y, B) Fábrica milonítica porfiroclástica, en la que muestra elongación del cuarzo y zonas con recristalización dinámica.

Aparece como pequeños granos redondeados incoloros e intensamente fracturados desprovistos de alteración. Se distinguen por su alto relieve y su naturaleza isotrópica. Su tamaño es menor a 0.6 mm. La clorita representa ~2% de la roca. Aparece como cristales únicos en forma masiva, se distribuye preferentemente en los planos milimétricos que generan la foliación milonítica. También se encuentra en los límites entre los porfiroclastos.

Granito de muscovita

Los granitos de muscovita se identificaron al N de San Luis Acatlán, se trata de un cuerpo no muy extenso que guarda una relación intrusiva con los metasedimentos del Complejo Acatlán (Fig. 13A). Es una roca de color blanco con foliación incipiente.

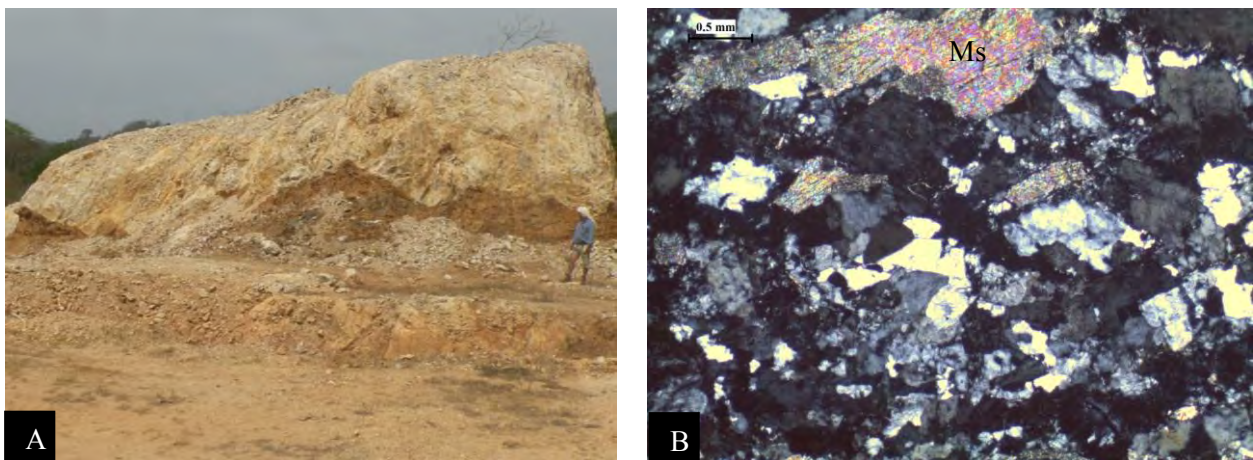


Figura 13. Fotografía y fotomicrografías del Granito de muscovita. A) Fotografía que muestra la relación del granito de muscovita con los metasedimentos del Complejo Acatlán; y, B) Fábrica de recristalización dinámica.

En sección delgada, la roca exhibe una fábrica anisotrópica incipiente marcada por la orientación de la muscovita. Presenta reducción del tamaño de grado producto de recristalización dinámica (Fig. 13B). Se compone de la asociación mineral Pl + Qtz + Ms + Grt. La plagioclasa es el mineral más abundante seguido del cuarzo, en menor proporción se presenta la muscovita y el granate. Las características petrográficas de los granitos de muscovita son muy similares a las pegmatitas, difieren de ellas por el tamaño de grano y por la ausencia de biotita.

Dique granítico de biotita

Los diques graníticos aparecen como cuerpos de unos 15 cm de espesor, se encuentran siempre cortando a la secuencia metasedimentaria de Acatlán, en ocasiones emplazados de manera paralela a la foliación principal (Fig. 14A). Los diques de microgranito se caracterizan por presentar una foliación incipiente marcada por la orientación de la biotita. Es una roca de grano fino que se compone principalmente de Pl + Qtz + Kfs + Bt.

Los feldespatos representan aproximadamente el 45% de los minerales de la roca. Se presentan en cristales de forma anhedral y subhedral. Su tamaño oscila entre 0.5 y 3.2 mm. Se distribuyen en toda la roca en un mosaico inequigranular - interlobado dando de manera general, una textura hipidiomórfica granular característica de las rocas ígneas; aunque, localmente se distribuyen de manera elongada generando una foliación incipiente (Fig. 14B). La mayoría de los granos de feldespato se caracterizan por estar fuertemente alterados a sericita. Se caracterizan por estar ligeramente deformados, la deformación se manifiesta como elongación de los granos, presentan recristalización dinámica. Otra característica de los feldespatos, es la presencia de mirmequitas en los bordes de los cristales. El cuarzo representa alrededor del 40% en los diques graníticos. Se presenta en granos elongados de forma preferentemente anhedral. Su tamaño varía entre 0.3 mm y 1.5 mm. Se distribuye en toda la roca definiendo una foliación incipiente. Se caracteriza por presentar extinción ondulante. La biotita constituye el 10% de la roca aproximadamente. Se observa en cristales tabulares de forma anhedral. Se distribuye en toda la roca definiendo la foliación milonítica. La mayoría de los cristales de biotita están parcialmente alterados a clorita. La muscovita, los minerales opacos y la clorita, constituyen el 5% de la roca. Se distribuyen en toda la roca sin orientación preferente. La clorita aparece como un mineral de reemplazamiento de la biotita.

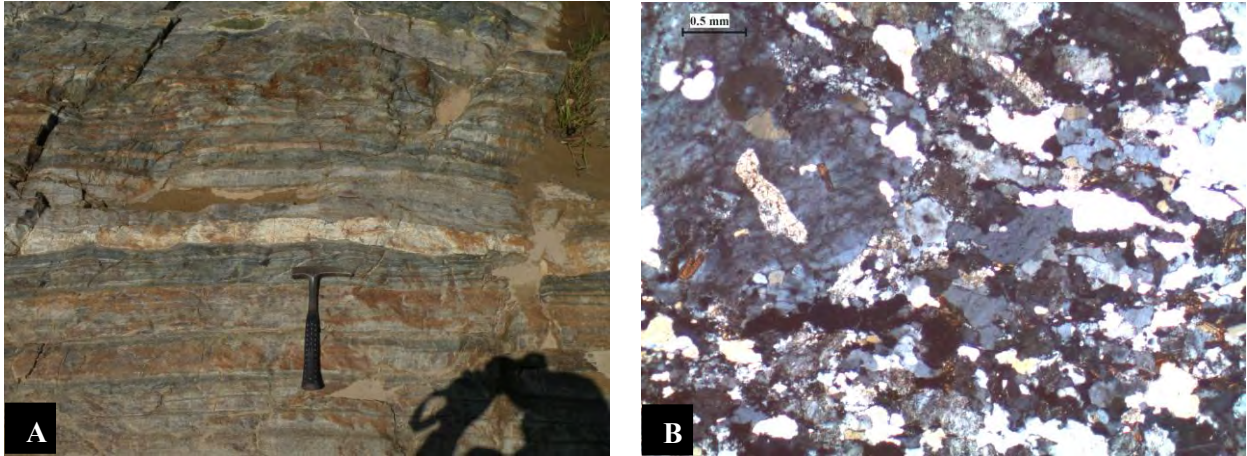


Figura 14. Fotografías del dique de microgranito. A) Dique de microgranito foliado emplazado de manera paralela a la foliación de los metasedimentos y, B) Fábrica foliada marcada por la elongación del cuarzo.

Diques de basalto

Los diques de basalto se observaron principalmente en la sección sobre el cauce del Río Grande. Son estructuras tabulares de espesor variable entre 20 cm y 2 m aproximadamente, que cortan a los metasedimentos del Complejo Acatlán, migmatitas del Complejo Xolapa, al granito cuarzo-feldespático, pegmatitas y a los diques de microgranito (Fig. 15A). Son rocas de color verde oscuro con textura afírica. Se caracterizan por no mostrar evidencias de deformación.

En lámina delgada los diques se caracterizan por exhibir una textura dolerítica granular con óxidos y clorita entre los cristales de plagioclasa (Fig. 15B). Las plagioclasas localmente presentan un arreglo intersertal e intergranular. La plagioclasa representa ~70% de la roca. Su tamaño es menor a 1.3 mm. Casi toda la plagioclasa presentan alteración parcial o total a sericita, en la mayoría de los casos la alteración es observada en el centro de los cristales. Los óxidos, la clorita y la calcita representan aproximadamente el 30% del volumen de la roca. Se distribuyen en toda la roca, principalmente entre sin ninguna orientación en particular. El tamaño de los óxidos es generalmente menor a 3 mm, y su forma varía de subhedral a euhedral. Por su parte la clorita, se presenta como cristales con forma no definida, y de tamaño muy variado, pero generalmente <1 mm. Por último, la calcita se presenta en parches en toda la roca. Tanto la clorita como la calcita se encuentran como minerales secundarios.

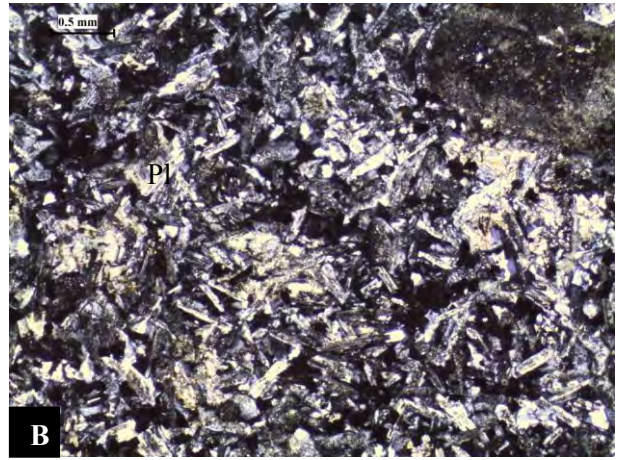


Figura 15. A) Dique basalto cortando a pegmatitas y, B) Textura dolerítica granular en dique de basalto.

IV. 3 Generalidades sobre migmatitas

Antes de comenzar con la descripción de las unidades del Complejo Xolapa, es necesario mostrar la definición de algunos términos que serán empleados para describir las rocas migmatíticas, también se presenta la clasificación de migmatitas. Tanto las definiciones como la clasificación de migmatitas son con base en Sawyer (2008) (Fig. 16).

Anatexis: término generalmente usado para describir la fusión parcial en la corteza continental, en este caso sin referencia específica a la medida de la fusión parcial, aplicándola a todas las etapas de fusión, ya sea incipiente o a la fusión total.

Leucosoma: es la parte de color claro del neosoma en una migmatita, compuesta principalmente de feldespato y cuarzo. El leucosoma es la parte de la migmatita derivada de la segregación de la fusión parcial; este puede contener microestructuras que indican cristalización de un fundido, o un magma. El leucosoma no necesariamente puede tener la composición de un fundido anatético, la cristalización fraccionada y la separación también pudieron haber ocurrido.

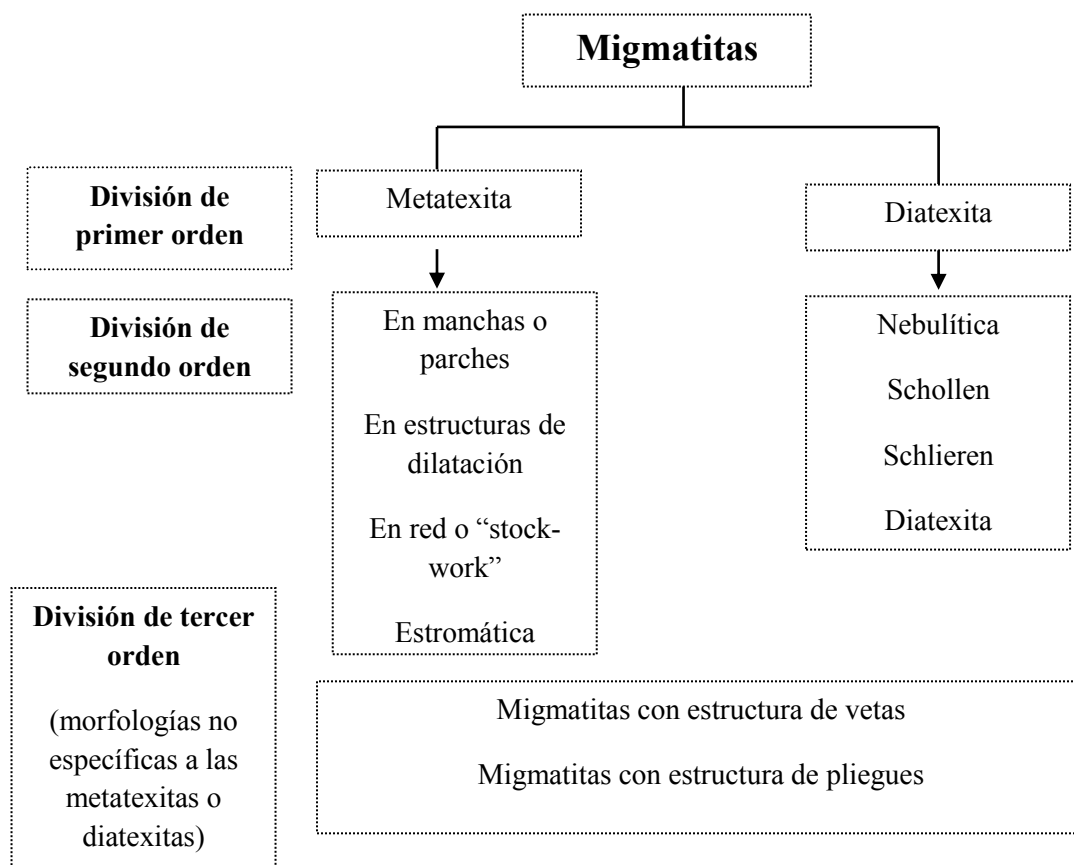


Figura 16. Clasificación de migmatitas Sawyer, (2008).

Melanosoma: es la parte oscura del neosoma en una migmatita que es rica en minerales oscuros tales como: biotita, granate, cordierita, ortopiroxeno, hornblenda, clinopiroxeno, y ocasionalmente olivino. El leucosoma y melanosoma son producto de la migmatización y pueden denominarse en conjunto neosoma.

Migmatita: una migmatita es una roca generalmente heterogénea a escala microscópica y macroscópica que ocurre en terrenos metamórficos de medio y alto grado y que consiste de dos o más partes petrográficamente relacionadas. Una de estas partes se forma necesariamente por fusión parcial y contiene rocas petrogenéticamente relacionadas entre si y que están igualmente relacionadas con su protolito a través de la fusión parcial o segregación del fundido (separación) de la fracción sólida. La parte parcialmente fundida contiene típicamente rocas y minerales de colores claros de composición cuarzo-feldespática o simplemente feldespática y rocas oscuras que están enriquecidas en minerales ferromagnesianos. La parte parcialmente fundida puede simplemente cambiar de mineralogía, microestructura y tamaño de grano sin desarrollar partes separadas claras y oscuras.

Neosoma: la parte de una migmatita recién formada por, o reconstituida por, fusión parcial.

Paleosoma: roca inalterada o ligeramente modificada, interpretada como zonas de la roca original no afectadas por migmatización.

Residuo: la parte del neosoma que es predominantemente la fracción sólida que queda después de la fusión parcial y de la extracción de poco o toda la fracción fundida. Las microestructuras que indican la fusión parcial pueden estar presentes.

División de primer orden: es una doble división morfológica de migmatitas llamadas en el viejo esquema metatexita y diatexitas. Se realizó en función de la fracción del fundido y las propiedades de los granos sólidos en la roca parcialmente fundida. Los tipos donde el paleosoma es dominante se considera que se forman a partir de grado bajo de fusión parcial y son llamadas metatexitas, donde el neosoma es dominante se les interpreta como el resultado de fusión casi completa y son llamadas diatexitas.

Metatexita: migmatita que es heterogénea a escala de afloramiento y que conserva las estructuras pre fusión parcial en el paleosoma, (donde las microestructuras aparentemente no cambiaron), y posiblemente en el melanosoma, donde la fracción del fundido fue baja. La parte del neosoma es generalmente segregada dentro del leucosoma y el melanosoma, pero el neosoma

en el que el fundido y residuo no segregan también puede ocurrir.

Diatexita: migmatita en la que el neosoma es dominante y el fundido se distribuye de forma generalizada. Las estructuras pre-fusión parcial están ausentes en el neosoma y son comúnmente reemplazadas por estructuras de flujo sin-anatéticas (p.e. Foliación magmática o submagmática, schlieren), o por neosoma isotrópico. El neosoma es variable en apariencia, reflejando un rango amplio dentro de la fracción de fundido, y este rango puede ser desde predominantemente leucocrático a predominantemente mesocrático. El paleosoma ocurre como rafts o schollen, pero también puede estar ausente.

División de segundo orden: una segunda y más detallada división involucra características texturales con observaciones que van desde el nivel de afloramiento hasta sección delgada, detallando micro estructuras y características genéticas. A esta división se le conoce como división morfológica de segundo orden.

Migmatita en parche: un tipo de migmatita metatexita en la cual el neosoma ocurre de manera *in situ* como parches pequeños y discretos. Aunque son típicamente del comienzo de la anatexis, éstas también ocurren en muchas migmatitas de facies de granulita.

Migmatita estructura de dilatación: un tipo de migmatita metatexita en la que la ubicación de los dominios del leucosoma o neosoma es controlada por la distribución estructuras de dilatación que se desarrollan en las capas competentes de la migmatita que es deformada.

Migmatita con estructura en red: un tipo de migmatita metatexita en la que el neosoma o más comúnmente el leucosoma o venas leucocráticas, forman un patrón en forma de red envolviendo al paleosoma o al residuo. En algunos casos, este patrón puede estar orientado.

Migmatita estromática: migmatita metatexita en la que el neosoma (leucosoma y melanosoma o simplemente el leucosoma ocurre en capas continuas y paralelas orientadas a lo largo de capas composicionales o foliación. Las migmatitas estromáticas son comunes en zonas de cizalla a escala cortical, pero sin limitarse a ellas.

Selvedge: término general para un anillo, o zona de borde que no es residuo y es composicional, mineralógica o microestructuralmente diferente de la roca huésped y este ocurre alrededor de un componente de una migmatita. Selvedge puede ser leucocrático, mesocrático o melanocrático; lo más común son máficos compuestos de biotita.

Migmatita nebulita: migmatita en la cual el neosoma es difuso y es difícil diferenciarlo del paleosoma.

Migmatita schollen: una migmatita diatexita que contiene enclaves (llamados schollen o rafts) de paleosoma o más raramente residuo. En muchos terrenos, los schollen muestran una progresión de formas redondeadas a alargadas y cada vez más se alinean en dirección de la mayor fracción de fundido y de la deformación sinanatética. Migmatita raft es sinónimo de migmatita schollen.

Schlieren: una capa delgada compuesta de minerales laminares, tabulares o prismáticos alineados en una migmatita diatexita. Comúnmente un schlieren consiste principalmente de biotita, pero existen ejemplares ricos en silimanita, ortopiroxeno, hornblenda o también plagioclasa puede ocurrir.

Migmatita schlieren: es una migmatita diatexita caracterizada por la presencia de schlieren, pero con pocos schollen o rafts de paleosoma.

IV. 4 Unidades del Complejo Xolapa

El Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán, se compone principalmente de una secuencia metasedimentaria, que se puede dividir en una unidad pelítica cuarzo-feldespática y en una unidad de paragneis. La primera incluye esquistos y gneises pelíticos, cuarcitas y esquistos de anfíbol, y una unidad carbonatada que incluye mármoles, rocas de carbonato-silicato y rocas calcosilicatadas. Ambas unidades se encuentran afectadas por un proceso de migmatización en un grado variable, y de ellas se deriva una gran diversidad de productos migmatíticos con morfologías variadas. La secuencia metasedimentaria está intrusionada por cuerpos plutónicos anatócticos afectados en un grado variable por deformación dúctil. Dichos cuerpos anatócticos son diatexitas en el sentido de Sawyer (2008). En el mapa (Fig. 2), las diatexitas se separan de la unidad de paramigmatitas tomando como criterio la abundancia de fundido y edad.

La descripción y clasificación de migmatitas se harán con base en la clasificación propuesta por Sawyer (2008).

IV. 4. 1 Unidad metasedimentaria migmatítica

Esta unidad se distribuye en toda el área de estudio, se presenta frecuentemente como lentes embebidos dentro de las diatexitas y como lentes discretos y aislados de dimensiones variables, desde una decena de metros hasta unos 4 o 5 Km. Los metasedimentos son litológicamente variados, se componen principalmente de esquistos y paragneises con las siguientes composiciones mineralógicas (Fig. 17).

| Secuencia metasedimentaria migmatítica | |
|--|--|
| Tipo de roca | Mineralogía |
| Esquistos pelíticos | Pl + Qtz + Bt + Ms Pl + Qtz + Bt ± Grt ± Sil. |
| Paragneises pelíticos | Qtz + Bt Kfs + Grt + Sil + Crd + Spl. Pl + Qtz + Bt + Sil + Grt |
| Esquistos cuarzo-feldespáticos | |
| Esquistos de biotita | Pl + Qtz + Bt ± Cpx ± Kfs ± Opx ± Sph. |
| Esquistos de anfíbol | Pl + Amp + Bt + Qtz ± Grt ± Cpx ± Sph. |
| Cuarcitas | Qtz + Pl + Cpx ± Sph. |
| Rocas carbonatadas | |
| Mármoles | Cal ± Phl ± Grt |
| Mármoles | Cal + Phl ± Pl ± Di ± Sph ± For |
| Mármoles | Cal + Sph. |
| Rocas de carbonato-silicato | Di ± Wol ± Cal |
| Rocas calcosilicatadas | Di + Grt + Wo ± Sep ± Qtz ± Cal ± Pl ± Sph |

Figura 17. Tipos de rocas que integran la secuencia metasedimentaria migmatítica del Complejo Xolapa

Esquistos y paragneises pelíticos migmatíticos

Los esquistos y paragneises afloran principalmente al E y SE de San Luis Acatlán, las mejores exposiciones se observan en la salida del poblado de Yoloxóchitl, cerca del poblado Cuanacastitlán y sobre el camino a Jicamaltepéc (Fig. 2). Otro pequeño afloramiento se localiza al N de Marquelia, en el poblado de Tepantitlán. Estas rocas se encuentran frecuentemente como lentes de tamaño métrico y en afloramientos amplios intercalados con cuarcitas y esquistos de anfíbol (metagrauvas). Son mucho más abundantes hacia el E de San Luis Acatlán, donde se presentan como secuencias más continuas de tamaño kilométrico (4 o 5 km aproximadamente). Son rocas de color café, fuertemente deformadas (Fig. 18A, C) y con estructura estromática (Fig. 18B). Presentan foliación continua y espaciada con porfiroblastos de granate, cordierita y/o silimanita (Fig. 18 D). Se reconocen por la abundancia de biotita, cantidades moderadas de granate y por la presencia de silimanita (fibrolita y prismática). En algunas zonas los paragneises están cortados por cuerpos leucocráticos con deformación incipiente que contienen $Ms \pm Bt \pm Grt \pm Sil$ y por diques formados por $Amp + Pl + Qtz$ con deformación incipiente.

En lámina delgada, los esquistos y paragneises migmatíticos son rocas que poseen una foliación espaciada, y en algunas zonas foliación continua. La foliación espaciada en los esquistos está definida por dominios milimétricos (<0.7 mm) microplegados ricos en biotita \pm muscovita \pm fibrolita (melanosoma) y dominios milimétricos a centimétricos de grano grueso ricos en cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (leucosoma) (Fig. 19A); la foliación continua se define por la orientación de micas y por la elongación del cuarzo. Por otro lado, la foliación en los paragneises es una foliación espaciada de grano más grueso intensamente plegada, marcada por dominios de melanosoma que pueden ser ricos en biotita combinados localmente con silimanita (prismática y fibrolita), granate y cordierita, y por dominios de leucosoma milimétricos a centimétricos de grano muy grueso ricos en cuarzo, feldespato potásico \pm plagioclasa (Fig. 19B, C, D). En los esquistos, se observan dos paragénesis, una, donde es estable la muscovita $Qtz + Pl + Bt + Ms$; y otra, donde las muscovita ya no está en equilibrio formada por $Pl + Qtz + Bt \pm Grt \pm Sil$. En el caso de los paragneises la paragénesis principal es $Pl + Qtz + Bt \pm Kfs \pm Grt \pm Sil \pm Crd$, aunque en algunos paragneises no se encontró plagioclasa.

El cuarzo y la plagioclasa son los constituyentes más abundantes tanto en paragneises como en esquistos (~40%). Su forma es anhedral y subhedral. Se distribuyen en toda la roca, pero principalmente en bandas o lentes en agregados inequigranulares - interlobados. Su tamaño varía

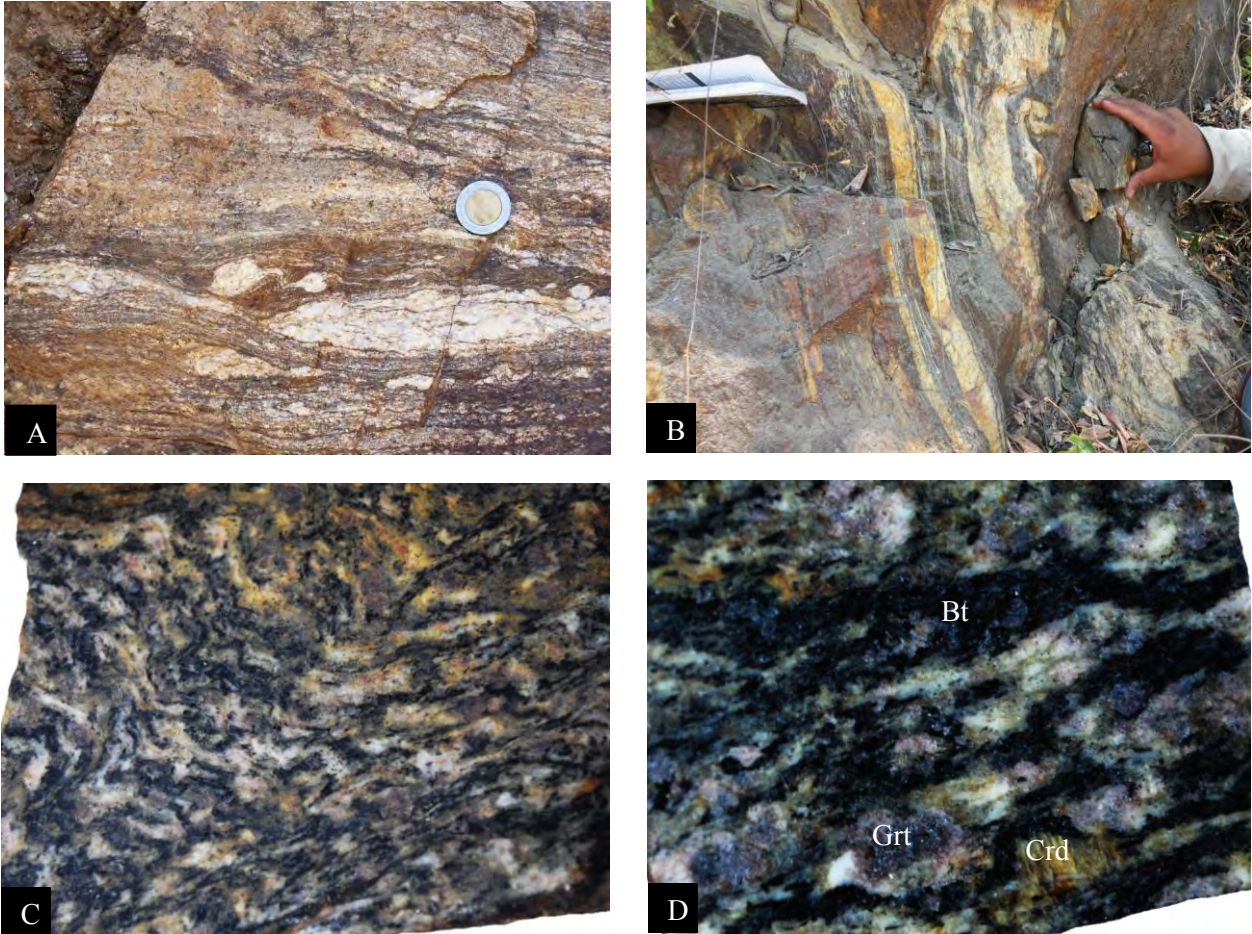


Figura 18. Fotografías de afloramiento y de secciones pulidas de los metasedimentos pelíticos del Complejo Xolapa. A) Fotografía mostrando indicadores δ y lentes budinados de leucosoma en esquisto pelítico migmatítico, Yoloxóchitl, San Luis Acatlán; B) Paragneis pelítico migmatítico con leucosoma intercalado en los planos de foliación, Jicamaltepēc, San Luis Acatlán; C) Sección pulida en muestra de mano mostrando microplegamiento en los paragneises con desarrollo de una foliación espaciada de plano axial, largo de la fotografía 6 cm; y, D) Sección pulida en muestra de mano mostrando porfiroblastos de granate y cordierita, largo de la fotografía 4 cm.

de acuerdo al sitio que ocupan, generalmente los de mayor tamaño (entre 1.5 mm y 3.2 mm) constituyen los leucosomas y los de menor tamaño (< 0.5 mm) forman parte del mesosoma. Tanto el cuarzo como la plagioclasa presentan extinción ondulante, localmente muestran recristalización dinámica. La plagioclasa en algunas zonas de los esquistos pelíticos se encuentra parcialmente alterada, y la mayoría ya no presenta maclado, sin embargo, hay zonas, particularmente en los leucosomas (neosoma) donde presenta maclado polisintético y maclado combinado (Carlsbad- polisintético). Después del cuarzo y la plagioclasa, la biotita es el siguiente mineral en abundancia, y su contenido varía entre el 30% y 15%. Se presenta en cristales subhedrales de hábito tabular y como cristales fuertemente elongados formando capas milimétricas que definen la foliación principal. Su tamaños es de 0.2 mm a 3 mm. La biotita en

algunas zonas, presenta bordes muy corroídos y también alteración a clorita. Este mineral es escaso en las capas de leucosoma. El granate es particularmente predominante en los paragneises pelíticos migmatíticos (10% al 20%), es menos abundante en esquistos pelíticos y prácticamente ausente en esquistos cuarzo-feldespáticos. Se presenta como porfiroblastos que llegan a medir hasta 1 cm, aunque la mayoría mide entre 1 mm y 5 mm. Tienen forma redondeada con el desarrollo parcial de caras euhedrales. Frecuentemente los porfiroblastos se encuentra en cristales aplastados, elongados y plegados siguiendo la foliación principal (Fig. 19D). Hay porfiroblastos subhedrales que tienen una foliación interna marcada por un centro rico en inclusiones de cuarzo, zircón, biotita y opacos; la foliación interna es paralela a la foliación externa (Fig. 19E); otros, generalmente tienen inclusiones de silimanita (fibrolita) y minerales opacos. Las inclusiones de cuarzo están ligeramente orientadas, mientras que las inclusiones de silimanita están distribuidas al azar. La silimanita es particularmente abundante en algunos paragneises incluso en algunos llega a predominar sobre la biotita (5% al 20%), es menos abundante en algunos esquistos (5%) y ausente en otros. Se presenta en cristales prismáticos y aciculares. Su tamaño es muy variable, generalmente los cristales prismáticos alcanzan ~3 mm de longitud, mientras que los de fibrolita tienen un tamaño <0.5 mm (Fig. 19A, B, C, D). Este mineral ocurre frecuentemente como cristales individuales o agregados definiendo la foliación principal y una foliación previa, también es normal encontrarla en agregados radiales en los bordes y dentro del granate, cordierita, plagioclasa y feldespato. En algunas rocas, se observa claramente que la silimanita (fibrolita) está reemplazando a cristales de muscovita. La fibrolita también se encuentra en los márgenes de grandes y amplios cristales de silimanita prismática. La muscovita es muy escasa, prácticamente ausente en la mayoría de los paragneises donde se presenta en forma relictas, siendo más común en los esquistos (10%). La muscovita de los esquistos se presenta en forma tabular, alargada y sigmoidal con estructura tipo “*mica fish*” (Fig. 19F), define la foliación de la roca. En los paragneises se presenta muy aislada, en forma anhedral y con bordes muy irregulares corroídos. En general su tamaño es inferior a 1.5 mm, sólo algunos porfiroblastos llegan a medir hasta 3 mm. Es importante señalar que en algunos esquistos, la muscovita tiene bordes de reacción, a partir de los cuales se observa un crecimiento de silimanita; y que, en algunas zonas de los esquistos, principalmente donde hay poco contenido de leucosoma (neosoma), la muscovita aparentemente no muestra reacción y no hay crecimiento de silimanita. La cordierita se identificó en los paragneises, pero fue muy difícil calcular su abundancia debido a su parecido

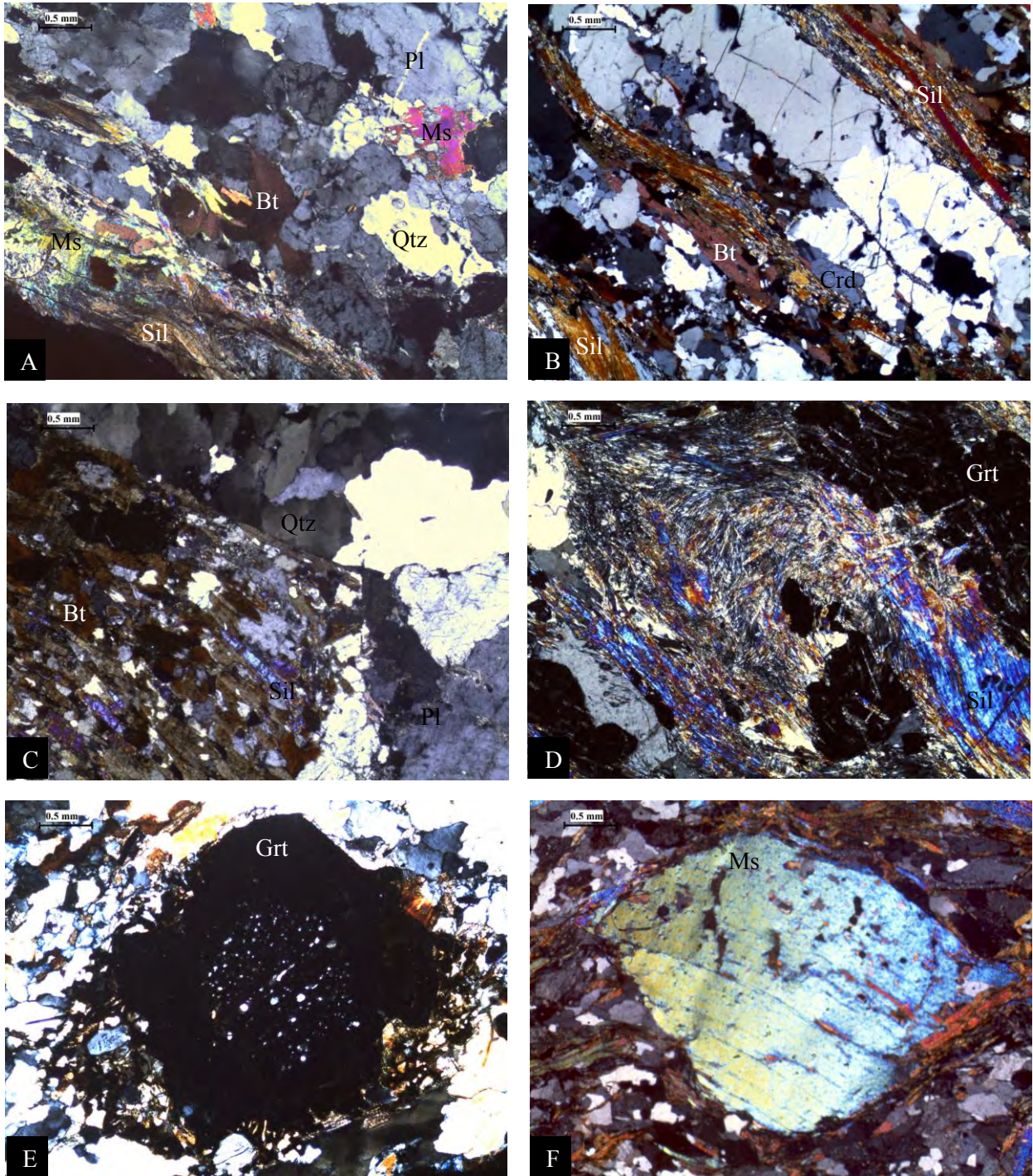


Figura 19. Fotomicrografías de los paragneises y esquistos pelíticos del Complejo Xolapa. A) Foliación espaciada, definida por un dominio amplio de leucosoma y un dominio delgado de melanosoma compuesto de Ms + Sil + Bt, Tepantitlán; B) Foliación espaciada en un paragneiss, definida por dominios ricos en de Sil + Bt + Crd y dominios ricos en Kfs + Qtz, Jicamaltepéc, C) Esquisto mostrando dos dominios: leucosoma ligeramente deformado y melanosoma definido por la orientación de Bt + Sil, Yoloxóchitl; D) Silimanita y granate microplegados; E) Porfiroblasto de granate con foliación interna paralela a la foliación externa; y, F) Muscovita sigmoidal con estructura tipo “*mica fish*”, Tepantitlán.

con otros minerales (cuarzo, plagioclasa y feldespato). Se identificó en el microscopio porque presenta alteración de color amarillento y verdoso en fracturas y bordes (Fig. 18 D). En algunos casos presenta una estructura esquelética debida a alteración. Se presenta en cristales que llegan a medir hasta 8 mm. En los paragneises y esquistos el feldespato potásico se presenta en los horizontes leucocráticos. Su abundancia no se estimó ya que cuando no tiene maclado es muy difícil distinguirlo de la cordierita y la plagioclasa. Presentan maclado carlsbad típico de feldespatos. Se identificó espinela en algunos paragneises ricos en silimanita, granate y cordierita, donde se encuentra como inclusiones dentro de porfiroblastos de granate, cordierita y en la silimanita prismática. Se observa en granos muy pequeños <0.3 mm. Se distingue por su color verde y por ser isotrópica. Los minerales opacos se presentan en capas milimétricas y también como granos individuales de forma anhedral; así como en granos fuertemente aplastados y elongados paralelos a la foliación principal, casi siempre están asociados a las capas ricas en micas. El zircón aparece en cristales de forma ovalada y redondeados. Son claramente visible con el microscopio (de ~0.1 mm) y siempre se ven asociados a los horizontes ricos en biotita y silimanita, también se encuentra como inclusiones en los granates. Frecuentemente aparecen orientados con el eje mayor paralelo a la foliación.

Esquistos cuarzo-feldespáticos migmatíticos

Los esquistos cuarzo-feldespáticos se observaron en distintos puntos del área de estudio, afloran de manera discontinua como cuerpos lenticulares de unos cuantos metros hasta secuencias de unos 600 metros. Uno de los mejores afloramientos se identificó en la salida N del poblado de Tepantitlán, otros afloramientos menos expuestos se reconocieron en el poblado de Zoyatlán, al S de Agua Zarca y en el trayecto al poblado de Zentixtlahuaca.

En este caso se hará énfasis en las rocas que afloran al N del poblado de Tepantitlán por su diversidad litológica y su buena exposición. Se trata de un afloramiento amplio compuesto por la intercalación de horizontes de esquistos de biotita, esquistos de anfíbol + granate de color café y cuarcitas de color verde (Fig. 20A). Estas rocas muestran una estructura estromática con alternancia de melanosoma y leucosoma plegado. En algunas zonas también presenta una estructura migmatítica en parches (*patch*).

Esquistos de biotita

Los esquistos de biotita presentan una foliación espaciada definida por bandas de leucosoma y melanosoma microplegada (Fig. 20B).

En lámina delgada la roca se caracteriza por mostrar una alternancia de bandas milimétricas a centimétricas de melanosoma y leucosoma plegadas. Estas partes se distinguen de manera clara por el abrupto cambio en la proporción modal de minerales ferromagnesianos y por el cambio en el tamaño de grano del cuarzo y del feldespatos (Fig. 20D). El melanosoma es de grano fino y exhibe una foliación continua marcada por la orientación de la biotita, se compone de la paragénesis $Pl + Qtz + Bt \pm Cpx \pm Kfs \pm Opx \pm Sph$. El leucosoma, es de grano grueso, muestra una fábrica granoblástica inequigranular constituida por $Pl + Qtz + Cpx \pm Sph$.

La plagioclasa y el cuarzo son los minerales más abundantes y representan el 30% y 20% respectivamente de la roca (en el leucosoma el % varía). En el melanosoma se presentan en cristales anhedrales y subhedrales ligeramente elongados de manera paralela a la foliación, con tamaño variable, pero inferior a 0.2 mm. Tanto la plagioclasa como el cuarzo presentan extinción ondulante. La plagioclasa está desprovista de maclado. En el leucosoma, la plagioclasa presenta una forma que varía de subhedral a euhedral, en cambio el cuarzo presenta una forma generalmente anhedral. Ambos minerales son de grano grueso, forman agregados con fábrica granoblástica inequigranular. Las plagioclasas desarrollan un buen maclado. El cuarzo presenta extinción ondulante y subgranos. La biotita representa aproximadamente el 30% de los constituyentes. Se encuentra invariablemente en el mesosoma como cristales anhedrales y subhedrales tabulares, algunos presentan formas irregulares y con corrosión en los bordes. Su tamaño es variable, pero por lo general se encuentra en cristales <0.4 mm. La biotita se encuentra orientada definiendo la foliación principal, aunque muchos cristales están desorientados debido al intenso plegamiento que muestra la roca. El clinopiroxeno constituye aproximadamente el 15% en la roca. Se presenta tanto en el melanosoma como el leucosoma, pero es particularmente abundante en los leucosomas. En ambos dominios, ocurre ligeramente orientado y con forma que va de anhedral a subhedral. Su tamaño es variable, en los melanosoma es de grano más fino (<0.5), mientras que en los leucosomas es de grano más grueso (algunos llegan a medir hasta 1.7 mm). La esfena se distribuye en toda la roca, pero es más predominante en los leucosomas, en donde se presenta en cristales euhedrales que llegan a medir ~ 0.4 mm, se distingue por su alto relieve y formas rómbicas típicas.

Esquistos de anfíbol ± granate

Los esquistos de anfíbol ± granate se encuentran como horizontes intercalados con los esquistos de biotita. En muestra de mano presentan una foliación espaciada (Fig. 20C).

En lámina delgada, la roca está constituida por dos dominios composicionales, el melanosoma y el leucosoma (Fig. 20E). Su tamaño varía de milimétrico a centimétrico. El melanosoma es de color oscuro, se caracteriza por ser de grano fino y con fábrica anisotrópica continua definida por la orientación del anfíbol y/o escasa biotita, localmente presenta fábrica espaciada, definida por dominios milimétricos discontinuos ricos en anfíbol y dominios ricos en biotita. La paragénesis principal es $Pl + Amp + Bt + Qtz \pm Grt \pm Cpx \pm Sph$. Por otro lado, el leucosoma está constituido por grandes cristales de plagioclasa y cuarzo elongados paralelamente con la foliación, la paragénesis de este domino es $Pl + Qtz \pm Cpx \pm Sph$.

La plagioclasa es el mayor constituyente en el melanosoma en el que forma aproximadamente el 40 %. Se presenta en cristales de forma anhedral, subhedral y euhedral. Su tamaño es variable, pero la mayoría se encuentran en el rango de 0.2 mm a 0.6 mm. Presenta maclado tipo albita y combinado. Muchos de los cristales contienen numerosas inclusiones de esfena, apatito y escaso zircón. El anfíbol forma el 25% de la roca, ocurre principalmente en el melanosoma en cristales de forma anhedral con bordes corroídos. Su tamaño es <1.5 mm. Se distribuye en dominios milimétricos orientados definiendo la foliación. Muchos de los cristales, normalmente los de mayor tamaño, presentan abundantes inclusiones de cuarzo, plagioclasa y escasa biotita que le dan una apariencia esqueletal. El tamaño de las inclusiones no sobrepasa los 0.2 mm. El cuarzo es también un constituyente esencial, representa alrededor del 20%. Este mineral se encuentra tanto en el melanosoma como en el leucosoma. En el melanosoma es de grano fino y tiene forma anhedral. En el leucosoma es de grano grueso, con bordes muy irregulares y con forma elongada de manera paralela a la foliación, presenta extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. La biotita representa aproximadamente el 10%, ocurre en cristales tabulares de forma subhedral, con tamaño generalmente no mayor de 0.4 mm. Presenta bordes corroídos y alteración parcial a clorita. Se presenta orientada formando la foliación principal, algunas tienen distinta orientación pero es claro que se debe al intenso plegamiento que contiene la roca. La epidota también está presente, generalmente ocurre rellenando vetillas. La esfena se encuentra en toda la roca, es de grano fino en el melanosoma y de grano grueso en el leucosoma. El zircón también está presente, aunque en menor cantidad que la esfena.

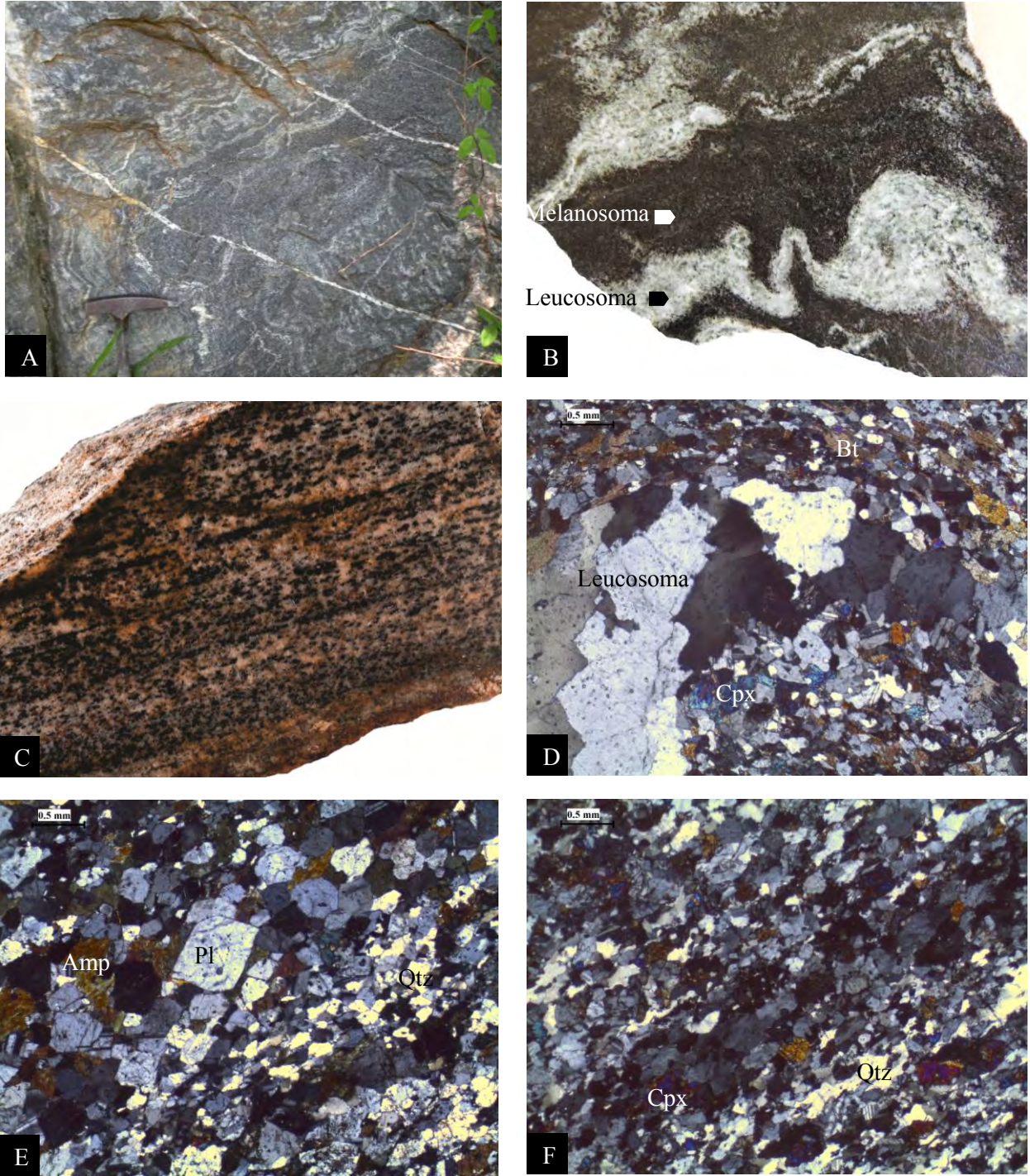


Figura 20. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de esquistos cuarzo-feldespáticos, Tepantitlán. A) Intercalación de esquistos de biotita y esquistos de anfíbol con granate con estructura estromática; B) Sección pulida mostrando horizontes de leucosoma y melanosoma plegados, ancho de la muestra 10 cm; C) Muestra de mano de esquisto de anfíbol con foliación espaciada, ancho de muestra 4.5 cm; D) Lente de leucosoma de grano grueso plegado en esquisto de anfíbol; E) Esquisto de anfíbol mostrando fábrica espaciada definida por dominios de grano grueso y dominios de grano más fino; y, F) Fábrica continua en cuarcita de clinopiroxeno, La Cuchilla.

Cuarcitas con clinopiroxeno

Las cuarcitas son rocas de color verde claro, de grano fino y con esquistosidad marcada. La muestra que a continuación se describe fue colectada al SE de Agua Zarca. Las cuarcitas se caracterizan por presentar, a escala de sección delgada, una foliación continua marcada por una ligera orientación del clinopiroxeno y por la elongación del cuarzo (Fig. 20F). Son rocas de grano fino (<0.5 mm). Están compuestas de la asociación mineral Qtz + Pl + Cpx ± Sph. Estas rocas presentan lentes milimétricos de neosoma que se distinguen por presentar plagioclasa euhedral bien maclada y de grano más grueso (~0.8 mm).

El cuarzo y la plagioclasa son los constituyentes más abundantes que poseen las cuarcitas, representan el 70%. En general, los cuarzos presentan forma anhedral y las plagioclasas son predominantemente subhedrales, aunque algunas llegan a desarrollar una forma euhedral. Se distribuyen en toda la roca de manera orientada definiendo la foliación de la roca. El cuarzo presenta extinción ondulante y subgranos. La abundancia del clinopiroxeno es de aproximadamente el 20%. Este mineral se presenta en cristales anhedrales y subhedrales con bordes muy irregulares. Su tamaño es <0.4 mm, si bien algunos llegan a medir 0.8 mm. Muchos de los cristales están parcialmente alterados. La esfena, el zircón y la epidota están presentes. La esfena se presenta en cantidades significativas.

Mármoles, rocas de carbonato-silicato y rocas calcosilicatadas.

Los mármoles, las rocas de carbonato-silicato y las rocas calcosilicatadas son rocas escasas en el área de estudio, estas rocas se encuentran generalmente asociadas a la unidad de paramigmatitas. Las mejores exposiciones de estas rocas se localizan en La Cantera, al S de Agua Zarca, otros afloramientos menos expuestos se localizan sobre el camino que conduce al poblado de Zentixtlahuaca, en el trayecto entre Tepantitlán y San Luis Acatlán, sobre la terracería del Aguacate a San Luis Acatlán, y sobre el camino al poblado La Cuchilla. Se presentan como lentes embebidos en paramigmatitas con longitud aproximada de 200 m. (en el mapa la escala de los afloramientos más pequeños se exageró), con excepción del afloramiento La Cantera ubicado al S de Agua Zarca que llega a medir aproximadamente 5.5 km. En algunos afloramientos los mármoles conservan una estratificación primaria (Fig. 21A), pero en general su apariencia es isotrópica (Fig. 21B). Por el contrario, las rocas de silicato-carbonato y calcosilicatadas sí desarrollan una foliación incipiente.

Se reconocieron algunas variedades de mármoles. Entre los mármoles predominan los de $\text{Cal} \pm \text{Phl} \pm \text{Grt}$ (Fig. 22A), mármoles de $\text{Cal} + \text{Phl} \pm \text{Pl} \pm \text{Di} \pm \text{Sph} \pm \text{Crd}$ (Fig. 22B), mármoles de carbonato-silicato $\text{Di} \pm \text{Wol} \pm \text{Cal}$ (Fig. 22C) y mármoles de $\text{Cal} + \text{Sph}$. Las rocas calcosilicatadas se componen de $\text{Di} + \text{Grt} + \text{Wo} \pm \text{Scp} \pm \text{Qtz} \pm \text{Cal} \pm \text{Pl} \pm \text{Sph}$ (Fig. 22D, E, F), la distinción entre ambos tipos de rocas es con base en el contenido de calcita, los mármoles tienen un alto contenido en calcita, mientras que en las rocas calcosilicatadas el contenido de calcita es mucho menor (<5%), las rocas de carbonato-silicato contienen entre 5% y 50% de carbonatos.

En lámina delgada, los mármoles y rocas calcosilicatadas se caracterizan por presentar fábricas tanto isotrópicas como anisotrópicas. Los mármoles son los que generalmente desarrollan una fábrica inequigranular a isogranular (Fig. 22A), aunque algunos presentan una foliación muy incipiente marcada por la orientación de la calcita (Fig. 22B). Las rocas calcosilicatadas desarrollan una foliación espaciada definida por bandas ricas en diópsida, granate, wollastonita y bandas claras compuestas por cuarzo elongado y recristalizado dinámicamente (Fig. 22D). La calcita es el mineral más abundante en los mármoles, representa aproximadamente el 90% y menos abundante en las rocas calcosilicatadas ~ 5%, en algunas está prácticamente ausente. Su forma varía de anhedral a subhedral, siendo esta última la que más predomina en los mármoles. Su tamaño es variable en ambos tipos de rocas, generalmente en los mármoles los cristales presentan un tamaño mucho mayor (5 mm), mientras que en las rocas calcosilicatadas el tamaño no sobrepasa los 2 mm. En algunos mármoles define una foliación incipiente. La diópsida es el segundo constituyente más abundante en las rocas calcosilicatadas ~40%. En los mármoles, se encuentra prácticamente como una fase secundaria.



Figura 21. Fotografías del afloramiento de mármoles y calcosilicatitas. A) Mármoles mostrando una foliación secundaria, El Aguacate; y, B) Rocas calcosilicatadas con wollastonita y granate, La Cuchilla.

Ocurre generalmente en cristales anhedrales, prismáticos y de manera más restringida en forma poligonal. En los mármoles, se presenta generalmente distribuida al azar, mientras que en las rocas calcosilicatadas se encuentra ligeramente orientada. Su tamaño varía desde 0.3 mm hasta 8 mm aproximadamente. En algunas zonas la diópsida presenta alteración a tremolita. Localmente, la diópsida se encuentra como simplectitas creciendo a partir de grandes cristales de anfíbol (Fig. 22F). El granate es el segundo constituyente más abundante en las rocas calcosilicatadas (30%), mientras que en los mármoles este mineral se encuentra como secundario. Se presenta en agregados, con formas redondeadas y muy irregulares, aunque algunos llegan a desarrollar una forma subhedral con desarrollo de caras rectas. Su tamaño es variable, pero <3.2 mm. Se identifica fácilmente por su relieve alto, tonalidades rosa pálido y su gran cantidad de fracturas. Los granos de tamaño mayor presentan inclusiones de diópsida. El cuarzo y la plagioclasa constituyen aproximadamente el 15% de las rocas calcosilicatadas, aunque es predominante el primero. Se presentan en cristales anhedrales elongados formando bandas milimétricas que definen una foliación incipiente, pero también se distribuyen en otros sitios. Su tamaño es bastante variable, pero no sobrepasan los 1.7 mm. El cuarzo se caracteriza por mostrar extinción ondulante, recristalización dinámica y subgranos. En cambio la plagioclasa sólo muestra extinción ondulante. En el caso de las plagioclasas que no están asociadas a las bandas, se les observa un maclado tipo albita. La wollastonita es más abundante en las rocas calcosilicatadas (10%). Ocurre en cristales tabulares alargados y en cristales fibrosos formando bandas milimétricas junto con la diópsida. Su tamaño es <0.8 mm. La flogopita forma aproximadamente el 5% en algunos mármoles. Se presenta en cristales tabulares que varían entre 0.1 mm y 0.6 mm. Se distribuye en algunos mármoles definiendo una foliación incipiente, mientras que en otros se encuentra distribuida sin ninguna orientación preferente. La escapolita se identificó en las rocas calcosilicatadas, en cambio en los mármoles no. Su abundancia no se estimó. La cordierita también está presente. La esfena se presenta de manera accesoria tanto en mármoles como en las rocas calcosilicatadas. Se encuentra en cristales euédrales en forma de rombo. Presenta un color amarillento y un alto relieve. Se asocia con diópsida, granate y wollastonita. Los minerales opacos también se encuentran presentes como accesorios.

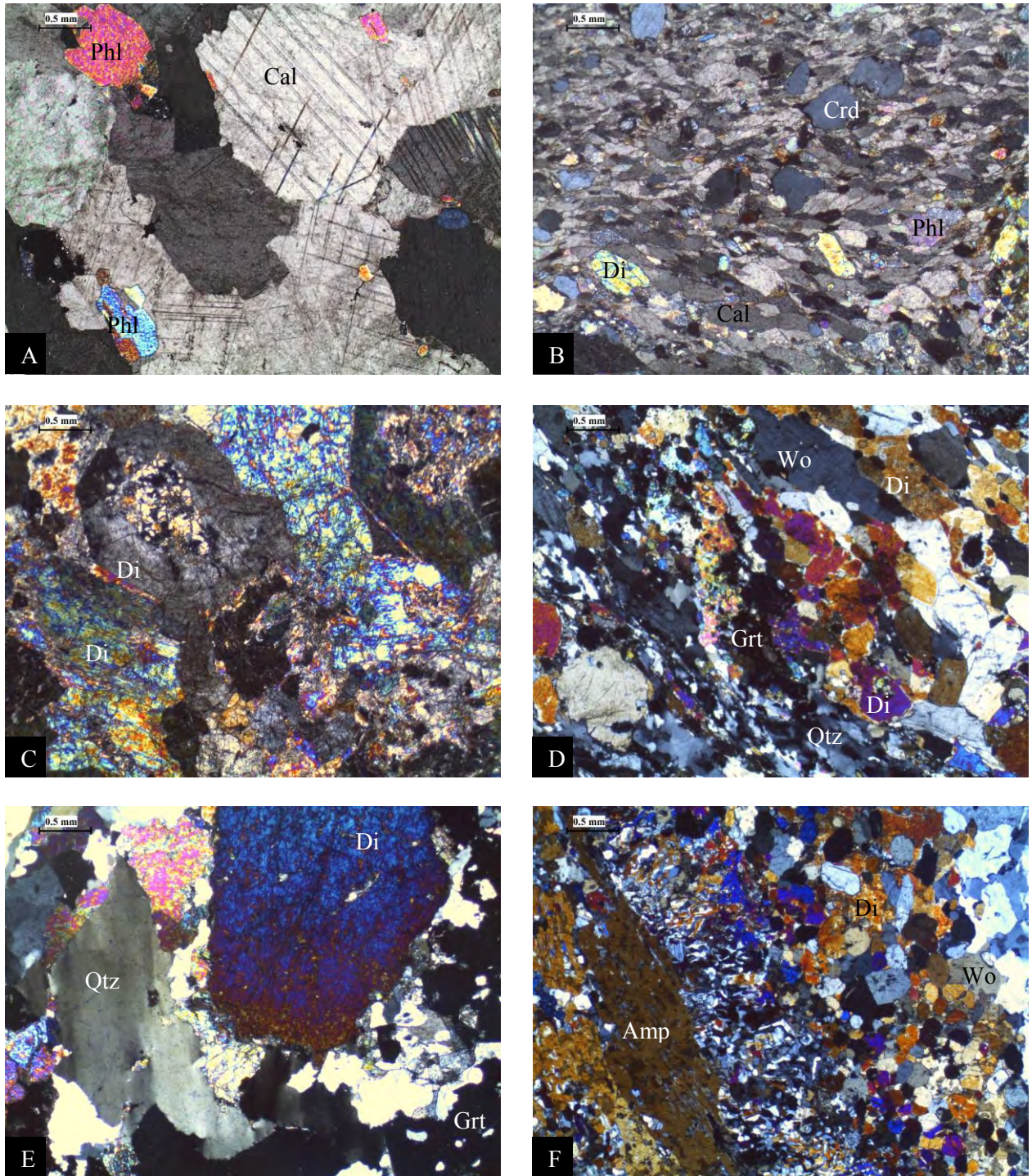


Figura 22. Fotomicrografías de los mármoles y calcisilicatas que afloran en los poblados: El Aguacate, N de Tepantitlán y La Cuchilla. A) Fábrica isotrópica en mármol con flogopita; B) Fábrica continua definida por calcita elongada en mármol con Cal + Phl ± Pl ± Di ± Sph ± Crd; C) Mármol de carbonato-silicato; D) Roca calcosilicatada con fábrica continua definida por la orientación de diópsida, wollastonita y cuarzo elongado; E) Porfiroblasto de diópsida en roca calcosilicatada; y F) Porfiroblasto de hornblenda con el desarrollo de simplectitas de diópsida.

IV. 4. 2 Unidad de paraanfibolitas migmatizadas

Esta unidad se identificó en varios puntos del área de estudio, sin embargo, los mejores afloramientos y los más representativos se localizan al S del poblado Zoyatlán, Arroyo el Limón y cerca del poblado Cruz Verde. Estas rocas se presentan como secuencias no muy extensas migmatizadas en un grado variable y como schollen centimétricos a métricos en los neosomas tonalíticos y cuarzo-feldespáticos. La unidad de paraanfibolitas se encuentra frecuentemente asociada a cuarcitas y esquistos pelíticos, de ahí que su protolito se considere sedimentario. A continuación se describirá el afloramiento observado al S del poblado de Zoyatlán, debido a que es uno de los afloramientos que ilustra mejor los distintos estadios migmatíticos (Fig. 23A).

Las anfibolitas son rocas de color oscuro con foliación bien marcada, presentan principalmente estructuras estromáticas y abundante neosoma tonalítico. Las anfibolitas muestran al menos tres estadios de fusión: un estadio inicial, conservado principalmente en los schollen de anfibolita (Fig. 23a, B, C) y que está representado por estructuras de parches y estromáticas; un estadio intermedio a avanzado, representado por la abundancia de neosoma tonalítico (Fig. 23b, C) con estructuras schollen de anfibolita, y con foliación espaciada (Fig. 23F); y un estadio tardío o final, indicado por la generación de un fundido (neosoma) pegmatítico cuarzo-feldespático (Fig. 23c, D). Estos estadios están indicados por la disposición y composición de los neosomas que están asociados a las anfibolitas.

Las paraanfibolitas en sección delgada son de grano medio (<0.5) contienen fábrica continua definida por la orientación preferente de anfíbol y biotita (Fig. 23I). Su paragénesis es: $\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Bt} \pm \text{Sph}$. El anfíbol y la plagioclasa son los minerales más abundantes, en menor proporción se presenta el cuarzo y la biotita. En esta roca la mayoría de los minerales presenta formas que varían de subhedral a euhedral. Los anfíboles presentan hábito prismático con maclado polisintético, la biotita presenta un hábito tabular. La mayoría de las plagioclasas preservan su maclado.

El neosoma tonalítico en sección delgada es de grano más grueso (1.7 mm) comparado con las paraanfibolitas. Presenta una fábrica espaciada definida por dominios milimétricos ricos en biotita + anfíbol orientados y dominios más amplios ricos en plagioclasa y cuarzo elongados de manera paralela con la foliación principal (Fig. 23H). La paragénesis en los neosomas tonalíticos es $\text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Amp} + \text{Bt} \pm \text{Sph}$. La distribución del anfíbol y la biotita es heterogénea, ya que en algunas zonas puede predominar el anfíbol, mientras que en otras la biotita es la que

Estructuras migmatíticas en paraanfibolitas, sur de Zoyatlán, San Luis Acatlán

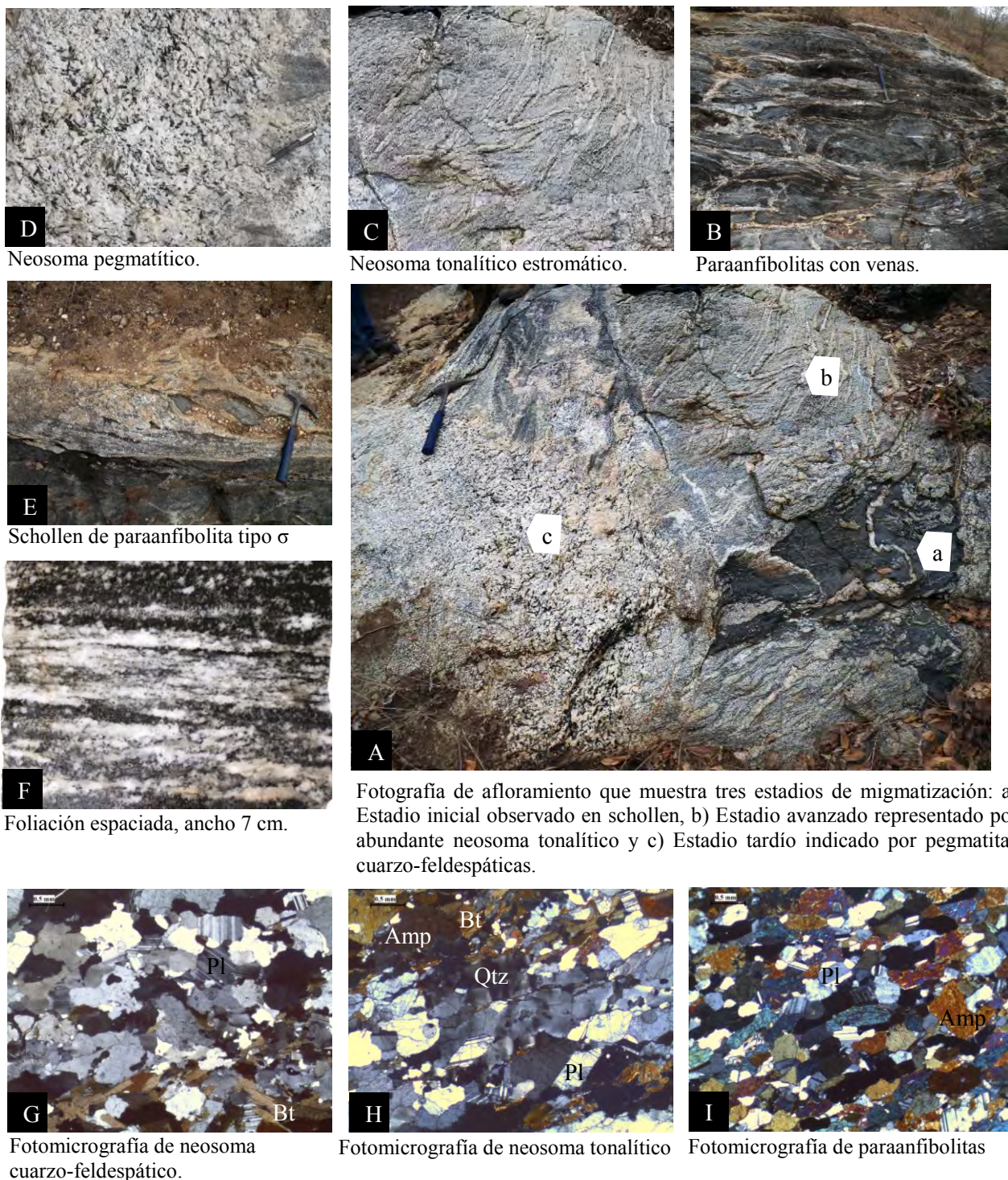


Figura 23. Fotografías y fotomicrografías de las paraanfibolitas mostrando tres estadios migmatíticos, al S del poblado de Zoyatlán, Complejo Xolapa.

mas predomina. La mayoría de los minerales se presentan en cristales amplios con forma anhedral y en menor proporción subhedral. En estas rocas es común que el cuarzo esté muy

elongado, con extinción ondulante y desarrollo de subgranos. Las plagioclasas presentan maclas de deformación y extinción ondulante.

En sección delgada el neosoma cuarzo-feldespático se caracteriza también por ser de grano grueso (entre 0.8 mm y 2.2 mm), incluso en algunas zonas tiene una textura pegmatítica (Fig. 23G). La fábrica general de la roca es continua, se define por la orientación de biotita y por una ligera elongación de plagioclasa y cuarzo de manera paralela a la foliación principal. La mayoría de los constituyentes tienen una forma anhedral con bordes irregulares, aunque en algunas zonas de la roca también se observan cristales subhedrales.

IV. 5 Las rocas migmatíticas del Complejo Xolapa

Las rocas migmatíticas han sido clasificadas en tipos morfológicos de acuerdo a la clasificación de Sawyer (2008).

IV. 5. 1 Morfologías de migmatitas metatexitas

Los modelos petrológicos y geoquímicos indican que el grado de fusión parcial para la producción de migmatitas metatexitas es generalmente inferior al 20-30%. Altos grados de fusión parcial (60-70%) pueden ser encontrados en ciertas capas de algunas metatexitas y que han sido atribuidos a la influencia de fluidos acuosos Sawyer (2008).

Migmatita metatexitita con estructura en parches ('patch')

Es una migmatita que consiste principalmente de parches y escasas venas de leucosoma de grano grueso y color claro, hospedadas en un melanosoma oscuro (Fig. 24A). El melanosoma es de grano fino, muestra foliación incipiente y está constituido por la asociación mineral: Amp + Bt + Pl + Qtz. Por otro lado, los parches se caracterizan por mostrar una ligera elongación de manera paralela a la foliación principal. Su tamaño es variable, pero menor a 3 cm. Los parches consisten de dos partes, una parte melanocrática (óxidos), generalmente en el centro, y un anillo leucocrático exterior compuesto por Pl + Qtz (Fig. 24B). De acuerdo con Sawyer (2008), las migmatitas en parches son mejor preservadas en lugares donde la deformación sinanatóctica es baja.

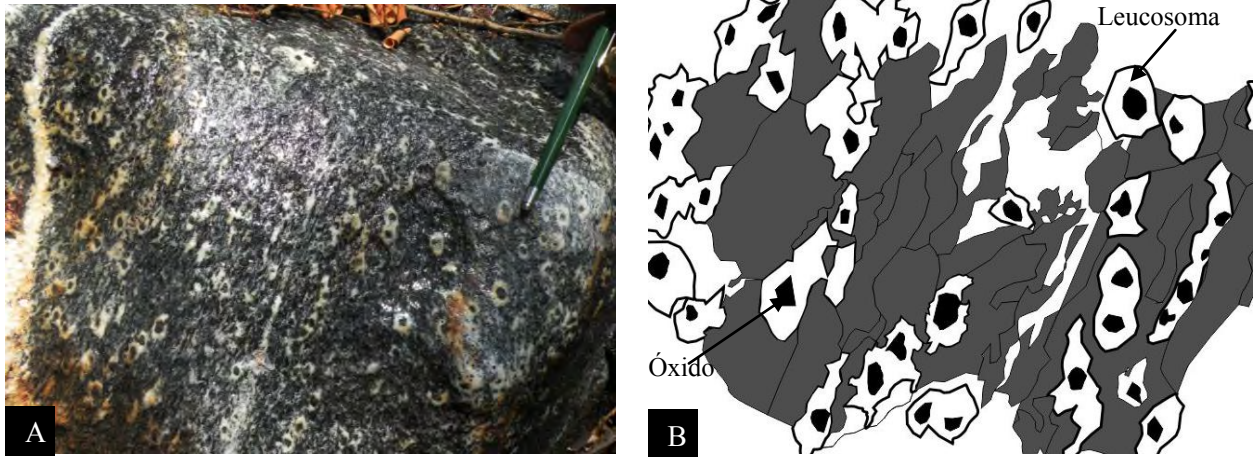


Figura 24. Migmatita metatexita con estructura en parche, Tepantitlán, Complejo Xolapa. a) Fotografía de afloramiento de una migmatita metatexita mostrando estructura en parche; y, B) Esquema que ilustra los parches con un núcleo de óxido rodeado por leucosoma.

En sección delgada, tanto el melanosoma como el leucosoma presentan fábrica anisotrópica. El melanosoma está constituido por un agregado inequigranular-poligonal rico en plagioclasa, localmente desarrolla una fábrica equigranular-poligonal (Fig. 26), en este dominio la foliación es definida por la orientación del anfíbol y escasa biotita. La asociación mineral que define el melanosoma es $Pl + Amp + Bt + Qtz$. El leucosoma presenta una ligera foliación definida por la elongación del cuarzo, este dominio está compuesto por la asociación $Pl + Qtz \pm Amp$.

La plagioclasa es el mineral más abundante tanto en el melanosoma como en el leucosoma. En el melanosoma la plagioclasa y el cuarzo forman un mosaico inequigranular-interlobado e inequigranular-poligonal. Su tamaño varía dependiendo del dominio que ocupe, generalmente en el melanosoma tiene un tamaño <0.5 mm, en cambio, en el leucosoma es de grano grueso, se presenta en grandes y amplios cristales (hasta 1.7 mm) con bordes interlobados. El anfíbol, es el segundo constituyente más abundante de la migmatita en parches. Se distribuye preferentemente en el melanosoma y de manera muy escasa en los leucosomas. Se presenta en cristales intercrecidos en los límites de la plagioclasa englobándolas, lo que le da una apariencia esquelética e irregular. La biotita es menos abundante que el anfíbol, se distribuye principalmente en el melanosoma. Se presenta en cristales subhedrales de hábito tabular orientados definiendo la foliación principal. Su tamaño es <0.5 mm. La mayoría de los cristales se encuentran parcial o totalmente alterados a clorita. El cuarzo es escaso, pero se presenta con mayor frecuencia en los leucosomas. Es de grano grueso con bordes irregulares. Presenta extinción ondulante, subgranos

y recristalización dinámica. Los minerales opacos son abundantes. Presentan formas anhedrales con bordes irregulares. Su tamaño alcanza hasta 3 mm. Se encuentran generalmente como núcleos en los parches.

Migmatita metatexita con estructura ‘selvedge’ máfico (borde o anillo)

En la fotografía del afloramiento (Fig. 25A), se observa en la parte central un dominio de leucosoma rico en Pl + Qtz hospedado en una roca anfibolítica de grano medio compuesto principalmente por Pl + Amp + Bt + Qtz. El domo de leucosoma es separado de su roca huésped por un anillo melanocrático muy delgado rico en anfíbol (Fig. 25B). Sawyer (2008), explica que las estructuras *selvedge* o con borde de reacción se desarrollan con mayor frecuencia alrededor de venas y diques leucocráticos; al parecer el fundido inyectado en la roca huésped no estar en equilibrio con esta.

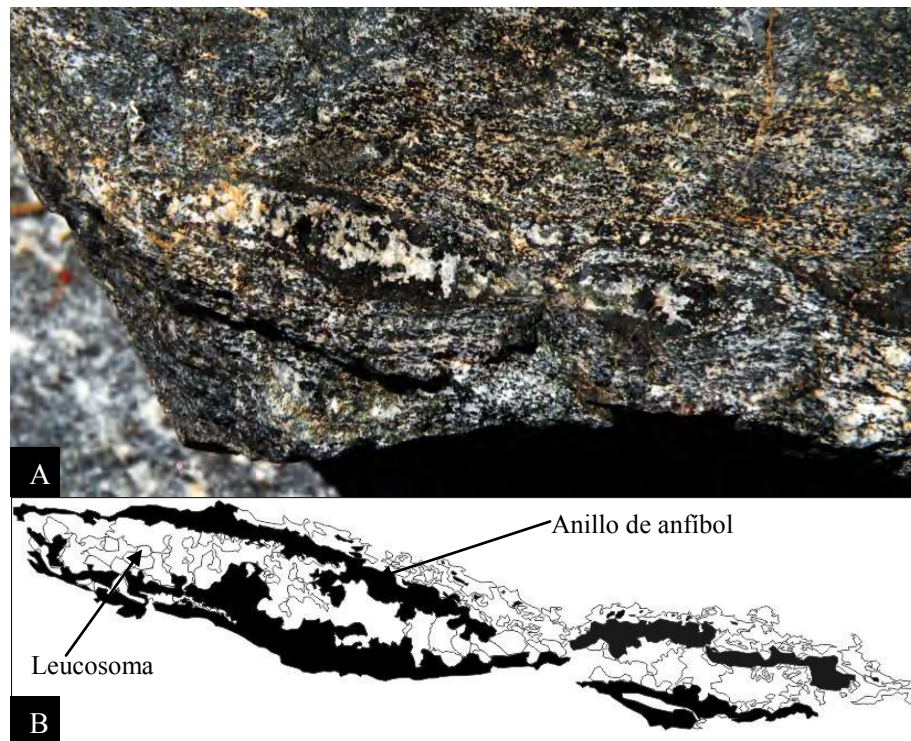


Figura 25. A) Migmatita metatexita con estructura *selvedge* (borde), Tepantitlán, Complejo Xolapa. Largo de estructura 12 cm aproximadamente; y, B) Esquema que muestra la estructura *selvedge*, en la que hay un centro de leucosoma rodeado por un anillo de anfíbol.

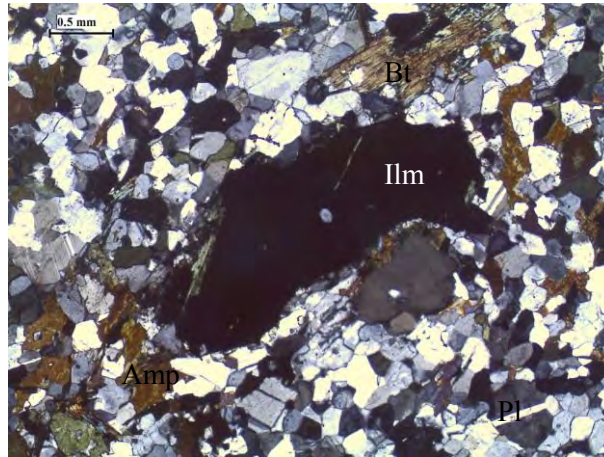


Figura 26. Fotomicrografía de la migmatita metatexita mostrando la estructura en parches. En el centro de la foto se muestra un óxido de Fe-Ti en una fábrica granoblástica-inequigranular.

Migmatita con estructura en red

La roca que se muestra en la fotografía (fig. 27), es una migmatita que se preservó como schollen dentro de una diatexita gnéisica. Esta migmatita está formada por dos conjuntos sistemáticos de leucosoma: el conjunto de mayor espesor, se caracteriza por estar emplazado paralelo a los planos de foliación de su roca huésped (los esquistos cuarzo-feldespáticos); y el segundo conjunto de menor espesor, se emplazó de manera discordante a la foliación y al primer dominio, al parecer este dominio se emplazó durante una etapa de extensión ya que el leucosoma está emplazado en grietas de tensión que cortan tanto a la foliación como al leucosoma de mayor espesor. La intersección de los conjuntos de leucosoma hospedados en esquistos generó una estructura en red excepcional.

Migmatita metatexita estromática

En este ejemplo de migmatita estromática (Fig. 28), los dominios de leucosoma son ligeramente gruesos y se intercalan de manera paralela con los planos de foliación. Se caracterizan por ser de grano grueso y consisten de Pl+ Qtz. El melanosoma es más abundante con respecto al leucosoma, es de grano más fino y se compone por Pl + Amp + Qtz. Tanto el leucosoma como melanosoma están fuertemente plegados, lo que indica que después de la cristalización de los leucosomas ocurrió un proceso de deformación.



Figura 27. Fotografía de afloramiento de metatexita con estructura en red en un esquistó cuarzo-feldespático que se encuentra como schollen en una diatexita, Yoloxóchitl, Complejo Xolapa.



Figura 28. Migmatita metatexita con estructura estromática, Tepantitlán, Complejo Xolapa.



Figura 29. Migmatita con pliegues ptigmáticos, Tepantitlán, Complejo Xolapa.

Migmatita metatexita con pliegues ptigmáticos

Las migmatitas con pliegues ptigmáticos son poco frecuentes en el área de estudio, se localizan de manera muy restringida a zonas de pequeña escala (métrica). Estas se presentan

como capas delgadas de leucosoma fuertemente retorcidas y plegadas, dando una apariencia como de intestino (Fig. 29). El dominio del leucosoma se caracteriza por ser delgado, de grano grueso y con microestructura granular. Los pliegues que muestra el afloramiento tienen la característica de ser armónicos y con orientación sistemática. De acuerdo con Sawyer, (2008), las migmatitas con pliegues ptigmáticos se forman en zonas con deformación progresiva, en la cual las estructuras son rotadas y sobrepuestas durante un único evento de deformación.

IV. 5. 2 Morfologías de migmatitas diatexitas

Los modelos petrológicos y geoquímicos indican que las migmatitas diatexitas pueden formarse con tan poco como el 16% de fusión parcial, pero que más comúnmente ocurren con 30-60% de fusión parcial Sawyer, (2008).

Las diatexitas son rocas que se encuentran en afloramientos amplios, las mejores exposiciones de estas rocas se observan en los alrededores de San Luis Acatlán (Puente El Carmen, Piedra Ancha, Nejapa) y al este, en el poblado de Yoloxóchitl. Estas rocas limitan al norte con un granito protomilonítico y con la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán; las relaciones de campo y los datos estructurales indican que las diatexitas se encuentran estructuralmente debajo del Complejo Acatlán. Las diatexitas se caracterizan por ser rocas de grano grueso con foliación gnéisica muy penetrativa ($S1_{Xol-Diat}$), muestran además, una segunda foliación espaciada de grano fino ($S2_{Xol-Diat}$) y en los alrededores de San Luis Acatlán presenta sobrepuesta además una foliación milonítica ($S3_{Xol-Diat}$) indicada por la presencia de porfiroclastos tipo σ y el desarrollo de una lineación de estiramiento. Estas rocas contienen estructuras migmatíticas schollen y schlieren. Los schollen son principalmente de restitas, anfibolitas, esquistos cuarzo-feldespáticos y cuarcitas. Composicionalmente, las diatexitas varían de tonalíticas a cuarzo-feldespáticas. A continuación se describen primero los diferentes schollen que contienen las diatexitas y en párrafos posteriores se describen los neosomas (diatexitas) tonalíticos y cuarzo-feldespáticos.

Schollen en diatexitas

a) Schollen de anfibolita

Los schollen de anfibolita se presentan de manera abundante en las diatexitas, se distinguen por su color oscuro, se presentan con forma redondeada y en forma de sigmoide de

tamaño variable desde centimétricos a métricos (Fig. 23A, E; 30A; 32B, D, E). Son de grano fino, con foliación bien marcada, presentan leucosoma intercalado en los planos esquistosos formando estructuras estromáticas. En muestra de mano, un schollen colectado en el poblado de Zoyatlán es de color oscuro con fábrica anisotrópica, presenta un bandeamiento composicional con intercalación de dominios centimétricos de melanosoma y leucosoma generando una foliación espaciada (Fig. 30B).

En sección delgada, los dominios de melanosoma son muy ricos en anfíbol, tienen la asociación mineral $\text{Amp} \pm \text{Pl} \pm \text{Sph}$. Los dominios de leucosoma se componen de la paragénesis $\text{Pl} + \text{Cpx} \pm \text{Amp} \pm \text{Sph}$ (Fig. 30D).

El anfíbol se encuentra de manera abundante en la anfíbolita, representa aproximadamente el 85% de los constituyentes. Se presenta en cristales prismáticos con forma subhedral a euhedral. Su tamaño es variable, pero generalmente no sobrepasa 1 mm. En las bandas del melanosoma forma agregados con fábrica decusada definiendo la foliación de los schollen, y de manera muy escasa también se presenta en el leucosoma. La plagioclasa es escasa en el melanosoma (10%) pero es más abundante en el leucosoma. Tiene forma subhedral. En general, los cristales de plagioclasa ubicados en el melanosoma son muy pequeños (<0.2 mm), comparados con los del leucosoma que son de grano más grueso, algunos llegan a medir hasta 1.7 mm. En este dominio las plagioclasas están ligeramente orientadas de manera paralela con la foliación del melanosoma. Muestran un maclado tipo albita, combinado y albita-periclina. El clinopiroxeno se presenta predominantemente en el leucosoma, se encuentra asociado con el anfíbol definiendo dominios milimétricos discontinuos y/o en lentes orientados de manera paralela a la foliación. La esfena se presenta en ambos dominios, sólo que en el leucosoma se caracteriza por ser de grano más grueso.

b) Schollen de esquistos cuarzo-feldespáticos

Los schollen que contienen las diatexitas son de esquistos cuarzo-feldespáticos. El tamaño de los schollen varía de centimétricos a métricos (de 20 m o quizá más) (Fig. 33A), se caracterizan por ser de grano fino con foliación bien marcada, contienen estructuras en parches, en red y estromática (Fig. 33B, C, D). En sección delgada las rocas muestran una foliación espaciada definida por dominios de biotita de grano fino y dominios de grano más grueso, ricos en plagioclasa y cuarzo; ambos dominios muestran texturas producidas por recristalización dinámica (Fig. 33H). Los esquistos tienen la asociación mineral $\text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Bt} \pm \text{Kfs}$.

La plagioclasa y el cuarzo son abundantes (40% y 20% respectivamente), constituyen preferentemente los dominios félsicos. En menor proporción se presentan en los dominios de clivaje dominados por la biotita. La plagioclasa presenta forma subhedral a euhedral y el cuarzo presenta forma anhedral con bordes muy irregulares. Ambos forman un agregado (con tamaño de ~0.7 mm) inequigranular-interlobado con orientación preferente, definida por la elongación del cuarzo y ligera elongación de la plagioclasa. El cuarzo presenta extinción ondulante, subgranos y recristalización dinámica. La plagioclasa muestra ligera recristalización dinámica en los bordes; tiene maclado tipo albita y combinado.

Estructuras migmatíticas en diatexita cuarzo-feldespáticas, Zoyatlán

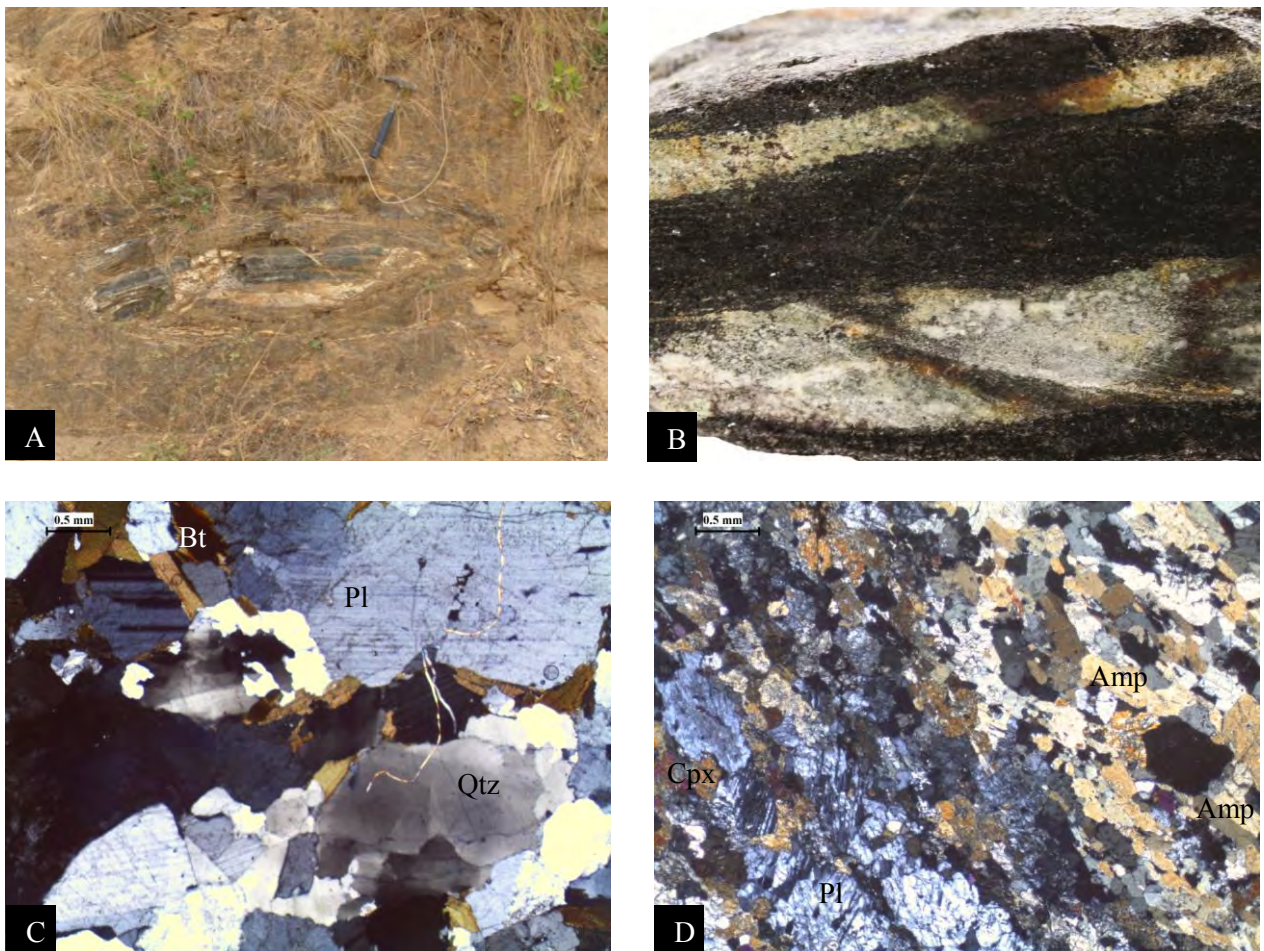


Figura 30. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de diatexitas cuarzo-feldespáticas con schollen de anfibolita, Zoyatlán. A) Afloramiento de diatexitas cuarzo-feldespáticas mostrando un schollen de anfibolita; B) Anfibolita en muestra de mano con foliación espaciada, indicada por melanosoma y leucosoma; C) Fotomicrografía de diatexita cuarzo-feldespática; y, D) Fotomicrografía de anfibolita mostrando fábrica espaciada, definida por dominios ricos en anfíbol y dominios de leucosoma.

Raft (balsas) de cuarcita

Los raft de cuarcitas presentan formas irregulares, tienen un color oscuro y muestran una estructura isotrópica (Fig. 31A). También muestran zonas con leucosoma, acumulados de granate y una distribución uniforme del anfíbol (Fig. 31B).

En sección delgada, la roca exhibe una fábrica isotrópica seriada interlobada y también en algunas zonas muestra una fábrica seriada-poligonal. Presenta acumulados de grano fino de granate y clinopiroxeno que creció sobre caras de grandes cristales de plagioclasa y en los límites

Estructuras migmatíticas en diatexita, Zentixtlahuaca

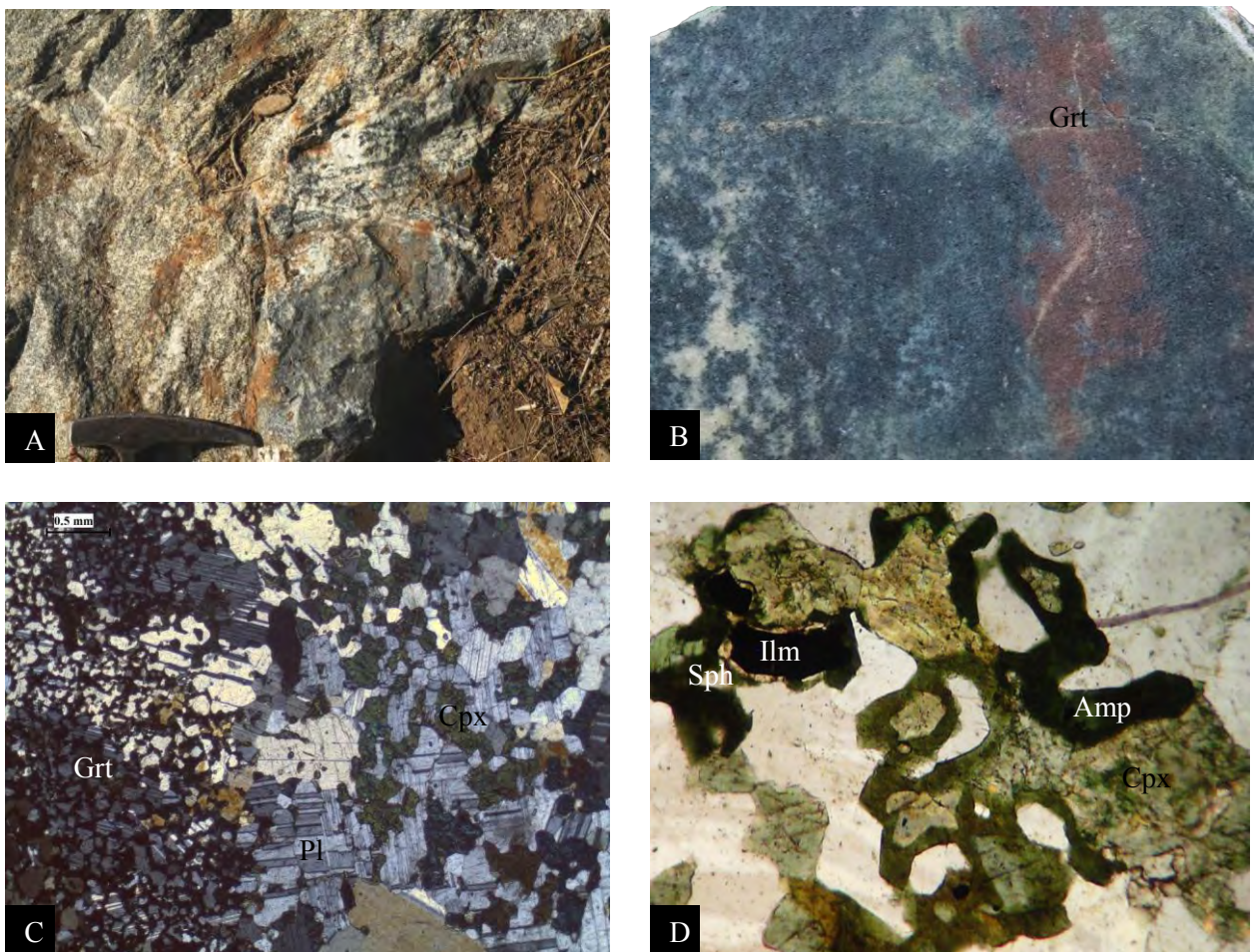


Figura 31. Fotografías de diatexita con raft de cuarcita, Zentixtlahuaca, Complejo Xolapa. A) Afloramiento de diatexita con estructura raft; B) Sección pulida en muestra de mano del raft, mostrando acumulados de granate; C) Fotomicrografía con fábrica granoblástica inequigranular del raft; del centro de la fotografía hacia la izquierda se observan granates intercrecidos en los cristales de plagioclasa; y, D) Detalle de coronas de reacción en clinopiroxenos rodeado de anfíbol, e ilmenita rodeada por esfena.

de grano (Fig. 31C). Esta misma muestra en algunas zonas presenta un leucosoma que se identifica por ser de grano grueso (~3 mm). En esta roca se identificaron dos paragénesis: Pl + Cpx + Qtz + Grt que representa la paragénesis principal; y una segunda, compuesta por Amp + Ep que representa una paragénesis de retrogresión. En general la roca se compone por abundante plagioclasa (50%), se distribuye de manera uniforme en toda la roca formando un mosaico.

La plagioclasa se presenta como cristales subhedrales y euhedrales de tamaño variable, desde 0.4 hasta 1.7 mm. Presenta maclado tipo albita y albita-periclina. El clinopiroxeno también es abundante (30%), se presenta como cristales de forma subhedral a euhedral. Este mineral aparece como intercrecimientos en los límites de grano de las plagioclasas. En algunas zonas, los clinopiroxenos presentan un anillo de reacción de anfíbol (Fig. 31D). El granate es escaso (10%), se presenta en agregados de grano fino (~0.2 mm) distribuidos en bandas milimétricas o acumulados. Se presenta en cristales con forma anhedral intercrecidos en los límites de grano y sobre las caras de las plagioclasas. Se distingue claramente por su relieve alto y su color rosa pálido. Como minerales secundarios se encuentran epidota, ilmenita y esfena. La epidota ocurre principalmente rellenando fracturas y como producto de alteración del clinopiroxeno. La ilmenita se presenta en cristales opacos de forma anhedral, algunos cristales presentan anillos de esfena. La esfena se presenta como granos prismáticos individuales, pero también es común observarla en anillos alrededor de la ilmenita.

Diatexitas (neosomas)

A) Diatexitas tonalíticas

Las diatexitas tonalíticas consisten casi totalmente de neosoma (Fig. 32A). Aunque el neosoma es relativamente leucocrático, éste no puede ser descrito como leucosoma debido a que contiene cantidades significativas de anfíbol y biotita. Además de las estructuras de segundo orden (schollen, schlieren), el neosoma también presenta parches y venas compuestas de Qtz + Pl + Kfs con el desarrollo de grandes y amplios cristales de anfíbol de neoformación con textura poikilítica (Fig. 32F); estas estructuras bien podrían ser consideradas como estructuras de primer orden producto de refusión de las diatexitas. Sin embargo, Sawyer, (2008) dice que casi todas las diatexitas incluyendo las variedades de schollen y schlieren contienen parches y venas leucocráticas que consisten de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y que en todos los estudios geoquímicos indican que estos leucosomas representan un fundido fraccionado (también

llamado fundido residual).

Tanto los schollen, como el neosoma tonalítico y el leucosoma están claramente deformados, presentan una foliación penetrativa, la cual localmente está microplegada y con desarrollo de una segunda foliación espaciada de crenulación. El neosoma tonalítico cerca de San Luis Acatlán presenta sobrepuesta además, una foliación milonítica indicada por la presencia de porfiroclastos tipo σ y el desarrollo de una lineación de estiramiento. (Fig. 32G).

En sección delgada las diatexitas tonalíticas, muestran una fábrica milonítica, que se compone principalmente por porfiroclastos (90%) de plagioclasa y anfíbol con forma asimétrica, inmersos en una matriz foliada de grano más fino. La foliación milonítica está definida por horizontes milimétricos de material de grano fino que incluye cristales de biotita, cuarzo y plagioclasa (Fig. 32H, I).

Los elementos de fábrica más sobresalientes en estas rocas son bandas de cizalla tipo S/C, indicadores del sentido de cizalla tipo σ y agregados con recristalización dinámica. Aunque la fábrica milonítica es la que predomina en las diatexitas tonalíticas de los alrededores de San Luis Acatlán, es claro que ésta se sobrepuso a una foliación continua que presentan las rocas que afloran más hacia la parte sur del área. La asociación principal es: Pl + Amp + Bt + Qtz \pm Sph \pm Cpx.

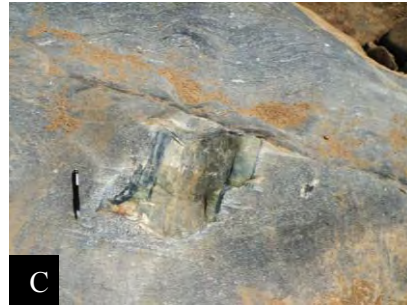
En general los porfiroclastos tienen forma sigmoidal y subredondeada, se encuentran elongados definiendo la estructura S/C en la roca y también orientados de manera paralela con los planos de foliación producto de la recristalización dinámica. Su tamaño es variable, habitualmente los porfiroclastos de anfíbol son los de mayor tamaño, estos llegan a medir hasta 3.7 mm y se caracterizan por presentar inclusiones de plagioclasa y biotita, imprimiéndole una textura poikiloblástica. Por su parte, los porfiroclastos de plagioclasa tienen un tamaño que varía entre 0.5 y 2.2 mm, se caracterizan por presentar recristalización dinámica en los bordes, presentan maclas de deformación, subgranos, alteración parcial a sericita y en los bordes desarrollan mirmequitas.

La matriz es de grano fino, se concentra en planos milimétricos ricos en biotita, cuarzo y plagioclasa que envuelven a los porfiroclastos de anfíbol y plagioclasa.

Estructuras migmatíticas en diatexitas tonalíticas, puente El Carmen, San Luis Acatlán



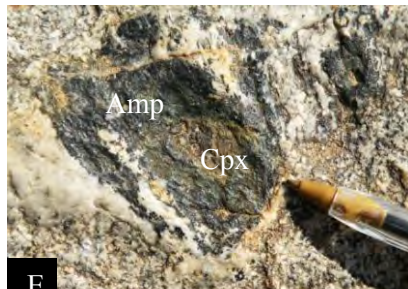
D Schollen de restita en forma de σ .



C Raft de anfibolita foliada.



B Schollen con estructura estromática.



E Raft con centro de piroxeno rodeado por anfíbol y leucosoma.



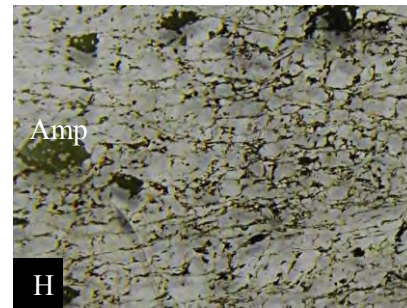
F Fundido residual cuarzo-feldespático plegado con anfíbol poikilítico.



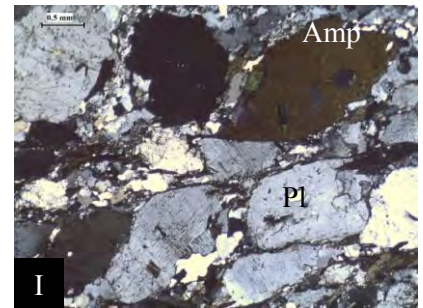
G Foliación milonítica con porfiroclastos δ de feldespato K.



A Afloramiento amplio representativo de diatexitas tonalíticas mostrando una foliación milonítica.



H Fábrica milonítica porfiroclástica.



I Fotomicrografía del neosoma protomilonítico con indicadores σ .

Figura 32. Fotografías de diatexitas tonalíticas del Complejo Xolapa mostrando distintas estructuras, puente El Carmen, San Luis Acatlán.

B) Diatexitas cuarzo-feldespáticas

En sección delgada, las diatexitas cuarzo-feldespáticas presentan fábrica anisotrópica continua mal desarrollada (Fig. 33G, 30C), sin embargo hay una cierta orientación de la biotita. Aunque hay zonas donde aparentemente no se observa ninguna foliación, esto sin embargo, se debe al gran tamaño de los cristales. Localmente la roca desarrolla fábricas producto de recristalización dinámica. La asociación mineralógica de la roca es: Pl + Qtz + Bt + Kfs ± Sph.

La plagioclasa es el mineral más abundante (~50%) en las diatexitas, ocurre en grandes cristales euhedrales ligeramente elongados de manera paralela a la foliación principal. Su tamaño es variable debido a que existen zonas con reducción de grano, pero en general oscila entre 3.7 mm y 0.4 mm, en las zonas de recristalización dinámica los cristales son <0.2 mm. Es común que las plagioclasas presenten maclas de deformación, subgranos y recristalización incipiente en los límites de grano. El contenido de biotita varía de 15 a 30 %, su tamaño oscila entre 0.2 mm y 1.6 mm. Ocurre como cristales amplios con forma subhedral. Se distribuye en toda la roca de manera orientada definiendo la foliación de la roca. La mayoría de los cristales de biotita presentan bordes de reacción. El cuarzo se encuentra en agregados policristalinos con orientación cristalográfica preferente producto de la recristalización dinámica. Se caracteriza por mostrar extinción ondulante y subgranos. El feldespato potásico se identificó en los dominios cuarzo-feldespáticos. Presenta forma euhedral con tamaño de hasta 1 mm.

C) Diatexita schlieren

La migmatita que se presenta en la fotografía de la figura 34 es de composición granítica. La roca en general es de grano grueso, la única variación clara que se aprecia en la diatexita es la presencia de acumulación de minerales oscuros de grano más fino (principalmente biotita) que generan bandas oscuras y delgadas, ligeramente plegadas, formadas por acumulación de ferromagnesianos, las cuales se denominan schlieren. Otra característica notable, es la distribución de cristales de anfíbol sin ninguna orientación preferente.

Estructuras migmatíticas en diatexitas cuarzo-feldespáticas, Yoloxóchitl, San Luis Acatlán

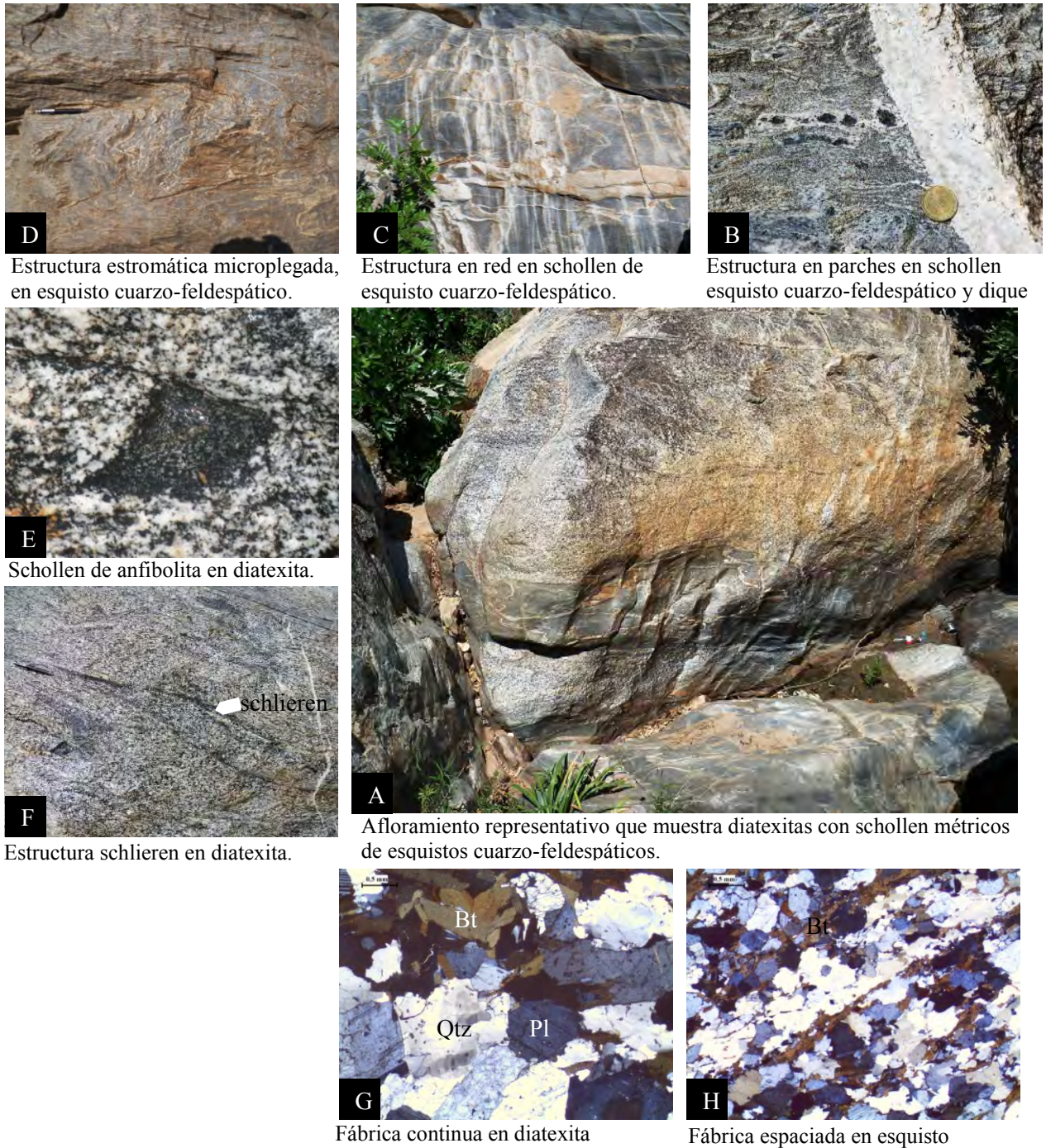


Figura 33. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías mostrando distintas estructuras en diatexitas cuarzo-feldespáticas del Complejo Xolapa, Yoloxóchitl, San Luis Acatlán.



Figura 34. Diatexita con estructura schlieren del Complejo Xolapa, Yoloxóchitl, San Luis Acatlán.

IV. 5. 3 Cuerpos plutónicos con deformación incipiente

Son rocas que se distribuyen siempre asociadas a las migmatitas, las mejores exposiciones de estas rocas afloran al S y N del poblado de Agua Zarca, otro afloramiento es ubicado en la parte N del poblado de Tepantitlán, y del cual se tomó muestra para radiometría (P0401). Aunque estas rocas se detectaron en varios puntos, sólo nos centraremos en la descripción de los afloramientos antes mencionados.

Los cuerpos plutónicos se caracterizan por tener una composición y apariencia isotrópica, preservan escasos schollen de anfibolita foliada (Fig. 35 B); en el caso del cuerpo plutónico de Agua Zarca no se le observaron schollen, a diferencia de los otros, éste muestra en general una foliación que parece ser magmática, localmente, en donde muestra textura porfídica, la roca desarrolla una foliación que parece ser milonítica considerando que los grandes cristales de feldespato potásico muestran una ligera rotación y elongación (Fig. 35A). Estos cuerpos son aparentemente distintos por su textura porfídica, presencia o ausencia de schollen, la abundancia o escasez de anfíbol, abundancia o escasez de fábricas de producto de recristalización dinámica (Fig. 35 C, D, E, G). Todos tienen en general la misma mineralogía: $Pl + Kfs + Qtz + Bt \pm Amp$, y una asociación secundaria de $Chl + Ep$, con ligera variación en la abundancia de anfíbol de un afloramiento a otro, todos muestran en general una deformación mayormente frágil, aunque localmente presentan zonas con fábricas producidas por recristalización dinámica. El único que parece ser más distinto es el granito de Agua Zarca, sólo porque tiene una textura porfídica y porque muestra un mayor grado de recristalización dinámica.

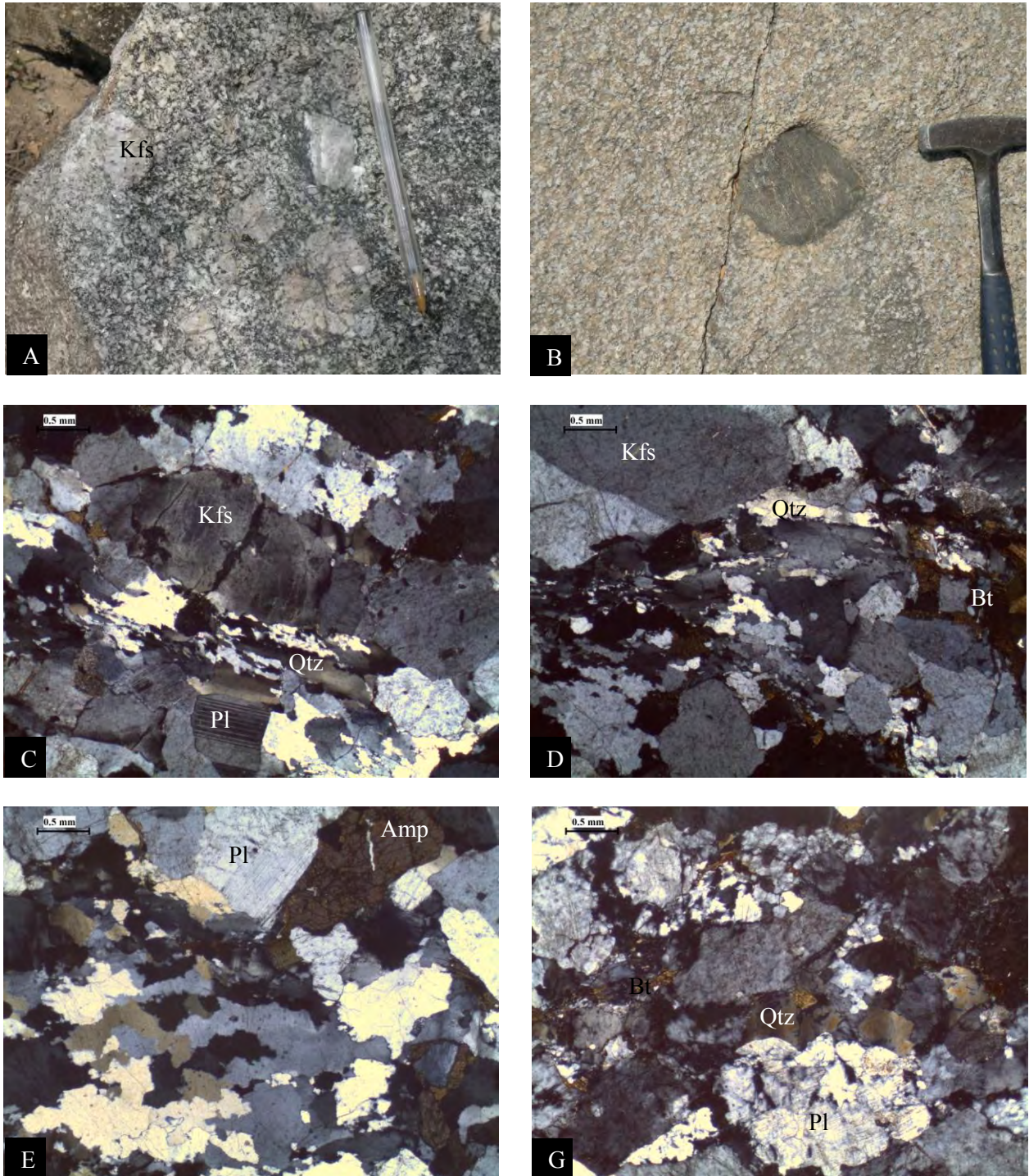


Figura 35. Fotografías de afloramiento y fotomicrografías de granitos con deformación incipiente. A) Textura porfídica en granito de Agua Zarca; B) Schollen foliado en granito, ubicada en la salida norte de Agua Zarca; C) Fábrica foliada con recristalización dinámica, granito de Agua Zarca; D) Porfiroclasto de feldespato potásico rodeado por una matriz de grano más fino con recristalización dinámica, granito de Agua Zarca; E) Granito con fábrica ligeramente foliada, granito ubicado en la salida norte de Agua Zarca; y, G) Granito con deformación frágil (P0401) ubicado al norte de Tepantitlán.

CAPÍTULO V. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

En este capítulo se describe la deformación de las rocas estudiadas en el área de San Luis Acatlán. La geología estructural del área se tratará en tres dominios: I) Deformación del Complejo Acatlán ubicado al norte del área; II) Deformación en el Complejo Xolapa al S; y, III) Deformación en el contacto entre ambos complejos (Fig. 46). La notación de los datos estructurales será utilizando la regla de la mano derecha. Para la elaboración de los estereogramas, se utilizó el programa de análisis gráfico y estadístico Dips v. 5.1. Los datos se proyectaron utilizando equal area, en el hemisferio inferior y usando la distribución de Schmidt.

V. 1 Dominio 1. Deformación en la unidad metasedimentaria del Complejo Acatlán

Las rocas de la secuencia metasedimentaria se caracterizan por ser de grano muy fino y por estar intensamente deformadas. Esta deformación en el campo se manifiesta como una foliación continua bien desarrollada, plegamiento intrafolial y una foliación de crenulación particularmente clara en las filitas. A continuación se describirán las distintas fases de deformación observadas a escala de afloramiento y lámina delgada.

Primera fase de deformación $D1_{Aca}$

En algunos afloramientos ubicados al N del poblado de Horcasitas, se detectó de manera muy local una foliación relictas preservada en esquistos cuarzo-feldespáticos y esquistos pelíticos de grano fino. Esta foliación denominada $S1_{Aca}$ es la más antigua de esta unidad, y se manifiesta como plegamiento intrafolial muy localizado (Fig. 36A, B).

Esta fase de deformación también se detectó en lámina delgada, y se observa en los esquistos pelíticos ricos en muscovita. En estas rocas, $S1_{Aca}$ ocurre en horizontes milimétricos (0.5 mm), ricos en cuarzo con escasos microcristales de biotita (Fig. 36C). Esta foliación está definida por la orientación preferencial de los cristales de biotita y por la elongación de los granos de cuarzo.

Segunda fase de deformación $D2_{Aca}$

La segunda fase de deformación denominada $D2_{Aca}$ generó una foliación $S2_{Aca}$ de plano axial que se desarrolló por el plegamiento y aplastamiento de $S1_{Aca}$. Esta fase es la más desarrollada y predominante en los afloramientos observados sobre el cauce del Río Grande, al N del poblado de Horcasitas, así como en la cantera del poblado de Nejapa (Fig. 36A, B). A nivel

de afloramiento, esta fase está representada por una esquistosidad continua bien desarrollada marcada por la orientación de biotita y muscovita. Aunque en algunas zonas, principalmente en las zonas más cuarzo-feldespáticas, se alcanza a observar el desarrollo de una esquistosidad espaciada definida por horizontes milimétricos ricos en mica y horizontes ricos en minerales claros. En el plano de foliación $S2_{Aca}$ se midió una lineación de intersección $L2_{i-Aca}$ que se produjo por la intersección de la foliación $S1_{Aca}$ y $S2_{Aca}$.

Tercera fase de deformación $D3_{Aca}$

La tercera fase de deformación está caracterizada por el desarrollo de plegamiento complejo, fallas y pliegues *kink* que afectan la foliación $S2_{Aca}$. De las estructuras de plegamiento no se tomaron datos que sean estadísticamente representativos, sin embargo, algunos ejes medidos tienen un rumbo de 310° y otros de 120° a 140° . De las fallas normales, se tomaron datos de planos con rumbos que oscilan de 238° a 252° ; y otros, con un rumbo de 320° a 330° . En el diagrama de la Figura 37C se puede observar de manera clara el comportamiento de los planos de las fallas. El plegamiento *kink* es claramente visible en lámina delgada, se presenta de manera localizada y está restringido a los horizontes pelíticos donde la muscovita y la biotita se pliegan generando una foliación $S3_{Aca}$ poco penetrativa (Fig. 36D).

Datos estructurales de $S2_{Aca}$

Los datos de foliación $S2_{Aca}$ se muestran en la figura 37A, mientras que los datos de lineación $L1_{m-Aca}$ se presenta en la Figura 37B.

En cuanto a la foliación, en el diagrama de contorno de polos se observa de manera clara dos familias importantes, ambas con un rumbo preferencial NW-SE (Fig. 37A), con buzamiento hacia el SW pero con variaciones en su inclinación. La familia uno, corresponde a la foliación de la parte S de la secuencia con un rumbo que varía de 120° a 148° (rumbo promedio 135°), y un buzamiento muy vertical que va de 62° a 84° al SW (buzamiento promedio 73°). La familia dos, corresponde a la foliación en la parte N de la secuencia, en esta zona presenta un rumbo que va de 110° a 128° (rumbo promedio 116°), con inclinación que oscila de 16° a 38° (buzamiento promedio 30°). Por último, algunos datos de foliación estadísticamente menos importantes indican un rumbo de 200° a 232° , con un buzamiento hacia el NW.

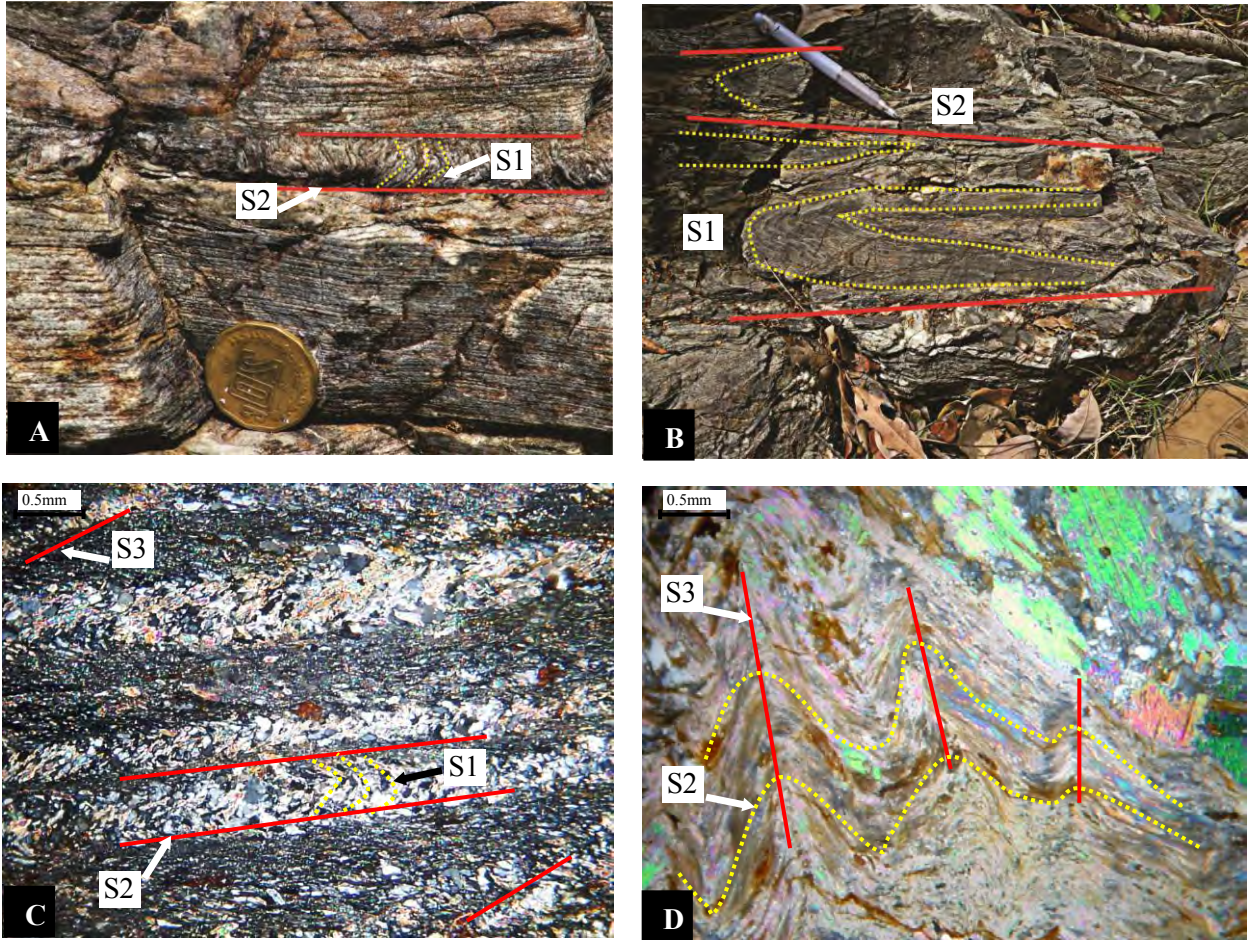


Figura 36. Fotografías de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán mostrando distintas foliaciones. A) Afloramiento de cuarcitas mostrando dos foliaciones, una foliación $S1_{Aca}$ relictas y una foliación $S2_{Aca}$ principal; B) Afloramiento en que se observan pliegues intrafoliales; C) fotomicrografía de esquistos de biotita y muscovita mostrando al menos tres foliaciones claramente visibles $S1_{Aca}$ relictas, $S2_{Aca}$ principal y $S3_{Aca}$ que pliega a la foliación principal; y, D) Fotomicrografía de esquistos de muscovita + andalusita mostrando la foliación $S2_{Aca}$ y una foliación $S3_{Aca}$ producto del plegamiento de la foliación principal.

La lineación mineral $L2_{i-Aca}$ fue medida en la superficie de foliación $S2_{Aca}$ de los metasedimentos. En el diagrama estadístico (Fig. 37B) se aprecian de manera clara dos familias: una con dirección predominante que va de 140° a 158° (dirección promedio 149°), con inclinación que varía de 20° a 44° SE (inclinación promedio 34°) y; la segunda, con dirección que va de 184° a 200° (dirección promedio 192°), la inclinación va de 21° a 37° SW (inclinación promedio 28°).

El pitch fue medido en la superficie de foliación $S2_{Aca}$. En general, el pitch varía entre 22° SE y 42° SE (pitch promedio 29° SE).

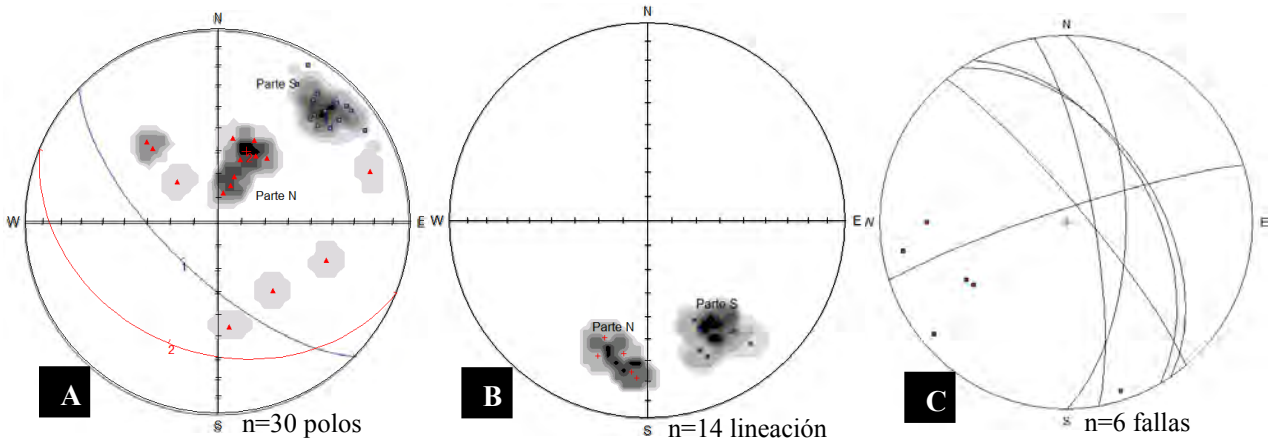


Figura 37. Estereogramas de datos estructurales de los metasedimentos del Complejo Acatlán. A) Diagrama de contorno de polos de la foliación $S2_{Aca}$ principal. Los planos 1 y 2 son planos promedio de la foliación; B) Estereograma de lineación mineral $L2_{i-Aca}$; y, C) Estereograma de polos y planos de falla de los metasedimentos de Acatlán.

Ejercicio de Rotación

Como ejercicio, para tratar de entender la variación que existe entre la inclinación de la foliación y lineación de la parte S con respecto a la parte N de la secuencia (Fig. 37 A, B). Se realizó la rotación de los polos de foliación de la parte S (Fig. 38A), tratando de paralelizarlos con la parte N, con ellos también la rotación de su lineación (Fig. 38B). La rotación de los polos fue de 50° , que es lo que se requería para paralelizarlos. Como resultado se obtuvo lo siguiente: 1) al rotarse la foliación de la parte S no cambia de rumbo, sólo cambia de inclinación y se paraleliza con la parte N, y; 2) la lineación de la parte S, queda hacia el SSW, igual que en la parte N. Los resultados obtenidos pueden indicar una posible rotación de parte S de la secuencia, provocando una variación en la inclinación y por ende en la lineación.

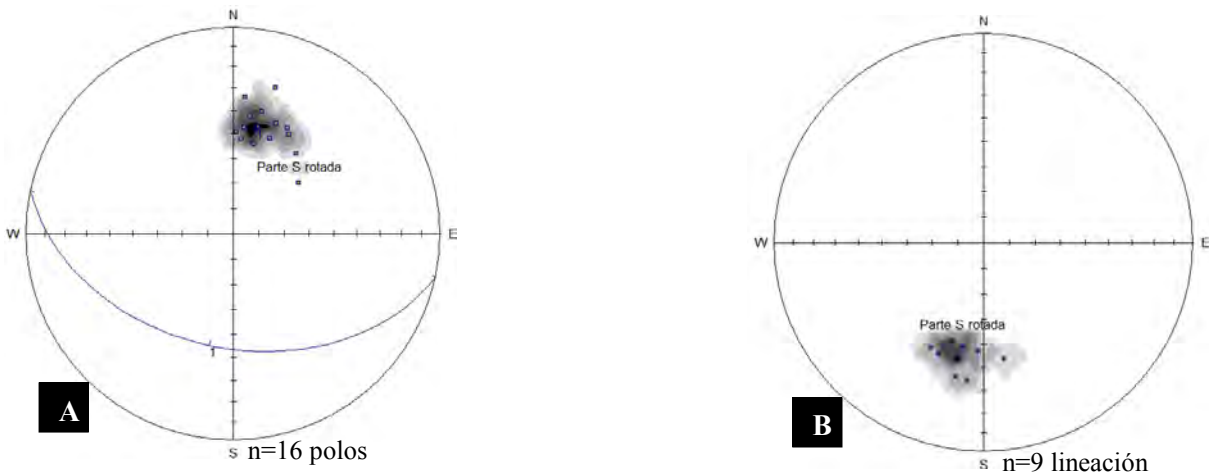


Figura 38. Estereogramas de los datos de foliación y lineación rotados. A) Estereograma que ilustra los polos rotados de la parte S; y, B) Estereograma que muestra la lineación rotada la parte S.

V. 2 Dominio 2. Deformación de las rocas del Complejo Xolapa

El Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán se compone de una unidad metasedimentaria intensamente deformada que incluye principalmente esquistos y gneises pelíticos, cuarcitas de piroxeno, mármoles, calcisilicatitas, anfibolitas y esquistos cuarzo-feldespáticos de anfíbol. Las evidencias de campo indican que la unidad metasedimentaria se migmatizó. La migmatización está representada principalmente por una diatexitita con un afloramiento amplio, así como por metatexitas de morfologías diversas que se sucedieron en el tiempo. A continuación se describirá en primer lugar la deformación de la unidad metasedimentaria, considerando, por su relaciones de campo, que es la más antigua de esta unidad; en segundo lugar, se tratará la deformación de los productos migmatíticos (diatexitas gnéissicas).

V. 2. 1 Deformación en secuencia metasedimentaria

Primera fase de deformación en metasedimentos $D1_{Xol-Sed}$ (pre-migmatítica)

La deformación más antigua observada en las rocas del Complejo Xolapa en la región de San Luis Acatlán, es una foliación $S1_{Xol-Sed}$ que ocurre en lentes de anfibolitas, esquistos y gneises pelíticos que se encuentran preservados como schollen en migmatitas (Fig. 39). Los mejores afloramientos se ubican en la parte E del área de estudio, en las cercanías del poblado Yoloxóchitl, en el puente El Carmen y en el poblado de Tepantitlán. La foliación $S1_{Xol-Sed}$, está afectada por pliegues intrafoliales (Fig. 39 A, B, C, D) y pliegues sin raíz que afectan a metasedimentos con migmatización estromática (Fig. 41A, B).

Esta fase de deformación también se observó a escala de lámina delgada, se caracteriza por la presencia de micropliegues intrafoliales definidos por una mineralogía de grano fino como microcristales de fibrolita, biotita, relictos de muscovita y por algunos cristales de granate que están completamente aplastados y plegados (Fig. 40A, B).

Un evento de metamorfismo $M1_{Xol-Sed}$ de facies de anfibolita (indicado por la presencia de $Bt + Ms + Grt + Sil$) acompañó a $D1_{Xol-Sed}$. Durante este evento se produjeron los minerales metamórficos que conforman esta unidad. Sincrónico con el evento metamórfico ocurrió el primer episodio migmatítico que produjo la fusión de los metasedimentos y el emplazamiento de líquido a lo largo de la foliación $S1_{Xol-sed}$ generando principalmente estructuras estromáticas.

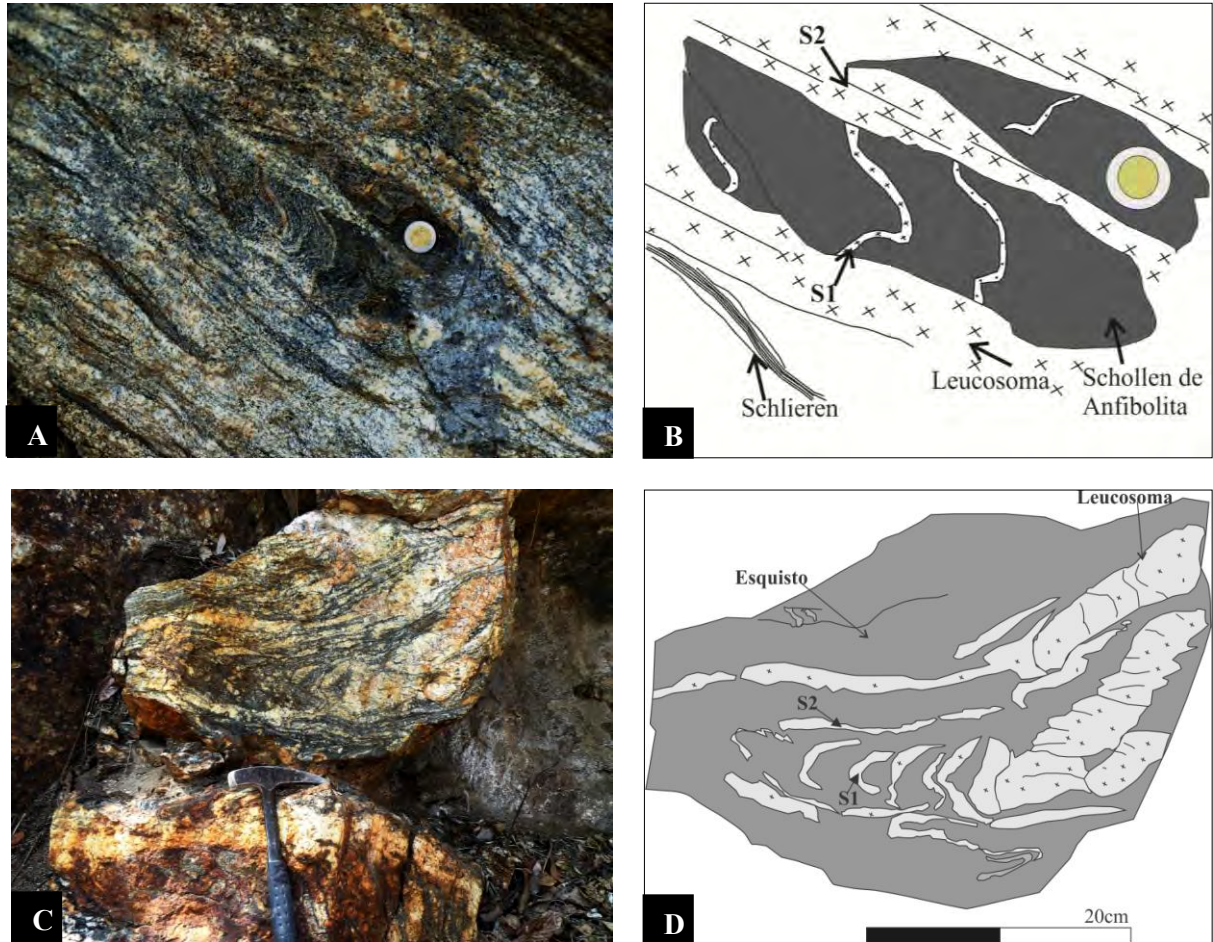


Figura 39. Fotografías de afloramiento de paramigmatitas mostrando dos foliaciones: A) Afloramiento de paramigmatita con estructura schollen y schlieren con dos foliaciones; y B) Esquema que ilustra dos foliaciones dentro de la paramigmatita, una foliación $S1_{Xol-Sed}$ preservada dentro de los schollen de anfibolitas y una foliación $S2_{Xol-Sed}$ principal definida por leucosoma y estructuras schlieren.

Segunda fase de deformación en metasedimentos $D2_{Xol-sed}$ (sin-migmatítica y sin-metamórfica)

La segunda fase de deformación en la secuencia metasedimentaria del Complejo Xolapa, produjo una foliación $S2_{Xol-Sed}$ penetrativa, de plano axial, que aplasta y traspone a la foliación $S1_{Xol-Sed}$. Esta fase de deformación es la predominante en todas las rocas metasedimentarias del área de San Luis Acatlán. Es una foliación espaciada de grano grueso, definida por capas continuas y lenticulares de material melanocrático (biotita, anfíbol, silimanita) y material leucocrático (minerales cuarzo-feldespáticos) (Fig. 39A). En el plano de foliación $S2_{Xol-Sed}$ desarrolló una lineación mineral $L2_{m-Xol-Sed}$

La fase de deformación $D2_{Xol-sed}$ en lámina delgada, se caracteriza por ser una foliación espaciada de grano más grueso, está definida por horizontes ricos en biotita, silimanita prismática

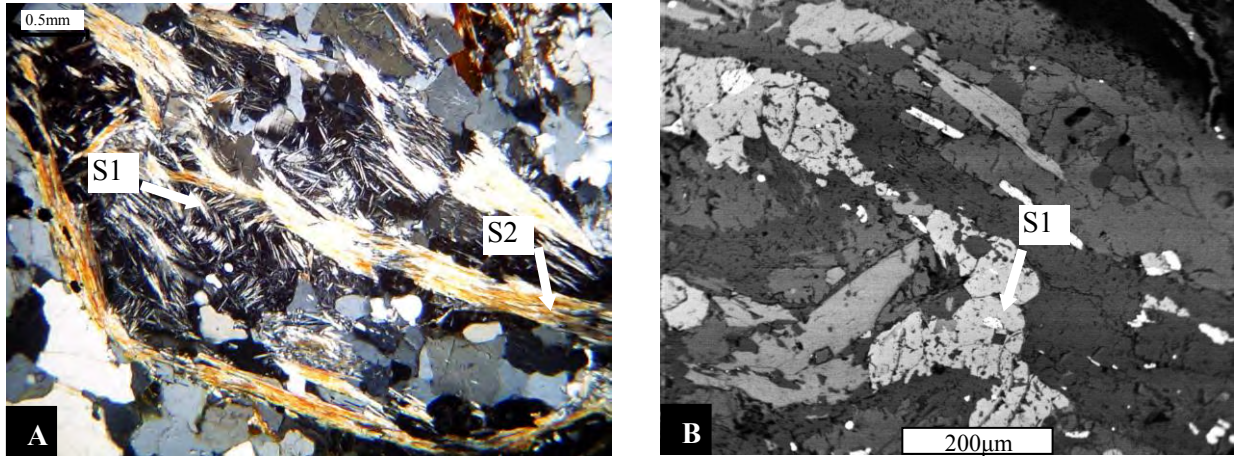


Figura 40. Fotomicrografías de paragneises mostrando las foliaciones $S1_{Xol-Sed}$ y $S2_{Xol-Sed}$. A) Foliación $S1_{Xol-Sed}$ definida por micropliegues intrafoliales de cristales muy finos de silimanita y foliación $S2_{Xol-Sed}$ definida por cristales de tamaño medio de silimanita; y, B) Foliación $S2_{Xol-Sed}$ definida por pliegues intrafoliales de granate.

y fibrolita, minerales opacos y porfiroblastos de granate; así como por horizontes ricos en material cuarzo-feldespático (Fig. 42A, B). También es común encontrar en algunas zonas una foliación continua.

La segunda fase de deformación $D2_{Xol-Sed}$ que produjo la foliación $S2_{Xol-Sed}$ en la secuencia metasedimentaria, fue acompañada por altas tasas de fusión que produjeron el segundo episodio migmatítico en el que se generaron extensos cuerpos de diatexitas foliadas. Las diatexitas se caracterizan por estar intensamente deformadas, presentan al menos tres foliaciones $S1_{Xol-Diat}$, $S2_{Xol-Diat}$, $S3_{Xol-Diat-ZC}$ que serán descritas más adelante, sin embargo se hace mención aquí porque se considera que la foliación $S2_{Xol-sed}$ que presentan las rocas metasedimentarias, es la foliación principal, muy penetrativa y continua en las diatexitas ($S1_{Xol-Diat}$).

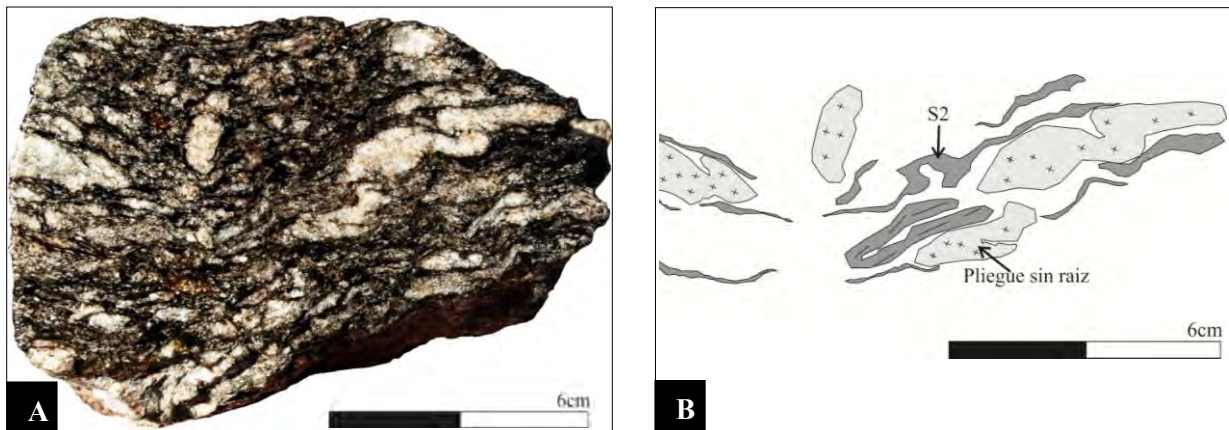


Figura 41. A) Fotografía de sección pulida en muestra de mano del esquistos de silimanita; B) Esquema que ilustra pliegues aplastados sin raíz definidos por leucosoma y una foliación $S2_{Xol-Sed}$ producto del aplastamiento de $S1_{Xol-Sed}$.

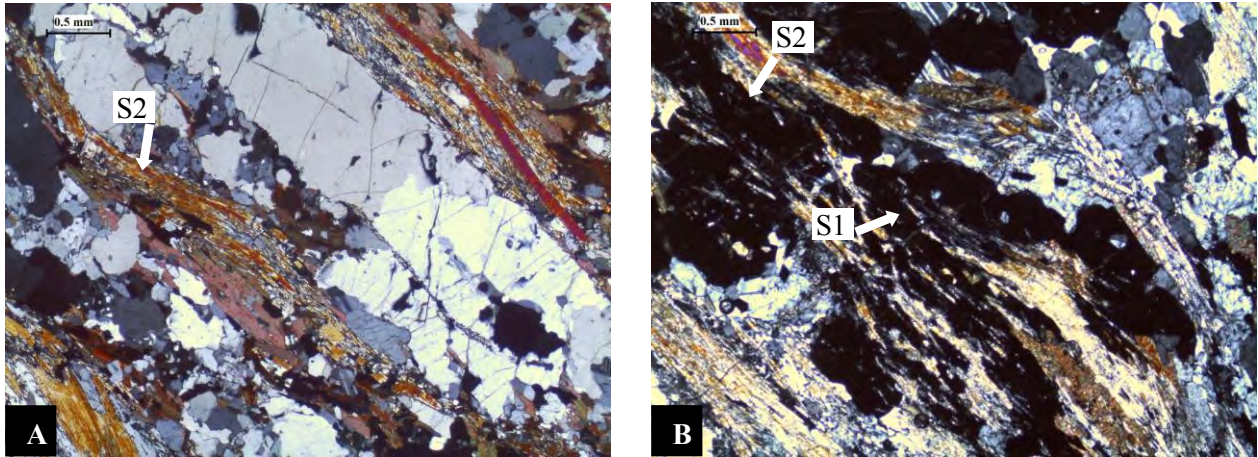


Figura 42. Fotomicrografías del paragneis de silimanita. A) Foliación $S2_{Xol-Sed}$ espaciada definida por horizontes de silimanita + biotita y horizontes de grano grueso de cuarzo + feldespato potásico + cordierita; B) Foliación $S2_{Xol-Sed}$ definida por pliegues intrafoliales de granate + silimanita + biotita + cordierita.

V. 2. 2 Deformación en diatexitas

Las diatexitas son rocas que se emplazaron durante $D2_{Xol-Sed}$. Se distribuyen en toda el área predominando en la parte SW de San Luis Acatlán y extendiéndose hacia la parte NE. Se caracterizan por una foliación continua de grano grueso; localmente, presentan una segunda foliación de grano más fino. En la parte norte del área, exhiben una foliación milonítica sobrepuesta. Estas rocas están íntimamente ligadas a las paramigmatitas, sin embargo, se pueden diferenciar por su abundancia de líquido migmatítico y por el escaso contenido de paleosoma.

Primera fase de deformación en diatexitas $D1_{Xol-Diat}$ (sin-migmatítica)

La primera fase de deformación en las diatexitas gnéisicas formó una foliación $S1_{Xol-Diat}$ muy penetrativa (Fig. 43A). Esta fase de deformación es la predominante en estas rocas y se caracteriza por ser de grano grueso y es definida por capas continuas ricas en biotita y/o anfíbol y por capas cuarzo-feldespáticas.

En lámina delgada, la primera foliación se caracteriza por ser una foliación continua de grano grueso marcada por la orientación de la biotita y el anfíbol, sin embargo, no es tan clara como lo es a la escala de afloramiento.

Segunda fase de deformación en diatexitas $D2_{Xol-Diat}$ (post-migmatítica)

La segunda fase de deformación $D2_{Xol-Diat}$ está representada por el desarrollo de una foliación $S2_{Xol-Diat}$ que se generó por el plegamiento de $S1_{Xol-Diat}$. Esta foliación se caracteriza por ser una foliación con un espaciamiento centimétrico y de grano más fino que $S1_{Xol-Diat}$ (Fig. 43B).

En algunos afloramientos se observa una trasposición de $S1_{Xol-Diat}$ por $S2_{Xol-Diat}$.

Esta fase en lámina delgada, no es tan evidente, sin embargo en los horizontes ricos en biotita y/o anfíbol se alcanza a apreciar un plegamiento de $S1_{Xol-Diat}$.

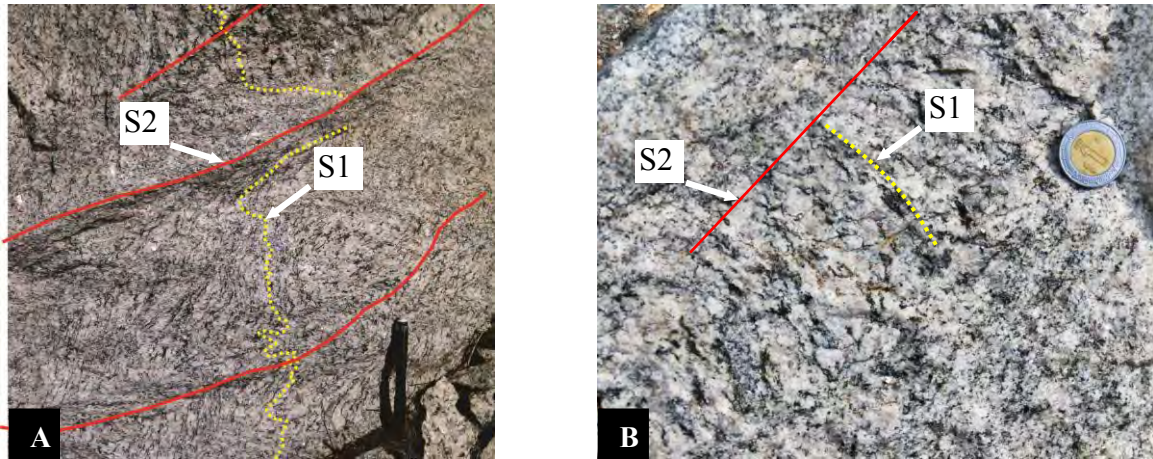


Figura 43. Fotografías de afloramiento de diatexitas gnéissicas mostrando dos foliaciones. A) Afloramiento de diatexita gnéissica con dos foliaciones, una foliación $S1_{Xol-Diat}$ muy penetrativa y con pliegues de crenulación, y la segunda, una foliación $S2_{Xol-Diat}$ espaciada y menos penetrativa; B) Detalle de A, en la que se aprecia que la foliación $S1_{Xol-Diat}$ es de grano grueso y la foliación $S2_{Xol-Dia}$ es de grano fino.

Datos estructurales del Complejo Xolapa

Datos estructurales $S2_{Xol-Sed}$

Los datos estructuras de los metasedimentos del Complejo Xolapa, fueron tomados en la parte S y SE del área de estudio, principalmente en los transectos que van de Marquelia y Agua Zarca a San Luis Acatlán y, en los transectos que van de San Luis Acatlán a Yoloxóchitl, Zentixtlahuaca y Jicamaltepéc. En los diagramas de las figuras 44A y B se muestra la foliación y en el diagrama de la figura 44C se presenta la lineación $L2_{m-Xol-Sed}$.

En el diagrama de contorno de polos para la parte S del área de estudio (Fig. 44A), se observa de manera general, dos familias importantes: la primera, con un rumbo aproximado N-S, con buzamiento hacia el W y; la segunda, con actitudes principalmente SE-NW, con buzamiento al SW. De igual manera, en el diagrama de contorno de polos para la parte E-SE del área (Fig. 44B), se observa de manera general dos familias, sólo que estas son un tanto más dispersas. La familia uno, presenta un rumbo SW-NE con buzamiento hacia el WNW, esta foliación fue medida en los transectos de Yoloxóchitl y Zentixtlahuaca. La familia dos, presenta una rumbo muy disperso, pero con una tendencia hacia el hacia el SE-NW y con buzamiento hacia el SW.

La lineación mineral $L2_{m-Xol-Sed}$ fue medida en la superficie de foliación $S2_{Xol-Sed}$ de los metasedimentos y paramigmatitas. En el diagrama estadístico (Fig. 44C) se aprecia que hay una gran dispersión en los datos medidos, sin embargo, se alcanza a observar una familia que se concentra hacia el S. En general la dirección oscila entre 050° y 320° (dirección promedio 201°), con una inclinación que fluctúa entre 8° y 78° (inclinación promedio 31°).

Datos estructurales de $S1_{Xol-Diat}$

Los datos estructurales de las diatexitas gnéissicas se tomaron principalmente en la parte SW y ESE de San Luis Acatlán. Los datos de la foliación se pueden apreciar en el diagrama de la Figura 45A, donde se observa generalmente una familia con una distribución principalmente SW-NE con buzamiento hacia el NW. Se observa también, una familia estadísticamente menos representativa, con un rumbo aproximado N-S con buzamiento hacia el W. La familia uno, estadísticamente más representativa, corresponde a la foliación medida en los alrededores de San Luis Acatlán, presenta un rumbo que varía de 184° a 276° (rumbo promedio 223°) con buzamiento que fluctúa entre 28° y 64° (buzamiento promedio 42°). La familia dos, que es menos representativa fue medida en la parte S del área, en esta parte, la foliación oscila entre 108° y 232° (rumbo promedio 181°), con un buzamiento que varía de 20° a 70° (buzamiento promedio 40°).

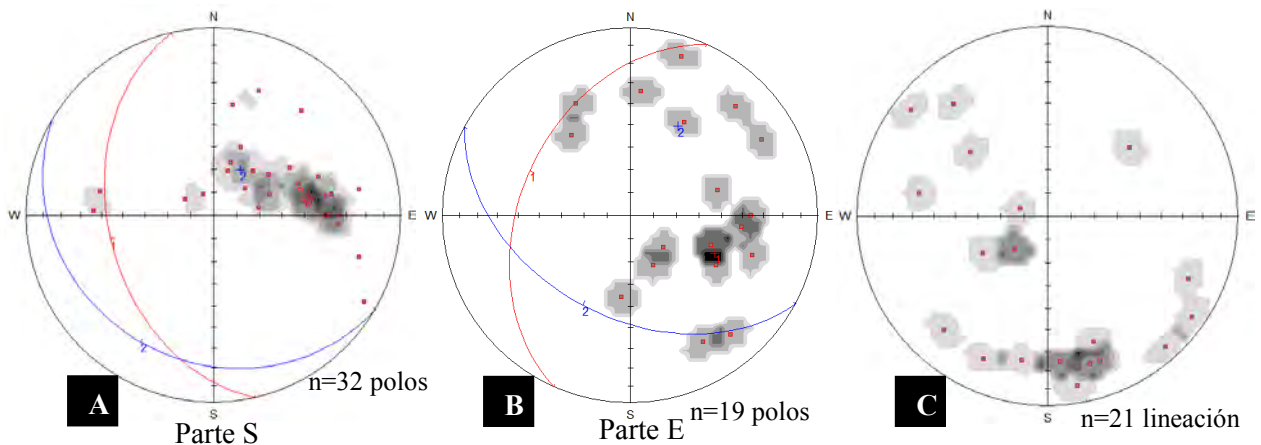


Figura 44. Estereogramas de datos estructurales de los metasedimentos de Xolapa. A) Diagrama de contorno de polos de la foliación $S2_{Xol-Sed}$ de la parte S del área de estudio. Los planos 1 y 2 son planos promedio de la foliación; B) Diagrama de contorno de polos de la foliación $S2_{Xol-Sed}$ de la parte E del área de estudio. Los planos 1 y 2 son planos promedio de la foliación; y, C) Estereograma de de lineación mineral $L2_{m-Xol-Sed}$.

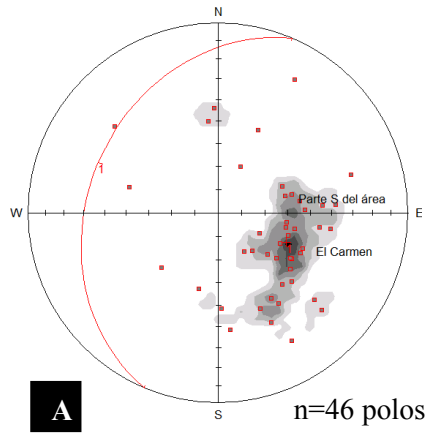


Figura 45. Estereogramas de datos estructurales de las diatexitas gnéissicas. A) Diagrama de contorno de polos de la foliación $S1_{Xol-Diat}$ del área de estudio.

V. 3 Dominio III. Deformación en el contacto entre los complejos Xolapa y Acatlán

El contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán está representado por una zona de cizalla, con orientación aproximada E-W que afecta metasedimentos del Complejo Acatlán, rocas ígneas asociadas y migmatitas del Complejo Xolapa. Para caracterizar el contacto entre ambos complejos, se realizaron dos secciones geológico-estructurales con orientación NE-SW; una sobre el Río Grande y la otra, en el poblado de Nejapa (A-A' y B-B', Fig. 46). Sobre estas secciones se realizó un levantamiento de datos estructurales (foliación, lineación y diques).

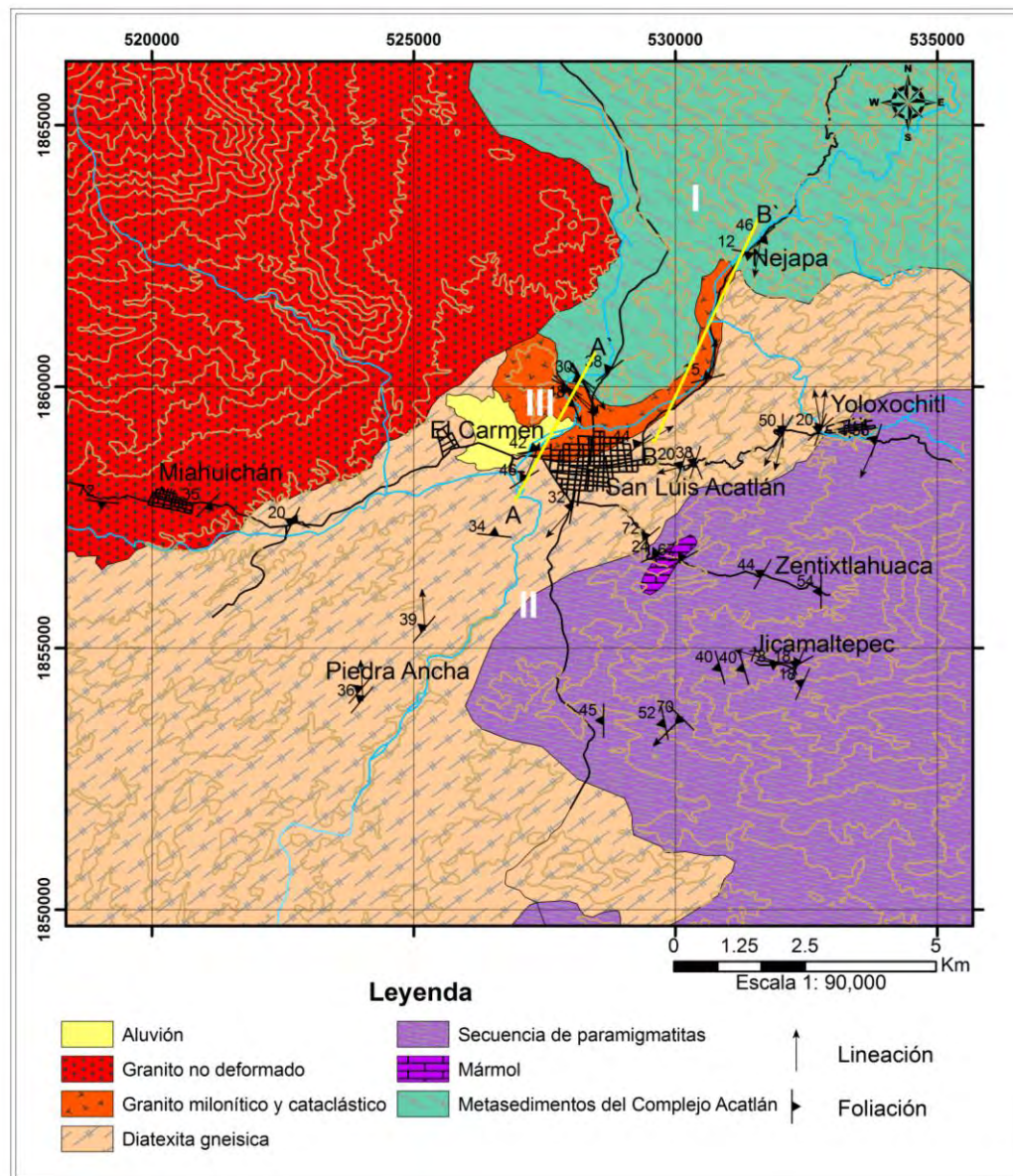


Figura 46. Mapa geológico-estructural del área de San Luis Acatlán en que se muestra el comportamiento de la foliación en todas las unidades litológicas. También se muestra la ubicación de las secciones geológico-estructurales realizadas en el contacto entre los complejos Xolapa y Acatlán.

V. 3.1 Sección Río Grande (A-A')

La sección sobre el Río Grande (A-A') (Fig. 51) está integrada estructuralmente por dos bloques distintos: 1) Hacia la parte NE el bloque superior o de techo compuesto por rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán y por cuerpos ígneos que lo intrusionan (metadiorita, granito milonítico y cataclástico, diques pegmatíticos, diques de microgranito y diques de basalto); 2) Hacia el SW el bloque inferior o de piso formado por unidades del Complejo Xolapa (principalmente diatexita).

De acuerdo con las observaciones de campo, la secuencia metasedimentaria de Acatlán está limitada al N por un cuerpo granítico no deformado de extensión kilométrica, que está intrusionado dicha secuencia. En el límite S, los metasedimentos son intrusionados por cuerpos plutónicos (metadiorita, granito megacrístico, pegmatitas, diques de microgranito), los cuales presentan una deformación heterogénea y que marcan el límite con las unidades del Complejo Xolapa. Hacia la parte SW de la sección, afloran las unidades pertenecientes al Complejo Xolapa, estas unidades hacia el N se encuentran estructuralmente subyaciendo al granito megacrístico, metadiorita y metasedimentos de Acatlán, hacia el S las unidades están limitadas por la costa del Océano Pacífico. Con base en los datos estructurales medidos, el Complejo Acatlán (bloque superior) se encuentra estructuralmente sobre el Complejo Xolapa (bloque inferior).

Deformación milonítica $D_{ZC\ Aca-Xol}$

En general, las rocas que afloran sobre la sección Río Grande, excepto los diques de basalto, son rocas deformadas, se caracterizan por presentar una transición del régimen dúctil, frágil-dúctil, frágil. Esta deformación en el campo se manifiesta como desarrollo de foliación milonítica con lineación de estiramiento, zonas brechificadas y cataclásticas. Las rocas con el mejor desarrollo de estructuras miloníticas se concentran principalmente al SW de la sección, en el límite entre las diatexitas gnéisicas y el granito megacrístico. En cambio, las estructuras cataclásticas se observan con mayor predominancia hacia la parte NE de la sección, siendo éstas muy evidentes en el granito megacrístico, en la parte centro de la sección. Las rocas en la parte NE de la sección tienen un rumbo predominantemente NW-SE con buzamiento hacia el SW. Mientras que en la parte SW, la foliación tiene un rumbo NE-SW con un buzamiento hacia el NW. A continuación se describirán los datos estructurales medidos y las microestructuras de las rocas de cada unidad.

Metasedimentos protomiloníticos del Complejo Acatlán

Los metasedimentos además de presentar tres foliaciones ($S1_{Aca}$, $S2_{Aca}$, $S3_{Aca}$) relacionadas con el metamorfismo regional (ya descritas en apartados anteriores), también presentan una foliación milonítica ($S4_{Aca-ZC}$) que se sobrepone a las anteriores. La foliación milonítica $S4_{Aca-ZC}$ en los metasedimentos tiene un rumbo que fluctúa entre 120° y 160° con un buzamiento que oscila entre 62° y 84° (Fig. 48A). Asociado a $S4_{Aca-ZC}$ se observa el desarrollo de una lineación de estiramiento $L43_{Aca-ZC}$ (Fig. 37B parte S).

En los metasedimentos del Complejo Acatlán, las estructuras más predominantes son microestructuras relacionadas con deformación intracrystalina en el cuarzo (extinción undulante y elongación de los granos) y clivaje en bandas de cizalla del tipo S/C' (Fig. 49A). También se observan algunos elementos de fábrica tales como porfiroclastos de piroxeno rotados tipo σ .

Metadiorita protomilonítica

La metadiorita presenta una foliación continua bien desarrollada marcada principalmente por cristales de anfíbol. También presenta una lineación de estiramiento definida por la elongación de plagioclasa y anfíbol. Los datos estructurales de foliación medidos en la metadiorita varían de 108° a 174° con un buzamiento que varía entre 48° y 77° (Fig. 48A). La lineación medida en la metadiorita, presenta una dirección que va de 124° a 160° con una inclinación de 20° a 30° (Fig. 48B).

En lámina delgada se observa recristalización dinámica parcial y alteración de las plagioclasas a sericita (Fig. 49B).

Granito megacrístico protomilonítico

El Granito megacrístico se caracteriza por ser una roca con deformación incipiente. La deformación en esta roca varía de dúctil a dúctil-frágil, concentrándose la deformación dúctil en la parte SW y disminuyendo hacia la parte NE. La foliación del granito megacrístico varía de 020° a 132° con un buzamiento de 34° a 68° (Fig. 48A). La lineación medida presenta una inclinación que va de $N130^\circ$ a 148° con una inclinación que va de 30° a 40° (Fig. 48B).

En lámina delgada, el Granito megacrístico muestra localmente el desarrollo de una fábrica relacionada con recristalización dinámica del feldespato, extinción ondulante predominantemente en el cuarzo y en los feldespatos (Fig. 49C). También se observa alteración a sericita en los feldespatos y evidencias de presión-solución.

Diques protomiloníticos

Tanto los diques de pegmatita como los diques de microgranito son rocas con foliación incipiente. Sin embargo, sólo las pegmatitas desarrollaron una lineación de estiramiento que es marcada por la elongación del cuarzo. Los diques de pegmatita presentan un rumbo de emplazamiento que varía de 142° a 160° con un buzamiento de 30° a 72° . La lineación medida tiene una dirección 148° a 154° y una inclinación de 20° a 30° . En el caso de los diques de microgranito presentan una dirección de emplazamiento que va de 134° a 138° con un buzamiento de 60° a 68° (Fig. 47). Por su parte, los diques de basalto presentan una dirección de 200° a 252° con un buzamiento de 60° a 88° (Fig. 47).

En lámina delgada, tanto las pegmatitas como los microgranitos presentan el desarrollo de fábricas con recristalización dinámica parcial en los bordes de los feldespatos, extinción ondulante en feldespatos y cuarzo (Fig. 49 D, E), desarrollo local de cintas de cuarzo (*quartz ribbons*).



Figura 47. Esquema en planta que ilustra la relación que existe entre los metasedimentos del Complejo Acatlán con los diques de microgranito foliados y los diques de basalto.

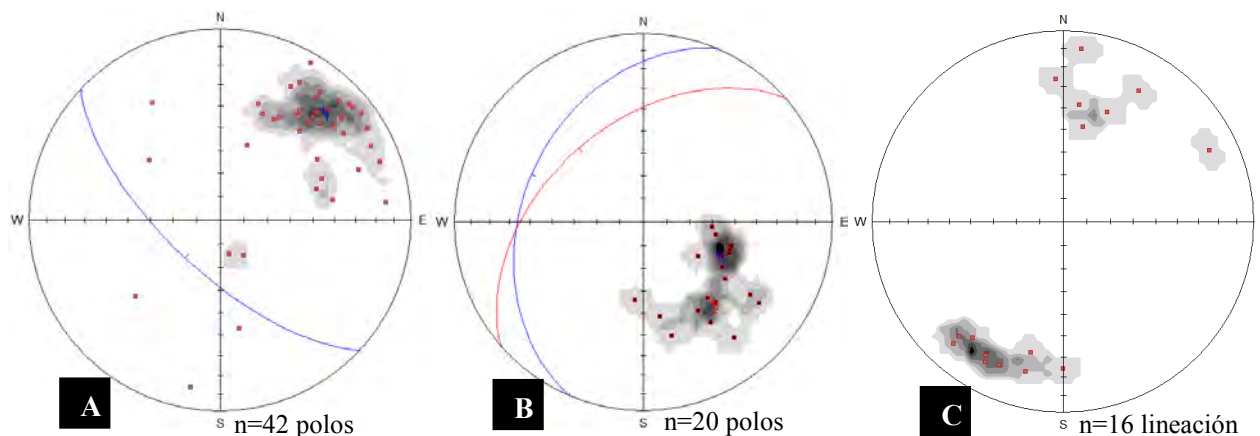


Figura 48. Estereogramas de datos estructurales de las rocas del Río Grande. A) Diagrama de contorno de polos de la foliación milonítica $S4_{Aca-ZC}$ de los metasedimentos del Complejo Acatlán, metadiorita, granito megacrístico. Plano (1) promedio de la foliación; B) Diagrama de contorno de polos de la foliación milonítica $S3_{Xol-Diat-ZC}$ de las diatexitas. Los planos 1 y 2 son planos promedio de la foliación; y C) Estereograma de lineación de estiramiento $L3_{E-Xol-Diat-ZC}$ de las diatexitas gnéissicas.

Diatexitas gnéissicas miloníticas

Las diatexitas gnéissicas además de presentar dos foliaciones ($S1_{Xol-Diat}$, $S2_{Xol-Diat}$) relacionadas con el metamorfismo regional (descritas en apartados anteriores), también presentan una foliación milonítica $S3_{Xol-Diat-CZ}$ que se transpone a las dos foliaciones anteriores. La foliación $S3_{Xol-Diat-CZ}$ medida en las diatexitas gnéissicas varía de 184° a 276° con un buzamiento de 28° a 64° (Fig. 48B).

La lineación de estiramiento $L3_{E-Xol-Diat}$ se midió en plano de foliación $S3_{Xol-Diat-CZ}$. En el diagrama estadístico (Fig. 48C) se aprecia de manera clara dos familias: la primera, hacia el NNE y la segunda hacia el SW. Ambas familias corresponden a una lineación de estiramiento $L3_{E-Xol-Diat}$. La dirección medida de la primera familia varía de 006° a 064° (dirección promedio 023°) y una inclinación que oscila entre 10° y 48° (inclinación promedio 28°). La segunda familia tiene una dirección que varía entre 180° y 357° (dirección promedio 221°), con una inclinación que oscila entre 15° y 30° (inclinación promedio 21°).

En lámina delgada, las diatexitas presentan fábricas miloníticas más desarrolladas. Estas rocas presentan del desarrollo de bandas de cizalla tipo S/C', recristalización dinámica en los bordes de los feldespatos K, así como extinción ondulante en cuarzo y feldespatos (Fig. 49 F).

Las diatexitas gnéissicas desarrollan indicadores del sentido de cizalla, tales como: porfiroclastos de anfíbol tipo σ , bandas de cizalla tipo S/C, porfiroclastos de feldespato tipo σ y δ (Fig. 50A, B, C, D), estos indicadores indican un movimiento de la cima hacia el NE.

Microestructuras-Sección Río Grande

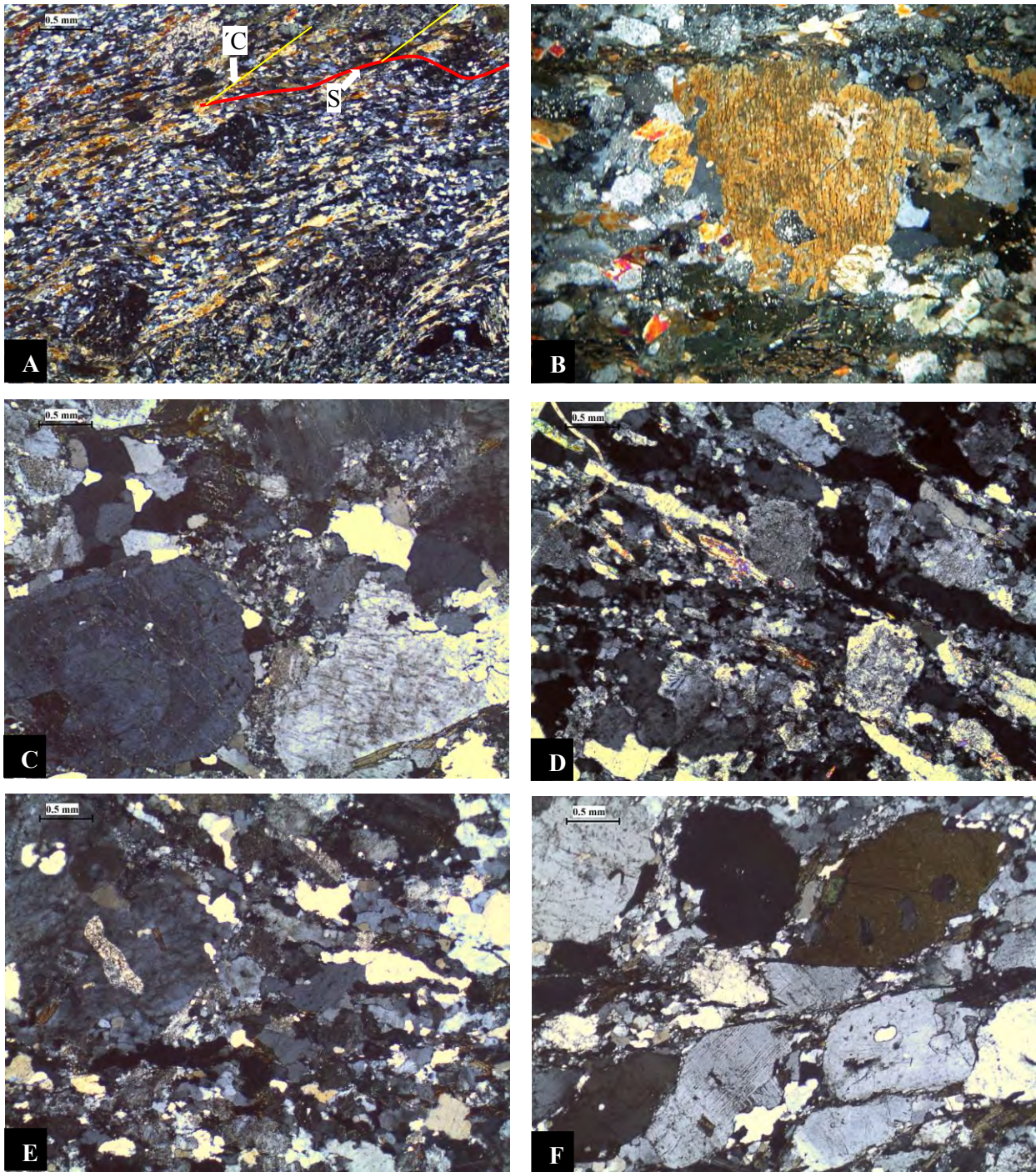


Figura 49. Fotomicrografías de microestructuras presentes en las rocas de la sección del Río Grande. A) Foliación en bandas de cizalla tipo S/C' en metabasita; B) Foliación incipiente en metadiorita, definida por recristalización parcial de los feldespatos y por crecimiento de anfíbol; C) Granito megacrístico con evidencia de recristalización dinámica en los feldespatos; D) Foliación incipiente en pegmatita producto de la recristalización dinámica de los feldespatos; E) Foliación incipiente en microgranito formada por la elongación de granos de cuarzo; y, F) Foliación milonítica en diatexita gnéssica en la que se observa indicadores σ y recristalización dinámica.

Indicadores del sentido de cizalla-Sección Río Grande

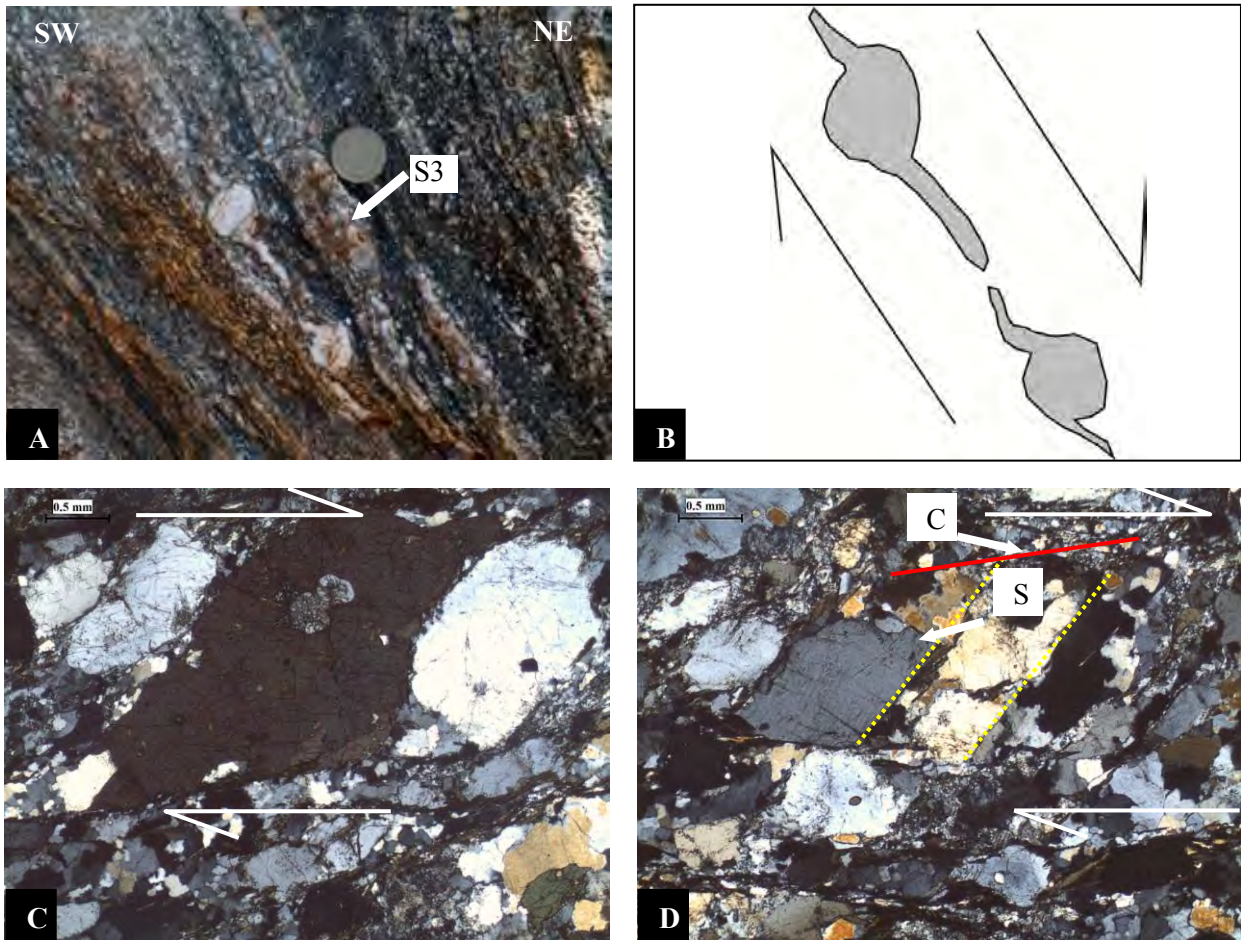


Figura 50. Fotografías de las diatexitas gnéissicas. A) Diatexita con foliación milonítica y porfiroclastos tipo δ ; B) Esquema de los porfiroclastos tipo δ que indican un movimiento de la cima hacia el NE; C) Porfiroclasto de anfíbol tipo σ indicando un movimiento dextral; y, D) Estructura Tipo S/C en diatexita indicando un movimiento dextral.

Sección Río Grande, San Luis Acatlán

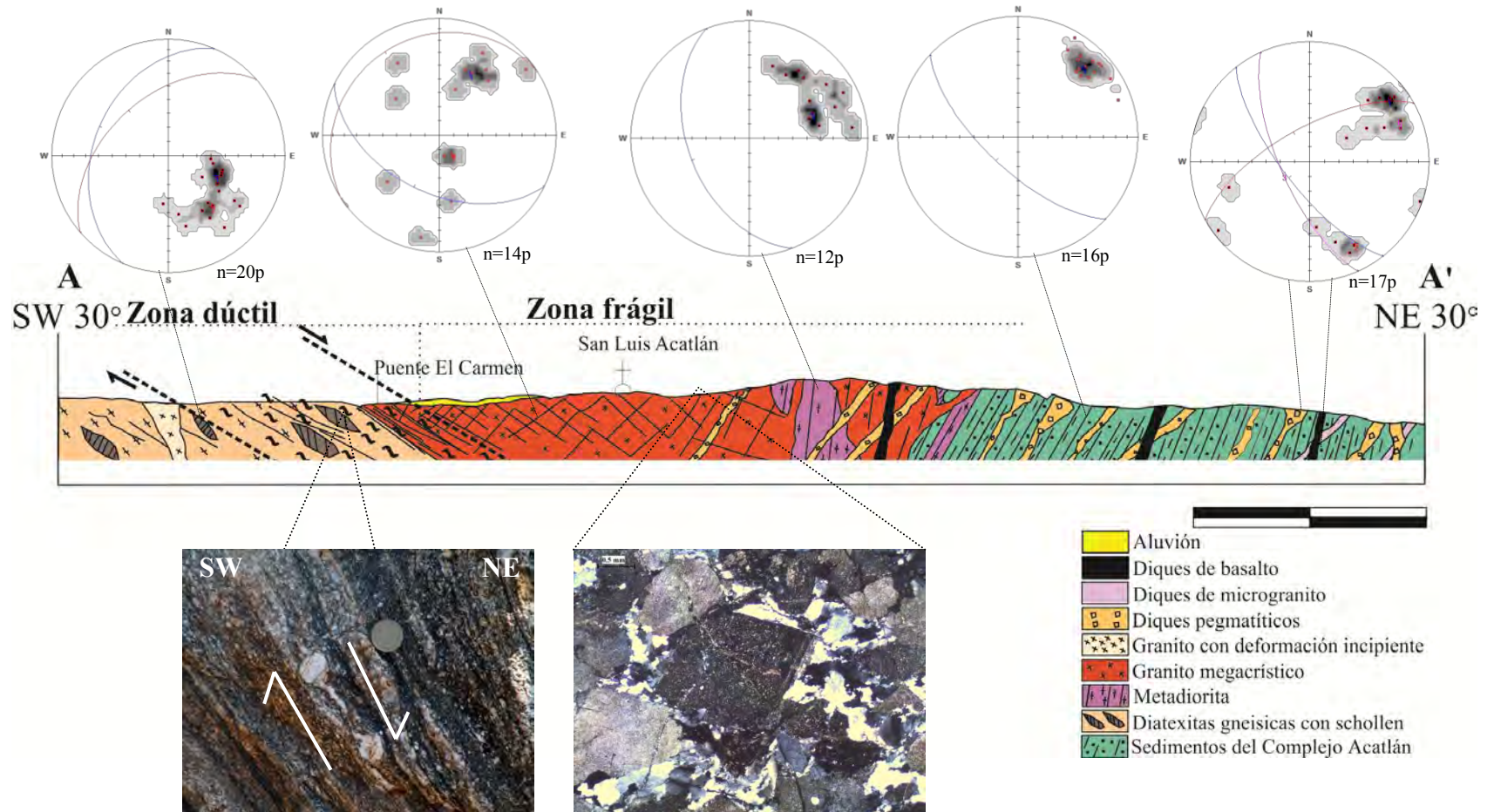


Figura 51. Sección geológico-estructural del contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán, sobre el cauce del Río Grande en San Luis Acatlán. En esta sección se graficaron los echados aparentes para el caso de las diatexitas gneisicas. Para el resto de las rocas, se gráfico el echado real.

V. 3. 2 Sección Nejapa (B-B')

En la sección de Nejapa (Fig. 52), al igual que en la del Río Grande se observan dos bloques distintos: hacia la parte NE aflora la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán, en la parte SW se encuentran las diatexitas gnéicas del Complejo Xolapa, y entre ambos complejos se encuentra emplazado un cuerpo granítico milonítico y cataclástico (que petrográficamente se separa en dos unidades: granito milonítico de muscovita y granito de anfíbol no deformado con zonas cataclásticas). Las observaciones de campo muestran que el contacto entre las unidades mencionadas es tectónico y los datos estructurales indican que los metasedimentos se encuentran sobreyaciendo estructuralmente al Granítico milonítico y cataclástico, y a su vez; estas dos unidades descansan sobre las diatexitas gnéicas.

Las rocas que afloran en la sección de Nejapa, se caracterizan por presentar una deformación dúctil, dúctil-frágil y frágil. Esta deformación es evidenciada por el desarrollo de estructuras típicas de estos regímenes, tales como: estructuras miloníticas y cataclásticas. Las estructuras miloníticas se encuentran mejor desarrolladas en las diatexitas gnéicas y en parte del granito. En cambio, las estructuras cataclásticas son claramente visibles en la parte centro y NE del granito.

En general, la foliación de las rocas en la parte NE de la sección presentan un rumbo predominantemente NW- SE con buzamiento hacia el S-SW, esta foliación corresponde a una foliación previa en las rocas ($S2_{Aca}$). En cambio, las rocas de la parte centro y SW de la sección, tienen una foliación milonítica con rumbo preferencial NE-SW con buzamiento hacia el N-NW (Fig. 52).

Granito de muscovita milonítico y granito de anfíbol no deformado con zonas cataclásticas

El granito de biotita en la parte centro y NE de la sección se caracteriza por estar intensamente fracturado, presenta fallas frágiles, zonas métricas con cataclasis (aproximadamente 2 m) y pliegues de arrastre. En cambio el granito de muscovita ubicado en la parte SW de la sección, se caracteriza por desarrollar una foliación milonítica y estructuras S/C (Fig. 53, 54).

La foliación milonítica en el granito de muscovita va de N 236° a N 256° con buzamiento de 15° a 18°. La lineación que presenta es de estiramiento y está marcada por la elongación de los feldespatos y cuarzo, tiene una dirección de N 12° con una inclinación de 10°.

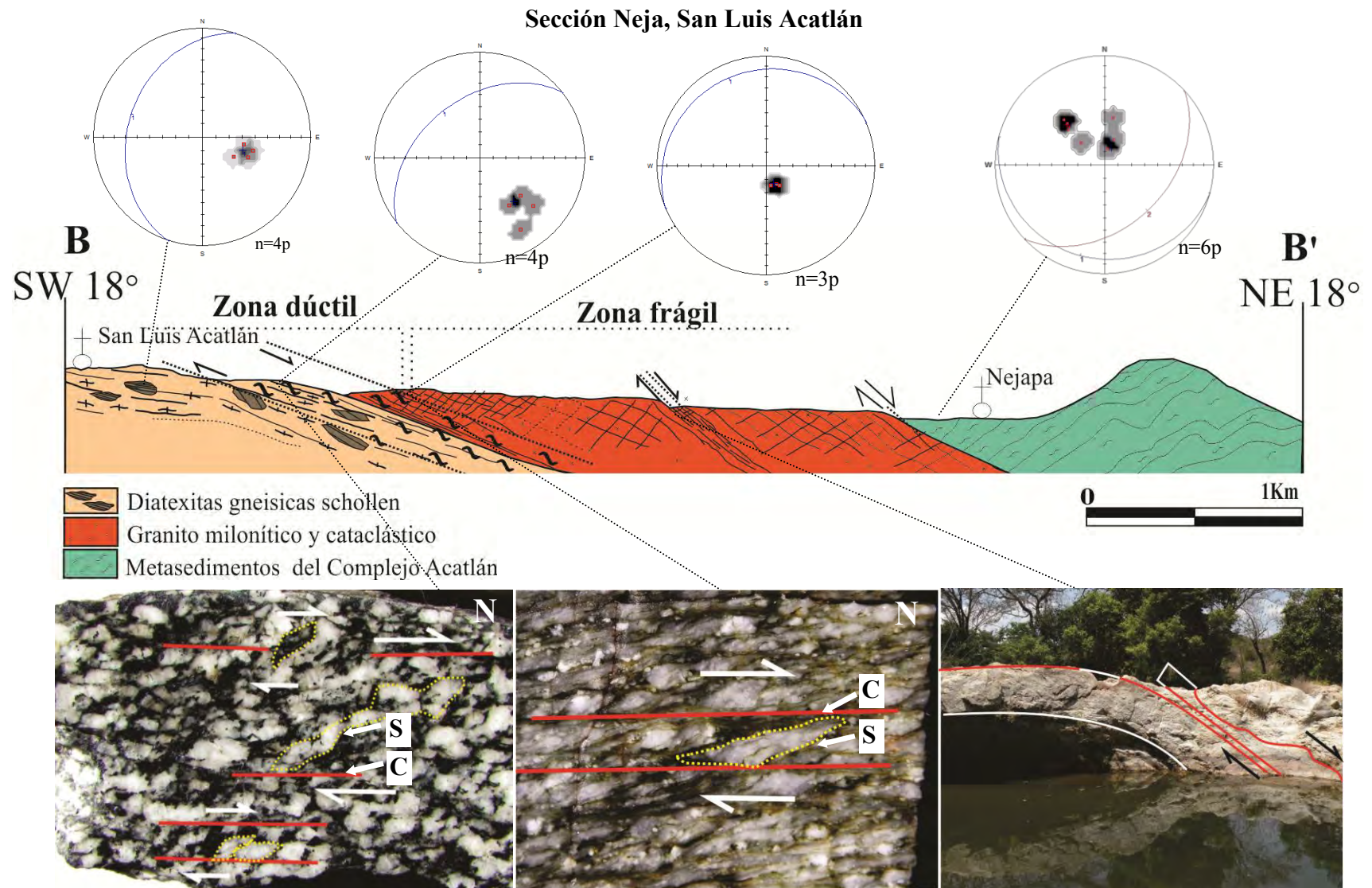


Figura 52. Sección geológico-estructural del contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán en el poblado de Neja al E de Sn Luis Acatlán. Para los metasedimentos de Acatlán se graficó el echado real. Fotografías de la parte inferior: a) Diatexita gnéssica milonítica; b) Granito megacrístico milonítico; c) pliegue de arrastre en falla normal en el Granito megacrístico fracturado.

En lámina delgada el granito de muscovita presenta claramente una foliación milonítica. Presenta estructuras S/C, recristalización dinámica y cataclasis en los feldespatos, cintas de cuarzo (*quartz ribbon*), presión-solución e indicadores del sentido de cizalla del tipo σ (Fig. 55 E, F). Los indicadores cinemáticos tipo σ y la estructura S/C indican claramente un movimiento de la cima hacia NE (Fig. 53, 54, 55 E y F).

Diatexita milonítica

Las diatexitas presentan una foliación tipo S/C (Fig. 55A, B, C, D). La foliación milonítica $S_{3_{\text{sol-Diat}}}$ de la diatexita varía de N214° a N232°, con buzamiento de 44° a 67°. Presenta una lineación de estiramiento marcada por la elongación de la hornblenda, feldespatos y cuarzo, presenta una dirección N60° con una inclinación de 7°. En la segregación de biotita se aprecia una lineación con una dirección de N 30° a N60° y una inclinación de 22°.

En lámina delgada se observan estructuras tipo S/C, recristalización dinámica en los bordes de los feldespatos, extinción ondulante en el cuarzo y feldespatos. También se observan indicadores del sentido de cizalla, tales como porfiroblastos tipo σ y estructuras S/C. Estos indicadores muestran claramente un sentido de movimiento de la cima hacia el NE (Fig. 56A, B).

Microestructuras e indicadores del sentido de cizalla– Sección Nejapa

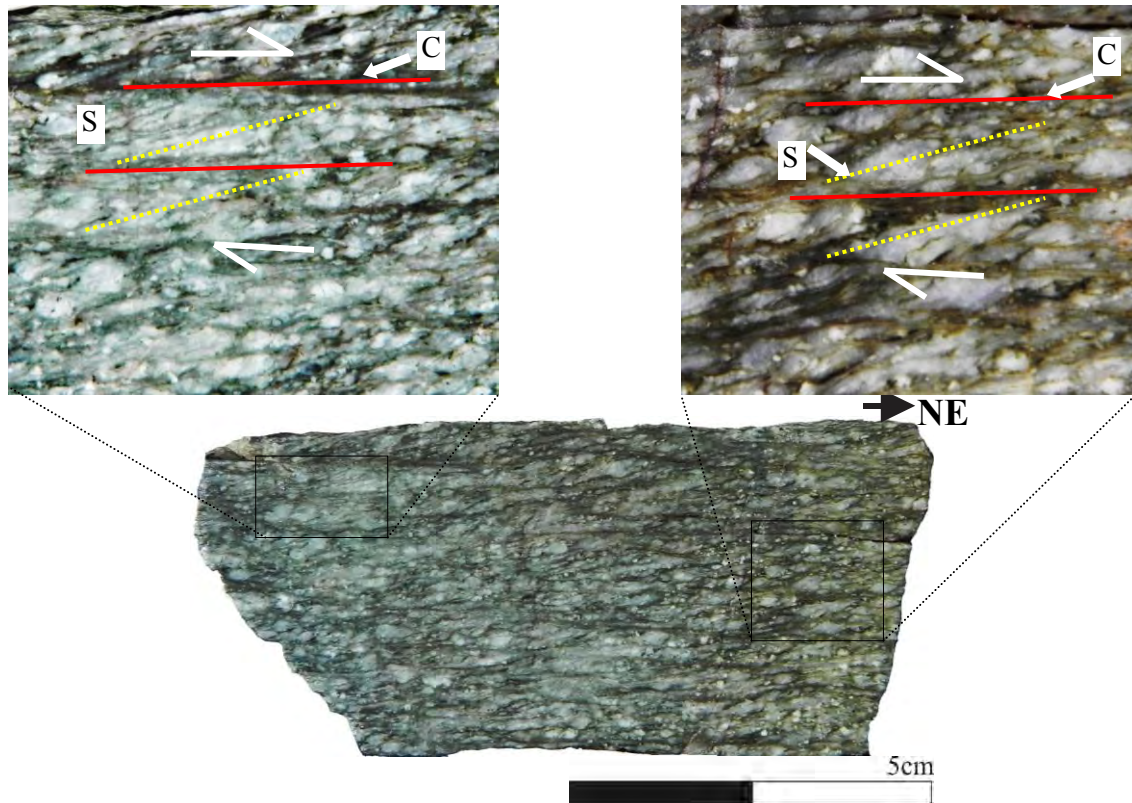


Figura 53. Fotografía de sección pulida en muestra de mano del Granito milonítico de Nejapa mostrando una foliación en bandas de cizalla, en los detalles se aprecia claramente la estructura tipo S/C que indica un movimiento de la cima hacia en NE.

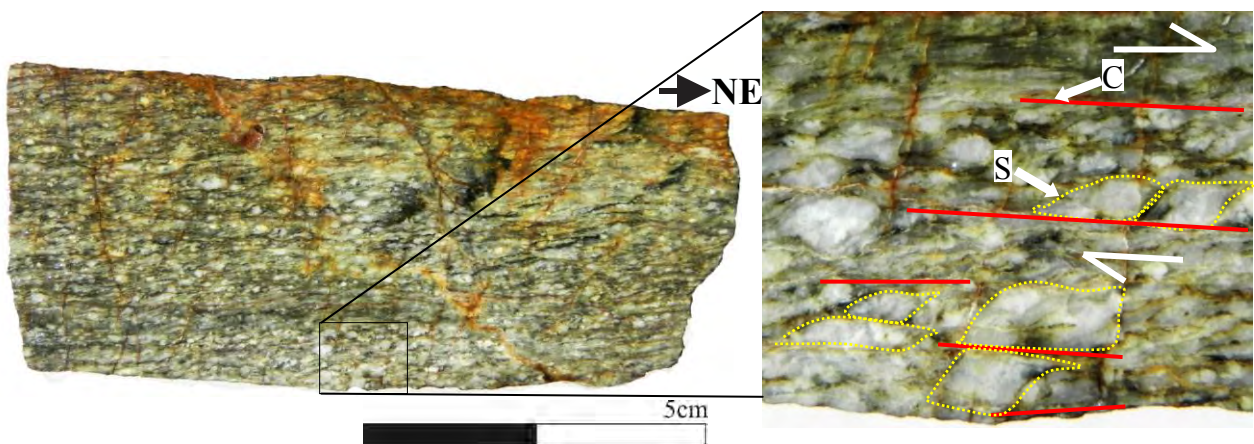


Figura 54. Fotografía de sección pulida en muestra de mano del Granito milonítico de Nejapa mostrando una foliación en bandas de cizalla. En el detalle se aprecia la foliación S/C que indica un movimiento de la cima hacia en NE.

Microestructuras e indicadores del sentido de cizalla– Sección Nejapa

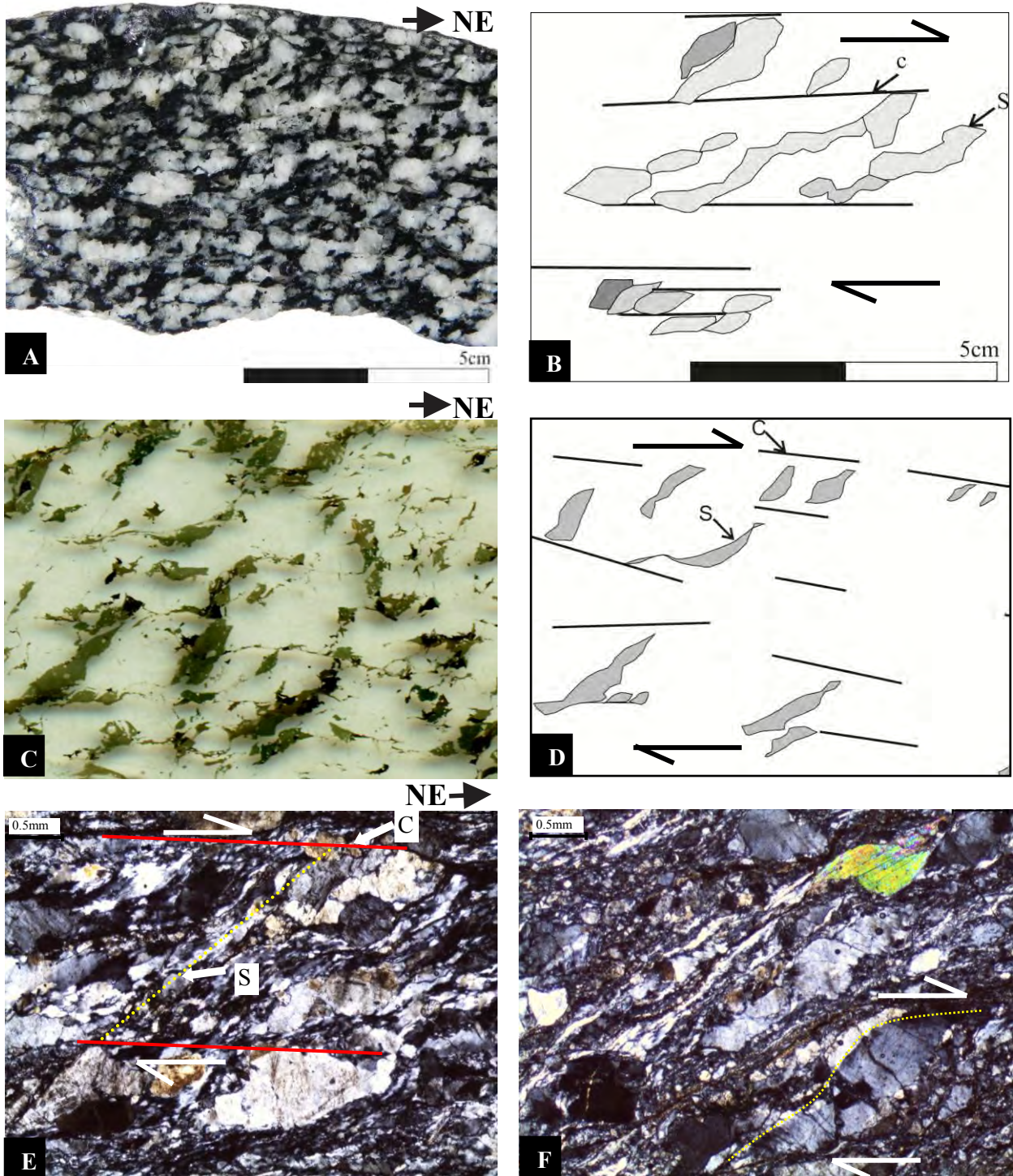


Figura 55. Fotografías de las rocas de Nejapa. A) Sección pulida en muestra de mano de la diatexita; B) Esquema que ilustra la foliación en bandas de cizalla tipo S/C de la diatexita; C) Diatexita en lámina delgada. D) Esquema de foliación en bandas de cizalla tipo S/C; E) Fotomicrografía de foliación en bandas de cizalla tipo S/C en el Granito milonítico; y F) Microfotografía mostrando un indicador tipo σ .

Microestructuras e indicadores del sentido de cizalla–Sección Nejapa

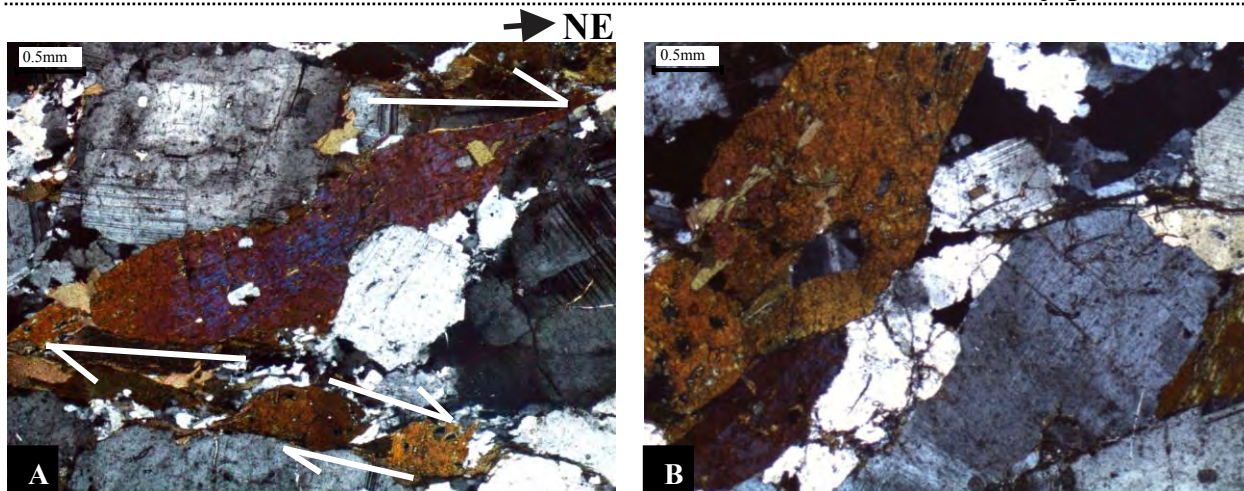


Figura 56. Fotomicrografías de la diatexita protomilonítica. A) Porfiroclasto de anfíbol tipo σ ; y B) Porfiroclasto de plagioclasa y anfíbol tipo σ .

Deformación tardía

Una deformación del régimen frágil fue detectada en el área de San Luis Acatlán. Esta deformación se manifiesta en varias unidades, es particularmente clara en los cuerpos plutónicos ubicados en Nejapa, Miahuichan, el Carmen y en Agua Zarca. Esta deformación se manifiesta como fallas (Fig. 57A, B), con zonas centimétricas de cataclasitas (Fig. 58 A).

Los datos de los planos de falla medidos se muestran en el diagrama de contorno de polos de la Figura 58B. En este diagrama se observan dos familias de fallas, una con planos de falla con rumbo NE-SW y la segunda con planos preferentemente NW-SE.

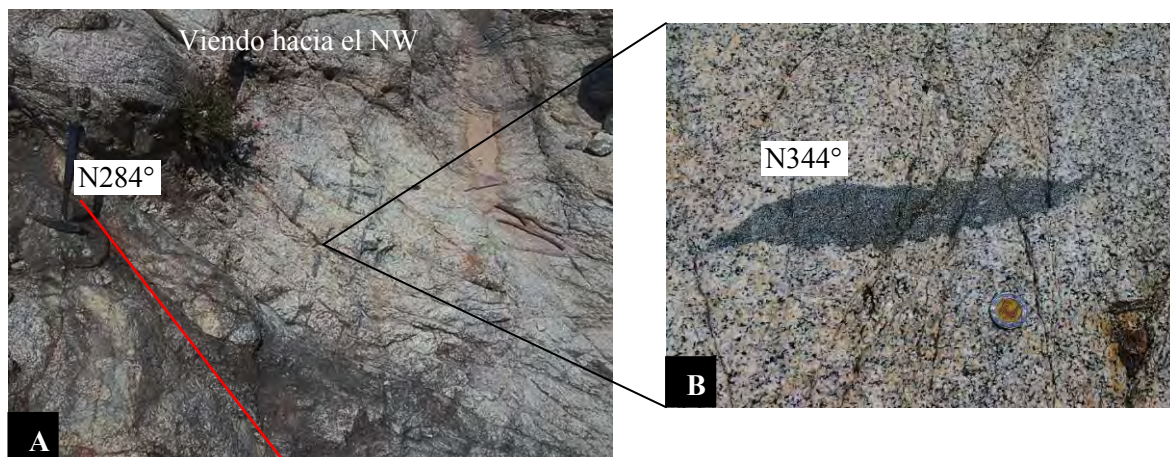


Figura 57. Fotografía de afloramiento en la que se muestra el Granito cataclástico sobre el río en el poblado de Nejapa. A) Plano de falla en Granito cataclástico; y, B) Enclave elongado en el Granito cataclástico.

CAPÍTULO VI. QUÍMICA MINERAL

Se realizó la química mineral mediante microsonda electrónica de un total de 6 muestras que incluyen rocas metamórficas derivadas de las clases químicas pelítica (P0419, P0425) y básica (P0314, P0317, P0418, P0429). De las muestra analizadas, una muestra (P0314) es de una metadiorita que intrusión a los metasedimentos del Complejo Acatlán; una muestra (P0425) corresponde a un esquisto pelítico del Complejo Acatlán, una muestra (P0317) es de un esquisto verde (metabasita) que se encuentra como sills en los esquisto de Acatlán y; tres muestras (P0418, P0419A y P0429) provenientes del Complejo Xolapa. La ubicación de las muestras analizadas se presenta en la Figura 2 y se sintetizan en la tabla de la Figura 59. Los minerales analizados incluyen biotita, granate, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita, anfíbol, piroxeno, cordierita, silimanita, andalucita y espinela.

| Clave | Nombre de la roca | Localización | Coordenadas UTM | Clase química | Asociación mineralógica |
|--------|-------------------|--|-----------------|---------------|----------------------------------|
| P0314 | Metadiorita | Sobre el cauce del Río Grande, San Luis Acatlán. | 0527929-1860018 | Básica | Pl + Anf + Kfs |
| P0317 | Esquisto verde | Sobre el cauce del Río Grande, San Luis Acatlán. | 0528203-1860180 | Básica | Pl + Anf + Qtz + Px ± Kfs |
| P0418 | Gneis de piroxeno | En el transecto San Luis Acatlán y Zentixtlahuaca. | 0530146-1856685 | Básica | Pl + Px + Grt |
| P0419A | Gneis pelítico | En el transecto San Luis Acatlán y Jicamaltepéc. | 0530128-1853680 | Pelítica | Bt + Sil + Crd + Kfs + Grt + Qtz |
| P0425 | Esquisto pelítico | Al N del San Luis Acatlán rumbo a Horcasitas. | 0528749-1860286 | Pelítica | Bt + Ms + Pl + Qtz ± And ± Kfs |
| P0429 | Anfibolita | Ubicada antes de llegar al poblado de Zoyatlán. | 0528749-1847986 | Básica | Anf + Pl + Cpx ± Kfs ± Sph |

Figura 59. En esta tabla se presentan las muestras analizadas en la microsonda electrónica, del área de San Luis Acatlán.

VI. 1 Biotita

La biotita es uno de los minerales más abundantes en los metasedimentos del Complejo Acatlán y en las rocas del Complejo Xolapa. En las rocas del Complejo Xolapa se presenta con mayor predominancia en esquistos y gneises pelíticos, en cuarcitas de piroxeno y migmatitas cuarzo-feldespáticas, en esquistos de anfíbol y diatexitas tonalíticas. Es menos abundante en las rocas de clase química carbonatada, y ausente en las rocas de clase química básica. Sólo se realizaron análisis químicos de biotita de las muestras P0425 (esquisto pelítico de Ms + Bt ± And, Fig. 60A) y P0419A (gneis pelítico de silimanita-cordierita, Fig. 60B). La primera pertenece a los esquistos pelíticos del Complejo Acatlán y la segunda, forma parte de los gneises pelíticos del Complejo Xolapa. El cálculo de la fórmula estructural de la biotita se realizó con base en 22 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en la tabla 1 y 2 del anexo A.

Los análisis de dos biotitas provenientes de la muestra P0425 (esquisto pelítico de Ms + Bt ± And) presentan una relación $X_{Fe} = [Fe/(Fe+Mg)]$ de 0.50 y 0.52. Por su parte, el contenido de TiO_2 oscila entre 2.81% y 2.82%. Por último, el contenido de Al^{IV} es de 2.47 y 2.49.

Los análisis de biotita provenientes de la muestra P0419A (gneis pelítico de silimanita-cordierita) tienen una relación X_{Fe} poco variable, con valores que oscilan entre 0.51 y 0.60. Por su parte, el contenido de TiO_2 es muy elevado con valores que varían de 2.84% a 4.37%. El contenido de Al^{IV} de la biotita va de 2.66 a 2.95.

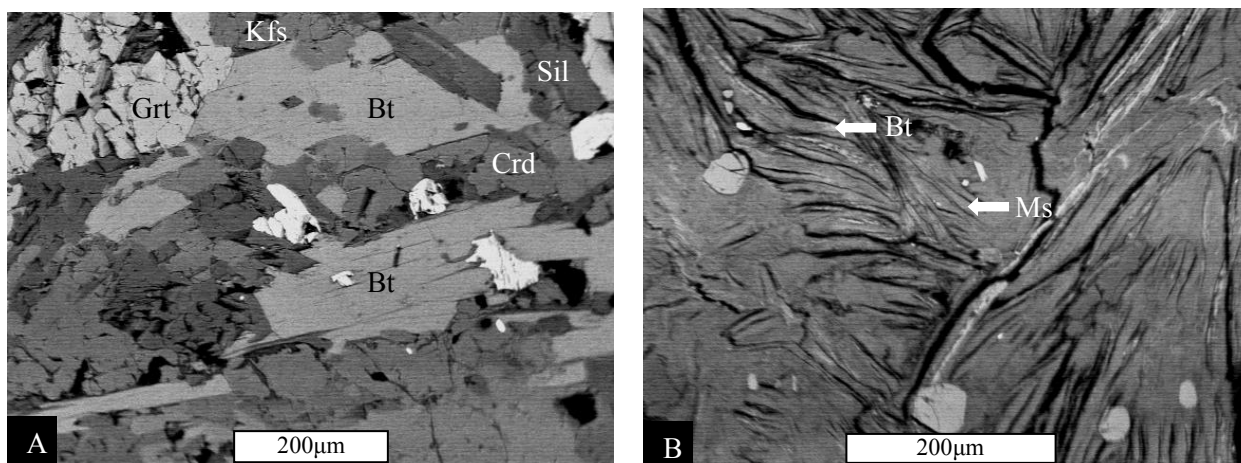


Figura 60. Fotografías de biotitas tomadas con microsonda electrónica de rocas metasedimentarias del Complejo Xolapa y Complejo Acatlán, en el área de San Luis Acatlán. A) Cristales tabulares de biotita asociados a granate, feldespato potásico, silimanita y cordierita en el paragneis (muestra P0419) y; B) Biotitas plegadas asociadas a muscovita en el esquisto del Complejo Acatlán (muestra P0425).

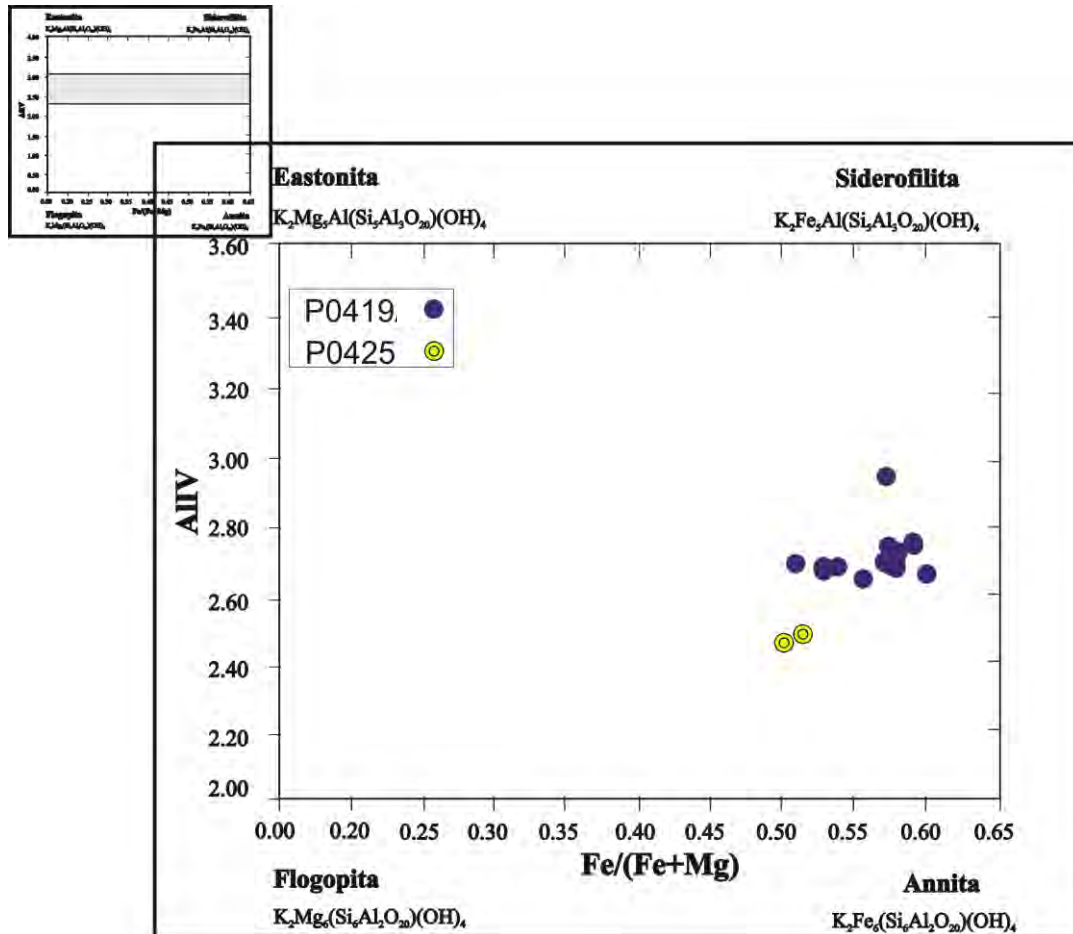


Figura 61. Diagrama cuaternario de clasificación química de las biotitas de las muestra P0419A (gneises pelíticos con silimanita-cordierita) de los metasedimentos del Complejo Xolapa y de la muestra P0425 (esquisto pelítico de Ms + Bt ± And) de los metasedimentos asignados al Complejo Acatlán. Diagrama tomado de Deer *et al.* (1992).

Las variaciones entre la relación X_{Fe} y Al^{IV} se observa de manera clara en el diagrama de clasificación de biotitas (Fig. 61). En esta gráfica se observa, que las biotitas de la muestra P0419A presentan los contenidos de Al^{IV} y X_{Fe} ligeramente más elevados comparados con los valores registrados en la muestra P0425. No obstante, las biotitas de ambas muestras caen hacia el campo de la siderofilita.

VI. 2 Granate

El granate es un mineral ausente en los metasedimentos estudiados del Complejo Acatlán, y escaso en las rocas metamórficas del Complejo Xolapa. Sin embargo, aunque en general es escaso, predomina en algunos esquistos y gneises pelíticos, en esquistos de anfíbol y escasas calcisilicatitas. Se realizaron análisis químicos de granate en las muestras P0418 (gneis de

piroxeno, Fig. 62A) y P0419A (gneis pelítico de silimanita-cordierita, Fig. 62B). Ambas rocas, provienen del Complejo Xolapa. El cálculo de las fórmulas estructurales de los granates se realizó con base en 24 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en las tablas 3 a la 7 en el anexo A.

El granate de la muestra P0418 es rico en grosularia ($X_{Gro}=58.59-61.60\%$) y almandino ($X_{Alm}=24-30\%$), con moderados contenidos de andradita ($X_{And}=8.61-12.290\%$) y muy bajos contenidos de espesartina ($X_{Sp}=1.52-1.99\%$), piropo ($X_{Py}=0.44-0.95\%$) y uvarovita ($X_{Uv}=0.00-0.07\%$). La relación de X_{Fe} es muy homogénea con valores que van de 0.98 a 0.99. La relación X_{Ca} es muy homogénea con valores que oscilan entre 0.60 y 0.63.

El granate de la muestra P0419A es predominantemente almandino ($X_{Alm}=73.75-81.46\%$) con muy bajos contenidos de andradita ($X_{And}=0.0-1.48\%$) y uvarovita ($X_{Uv}=0.0-0.23\%$). Los contenidos de piropo ligeramente variables ($X_{Py}=11.16-17.94\%$), pero con contenidos muy homogéneos de espesartina ($X_{Sp}=2.95-4.72\%$) y grosularia ($X_{Gro}=3.21-5.19\%$). La relación X_{Fe} de los granates analizados varía ligeramente entre 0.80 y 0.88.

Las variaciones químicas registradas en el granate se sintetizan en los diagrama de la Figura 63, donde puede observarse que el granate se separa de acuerdo al protolito de la roca en dos grupos: a) granates ricos en almandino del gneis pelítico y; b) granates ricos en grosularia del gneis básico.

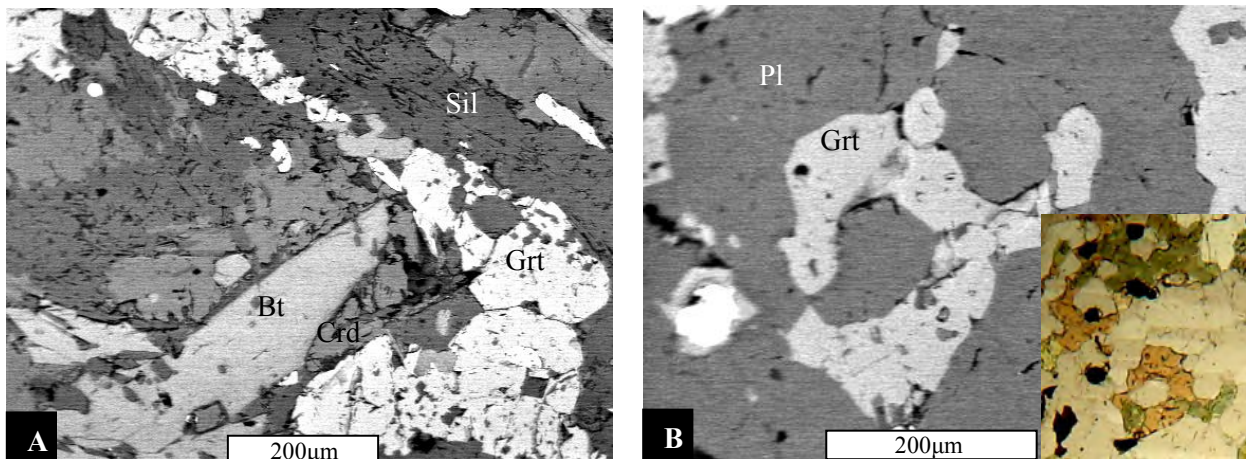
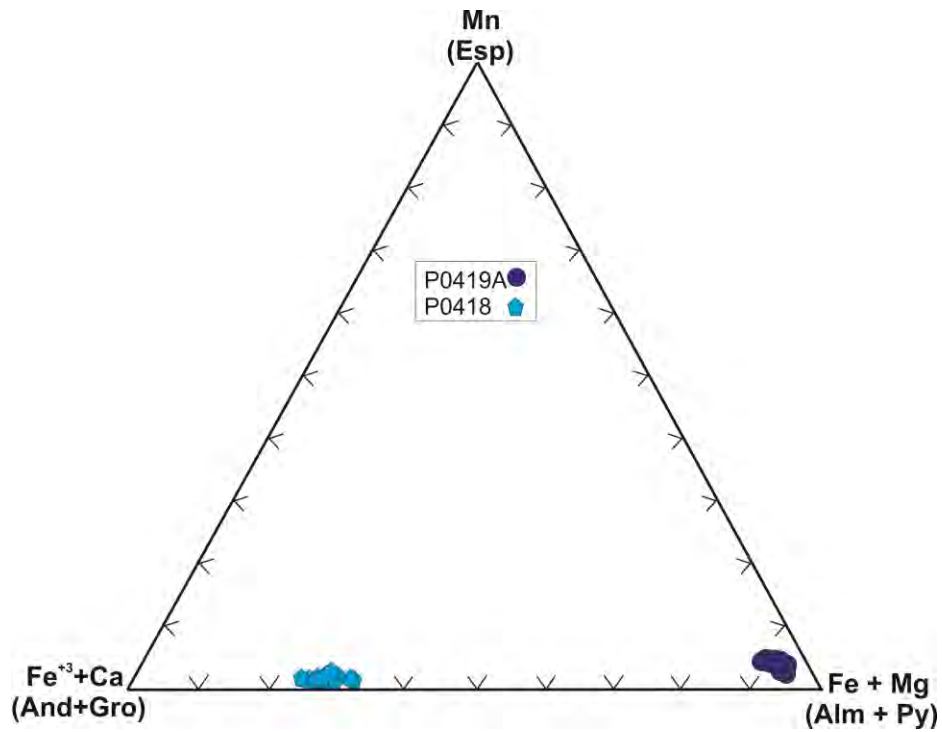


Figura 62. Fotografías de granate tomadas con microsonda electrónica de rocas del Complejo Xolapa: A) Porfiroblastos de granates elongados y plegados asociados a silimanita, cordierita en el paragneis (de la muestra P0419A) y; B) Cristales de granates asociados a piroxeno en el gneis de piroxeno (muestra P0418).

A)



B)

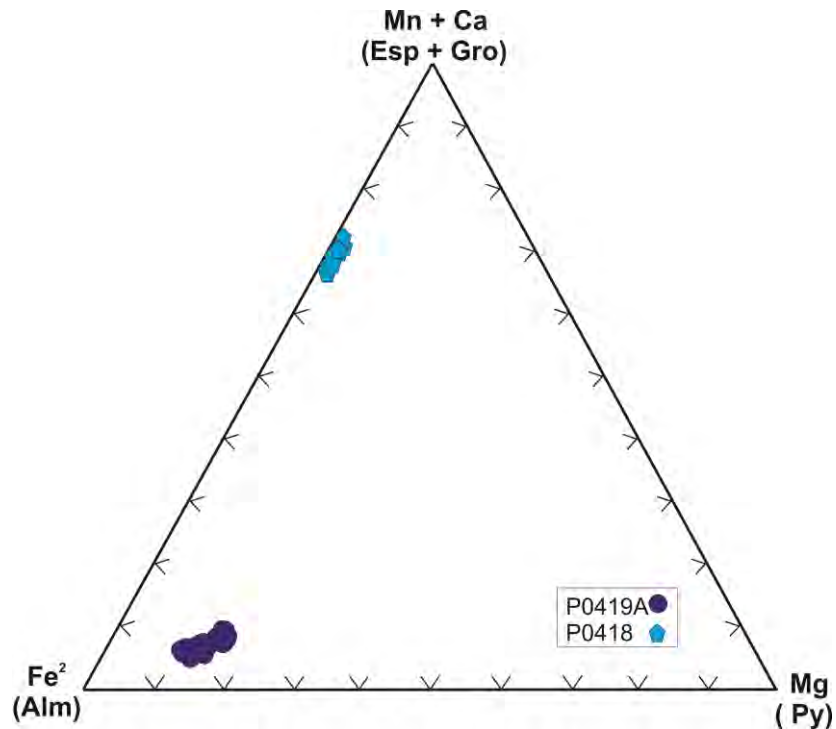


Figura 63. Diagrama ternario de la composición química de los granates de la muestra P0419A y P0418 pertenecientes al Complejo Xolapa. A) Diagrama general que muestra el contenido de Mn en los granates y; B) Diagrama que muestra el contenido de Fe, Mg y Ca en los granates. Esp=Espesartina, And=Andradita, Gro=Grosularita, Alm=Almandino, Py=Piropo.

En la gráfica de la Figura 63A se puede observar claramente que los granates de la muestra P0419A se ubican hacia el extremo rico en Fe y Mg. En cambio, los granates de la muestra P0418 caen el extremo rico en Fe^{3+} y Ca. Ambas muestras, son muy pobres en Mn. En la gráfica de la Figura 63B se separan el Mg, Fe y Ca para ver mejor las variaciones de estos elementos en cada una de las muestras.

Con la finalidad de poner en evidencia las variaciones y estructura química, se analizó 1 granate de borde a borde de la muestra P0419A (Fig. 64A). El granate analizado de manera general, es homogéneo o muestra muy poca variación de composición entre el centro y los bordes, mostrando un patrón prácticamente horizontal (gráfica general, Fig. 64B). El contenido de almandino tiene una variación muy ligera entre el centro y los bordes, presentando valores un poco más elevados hacia borde izquierdo. En el caso de la molécula de Py, se puede observar una variación ligera del Mg de centro a bordes, presentando contenidos menores en el núcleo y mayores en los bordes, generando un patrón en forma de “U” (Fig. 64C). La molécula de Sp, exhibe un comportamiento invertido, esta molécula presenta valores más elevados en el núcleo y menores en los bordes, generando un patrón en forma de campana (Fig. 64C). Por su parte, las moléculas de Gro, And y Uv presentan patrones muy irregulares de núcleo a bordes. Los contenidos más bajos del almandino caen a 74.31 y los valores en el borde izquierdo asciende hasta 75.66%. Los contenidos del piropo más bajos en el núcleo son de 15.55%, mientras que en los bordes son de 17.20 y 18.01%. La espesartita presenta contenidos en el núcleo de 4.75% y en los bordes los contenidos caen hasta 3.38 y 3.66%.

En general, la composición química del granate es muy homogénea, lo que pudiera indicar que el granate ha experimentado difusión atribuida a la alta temperatura a que fue sometida la roca, la cual probablemente homogeneizó la composición del granate sugiriendo que se formó durante un solo evento. Sin embargo, la presencia de mayor contenido de Py en los bordes pudiera indicar que puede ser prógrado aunque la variación es muy pequeña.

VI. 3 Grupo del feldespato

Feldespato potásico

Todas las muestras analizadas (6 en total), tanto del Complejo Acatlán como del Complejo Xolapa contienen feldespato potásico (se identificó con el EDS). Sin embargo, sólo se realizaron análisis químicos de 4 muestras: 2 de protolito básico (P0314, P0317) y 2 de protolito pelítico (P0419A, P0425).

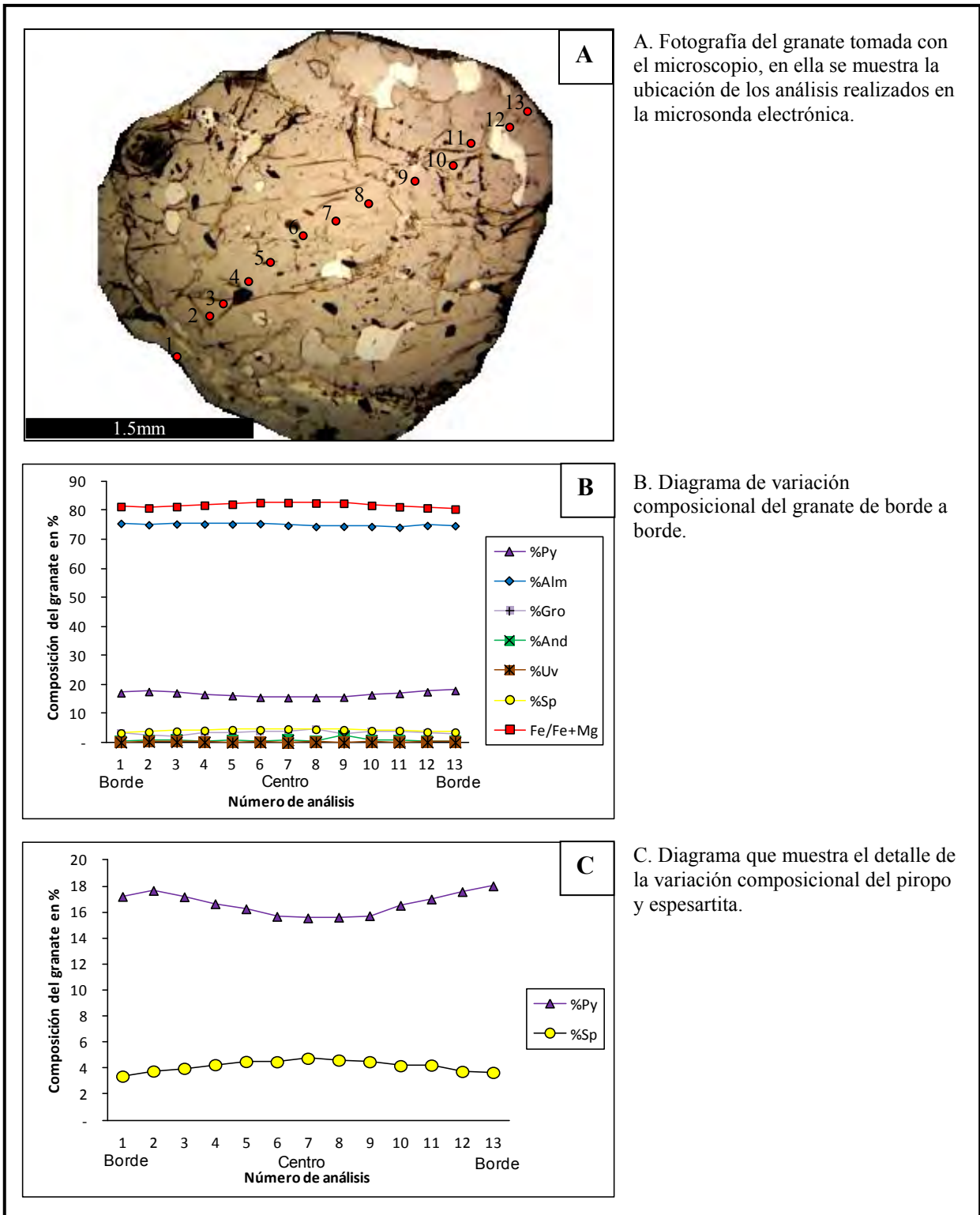


Figura 64. Transecto de un granate de la muestra P0419A del Complejo Xolapa. A) Fotografía al microscopio del granate en el que se muestra la ubicación de los análisis realizados; B) Diagrama general que muestra la variación composicional del granate y; C) Detalle da la variación composicional del piro y la espartita.

Las muestras P0317 y P0425 provienen de los esquistos del Complejo Acatlán y la muestra P0314 intrusionan a los mismos. La muestra P0419A es parte de los metasedimentos pelíticos del Complejo Xolapa.

El cálculo de la fórmula estructural del feldespato potásico se realizó con base a 8 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en las tablas 8 a la 14 del anexo A.

En la muestra de protolito básico (P0314) un análisis cae en la microclina ($Ab_{80.89\%}$, $An_{6.52\%}$, $Or_{12.59\%}$) (Fig. 65A). En las muestras analizadas del Complejo Acatlán. La muestra de protolito básico (P0317) el feldespato es típicamente ortoclasa pura ($Ab_{1.52\%}$, $An_{1.00\%}$, $Or_{97.48\%}$) y, para la muestra de protolito pelítico (P0425) el feldespato también es ortoclasa pura ($Ab_{1.61\%}$, $An_{0.00\%}$, $Or_{98.39\%}$) (Fig. 65A). En la muestra de Xolapa de protolito pelítico (P0419A) el feldespato presente es ortoclasa ($Ab_{12.03-14.06\%}$, $An_{0.21-0.41\%}$, $Or_{85.53-87.76\%}$) (Fig. 65B).

Plagioclasa

Se realizaron análisis químicos de plagioclasa de 5 muestras, una muestra del protolito pelítico (P0425) y 4 de protolito básico (P0314, P0317, P0418, P0429). La muestra P0314 corresponde a una metadiorita que intrusiona a los metasedimentos del Complejo Acatlán. Las muestras P0317 y P0425 provienen del Complejo Acatlán. Las muestras P0418 y P0429 pertenecen a las rocas del Complejo Xolapa. A la muestra P0419A no se le encontró plagioclasa. El cálculo de las fórmulas estructurales de la plagioclasa se realizó con base a 8 oxígenos. Los análisis químicos y las fórmulas estructurales se presentan en las tablas 8 a la 14 del anexo A.

En la muestra de protolito básico (P0314), se observa una evolución en las plagioclasas que va de albita ($Ab_{92.63-95.94\%}$, $An_{2.89-4.76\%}$, $Or_{0.72-1.97\%}$) a andesina ($Ab_{63.36-67.96\%}$, $An_{26.99-35.73\%}$, $Or_{0.62-1.61\%}$) y feldespato alcalino ($Ab_{70.78-76.37\%}$, $An_{28.08-16.42\%}$, $Or_{1.15-7.21\%}$) (Fig. 65A). En las muestras del Complejo Acatlán, la muestra de protolito básico (P0317) presenta principalmente plagioclasa del tipo bitownita ($Ab_{10.44-16.73\%}$, $An_{83.15-89.38\%}$, $Or_{0.06-0.35\%}$) y anortita ($Ab_{6.13-9.70\%}$, $An_{85.27-93.58\%}$, $Or_{0.06-7.25\%}$). En el caso de la muestra de protolito pelítico (P0425) la plagioclasa es oligoclasa ($Ab_{73.97-75.30\%}$, $An_{23.87-23.96\%}$, $Or_{0.74-2.16\%}$) (Fig. 65A).

La muestra P0418 presenta únicamente plagioclasa del tipo anortita ($Ab_{1.79-7.20\%}$, $An_{92.62-98.15\%}$, $Or_{0.00-0.79\%}$). Mientras que, la muestra P0429 presenta tres tipos de plagioclasa, pero principalmente labradorita ($Ab_{31.29-46.54\%}$, $An_{55.18-68.30\%}$, $Or_{0.23-1.14\%}$) y bitownita ($Ab_{19.57-27.95\%}$,

An_{1.05-79.96%}, Or_{0.17-1.45%}) y, sólo un análisis cae en el campo de la andesina (Ab_{66.69%}-An_{30.72%}, Or_{2.59%}). En esta muestra se observa un evolución de la bitownita a la andesina (Fig. 65B).

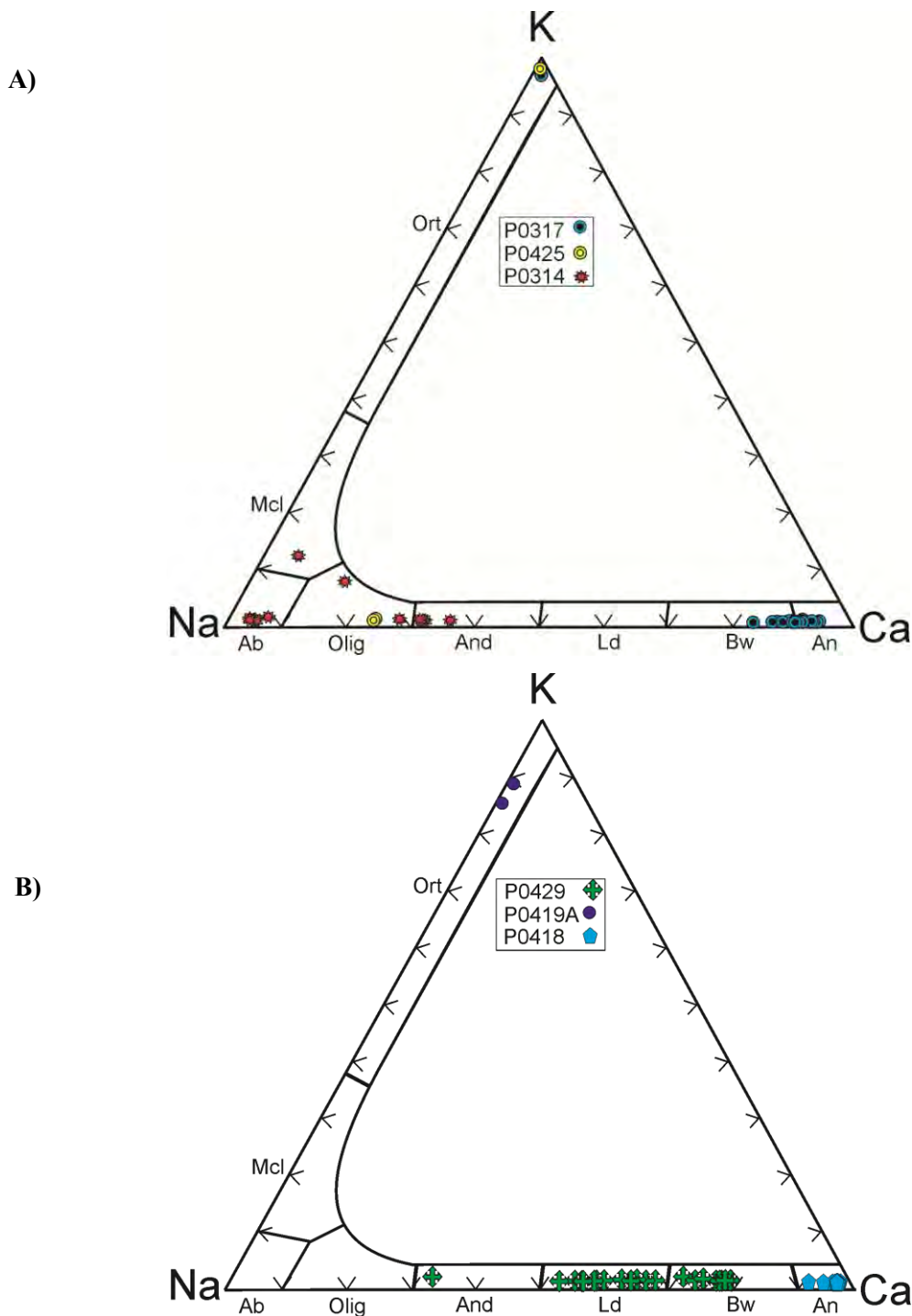


Figura 65. Diagramas ternarios de la composición química de feldspatos, en el que se expresa el contenido de Na, Ca y K. A). Composición química de los feldspatos potásicos y plagioclasas de los esquistos (P0317 y P0425) del Complejo Acatlán y de la metadiorita (P0314) y; B) Composición química feldspatos potásicos y plagioclasas del gneis de piroxeno (P0418), del gneis pelítico (P0419A) y de la anfibolita (P0429) del Complejo Xolapa.

VI. 4 Muscovita

En el área de estudio, la muscovita se observa con mayor predominancia en los esquistos pelíticos y cuarzo-feldespáticos del Complejo Acatlán. En el Complejo Xolapa, se encuentra en escasa cantidad en esquistos pelíticos y en algunos gneises pelíticos, menos frecuentemente en esquistos y gneises cuarzo-feldespáticos, en escasas paramigmatitas y metagranitos. Se realizaron análisis químicos de muscovita de un esquisto pelítico (P0425) perteneciente a los metasedimentos del Complejo Acatlán. Las fórmulas estructurales se realizaron con base en 22 oxígenos. Los análisis y fórmulas se presentan en la tabla 15 del anexo A.

En las muscovitas analizadas de la muestra P0425, el contenido de celadonita $[(Si/2)-3]$ varía entre 0.00 y 0.04, y la relación $Na/(Na+K)$ es poco variable, con valores que van de 0.07 a 0.09. Para el caso de la relación Si/Al en la muestra, los valores oscilan entre 1.04 y 1.08. Por último, la relación $Ca/(Ca+K)$ es muy baja con valores <0.005 .

En el diagrama de la Figura 66, se representan de manera gráfica las muscovitas analizadas. En este diagrama, se observa claramente que todos los análisis caen en el campo que le corresponde a la mica blanca.

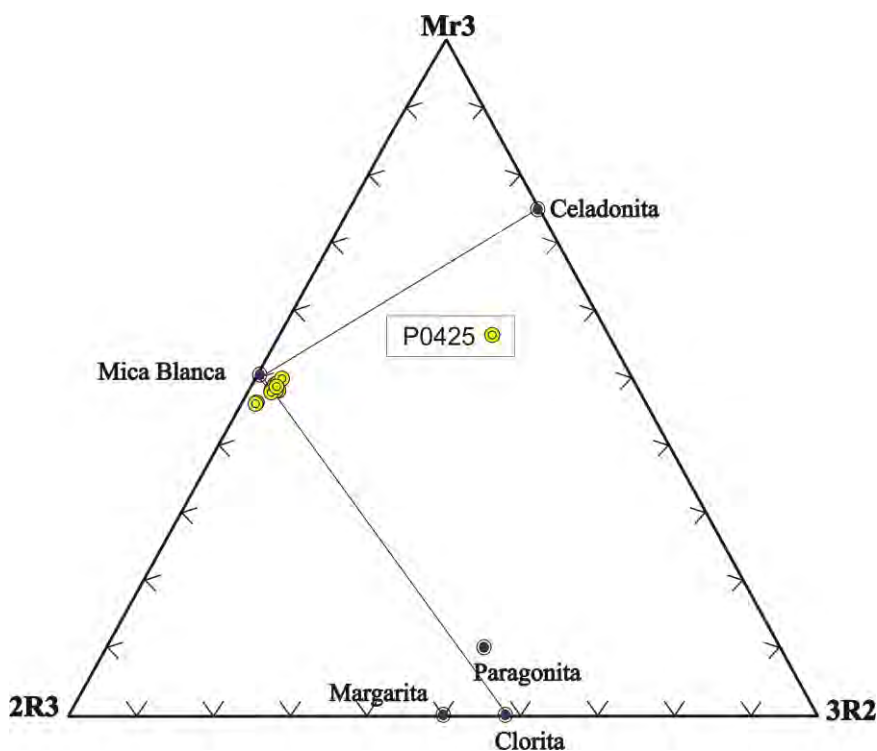


Figura 66. Diagrama ternario de las micas blancas (Cathelineau e Izquierdo, 1988) de las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán (P0425). Los valores obtenidos caen en el campo de las micas blancas. $MR3 = K+Na+Ca$; $2R3 = (Al-(K+Na+2Ca))/2$; $3R2 = Fe^{*+}Mg+Mn/3$.

VI. 5 Anfíbol

El anfíbol es un mineral escaso en las rocas estudiadas del Complejo Acatlán, se encuentra particularmente en los esquistos verdes. En las rocas del Complejo Xolapa, se encuentra de manera abundante en algunas rocas básicas (anfíbolitas, migmatitas y esquistos de anfíbol). Se realizaron análisis químicos de anfíbol de 3 muestras (P0314, P0317 y P0429). La muestra P0314 corresponde a una metadiorita, la muestra P0317 pertenece a los esquistos del Complejo Acatlán y la muestra P0429 es de una anfíbolita del Complejo Xolapa. Las fórmulas estructurales se realizaron con base en 23 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en las tablas 16 a 20 en el anexo A.

Los análisis de anfíboles se graficaron en el diagrama de anfíboles de Leake *et al.* (1997) (Fig. 67). Los anfíboles de la muestra P0314 son de dos tipos: magnesiohornblenda y actinolita, algunos pocos caen en el límite entre ambos campos.

La muestra del Complejo Acatlán (P0317) presenta dos tipos de anfíboles: magnesiohornblenda y actinolita, aunque la mayoría caen dentro del campo de la magnesiohornblenda.

Los anfíboles de la muestra del Complejo Xolapa (P0425) cayeron dentro del campo de la magnesio-hastingsita - pargasita. Sin embargo, los anfíboles presentan valores de $Al^{VI} > Fe^{+3}$ por lo que los anfíboles son clasificados como pargasitas, sólo un análisis, se ubica dentro del campo de la tschermakita.

Se realizó un transecto de borde a borde en un anfíbol de la muestra P0314 para ver el comportamiento de los elementos (Fig. 68). De manera general, se observa que el anfíbol presenta patrones muy irregulares en casi todos los elementos. En el caso del Si, Mg y Ca presentan un empobrecimiento en los bordes y centro, presentando un patrón en forma de “M”. En cambio, en los elementos Al^{IV} , Al^{VI} , Na, K, Fe^2 y Fe^3 presenta un patrón invertido con un aumento en los bordes y el centro generado un patrón en forma de “W”. Las irregularidades observadas en los elementos pueden indicar un probable proceso de alteración.

Anfiboles Cálcidos

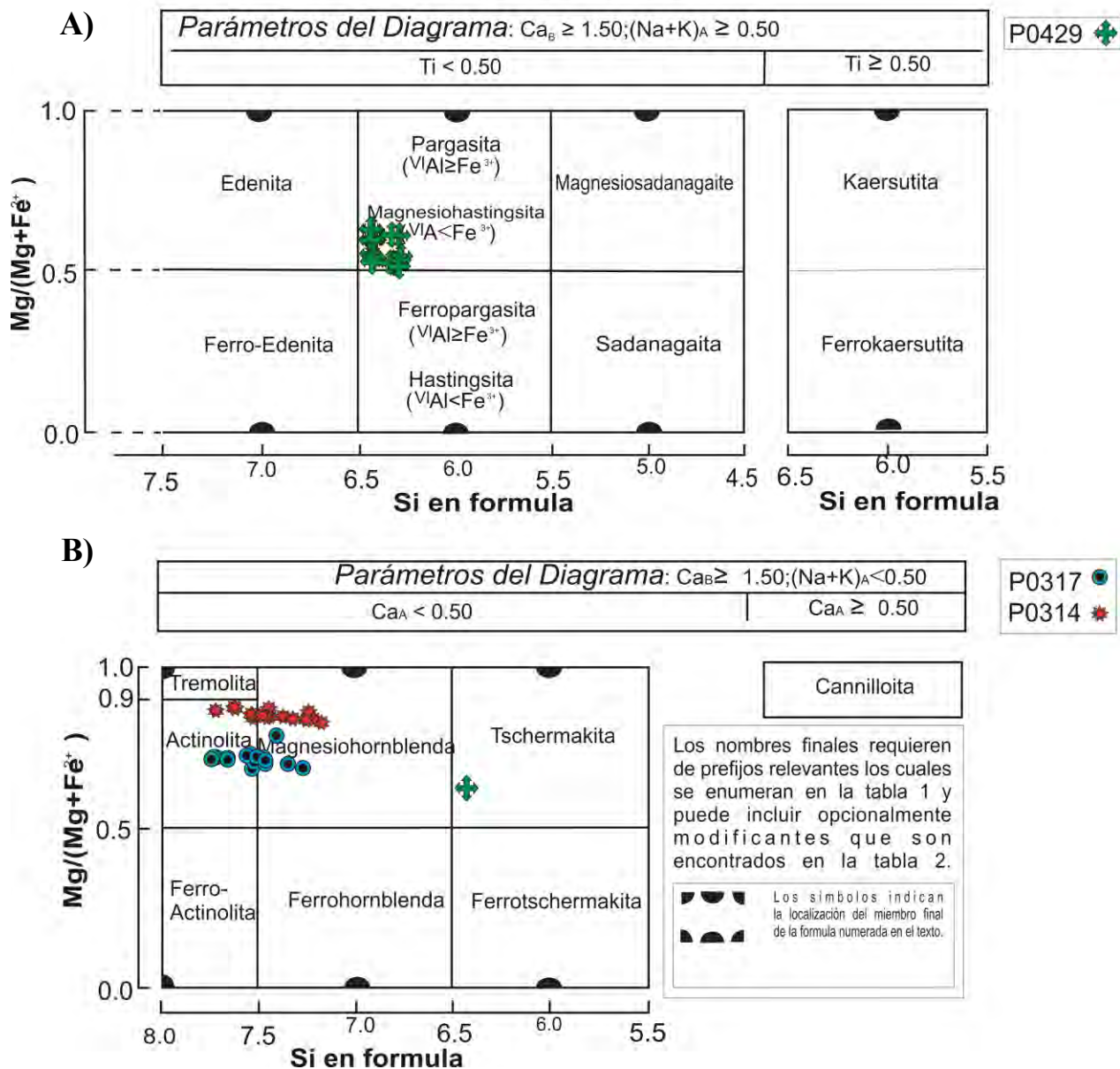
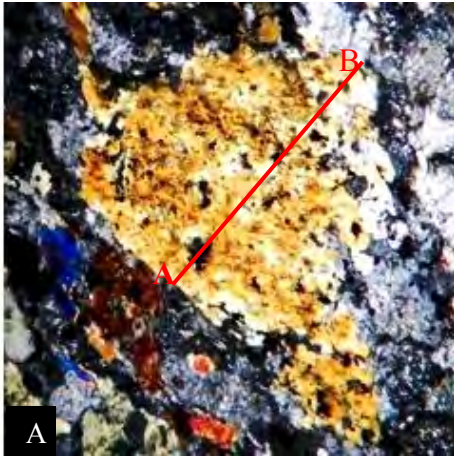


Figura 67. Diagrama de clasificación química de anfíboles cálcicos (Leake *et al.*, 1997). A) diagrama de anfíboles cálcicos de la anfibolita (P0429) del Complejo Xolapa; B) Diagrama de los anfíboles cálcicos del esquistos verde del Complejo Acatlán (P0317) y, de la metadiorita (P0314) que corta los metasedimentos de Acatlán.



Fotografía tomada con el microscopio petrográfico que muestra el transecto donde se realizaron los análisis.

B)

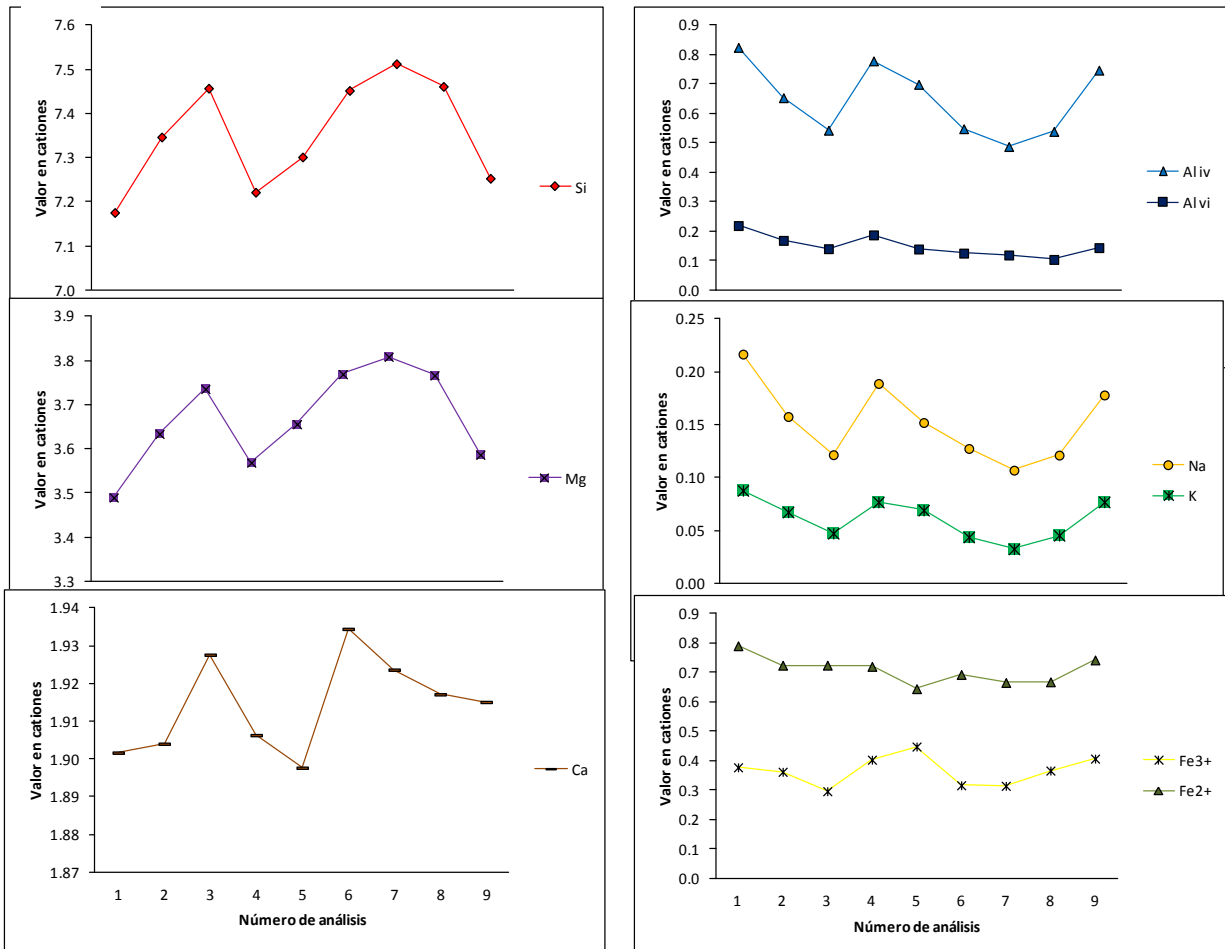


Figura 68. Transecto de anfíbol de la metadiorita (P0314) que intrusión los metasedimentos de Acatlán.

VI. 6 Piroxeno

El piroxeno se encuentra de manera escasa en algunos esquistos del Complejo Acatlán. En el Complejo Xolapa, se encuentra principalmente en anfibolitas, gneises, cuarcitas, dioritas y mármoles. Se analizó piroxeno en 3 muestras: 1 muestra de protolito básico (P0317) que forma parte de los esquistos de Acatlán, 2 muestras del Complejo Xolapa; una de protolito básico (P0418) y del protolito pelítico (P0419A). Las fórmulas estructurales se realizaron con base en 6 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en las tablas 21 a la 23 en el anexo A.

La muestra de Acatlán (P0317) presenta típicamente diópsida ($\text{En}_{31.4-35.6\%}$, $\text{Fs}_{15.7-16.9\%}$, $\text{Wo}_{48.2-52.8\%}$). El piroxeno en la muestra P0418 es hedenbergita ($\text{En}_{8.5-12.5\%}$, $\text{Fs}_{38.4-41.1\%}$, $\text{Wo}_{48-50.8\%}$) y el piroxeno en la muestra P0429 es diópsida ($\text{En}_{35.5-36.1\%}$, $\text{Fs}_{15.6-15.9\%}$, $\text{Wo}_{48-48.9\%}$). Vea Figura 69.

VI. 7 Cordierita

La cordierita es muy escasa en las rocas estudiadas y está restringida a algunas rocas pelíticas del Complejo Xolapa. Se realizaron análisis de cordierita de un gneis pelítico (P0419A). La cordierita en estas rocas se encuentra asociada a biotita, granate, feldespato potásico y silimanita. La fórmula estructural de la cordierita se realizó con base en 18 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales de la cordierita se presentan en la tabla 24 del anexo A.

La cordierita presenta contenidos de Si muy homogéneos que van de 4.92-4.95. Los contenidos de Al oscilan entre 4.04 y 4.10. Por su parte, la relación X_{Fe} varía de 0.37 a 0.41

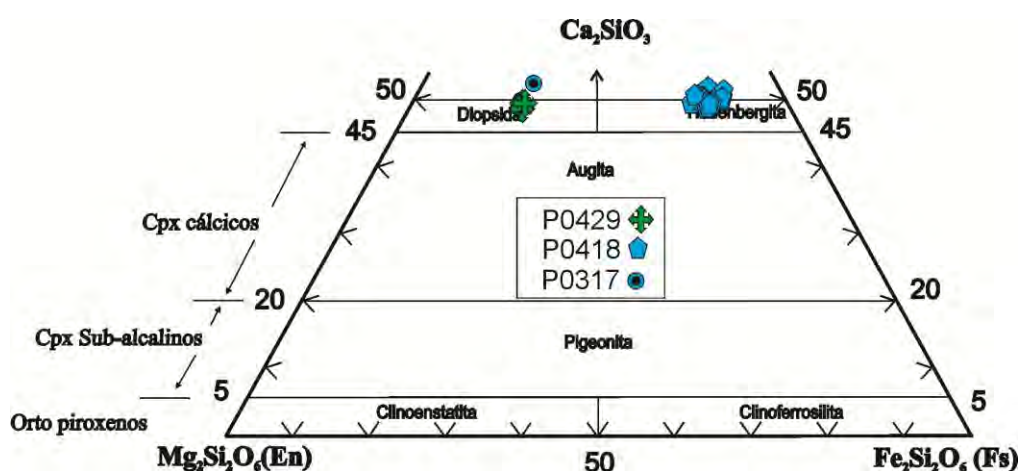


Figura 69. Diagrama ternario de clasificación química de los piroxenos donde se expresa el contenido Wollastonita (Ca), Clinoestatita (Mg) y Clinoferosilita (Fe^{2+}) (Morimoto et al, 1988). En este diagrama, se presenta la clasificación los piroxenos del esquisto verde (P0317) del Complejo Acatlán; del gneis de piroxeno (P0418) y anfibolita del Complejo Xolapa (P0429).

VI. 8 Andalucita y Silimanita

La andalucita se encuentra de manera escasa en algunas zonas de los esquistos de muscovita en las rocas metasedimentarias del Complejo Acatlán. Por su parte, la silimanita aparece en escasos esquistos y gneises pelíticos de las rocas del Complejo Xolapa. El cálculo de la fórmula estructural de la andalucita y silimanita se realizó con base en 20 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en la tabla 25 del anexo A.

La andalucita analizada presenta contenidos de Si que oscilan entre 3.92 y 3.96. Los contenidos de Al varían entre 7.98 a 8.06.

La silimanita presenta valores de Si que oscilan entre 3.92 y 3.94. Mientras que el contenido de Al va de 8.04 a 8.08.

VI. 9 Espinela

La espinela es un mineral prácticamente ausente en las rocas estudiadas. Sin embargo, aparece de manera muy escasa en los gneises pelíticos del Complejo Xolapa, éste mineral aparece como fases minerales incluidas dentro de los porfiroblastos de granate y dentro de cristales prismáticos de silimanita. Las formulas estructurales de las espinela se realizaron con base en 32 oxígenos. Los análisis químicos y fórmulas estructurales se presentan en la tabla 25 del anexo A.

La espinela analizada es típicamente hercinita. Los contenidos de Al varían entre 15.81 y 15.87. La relación X_{Fe} en la espinela va de 0.80 a 0.81.

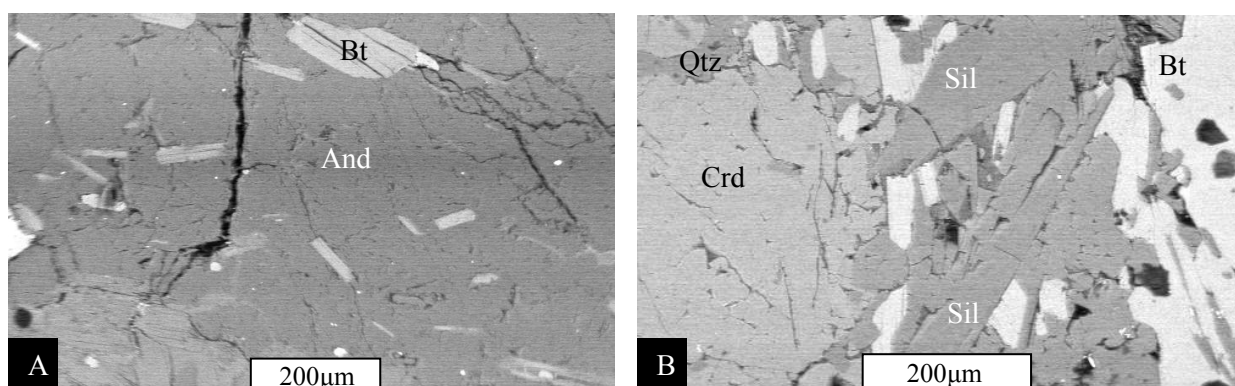


Figura 70. Fotografías de aluminosilicatos. A) Porfiroblasto de andalucita en esquivo de muscovita del Complejo Acatlán (P0425) y; B) Porfiroblasto de cordierita rodeado por cristales de silimanita en paragneis pelítico (P0419A) del Complejo Xolapa.

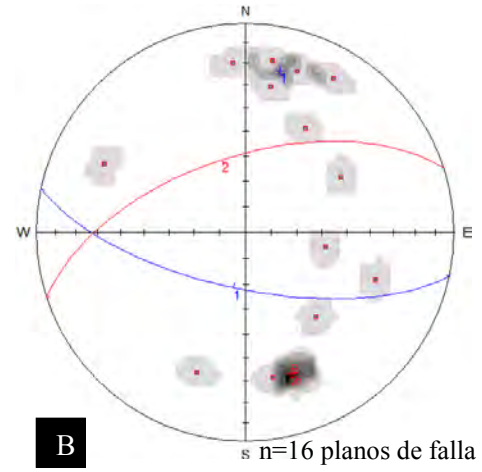
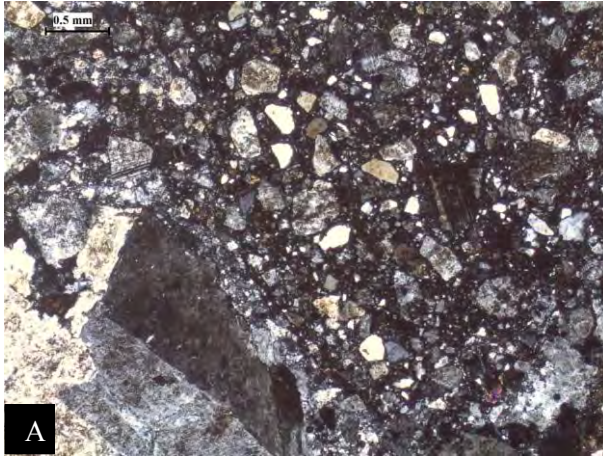


Figura 58. A) Fotomicrografía de cataclasita en el granito ubicado en Nejapa; B) Estereograma de planos de falla.

CAPÍTULO VII. TERMOBAROMETRÍA

Para determinar las condiciones de metamorfismo en el área de estudio se seleccionaron un total de cinco muestras. De ellas, dos provienen de las unidades del Complejo Acatlán, tres muestras del Complejo Xolapa y una muestra (P0314) de una diorita que intrusióna al Complejo Acatlán, en un sitio cercano al contacto entre ambos complejos. Las muestras del Complejo Acatlán son una metabasita (P0317) y una metapelita (P0425), mientras que las del Complejo Xolapa son un paragneis (P0419A) y una anfibolita (P0429). Para determinar las condiciones termobarométricas se analizaron los bordes de los siguientes minerales: granate, biotita, cordierita, anfíbol, plagioclasa y clinopiroxeno.

Para la estimación de la temperatura en las rocas de clase química pelítica se utilizó el geotermómetro **Granate-Biotita** (Grt-Bt) de Bhattacharya *et al.*, (1992), quien basa su calibración en las expresiones termodinámicas de Hackler and Wood (1984) y Ganguly and Saxena (1984). Dicho termómetro se basa en la distribución de Fe y Mg entre el granate y la biotita, la cual es mayormente dependiente de la temperatura y poco dependiente de la presión. El geotermómetro se ha aplicado en una gran diversidad de rocas con la paragénesis granate + biotita y ha funcionado con éxito en rocas de grado bajo, mediano y alto, tanto de metamorfismo regional como de contacto. Según sus autores, el rango de error en la temperatura en este termómetro es de ± 50 °C. También se utilizó el geotermómetro **granate-cordierita** (Grt-Crd) calibrado por Bhattacharya et al. (1988). Este termómetro es aplicado a un amplio rango de composiciones de $0.38 < X_{Mg} < 0.92$, en el rango de temperaturas de 620 °C a 860 °C. El error del termómetro es alrededor de ± 65 °C. La presión en las rocas pelíticas se estimó mediante la red petrogenética basada en calibraciones de Spear and Cheney (1989).

Para la estimación de la temperatura de las rocas de clase química básica se utilizó el geotermobarómetro **plagioclasa-hornblenda** (Anf-Pl) calibrado por Holland y Blundy (1994). Dicha calibración ha sido ampliamente usada en la literatura para calcular la temperatura de distintos tipos de rocas metamórficas que contienen la paragénesis mencionada. Usando las reacciones A) edenita + 4 cuarzo = tremolita + albita; o B) edenita + albita = richterita + anortita. El uso de este geotermómetro está restringido a las siguientes condiciones: para la reacción A, en el rango de 400 °C – 900 °C, para anfíboles que tengan $Na^A > 0.02$ pfu (unidades por fórmula), $Al^{VI} < 1.8$ pfu, y Si en el rango de 6.0 - 7.7 pfu, y la plagioclasa con $X_{An} < 0.90$. El termómetro B puede ser usado en conjunto con el A, en paragénesis de hornblenda + plagioclasa que carecen de

cuarzo. El geotermómetro B sólo debe ser utilizado en el rango de temperatura de 500 °C – 900 °C y bajo las restricciones de composición siguientes: plagioclasa en el rango de $X_{An} > 0.1$ y < 0.9 , anfíboles con $X_{Na}^{M4} > 0.03$, $Al^{VI} < 1.8$ pfu, y Si en el rango de 6.0 - 7.7 pfu. La presión en estas rocas se determinó utilizando los geobarómetros de Schmidt (1992) y Anderson y Smith (1995), que se basan en el contenido de Al^{IV} en el sitio tetraédrico de los anfíboles.

VII. 1 Estimación de las condiciones de metamorfismo de las rocas del Complejo Acatlán

Para estimar las condiciones de metamorfismo a las que fue sometida la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán, se estudió la mineralogía y las relaciones texturales de sus rocas, principalmente de las rocas pelíticas y metabasitas, que son las rocas cuya mineralogía registra mejor las condiciones cambiantes de presión y de temperatura. Se hicieron análisis químicos por microsonda electrónica de dos muestras, una metabasita (P0317) y un esquistos pelítico (P0425). De la primera muestra se realizó termobarometría, de la segunda muestra no, debido a que no se encontró granate para poder aplicar algún geotermómetro o geobarómetro.

Metabasita (esquisto verde)

Las metabasitas se encuentran como sills inyectados en los planos de foliación de cuarcitas y esquistos del Complejo Acatlán, aunque localmente éstos llegan a cortar los planos de foliación (Fig. 6A). Son rocas de color verde oscuro, de grano fino y con esquistosidad bien desarrollada. Presenta una fábrica continua con porfiroclastos de clinopiroxeno, anfíbol y plagioclasa envueltos en una matriz de anfíbol, cuarzo y plagioclasa. De acuerdo con la petrografía y la química mineral, las metabasitas están constituidas por: $Bw + An + Qtz + Di + Mg-Hbl$ que corresponde a minerales del protolito y por una paragénesis metamórfica representada por la actinolita.

La temperatura para las metabasitas (P0317) se calculó con el geotermómetro anfíbol-plagioclasa calibrado por Holland y Blundy (1994), el cual arrojó una temperatura que varía de 787 °C a 882 °C. En la Figura 71 se pueden apreciar de manera gráfica las temperaturas calculadas. Se considera que dichas temperaturas no se relacionan con el metamorfismo, sino más bien representan el enfriamiento del protolito. La presión en esta roca no se pudo estimar debido a que el anfíbol de estas rocas es muy pobre en aluminio. En esta misma roca se encontró actinolita, mineral que indica un metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde).

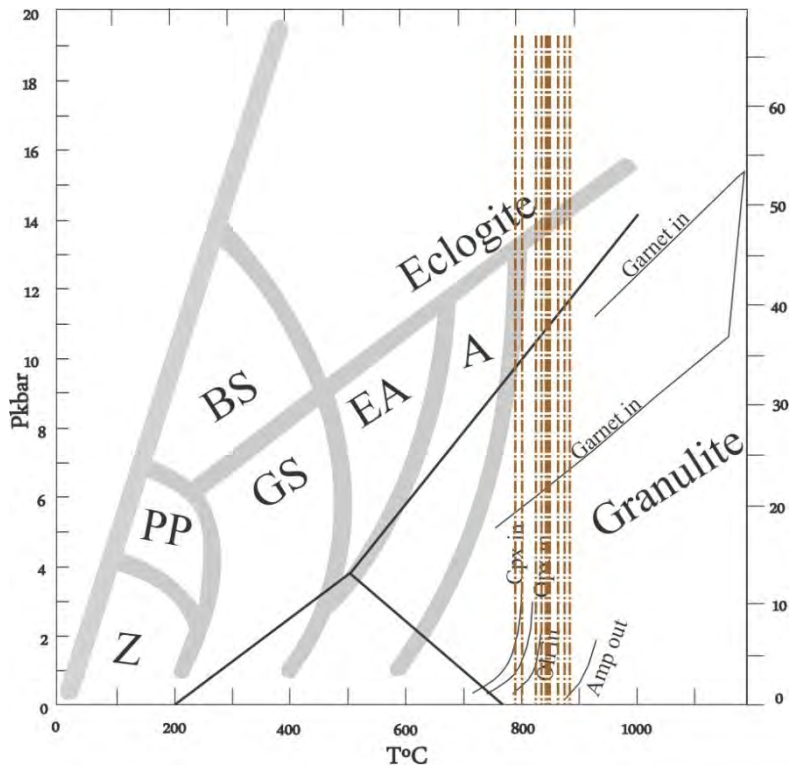


Figura 71. Diagrama P-T muestran las condiciones de temperatura (líneas punteadas) estimadas para la metabasita (esquisto verde) del Complejo Acatlán (P0317). Las condiciones de temperatura fueron calculadas utilizando el geotermómetro anfíbol-plagioclasa. Diagrama para rocas máficas (Spear, 1993).

Esquisto pelítico

Los esquistos pelíticos forman parte de la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán. Estas rocas se encuentran intercaladas con cuarcitas, esquistos y filitas. Los esquistos pelíticos son rocas de color beige y de grano fino. Se caracterizan por estar fuertemente foliadas y plegadas. Tienen una fábrica continua marcada por la orientación de biotita y muscovita. La mineralogía en general es de grano fino, sin embargo, es importante mencionar que hay zonas donde aparecen grandes cristales de muscovita, andalucita y plagioclasa que guardan cierta orientación, la cual es concordante con la foliación y el plegamiento de la roca. La paragénesis principal de la roca es: $Olg + Qtz + Bt + Ms \pm And \pm Kfs$

En el caso del esquisto pelítico (P0425) no se pudieron determinar las condiciones P-T a través de algún geotermobarómetro. Sin embargo, a través de su paragénesis se logró estimar la presión aproximada de la roca, ya que contiene andalucita, uno de los aluminosilicatos más importantes en petrología metamórfica; de acuerdo con la calibración de Holdaway (1971), que es una de las más usadas, el punto triple de los Al_2SiO_5 se encuentra a 3.8 kbar. Considerando esta calibración podemos decir que la presión máxima de la roca tuvo que ser de 3.8 kbar (Fig. 72). La temperatura tampoco se pudo calcular, sin embargo, la reacción que produce la andalucita

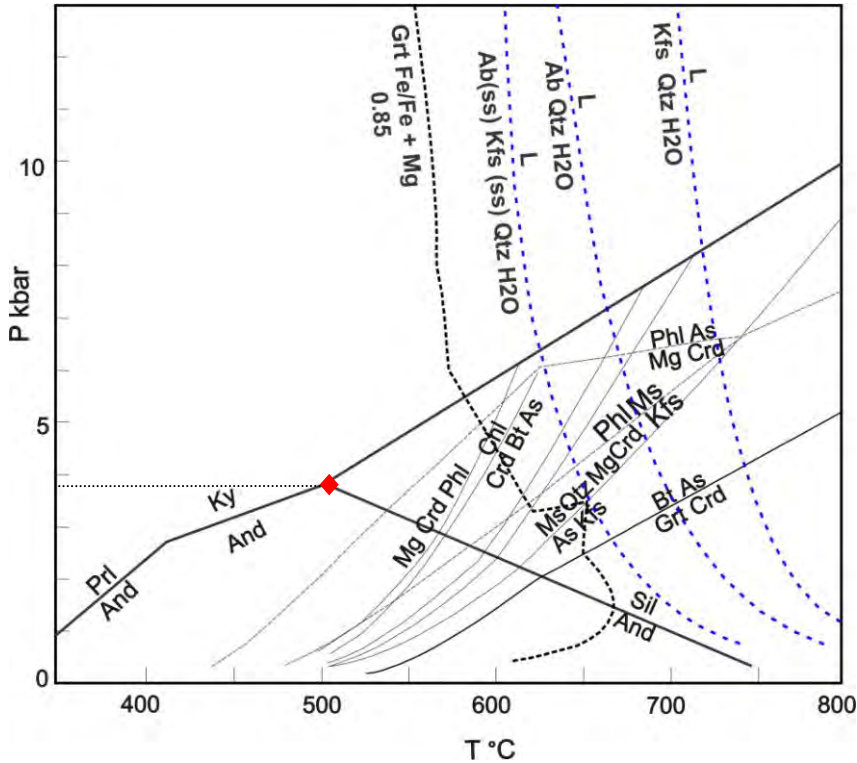


Figura 72. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH, las reacciones principales de Sil-And- Ky, Prl- And. El rombo indica la presión máxima para la muestra P0425. (Spear y Cheney, 1989).

es: pirofilita = Al_2SiO_5 + cuarzo + H_2O (Spear, 1993), esta reacción se produce aproximadamente a 400 °C a una presión <2.7 kbar, por lo que esta temperatura es considerada como la mínima de formación para la andalucita.

Metadiorita

La metadiorita (P0314) es una anidad que se encuentra intrusionando a las rocas del Complejo Acatlán en un sitio cercano al contacto con el Complejo Xolapa. Se trata de una roca foliada de color oscuro de grano medio. Presenta una fábrica continua con porfidoclastos de anfíbol en una matriz de plagioclasa y anfíbol. Tanto la plagioclasa como el anfíbol están parcial a fuertemente alterados. Esta roca se constituye de: Pl (Olg-Ads) + Mg-Hbl + Qtz que corresponden a minerales del protolito y por una paragénesis metamórfica indicada por la presencia de Act + Ab. La temperatura para la muestra P0314 se calculó a partir del análisis de 15 pares de anfíbol-plagioclasa, de los cuales se obtuvo una temperatura que varía de 487 °C a 640 °C (Fig. 73). La presión en esta muestra no se pudo calcular, ya que los anfíboles que presenta la roca son muy pobres en Al.

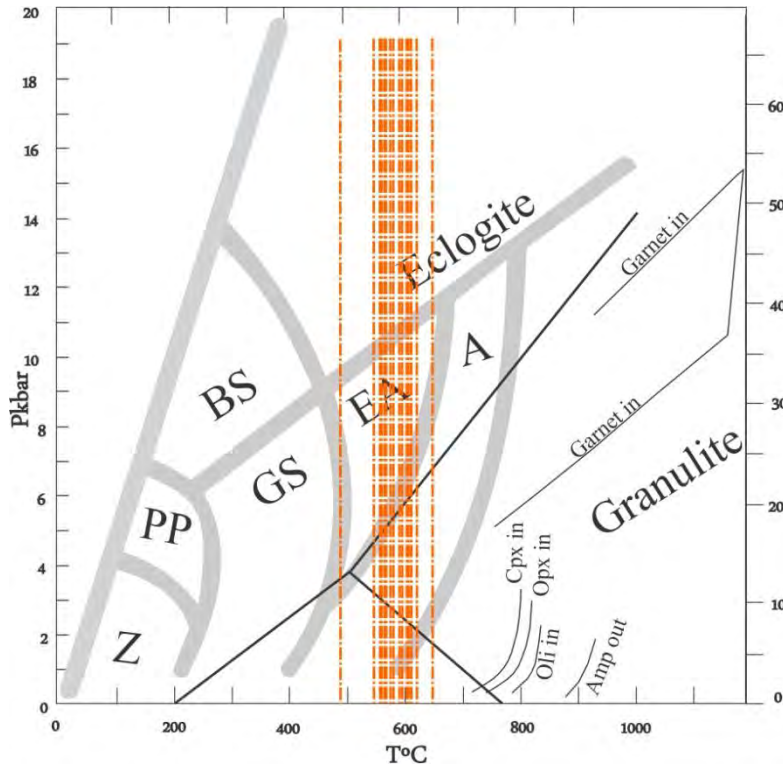


Figura 73. Diagrama P-T que muestra las condiciones de temperatura (líneas naranjas punteadas) estimadas para la metadiorita (P0314) con el geotermómetro anfíbol-plagioclasa. Diagrama para rocas máficas (Spear, 1993).

VII. 2 Estimación de las condiciones del metamorfismo de las rocas del Complejo Xolapa

En la región de San Luis Acatlán se estudiaron dos muestras para estimar las condiciones del metamorfismo del Complejo Xolapa. Una muestra representativa de la unidad metasedimentaria (P0419A) y una anfibolita (P0429). La primera muestra fue colectada en las cercanías del poblado Jicamaltepéc y la segunda al S de San Luis Acatlán, cerca del poblado Zoyatlán.

Paragneises de silimanita + cordierita

Los paragneises forman parte de la unidad metasedimentaria migmatítica del Complejo Xolapa. Estas rocas constituyen un afloramiento amplio ubicado al SE de San Luis Acatlán. Se trata de rocas de color café de grano medio con foliación bien desarrollada. Estas rocas presentan claramente el desarrollo de estructuras migmatíticas (en parche y estromáticas). Presentan fábricas espaciadas y continuas con el desarrollo de porfidoblastos de granate. Su paragénesis principal es: Bt + Qtz + Sil + Grt + Crd + Kfs. Es importante mencionar que estas rocas presentan muscovita como fase relicta y también tienen escasa hercinita ($Fe_{0.8}, Mg_{0.2} Al_2O_4$).

Para estimar la temperatura de la muestra P0419A se utilizó el geotermómetro granate-biotita calibrado por Bhattacharya et al. (1992); la temperatura se calculó a partir del análisis de

16 pares de granate-biotita que arrojaron temperaturas en un rango variable desde 587 °C a 672 °C. En la figura 74 se muestran las temperaturas obtenidas. Se aplicó también el geotermómetro de granate-cordierita calibrado por Bhattacharya *et al.* (1988), en total se analizaron 12 pares de granate-cordierita con los que se obtuvieron temperaturas en un rango de 652 °C a 676 °C. En la Figura 75 se muestran de manera gráfica las temperaturas calculadas. Los geotermómetros de Grt –Bt y Grt –Crd se traslapan en el rango de 652 °C a 672 °C.

Para determinar con mayor precisión las condiciones de temperatura y presión en que las rocas del Complejo Xolapa fueron metamorfoseadas, deben considerarse criterios de campo y la paragénesis con el fin de plasmar dicha información en una red petrogenética en la que también se incluyan los datos termobarométricos obtenidos. Dos aspectos importantes a considerar en la muestra estudiada son: 1) en el campo las rocas muestran una estructura migmatítica de tipo estromático; 2) la roca contiene la paragénesis Bt + Qtz + Sil + Grt + Crd + Kfs. Debido a que en el sistema KFMASH (K₂O, FeO, MgO, Al₂O₃, SiO₂, H₂O) para rocas pelíticas existe una curva específica para la reacción Biotita + Aluminosilicato = Granate + Cordierita (Spear y Cheney, 1989), la coexistencia de las cuatro fases, que desde el punto de vista geométrico parecen estables, sólo puede ocurrir precisamente a lo largo de dicha curva, es decir, es una reacción univariante. Además, debido al carácter migmatítico, las condiciones de temperatura debieron sobrepasar la curva de fusión de Ab + Kfs + Qtz + H₂O para producir un líquido (L) granítico (región hacia la derecha de la curva de la Figura 75).

Las contextos anteriores y las temperaturas máximas definidas por los termómetros de Bt-Grt y Grt-Crd, permiten restringir en gran medida las condiciones del metamorfismo a temperaturas entre 652 °C a 672 °C y presiones entre 2.4 kbar y 3 kbar. Dichas presiones corresponden a profundidades entre 10 km y 11.5 km para una roca granítica de densidad promedio (2.7 g/cm³). En este contexto, las temperaturas más bajas obtenidas con los geotermómetros de Bt-Grt y Crd-Grt, pueden representar reajustes que ocurrieron probablemente por metamorfismo retrógrado durante la exhumación de las rocas.

La presión no se pudo calcular mediante la aplicación de un geobarómetro, ya que no se encontró plagioclasa para aplicar el geobarómetro de granate-aluminosilicato-cuarzo-plagioclasa GASP de Koziol *et al.* (1988). Sin embargo, se utilizó una red petrogenética para calcular la presión aproximada. La presión se obtuvo a partir del punto donde se interceptan las líneas de temperatura de 652 °C a 676 °C obtenidas con los termómetros Bt-Grt y Grt-Crd, con la línea de

reacción que marca la paragénesis de la roca: $Bt + Sil + Grt + Crd$; la mejor presión para esta muestra es aquella que cae en la línea de reacción que marca la paragénesis y sobre la curva de fusión del granito con H_2O . Ver Figura 74 y 75 en los puntos de color amarillo.

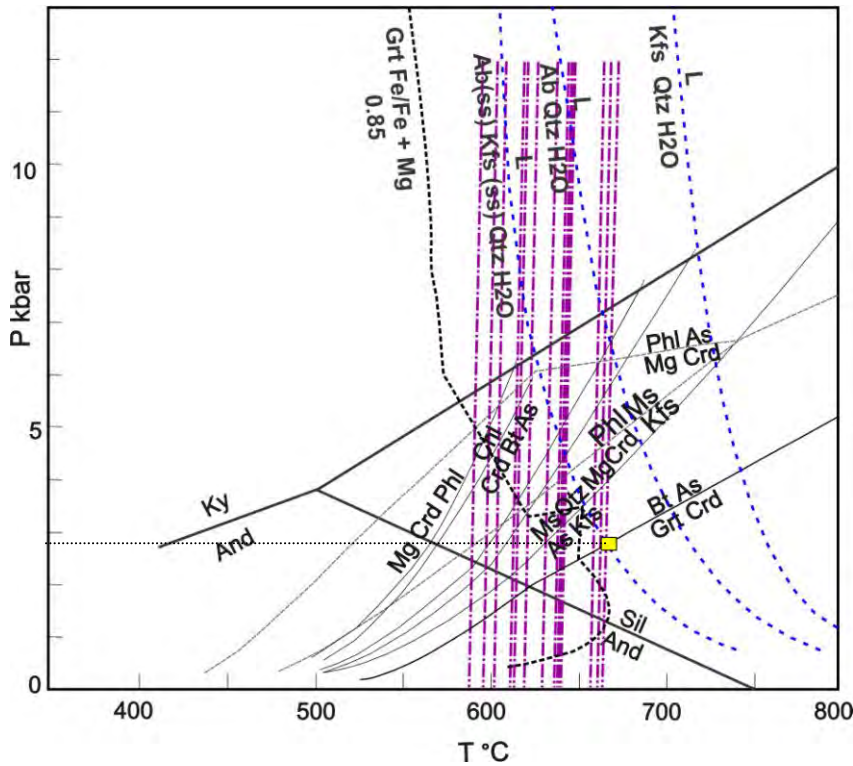


Figura 74. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH, que muestran las condiciones de temperatura (líneas moradas punteadas) estimadas para el paragneis de Xolapa (P0419A). Las condiciones de temperatura fueron calculadas utilizando el geotermómetro granate-biotita. (Spear v Chenev. 1989).

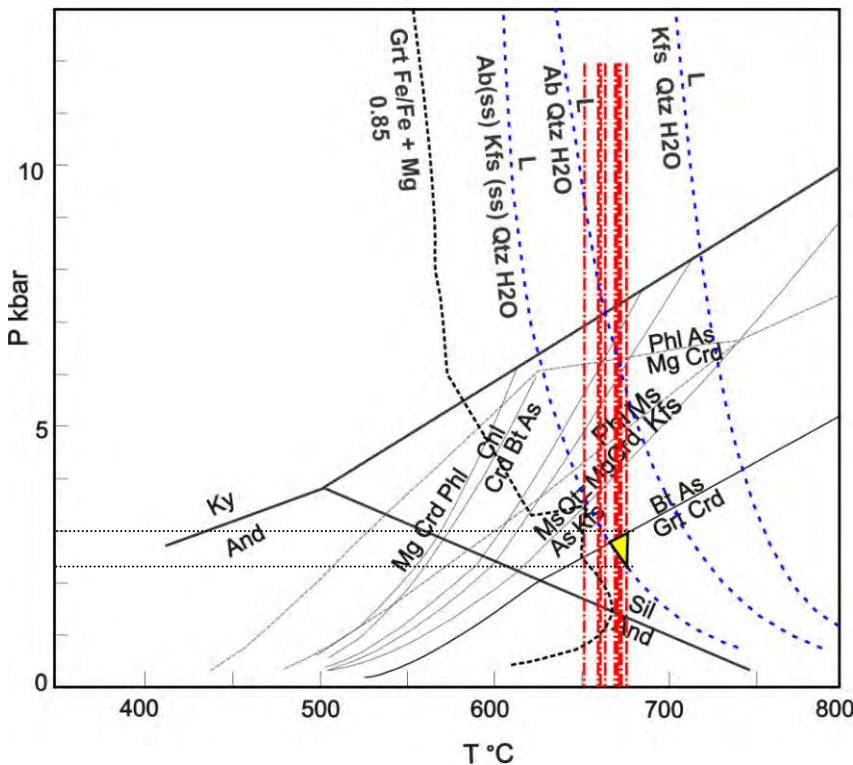


Figura 75. Diagrama P-T para pelitas en el sistema KFMASH, que ilustra las condiciones de temperatura (líneas rojas punteadas) estimadas para el paragneis del Complejo Xolapa (P0419A) utilizando el geotermómetro granate-cordierita. El triángulo amarillo representa las condiciones en donde estas temperaturas sobrepasan la curva de fusión y la línea de reacción que produce granate-cordierita. (Spear y Cheney, 1989).

Anfibolita

La anfibolita (P0429) es una muestra que se colectó de los schollen que se encuentran dentro de las diatexitas del Complejo Xolapa, al N de la localidad Agua Zarca. Es una roca de color negro constituida esencialmente de anfíbol, claramente foliada y con estructuras estromáticas que indican un proceso migmatítico previo. Esta roca presenta una fábrica anisotrópica decusada definida por la orientación de anfíbol prismático. El melanosoma se compone de la asociación mineral Prg + Lab + Bw ± Di ± Sph y el leucosoma se compone de la asociación Pl + Cpx ± Amp ± Sph.

La temperatura para la anfibolita se calculó a partir de 19 pares de anfíbol-plagioclasa, que arrojaron una temperatura que va de 761 °C a 848 °C. La presión que se obtuvo a través de la misma base de datos varía de 2.9 kbar a 5.3 kbar. Las temperaturas obtenidas en esta muestra presentan un aumento de temperatura conforme disminuye la presión. En la Figura 76 se presentan de manera gráfica los datos.

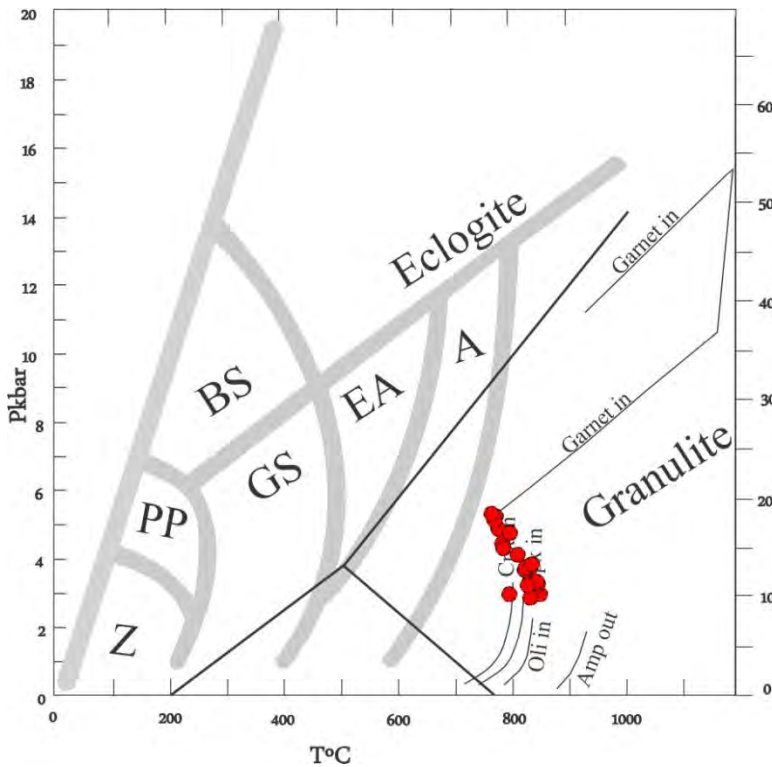


Figura 76. Diagrama P-T que muestra las condiciones de temperatura y presión (círculos) estimadas para la anfibolita del Complejo Xolapa (P0429). Estas condiciones fueron calculadas utilizando el geotermómetro anfíbol-plagioclasa. Diagrama para rocas máficas (Spear, 1993).

CAPÍTULO VIII. GEOCROLOGÍA U-Pb

En apartados anteriores se describieron las características petrográficas, se establecieron distintas fases de deformación y se determinaron parcialmente las variables del metamorfismo (presión y temperatura) tanto de las rocas del Complejo Acatlán como del Complejo Xolapa. En este apartado, se presentan datos de geocronología U-Pb de muestras clave que nos permitirán establecer la edad máxima de depósito de los metasedimentos (Acatlán y Xolapa) y la edad de enfriamiento de cuerpos plutónicos que nos permitirán constreñir las edades de metamorfismo, migmatización y deformación milonítica. Para ello, se seleccionaron cuatro muestras, una proveniente de la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán (P0290) y tres provenientes del Complejo Xolapa (P0201, P0401, P0411). De las muestras del Complejo Xolapa, la muestra P0201 proviene de la unidad metasedimentaria, la muestra P0411 provienen de las diatexitas gnéissicas cuarzo-feldespáticas y la muestra P0401 es de un cuerpo plutónico con deformación incipiente que intrusión a las paramigmatitas. La determinación geocronológica se realizó utilizando un LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) en la Universidad de Arizona, EUA.

VIII. 1 Edad de la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán

La muestra P0290 fue colectada al N del poblado de San Luis Acatlán (Fig. 2). Se trata de un esquisto cuarzo-feldespático de: Pl + Qtz + Bt ± Ms, con foliación bien marcada, el cual se interpreta que proviene de una arenisca arcillosa (en la sección IV. 1 se describe mayor con detalle). En esta muestra se analizaron 66 zircones, en la tabla 26 del anexo B se presentan los análisis completos. El rango de edades abarca desde 2773 ± 2.0 Ma a 138 ± 13 Ma (Fig. 77). Todos los zircones analizados presentan una relaciones U/Th <14. En la gráfica de probabilidad relativa (Fig. 78) se presentan las edades de los conjuntos principales; el primero, con edades que van de 1485 a 902 Ma, presenta picos en 1307, 1191, 1176 y 1032 Ma; el segundo, con edades en el rango de 887-518 Ma incluye picos de 751, 622 y 561 Ma. Otros grupos menos dominantes tienen edades de 1799 a 1683 Ma (pico en 1737 Ma) y de 495 a 481 Ma con un pico en 481 Ma. El pico de 481 Ma (Ordovícico Temprano) conformado por 3 edades, se considera estadísticamente representativo de acuerdo con Gehrels (2007) por lo que se propone como la edad máxima de depósito para la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán. Las edades más jóvenes que el Ordovícico son siete, en general se distribuyen de manera aislada, desde el Devónico Temprano al Cretácico Temprano, exceptuando dos zircones del Jurásico Temprano.

Estas edades jóvenes se interpreta que pudieron tener pérdida de plomo, causada por eventos térmicos posteriores.

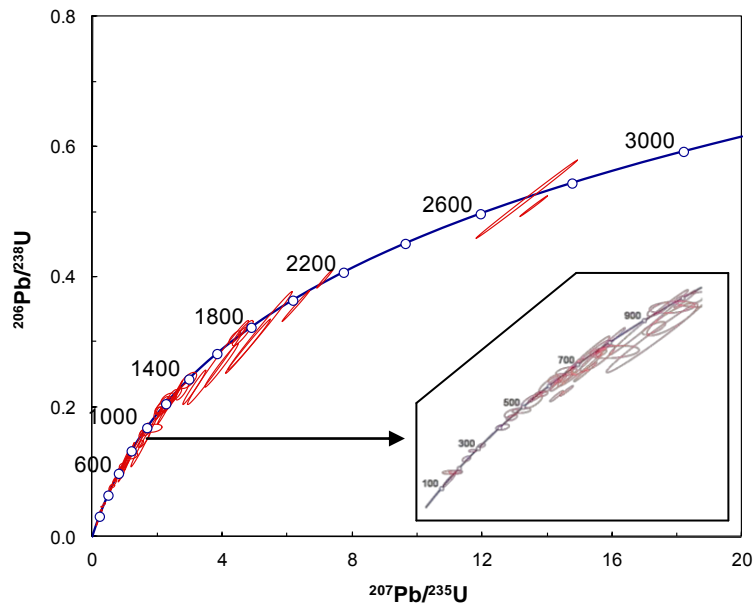


Figura 77. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones detríticos de la muestra P0290 del Complejo Acatlán. Las elipses de error tienen el 68.3% de confianza. En el inserto se muestra un detalle de las edades más jóvenes

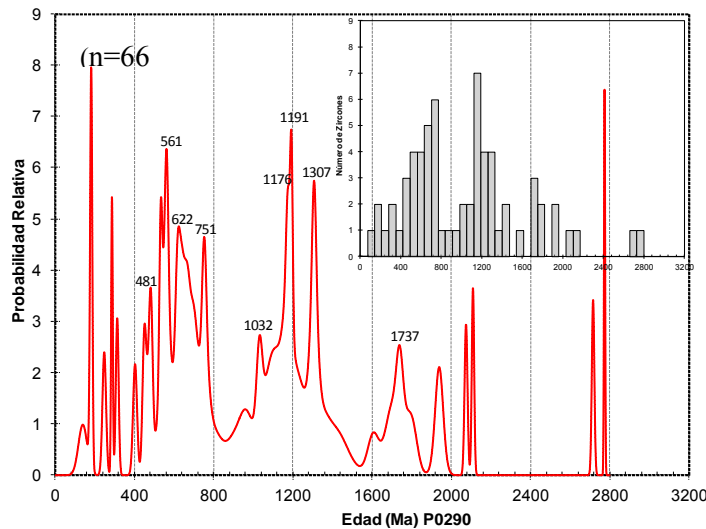


Figura 78. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zircones detríticos de la muestra P0290, correspondiente al esquisto psamítico del Complejo Acatlán

VIII. 2 Edades de unidades del Complejo Xolapa

VIII. 2.1 Metasedimentos

Se realizaron análisis radiométricos de la muestra P0201 correspondiente a un paragneis de Bt + Pl + Qtz + Sil + Grt de la unidad metasedimentaria del Complejo Xolapa. La muestra fue colectada unos metros antes de llegar al puente del Río Quetzalapa en el trayecto de la carretera Santiago Pinotepa Nacional-Marquelia. La muestra está fuertemente deformada y presenta estructuras estromáticas (Fig. 79). En esta muestra se analizaron un total de 92 centros de zircones, en la tabla 27 del anexo B se presentan los análisis completos. El rango de edades se extiende desde 1750 ± 23 Ma a 70 ± 1.0 Ma (Fig. 79). Todos los zircones analizados, con excepción de unos pocos granos, muestran una relación U/Th <14 . En la gráfica de probabilidad relativa (Fig. 80) se presentan las edades de los zircones detríticos y los picos probabilísticos principales, destacando dos grupos dominantes de zircones, uno en el rango de 1399 – 839 Ma (picos en 895 y 1152 Ma) y otro en el rango de 306-200 Ma (picos en 213 y 288 Ma); otros grupos de zircones menos dominantes son de 591-501 Ma (pico en 551 Ma), 810-762 Ma (pico en 785 Ma) y 358-346 Ma (pico en 352 Ma). Sólo un zircón es de 1750 Ma y dos de 70 y 71 Ma, por lo que estas edades no se consideran estadísticamente significativas. En contraste, el pico de 213 Ma (Triásico Tardío) está formado por 5 granos por lo que se considera la edad estadísticamente más confiable para definir la edad máxima de depósito de la secuencia metasedimentaria del Complejo Xolapa.

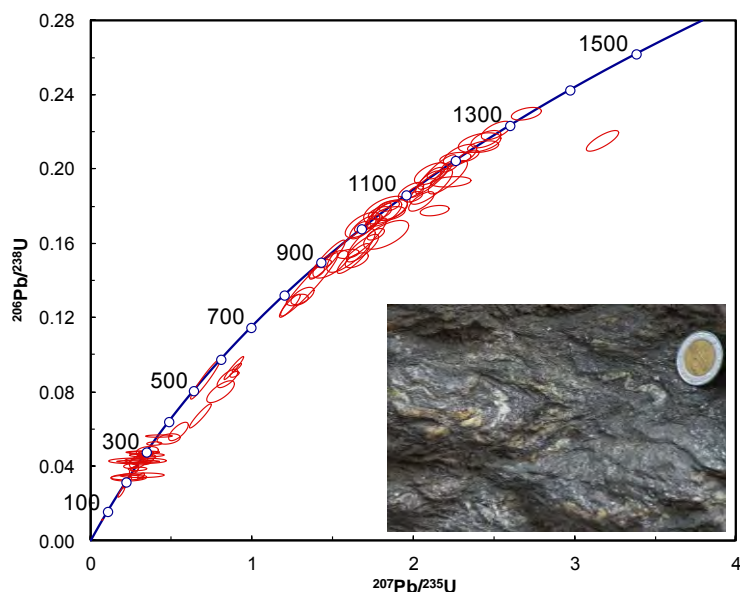


Figura 79. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones detríticos de la muestra P0201 del Complejo Xolapa. Las elipses de error tienen el 68.3% de confianza.

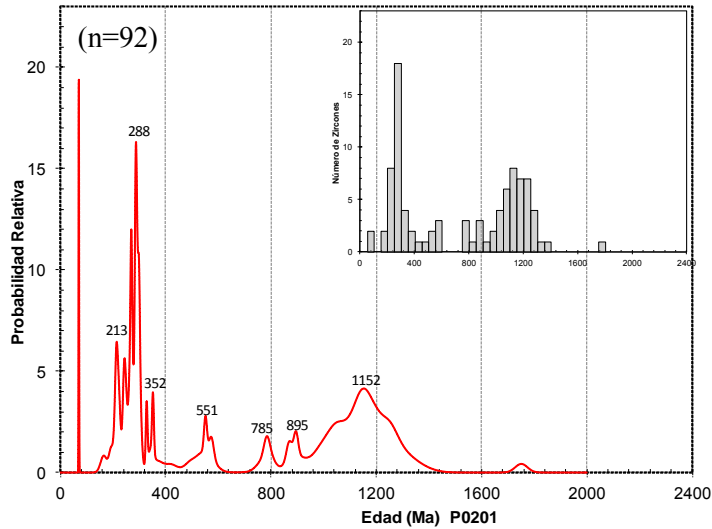


Figura 80. Gráfica de probabilidad relativa de edades U-Pb en zirrones detríticos de la muestra P0201, proveniente del Complejo Xolapa

VIII. 2.2 Diatexita gnéisica de San Luis Acatlán

Una muestra de las diatexitas fue analizada por el método U-Pb. La muestra P0411 es una diatexita con estructura gnéisica, de composición ácida compuesta principalmente de Pl + Kfs + Qtz + Bt ± Sph. Se caracteriza por mostrar estructuras schollen y schlieren, con tamaños que van desde unos centímetros a varios metros de longitud. Estas rocas se describen con mayor detalle en la sección IV. 5. 2. En rocas similares y de la misma área se determinaron condiciones de metamorfismo que indican facies de anfibolita superior de baja presión (Gómez-Rivera, F. J., 2010). En esta muestra se analizaron un total de 26 zirrones con diámetro de análisis de 40 micras. Los análisis se hicieron en bordes y centros, los análisis completos se incluyen en la tabla 28 del anexo B. Los 26 zirrones analizados arrojaron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en un rango de 29.3 ± 1.9 Ma a 41.1 ± 1.1 Ma (Fig. 81). El cálculo de la edad se obtuvo con un grupo coherente de 21 zirrones que arrojaron una edad promedio ponderada de 38.05 ± 0.6 Ma, que es considerada como la edad de cristalización para la diatexita (Fig. 82). La relación U/Th para los zirrones de esta muestra es muy baja, típica de zirrones magmáticos (<5).

Lo importante de la edad obtenida es que la diatexita gnéisica es una roca producto de alta tasa de fusión que generó el segundo estadio migmatítico, además de que puede ser anterior o contemporánea a la fase de deformación que produjo la segunda foliación en el Complejo Xolapa ($S_{2\text{Xol-Sed}}$) y la primera en la diatexita ($S_{1\text{Xol-Diat}}$), las cuales se produjeron por metamorfismo regional. Así mismo, predata una fase de deformación milonítica $S_{3\text{Xol-Diat-ZC}}$ que afecta unidades tanto del Complejo Xolapa como del Complejo Acatlán y a cuerpos ígneos que se encuentran en el contacto entre ambos complejos.

VIII. 2.3 Granito con deformación incipiente

También fue analizado mediante el método de U-Pb un granito con deformación incipiente (P0401) que corta a las migmatitas del Complejo Xolapa. Esta muestra se ubica en el transecto Marquelia – San Luis Acatlán (ver mapa de la Fig. 2 para ubicación) y se describe con mayor detalle en la sección IV. 5. 3. De esta muestra se analizaron un total de 31 zircones con forma euhedral con un diámetro de haz de 30 micras. Los análisis se realizaron en bordes y centros de los zircones, los análisis completos se incluyen en la tabla 29 del anexo B. Los 31 zircones analizados produjeron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ comprendidas entre 98.8 ± 4.5 Ma y 26.4 ± 1.9 Ma (Fig. 83). Con un grupo coherente de 22 zircones se obtuvo una edad media ponderada de 30.2 ± 1.0 Ma (MSWD = 2.1), que es considerada como la edad de cristalización para este intrusivo (Fig. 84). Tres granos produjeron edades de 66 a 98.8 Ma que son interpretadas como edades heredadas (Fig. 83). La relación U/Th para los zircones de esta muestra es <14 .

Los significativo de la edad de la muestra P0401 es que posdata la migmatización y deformación dúctil relacionada con el metamorfismo regional para el área de San Luis Acatlán.

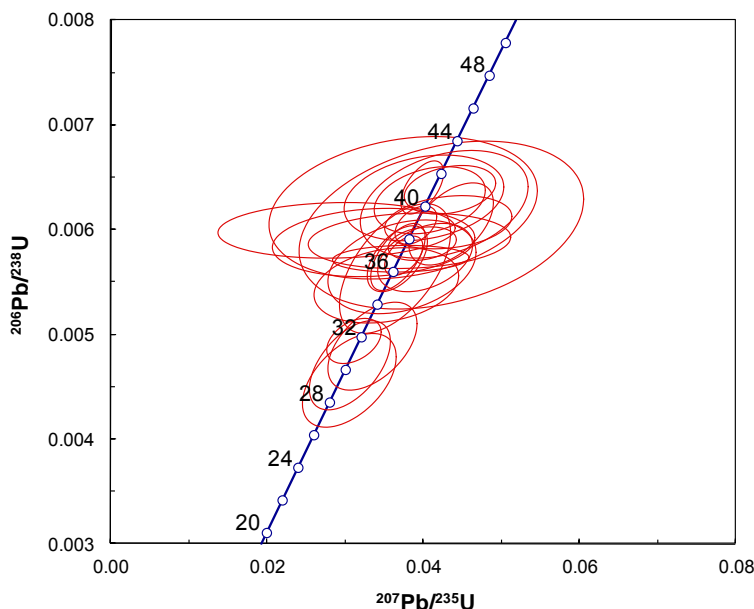


Figura 81. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zircones magmáticos de la muestra P0411 (diatexita) del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán. Las elipses de error tienen el 68.3% de confianza.

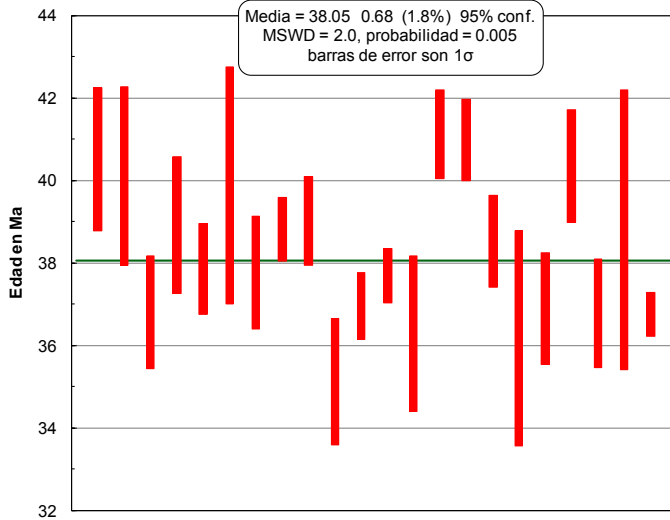


Figura 82. Gráfica de edad media ponderada de la muestra P0411 (diatexita) del Complejo Xolapa del área de San Luis Acatlán.

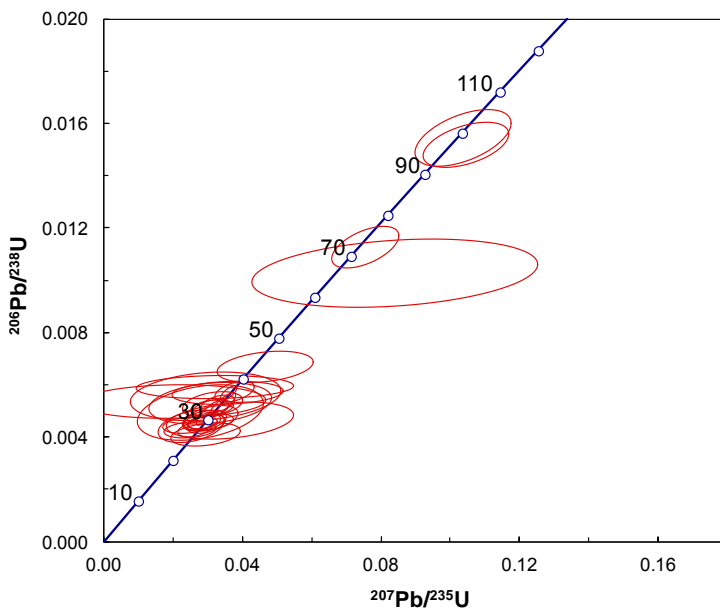


Figura 83. Diagrama de concordia mostrando las edades U-Pb de los zirrones magmáticos de la muestra P0401. Granito con deformación incipiente que corta las migmatitas del Complejo Xolapa. Las elipses de error tienen el 68.3% de confianza.

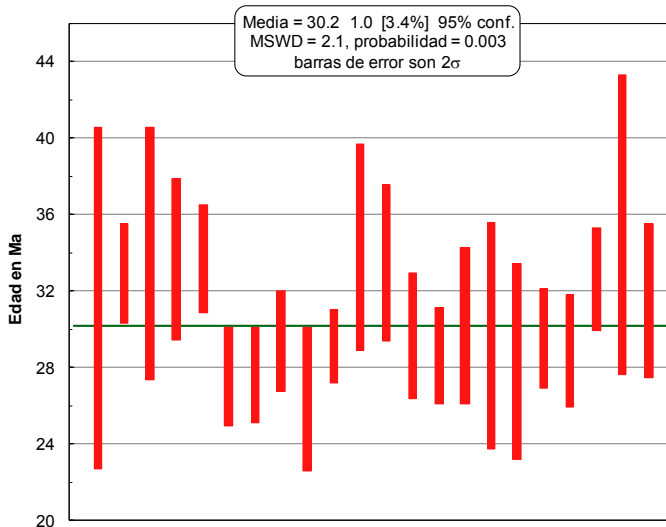


Figura 84. Gráfica de edad media ponderada para la muestra P0401. Granito con deformación incipiente que corta las migmatitas del Complejo Xolapa.

CAPÍTULO IX. DISCUSIÓN

Complejo Acatlán

En un estudio de cartografía regional realizado por el SGM (2000) se asignó la secuencia metasedimentaria que aflora en el NNE de San Luis Acatlán como parte de la Formación Cosoltepec (Complejo Acatlán). Esta asignación se hizo utilizando como criterio la similitud litológica y el estilo de deformación, sin embargo, también dejó abierta la posibilidad de que podría ser parte del Complejo Xolapa. En ese estudio se menciona que el Complejo Acatlán cabalga al Complejo Xolapa a través de cabalgaduras sobrepuestas a las rocas del Complejo Xolapa. Debido a lo antes expuesto, se decidió realizar un estudio geológico en el área de San Luis Acatlán, con el fin de establecer con mayor precisión el carácter de las unidades litológicas presentes y su correlación, así como definir en su caso, el tipo de contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán y la cinemática implicada.

En general, la unidad metasedimentaria se compone por una secuencia potente constituida prácticamente de cuarcitas, esquistos de biotita, de muscovita, o de ambas micas, y escasos horizontes de filita. Esta secuencia se encuentra intrusionada por cuerpos intrusivos (metadiorita, granito megacrístico, granitos y pegmatitas de muscovita, dique de microgranito y diques basalto).

Deformación

A través de las observaciones de campo y la microtectónica, se determinaron cuatro fases de deformación ($D1_{Aca}$, $D2_{Aca}$, $D3_{Aca}$, D_{ZC}) las primeras tres son discutidas en este apartado, la últimas se discute más adelante. Las fases de deformación $D1_{Aca}$, $D2_{Aca}$ son producto de deformación dúctil que genera foliaciones a lo largo de las cuales se desarrollaron asociaciones minerales que indican un metamorfismo de baja P/T o de tipo Buchan, y la fase de deformación $D3_{Aca}$ es producto del aplastamiento de $S2_{Aca}$. Las tres primeras deformaciones son asociadas por Vega-Granillo *et al.* (2007) a sobreposiciones sucesivas de unidades de alta P/T, correspondientes a las suites Ixcamilpa, Xayacatlán y Esperanza, sobre la Formación Cosoltepec, las cuales se estima que ocurrieron entre el Devónico Tardío a Misisípico.

Metamorfismo

Las condiciones del metamorfismo en la Formación Cosoltepec no han sido establecidas previamente debido a que la secuencia no presenta asociaciones mineralógicas que puedan ser

útiles para aplicar geotermobarómetros. En este trabajo, a través del estudio paragenético, la química mineral y la geotermobarometría de dos muestras (metabasita y esquisto pelítico), se logró determinar la existencia de dos eventos metamórficos, uno relacionado con metamorfismo regional y el otro relacionado con metamorfismo dinámico. El primero, está indicado por la paragénesis prógrada: Qtz + Olig + Ms + Bt + And. De acuerdo con Deer *et al.* (1992), la presencia de oligoclasa y andalucita en rocas de metamorfismo regional indica condiciones grado medio (facies de anfibolita) y un metamorfismo de tipo Buchan. El segundo, es un metamorfismo de bajo grado (facies de esquisto verde) indicado por la presencia de: Act + Chl + Ep.

Edad de la muestra del Complejo Acatlán

En la muestra (P0290) de la unidad metasedimentaria del Complejo Acatlán, el conjunto más joven y confiable de zircones tiene una edad promedio de 481 Ma, lo que indica una edad máxima de depósito del Ordovícico Temprano. El diagrama de distribución de probabilidad contiene poblaciones importantes en el rango de 1485 a 902 Ma, presentando picos en 1307, 1191, 1176 y 1032 Ma. Estas edades indican que una de las principales fuentes de aporte eran rocas producidas durante la orogenia Grenvilliana. La segunda población más importante, está en el rango de 887-518 Ma, e incluye picos de 751, 622 y 561 Ma. Estas poblaciones indican que otra fuente de aporte era rocas que se formaron durante el tiempo asignado a la Orogenia Pan-Africana (Rino *et al.*, 2008). Las poblaciones obtenidas en esta muestra se compararon con las edades obtenidas por Talavera-Mendoza *et al.* (2005) en unidades del Complejo Acatlán. La comparación se realizó a través del programa *overlap* y *similarity* propuesto Gehrels (2000). El resultado indica que la muestra estudiada tiene un traslape (*overlap*=presencia de una edad en las distribuciones que se comparan) de 0.881 y una similitud (*similarity*= se calcula sumando la raíz cuadrada de los productos de cada edad) de 0.802 con las edades de obtenidas de la Formación Cosoltepec 1 (muestra de la localidad tipo) (Fig. 85). Aunque también tiene un traslape de 0.873 y una similitud de 0.774 con la Formación Chazumba 1 (Fig. 85). La edad obtenida en el presente estudio, es más antigua que la edad Devónica (~410) obtenida por Talavera-Mendoza *et al.* (2005) para la Formación Cosoltepec en la localidad tipo. Talavera-Mendoza *et al.* (2005) interpretan que la Formación Cosoltepec se depositó cerca de la corteza continental grenvilliana de Gondwana.

| Horcasitas | Horcasitas | Tecomate | Xay en Mimilulco | Xay en Ixcamilpa | Cosoltepec 1 | Cosoltepec 2 | Chazumba 1 | Chazumba 2 | Magdalena | 0 |
|------------------|------------|----------|------------------|------------------|--------------|--------------|------------|------------|-----------|-------|
| Tecomate | 0.731 | | | | | | | | | |
| Xay en Mimilulco | 0.744 | 0.894 | | | | | | | | |
| Xay en Ixcamilpa | 0.824 | 0.593 | 0.616 | | | | | | | |
| Cosoltepec 1 | 0.881 | 0.734 | 0.747 | 0.827 | | | | | | |
| Cosoltepec 2 | 0.775 | 0.665 | 0.686 | 0.706 | 0.728 | | | | | |
| Chazumba 1 | 0.873 | 0.755 | 0.767 | 0.827 | 0.858 | 0.817 | | | | |
| Chazumba 2 | 0.770 | 0.740 | 0.844 | 0.666 | 0.754 | 0.700 | 0.774 | | | |
| Magdalena | 0.780 | 0.552 | 0.628 | 0.763 | 0.736 | 0.793 | 0.594 | 0.696 | | |
| 0 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |

| Horcasitas | SAMPLE 1 | SAMPLE 2 | SAMPLE 3 | SAMPLE 4 | SAMPLE 5 | SAMPLE 6 | SAMPLE 7 | SAMPLE 8 | SAMPLE 9 | 0 |
|------------------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|----------|-------|
| Tecomate | 0.588 | | | | | | | | | |
| Xay en Mimilulco | 0.610 | 0.926 | | | | | | | | |
| Xay en Ixcamilpa | 0.803 | 0.501 | 0.560 | | | | | | | |
| Cosoltepec 1 | 0.802 | 0.666 | 0.738 | 0.810 | | | | | | |
| Cosoltepec 2 | 0.758 | 0.630 | 0.699 | 0.807 | 0.817 | | | | | |
| Chazumba 1 | 0.774 | 0.791 | 0.826 | 0.802 | 0.850 | 0.856 | | | | |
| Chazumba 2 | 0.614 | 0.752 | 0.826 | 0.649 | 0.777 | 0.781 | 0.824 | | | |
| Magdalena | 0.775 | 0.571 | 0.647 | 0.861 | 0.822 | 0.854 | 0.817 | 0.732 | | |
| 0 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |

Figura 85. Traslapo y similitud entre la muestra estudiada (P0290) y las distribuciones de edades obtenidas por Talavera-Mendoza *et al.* (2005) para unidades del Complejo Acatlán.

Complejo Xolapa

El Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán se compone por una secuencia metasedimentaria migmatizada con edad máxima de depósito del Triásico Tardío, de la que derivan gran diversidad de morfologías migmatíticas de tipo metatexitico y diatexitico, que fueron producidos por al menos tres estadios migmatíticos, que son: A) Estadio inicial, que se conserva principalmente en la parte interna de los schollen y es representado por estructuras en parche, red y estromáticas, siendo la última la más predominante; B) Estadio avanzado, es representado por amplios afloramiento de diatexitas con estructuras schollen y schlieren con foliación sinanatóctica muy penetrativa que es datado en 38 Ma edad de la diatexitita; C) Estadio tardío, evidenciado por neosomas pegmatíticos cuarzo-feldespaticos con deformación incipiente. Las paragénesis y la geotermobarometría indican condiciones metamórficas de alta temperatura y baja presión.

Evolución estructural

A partir de observaciones de campo, análisis estructural, microtectónica, geocronología y geotermobarometría, se propone la siguiente evolución estructural de las rocas del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán.

Fase deformación $D1_{Xob}$, Se considera que esta fase ocurrió antes del evento migmatítico principal, y se atribuye a un evento tectónico que causó el hundimiento y aplastamiento de los sedimentos, generando un evento de metamorfismo regional. Durante dicho metamorfismo se

produjo la asociación $Bt + Ms \pm Grt \pm Sil$ de grano fino, que indica condiciones típicas de la facies de anfibolita. Se interpreta que posterior a $D1_{Xol-Sed}$ y anterior a $D2_{Xol-Sed}$, ocurrió el primer episodio migmatítico, considerando que los leucosomas relacionados a este episodio se encuentran emplazados a lo largo de $S1_{Xol-Sed}$ y actualmente ocurren como pliegues intrafoliales atrapados entre foliaciones posteriores.

Fase de deformación $D2_{Xol}$, es considerada como sinmigmatítica y sinmetamórfica. A esta fase de deformación se asocia el metamorfismo granulítico que registran las rocas del área de San Luis Acatlán y también se asocia a esta fase el segundo estadio de migmatización que está representado por amplios volúmenes de diatexitas gnéisicas asociadas a la secuencia mentasedimentaria. Esta interpretación se basa en i) la asociación mineralógica de $Bt + Qtz + Sil + Grt + Crd + Kfs$, formada en la facies de granulita; ii) La formación de una foliación $S2$ en los metasedimentos que es paralela a la foliación $S1$ de la diatexita; iii) La geotermobarometría en metasedimentos y diatexitas indica que las mismas condiciones de P y T afectaron a ambos conjuntos. Debido a que la deformación $D2$ se considera coincidente al evento principal de migmatización, dicho evento debió ocurrir hace unos 38.05 ± 0.6 Ma, que es la edad U-Pb obtenida en la diatexita.

Fase de deformación $D3_{Xol}$, fase de deformación post-migmatítica que pliega a $S2_{Xol-Sed}$ y $S1_{Xol-Diat}$. Localmente, asociada a este evento de plegamiento se produce una foliación espaciada de plano axial. Este evento de deformación debió ocurrir antes de la intrusión de un granito isotrópico fechado en 30.2 ± 1.0 Ma, que es un límite máximo para este tercer evento deformacional.

Deformación en el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán

Fase de deformación $D_{ZC Xol-Aca}$, está asociada a la zona de cizalla que se ubica en el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Acatlán. Es una fase de deformación que cambia en el tiempo de un comportamiento dúctil a uno frágil y afecta a rocas de ambos complejos y a intrusivos que afloran en la zona limítrofe entre ambos complejos. La zona de cizalla corresponde a una falla normal de bajo ángulo (tipo *Core Complex*), que se generó por el movimiento del Complejo Acatlán hacia el NE, esta zona de cizalla es la responsable de poner en contacto rocas de alto grado metamórfico del Complejo Xolapa con rocas de bajo grado del Complejo Acatlán. La zona de cizalla está afectada por un metamorfismo de bajo grado en facies

de esquistos verdes que comparten ambos complejos y cuerpos intrusivos asociados. La edad para la fase de deformación milonítica no se pudo establecer con precisión, sin embargo, posdata la edad de 38.05 ± 0.6 Ma determinada en este estudio en la diatexita del Complejo Xolapa. La cinemática de desplazamiento a rumbo siniestral documentada en el área de Tierra Colorada (Ratschbacher *et al.*, 1991, Riller *et al.*, 1992; Solari *et al.*, 2007) y en la zona de cizalla de Chacalapa (Tolson, 2005) no fueron encontradas en el área de San Luis Acatlán. La cinemática y orientación de la falla normal de San Luis Acatlán no concuerdan con el sistema de fallas normales asociadas a las fallas a rumbo por lo que no pueden verse como un sistema.

Deformación tardía, es una deformación meramente frágil que afecta a la gran mayoría de las rocas del área de estudio. Se considera como la última deformación que presentan las rocas, y puede ser posdatada en 30.2 ± 1.0 edad del granito con deformación frágil.

Condiciones del metamorfismo

Se determinaron las condiciones de metamorfismo de las rocas del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán. Las rocas estudiadas corresponden principalmente a rocas pelíticas y básicas. Las paragénesis en estas rocas, pero sobre todo, en las rocas pelíticas indican condiciones de alta temperatura y baja presión. Los cálculos termobarométricos coinciden con las paragénesis e indican condiciones de facies de granulita de baja P/alta T. Estas condiciones y la distribución de los puntos en el diagrama P-T (Fig. 86) sugieren que el metamorfismo que presentan las rocas en el área corresponde a una fase del proceso de exhumación del Complejo Xolapa.

Las condiciones de metamorfismo en otros sectores del Complejo Xolapa, varía en gran medida. Las condiciones de metamorfismo en sector de Tierra Colorada fueron establecidas en la secuencia metasedimentaria (Sarmiento-Villagrana, 2009) y en ortogneises de composición básica (Carreño-Salgado, 2010). En este sector las rocas registran dos fases de metamorfismo, una fase prógrada en condiciones de temperatura (505 °C a 736 °C) y presión (3.5-11 kbar) intermedias en facies de anfibolita (tipo Barroviano) y una segunda fase, en facies de granulita en condiciones alta temperatura (679 °C a 900 °C) y baja presión (1.3-6.4 kbar) relacionada al proceso de exhumación. En cambio, las rocas del área de San Luis Acatlán sólo registran las condiciones de baja presión (2.4-5.3 kbar) /alta temperatura (652 °C a 848 °C) relacionado al proceso de exhumación del Complejo Xolapa. En ninguna de las muestras estudiadas se encontró el metamorfismo de tipo Barroviano de P y T intermedias. Aunque al sur del área Gómez-Rivera (2010) reporta condiciones de metamorfismo intermedias, temperatura (617 °C a 799 °C) y

presión (4.8-8.7 kbar). Las condiciones de metamorfismo, pero sobretodo la presión para el área de San Luis Acatlán difieren en gran medida de las reportadas por Corona et al. (2006) para el sector de Puerto Escondido-Puerto Ángel, las temperaturas reportadas van de 830 °C a 900 °C y presiones de 6.3-9.5 kbar. En cambio, en el sector de San Pedro Amuzgos (Maldonado-Villanueva, 2010; García-Hernández, 2010) se obtuvieron condiciones de temperatura muy similares a las de San Luis Acatlán, con diferencias notables en la presión pero similares a las del sur del área (Maraquelia).

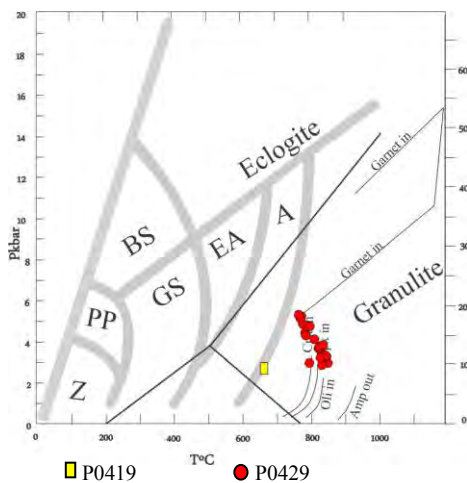


Figura 86. Condiciones P-T determinadas para la parte norte (este estudio).

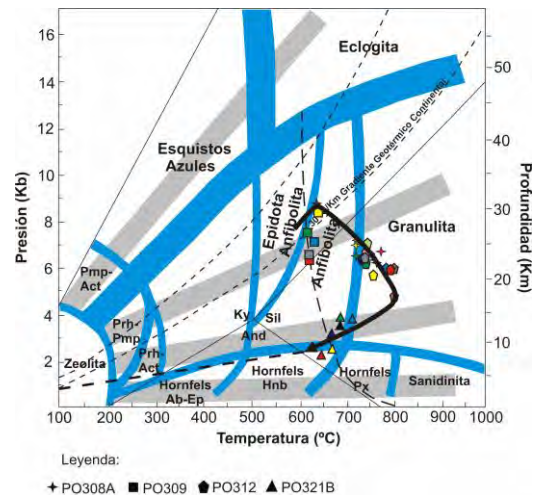


Figura 87. Diagrama P-T que muestra las condiciones de metamorfismo, para el sur del área (Gómez-Rivera, 2010).

Comparando los diagramas obtenidos tanto para el norte del área (este trabajo) y sur del área (Gómez-Rivera, 2010) se puede observar claramente (Fig. 86 y 87) lo siguiente: 1) La secuencia metasedimentaria (muestras P0309 y P0419A) registra las temperaturas más bajas con respecto al resto; 2) La presión varía en todos los tipos de roca, de acuerdo a la zona: zona sur mayores presiones (muestras P0308A, P0312) y zona norte más baja presión (muestras P419, P0429, P0321B). Las variaciones tan marcadas en las presión indican que las rocas al sur del área se exhumaron desde una profundidad ~30 km, mientras que en la parte norte en los alrededores de San Luis Acatlán, las rocas se exhumaron de una profundidad de ~17 km.

Considerando qué en otras áreas se han determinado condiciones de mayor presión y menor temperatura previas a la fase de menor presión y más alta temperatura, se interpreta que el metamorfismo de facies de granulita registrado en el área de estudio se produjo durante un levantamiento; durante el levantamiento, la temperatura aumento en vez de disminuir, caso

contrario a como explican en los modelos clásicos para procesos de exhumación, este sobrecalentamiento causó la fusión de rocas, generando extensas zonas de diatexitas que fueron datadas en este estudio en 38.05 ± 0.6 Ma. Esta interpretación es soportada por la existencia de afloramientos amplios de diatexitas asociados a las unidades metasedimentarias y la gran similitud en las condiciones de metamorfismo entre ambos tipos de rocas. Las condiciones de alta temperatura y baja presión que registran las rocas del área de San Luis Acatlán son típicas de un contexto tectónico de zonas de rift, lo que sugiere que estas rocas podrían haberse formado en este ambiente tectónico.

Edad del metamorfismo y migmatización

Uno de los aspectos fundamentales de la evolución térmica, es ubicar en el tiempo el proceso metamórfico, en este sentido algunos estudios previos han sugerido algunas edades para el metamorfismo. Por ejemplo, Herrmann *et al.* (1994) proponen que el evento metamórfico principal y la migmatización asociada ocurrieron entre 66-46 Ma. Ducea *et al.* (2004), sugieren que el metamorfismo y migmatización debieron ocurrir a <55 Ma, edad más antigua de los plutones no deformados. Corona-Chávez *et al.* (2006) basados en elementos geocronológicos y estructurales, sitúan el metamorfismo y migmatización entre 110-60 Ma. Talavera-Mendoza *et al.* (2006) sugieren dos eventos tectonotérmicos, uno en el Terciario Inferior 62-60 Ma, y otro en el Terciario Medio 34-32 Ma. Solarí *et al.* (2007) señalan que la migmatización que acompaña el metamorfismo ocurrió antes de ~ 134 Ma basados en el hecho de que granitos de 129 ± 0.5 Ma no se encuentran migmatizados. En un estudio más reciente Sarmiento-Villagrana (2009) determinó la edad de migmatización en 65 Ma en zircons de un granito de muscovita y el metamorfismo se estimó en 60 Ma a partir de análisis puntuales en bordes de zircons de rocas metasedimentarias que presentan una edad máxima de depósito de 126 Ma. La mayoría de las edades para el metamorfismo fueron determinadas en el área de Tierra Colorada, unas pocas fueron determinadas en la región de Puerto Escondido, Pochutla y Cruz grande (25.1 ± 11 Ma, 48.1 ± 0.98 Ma, 46 ± 0.78 Ma respectivamente). En el presente estudio, la edad de 38.05 ± 0.6 Ma se atribuye a la cristalización de la diatexita. Se considera que dicha edad corresponde al segundo estadio migmatítico relacionado con la exhumación para el área de San Luis Acatlán, y se considera sincrónica con el metamorfismo de baja presión que contienen las diatexitas (condiciones $P=2.3$ y 4.8 kbar, $T=645$ a 799° C determinadas por Gómez-Rivera (2010)). El

metamorfismo regional y la migmatización asociada debieron culminar antes de 30.2 Ma que es la edad obtenida para un granito isotrópico carente de migmatización o deformación dúctil y que intrusión a las rocas metamórficas y migmatíticas.

El fin de la migmatización y metamorfismo en el área de Tierra Colorada fue constreñido entre 60 y 54 Ma (Ducea *et al.*, 2004; Díaz-Duque, 2010) a partir de cuerpos plutónicos sin metamorfismo. Con base en las edades de estudios previos y las obtenidas en este estudio, se interpreta que el metamorfismo y migmatización en el área de Tierra Colorada y San Luis Acatlán ocurrieron de forma diacrónica, y no se pueden correlacionar entre un área y otra. Las edades metamórficas y migmatíticas obtenidas en este estudio, coinciden con el tiempo (60 y ~36-37 Ma) en que se considera que ocurrió el rift continental en el Terreno Xolapa (Díaz-Duque, 2010).

Proveniencia

En la unidad metasedimentaria del Complejo Xolapa, el conjunto de edades más jóvenes y confiables es de 213 Ma, lo que indica una edad máxima depósito del Triásico Tardío para dicha secuencia. Contiene dos poblaciones dominantes, una del Mesoproterozoico - Neoproterozoico (1399-839) y la otra, del Pensilvánico - Triásico Tardío. En la primera población el pico mayor es a ~1152, lo que sugiere que proviene del orógeno Grenvilliano. La segunda población, con un pico de ~288 Ma, es decir, del Pérmico Temprano, puede provenir de rocas magmáticas pérmicas las cuales han sido reportadas desde el NW de Sonora (Arvizu *et al.*, 2009), hasta el sur de México (terrenos Mixteca, Xolapa y Oaxaca, Yañez *et al.*, 1991; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2000; Ducea *et al.*, 2004; Solari *et al.*, 2001), así como en el Bloque Maya (Damon, 1975; Weber *et al.*, 2007). Las edades pérmicas han sido interpretadas como un arco pérmico el margen continental activo Pacífico de Gondwana (Weber *et al.*, 2007). Estas ocurrencias en México han permitido a algunos autores (Torres *et al.*, 1999; Solari *et al.*, 2001; Weber *et al.*, 2007) proponer una conexión de este arco permo-triásico con el del SW de Norteamérica. La existencia de granitos Pérmicos en el Complejo Xolapa, podría sugerir que estas rocas son las que se erosionaron y fueron la principal fuente de aporte de los sedimentos del Complejo Xolapa.

Con base en la geocronología U-Pb de los zircones detríticos de rocas metasedimentarias de los complejos Xolapa y Acatlán se interpreta lo siguiente: a) Las poblaciones de los zircones detríticos de los metasedimentos del Complejo Acatlán son más viejas comparadas con las

poblaciones de los metasedimentos del Complejo Xolapa, por lo que es claro que estas dos secuencias son distintas y no se pudieron haber formado por el aporte de las mismas fuentes y; b) El traslape y similitud (Fig. 85) de las poblaciones de zircones de la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán que aflora en el poblado de Horcasitas, con las poblaciones de zircones de la Formación Cosoltepec 1 (muestra de la localidad tipo) Talavera-Mendoza *et al.* (2005) indican que ambas unidades son la misma, es decir la Formación Cosoltepec.

X. Conclusiones

Los conjuntos petrológicos tanto del Complejo Xolapa como del Complejo Acatlán difieren en gran medida en estilo de formación, condiciones de metamorfismo, edad y proveniencia.

- En la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán se determinaron tres fases de deformación (**D1_{Aca}**, **D2_{Aca}**, **D3_{Aca}**) producto de deformación dúctil.
- En el Complejo Xolapa se determinaron tres fases de deformación (**D1_{Xol}**, **D2_{Xol}**, **D3_{Xol}**) que se produjeron por deformación dúctil.
- En el contacto entre ambos entre el Complejo Xolapa y Complejo Acatlán se produjo una fase de deformación (**D_{ZC Aca-Xol}**) que cambia en el tiempo de un comportamiento dúctil a uno frágil. La deformación dúctil o milonítica se asocia a una zona de cizalla que limita ambos complejos. Los indicadores cinemáticos y la lineación de estiramiento indican un movimiento normal oblicuo de la cima hacia N12 °E.
- La edad milonítica relacionada con el movimiento del Complejo Acatlán hacia el NE se posdata en 38.05 ± 0.6 , edad de la diatexita milonítica.
- Las paragénesis y geotermobarometría en las rocas del Complejo Xolapa indican condiciones de metamorfismo dinamotérmico de alta T / baja P relacionado con la exhumación.
- El metamorfismo del alta T / baja P fue acompañado de altas tasas de fusión parcial que produjeron el segundo estadio migmatítico que ocurrió en $\sim 38.05 \pm 0.6$ Ma.
- El fin de la deformación relacionada con el metamorfismo regional culminó antes 30.2 ± 1.0 Ma.
- La edad máxima de depósito para la secuencia metasedimentaria del Complejo Acatlán de ~ 481 Ma (Ordovícico Temprano).
- La edad máxima de depósito de la secuencia metasedimentaria del Complejo Xolapa es de 213 Ma (Triásico Tardío).
- Las poblaciones de zircones detríticos en las rocas del Complejo Acatlán son más viejas que las poblaciones de las rocas del Complejo Xolapa.

Bibliografía

- Anderson, J. L. y Smith, D. R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am Mineral* 80, 549-59.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Ortega-Gutiérrez, F., (1997). Geología y Petrología del Complejo Xolapa en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero: *Boletín de Mineralogía*, 13(1), 3–32.
- Arvizu, H., et al 2009, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta en el NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental activo del SW de Norte América: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709–728.
- Battacharya, A., Mazumdar, A.C., Sen, S.K. (1988). Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites, *American Mineralogist* V. 73, p. 338-344,
- Bhattacharya A., Mohandty L., Maji A., Sen S.K., Raith M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constrains from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111, 87-93
- Campa, M.F., Coney, P.J., (1983). Tectonostratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, p. 1040-1051.
- Carreño-Salgado, V. (2010). Metamorfismo de los ortogneises del Complejo Xolapa en el área de Xaltianguis-Acapulco, Guerrero. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 76p.
- Cathelineau, M., 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperatura: *Clays and Clays Minerals*, v. 23, p. 471-485.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., and Ortega-Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: *Geology*, v. 21, p. 419–422
- Corona-Chávez, P., Poli, S., Bigioggero, B. (2006). Syn-deformational migmatites and magmaticarc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico: *Journal of Metamorphic Geology*, 24, p.169-192.
- Damon, P.E., 1975, Dating of Mesozoic-Cenozoic metallogenetic provinces within the Republic of Mexico (1965-1975), *in* Salas, G.P. (ed.), *Carta y Provincias Metalogenéticas de la República Mexicana: Consejo de Recursos Minerales*, 50-71.
- De Cserna, Z. (1965). Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín*, p. 62, 77.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. (1992). *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. 2nd Edition. Longman, p. 687.
- Díaz-Duque, L. (2010). Estudio petrográfico, estructural, geocronológico y geoquímico de los diques deformados y no deformados en el Terreno Xolapa en la región de Tierra Colorada, Guerrero. Académica Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 71p.
- Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J. Valencia, V.A. (2004). Geological evolution of the Xolapa Complex, Southern Mexico. Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116, p.1016-1025.

- Eliás-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2000, Roots of the Caltepec fault zone, southern Mexico—Early Permian epidote bearing anatectic granitoids, *en* II Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jalisco: GEOS, 20(3), p. 323.
- García-Hernández, C. (2010). Estudio petrológico y termobarométrico del Complejo Xolapa en la región de San Pedro Amuzgos, Oaxaca. Unidad Académica Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 53p.
- Ganguly, J., and Saxena, S. K. (1984) Mixing properties of aluminosilicate garnets: Constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *American Mineralogist*, 69, 88-97.
- Gómez-Rivera, F. (2010). Caracterización metamórfica y geotermobarometría del Complejo Xolapa, el área de San Luis Acatlán-Marquelia, Guerrero. Unidad Académica Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 98p.
- Gehrels GE (2000) Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and California. *Geol Soc Am Spec Paper* 347:1-17.
- Hackler Rt, Wood BJ (1984) Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg garnet mixing properties. *Am Mineral* 74: 994-99.
- Guerrero J.C., Silver, L.T. y Anderson, T.H. (1978). Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa (Resumen). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 39, 22-23.
- Grajales-Nishimura, J. M., Centeno-García, E., Keppie, J. D., Dostal, J., 1999, Geochemistry of Paleozoic basalt from the Juchatengo complex of southern Mexico: tectonic implications: *Journal of South America Earth Sciences*, 12, 537-544.
- Herrmann, U., Nelson, B.K., Ratschbacher, L. (1994). The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, 13, p.455-474.
- Holland, T. y Blundy, J. (1994). Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 116, p.433-447.
- Holdaway, M. J. (1971) Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271, 97-131.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., Lopez, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Koziol, A. M. y Newton, R. C. (1988). Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz barometer. *American Mineralogist*, 73, p. 216-223.
- Leake, B.E. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, Commission on new mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35, p. 219-246.
- Maldonado-Villanueva, R. (2010). Reacciones de fusión incongruente y equilibrio de fases ferro-magnesianas en migmatitas de la región central del Complejo Xolapa (Sur de México). Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría.

- Morán-Zenteno, D.J. (1992). Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región Tierra Colorada - Acapulco – Cruz Grande, Estado de Guerrero: México, Universidad Autónoma de México, tesis doctoral, p.187.
- Morimoto, Chairman (1988). Nomenclatures of pyroxenes, *American Mineralogist*, v. 73, p. 1123-1133.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., Lopez, R. (1999). Late Ordovician - Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana- Laurentia connections: *Geology*, 27, 719-722
- Pérez-Gutiérrez R., Solari L., Gómez-Tuena y Valencia V.; 2009. El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, p. 222-242.
- Pérez-Gutiérrez R., and Uwe M.; 2009. Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions, 1 Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, México D.F, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, 2009, p. 201-221
- Ratschbacher L., Riller U., Meschede M., Herrmann U. y Frisch W.; 1991; Second look at suspect terranes in southern Mexico; *Geology* 19(12); 1233-1236
- Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., (1992). Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 5, p.237-249.
- Rino, S., Kon, Y., Sato, W., Maruyama, S., Santosh, M., Zhao, D., 2008. The Grenvillian and Pan-African orogens: world's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research* 14, 51–72.
- Robinson, R. y Pantoja-Alor, J. (1968) Tremadocian trilobites from Nochixtlán región, Oaxaca, Mexico. *Journal Paleontology*, 42, 767-800.
- Rosencrantz, E., Sclater, J.G., 1986, Depth and age in the Cayman Trough: *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 133-144.
- Sarmiento-Villagrana. (2009). Trayectoria P-T-t del Complejo Xolapa en el sector Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero. Unidad Académica Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 123p.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003, Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, 365, 257-282.
- Sarmiento-Villagrana, A. (2009). Trayectoria P-T-t del Complejo Xolapa en el sector Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 121p.
- Sawyer, E.W. (2008). Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, Canada, 371p.
- SGM. (2000). Carta Geológico-Minera Acapulco E14-11 Guerrero y Oaxaca.

- Schaaf, P., Morán, D., Hernández, M.S., Solís, G., Tolson, G., and Köhler, H., (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Sedlock, R., Ortega, F., and Speed, R., (1993). Teconostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Geological Society of America, Special Paper, 278, pp. 153.
- Solari, L.A., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., Keppie, J.D., 2001, The 275 Ma arc-related La Carbonera stock in the northern Oaxacan Complex of southern Mexico: U-Pb geochronology and geochemistry: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 149-161.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernández Pineda, G., Solé, J., Hernández-Treviño, T., Solís-Pichardo, G., (2007). Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: Geological Society of America, Bulletin 119, 1265.
- Schmidt MW (1992). Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib Mineral Petrol* 110:304-310.
- Spear F. S 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Monograph Series, Mineralogical Society of America, Washington, DC, 799 p.
- Spear FS, Cheney JT (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{H}$. *Contrib Mineral Petrol* 101:149-164
- Talavera-Mendoza. O.T., y Guerrero, S.M., 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of the southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences*. 13: 297-324.
- Talavera–Mendoza. O. 1993. Les formations orogéniques mésozoïques dy Guerrero (Mexique méridional). Contribution a la connaissance de l'évolution géodynamique des cordillères mexicaines. Ph. D. Thesis. Université Joseph Fourier-Grenoble I, France.
- Talavera - Mendoza et al., (2006). Origen y Evolución Térmica del Complejo Xolapa, sur de México. U. A. *Ciencias de la Tierra*, Universidad Autónoma de Guerrero, A. P. 197.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., and Campa-Uranga, M.F. (2005). U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 235, p. 682–699.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern México: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, *in* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Geological Society of America, Special Paper 340, 191-196.
- Torres de León, R. (2005). Análisis Estructural y Caracterización Petrográfica de Unidades Miloníticas en el Área de La Venta, Estado de Guerrero: Implicaciones Tectónicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 65 p.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), p.111-122.

- Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Meza-Figueroa, D. (2007). Pressure -temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans. *GSA Bulletin*, v.119, No.9, p.1249-1264.
- Weber, B., Iriondo, A., Premo, W.R., Hecht, L., Schaaf, P., 2007, New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE Mexico: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 253-269.
- Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications of Paleozoic North America tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, 103, 817-828.