



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

“Caracterización estratigráfica y estructural de la
cubierta cenozoica en Cosoltepec, Oax. Sur de México”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Ingeniero Geólogo

PRESENTA

ORESTES ANTONIO DE LA ROSA MORA



DIRECTOR DE TESIS: DR. GILBERTO SILVA ROMO

México D.F. 2015

Índice de contenido

Resumen.....	3
Agradecimientos.....	4
Capítulo I Introducción.....	5
Localización y vías de acceso.....	9
Fisiografía.....	10
Objetivos.....	10
Objetivo general.....	10
Objetivos particulares.....	10
Metas.....	10
Metodología de trabajo.....	11
Trabajo de gabinete previo al trabajo de campo.....	11
Trabajo de campo.....	11
Trabajo de gabinete.....	12
Capítulo II. Estratigrafía.....	13
Objetivo del trabajo de estratigrafía.....	13
Cubierta volcánica cenozoica.....	13
Basamento Metamórfico.....	17
Toba Jagüey.....	17
Columna Estratigráfica.....	20
Andesita Cosol.....	22
Diques.....	23
Geocronología.....	25
Capítulo III. Geología Estructural.....	26
Objetivo del trabajo de geología estructural.....	26
Estructuras Geológicas de edad Cenozoica.....	26
Estructuras locales.....	28
Deformación en la Toba Jagüey.....	30
Sector Sureste.....	30
Sector Suroeste.....	32
Sector NE.....	34
Sector Noroeste.....	35
Deformación en la Andesita Cosol.....	35
Deformación frágil en el basamento metamórfico.....	36
Capítulo IV. Discusión.....	38
Fase de deformación sintectónica.....	38
Fase de deformación no tectónica.....	39
Capítulo V. Conclusiones.....	42
Bibliografía.....	44
Apéndice I.....	48
Apéndice II.....	58
Apéndice III.....	64

Resumen

La sucesión cenozoica expuesta en Cosoltepec, Oax., consiste en dos unidades litoestratigráficas informales, una volcanoclástica acumulada en condiciones fluvio-lacustres con un espesor aproximado de 65 m, la cual se propone informalmente como Toba Jagüey, la otra unidad que se propone como Andesita Cosol, consiste en andesitas-basálticas y brechas volcánicas. La Toba Jagüey en la base de la sucesión cenozoica contiene circones magmáticos y biotitas. Los circones se fecharon por el método de Ablación Laser, en 33.57 ± 0.36 Ma, que representa una edad de formación. Las biotitas se fecharon por el método isotópico de Rb-Sr en 27.3 ± 0.55 Ma, y representan un recalentamiento provocado por el vulcanismo andesítico.

La Toba Jagüey presenta estructuras sinsedimentarias compatibles con una extensión en sentido suroeste-noreste, en la cual se formó un graben. En el hombro suroeste, la Toba Jagüey presenta inclinaciones hasta de 50° y define un arreglo de pequeños bloques imbricados, yuxtapuestos por fallas inversas. El origen de tales estructuras se explica por el empuje que ejerció un primer flujo de andesita, que fluyó hacia el sur, contra el bloque de piso de la falla Cosol suroeste. Los derrames andesíticos subsecuentes cubrieron los bloques imbricados y finalmente la erosión favoreció la exposición de los rasgos descritos.

La extensión en sentido suroeste–noreste es compatible con el entorno tectónico propuesto previamente para el Oligoceno-Mioceno en el Sur de México.

Agradecimientos

Agradezco a los pobladores de Cosoltepec, Oax., su hospitalidad y las facilidades otorgadas para el mejor desarrollo de las investigaciones que realicé en la localidad, en especial al presidente municipal Profesor Roberto Ramirez Cruz, a la tesorera Sra. Antelma Luisa Espinosa Torres, al sindico municipal Sr. Héctor Hernandez, al regidor de hacienda Sr. Rosendo Hernandez Cortazar y a la presidenta del DIF municipal Profesora Virginia Solano Cruz.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM, IN114613 ¿Las sucesiones cenozoicas del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca registraron la evolución tectónica durante el truncamiento de la costa pacífica mexicana?, agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Agradezco el apoyo en la realización de los estudios petrográficos al proyecto Infra-CONACyT-2014 225845 y al laboratorio CODICE CNCPC-INAH.

Un agradecimiento especial al los sinodales que prestaron su tiempo y dedicación para la realización de este trabajo Dra. Claudia Mendoza, al M.C. Emiliano Campos, a la Dra. Laura Mori, al Ing. Jorge Nieto y muy especialmente al Dr. Gilberto Silva quien me enseñó a ver la historia que guardan las rocas.

Agradezco muy especialmente a mis padres Antonio y Lucy que me han apoyado siempre y sin importar los obstáculos que el camino nos presente siempre han estado a mi lado, este trabajo, mis logros y felicidad es de ustedes, a mi hermano Alfonso que es mi inspiración para seguir adelante, a mi abuela Alicia la persona que es mi luz de vida, a mis primos Adriana, David y Polo con los que compartí mi infancia. Agradezco la compañía de mis compañeros de vida y amigos con los que he compartido mis sueños y esperanzas Ariadna, José, Mara, Pablo y Fabiola, que la vida siga cruzando nuestros caminos. A mis compas que me enseñaron que otro mundo es posible Itza, Priz, Obed, Luna, Adrian y Carmen. Agradezco a mis colegas Alam, Boni, Ívan, Emanuel, Nallely y Elder que criticaron mi trabajo y fueron participes en la realización de este, que la geología no sea nuestro trabajo, sea nuestra pasión. Y un agradecimiento a mi compañera Alethia que me acompañó en las dificultades y alegrías de la recta final de ésta etapa de mi vida.

Capítulo I Introducción

El estudio de los rasgos estructurales que afectan a las sucesiones cenozoicas en el Sur de México, principalmente las sinsedimentarias, contribuirá a entender la evolución geológica regional. Cosoltepec, Oax., se encuentra emplazado en la zona limítrofe entre los afloramientos del basamento metamórfico compuesto por el complejo Acatlán y la sucesión cenozoica que conforma una prominencia a manera de una loma pequeña, los cortes de la carretera muestran claramente las características estratigráficas y las relaciones estructurales, de tal forma que el estudio de un área pequeña permite obtener información que se puede extrapolar a nivel regional. La zona de estudio se encuentra dentro del Terreno Mixteco (Sedlock *et al.* 1993), terreno delimitado al oriente con el Terreno Zapoteco por la Falla Caltepec, al occidente con el Terreno Nahuatl por la Falla Papalutla y al sur-oriente con el Terreno Chatino por la Falla Chacalapa (Figura 1.1). El sur de México presenta una discontinuidad en el arreglo de los terrenos que lo conforman, manifiesta por la exposición del Complejo Xolapa, basamento del terreno Chatino. Éste se ha interpretado, dado su metamorfismo de alta presión y baja temperatura, como el fragmento mesocortical de un arco volcánico continental (Ortega-Gutiérrez, 1981). El Complejo Xolapa se presenta cortado por plutones sin metamorfismo, ni deformación regional. Edades reportadas por Morán-Zenteno (1992) ubican a las rocas ortognéisicas del Complejo Xolapa en el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano y el plutonismo, a manera de las raíces de un arco volcánico, en el Eoceno–Oligoceno (Morán-Zenteno, 1992). Esta franja de basamento conforma, en la actualidad, la costa mexicana desde Acapulco, Gro., hasta Puerto Escondido, Oax. La falta de la porción de ante-arco en la margen pacífica del Sur de México evidencia el truncamiento de esa margen continental. Para explicar el truncamiento de la margen sur de México y la instauración del arco volcánico de la Faja Volcánica Transmexicana, se han vertido dos hipótesis predominantes referentes: el *detachment* del Bloque Chortis (Pindell, 1985; Pindell *et al.* 1988, Pindell *et al.* 2006, Silva-Romo, 2008; Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009) y la teoría de erosión por subducción de Keppie y Morán-Zenteno (2005).

1. El modelo de *detachment* del Bloque Chortis, que comprende los territorios de Honduras y Nicaragua, se ve favorecido por la similitud de los rasgos tectonoestratigráficos entre el bloque y el sur de México, indicando su continuidad y proponiendo el desplazamiento del bloque Chortis a su actual posición (Rogers, 2003, Silva-Romo *et al.* 2008) mediante su transferencia de la placa de Norteamérica a la placa del Caribe.

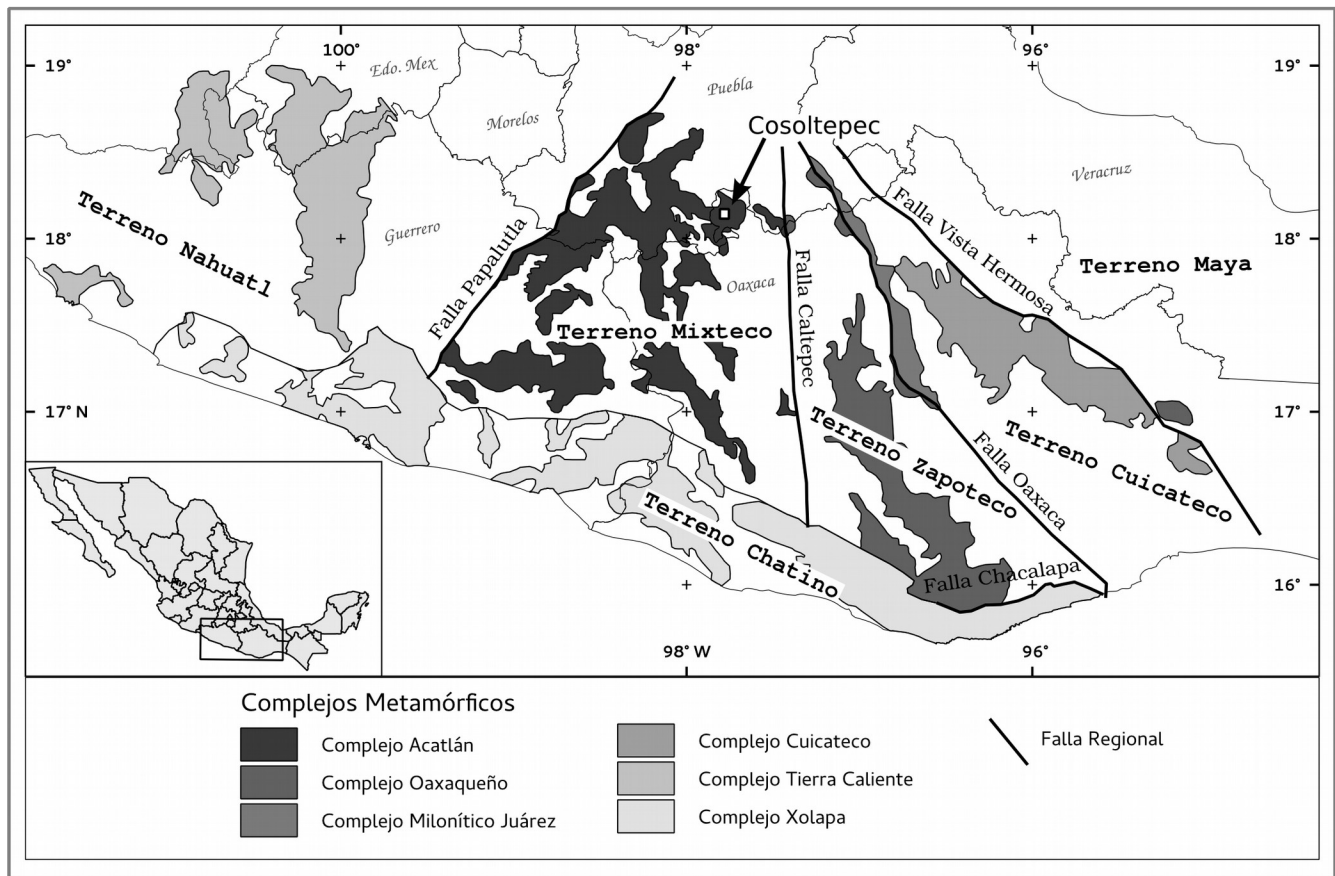


Figura 1.1 Terrenos tectonoestratigráficos de acuerdo a Sedlock et al. 1993. Figura modificada de Tolson, 2005.

2. En contraposición a esta propuesta, se tiene la teoría de erosión por subducción de Keppie y Morán-Zenteno (2005), en donde la ausencia de la porción de ante-arco, es resultado de un proceso de erosión tectónica de la corteza continental que quedó atrapada en la zona de subducción y transportada al interior del manto (Keppie et al. 2012).

Se revisaron las estructuras mayores del sur de México con el objetivo de tener un marco regional estructural. Los rasgos estructurales que delimitan a los terrenos tectonoestratigráficos son de edades distintas en ocasiones han sido interpretados como zonas de sutura asociados a acreción (Sedlock et al. 1993) (Figura 1.1). En estas estructuras ancestrales se han identificado reactivaciones durante el Mesozoico, Cenozoico y el reciente (Elías-Herrera et al. 2005). Para nuestro estudio sobre la cubierta cenozoica resulta importante mencionar la existencia de estos límites y la documentación de sus reactivaciones en el Cenozoico, ya que esto nos ayudara a tener claridad sobre la dinámica pos-orogénica en el sur de México.

Falla Caltepec: Se encuentra al oriente de la zona de estudio, con una dirección norte-sur, delimita a los terrenos Mixteco al poniente y Zapoteco al oriente, tuvo un mecanismo transpresional derecho. La Falla Caltepec es un resultado de la actividad tectonomagmática y metamórfica del Pérmico durante la consolidación de Pangea, donde estos dos terrenos tectonoestratigráfico se amalgamaron (Elías-Herrera *et al.* 2005). En la falla se reportan reactivación durante el Mesozoico, Cenozoico y el reciente. La edad del evento de cizalla dúctil es de 275.6 – 270.4 Ma fechado con el método U-Pb en circones de leucosomas anatéticos, y en el granito sintectónico Cozahuico (Elías-Herrera *et al.* 2005). El registro sedimentológico adyacente indica reactivaciones durante el Cretácico Inferior, Paleógeno, Neógeno.

Falla Chacalapa: La estructura se localiza al norte de la localidad de San Pedro Pochutla, en la costa del estado de Oaxaca. Con una orientación E-W, separa a los terrenos Zapoteco y Chatino, poniendo en contacto los complejos Oaxaqueño y Xolapa. La edad obtenida en las rocas miloníticas es de 29.2 ± 0.2 y 23.7 ± 1.2 Ma. El límite superior es la edad del intrusivo Huatulco fechado por U-Pb en circones (Herrmann, 1994), el límite inferior corresponde a la edad de diques granodioríticos porfídicos que truncan la milonita, fechado por K-Ar en hornblendas (Tolson, 2005).

La Falla Papalutla: Es el límite oriental del Terreno Mixteco con el Terreno Nahuatl (Sedlock *et al.*, 1993), con una orientación general noreste-sureste, se reconoce como una cabalgadura del Complejo Acatlán del Paleozoico sobre las rocas carbonatadas de la formación Morelos (De Cserna, 1980). Con una longitud cercana a 200 km donde se puede apreciar en lugares como Izúcar de Matamoros, y Mochitlan, Gro. Geotectónicamente se asocia al plegamiento laramídico. Silva-Romo (2008) identificó una componente lateral izquierda al noreste de Papalutla, con una reactivación en el Paleoceno, reportando un desplazamiento de 7 km.

Falla Pozo Hondo: Es el rasgo más cercano al área de estudio, se localiza a 13 km al noreste, cerca del poblado Chazumba, Oax., tiene una extensión de aproximadamente 21 km, con un rumbo general N35°W. Esta estructura a diferencia de las anteriores, no es un límite entre terrenos tectonoestratigráficos, pero su dinámica nos ayudara a entender la deformación en la región. La Falla Pozo Hondo yuxtapone a las unidades del Albiano-Cenomaniano, Barremiano con el basamento Paleozoico (Complejo Acatlán), la dinámica de la falla es compleja ya que fue afectada por dos eventos de deformación, en el primero se muestra como una falla normal en el Barremiano, el segundo es una

reactivación en el Cretácico Superior donde se comporta como una falla lateral derecha con una componente normal. Contiene tres flexiones que nos indican la reactivación lateral, la primera es una falla normal a 1.5 km del poblado de Santa Catarina Tehuixtla con una extensión de 2 km, la segunda es una falla inversa con una longitud de 600 m separando la Formación Coyotepec del lente Xoconoxtle y la tercera se encuentra a un kilómetro del cerro Chimalayo con 800 m de extensión, con un movimiento de falla normal. (*Ferreira-Hernández e Islas-Blanco, 2009*).

Dado que el proceso del truncamiento de la margen pacífica del Sur de México se encuentra acotado temporalmente en el Cenozoico, el estudio de la cubierta cenozoica reviste importancia en la comprensión del fenómeno. El trabajo presente se enfoca al estudio de la cubierta cenozoica en las cercanías de Cosoltepec, Oax., para entender mejor la evolución tectónica de la región.

Localización y vías de acceso.

El área de estudio es de forma rectangular con una extensión de 8.234 km², se encuentra en el noroeste del estado de Oaxaca en las colindancias con el estado de Puebla, y está expresada en la carta E14B84 Petlalcingo a escala 1:50,000 de INEGI. Las coordenadas de sus vértices son:

Noroeste 18° 09' 31" N, 97° 47' 52.8" W,	Noreste 18° 09' 30.4" N, 97° 46' 18.9" W,
Suroeste 18° 07' 55.1" N, 97° 47' 53.4" W.	Sureste 18° 07' 54.4" N, 97° 46' 19.6" W

Dentro del área de estudio se encuentra únicamente el poblado de Cosoltepec, al oriente se encuentran los poblados de Joluxtla, Trinidad del Progreso, Acaquizapan, Trinidad Oaxtepec y Santiago Chazumba; al occidente se encuentran los poblados de Pultepec y El Algodón; al norte Chichihualtepec y al sur San Juan Yolotepec y Santa Catalina Chinango. La ciudad más cercana es Tehuacán, Pue. La vía de acceso es la carretera federal 125 de Tehuacán, Pue., con dirección a Huajuapán de León, Oax., tomando la desviación sobre una carretera estatal entre poblado de Santiago Chazumba y San Francisco Huapanapan, que conecta a los poblados de la Trinidad Huaxtepec, Acaquizapan, Joluxtla y Cosoltepec. (Figura 1.2). La carretera estatal rodea el área de estudio facilitando el acceso en las brechas, y los cortes carreteros presentan una buena exposición de las rocas, lo que posibilita la descripción de los afloramientos y la toma de datos.

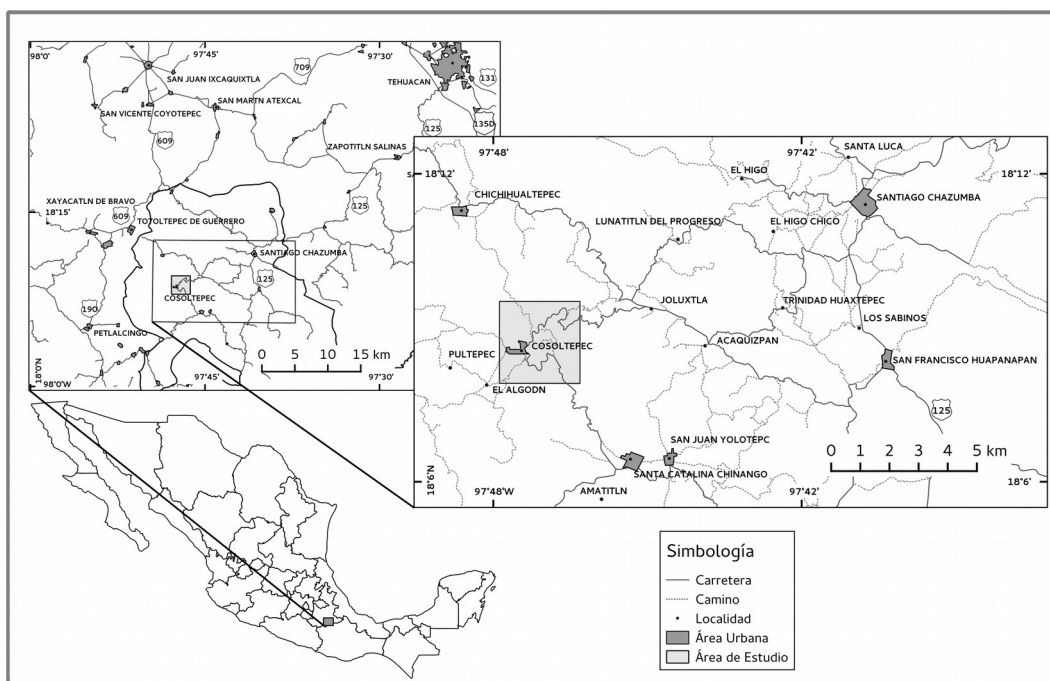


Figura 1.2. Mapa de localización modificado de la carta de escala 1:50,000 E14B84 Petlalcingo de INEGI.

Fisiografía

El área de estudio se encuentra dentro de la Provincia Sierra Madre del Sur, en la subprovincia fisiográfica Sierra del Sur de Puebla, al norte se encuentra la provincia del Eje Neovolcánico, al sur los valles de Oaxaca y al este el Istmo de Tehuantepec. Hidrográficamente está comprendida en el límite oriental de la cuenca del río Balsas, en la sub-cuenca Acatitla-Acatepec, en la vertiente del Océano Pacífico. Dentro de la región se puede distinguir un contraste entre el relieve de las unidades de la cubierta cenozoica, y el basamento metamórfico, donde la cubierta muestra pendientes pronunciadas en las unidades volcánicas, con patrón de drenaje rectangular y aparente control estructural NW-SE. Las unidades epiclásticas tienen pendientes muy suaves y un drenaje dendrítico desarrollado. El basamento presenta pendientes moderadas con morfologías de lomeríos, con drenaje dendrítico uniforme.

Objetivos

Objetivo general

Caracterizar la cinemática de los rasgos estructurales que afectan a la cubierta cenozoica en las cercanías del poblado de Cosoltepec, Oax.

Objetivos particulares

- Delimitar la extensión de la cubierta cenozoica en el área de estudio.
- Determinar la sucesión estratigráfica local.
- Identificar las estructuras geológicas cenozoicas
- Realizar el análisis de las estructuras cenozoicas.
- Obtener la edad de las unidades y la cronología de la deformación cenozoica.

Metas

- Elaborar un mapa geológico del área de estudio.
- Medir la columna estratigráfica expuesta.
- Relacionar cronológica y estructuralmente las estructuras geológicas locales con los procesos tectónicos regionales.

Metodología de trabajo

La elaboración de este trabajo consistió en tres etapas durante las cuales se llevaron a cabo distintas actividades que a continuación se describen:

Trabajo de gabinete previo al trabajo de campo.

- Recopilación de información sobre el área de estudio, que consistió en la búsqueda de artículos relacionados, de los cuales se resalta los estudios previos realizados en la región, entre otros se consultaron los elaborados por Martiny *et al.* (2000), Morán-Zenteno *et al.* (1999) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006).
- Elaboración de un mapa base de la zona de estudio, con la información topográfica, carreteras, y poblados, contenidas en la carta de escala 1:50,000 con clave E14B58 edición 2010 de INEGI.
- A partir del mapa base, se elaboró un mapa geológico previo con base en la fotointerpretación de imágenes obtenidas del globo terráqueo virtual Google Earth, con las cuales se localizaron las zonas de interés y se delimitaron los contactos entre las unidades fotogeológicas a partir de sus características distintivas y de su morfología.

Trabajo de campo

El trabajo de campo se llevó a cabo en el lapso de 3 semanas, en las cuales se realizaron las siguientes actividades:

- Recolección de datos estructurales de planos de foliación, fallas, fracturas, estratificación, contactos, dirección de flujo volcánico y paleo corrientes, toma de 11 muestras y ubicación de 26 estaciones revisadas en el área, localizadas con un receptor GPS en la proyección UTM y que posteriormente se integraron a un sistema de información geográfica (SIG).
- Verificación y reinterpretación del mapa geológico previo, corrección de contactos e identificación de estructuras geológicas mayores.

- Identificación de las unidades litológicas del área y medición de una columna estratigráfica de la unidad volcanoclástica.

Trabajo de gabinete

Con la información obtenida en campo se continuó con las siguientes actividades:

- Reorganización de la información obtenida, con el objetivo de realizar un mapa geológico final, un mapa estructural y la columna estratigráfica con las unidades estratigráficas observadas.
- De las muestras Cosol 02, Cosol 09, Cosol 11 y Cosol 21, se elaboraron láminas delgadas, con el objetivo de realizar un análisis petrográfico que ayudara a la clasificación de las unidades litoestratigráficas.
- Se analizó la muestra Cosol 11 con fines de datación, por su alto contenido de micas y circones. La muestra fue procesada en el Taller de preparación de muestras del Instituto de Geología de la UNAM, en el proceso la muestra fue disgregada en la tritadora de quijadas, y pulverizada en el molino “Bico” y separada por fracciones en la cribadora, separando las fracciones de 100 y 200, las cuales fueron procesadas en la mesa Wilfley, se retiraron los minerales magnéticos de la muestra con un separador magnético tipo Franz, posteriormente se procedió a una separación manual, con ayuda de un microscopio estereográfico, para la obtención de una fracción de un gramo de micas de biotita, 50 circones magmáticos, muestras que se mandaron al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM, para su datación por los métodos de Rb/Sr en biotita y al Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM en Querétaro, donde se fecharon los circones individuales por el método de U/Pb.

Capítulo II. Estratigrafía

Objetivo del trabajo de estratigrafía

El objetivo del estudio estratigráfico en el área es identificar las unidades litológicas de edad cenozoica, la extensión que abarcan espacialmente, su edad relativa y edad absoluta, así como el ambiente en el cual se depositaron o emplazaron, con base en relaciones observadas en campo, descripción de muestras de mano, análisis petrográficos de laminas delgadas, correlación estratigráfica y datación por método isotópico.

Cubierta volcánica cenozoica

Se han realizado pocos trabajos sobre la cubierta volcánica cenozoica del sur de México, sin embargo la actividad magmática durante este periodo, es una muestra de la reorganización de las placas tectónicas adyacentes a la región, resultado del desplazamiento del Bloque Chortis. El magmatismo en el Sur de México puede agruparse en dos grandes expresiones, la serie intrusiva, compuesta por el cinturón plutónico costero y la serie extrusiva, que consta de depósitos piroclásticos, epiclásticos y flujos de lava, que se encuentran al interior del continente (Morán-Zenteno *et al.* 1999, Martiny *et al.* 2000) (Figura 2.1).

Hacia el área septentrional de Oaxaca, Martiny *et al.* (2000) agruparon al vulcanismo en dos sectores regionales. El sector Sur se encuentra entre los poblados de Tlaxiaco, noreste de Chalcatongo, Cuquila y Laguna de Guadalupe, se constituye por depósitos volcánicos intermedios a silícicos de origen epiclástico y piroclástico, incluye depósitos de caída de ceniza con espesores que alcanzan 300 m de acuerdo a Martiny *et al.* (2000) la edad del vulcanismo en este sector corresponde al límite Eoceno-Oligoceno (34.8 ± 1.4 Ma) (Figura 2.2). En tanto que en el sector norte, comprendido entre los poblados de Huajuapán, Zapotitlán, Monte Verde, Chilapa y Yanhuitlán, Martiny *et al.* (2000) identificaron dos unidades, la unidad inferior constituida por piroclastos (líticos silícicos a intermedios y tobas vítreas de caída de ceniza) y depósitos epiclásticos en ambientes fluviales; la unidad superior compuesta por flujos de lava de composición intermedia con espesores aproximados a 400 m.

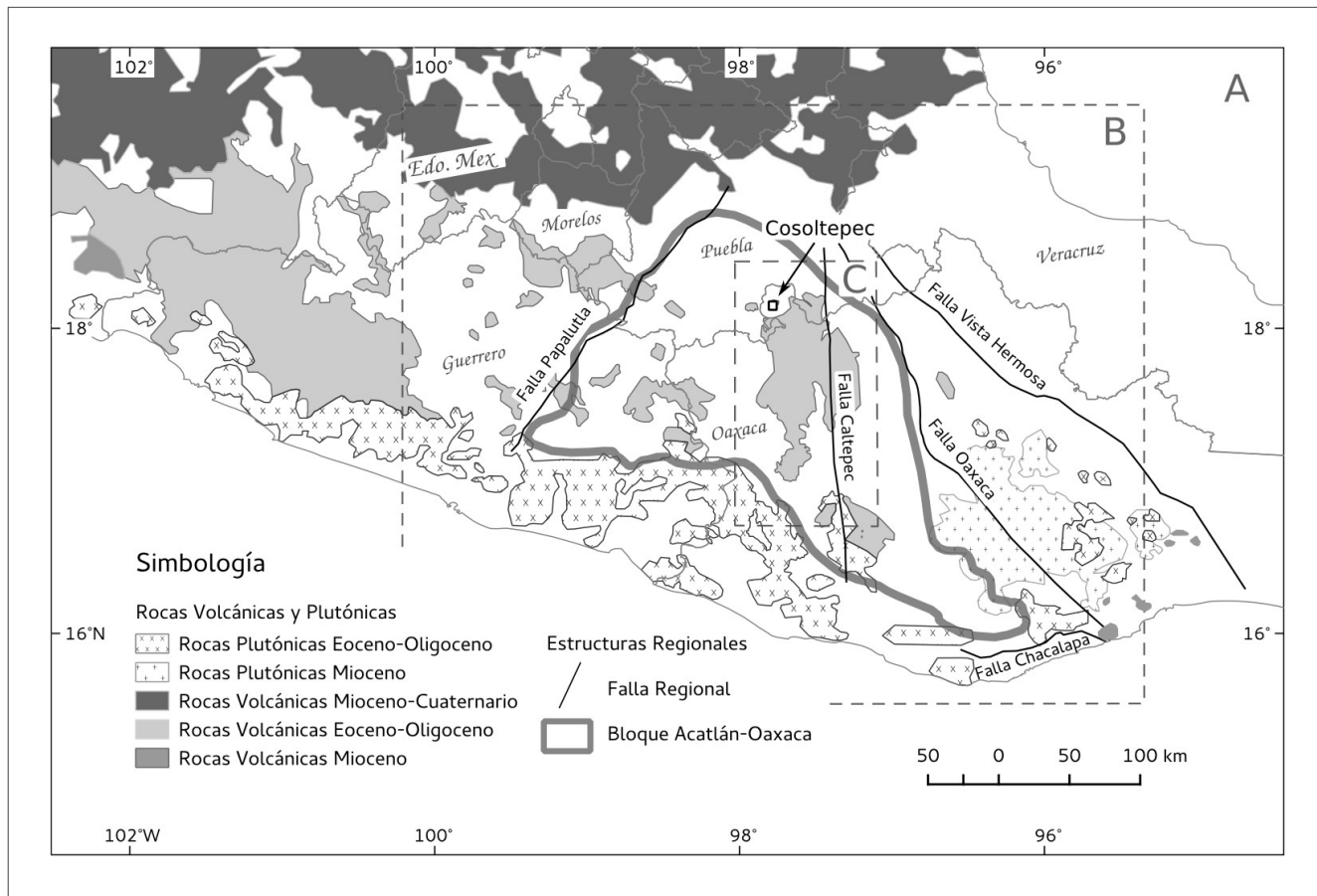


Figura 2.1. Distribución de las rocas magmáticas cenozoicas del sur de México, se muestra la extensión del Cinturón Volcánico Tranmexicano y el Cinturón Plutónico Costero, junto con las manifestaciones volcánicas de edad Eoceno-Oligoceno y Mioceno (Modificado de Morán-Zenteno et al. 1999). Se presentan las fallas regionales limítrofes de los terrenos tectonoestratigráficos (Sedlock et al. 1993, Tolson, 2005) y la extensión del bloque Acatlán-Oaxaca (Nieto-Samaniego et al. 2006). Los recuadros B y C se refieren a las figuras 3.1 y 2.2 respectivamente.

En este sector, se reconocen principalmente edades del Oligoceno a excepción de pocos afloramientos del Eoceno. El fechamiento previo más próximo al área fue reportado a 10 km al SE de Cosoltepec, arrojó una edad de 31.4 ± 0.8 Ma por el método de K-Ar en biotita de una toba silícica (muestra CON-75) la cual tiene una baja concentración de K que podría no reflejar la edad del emplazamiento (Martiny et al. 2000) (Figura 2.2). Existe una aparente tendencia de decrecimiento de edad hacia el Este, desde Huajuapán de León a Yanhuatlán, el límite superior de edad lo registra Ferrusquía-Villafranca (1974) y Ferrusquía-Villafranca (1991) en la Andesita Yucadaac con una edad de 28.9 ± 0.6 Ma y en la Formación Llano de Lobos con 26.2 ± 0.5 Ma.

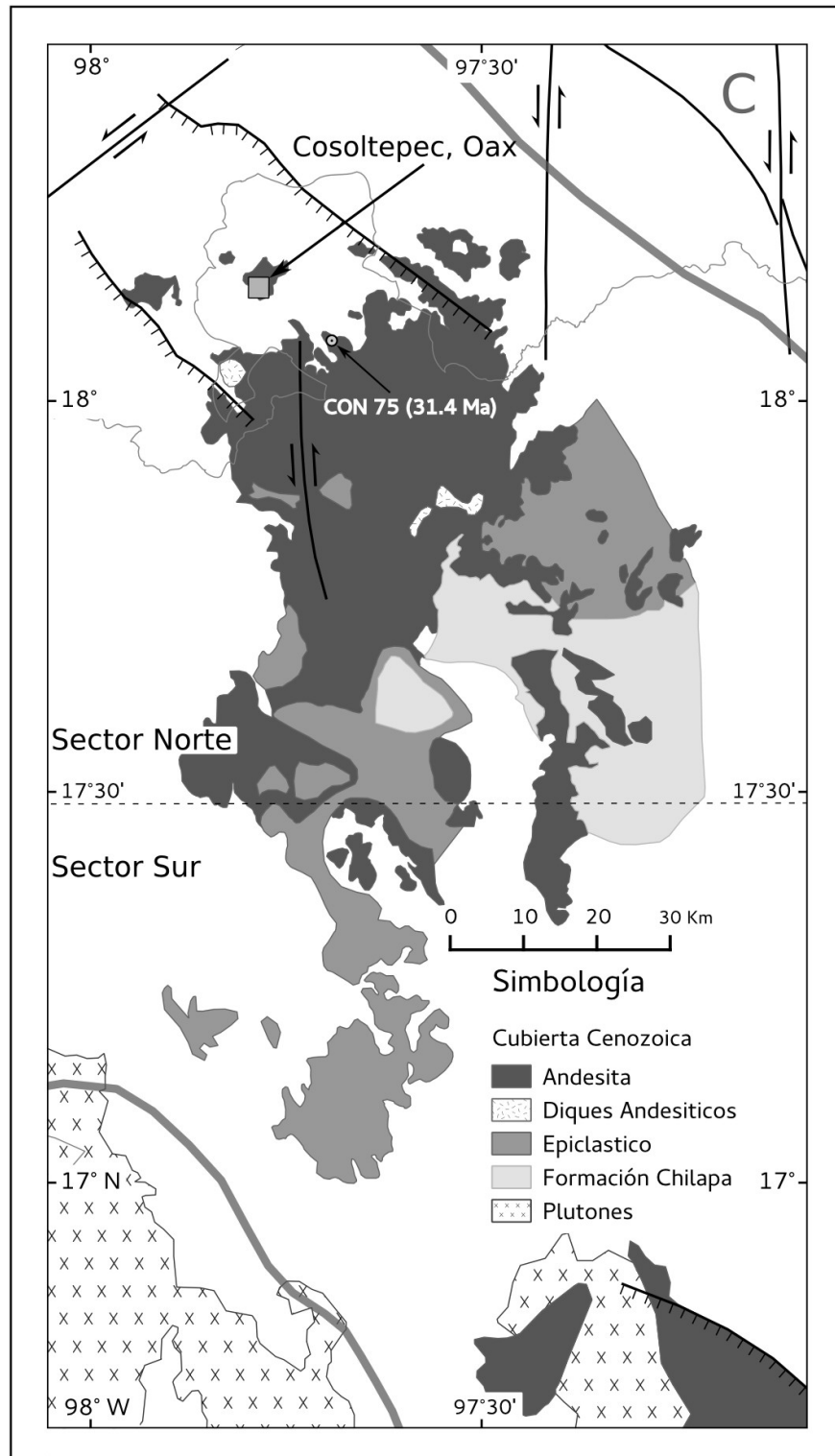


Figura 2.2 Detalle de las unidades magmáticas y epiclásticas cercanas a la zona de estudio. Modificado de Martiny et al. (2000), se resalta la localización de la muestra CON 75 con edad de 31.4 Ma. Estructuras geológicas regionales con actividad durante Oligoceno-Mioceno de Nieto-Samaniego et al. (2006).

La sucesión cenozoica motivo del estudio sobreyace a las rocas metamórficas de la Formación Cosoltepec, descritas por Ortega, (1978) como la unidad más joven del subgrupo Petlalcingo dentro del Complejo Acatlán. Sobre el basamento metamórfico se identificaron dos unidades claramente definidas, la unidad inferior compuesta por tobas vítreas de composición intermedia a ácida (Toba Jagüey) y la unidad superior por flujos de lava andesítica (Andesita Cosol). El contacto entre las dos unidades es discordante, la unidad tobácea presenta rasgos de calcinación en el contacto con las andesitas sobreyacentes, dislocamiento de los estratos y en ocasiones arrastre debido al movimiento del flujo andesítico. En el área se identificaron diques de composición intermedia que se encuentran emplazados en el basamento metamórfico y se presume que atraviesan la unidad tobácea, alimentando los flujos andesíticos. En la Figura 2.3 se muestra un esquema de la columna estratigráfica con las unidades identificadas en el área de estudio, los espesores de las unidades son estimados, en la Toba Jagüey el espesor estimado se encuentra entre los 60-70 m y en la Andesita Cosol es de aproximadamente 80 m.

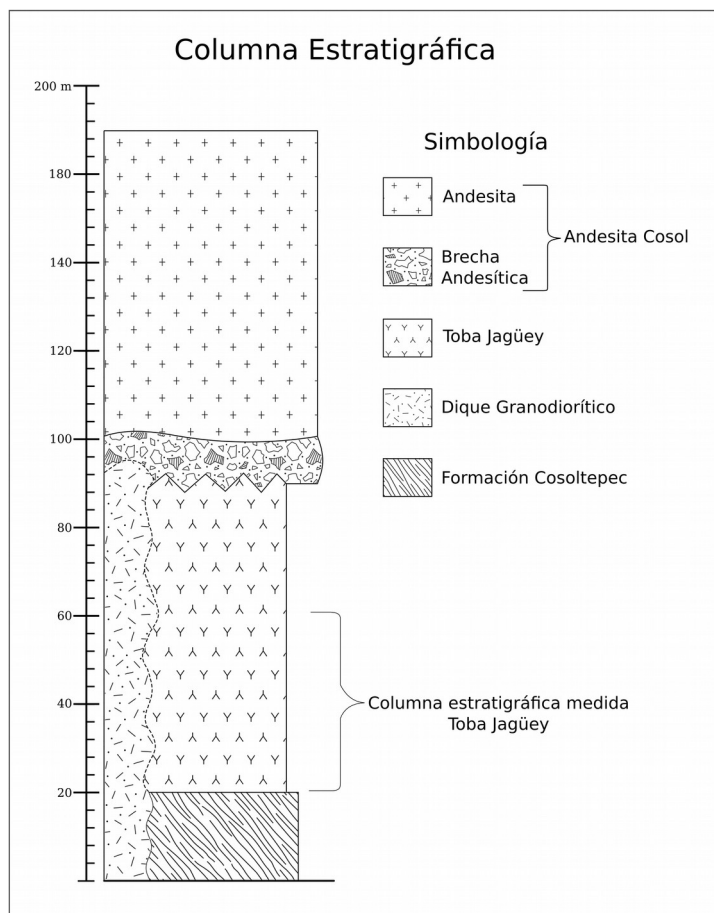


Figura 2.3. Columna estratigráfica del área de estudio, se muestra la fracción de Toba Jagüey medida en este trabajo.

Basamento Metamórfico

Aguilera en 1896 y Ordóñez en 1906 fueron los pioneros en el reconocimiento del basamento del terreno Mixteco. El basamento del área está constituido por el Complejo Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978), que se divide en el Subgrupo Petlalcingo y Subgrupo Acateco. En el Subgrupo Petlalcingo se encuentran las unidades Migmatita Magdalena, Formación Chazumba y Formación Cosoltepec, las dos últimas tienen un origen sedimentario, de ambiente marino y su composición es silícica escasamente calcárea. La Formación Chazumba se conforma de rocas de esquisto y cuarcita de biotita, esquisto de mica y granate localmente con silimanita y metagabro diferenciado. La Formación Cosoltepec es conformada por rocas de esquistos pelíticos de granate y micas, localmente con estauroлита, filitas cuarzosas, cuarcitas, rocas verdes metapedernales y esquistos calcáreos. La composición y la secuencia de las rocas del Subgrupo Petlalcingo indica que el protolito de la secuencia es marino y esencialmente pelágico, formada por grauvacas, lutitas, pedernal y algunos carbonatos cuya formación se ve acompañada por eventos volcánicos e intrusivos (Ortega-Gutiérrez, 1978).

Toba Jagüey

En este trabajo se designa a la unidad tobácea con el nombre informal de Toba Jagüey, debido a que en el lugar donde se midió la columna estratigráfica existía un antiguo jagüey. La toba se caracteriza por su color blanco-rosa, de composición silícica, con granulometría de arena fina a media, contiene vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasas, micas, líticos y piroclastos de pómez. Se observa una diferencia entre los estratos basales y los superiores. Los estratos basales son de espesores que varían de 0.2 m-1.5 m, donde se identificaron dos estratos epiclásticos intercalados, tienen un arreglo, en su mayoría, grano decreciente, conteniendo cuarzo metamórfico y líticos redondeados a sub-redondeados. Los estratos del miembro superior de la sucesión se presentan con espesores de 3 a 7 m, sin estructura interna definida, intercalados con estratos lenticulares de 20 cm compuestos por piroclastos y laminaciones arcillosas. La unidad presenta estructuras sedimentarias de scour marks, hummockys, estratificación cruzada, marcas de corriente, gradación normal e inversa y laminaciones arcillosas y algunos diques de arena, lo que nos indica que se acumuló parcialmente en un ambiente fluvial.

La clasificación de las muestras piroclásticas, basada en la clasificación de Pettijohn (1975) (Figura 2.4), referida al contenido porcentual de vidrio volcánico, fragmentos de roca y cristales, arrojó que las tobas se encuentran en el campo de toba vítrea. Las dos muestras Cosol 02 y Cosol 11 que se estudiaron en lámina delgada, presentaron 80% y 65% en el contenido de vidrio, respectivamente, en ambas la matriz se encuentra formada por vidrio y con porcentajes menores de cristales de cuarzo, feldespato, plagioclasas, ferromagnesianos y fragmentos de pómez (Ver Apéndice I). Los niveles estratigráficos de colecta se encuentran referidos en la columna medida (Figura 2.7).

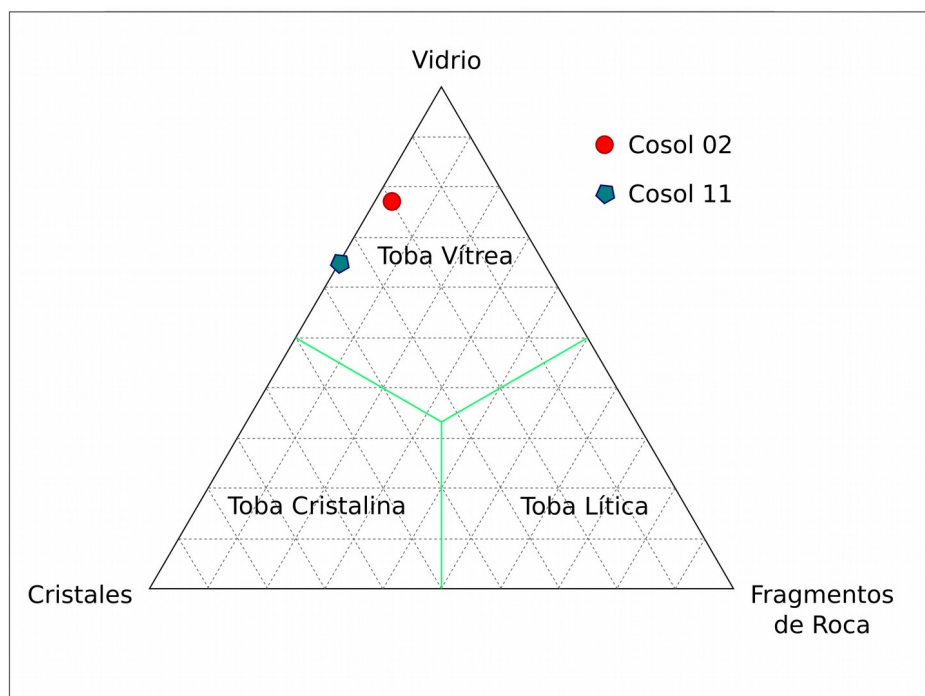


Figura 2.4. Triángulo de clasificación de Tobas, basado en Pettijohn (1975). Muestras Cosol02 y Cosol11.

Las abreviaturas de minerales usadas en la descripción de los estudios petrográficos en este trabajo son:

Augita (Aug)

Feldespato potásico (Fp)

Biotita (Bt)

Plagioclase (Pg)

Cuarzo (Cz)

Sericita (Ser)

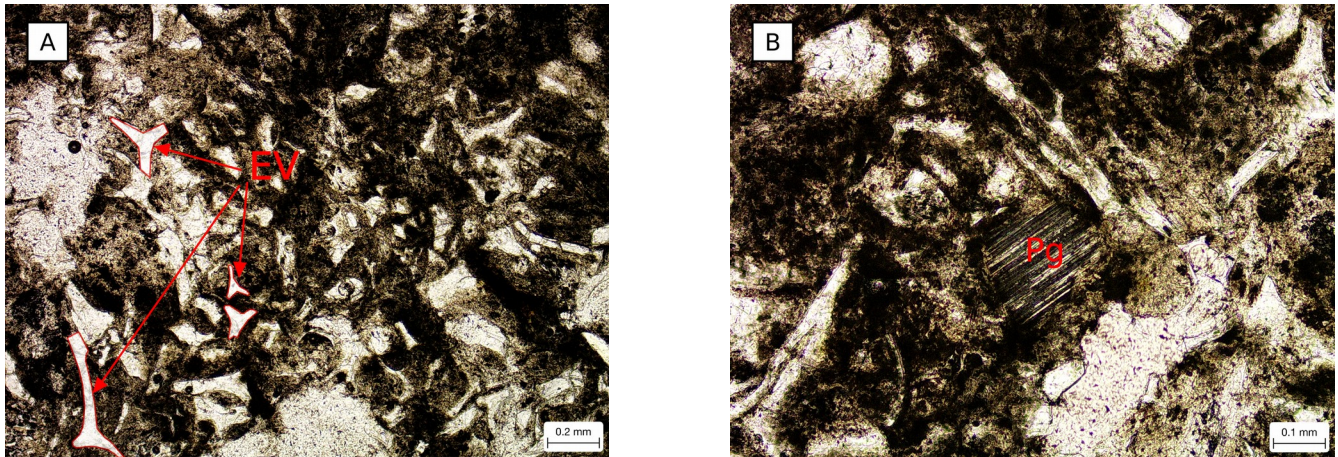


Figura 2.5. Fotos de lamina delgada de la muestra Cosol 02 con luz polarizada. A) Se observan las estructuras de Y y X que forman las esquirlas de vidrio (glass shards) (EV). B) Fragmento de cristal de plagioclasa (Pg) con bordes anhedrales dentro de la matriz de esquirlas de vidrio.

En la muestra Cosol 02 la matriz es piroclástica vítrea, esquirlas de vidrio (glass shards) con fragmentos de plagioclasa, feldespatos y cuarzo. La textura observada es resultado de la cristalización en una fase de vapor que al enfriarse rápidamente formo vidrio, sin soldar y con ligera deformación de compactación. Los cristales de plagioclasa y feldespato tienen bordes anhedrales. Esquirlas de vidrio (EV), poseen formas de Y y X. Casi toda la matriz y los granos son de vidrio, tiene pocos cristales de minerales. Esta textura indica ligera compactación en el momento del depósito (Figura 2.5).

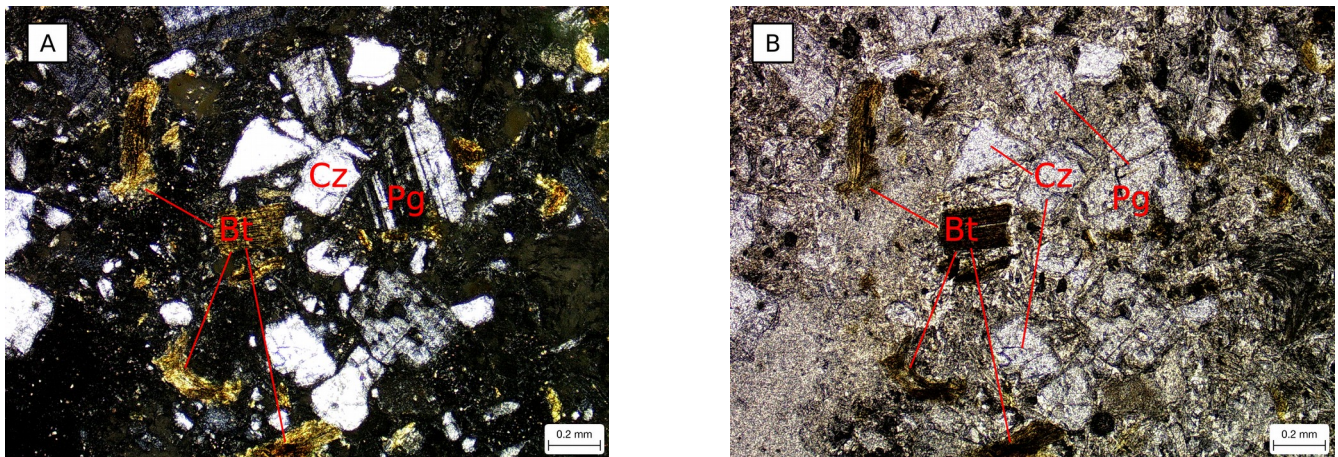


Figura 2.6. Fotos de lamina delgada de la muestra Cosol 11. A) Nicols cruzados, fragmentos de minerales anhedrales de biotita (Bt), cuarzo (Cz) y plagioclasa (Pg), dentro de matriz vítrea. B) Luz paralela fragmentos de minerales anhedrales de biotita (Bt), cuarzo (Cz) y plagioclasa (Pg), dentro de matriz vítrea.

La muestra Cosol 11 presenta una matriz vítrea con un porcentaje mayor de cristales de cuarzo, plagioclasa, y ferromagnesianos (Ver Apéndice I). El contenido alto de biotita permitió la datación de la muestra por el método isotópico Rb/Sr y el contenido de circones magmáticos permitió la obtención de una segunda fecha, por el método isotópico U/Pb, lamentablemente no se encontraron dichos circones en lámina delgada (Figura 2.6).

Columna Estratigráfica

En la localidad Cosol 19 se midió una columna estratigráfica de 38 m en la Toba Jagüey, en esta localidad se observan algunos deslizamiento de ladera que mejoran la exposición de la unidad. En la figura 2.7 se muestra un esquema de la columna medida. La unidad presenta dos tendencias de estratificación. En los primeros 14 m se observan estratos delgados de 0.2 a 1.5 m de espesor, los estratos delgados corresponden a tobas de arena fina y los estratos más gruesos corresponden a tobas de arena media a gruesa. Muestran estructuras sedimentarias de gradación normal e inversa, estratificación cruzada, laminación, scour marks, diques de arena y marcas de corriente; se encuentran estratos epiclásticos con granulometrías de arena gruesa-gravilla. En este miembro basal se reconocieron paleocorrientes en dirección SE 70°, en la figura 2.7 se representan con las rosetas P1 y P2, las cuales se corrigieron, girando el conjunto con una operación de restitución del basculamiento de los estratos donde fueron muestreadas, en la figura 3.2 (“Mapa estructural del área de estudio”) se indica la dirección del promedio de las estaciones de paleocorrientes medidas. La toba está compuesta por vidrio volcánico anguloso y sub-esférico, cuarzo anguloso, plagioclasas angulosas y de forma esférica, micas de biotita, es frecuente la presencia de piroclastos de pómez en la parte superior de los estratos de tamaño de 1 mm a 3 cm redondeados y de forma esférica a discoidal. La toba vítrea se encuentra intercalada con laminaciones arcillosas y estratos piroclásticos con retrabajo (epiclásticos). Los estratos epiclásticos se encuentran localizados entre los 3.5 y 14 m, constan de una matriz de limos y arenas finas, contienen clastos de cuarzo metamórfico de 2-6 mm sub-esférico y anguloso a sub-redondeado, piroclastos de pómez con tamaños entre 3-6 mm de forma prolada, discoidal y redondeado, plagioclasas y cuarzo sub-anguloso a redondeado y esférico. En el miembro superior (comprendido entre los 14 y 38 m), los estratos de toba tienen espesores de 3-7 m sin estructura interna, con granulometría de arena fina a media. La muestra Cosol 02 corresponde a esta secuencia.

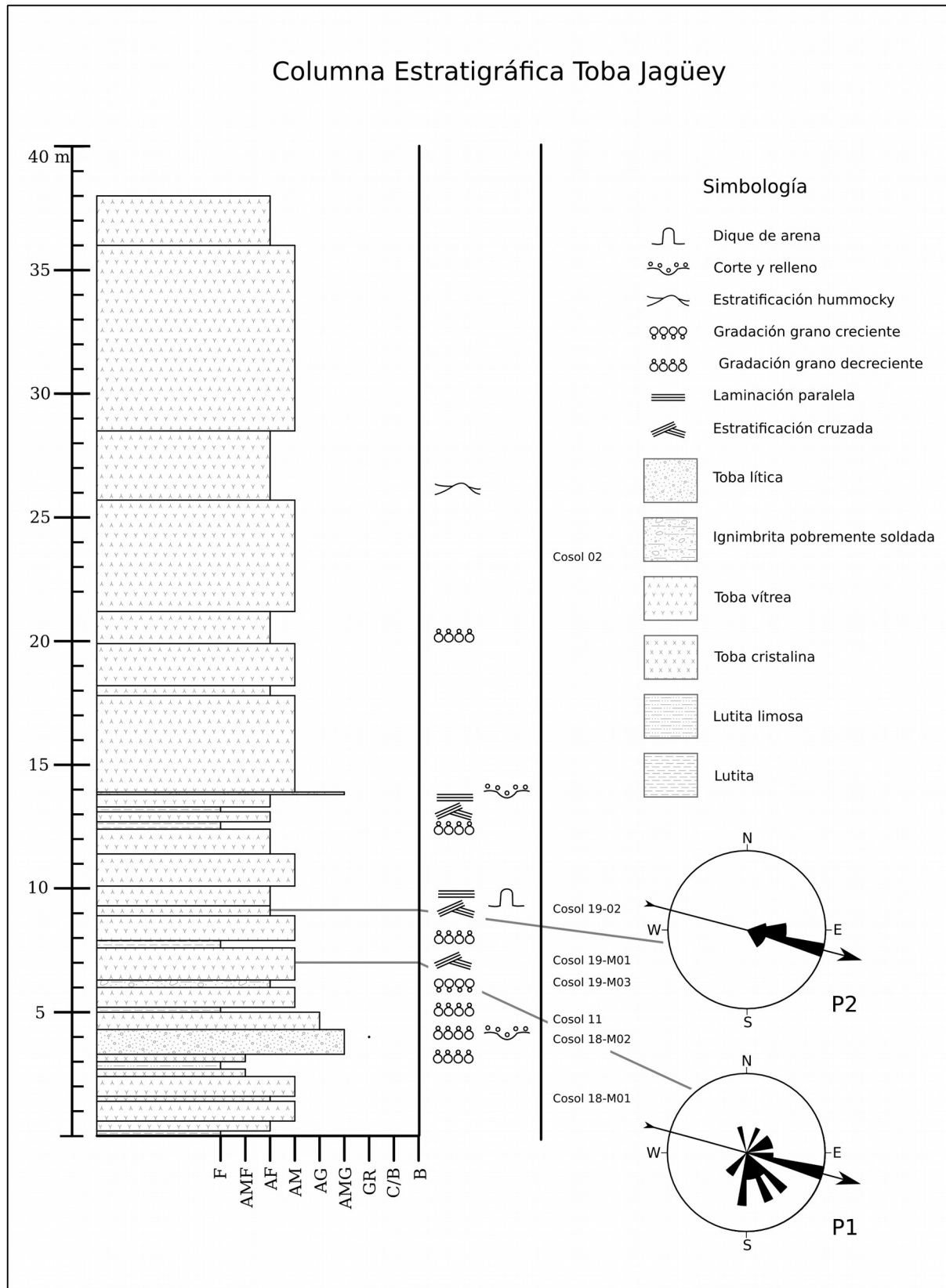


Fig 2.7 Columna estratigráfica medida en la localidad Cosol 19 (Ver mapa geológico anexo). Direcciones de paleocorrientes estaciones P1 y P2. Localización del nivel estratigráfico de las muestras colectadas.

Andesita Cosol

La unidad superior está constituida por flujos andesíticos de textura porfídica en muestra de mano y en lámina delgada presenta una textura traquítica, con un espesor aproximado de 20 m, donde se identificaron dos flujos distintos sobrepuestos, en la base se encuentran estructuras de autobrecha y pirocalcinación, con una relación estratigráfica discordante sobre la Toba Jagüey. En algunas localidades, la Andesita Cosol presenta lajeamiento.

Tomando en cuenta el contenido de cuarzo, álcalis y plagioclasas (QAP) mostrado en el diagrama de la Figura 2.8, la muestra se localiza en el campo de Andesita de acuerdo al esquema de clasificación para rocas volcánicas del IUGS, sintetizado de Streckeisen (1980).

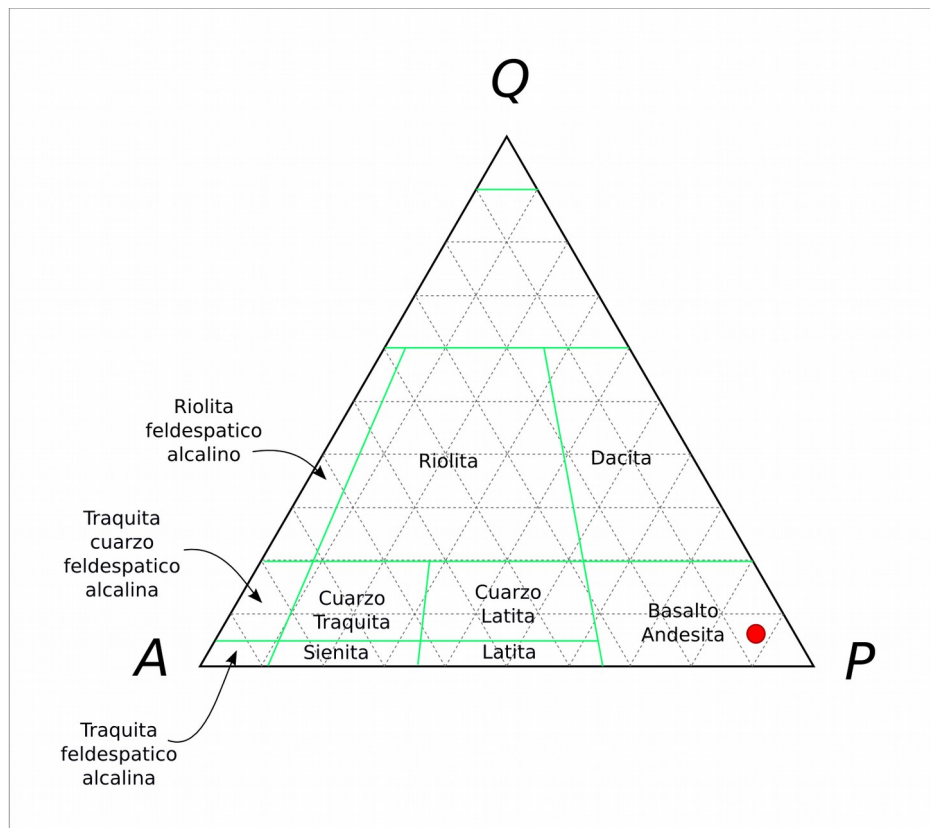


Figura 2.8. Triángulo de clasificación de rocas ígneas volcánicas sintetizado de Streckeisen (1980).

Muestra Cosol 09.

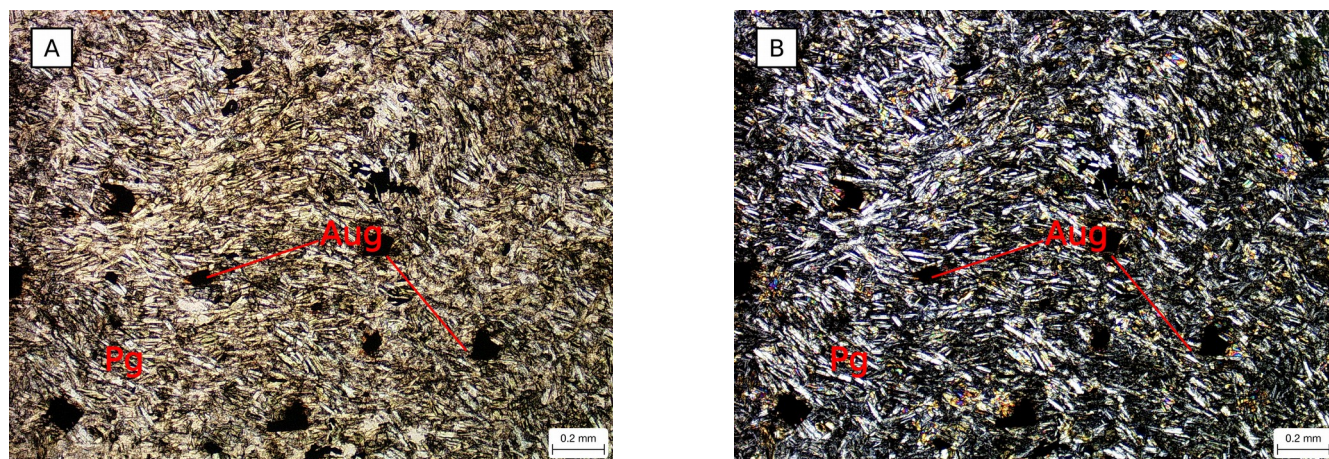


Figura 2.9. Fotos de lamina delgada de la muestra Cosol 09, corte “a” paralelo a la dirección del flujo volcánico, A) Luz polarizada, el arreglo de los cristales de plagioclasas (Pg) es de una textura traquítica, huecos dejados por fenocristales de augita (Aug) con formas euhedrales; B) Nicols cruzados, las plagioclasas (Pg) son andesina.

La textura observada en lamina delgada de la muestra Cosol 09 es traquítica (Figura 2.9), los anfíboles presentan alteración y algunos mantienen formas euhedrales (Ver Apéndice I), se realizaron dos cortes de la muestra, uno en dirección al flujo, corte “a”, y otro ortogonal al flujo corte “b”, con el objetivo de señalar la mejor exposición de la textura.

Diques

En el área de estudio se reconocieron tres diques de composición intermedia, con espesores de 5, 4 y 22 m, emplazados en el basamento. Los diques presentan orientaciones similares a la de las fallas mayores, en la localidad Cosol 17 la orientación del intrusivo es de S 85° E, 54°; en la localidad Cosol 21 la orientación es de S60° E, 78°; y en la localidad Cosol 08 la orientación es de N 75° W, 54°. Los cuerpos hipabisales se reconocieron solo de manera local en el basamento, se infiere su extensión en el mapa, afectando la cubierta cenozoica. Se clasificaron de acuerdo a Streckeisen (1976) con base en el porcentaje de cuarzo, álcalis y plagioclasas (QAP) para rocas plutónicas e hipabisales, la muestra se localizó en el campo de granodiorita (Figura 2.10) (Ver Apéndice I). La muestra presenta minerales de alteración (sericita), los bordes de los cristales de cuarzo, plagioclasa (andesina) y feldespatos son anhedral resultado de un crecimiento tardío (Figura 2.11).

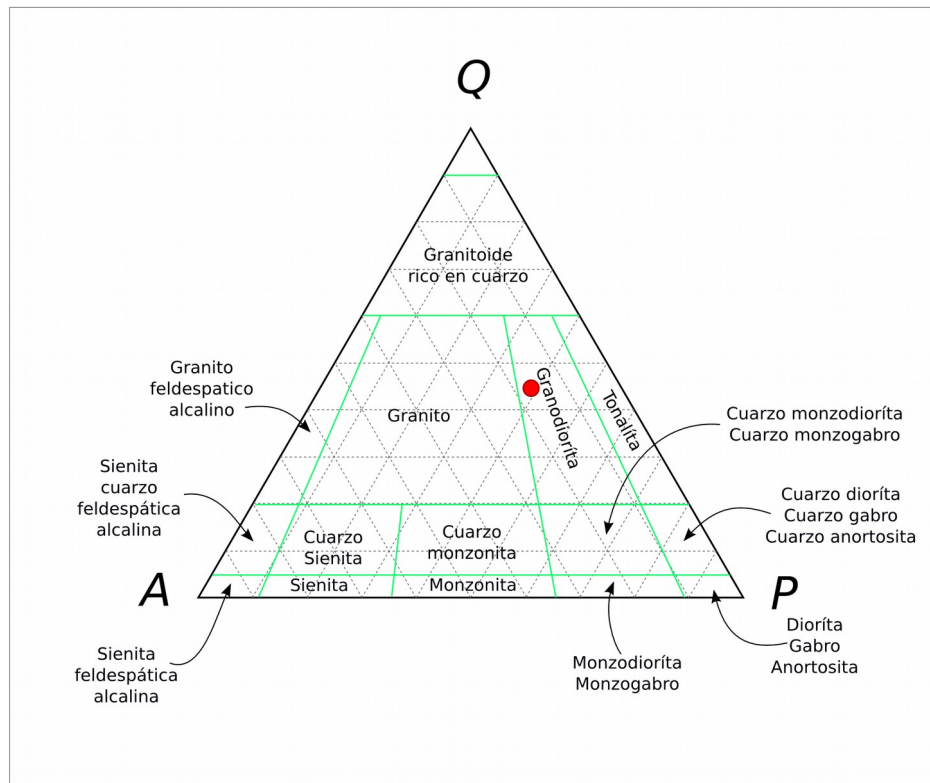


Figura 2.10. Triángulo de clasificación de rocas ígneas plutónicas e hipabisales de Streckeisen (1976). Muestra Cosol 21.

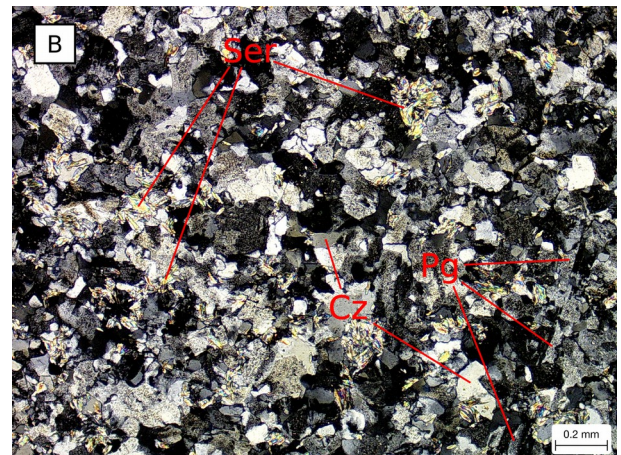
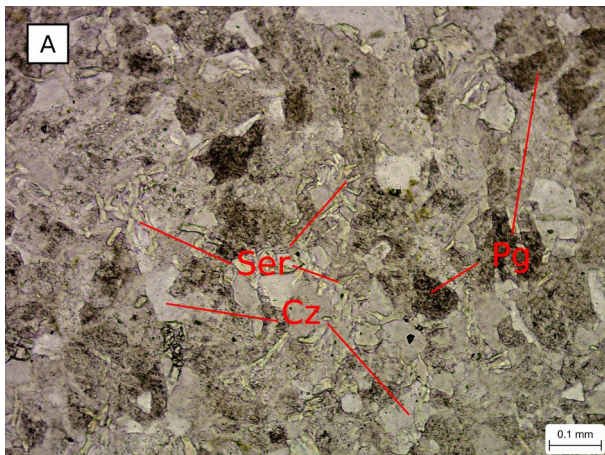


Figura 2.11. Fotos de lámina delgada de la muestra Cosol 11, A) Luz polarizada, cristales de cuarzo (Cz), plagioclase (Pg) con bordes anhedrales; B) Nícoles cruzados, cristales de sericita (Ser) resultado de la alteración del feldespato potásico.

Geocronología

En el miembro basal se colectó la muestra Cosol 11 la cual fue datada por el método isotópico Rb/Sr en micas de biotita, en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geología de la UNAM y en circones magmáticos por el método isotópico U/Pb, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM en Querétaro. La muestra fue colectada sobre la carretera de Cosoltepec-Huajuapán, en la localidad de coordenadas UTM 14Q 628772 m E, 2006198 m N en la Figura 2.7 que ilustra la columna estratigráfica medida, se proyectó el nivel correspondiente a la muestra. Los análisis de datación arrojaron resultados distintos para la misma muestra, con el método isotópico Rb/Sr en micas se obtuvo una edad de 27.3 ± 0.55 Ma y por el método isotópico U/Pb en circones magmáticos, la edad obtenida fue de 33.57 ± 0.36 Ma. La diferencia entre las fechas obtenidas para la misma muestra es de 6.27 Ma. La edad de obtenida en los circones magmáticos se considera la edad de formación de la toba, en tanto que la edad obtenida en las micas, puede representar un recalentamiento por el magmatismo andesítico.

Capítulo III. Geología Estructural

Objetivo del trabajo de geología estructural

El estudio de geología estructural realizado en el área, llevó por objetivo, describir los distintos eventos de deformación que afectaron a las rocas cenozoicas, con base en análisis morfológicos de fotos aéreas, descripción de afloramientos, donde se obtuvieron datos estructurales de los planos de estratificación, fallas, fracturas, foliación y dirección del flujo volcánico, que posteriormente se representaron en redes estereográficas, para identificar las fases de deformación a las cuales estas rocas fueron expuestas.

Estructuras Geológicas de edad Cenozoica

La deformación de la cubierta cenozoica se encuentra con mayor intensidad, en los bordes de los terrenos tectonoestratigráficos Mixteco y Zapoteco, siendo de menor intensidad en su interior, esta distribución nos indica que durante este periodo los basamentos de estos dos terrenos se comportan como un bloque, debido a su grosor y su composición similar. El denominado bloque Acatlán-Oaxaqueño, (Nieto-Samaniego *et al.* 2006) se comporta como un bloque rígido que transmite a través de él, los esfuerzos de las placas circundantes, como lo reportan Elías-Herrera *et al.* (2005) y Ortega-Gutiérrez (2002) (Figura 3.1). Se han caracterizado diferentes estilos de deformación para la región del sur de México durante el Cenozoico, los cuales no pueden ser resueltos con un solo evento de deformación, puesto que las estructuras no comparten la misma cinemática en todos los casos, para resolver la dinámica de la deformación, Nieto-Samaniego *et al.* (2006), propone una división de las estructuras geológicas tomando en cuenta el movimiento y la edad de las mayores estructuras, para poder acotarlas en distintos eventos de deformación. Los límites de los tres eventos de deformación que se proponen son: Cretácico Tardío–Eoceno Medio (acortamiento laramídico), Eoceno–Oligoceno (acortamiento NE–SW) y Oligoceno–Mioceno (extensión NE–SW) (Nieto-Samaniego *et al.* 2006).

Con el objetivo de relacionar cronológicamente las estructuras geológicas regionales a las observadas en el área de estudio, se toma en cuenta la edad reportada para la cubierta volcánica Cenozoica de Martiny *et al.* (2000) (Figura 2.2) con una edad de 31.4 Ma, de esta manera se retoma el evento de deformación propuesto por Nieto-Samaniego *et al.* (2006) acotado en las edades Oligoceno-Mioceno

(33 Ma – 27.1 ± 0.7 Ma; Alaniz-Alvarez *et al.* 2002, Nieto-Samaniego *et al.* 2006), el cual corresponde a un evento de deformación extensional con una orientación NE-SW, caracterizado por fallas normales y fallas laterales izquierdas que se encuentran en el centro y los bordes del bloque Acatlán-Oaxaqueño, junto con reactivaciones de estructuras regionales preexistentes, como la Falla Oaxaca (Figura 3.1).

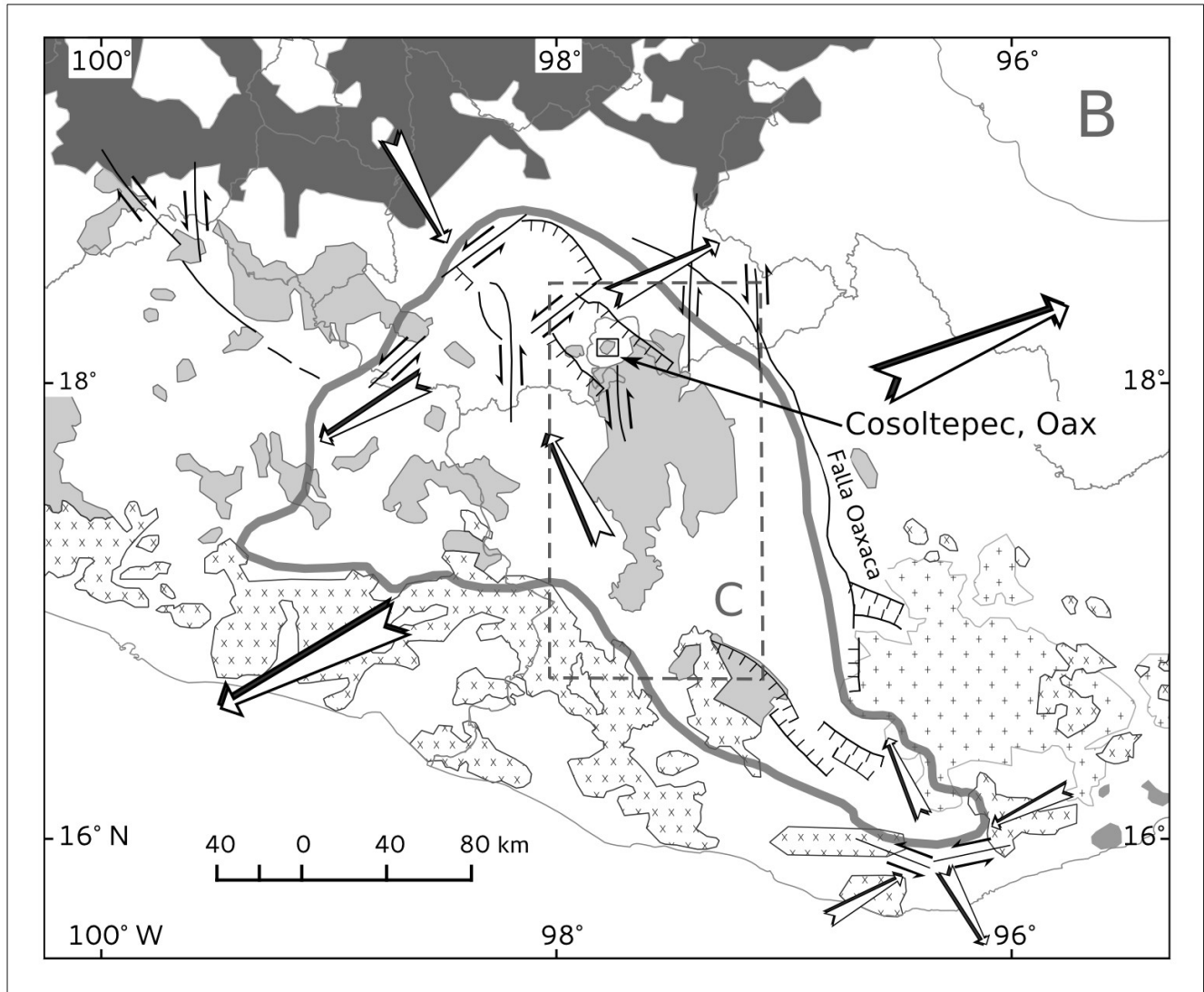


Figura 3.1. Distribución y cinemática de las estructuras geológicas con actividad durante el Oligoceno-Mioceno en relación con los esfuerzos regionales principales y el límite del bloque Acatlán-Oaxaca (Modificado de Nieto-Samaniego *et al.* 2006.). Unidades litológicas tomadas de Morán-Zenteno *et al.* 2009; Morán-Zenteno *et al.* 2007, para consultar la simbología litológica ver figura 2.1.

Estructuras locales

Con base en un análisis fotogeológico de carácter morfo-estructural elemental se identificaron dos fallas normales que afectan a la Toba Jagüey y a los flujos volcánicos de la Andesita Cosol cuyo arreglo definen un graben con una orientación NW-SE, al que le acuñamos el nombre de Graben Cosol. Se analizaron 26 afloramientos en los cuales se obtuvieron datos estructurales, fotografías y esquemas, con base en esos elementos se reconocieron estructuras menores y la cronología de las fases de deformación. En el mapa estructural de la figura 3.2 se sintetizan los datos obtenidos en los afloramientos observados en campo, donde se muestran 13 estereodigramas con las tendencias de las estructuras muestreadas (ver Apéndice I, datos estructurales Tabla 4), junto con la traza de las fallas que forman el Graben Cosol y la distribución espacial de las unidades litoestratigráficas. En la unidad Andesita Cosol se tomaron las tendencias de fracturamiento y la dirección del flujo volcánico. En general la inclinación de los estratos de la Toba Jagüey se presentan con echados de bajo ángulo, cercanos a la horizontal y rumbos aleatorios dependiendo del sector, excepto en el sector SE y NW, en las localidades Cosol 10 y Cosol 23/Cp48 donde los estratos se encuentran con inclinaciones mayores, fenómeno que se asocia al emplazamiento de la unidad Andesita Cosol, como se explica más adelante.

Las estructuras de fallas y fracturas siguen un patrón armónico congruente con la orientación del Graben Cosol, las estrías en las fallas permiten identificar la dinámica de todo el conjunto, en las localidades Cosol 2, 3, 11, 15, 18, 19 y 24, se aprecia la coincidencia de las familias de fallas menores y fracturas con las fallas normales del Graben Cosol, la Falla Cosol Noreste con una orientación S40°E y la Falla Cosol Suroeste con orientación de N30°W.

Los datos estructurales medidos en el basamento metamórfico, muestra la tendencia de la foliación y lineación junto con la tendencia de fracturamiento, en el afloramiento Cosol 12 las estructuras de fracturas resultan igualmente armónicas con la estructura mayor del Graben Cosol. Los datos recolectados en los diques silíceos (localidades Cosol 08, Cosol 17 y Cosol 21), tienen la dirección de los contactos entre el dique-basamento y las fracturas en ambas unidades.

Para fines de estudiar los rasgos estructurales del área, ésta se dividió en sectores, y se analizó la deformación que presenta cada una de las unidades litoestratigráficas, Toba Jagüey, Andesita Cosol y basamento metamórfico.

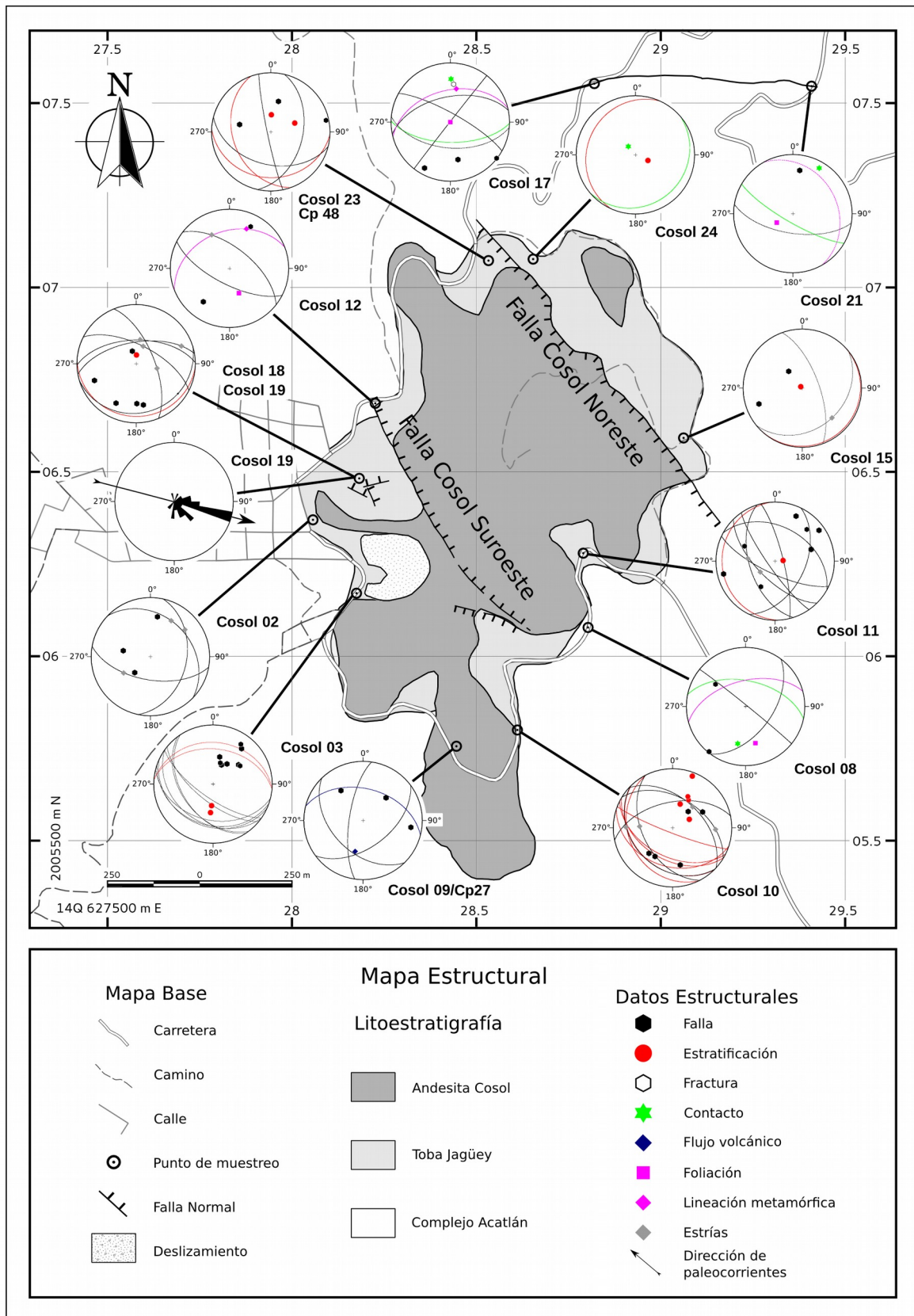


Figura 3.2 Mapa estructural del área de estudio.

Deformación en la Toba Jagüey

Sector Sureste

En el sector central dentro del bloque de techo del Graben Cosol en la localidad Cosol 11 sobre la carretera que comunica con Huajuapán de León, se observa un afloramiento de aproximadamente 10 m de altura, con estratos de 1-5 m que tienen inclinaciones que varían desde cercanas a la horizontal en el extremo norte a 53° de echado en el extremo sur del afloramiento. Por el contraste de los estratos es posible identificar los desplazamientos relativos de las fallas, esto nos permite distinguir que la mayor deformación de la estructura se encuentra en el centro del afloramiento y aumenta al sur, siendo en este lugar donde los echados de los estratos presentan ángulos mayores. La Toba Jagüey se encuentra afectada por fallas normales que forman una estructura de graben que corta todos los estratos y los disloca, en el mosaico de la Figura 3.3 se señalan las fallas en cuestión con los números 3, 8, 9, 11 (ver Apéndice II, Datos estructurales Tabla 3). En el diagrama estereográfico se muestra la orientación de las fallas y la estratificación, se remarca la traza de los planos que forman el graben, para denotar la tendencia de la estructura con dirección N50°W.

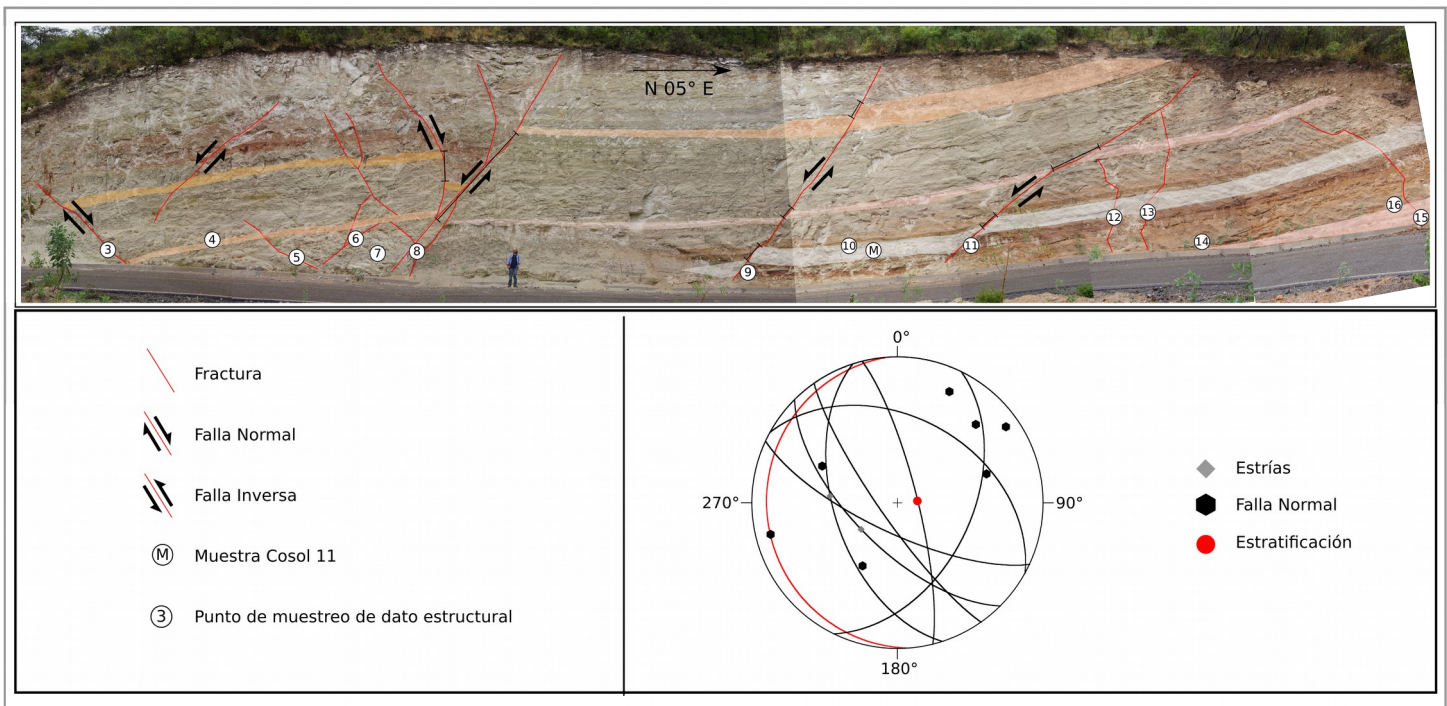


Figura 3.3. Mosaico del afloramiento Cosol 11. Estereodiagrama Cosol 11. Las fallas con los números 3, 8 y 11 forman un graben que es coincidente con las fallas de que forman el Graben Cosol. Ver Apéndice II datos estructurales Tabla 3 y 4.

En este mismo sector, sobre el bloque de piso del graben, se encontró que los estratos tienen una tendencia de inclinación hacia el sur con echados de 45° o mayores, la secuencia de la Toba Jagüey en este afloramiento se encuentra rota por una familia de fallas inversas y otra familia asociada de fallas normales, esta condición se puede observar en las localidades Cosol 10, Cp 28, Cp 33, Cp 32 y Cp 34, la tendencia de inclinación de los estratos se encuentra en un trayecto de 500 m, del punto Cp32 a Cosol 10. El afloramiento del punto Cosol 10 mostró ser el lugar donde fue mejor observada esta condición (Figura 3.4), ahí está expuesta la Toba Jagüey sobreyacida por la Andesita Cosol, se trata de un corte sobre la carretera con dirección a Huajuapán de León. Se observa claramente que la mayoría de las fallas inversas y normales afectan a la Toba Jagüey y los estratos se encuentran con inclinaciones cercanas a los 45° , la andesita que la sobreyace no se muestra rota con esa tendencia. Los indicadores cinemáticos de las fallas inversas son de tipo de elevación asimétrica Knobby (AE-03) y escalones con fibras de cristales en la zona de sombra (ST-03) (Doblas, 1998), los cuales se encuentran dentro de los indicadores cinemáticos más confiables, indicando el movimiento inverso, tienen la misma orientación y similar inclinación que la mostrada por la estratificación, en la red estereográfica. Otra familia de fallas normales se encuentra con una orientación opuesta, con sus respectivos indicadores, que muestran un movimiento del conjunto con orientación NE-SW. En el croquis de la Figura 3.4 se puede observar la distribución de las fallas con relación a la estratificación, el contacto con la unidad Andesita Cosol y la ubicación donde fueron tomados los datos estructurales.

En el extremo sur del afloramiento la toba se encuentra dislocada debido al empuje de la unidad andesítica que le sobreyace, dejándola en contacto con la brecha volcánica, el contacto se delimita por los planos 1, 2 y 3, los cuales contienen estrías que indican su desplazamiento sobre la toba, bajo este plano se presenta pirocalcinación manifiesta en un cambio en la coloración de un color amarillento a un color rojizo.

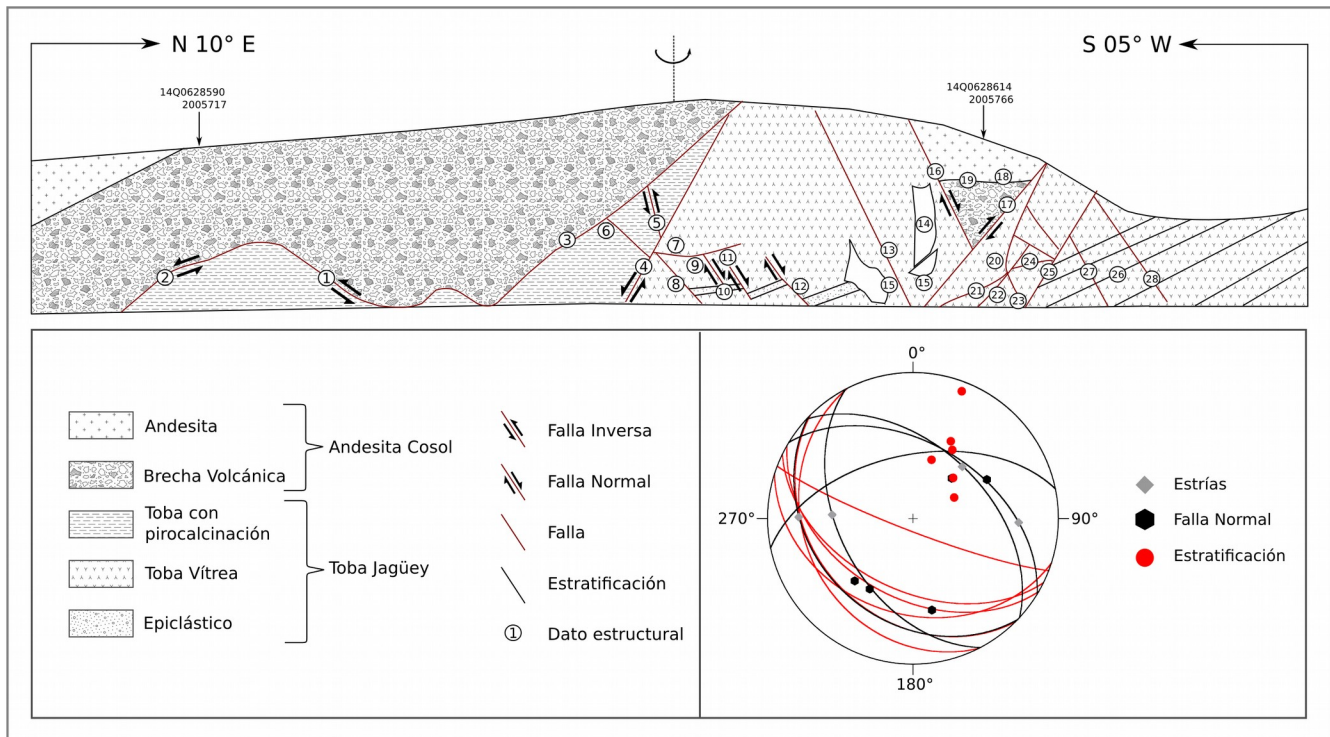


Figura 3.4 Croquis del corte observado en el punto Cosol 10. Estereodiagrama Cosol 10 anexando los planos de los puntos Cp 28, Cp 33, Cp 32 y Cp 34. Ver Apéndice II datos estructurales Tabla 2 y 4. Ver Apéndice III ubicación de los puntos Mapa Geológico.

Sector Suroeste

En el sector occidental los estratos de la Toba Jagüey presentan una tendencias de inclinación entre 10°-20° con dirección de echado hacia el sur, en la localidad Cosol 18/19, donde se midió la columna estratigráfica, se observaron fallas con orientación del echado al norte e inclinación de 55°, que cortan toda la secuencia de la toba dislocando los estratos en un movimiento hacia el sur, la dirección de estas estructuras y las muestreadas en el punto Cosol 02 son coincidentes con la orientación de la falla SW del Graben Cosol. (Figura 3. 5)

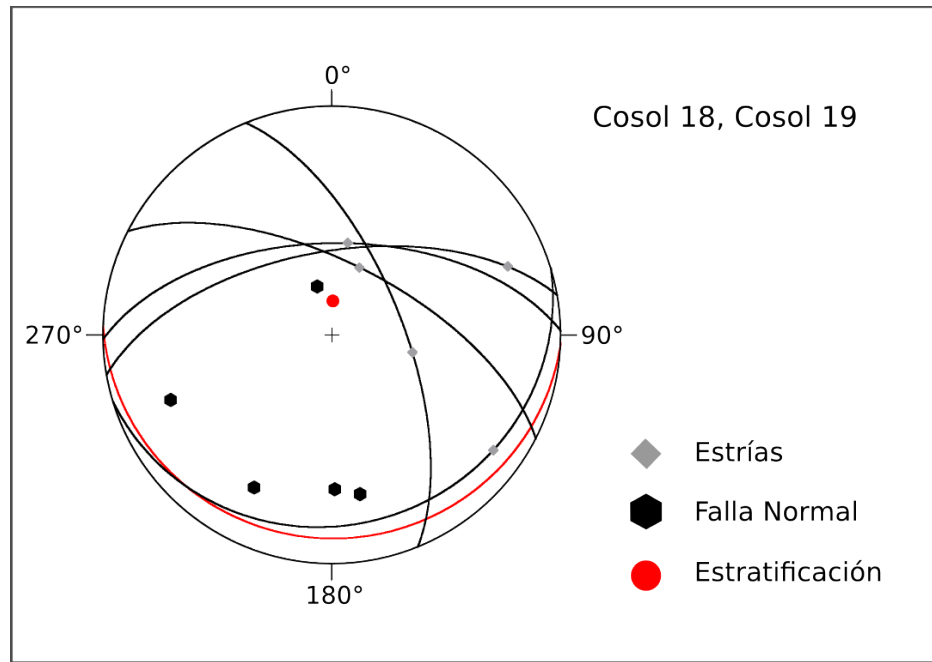


Figura 3. 5 Estereodiagrama del los puntos Cosol 18 y Cosol 19. Ver Apéndice II, datos estructurales Tabla 4.

La disposición de los estratos y la densidad de las fallas indican que toda la secuencia se deslizó en un movimiento hacia el norte, dislocando los estratos al sur, la ausencia de la cobertura andesítica y la forma del límite cartografiado en el sur de estos puntos, asemeja un circo erosivo. En las localidades donde se reporta el contacto discordante entre la Toba Jagüey con la brecha volcánica, se presenta pirocalcinación en la unidad tobácea y dependiendo del sector los estratos se encuentran con diferentes inclinaciones, en el afloramiento Cosol 03 los estratos de la toba se encuentran girados un promedio de 30° respecto a la horizontal, con echado en dirección al Norte, afectados por una familia de fallas con echados de 43° al SE, la andesita que se sobrepone a la toba no se encuentra dislocada por estas fallas (Figura 3.6).

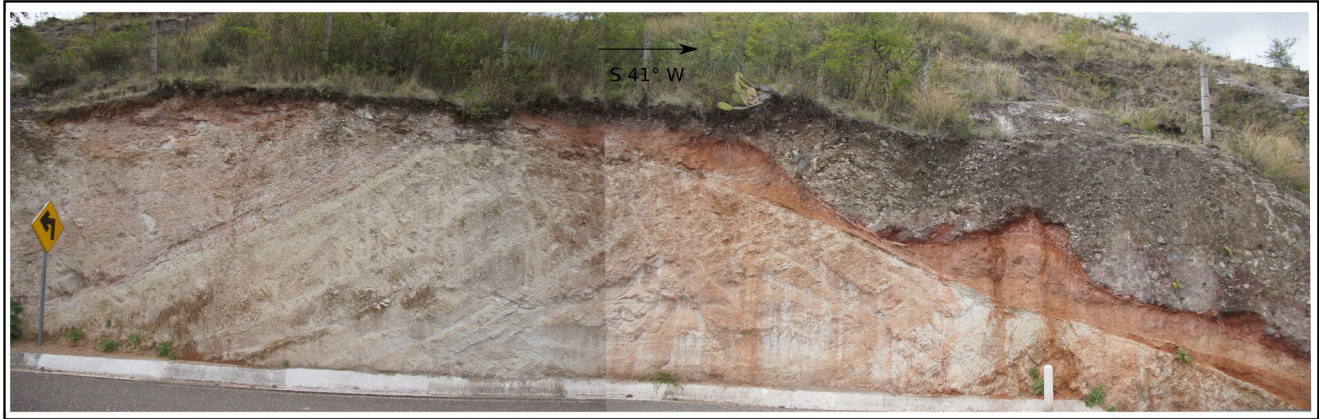


Fig 3. 6 Mosaico del afloramiento Cosol 03.

Sector NE

El bloque de piso NE es el sector que presenta menos deformación, donde la toba se encuentra poco fracturada y en contacto con el basamento metamórfico, en los puntos Cosol 24 y Cosol 15, los estratos se presentan horizontales. El contacto entre la Toba Jagüey y el basamento se encuentra con una ligera discordancia, que puede indicar el movimiento de todo el bloque.

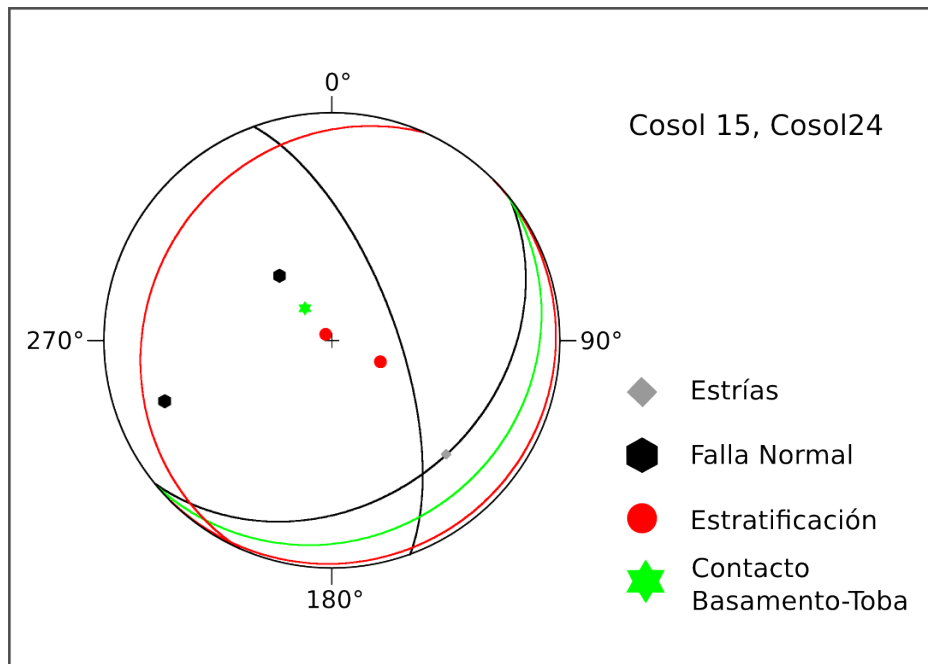


Figura 3.7 Estereodiagrama Cosol 15, Cosol 24. Ver Apéndice II, datos estructurales Tabla 4.

Sector Noroeste

En el extremo NE del afloramiento de la toba, dentro del bloque de techo del graben mayor, a unos metros de la falla norte, en los puntos Cosol 23 y Cp 48, los estratos se encuentran con disposiciones de orientación errática, llegando a posiciones casi verticales y se encuentran afectados por fallas, fracturas sin tendencias aparentes, puede ser resultado de un deslizamiento de la unidad (Figura 3. 8). La condición es muy local, en el punto Cosol 16 a 80 metros al Sur y en el punto Cosol 24 a 100 m al Este, no se mantiene esta condición, los estratos permaneces en posiciones cercanas a la horizontal.

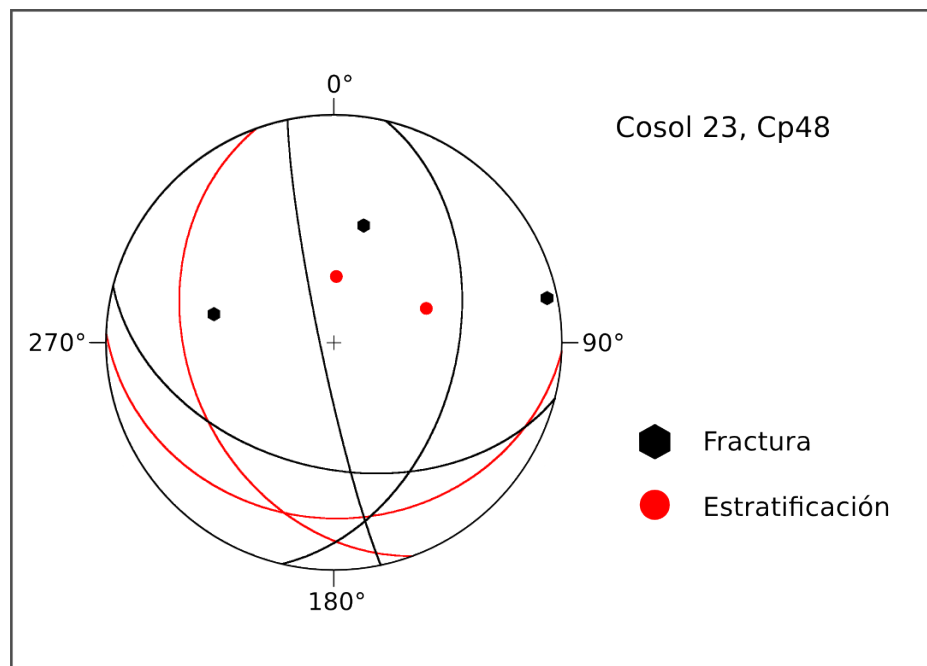


Figura 3. 8. Estereodiagrama Cosol 23 y Cp 48. Ver Apéndice II datos estructurales Tabla 4.

Deformación en la Andesita Cosol

La Andesita Cosol fue parcialmente afectada por la deformación extensional en el sector noreste donde la Falla Cosol Noreste mantiene una relación de corte (ver Apéndice III Mapa geológico), en el resto del área de estudio solo presenta estructuras de flujo y fracturas, con base en el análisis estereoscópico del material fotográfico se aprecia que se trata de un derrame que fluyó hacia el Sur. En un banco de material labrado en la unidad andesítica (localidad Cosol 09) se obtuvieron datos de fracturas y dirección del flujo volcánico, se reconocieron tres familias de fracturas (Figura 3.9).

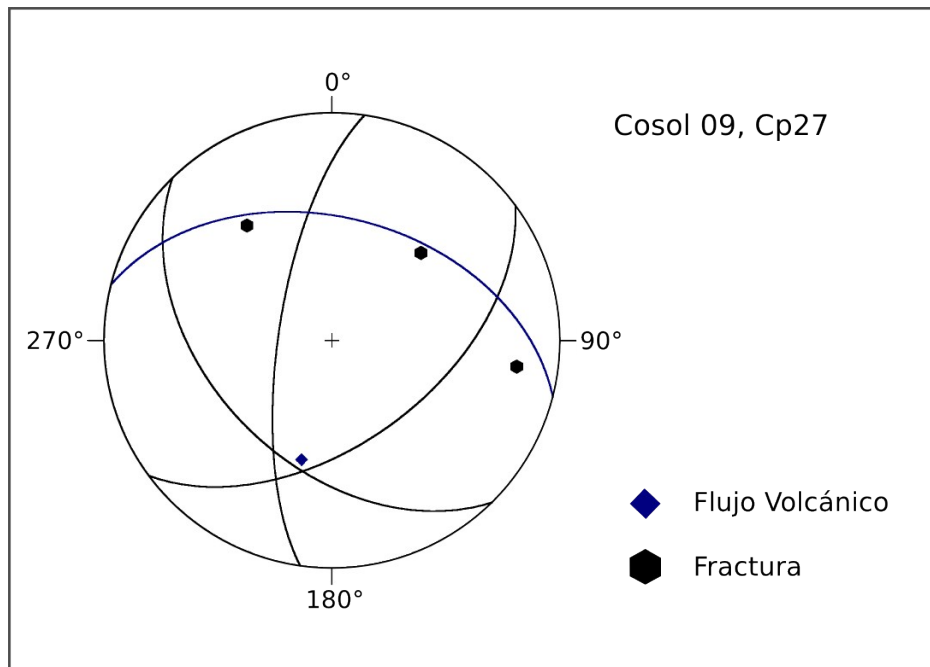


Figura 3.9 Estereodiagrama de los puntos Cosol 09/Cp 11 y Cp 27, fracturas color negro y flujo volcánico en color azul. Ver Apéndice II Datos estructurales Tabla 4.

Deformación frágil en el basamento metamórfico

Con el fin de expresar la disposición de las rocas del basamento metamórfico se recolectaron datos de foliación y lineación en las localidades Cosol 12 y Cp 31. En cuanto a la deformación frágil, se identificaron tres diques de composición intermedia emplazados en el basamento, (localidades Cosol 08, Cosol 17 y Cosol 21) (Figura 3.10). El punto Cosol 08 se encuentra sobre la carretera Cosoltepec-Huajuapán, su ubicación es sobre la traza de la falla SW del Graben Cosol, en el sector sur oriental, observan dos diques de composición silícica con espesores de 22 m,. En las localidades Cosol 17, y Cosol 21 sobre la carretera a Chazumba, al noreste del afloramiento de la Toba Jagüey, se encontraron dos diques de composición intermedia, con espesores de 4.5 y 5 m, donde se tomaron datos de fracturas, plano del contacto entre el esquistodique.

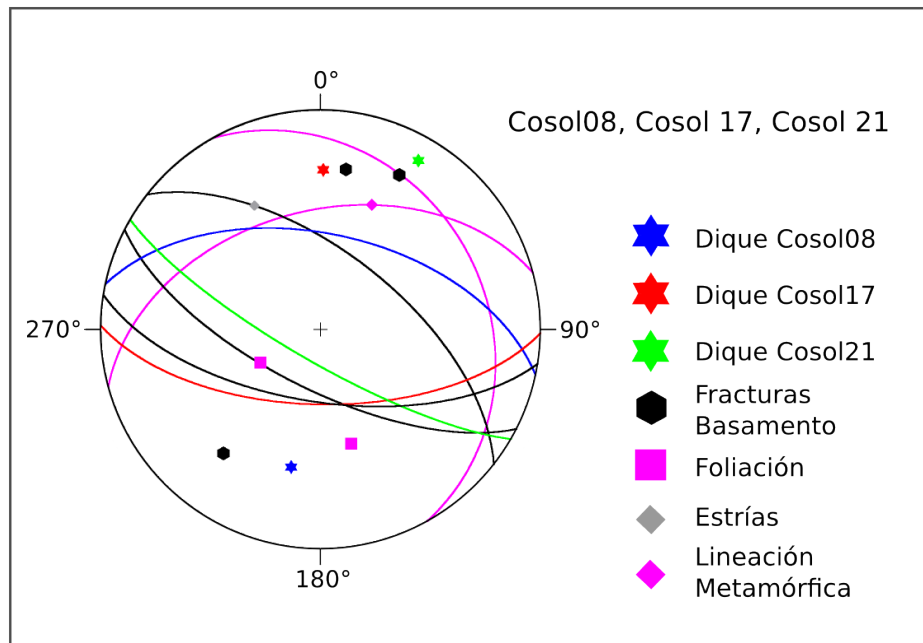


Figura 3.10 Estereodiagrama de los datos estructurales de las localidades Cosol 08, Cosol 17 y Cosol 21. Ver Apéndice II datos estructurales Tabla 4.

Suponiendo que los diques son de un mismo momento de emplazamiento por su composición similar, y corresponden a la misma fase de deformación, en la que la toba se depositó, podemos relacionar su orientación con las fallas mayores que cortan la secuencia tobácea.

La relación de cercanía del dique Cosol 08 con la falla Cosol Sureste del graben, junto con la coincidencia de inclinación de la estructura y el contacto del intrusivo con el basamento metamórfico, puede indicar que sigue la zona de debilidad generada por la estructura de falla anterior al emplazamiento del dique.

Capítulo IV. Discusión

Con los datos obtenidos en campo en los distintos sectores se identificaron dos fases de deformación que afectan a las rocas durante el cenozoico. La primera de carácter regional y la segunda de carácter local asociada al emplazamiento de la Andesita Cosol. Con las descripciones ya realizadas se seleccionaron las mejores localidades donde se pudieron observar estas relaciones estructurales.

Fase de deformación sintectónica

Ocurrió durante la etapa de depositación de la Toba Jagüey, debido a que las paleocorrientes tomadas en la base de la unidad tobácea, en el bloque de piso sureste del Graben Cosol (localidad Cosol 19, figura 3.2), indican que la cuenca de depósito se encontraba en una depresión en el bloque de techo del graben. La fase de deformación sintectónica es contemporánea a la inyección de los diques granodioríticos en el basamento metamórfico, ya que las direcciones de los contactos es coincidente con las orientaciones e inclinaciones de las fallas que forman el Graben Cosol, siendo las zonas de debilidad por las cuales se inyectaron los diques. El emplazamiento de la Andesita Cosol se encuentra dentro del límite de la fase de deformación, la relación estructural con respecto a las fallas que forman el Graben Cosol es distinta en los sectores noroeste y suroeste, en el sector suroeste la andesita se encuentra cubriendo la traza de la Falla Cosol Sureste, en el sector noroeste la Falla Cosol Noreste corta la cubierta de los flujos andesíticos, lo que indica una actividad de la falla posterior al emplazamiento de la andesita.

Esta deformación se caracteriza por elongación en dirección NE-SW, que generó como evidencia el Graben Cosol, disloca tanto al basamento como a la Toba Jagüey y parcialmente la Andesita Cosol, como se observa principalmente en los afloramientos correspondientes al bloque hundido, la mayoría de los datos recolectados en la unidad tobácea atestiguan este arreglo armónico. En la localidad Cosol 11 es posible identificar esta condición, (Figura 3.3). Las tendencias de inclinación de los estratos nos indican que la posición actual del conjunto se encuentra basculada, para resolver la deformación y encontrar la posición original a la cual la unidad tobácea fue expuesta, se realizó una corrección estructural con el objetivo de que el promedio de los estratos adquirieran una posición horizontal (Figura 4.1), el eje de giro es una línea horizontal que contiene el plano promedio de estratificación (S 04.8°E, 11°), el giro es horario de 11°.

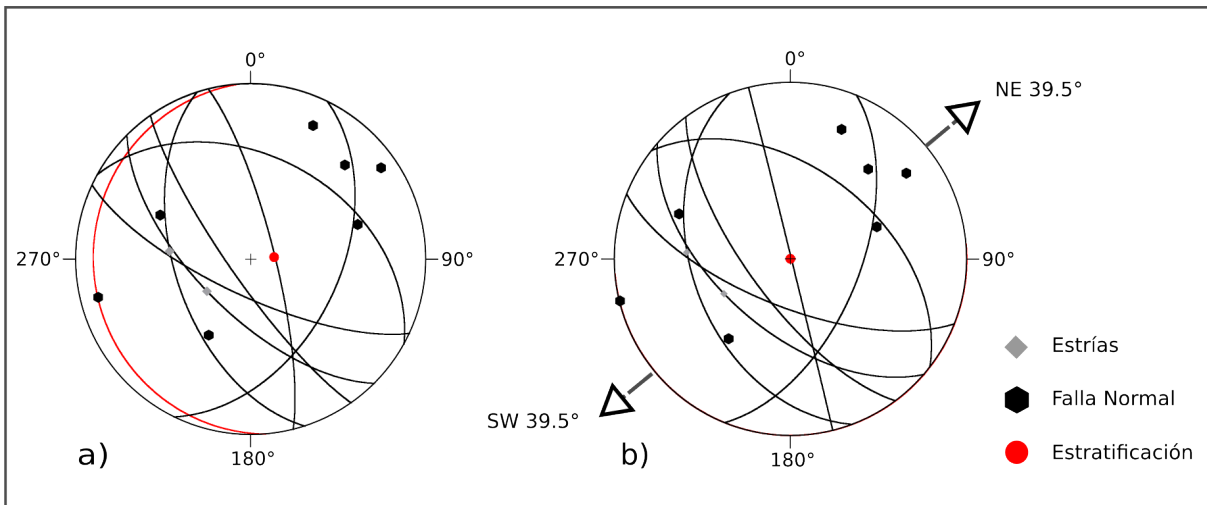


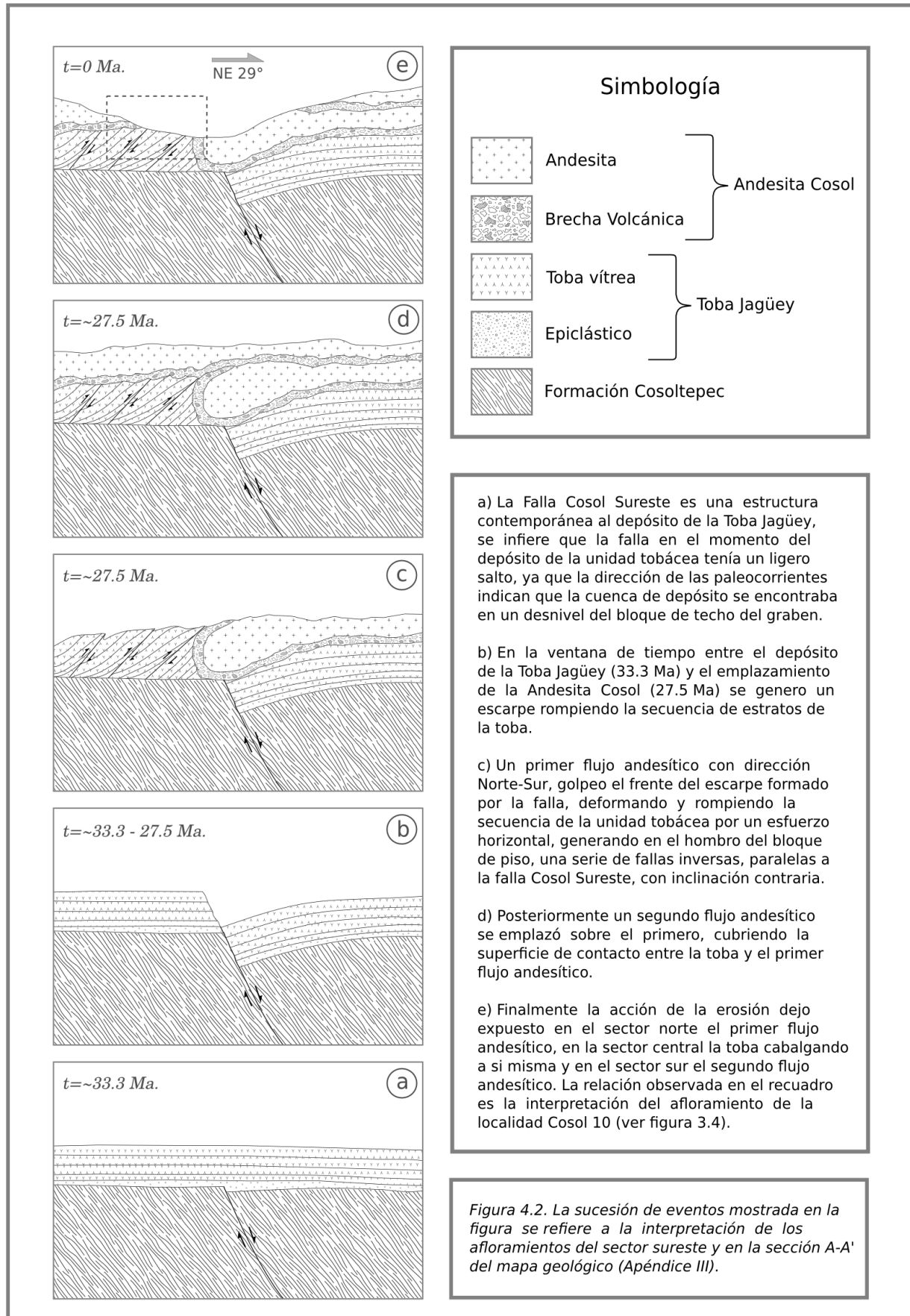
Figura 4.1 Estereodigramas localidad Cosol 11, a) disposición de la estructura del graben actual, b) estructura de graben rotada 11° con un eje horizontal de azimuth 175.2°, mostrando la dirección del movimiento extensional NE 39.5° y SW 39.5°.

La orientación original del movimiento de elongación es NE- SW 39.5°, lo cual es coincidente con la orientación de los esfuerzos ortogonales que se infieren a partir de las fallas que conforman el Graben Cosol, la Falla Cosol Noreste S40°E y Falla Cosol Suroeste N30°W.

Fase de deformación no tectónica

La etapa de deformación no tectónica se encuentra identificada durante el emplazamiento de la Andesita Cosol, y está caracterizada por estructuras de arrastre y empuje, generadas por la acción del movimiento de la andesita sobre la unidad tobácea. En los sectores donde la tendencia de los estratos de la unidad tobácea mantiene echados pronunciados y se encuentra afectada por una mayor deformación, como se describe en la localidad Cosol 10 (y presumiblemente en la localidad Cosol 23), se interpreta con la acción combinada de las dos etapas de deformación, donde la elongación del terreno en dirección NE-SW, contemporánea a la depositación de la Toba Jagüey, genera la Falla Cosol Suroeste, la cual define un escarpe a lo largo de su traza, cortando las tobas. Posteriormente el emplazamiento de un primer flujo de lava andesítica, que fluía hacia el sur, empuja al bloque del alto a manera de un trascabo, mueve la secuencia de tobas en dirección sur con un efecto rotacional de los estratos hacia el norte y apila los bloques mediante fallas inversas, un segundo flujo andesítico cubre el evento, el cual es descubierto posteriormente por la acción de la erosión sobre las unidades superiores, para dejar su exposición actual. En la figura 4.2 se observa la sucesión de los eventos que generan la

deformación de la toba en sectores muy locales y que contrasta con la tendencia general de la dirección e inclinación de los estratos en toda el área de estudio. La sucesión de eventos inferidos a partir del afloramiento observado en la localidad Cosol 10 (Figura 3.4), se presenta en la figura 4.2.



Capítulo V. Conclusiones

El área de estudio se encuentra dentro del bloque Acatlán-Oaxaqueño, específicamente en el Terreno Acatlán, la sucesión cenozoica de rocas descritas se componen por una secuencia de epiclásticos y de tobas vítreas. Denominada informalmente como Toba Jagüey, la cual en su miembro basal presenta intercalaciones de estratos epiclásticos, que denotan un ambiente de depósito fluvio-lacustre y el miembro superior se caracteriza por no tener estructuras sedimentarias; sobreyaciendo la sucesión tobácea se encuentra una secuencia de derrames andesíticos que se denominan aquí como Andesita Cosol. La sucesión observada corresponde con la descrita por Martiny *et al.* (2000) al sureste del área.

La edad obtenida en la muestra Cosol 11 en el miembro inferior de la Toba Jagüey, en biotita por el método isotópico Rb/Sr registró 27.3 Ma y en circones magmáticos por el método isotópico U/Pb 33.57 Ma, la diferencia en la edad en la misma muestra se debe a un proceso de recalentamiento de la unidad tobácea debido al emplazamiento de los flujos de lava andesítica, lo cual afectó al mineral micáceo datado, registrando una edad menor a la obtenida en circones magmáticos. La relación de edad de 33.57 Ma en circón es referida a la edad del depósito de la Toba Jagüey y la edad de 27.3 Ma obtenida de las micas de biotita, la relacionamos con el proceso de re-calentamiento a la edad del emplazamiento de los flujos de lava andesítica.

En el área estudiada se reconoció una estructura relativamente mayor que se denomina Graben Cosol, delimitado por las fallas normales, Falla Cosol Noreste con rumbo S40°E y Falla Cosol Suroeste con rumbo de N30°W; la cual manifiesta un evento de deformación extensional con orientación NE-SW, coincidente con el evento de deformación descrito por Nieto-Samaniego *et al.* 2006, donde el bloque Acatlán-Oaxaqueño experimenta una extensión en dicho sentido, pero se observa una mayor deformación hacia los bordes del bloque, el área de estudio se encuentra cerca del borde, pero aún dentro del bloque Acatlán-Oaxaqueño.

La cubierta volcánica de la Andesita Cosol, se encuentra parcialmente afectada en el sector noreste por la Falla Cosol Noreste y no presenta afectación en los otros sectores, en tanto que los estratos tobáceos que la subyacen se encuentran rotados y dislocados. La causa de la posición de los estratos de la Toba Jagüey, en general se debe a un evento de deformación regional. Tomando en cuenta que la Andesita

Cosol se encuentra involucrada en el límite del evento de deformación extensional, que queda comprendido entre la edad del depósito de la Toba Jagüey (33.3 Ma), y el emplazamiento de la Andesita Cosol (27.5 Ma) donde tenemos una ventana de 5.8 Ma. Este lapso para la deformación coincide con los límites propuestos para el evento extensional NE-SW del Oligoceno – Mioceno de Nieto-Samaniego *et al.* (2006). La dirección de la extensión que afectó a la Toba Jagüey es NE- SW 39.5°. Así, se estableció que la Toba Jagüey está afectada por dos fases de deformación, una de carácter extensional ya descrita, la cual no afecta a la Andesita Cosol puesto que la cobertura volcánica no se observa dislocada, y una deformación local de arrastre y empuje relacionada con el emplazamiento de la Andesita Cosol, condición que pudo ser generada localmente por el emplazamiento del flujo de lava andesítica, ya que en dos sectores se pudo reconocer claramente la deformación por arrastre.

Bibliografía

- Aguilera, J. G., 1896, Sinopsis de la geología mexicana: Inst. Geológico (México), v. 4-6.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 118, p. 1-14.
- DeCerna, Z., Ortega-Gutiérrez, F., Palacios-Nieto, M., 1980, Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. Libro guía de la excursión geológica a la cuenca del alto Río Balsas: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 1–33.
- Doblas, M. 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, v. 295, p. 187-197.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J. L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2002. La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Grandes fronteras Tectónicas de México. Tomo LVII, no. 1, 2005, p.83-109.
- Ferreira-Hernández e Islas-Blanco, 2009. Análisis cinemático de la Falla Pozo Hondo en la región mixteca, Estados de Oaxaca y Puebla [Tesis]: Universidad Nacional Autónoma de México. 73p.
- Ferrusquía-Villafranca, I., McDowell, F.W., 1991. The Cenozoic Sequence of Selected Areas in Southeastern Mexico, its Bearing in Understand Regional Basin Development there: *Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía* Pachuca, Hidalgo, México. Memoria, p. 45-50.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F. W., Solorio-Munguia, J., 1974. Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca Estado de Oaxaca. *Bol. Asoc. Mex. Geól. Petroleros*, v. 26, p.

249-262.

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructins for southern Mexico and the Chortis block. *International Geology Review*, v. 47, p. 473-491.

Keppie, D.F., Hynes, A.J., Lee, J.K.W., Norman, M. 2012. Oligocene-Miocene back trusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block. *Tectonics* 31, TC2008, doi:10.1029/2011TC002976, 2012.

Martiny, B., Martinez-Serrano, R. G., Moran-Zenteno, D. J., Macias-Romo, C., Ayuso, R. A., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic roc of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, v. 318, p. 71-98.

Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigación isotópica de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región Tierra Colorada-Acapulco -Cruz Grande, estado de Guerrero. México [Ph.D. thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, 186p.

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

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern México: Advances and problems of interpretation. *Geological Society of America Special Paper*, v. 422, p. 71-91.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M. H., Mendoza-Rosales, C. C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*, v.118, no.1/2, p. 238-252.

Ordóñez, E., 1906. Las rocas arcaicas de México. *Mem. Sociedad Científica Antonio Alzate*, v. 22, p.

315-331.

Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Revista* vol.2, no. 2, p. 112-131. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981. Metamorphic belt of southern Mexico and their tectonic significance. *Geof. International*, v. 20, p. 177-202.

Pettijohn , F. J. , 1975 , *Sedimentary rocks* , 3rd ed., Harper and Row, New York .

Pindell, J.L., 1985. Alleghenian reconstruction and the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas: proto-Caribbean Sea: *Tectonics*, 4: 1-39.

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

Pindell, J., Kennan, L., Stranek, K. P., Maresch, W.V., y Draper, G. 2006. Foundations of Gulf of Mexico and Caribbean evolution: Eight controversies resolved: *Geologica Acta*, 4: 303–341.

Rogers, R.D., 2003, Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America): The University of Texas at Austin, tesis doctoral, 289 p.

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

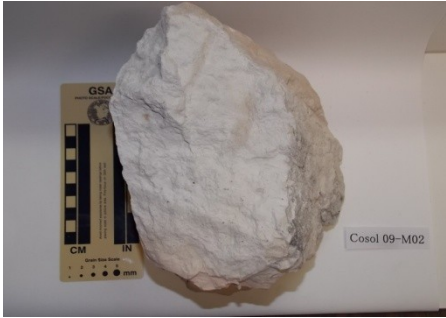
Silva-Romo, G., 2008. Guayape-Papalutla fault sistem: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonics implications. *Geology*, v. 36, no. 1, p. 75-78.

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortís. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 1, p. 165-176.

Streckeisen , A. , 1980 , Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: IUGS Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, v. 69 , p. 194 –207.

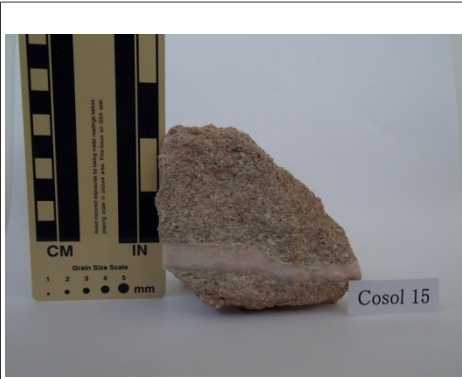
Tolson, G., 2005. La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario,Grandes fronteras Tectónicas de México. Tomo LVII, no. 1, 2005, p. 111-122.

Apéndice I

Imagen de la muestra.	Descripción de la muestra.
	Cosol 18-M02 Toba Jagüey Color naranja, rosa. Matriz de limos a arenas finas, clastos de cuarzo metamórfico de 2-6 mm sub-esférico (0.5) y angularo a sub-redondeado (0.1-0.7), piroclastos (pumita) de 3-6 mm con forma prolada a sub-esférica (0.3-0.7) y redondeados (0.9), cuarzo transparente de 1 mm esférico a subesférico (0.7-0.9) angularo (0.1-0.3), plagioclasa y ortoclasa de 1-2 mm sub-esférico a esférico (0.7-0.9) y sub-redondeado a angularo (0.5-0.3), pocos líticos de 3 mm con forma tabular redondeados. Los clastos se encuentran medianamente clasificados en tamaño.
	Cosol 18-M01 Toba Jagüey Color blanco, granulometría de tamaño de arena fina, pocos fragmentos de piroclastos (pómez) de 4-5 mm esfericidad (0.3) forma discoidal y redondeados (0.9). En la base tiene silicificación en estructuras laminares. Se encontró en un estrato de 20 cm de espesor, lateralmente se convierte en toba vítrea.
	Cosol 19-M02 Toba Jagüey Color blanco, granulometría de tamaño de finos, con cuarzo angularo y sub-esférico, piroclastos (Pómez) de 1 mm, contenido de 2% de micas (biotita), líticos. Una pseudo-estratificación de un centímetro a la base. En la base tiene un remanente del estrato inferior. Estrato inferior, de color Marrón claro, granulometría de limos, sin estructura interna, en la parte superior tiene un remanente del

	estrato superior, de color marrón claro, de granulometrías de arena fina, con plagioclasas, cuarzo y líticos, contiene piroclastos (pómez) de 4 mm sub-angulosos (0.3), esfericidad (0.5).
	Cosol 11 Toba Jagüey Toba con alto contenido de micas (biotita) Color Blanco, granulometría de tamaño de arena media a gruesa, contenido de cuarzo 40%, angulosos (0.1), esféricos (0.9); plagioclasas 20% angulosos (0.1), esféricos (0.9); pómez 30% angulosos a sub-angulosos (0.1-0.3), con forma tabular a esférica; Micas biotita 10% de tamaño de arena media-gruesa. Sin estructuras internas.
	Cosol 19-M01 Toba Jagüey Color marrón claro, granulometría de tamaño de arena fina, bien clasificada en tamaño, contenido de cuarzo, plagioclase, micas (biotita), líticos, piroclastos (pómez) de tamaño de 1-3 [mm], esfericidad de 0.5 y redondez 0.5; con estructuras de laminación horizontal, los piroclastos se encuentran delimitados por dos laminaciones.
	Cp54 Andesita Cosol Escoria volcánica. Color rojo, textura afanítica, con vesículas de tamaño de 1 [mm].

	Cosol09 Andesita Cosol Color gris oscuro, minerales máficos (piroxenos) muy alterados, líneas de flujo silicificadas, vesículas rellenas de cuarzo. Composición andesítica.
	Cp55 Andesita Cosol Color gris oscuro, pocos minerales máficos (piroxenos) alterados, pocas vesículas.
	Cosol 21 Dique granodiorítico Color blanco, textura fanerítica, cristales de cuarzo, plagioclasa, minerales máficos con meteorización, con dendritas de manganeso.
	Cosol 17 Dique granodiorítico Color blanco, cristales de cuarzo y plagioclasa, los minerales máficos meteorizados, el dique se presenta con meteorización intensa.



Cosol 15

Toba Jagüey

Color rosa-naranja, granosoportado en una matriz fina de limos, bien clasificado en tamaño, minerales: cuarzo metamórfico, de diámetro 1-3mm esfericidad (0.5) (tabulares, equidimensional y prolada) y sub-redondeado (0.7) ; cuarzo volcánico de diámetro 1-2[mm], esfericidad 0.7-0.9 y anguloso a sub-anguloso (0.1-0.3); plagioclasa de diámetro 1-2[mm], esfericidad (0.7-0.5) subredondeados a angulosos (0.5-0.7); líticos, de diámetro 1-2 [mm], esfericidad de (0.7-0.5) y sub-redondeado a sub-anguloso (0.5-0.3); piroclastos (Pumita) de diámetro de 1-3[mm], esfericidad de 0.3-0.5 y redondeados a sub-redondeados (0.7-0.5). Gradación de gruesos a finos. Banda de cuarzo diagenético el espesor no es constante de 1-0.5[cm], en posición horizontal.

Muestra: Cosol 02**Coordenadas:** 14Q 260857, 2006370

Descripción Macroscópica	Descripción Microscópica
Minerales observables: cuarzo, biotita. Color: Blanco Textura: Afanítica	Textura: Cristalinidad: Holocristalina Granularidad: Afanítica Fabrica: Inequigranular, matriz vítrea. Forma de los cristales: Subhedrales – Anhedrales

Mineralogía

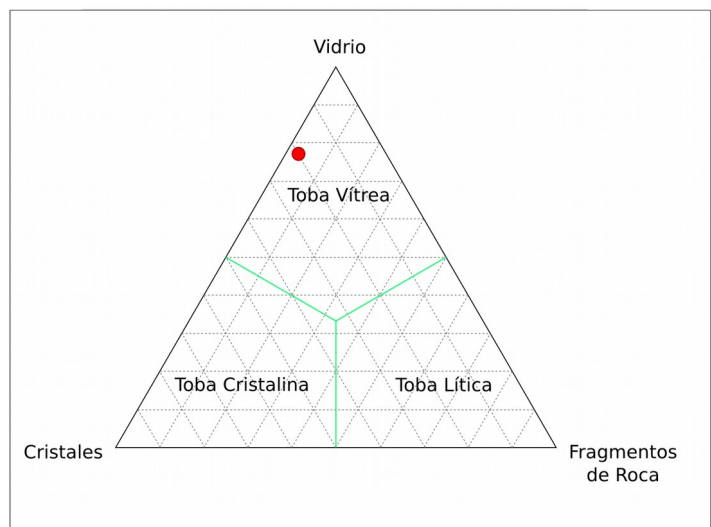
Minerales Esenciales	%	Minerales Accesorios	%	Minerales Secundarios	%
Vidrio	60%	Líticos	3%		
Plagioclasa	2%	Fragmentos de pómez	20%		
Feldespatos	5%				
Biotita	3%				
Cuarzo	7%				

Observaciones: Esquirlas de vidrio (TV), poseen formas de Y y X. Toda la matriz y los granos son de vidrio, tiene pocos cristales de minerales, los granos de vidrio volcánico redondeados. Esta textura indica ligera compactación en el momento del depósito. Los cristales tienen un tamaño promedio de 0.2 - 0.3 mm, Subhedrales. Plagioclasa (andesina), 27° de extinción máxima en la macla de Carsbald.

Origen de la roca: Piroclástica

Clasificación de la roca: Toba vítrea

Componentes	%
Vidrio	80%
Cristales	17%
Líticos	3%



Muestra: Cosol 11

Coordenadas: 14 628772, 2006198

Descripción Macroscópica	Descripción Microscópica
Minerales observables: vidrio, cuarzo, micas y plagioclasa. Color: Blanco Textura: Afanítica	Textura: Cristalinidad: Holocristalina Granularidad: Afanítica Fabrica: Inequigranular, matriz vítrea Forma de los cristales: Anhedrales, se encuentran fracturados y angulosos

Mineralogía

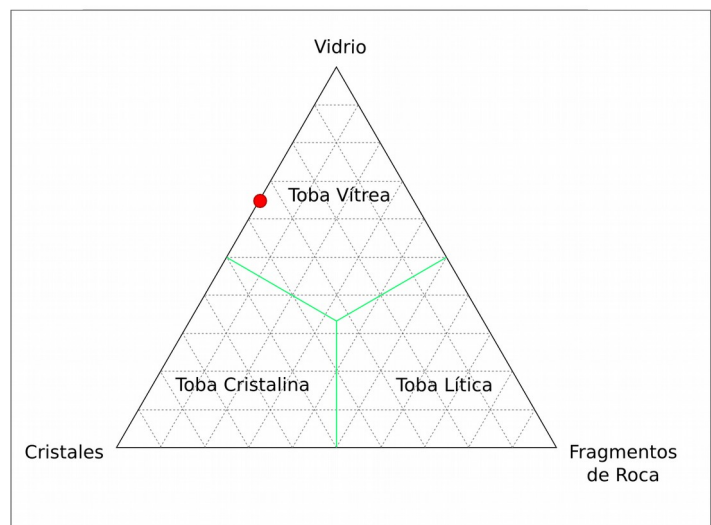
Minerales Esenciales	%	Minerales Accesorios	%	Minerales Secundarios	%
Vidrio	45%	Minerales Opacos	2%		
Plagioclasas	10%				
Feldespatos	5%				
Biotita	10%				
Fragmentos de pómez	18%				
Cuarzo	10%				

Observaciones: El tamaño de los cristales se encuentra en el rango de 0.1- 1.0 mm, se encuentran fracturados, sin alineación. No se encontraron circones en la lámina delgada. Plagioclasa Andesina, 29° de extinción máxima en la macla de Cacaramelos de cianuro tocado por un angelrlsbald.

Origen de la roca: Piroclástica

Clasificación de la roca: Toba vítrea

Componentes	%
Vidrio	65%
Cristales	35%
Líticos	0%



Muestra: Cosol 21

Coordenadas: 14Q 629409, 2007546

Descripción Macroscópica	Descripción Microscópica
Minerales observables: cuarzo, plagioclasa, máficos intemperizados Color: Blanco Textura: Afanítica	Textura: Cristalinidad: holocristalina Granularidad: Afanítica Fabrica: Equigranular Forma de los cristales: Anhedrales, crecimiento dificultado.

Mineralogía

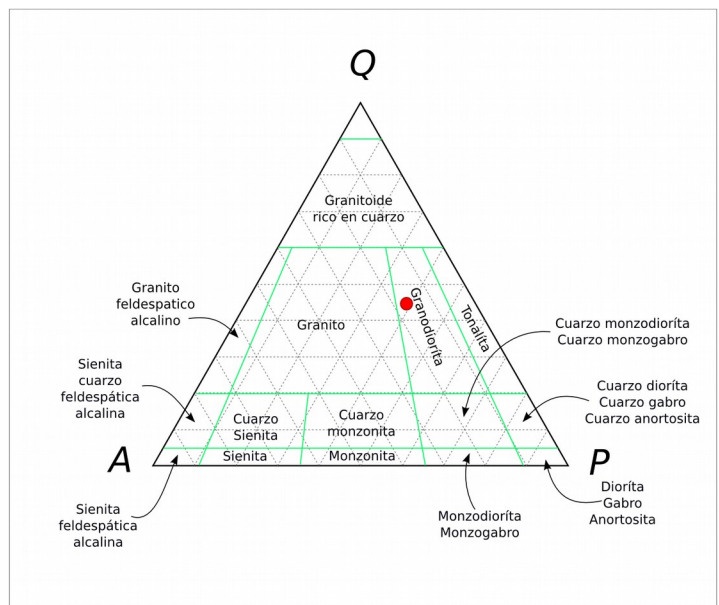
Minerales Esenciales	%	Minerales Accesorios	%	Minerales Secundarios	%
Cuarzo	40%			Sericita	10%
Plagioclasas	15%				
Feldespatos	35%				

Observaciones: Los feldespatos se encuentran con alteración de sericita. El promedio de tamaño de los cristales se encuentra entre 0.1-0.15 [mm].

Origen de la roca: Plutónica Hipabisal.

Clasificación de la roca: Granodiorita.

Componentes	%
Cuarzo (Q)	44.44 %
Alcalinos (A)	16.66 %
Plagioclasas (P)	38.9 %



Muestra: Cosol 09

Coordenadas: 14Q 628446, 2005756

Descripción Macroscópica	Descripción Microscópica
Minerales observables: minerales máficos meteorizados. Color: Gris oscuro Textura: Afanítica	Textura : Traquítica Cristalinidad: Holocristalina Granularidad: Afanítica Fabrica: Inequigranular, bimodal, matriz de plagioclasas (sanidina) microcristalina de 0.1-0.2 [mm], con fenocristales de augita de 0.5-1.0 [mm]. Forma de los cristales: Euhedrales

Mineralogía

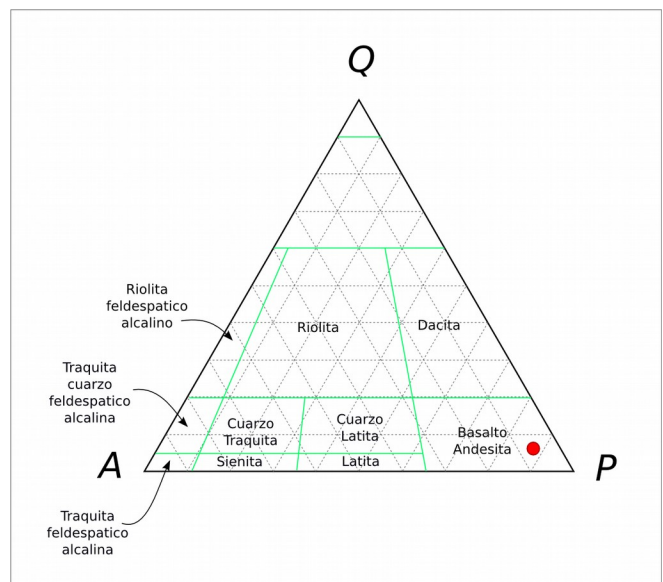
Minerales Esenciales	%	Minerales Accesorios	%	Minerales Secundarios	%
Plagioclase (Andesina)	70%	Opacos	10%		
Augita	10%				
Cuarzo	5%				
Feldespatos (Sanidina)	5%				

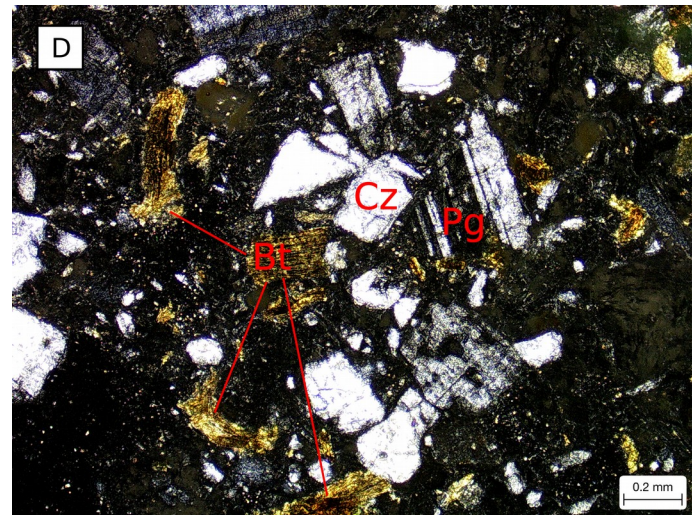
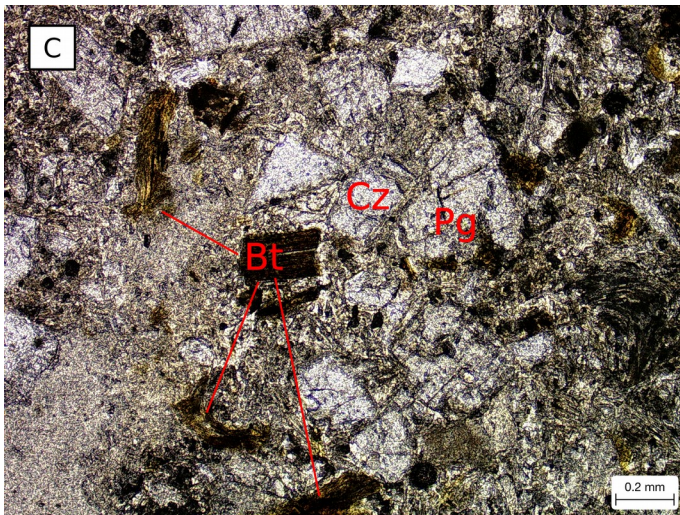
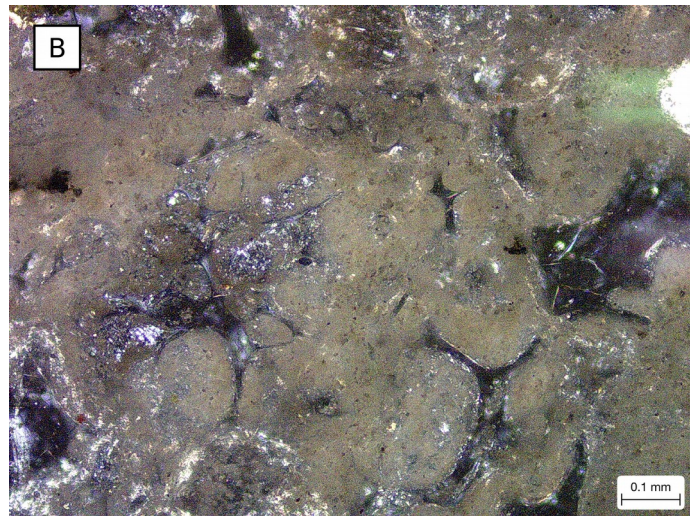
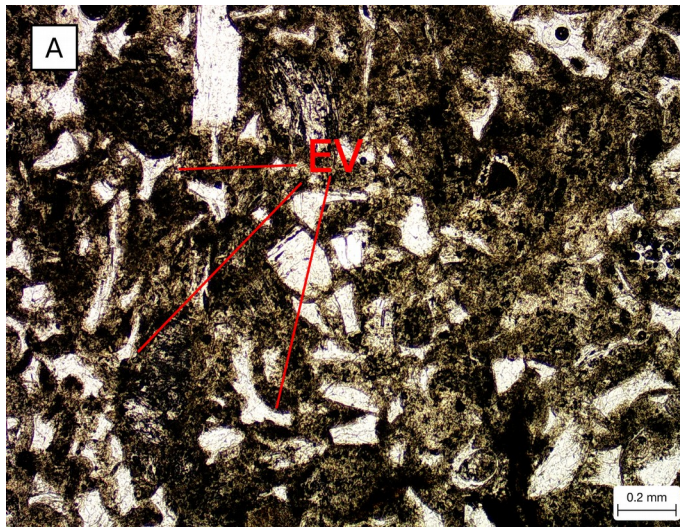
Observaciones: Se realizaron dos cortes de la roca, en direcciones ortogonales, el corte Cosol09-a en la dirección del flujo volcánico, donde se puede observar la orientación de los cristales de la matriz de plagioclasas, y el corte Cosol09-b en una sección sagital al flujo. Los cristales de augita se encuentran intemperizados, pocos mantienen la forma euhedral, dejando huecos del cristal con la forma euhedral.

Origen de la roca: Volcánico

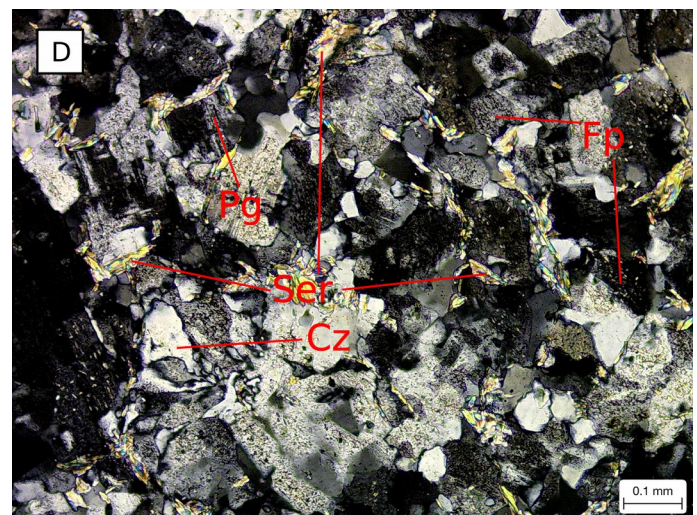
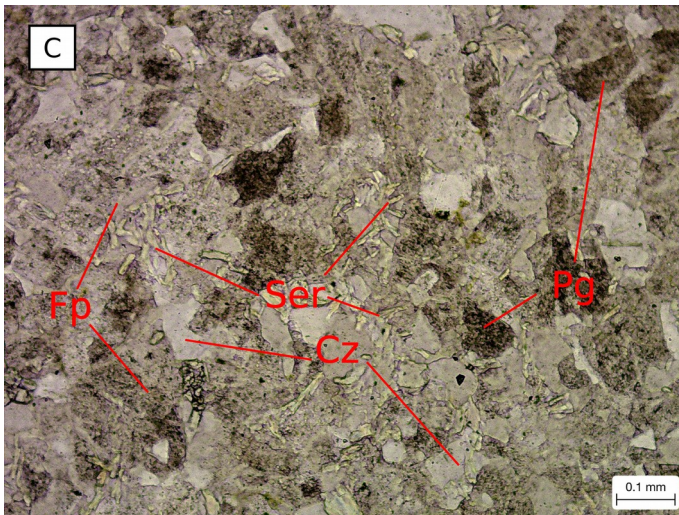
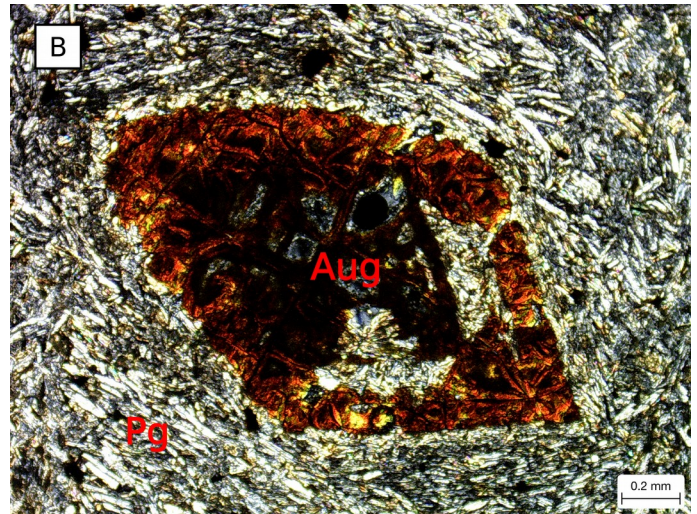
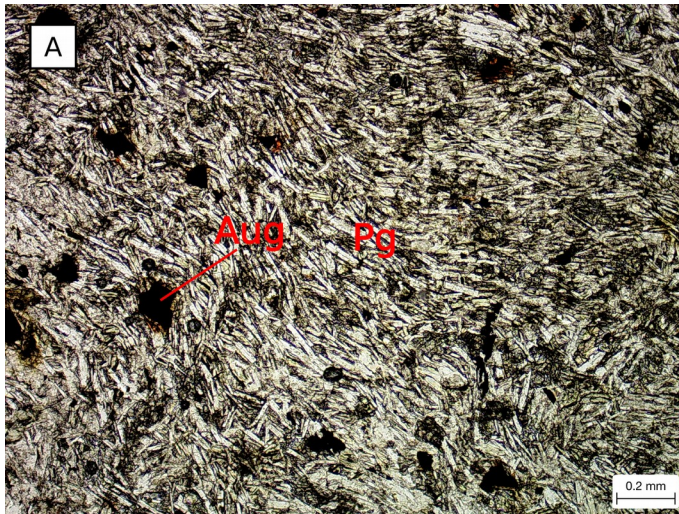
Clasificación de la roca: Andesita.

Componentes	%
Cuarzo (Q)	44.44 %
Alcalinos (A)	16.66 %
Plagioclasas (P)	38.9 %





Fotos lamina delgada Toba Jagüey; A y B (Cosol 02) se encuentra localizada en el miembro superior de la columna estratigráfica medida; C y D (Cosol 11) se encuentra localizada en el miembro inferior de la columna estratigráfica medida. A) Luz polarizada, esquirlas de vidrio (EV) (glass shards) con formas de X y Y, indica ligera deformación por compactación. B) Nícoles cruzados, matriz vítrea. C) Luz polarizada, cristales anhedrales de biotita (Bt), cuarzo (Cz) y plagioclasa (Pg), en matriz vítrea. D) Nícoles cruzados, cristales anhedrales de biotita (Bt), cuarzo (Cz) y plagioclasa (Pg).



Fotos lamina delgada Andesita Cosol, A y B (Cosol 09). A) Luz polarizada, textura traquítica, alineación de cristales de plagioclasa (Pg) (andesina) y feldespato potásico (Fp), debido al flujo de la lava, huecos dejados por feno-cristales de minerales ferromagnesianos (anfíbol) alterados. B) Nícoles cruzados, feno-cristal de augita (Aug) anfíbol alterado en matriz de plagioclasa (andesina) y feldespato potásico.

Fotos lamina delgada dique granodiorítico C y D (Cosol 21). C) Luz polarizada, cristales con bordes anhedral de cuarzo, plagioclasa (Pg) (andesina) y feldespato potásico (Fp). Los cristales de feldespato potásico (Fp) tienen alteración a sericita (Ser). D) Nícoles cruzados, cristales con bordes anhedral de cuarzo (Cz), plagioclasa, feldespato potásico (Fp) y sericita (Ser).

Apéndice II

Tabla 1 Datos estructurales mapa promedios									
Localidad	Coordenadas	Plano	PMD	Línea	Localidad	Coordenadas	Plano	PMD	Línea
Cosol 02	14Q 628057, 2006370	Falla	N 19.3°W, 35°				Falla	S 81° W, 70°	
		Falla	S 79.6° E, 58°				Falla	N 80° E, 54°	
Cosol 03	14Q 628175, 2006171	Estratificación	N 87.8° W, 33.8°				Flujo volcánico	S 01° E, 86°	
		Falla	S 45.3° E, 59.2°		Cosol 15	14 Q 629062, 2006592	Estratificación	S 45° W, 32°	
Cosol 05	14Q 628151, 2005871	Estratificación	S 55° E, 25°				Estratificación	N 45° E, 02°	
		Falla	N 81° W, 63°				Falla	N 20° W, 67°	
		Falla	N 54° E, 47°				Falla	N 51° E, 30°	
		Falla	N 19° W, 35°		Cosol 16	14 Q 628490, 2007035	Estratificación	N 29.7° W, 06°	
		Fractura	N 45° W, 46°				Falla	N 59° W, 60.5°	
		Fractura	N82° E, 70°		Cosol 17	14 Q 628820, 2007553	Contacto Esquisto-Toba	S 89° E, 61.2°	
		Fractura Flujo	S 76° W, 45°				Foliación	S 75° W, 43°	010.4°, 42.3°
Cosol 06	14Q 628244, 2005829	Estratificación	S 85° W, 35°				Fractura Esquisto	S85° E, 54°	
		Falla	N 44.5° W, 46°				Fractura Dique	S 78.5° W, 54.5°	
Cosol 08	14Q 628803, 2006078	Foliación	S 75° W, 54°				Fractura Dique	N 60.8° W, 78°	
		Contacto Dique-Esquisto	N 79° W, 54°				Fractura Dique	S 38° W, 89.7°	
		Fractura-Dique	N 51° W, 88°		Cosol 18	14 Q 628128, 2006503	Estratificación	S 87.5° E, 11°	
		Fractura-Dique	N 36.5° E, 53°				Falla	N 89.5° W, 53.5°	
Cosol 09	14Q 628446, 2005756	Flujo volcánico	N 63.4° W, 47.8°				Falla	S 87.5° E, 11°	
		Falla	N 66.8° E, 74.1°		Cosol 19	14 Q 628178, 2006475	Estratificación	S 88° E, 12°	
		Falla	S 45° E, 46.6°				Falla Normal	S 80° W, 60°	158°
Cosol 12	14 Q 628226, 2006686	Foliación	S 69° W, 37°				Falla Normal	N 22° W, 65°	160°
		Fractura	S 63° E, 68°				Falla Normal	N 63° W, 64°	088°
Cosol 14	14 Q 628287, 2007016	Falla Normal	N 81° W, 63°	056°	Cosol 21	14 Q 629409, 2007546	Contacto	S 60° E, 77.5°	
		Estratificación	S 85° E, 11°				Foliación	N 29° W, 25.5°	
		Falla	S 46° E, 80°				Fractura	S 81° E, 63°	

Tabla 1 Datos estructurales mapa promedios										
Localidad	Coordenadas	Plano	PMD	Línea	Localidad	Coordenadas	Plano	PMD	Línea	
Cosol 23	14 Q 628508, 2007090	Estratificación	S 34° W, 11°		Cp 51	14 Q 628815, 2007109	Estratificación	S 42° E, 40°		
		Estratificación	S 84° E, 28°				Falla	N 83° E, 50°		
		Falla	S 38° E, 42°				Fractura	S 25° W, 47°		
		Falla	S 75.5° E, 44		Nomenclatura: PMD = Pínula Mayor Derecha DMP = Dirección de máxima pendiente No Dia = Número de la estructura en el diagrama del afloramiento					
		Falla	S 12.4° E, 85.3°							
Cosol 24	14 Q 628654, 2007077	Estratificación	S 24° W, 19°							
Contacto Esquisto-Toba		N 42° E, 15°								
Cp 28			S 63° E, 53°							
Cp 31	14 Q 628651, 2005877	Foliación	S 63° W, 49°							
Cp 32	14 Q 628731, 2006040	Estratificación	S 80° E, 29°							
			S 70° E, 30°							
			S 69° E, 83°							
Cp 33	14 Q 628635, 2006027		S 60° E, 45°							
Cp 34	14 Q 628548, 2006043	Estratificación								
		Estratificación	S 55° E, 20							
		Estratificación	S 30° E, 25°							
		Estratificación	S 54° E, 29°							
Cp 35	14 Q 628560, 2006103	Falla	S 78.5° E, 74.5°							
		Falla	N 30° E, 60°							
Cp 36	14 Q 628528, 2006109	Falla	S 65° W, 88°							
		Dirección del flujo volcánico	S 59° E, 23.6°							
Cp 45	14 Q 628985, 2006404	Fractura	S 21.5° W, 49°							
		Fractura	N 63.7° W, 68°							
Cp 48	14 Q 628533, 2007073	Estratificación	N 82° E, 26°							
		Estratificación	S 19° E, 35.3°							

Tabla 2 Datos estructurales Figura 3.5, Cosol 10

No	No Dia	Rasgo	PMD	Línea	Observación	N0	No Dia	Rasgo	PMD	Línea	Observaciones
1	1	Falla Normal	S 88° W, 47°	112°	Estrías, AE-03, Normal, Contacto Brecha volcánica-Toba	22	15.b	Falla Normal	N 29° W, 65°	120°	
2	1	Falla Normal	S 75° W, 35°	115°	Estrías, ST-03 Normal, Contacto Brecha volcánica-Toba	23	16	Falla Normal	N 53° W, 46°	134°	Estrías, ST-03, Normal, Es el contacto Brecha volcánica-Toba
3	2	Falla	S 01° E, 65°			24	17	Falla Inversa	S 42° E, 29°	146°	ST- 03, Contacto volcánica-Toba
4	2	Falla Normal	S 77° E, 23°	123°	Estrías, ST-03, Normal Contacto Brecha volcánica-Toba	25	17	Falla Inversa	S 25° E, 46°	131°	Contacto Brecha volcánica-Toba
5	2	Falla Normal	S 85° E, 24°	141°	Estrías, ST-03, Normal Contacto Brecha volcánica-Toba	26	18	Dirección de flujo volcánico	S 86° E, 30°		
6	3	Falla Normal	S 51° E, 25°	130°	ST-03, Normal Contacto Brecha volcánica-Toba	27	19	Dirección de flujo volcánico	N 81° W, 10°		
7	3	Falla Normal	S 56° E, 26°	120°	ST-03, Normal Contacto Brecha volcánica-Toba	28	20	Falla Normal	S 70° E, 90°	049°	ST-03
8	4	Falla Normal	S 55° E, 54°	111°	AE-03, ST-03	29	21	Falla Normal	S 70° E, 56°		
9	4	Falla Normal	S 32° E, 50°			30	22	Fractura	N 73° E, 45°		
10	5	Falla Normal	N 77° W, 74°	112°, 104°	ST-03	31	23	Fractura	N 62° E, 86°		
11	6	Falla	S 66° W, 53°			32	24	Falla	N 22° E, 19°		
12	7	Falla	S 29° W, 20°			33	24	Falla	N15° W, 10°		
13	8	Falla	N 45° W, 41°			34	25	Falla	S 71° E, 50°		Falla límite entre Toba y epiclástico
14	9	Falla	N 63° W, 56°	089°		35	26	Estratificación	S 60° E, 30°		
15	10	Falla	N 24° W, 52°	067°	Escalones poco marcados	36	26	Estratificación	S 62° E, 35°		
16	11	Falla	S 81° W, 60°			37	26	Estratificación	S 40° E, 32°		
17	11	Falla	S 24° E, 72°			38	26	Estratificación	S 55° E, 31°		
18	12	Estratificación	S 06° E, 21°		Estrato de pumita	39	27	Falla	N 60° W, 52°		
19	13	Falla Normal	N 64° W, 32°	072°	Tiene relleno color rojo, ST-03, Normal	40	28	Falla	N 72° W, 84°		
20	14	Falla Normal	N 03° W, 50°	091°	AE-03, ST-03						
21	15.a	Falla Normal	N 05° E, 65°	088°							

Tabla 3 Cosol 11 Diagrama 3.2					
No	No Dia	Rasgo	PMD	Línea	Observación
1	1	Estratificación	S 69° E, 49°		
2	1	Estratificación	S 60° E, 53°		
3	2	Falla Normal	N 19° E, 52°		
4	3	Falla Normal	N 61° W, 41°		
5	4	Estratificación	S 60° E, 29°		
6	5	Falla Normal	N 48° W, 27°	063°	Estrías, AE-03
7	5	Falla Normal	N 30° E, 90°		Fallas conjugadas
8	6	Falla	S 37° E, 84°		
9	7	Estratificación	S 55° E, 26°		
10	8	Falla Normal	S 65° E, 73°		
11	9	Falla Normal	S 45° E, 65°	093°	Estrías, ST-03, desplazamiento 76[cm]
12	10	Estratificación	S 50° E, 10°		
13	11	Falla Normal	S 18° E, 54°	104°	Estrías, ST-03, Normal, desplazamiento 110 cm
14	12	Fractura	N 10° W, 74°		
15	13	Estratificación	S 12° E, 09°		
16	14	Fractura	N 25° W, 79°		Con relleno
17	15	Fractura	N 34° E, 51°		Fractura con relleno
18	16	Estratificación	S 20° W 21°		En el estrato de pómez
19	17	Estratificación	S 10° W, 17°		En el estrato de pómez

Tabla 4 Datos Estructurales Mapa Estructural Figura 3.2											
Localidad	Estructura	DMP	PMD	Línea	Observaciones	Localidad	Estructura	DMP	PMD	Línea	Observaciones
Cosol 02	Falla	190°, 58°	S 80° E, 58°	121°		Cosol 10, Cps	Estratificación	210°, 45°	S 60° E, 45°		Cp 33
	Falla	44.4°, 31°	N 45.6° W, 31°	77°			Estratificación	243°, 26°	S 27° E, 26°		Cp34
	Falla	102.5°, 38.8°	N 12.5° W, 38.8°	121°			Estratificación	225°, 31°	S 45° E, 31°		Cosol 10
Cosol 03	Estratificación	005°, 40°	N 85° W, 40°				Estratificación	206.1°, 49.3°	S 64° E, 49.3°		Cp 28
	Estratificación	004°, 30°	N 86° W, 30°				Estratificación	197.8°, 34.7°	S 72.2° E, 34.7°		Cp 32
	Falla	215°, 34°	S 55° E, 34°				Estratificación	201°, 83°	S 69° E, 83°		Cp 32
	Falla	236°, 46°	S 34° E, 46°				Falla Inversa 1	223.9°, 31.4°	S 47° E, 31.4°	132°	
	Falla	199°, 31°	S 71° E, 31°				Falla Inversa 2	242.3°, 47.9°	S 27.7° E, 47.9°	111°	
	Falla	194°, 39°	S 76° E, 39°				Falla 3	031.5°, 47.4°	N 58.5° W, 47.4°	140°	
	Falla	219°, 66°	S 51° E, 66°				Falla 4	043°, 49°	N 47° W, 49°	90°	
	Falla	233°, 45°	S 37° E, 45°				Falla 5	348.3°, 54°	S 78.3° W, 54°		
	Falla	215°, 71°	S 55° E, 71°			Cosol 11	Estratificación	265.2°, 11°	S 04.8° E, 11°		
	Falla	204°, 29°	S 66° E, 29°				3 Falla Normal	029.02°, 41°	N 60.98° W, 41°		
Cosol 12	Falla	207°, 68°	S 63° E, 68°				8 Falla Normal	205°, 73°	S 65° E, 73°		
	Falla Normal	038°, 61°	N 52° W, 61°	043°	ST-03, Con relleno		9 Falla Normal	225°, 65°	S 45° E, 65°	93°	Estrías ST-03, desplazamiento 76[cm]
	Foliación	339°, 37°	S 69° W, 37°	128	Linea de foliación		11 Falla Normal	252°, 54°	S 18° E, 54°	104°	ST-03 desplazamiento 110[cm]
Cosol 15	Falla	141°, 30°	N 51° E, 30°	085°			Falla	076°, 78°	N 14° W, 78°		Promedio
	Falla	070°, 67°	N 20° W, 67°				Falla	235°, 80°	S 35° E, 80°		Promedio
	Estratificación	135°, 03°	N 45° E, 03°		Promedio		Falla	116°, 48°	N 26° E, 48°		Promedio
Cosol 24	Estratificación	294°, 19°	S 24° W, 19°			Cosol 17	Contacto	181°, 62°	S 89° E, 62°		
	Contacto	140°, 15°	N 50° E, 15°				Fractura Esquisto	185°, 54°	S 85° E, 54°		
Cosol09-Cp27	Fractura 1	143 , 50°	N 53° E, 50°				Fractura Dique 1	348.5°, 54.5°	S 78.5° W, 54.5°		
	Fractura 2	225.4°, 45.6°	S 44.6° E, 45.6				Fractura Dique 2	029.2°, 78°	N 60.8° W, 78°		
	Fractura 3	278.1°, 70.7°	S 08.1° W, 70.7°				Fractura Dique 3	308°, 89.3°	S 38° W, 89.3°		
	Flujo volcánico	014.4°, 52.8°	N 75.6° W, 52.8°				Foliación Esquisto	346.1°, 45.1°	S 67.1° W, 45.1°	108°	Linea de Foliación

Tabla 4 Datos Estructurales Mapa Estructural Figura 3.2					
Localidad	Estructura	DMP	PMD	Línea	Observaciones
Cosol 21	Contacto Dique-Esquisto	210°, 78°	S 60° E, 78°		
	Fractura Esquisto	189°, 63°	S 81° E, 63°		
	Fractura Esquisto	061°, 25.5°	N 29° W, 25.5°		
Cosol 08	Contacto Dique- Esquisto	012°, 54°	N 78° W, 54°		
	Foliación	345°, 54°	S 75° W, 54°		
	Fractura	039°, 88°	N 51° W, 88°		
	Fractura	126.5°, 53°	N 36° E, 53°		
Cosol 18- Cosol 19	Estratificación	182°, 12°	S 88° E, 12°		
	Falla Normal 1	350°, 60°	S 80° W, 60°	158°	1 Cosol 19
	Falla 2	068°, 65°	N 22° W, 65°	106°	3 Cosol 19
	Falla 3	027°, 64°	N 63° W, 64°	088°	5 Cosol 19
	Falla Normal	359°, 57°	S 89° W, 57°	096°	8 4.3Cosol 18 desplazamiento 14cm
	Falla Inversa	163°, 18°	N 73° E, 18°	054°	3 2 Cosol 18 Estrías ST-03 CM-05
Cosol 23- Cp48	Estratificación	249.8°, 35.6°	S 20.2° E, 35.6°		
	Estratificación	182.1°, 23.7°	S 87.3° E, 23.7°		
	Falla 1	194.2°, 44.1°	S 75.8° E, 44.1°		
	Falla 2	258.2°, 85°	S 12° E, 85°		
	Falla 3	103.3°, 45.1°	N 13.3° E, 45.1°		

Apéndice III

