



Elaboración de Mapa Geológico y su Caracterización en escala 1:50,000

Jaroslav Lexa
Jiří Šebesta
Walter Hernandez
José Alexander Chavez Hernandez

Proyecto financiado con fondos de la AACID y ejecutado por
COAMSS/OPAMSS





Universidad de El Salvador
Hacia la libertad por la cultura



COAMSS
OPAMSS
Consejo de Alcaldes y Oficina de Planificación
del Área Metropolitana de San Salvador



JUNTA DE ANDALUCIA

PROGRAMA DE COOPERACION INTERNACIONAL

Índice

Introducción	1
Metodología para construir mapa geológico para el Área Metropolitana de San Salvador	2
Antecedentes	7
Descripción de Zona de Estudio	15
Análisis Estructural: Geodinámica y Ambiente Geotectónico	17
Descripción de Leyenda de Trabajo y Unidades Geológicas-Litológicas	21
Reporte de Unidades de Mapa Geologico	30
Formación Bálsamo	32
Formación Cuscatlán	40
Volcán Antiguo San Salvador– formación San Salvador/Cuscatlán	72
Formación San Salvador	78
Conclusiones	103
Bibliografía	105
Anexo 1	112



COAMSS
OPAMSS
Consejo de Alcaldes y Oficina de Planificación
del Área Metropolitana de San Salvador



JUNTA DE ANDALUCIA
PROGRAMA DE COOPERACIÓN INTERNACIONAL

Introducción

El presente informe del Mapa Geológico y su Caracterización, forma parte del proyecto denominado “Gestión de Riesgos y Disminución de Vulnerabilidad Social en el Área Metropolitana de San Salvador” financiado por la Agencia Andaluza de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AACID) y ejecutado por el COAMSS/OPAMSS, dentro del proyecto se desarrollará, mediante un convenio específico entre la Universidad de El Salvador a través de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura y la Oficina de planificación del Área Metropolitana de San Salvador, el estudio e investigación denominado “Actividades de Mapeo y Capacitación de Estudios de Investigación en Geología, Ingeniería Geológica y Dinámica Superficial en el AMSS”.

La Agencia Andaluza de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AACID), está comprometida con proyectos que se enmarquen dentro del ámbito de Cambio Climático, sostenibilidad ambiental y hábitat, asimismo el ámbito de acción de la AACID es acorde a los objetivos del proyecto que busca promover la ordenación del territorio y apoyar la planificación y desarrollo urbanístico desde una perspectiva de sostenibilidad y de contribuir a la generación de procesos de desarrollo en las áreas geográficas prioritarias.

Asimismo con la ejecución del proyecto se busca contribuir a la implementación de los lineamientos establecidos en la Política Metropolitana de Desarrollo Urbano y Territorial (COAMSS/OPAMSS), cuyo objetivo es buscar una ciudad ambientalmente sustentable, siendo temas prioritarios la gestión del riesgo, específicamente en lo relativo a: Investigación, mitigación, conocimiento y reglamentación, profundizando temas como vulcanismo, microzonificación sísmica, estabilidad de laderas y taludes, lahares y modelos hidráulicos de los drenajes primarios.

Los estudios y cartografía geológica, geomorfológica, así como de ingeniería geológica son un instrumento para comprender cómo y dónde los riesgos geológicos pueden afectar a los habitantes de determinada zona, siendo importante saber dónde están las mejores condiciones para el desarrollo de la ciudad. Este tipo de información proporciona datos importantes para la toma de decisiones de instituciones gubernamentales y para la planificación regional permitiendo encontrar un equilibrio entre el uso de los recursos naturales para desarrollar las áreas no perturbadas por las amenazas geológicas, que en esta región es particularmente importante para el desarrollo integral de la capital, y de todo el país. El conocimiento de las condiciones geológicas es también importante para el uso de tecnologías de construcción adecuadas, para evitar pérdidas humanas y económicas cada vez que un evento natural afecta el país. El AMSS está expuesta a procesos geológicos endógenos y exógenos que tienen un impacto importante en la pérdida de vidas y bienes materiales, así como en pérdidas económicas, ocurriendo problemas de este tipo en esta ciudad de manera recurrente.

Metodología para construir mapa geológico para el Área Metropolitana de San Salvador

El Área Metropolitana de San Salvador se encuentra en una depresión tectónicamente activa entre dos centros volcánicos activos. La amenaza por riesgos geológicos y geodinámicos naturales a la población tales como actividad volcánica y sísmica es muy importante. La combinación de lluvias intensas en época de invierno son igualmente importantes porque provocan procesos geodinámicos exógenos, especialmente deslizamientos, erosión, inundaciones y flujos escombros. El conocimiento de la estructura geológica, geomorfológica y estudios especiales, representan un instrumento esencial para la comprensión de cómo y dónde los riesgos geológicos afectan a las personas, pero ¿dónde se localizan las mejores condiciones para el desarrollo de la ciudad? Al mismo tiempo, estos estudios proporcionan datos importantes para la toma de decisiones gubernamentales y la planificación, permiten encontrar un equilibrio entre el uso de los recursos naturales para el desarrollo de las áreas no perturbadas por los riesgos geológicos, que en esta zona es particularmente importante para el desarrollo general de la capital.

El mapa geológico es un medio para conocer la estructura geológica y la disposición de las rocas. Las rocas en el mapa geológico están desglosadas por edad, litología y petrografía de las unidades denominadas litoestratigráficas, en un orden definido. La unidad litoestratigráfica básica son las formaciones, que eventualmente se descomponen en miembros, tal como lo establece la Guía Estratigráfica Internacional (1994) lo cual se respeta en este trabajo. Como se mencionó anteriormente, el propósito de los mapas geológicos es proporcionar información geológica para la evaluación de riesgos geológicos. El territorio también se ha evaluado con mapeo de ingeniería geológica, con base a mapa geológico. El mapa geológico proporciona una leyenda de unidades litoestratigráficas y sus subdivisiones que permitirán la derivación de sus propiedades litológicas a las unidades asignadas, lo que permite evaluar sus propiedades de ingeniería geológica.

Sobre los mapas geológicos

En un mapa geológico se expresan las características y las relaciones tanto espaciales como temporales de los cuerpos de rocas, entes volumétricos e históricos. Las diferentes rocas o formaciones geológicas y sus edades se representan mediante una trama de colores que las identifican. En el mapa geológico también se representan las deformaciones sufridas por las estructuras geológicas tales como fallas, pliegues o foliaciones. En otras palabras, un mapa geológico es la representación sobre un plano topográfico de los accidentes geológicos que afloran en la superficie terrestre.

Pocas veces uno se encuentra en la situación en que no existe ningún trabajo cartográfico previo del área de interés.

En las Ciencias de la Tierra es fundamental que los hechos, tanto intangibles como inferidos, sean referidos al espacio geográfico. Actualmente se cuenta con marcos de

referencia electrónicos que nos permiten desplegar un mapa o una imagen del lugar de trabajo, sin embargo, el observador debe reconocer la correspondencia entre el terreno por investigar y el material cartográfico en papel, para extrapolar la extensión de los atributos reconocidos, o para predecir aspectos de carácter regional o local con base en los rasgos geomorfológicos.

Los mapas geológicos sirven de base para cualquier tipo de estudios relacionados con materiales geológicos. Estos mapas pueden ser hidrogeológicos, geotécnicos, ingeniería geológica, mapa de cimentaciones, mapa de recarga acuífera, etc. Estos mapas deben ser provistos de su respectiva leyenda y simbología, además de la escala a la que está representada (1:1000; 1:10,000; 1:50,000 etc.)

¿Cómo se hace un mapa geológico?

1. Un mapa geológico se lleva a cabo buscando los materiales geológicos existentes en una determinada área. Estos materiales que representan una determinada unidad geológica son llamados afloramientos. Los cuales en su mejor expresión están presentes completamente desde la base hasta el techo de la unidad geológica (Figura a1). Estos afloramientos son enumerados en la libreta de campo con sus respectivas características. Debe identificarse si se trata de rocas sedimentarias, volcánicas, plutónicas, o metamórficas:
Ubicación (coordenadas geográficas y/o UTM), se hace un croquis si fuera necesario, y se describen las propiedades de esta: Color, espesor, textura, estructuras, presencia de fósiles (rocas sedimentarias), carbón (depósitos volcánicos). Orden estratigráfico en relación con la que pudiera estar encima y debajo. Presencia de fallas, juntas, discontinuidades, pliegues, etc.
2. Se hace un trazo entre aquellos afloramientos similares para distinguirlos de una unidad diferente (Figura a2).
3. Ese proceso se hace con todas las unidades de manera que queden separadas todas las unidades similares (Figura a3). Algunos afloramientos quedaran en el interior de cada unidad porque corresponden a lo mismo.
4. Complementación del trazo de todas las unidades presentes en el área para su representación en un mapa (Figura a4).

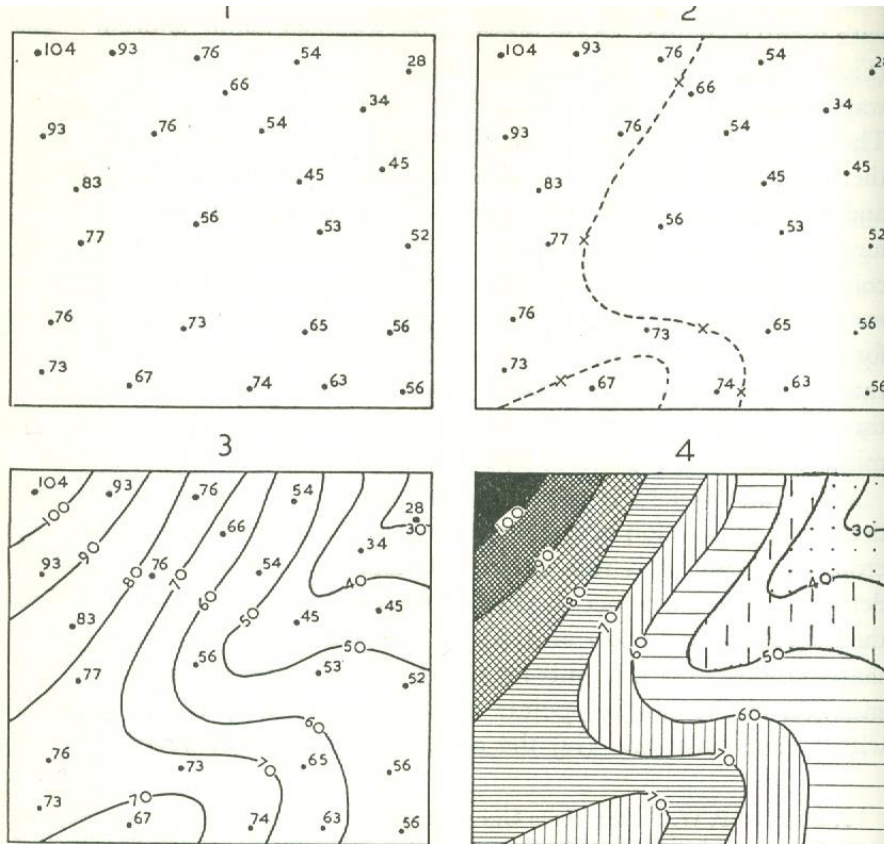


Figura (a1) Colocación de puntos de afloramientos en el mapa. (a2) Trazo del límite entre unidades geológicas; (a3) Trazar toda el área para unir puntos de afloramientos entre las mismas unidades; (a4) Mapa geológico mostrando las unidades geológicas presentes.

Metodología para construcción de Mapa Geológico

El mapa geológico, que compilamos en el marco del presente proyecto en curso, se conoce como un mapa geológico útil. Su objetivo principal es proporcionar datos geológicos para la evaluación de peligros geológicos, ingeniería geológica y planificación espacial. Por eso, se ha puesto énfasis en los aspectos litológicos del mapa geológico, teniendo en cuenta su uso potencial. La base de la metodología de asignación fue utilizada en la preparación del mapa geológico de la parte sur del territorio de la AMSS (Lexa et al. en Chamra et al. 2010; Lexa et al. 2011).

En el área investigada no se puede implementar el método clásico de mapeo geológico. Una gran parte del área ya está urbanizada lo que hace difícil encontrar afloramientos, en otras partes los terrenos son privados por lo que no se puede hacer reconocimiento de campo, en otros sectores hay una capa densa de vegetación y además existe una intensa meteorización laterítica. Los afloramientos accesibles se limitan generalmente a cortes en carreteras, excavaciones de construcciones, barrancos, lechos de ríos y quebradas.

La metodología para el establecimiento de fines especiales del mapa geológico 1: 50,000 combina la información útil de los mapas geológicos y publicaciones existentes (se identifican los límites geológicos variablemente, posición estratigráfica, litología básica, espesor de depósitos y cubierta). Además, se complementan con visitas de campo a afloramientos accesibles y documentación de dichos puntos (levantamiento con GPS, toma de notas en libreta, trazo y fotodocumentación) e interpretación del relieve del terreno (información CNR): Modelo de Elevación de Terreno con curvas a cada 10 metros, además con curvas a cada 5 metros desde 1973. Se utilizaron imágenes aéreas e imágenes satelitales rectificadas de Google Earth para dibujar depósitos aluviales y terrazas de ríos recientes. El conocimiento y los elementos del mapa tomados de documentos antecedentes se confrontaron con su propia documentación (2900 propios y aproximadamente 200 puntos de documentación de antecedentes tomados en total) esta información ayudo posteriormente a realizar ajustes en la medida necesaria. El trazado de los límites geológicos, el uso de la morfología permitió un conocimiento consistente de las relaciones geométricas de las unidades litológicas basadas en su interpretación paleovolcánica. La precisión básica del mapa geológico compilado y el grado de resolución de las unidades (detalle de la leyenda) corresponde a la escala 1: 50,000. El mapa se construyó directamente en el entorno QGIS y por lo tanto la escala de su visualización se puede cambiar fácilmente según sea necesario. Además, cuando fue posible los límites geológicos se trazaron con precisión hasta el nivel de una escala de 1: 10,000.

Por la escala de trabajo, en un principio no es posible trazar la ubicación de cada uno de los cuerpos geológicos específicos (los flujos de lava, horizontes de rocas epiclásticas, estratos de rocas piroclásticas etc.), debido a su poco espesor. Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente se ha adaptado la leyenda de trabajo especial del mapa geológico, la cual representa complejos de rocas definidas por su litología y petrografía. La documentación del mapa se complementa por algunas muestras con petrografía y composición química de los principales tipos de minerales.

Un caso especial está conformado por los complejos indiferenciados de regolitas lateríticas las cuales a veces están cubiertas por complejos de tefras de Tierra Blanca de la Caldera de Ilopango; esta relación es importante en cuanto a Ingeniería Geológica (IG) y Ordenamiento Territorial, gracias a la presencia de lateritas y tobas meteorizadas; ya que este último está predispuesto a la activación de movimientos de ladera y el complejo de tefras se ve afectado por la erosión y el desarrollo de barrancos. Su variabilidad espacial no permite un seccionamiento más detallado en el mapa geológico especial, sin embargo, esta variabilidad se comenta en el texto.

Se ha adaptado el propósito de la leyenda del mapa geológico para representar propiedades litológicas, petrográficas y faciales de los complejos de rocas definidos. Se ha usado los principios modernos de la estratigrafía volcánica (Groppello y Viereck-Goëtte eds., 2010) y que se resumieron en la obra de Martí et al. (2018). Estos autores desarrollaron una herramienta esencial para la estratigrafía volcánica y para la elaboración de mapas

geológicos de zonas volcánicas y su reconstrucción paleovolcánica, que determinan la evolución volcánica, el estudio de la vulcanología física y la evaluación del riesgo volcánico. Se compila información de los productos volcánicos monogénéticos o compuestos de diferentes erupciones volcánicas y complejos epiclásticos, a fin de conocer la estratigrafía y cronológica.

Además de definir unidades litoestratigráficas en función de su litología y facies, el análisis también trata de definir las unidades relacionadas con no-conformidades (cuando material sedimentario se encuentra arriba y se depositó sobre una roca ígnea preexistente y erosionada) y que a menudo constan de varias unidades litoestratigráficas inferiores. Un aspecto importante es la correcta identificación de cada unidad de los procesos eruptivos, que representan los productos de un grupo erupción o erupción, independientemente de su variabilidad facial. La discontinuidad en la secuencia de los productos volcánicos puede ser pequeña (que representan cambios en el mecanismo de erupción sin mucha pausa en la actividad); media (que corresponde a una ruptura significativa de la actividad volcánica), o grande (que corresponde a la interrupción de actividad volcánica, etapa de la erosión y luego el cambio significativo en la naturaleza de la erupción o se cambia la fuente de material volcánico).

En la documentación de los afloramientos visitados el énfasis es, pues, en aquellos aspectos que permiten la aplicación de los principios de la estratigrafía volcánica e interpretación de paleovolcanismo (litología, texturas y estructuras características, buzamiento/pendiente y la orientación de las capas geológicas) y en aquellos aspectos de la litología, que son críticos para la evaluación de las propiedades mecánicas de las rocas (granulometría, composición del material, meteorización, grado de compactación y cementación).

El territorio del AMSS tiene la particularidad de ser una superposición de rocas más viejas, escombros, tefras del volcán de San Salvador e Ilopango (Pleistoceno tardío al Holoceno) de espesor que va desde decenas de centímetros a decenas de metros. Con la excepción de una parte del territorio en las proximidades de caldera Ilopango, la escoria y tefras no pueden ser agrupadas como unidades geológicas separadas, por tanto, se tienen que combinar como complejos de tefras (espesor de horizontes de tobas identificados son relativamente pequeños y generalmente se superponen entre sí). Por lo tanto, se mapea en el mapa las tefras según la litología prevaleciente.

También se han utilizado isopacas de tefra de erupciones individuales haciendo uso de SIG (Ferrés, 2014; Hernández, 2008; Marroquín y Vásquez, 2007). Un segundo aspecto importante de la cubierta de tefra es su espesor. Para un espesor total de menos de 2 m, no se muestra en el mapa. Con un espesor de 2 m a 6 m, se muestra por el método de bandas (sustrato a modo de banda se muestra como que si fuera una trinchera excavada para conocer estrato que se encuentra abajo, tiras alternas en el color de las tefras y tiras en el color de su base).

En general, no se muestran los depósitos deluviales. Sus características y variabilidad dependiendo de la base geológica y la morfología se dan en el texto explicativo. Las excepciones son las lateritas que, debido al alto contenido de minerales arcillosos, son propensas a deslizarse. Esta conexión se ha diseñado específicamente para la evaluación de

la vulnerabilidad a los movimientos de ladera y el seguimiento a terremotos para la ingeniería geológica.

Dos tipos de unidades geológicas indican áreas con meteorización de laterita de menor espesor (hasta 2 - 3 m) y acumulación de laterita más gruesa (que yacen principalmente sobre la formación Bálamo).

Antecedentes

El mapa geológico es un medio para conocer la estructura geológica. La información disponible sobre la estructura geológica del área estudiada en una escala más detallada es relativamente baja. Esto es especialmente cierto en las formaciones volcánicas más antiguas. Los productos volcánicos más jóvenes del volcán de San Salvador y la caldera Ilopango, que rellenan el Graben (Fosa) Central en la parte central del territorio han sido sujeto de investigación más detallada y la idea de la estructura geológica, así como la sucesión es más completa (Hernández, 2008, 2010; Sofield, 2004; Ferrés et al. 2014; Suñe-Puchol et al. 2018, 2019; Pedrazzi et al., 2019).

Williams y Meyer-Abich (1955) establecieron la idea básica de la geología volcánica del área estudiada. Identificaron el área estructural fundamental como una depresión tectónica central, además detallaron los volcanes cuaternarios y activos, e identificaron las unidades geológicas básicas, a las cuales les asignan un nombre formal. Además, caracterizaron los volcanes, litológicamente y petrográficamente, incluyendo la caldera del volcán de San Salvador y de Ilopango. Muchas de sus opiniones, ideas y puntos de vista son válidos y utilizables hoy en día. El trabajo también incluye un mapa esquemático de los volcanes terciarios a cuaternarios de El Salvador. Mayer-Abich (1960), Durr y Klinge (1960) y Durr (1960) resumen los conocimientos estratigráficos del territorio de El Salvador, mientras que Grebe (1963) estuvo más interesado por las mayores elevaciones (montañas) volcánicas. Dengo (1968), Dengo et al. (1970) y Weyl (1961, 1966, 1971, 1980) presentaron un concepto integral de la tectónica, volcánica, geología y el desarrollo de El Salvador en el contexto de la totalidad de América Central, que incluye una bibliografía de obras anteriores. Un fenómeno estructural básico es la Depresión (Graben) Central con dirección O-E (paralela a la costa del Pacífico) con los volcanes más jóvenes flanqueados por los volcanes más antiguos en el norte y sur. El Graben (Fosa) es orientado en eje de arco anticlinal, que es una continuación de la depresión nicaragüense (Williams y Meyer-Abich, 1955, Dengo, 1968).

Los geólogos de la Misión Geológica Alemana en los años 1967-1971 elaboraron los mapas geológicos de El Salvador en la escala de 1: 500,000 (Weber et al, 1974, Wieseman 1974, 1975) y, posteriormente, en la escala de 1: 100,000 (Bosse et al. 1978). Para el mapeo fueron utilizados los mapas topográficos en escala de 1: 50,000 y las fotografías aéreas de la escala de 1: 40,000 (1949) y 1: 20,000 (1963). Mapa a escala 1:500,000 fue realizado por autores individuales tales como: H. W. Lorenz, A. Merino, A. Mihm, K. Rode, M.

Schmidt-Tomé, H. S. Weber, G. Wieseman, como lo describe Wieseman (1974). En estos mapas incluyeron hallazgos eventuales de mapas geológicos más antiguos, como menciona G. Wieseman (1974, 1975). Resalta mencionar el mapa en la escala de 1: 15,000 de San Salvador y sus alrededores (Centro de Investigaciones Geotécnicas, 1978). El mapa de la escala 1: 100,000 (Bosse et al, 1978) todavía funciona como trabajo básico para otras investigaciones, especialmente la división litoestratigráfica en formaciones y algunos miembros. Esta clasificación ha sido aceptada también por Reynolds (1980, 1987), que la correlaciona como geología volcánica terciaria en Guatemala, El Salvador y Honduras.

En estos documentos también se mencionan referencias, que se basan en la división litoestratigráfica introducida. En el caso del territorio de El Salvador las unidades litoestratigráficas son el resultado de la correlación de la cartografía geológica identificada localmente por la sucesión (Wieseman, 1975). En el área estudiada están las unidades litoestratigráficas básicas como Formaciones Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador (Fig. 1). La Formación Bálsamo (Mioceno Superior - Plioceno) representa restos de los volcanes extensos de composición andesítica hasta basáltica - flujos de lava y rocas piroclásticas que pasan lateralmente a complejos epiclásticos de rocas volcánicas.

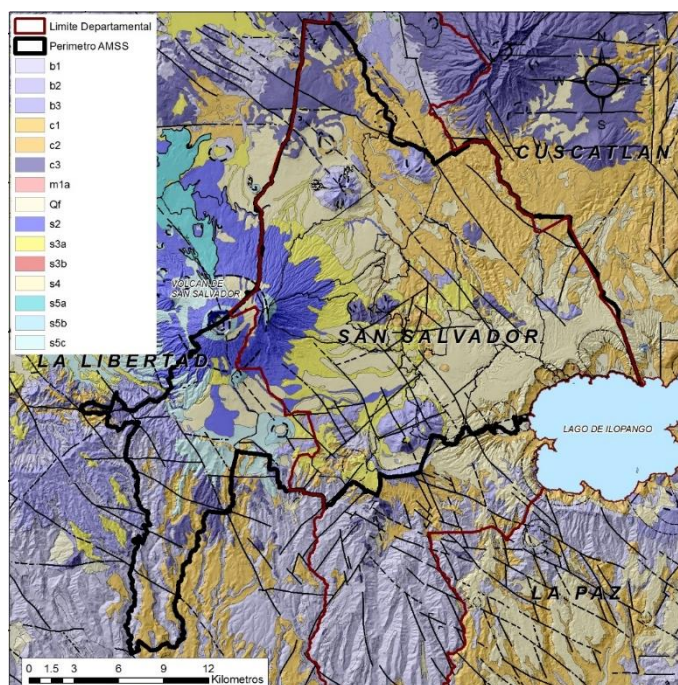


Fig. 1 Mapa geológico Misión Geológica Alemana en El Salvador (1967-1971)

La Formación Cuscatlán (Plioceno-Pleistoceno) representa: 1) la composición intermedia de ignimbritas silíceas y tobas que pasan lateralmente a acumulaciones de rocas epiclásticas y asociadas con rocas silíceas extrusivas/efusivas de composición intermedia; 2) rocas efusivas andesíticas y basálticas contemporáneas. El límite superior de la formación está bien definido por el contacto con la Formación de San Salvador.

La sucesión de rocas piroclásticas en la parte occidental del territorio del AMSS se da horizontalmente con las tefras Arce de la caldera de Coatepeque. En la parte oriental son las tefras de Tierra Blanca de la caldera Ilopango las que prevalecen. Esto no se aplica en el caso de la formación activa de los grandes estratovolcanes de San Salvador, San Vicente y otros, cuya actividad inicial se superpone con las rocas de la Formación Cuscatlán.

A partir de los mapas geológicos de 1: 100,000 (Bosse et al, 1978) la Formación de San Salvador (Pleistoceno Superior- Holoceno) en el área investigada dentro del AMSS, incluye la mayoría de productos particulares de estratovolcán San Salvador y de sus centros parasitarios (flujos de lava, escombros, tobas, epiclasticos) y los productos volcánicos más jóvenes de Ilopango denominados colectivamente como Tierras Blancas. Los mapas geológicos a escala 1: 500,000 (Weber et al, 1974, Wieseman 1974, 1975.) y de la escala de 1: 100,000 (De Boss et al, 1978) no fueron acompañados, desgraciadamente, por un reporte con términos generales explicativos, que incluyeran características más detalladas de las unidades litoestratigráficas y sus definiciones.

Esta falta de reporte del mapa fue sustituida parcialmente por el "Léxico Estratigráfico de El Salvador" (Baxter, 1984) donde las unidades litoestratigráficas se definen con mayor precisión e incluye la bibliografía. Para el área de estudio es importante también el reporte del estudio más detallado de la parte central de la capital de San Salvador (Schmidt - Thomé, 1975) con mapa escala de 1: 15,000 (Centro de Investigaciones Geotécnicas, 1978) desarrollado para proporcionar una base para la planificación territorial de la ciudad que estaba en rápido desarrollo (Fig. 2). El autor señala cuestiones que son actuales hasta el día de hoy. Probablemente hubo poca voluntad política para impulsar una acción eficaz y retomar recomendaciones dadas.

El mapa geológico con una superficie de 180 km² es presentado con una alta precisión y para el informe se utilizaron afloramientos y perfiles que hoy en día son de difícil acceso. Este mapa es irremplazable. Su leyenda mantiene la litoestratigrafía de mapa geológico de 1: 100,000 (Bosse et al., 1978). La utilidad del mapa es el espesor aproximado de la cubierta de las tobas volcánicas sobre el basamento más firme, la extensión de los flujos lávicos y las características litológicas de las unidades litoestratigráficas (Formación Bálsamo, Cuscatlán y San Salvador).

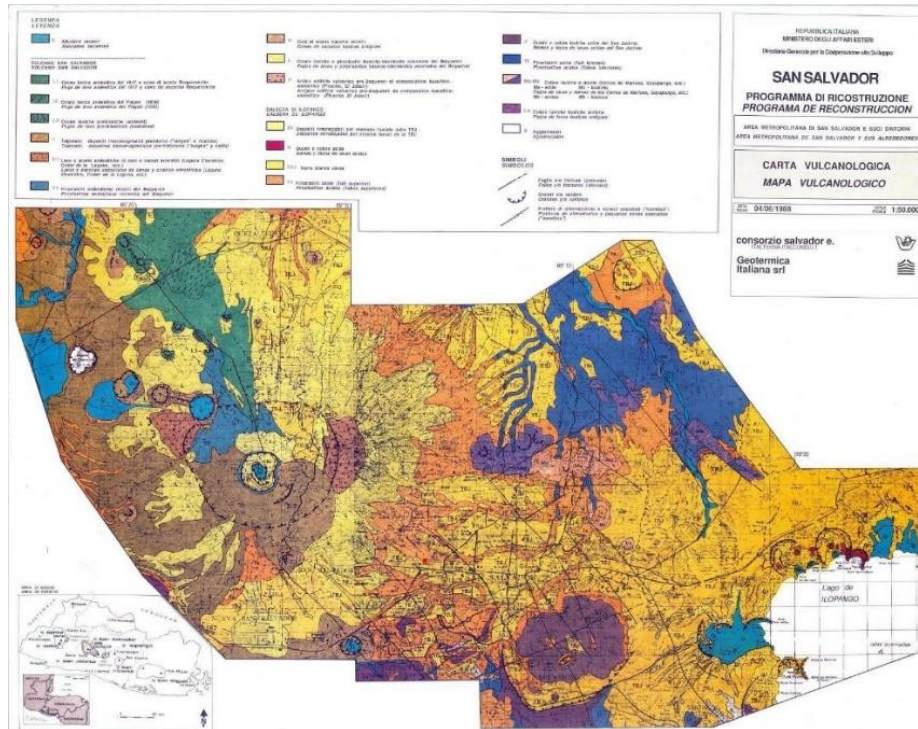


Fig. 3 Mapa geológico 1:50,000 (Consortio, 1988)

En la parte norte del territorio del AMSS se extiende el mapa geológico de escala 1: 50,000 elaborado por el Servicio Geológico Checo (Hradecký et al. 2004), que unido con el artículo publicado sobre la geología y las actividades volcánicas de cordillera de Cinotepeque (Rapprich y Hradecky, 2005) proporciona información muy útil sobre la estructura geológica y aspectos volcánicos de esta parte del territorio (Fig. 4). Un aspecto interesante del mapa es mostrar el espesor de la cubierta de toba por método de bandas (combinación de bandas de tobas superficiales con bandas de fundamento o base). Desafortunadamente la mayoría de las unidades litoestratigráficas del mapa no se puedan correlacionar con las unidades litoestratigráficas formales establecidas por Wieseman (1974, 1975) y de Boss et al. (1978).

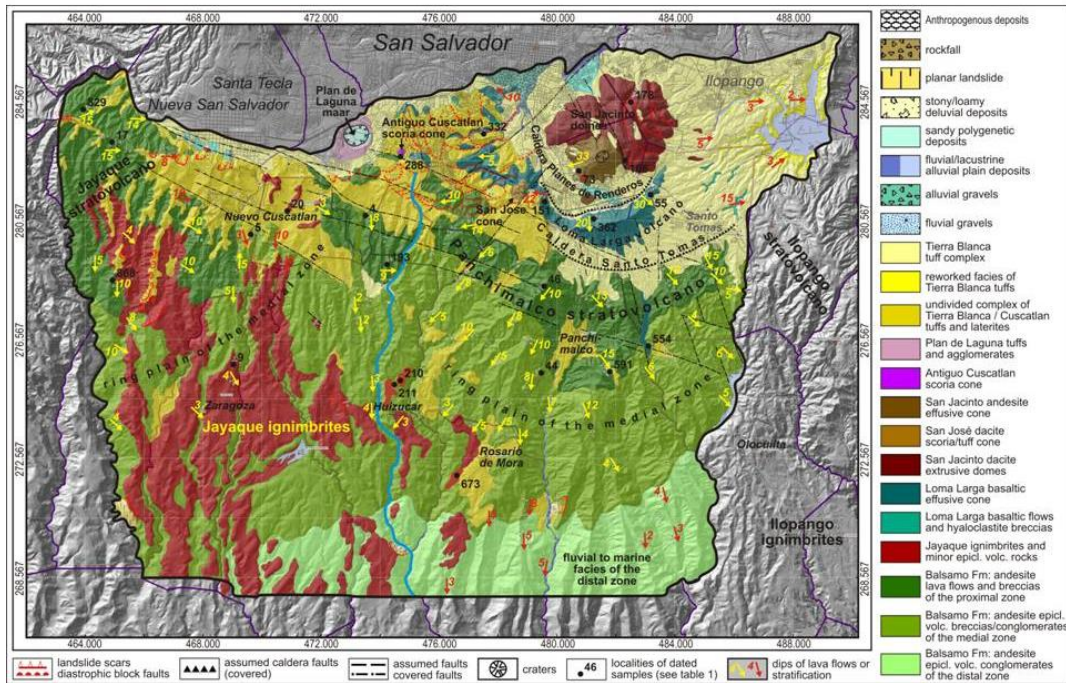


Fig. 5 Mapa geológico sector Balsamo (Lexa et al. 2011)

Para el conocimiento de la estructura geológica y desarrollo geológico más joven ayuda bastante un análisis geomorfológico del territorio. Este análisis del AMSS, incluyen los mapas geomorfológicos que realizaron Sebesta (2006, 2007) y Sebesta y Chávez (2011). El mapa geomorfológico del terreno ayuda interpretar e identificar las formas volcánicas primarias y su denudación e identificar fallas geológicas.

En la relación con el riesgo potencial de la actividad volcánica del volcán de San Salvador, en la parte occidental del AMSS ha sido objeto de investigaciones repetidas. Williams y Mayer-Abich (1955) reconocieron que se trata de un viejo volcán andesítico hasta basáltico (El Picacho, Jabalí), que colapsó y formó una caldera con el desarrollo de un cono nuevo llamado Boquerón. Ninguno de los trabajos más recientes da información detallada sobre la construcción de sectores más antiguos de volcán San Salvador. Solo se dedican a describir el desarrollo del volcán Boquerón y centros monogénéticos en sus laderas.

Fairbrothers et al. (1978) investigaron la variabilidad de los flujos de lava del volcán de San Salvador. Los estudios de Consorcio (1988) proporcionan la litoestratigrafía más detallada de los productos explosivos. El volcán más joven del Boquerón y su desarrollo con sus centros parasitarios en la zona orientada a NO – SE, fue analizado por Sofield (1998, 2004); en donde se indica que sucedieron en total 14 eventos efusivos y 27 explosivos; también el trabajo muestra un mapa de flujos lávicos y el mapa de los centros volcánicos monogénéticos. Ferres et al. (2011, 2013) y Ferres (2014), complementaron un estudio más

detallado de la litología, el espesor y la difusión de los piroclastos. Sofield (1998, 2004) y Ferres et al. (2011, 2013) y Ferres (2014) trataron sobre la base de sus resultados, las características del potencial de riesgo volcánico y determinar el alcance y grado de amenaza para los sectores adyacentes del territorio. Una caracterización más detallada de los productos explosivos de maar de Plan de Laguna, y su propagación espacial la trataron Marroquín y Vásquez (2007).

Una contribución importante al conocimiento del desarrollo geológico y la estratigrafía del área es el trabajo de Hernández y Jicha (2019). Además de las características más detalladas de los depósitos de avalancha de escombros y flujos de escombros al pie del estratovolcán de San Salvador. Ya que proporciona información más detallada sobre la relación entre los depósitos del estratovolcán más antiguo y depósitos de las formaciones de Cuscatlán y San Salvador. Nuevos resultados de datación radiométrica de los miembros félsicos y máficos de la formación Cuscatlán contribuyen al mejoramiento de la estratigrafía.

Varias investigaciones están dedicadas a los diversos aspectos de la caldera de Ilopango (Tierra Blanca), en la que yace la parte central y oriental de la capital. Hart (1983) y Hart y Steen-McIntyre (1983) estudiaron la Tierra Blanca Joven (TBJ) en detalle, describiendo numerosas secciones estratigráficas. Las características litológicas básicas y la división en 4 horizontes de TBJ y TB2 - TB4 son obra de geólogos del Consorcio italiano-salvadoreño (Consorcio, 1988).

Rose et al., (1999), Dull, et al. (2001), Kutterolf et al. (2008), Dull et al. (2010) y Garibaldi et al. (2016) contribuyeron a la datación de los cuatro ciclos de erupción. Los aspectos litológicos y geotécnicos fueron tratados por Rolo et al. (2004), Hernández (2004) y Chavez et al. (2012, 2013, 2014, 2016). Hernández (2008) resume el estado actual de conocimientos sobre la estratigrafía y litología de los piroclastos de la formación San Salvador (escoria volcánica y toba de Volcán Boquerón y las tobas de Caldera Ilopango) en la capital y analiza su impacto de las aguas subterráneas y las manifestaciones sísmicas. Hernández (2010) caracterizó con más detalle el horizonte de la litología de tefra de TB4. Kutterolf et al. (2008) describen perfiles de sedimentos marinos incluso mayores, por ejemplo, horizonte de caldera Ilopango toba (TB5) cuya edad está comprendida entre 73 y 84 ka. La existencia de horizontes aún más antiguos de tobas de Ilopango (TB-6 - TB8) es presentada por Garibaldi et al. (2016). Sunyé-Puchol et al. (2017) y Sunyé-Puchol et al. (2018, 2019) se ocupan a detalle de la litología y la estratigrafía de los productos de la caldera de Ilopango, incluida la definición de nuevas unidades litostratigráficas. Dentro de los productos explosivos del grupo Ilopango (grupo Ilopango) se distinguieron 3 formaciones y un total de 13 miembros (productos de ciclos de erupción) que, según los resultados de la datación radiométrica, se clasificaron temporalmente en un intervalo total de 1.78 - 0.0015 Ma. Pedrazzi et al. (2019) caracterizan la litología de Tierra Blanca Joven y los aspectos volcánicos de la última de las erupciones explosivas masivas de la caldera de Ilopango.

La posición geotécnica del territorio en relación con la subducción y el movimiento de placas tectónicas fue analizada por Molnar et al. (1969), Dengo et al. (1970), Stoiber y Carr (1973), DeMetz (2001), Agostini et al. (2006), James (2007) y Mann (2007a, b). Se han identificado las placas tectónicas y su movimiento e interacción mutuas, incluida la relación con el desarrollo de la actividad volcánica. DeMets (2001), Guzman-Speciale (2001) y Lyon-Cael et al. (2006), basados en observaciones de GPS, especificaron el movimiento absoluto y relativo de las placas tectónicas. Rogers et al. (2002) y Plank et al. (2002) interpretaron el movimiento del arco volcánico más cerca del océano, en el Mioceno, como resultado del rompimiento de placa tectónica, la reciente convergencia oblicua de las placas tectónicas y las zonas del movimiento relativo subducción (subducción rollback) en relación con la placa del Caribe el desarrollo transtensional responsable del arco volcánico en el Graben Central, donde se encuentra los volcanes de Centroamérica (Demetz 2001; Morgan et al. 2008, Alonso- Henar et al. 2015, 2017).

El elemento estructural dominante del área estudiada es el Graben Central que forma parte de la Zona de Falla de El Salvador (ESFZ). Los movimientos en las fallas de esta zona son una fuente de terremotos históricos destructivos y, por lo tanto, la Fosa Central y su movimiento/evolución ha estado y está sujeto a intensas investigaciones estructurales y sismológicas. Basándose en el análisis de los movimientos relativos de las fallas, DeMets (2001) describió que la ESFZ se caracteriza actualmente por estado transtensional con un movimiento horizontal de aproximadamente 14 mm/año. La naturaleza fundamental de Zona de Falla de El Salvador (ESFZ) y el alcance del movimiento relativo ha sido confirmado por varios trabajos basados en los datos de geomorfología, datos estructurales, mediciones de GPS y datos sísmicos (Martínez-Díaz et al. 2004, Corti et al. 2005, Capron et al. 2014, Alonso-Henar et al. 2014, Garibaldi et al. 2016, Staller et al. 2016). La transtension se manifiesta por la disposición en escalón de las fallas mayores con el movimiento horizontal en la dirección NW-SE, fallas orientadas con la extensión y el desarrollo de las depresiones pull-apart (Corti et al. 2005, Garibaldi et al. 2016). Morgan et al. (2008); Canora et al. (2014) y Alonso-Henar et al. (2015, 2017) hacen hincapié en que transtensiones recientes con movimiento horizontal están relacionadas a la extensión que ocurrió durante la subsidencia del Graben (Mioceno Superior – Plioceno), que estuvo relacionado con movimiento de las placas de subducción Cocos (subducción roll-back). La relación de la evolución tectónica del EFSZ con la sismicidad del área también es comentada por Martínez-Díaz et al. (2004); Corti et al. (2005); Guzman-Speciale et al. (2005) y Agostini et al. (2006).

Descripción de Zona de Estudio

Sobre El Salvador se extienden dos cadenas montañosas paralelas (con una dirección ONO-ESE), con una meseta central entre ellas y una estrecha llanura costera junto a la costa del Pacífico (Fig. 6a). La cordillera norte de la Sierra Madre de Chiapas se extiende aún más hacia Honduras. Las montañas son relativamente altas y escarpadas, representando volcanes antiguos y fuertemente erosionados del Oligoceno al Mioceno Inferior. La cadena

de montañas del sur es en realidad una cadena discontinua de más de veinte volcanes recientes agrupados en cinco grupos, con restos adjuntos de formaciones volcánicas más antiguas al sur (Cordillera del Bálsamo). La cadena de volcanes recientes se encuentra dentro del Graben Central (Fig. 6b).

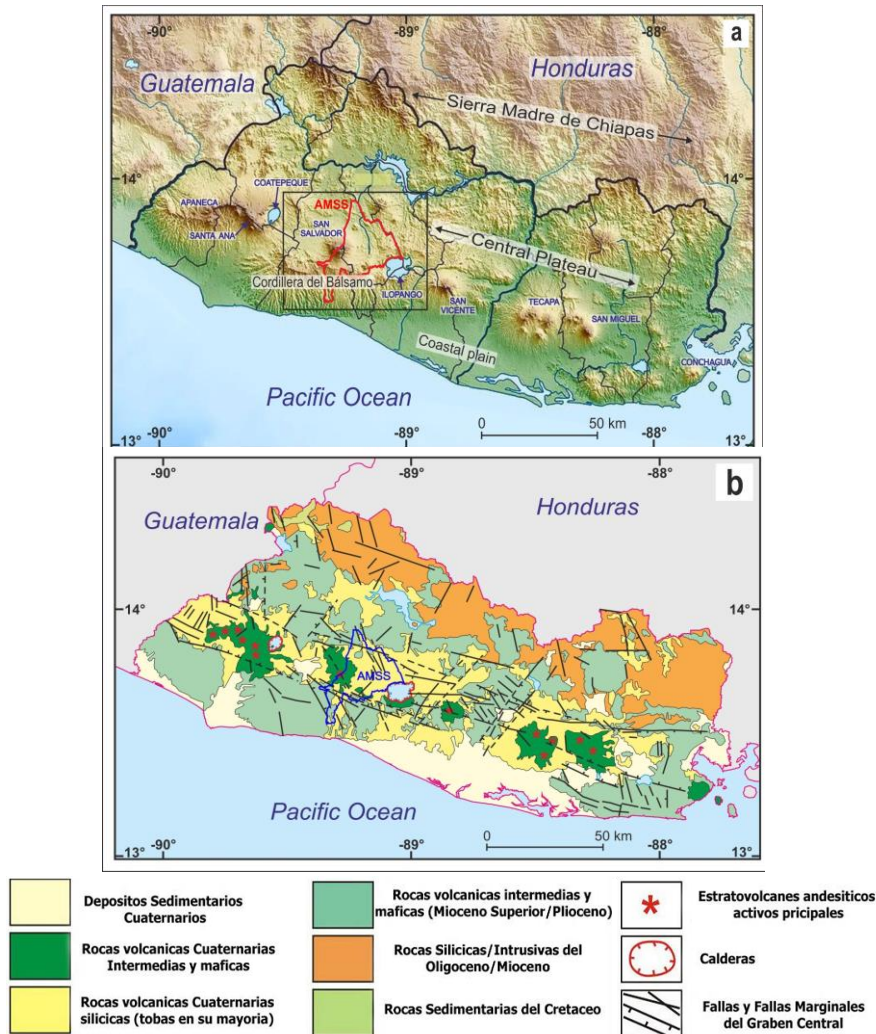


Fig. 6 Arriba: Topografía de El Salvador con la ubicación del AMSS y el área de estudio. Abajo: Esquema estructural de El Salvador (Modificado de Bosse et al. 1978, Hernández 2004, Corti et al. 2005). Hay una coincidencia espacial del arco volcánico activo y el Graben Central con dirección WNW-ESE (Modificados de Lexa et al. 2011)

Entre los conos volcánicos, las cuencas aluviales y las elevaciones se extienden planicies conformadas principalmente por depósitos de ceniza/toba. Estas zonas representan solo una cuarta parte de la superficie terrestre de El Salvador, pero comprenden la mayor concentración de población y las ciudades más grandes del país. Las ciudades se establecieron cerca de los volcanes activos para beneficiarse de los recursos disponibles, como los suelos fértiles, esto ha provocado que sucedieran desastres de manera histórica y

constante, estando relacionado con los peligros naturales asociados a estar en un sector vulcano-tectónico activo.

El Área Metropolitana de San Salvador (AMSS) tiene un área de 590 km². Se encuentra ubicada entre el Volcán de San Salvador (Oeste) y la Caldera de Ilopango (Este), ambos volcanes son activos y con erupciones históricas recientes (Fig. 6 y 7). La mayor parte de AMSS se extiende sobre una planicie cubierta por Tierra Blanca dentro del Graben Central. Debido a la rápida urbanización y al dramático aumento de la población durante los últimos 30 años, el desarrollo se ha extendido hacia el Norte y Noreste, así como hacia el Sur y el Sudoeste hacia la zona de falla marginal del graben y la cresta de la Cordillera del Bálamo. Esto ha provocado que se dé una presión urbanística en sectores que frágiles, ya sea en laderas tectónicas y/o volcánicas.

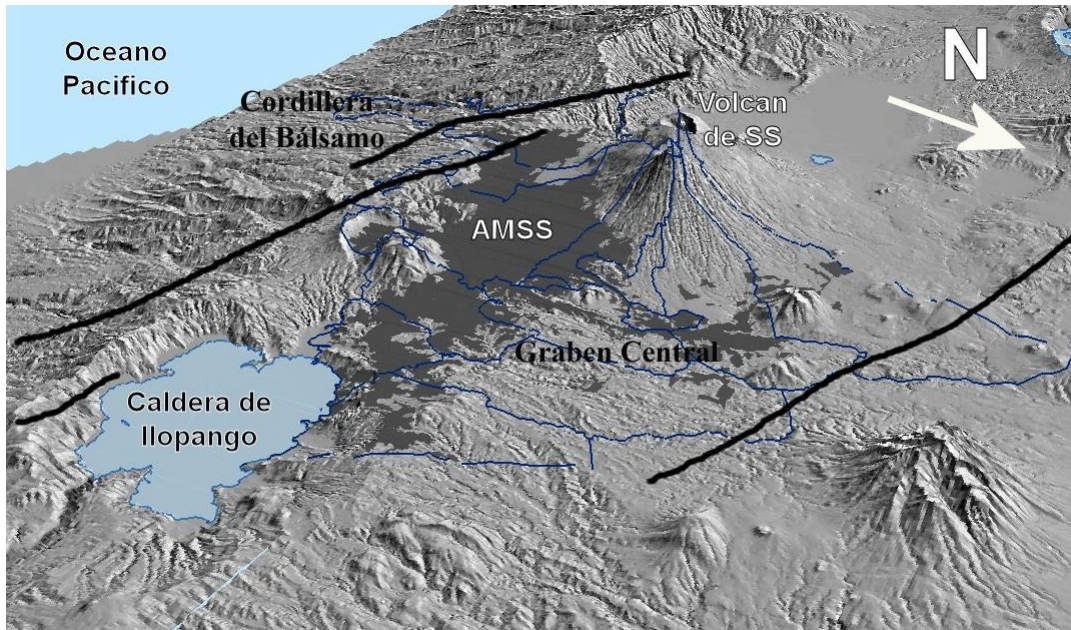


Fig. 7 Entorno geográfico del área urbanizada AMSS y San Salvador (negro) en el Graben Central, entre los volcanes activos Ilopango y San Salvador. Es una vista desde el ENE. Las fallas marginales separan el graben que se hunde de la Cordillera del Bálamo hacia el sur (Modificado de Lexa et al. 2011).

Análisis Estructural: Geodinámica y Ambiente Geotectónico

El territorio de El Salvador representa un segmento del Frente Volcánico Centroamericano (CAVF) que se extiende desde Guatemala hasta Costa Rica. La actividad volcánica terciaria a reciente se relaciona con la subducción de la litosfera oceánica de la placa de Cocos debajo del borde de la placa del Caribe (Fig. 8), la tasa de subducción es de 73 - 84 mm/año (DeMets 2001). El Frente Volcánico Centroamericano (CAVF) ha estado en su posición actual desde el Mioceno Superior. Su migración hacia la fosa durante el Mioceno

Superior estuvo relacionada con la ruptura de la losa/placa tectónica y la reversión (rollback) de la subducción que se inclina desde $\sim 50^\circ$ aproximadamente hace 12 Ma a $> 65^\circ$ en la actualidad (Plank et al., 2002; Rogers et al., 2002; Mann 2007; Alonso-Henar et al., 2015, 2017). La reversión (rollback) de la subducción y la inclinación relacionada, fueron también los causantes de la extensión entre el inter-arc/back-arc volcánico que dio lugar en El Salvador del Graben Central, paralelo a la trinchera y a la depresión nicaragüense. Este Graben aloja la mayor parte de los volcanes Cuaternarios y del Plioceno Superior del Frente Volcánico Centroamericano (CAVF) (Morgan et al. al., 2008; Alonso-Henar et al., 2017). DeMets (2001) y Mann (2007) han discutido a favor de la extensión (tipo pull-apart) en “stepovers” en bloques a lo largo del sistema principal de fallas de movimiento lateral-derecho, que está alineado con la cadena volcánica activa (Fig. 9). Dicho mecanismo está respaldado por el patrón de fallas, datos movimiento de falla, mediciones directas de GPS y el mecanismo focal lateral derecho de los terremotos principales (Martínez-Díaz, 2004; Corti et al, 2005; Agostini et al., 2006; Canora et al., 2014; Garibaldi et al., 2016; Staller et al., 2016).

La fuerza impulsora es la subducción ligeramente oblicua de la placa de Cocos que impulsa el forcarc (una astilla de antebrazo) a razón de 14 mm/año a lo largo de la zona de falla transcurrente lateral derecha de El Salvador (ESFZ) formada a lo largo del eje volcánico activo (DeMets 2001). Entre la zona de falla transcurrente lateral derecha de El Salvador (ESFZ) y el sistema de falla sinistral de Motagua hay una amplia zona que tiene una extensión casi E-W (Fig. 8) con una tasa estimada de extensión de 8 mm/año (Guzman-Speciale, 2001; Lyon-Caen et al., 2006; Agostini et al., 2006).

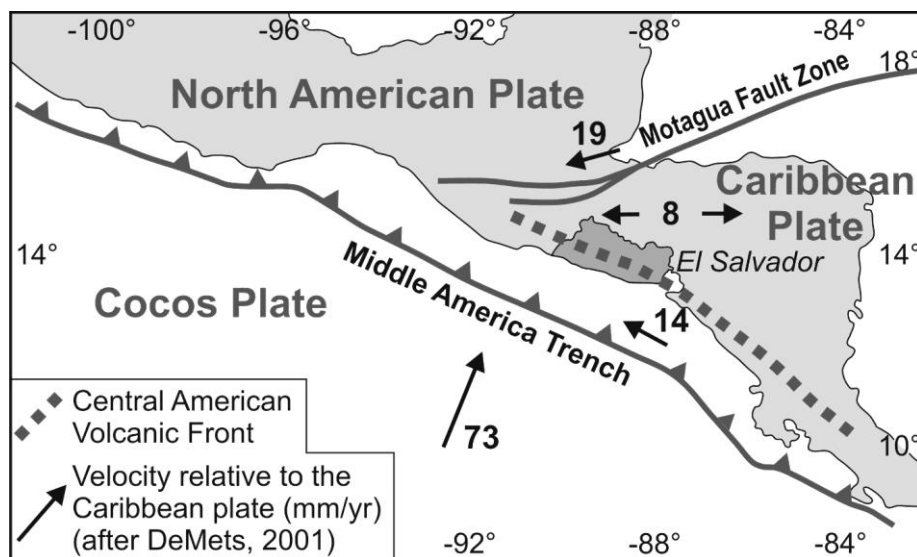


Fig. 8 Ambiente Geotectónico del territorio de El Salvador (Agostini et. al. 2006).

El ambiente geodinámico mencionado anteriormente se ve reflejado en el patrón de falla del área de estudio y sus alrededores, que es dado por una combinación de tendencia ONO-

ESE de fallas de desgarre lateral derecho y NNO-SSE hasta de fallas de rumbo N-S dip-slip (Fig. 9 y 10). La geometría de la ESFZ define una serie de bloques de extensión. A lo largo del arco, el volcanismo basáltico en estos bloques está asociado con las fallas normales orientadas NNO, mientras el volcanismo riolítico está asociado con las zonas de fallas de movimiento lateral de la ESFZ (Garibaldi et al. 2016). Las fallas de desgarre de movimiento lateral derecho tienen una componente trastensional que limitan un bloque relativamente hundido del Graben Central, contra un bloque levantado e inclinado hacia el sur que forma la Cordillera del Bálsamo.

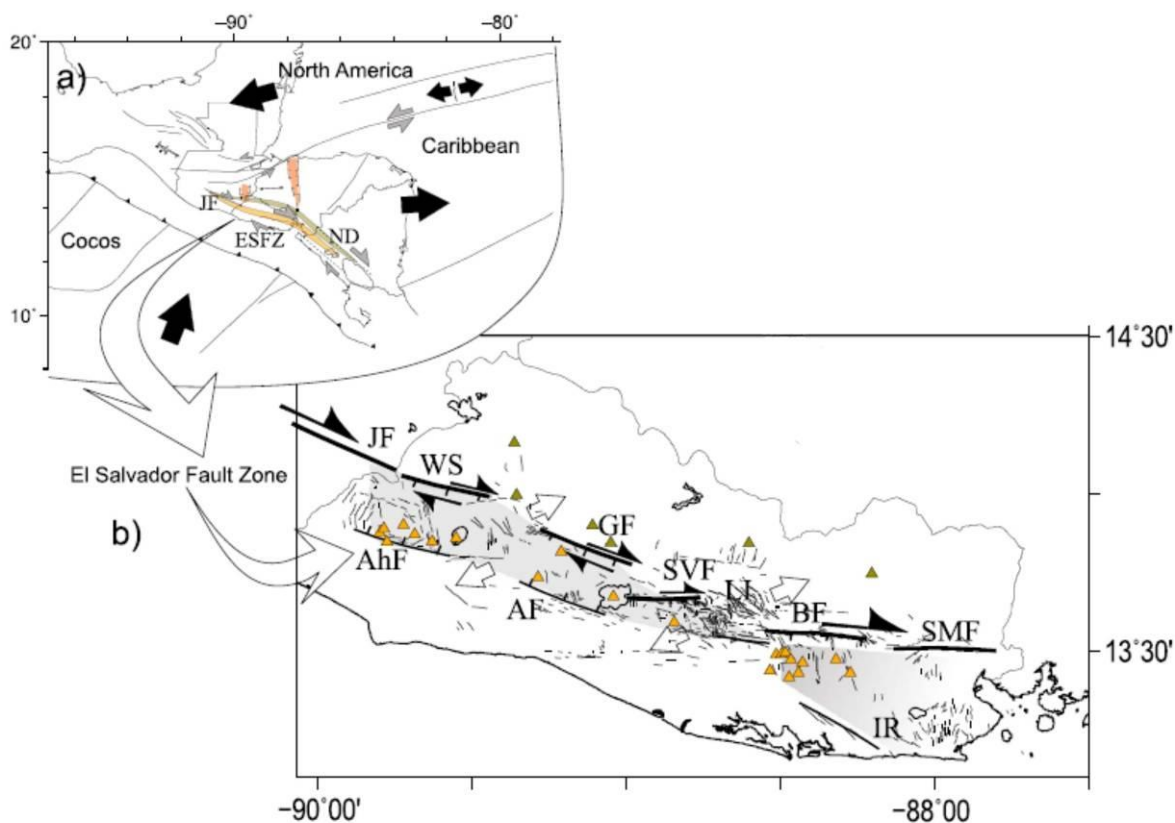


Fig. 9 (a) Placa y movimientos relativos de bloques corticales y estructuras tectónicas principales en el norte de América Central, modificado de Álvarez-Gómez (2009). JF: falla de Jalpatagua; ESFZ; Zona de Falla de El Salvador; ND: Depresión en Nicaragua. (b) Estructuras principales de la Zona de Falla de El Salvador (Canora et al., 2012). Los triángulos verdes tienen volcanes del Mioceno y los triángulos anaranjados tienen volcanes del Pleistoceno. JF: falla de Jalpatagua; WS: segmento occidental; AhF: falla de Ahuachapan; GF: falla de Guaycume; AF: falla de Apaneca; SVF: falla de San Vicente; LI: zona de inter-segmento de Lempa; BF: falla de Berlín; SMF: falla de San Miguel; IR: Sector de Intipuca. Las líneas negras delgadas son fallas. Las líneas negras gruesas son fallas con grandes escarpes (las flechas indican el lado de bloque hundido). (Alonso-Henar et al. 2015).

El movimiento de las fallas de movimiento lateral está relacionado a terremotos destructivos en el área de San Salvador (Martínez-Díaz 2004; Corti et al. 2005).

Las fallas de extensión did-slip menos visibles acomodan la extensión orientada ENE-OSO. Aparentemente, las fallas de esta orientación también han controlado las erupciones recientes del volcán San Salvador (Sofield 2004).

Ambas, las mediciones de movimiento de falla y las interpretaciones del mecanismo focal apuntan a un campo de esfuerzos de σ_1 y σ_3 con orientación NNO-SSE y ENE-OSO respectivamente (Corti et al. 2005; Agostini et al. 2006; Garibaldi et al., 2016).

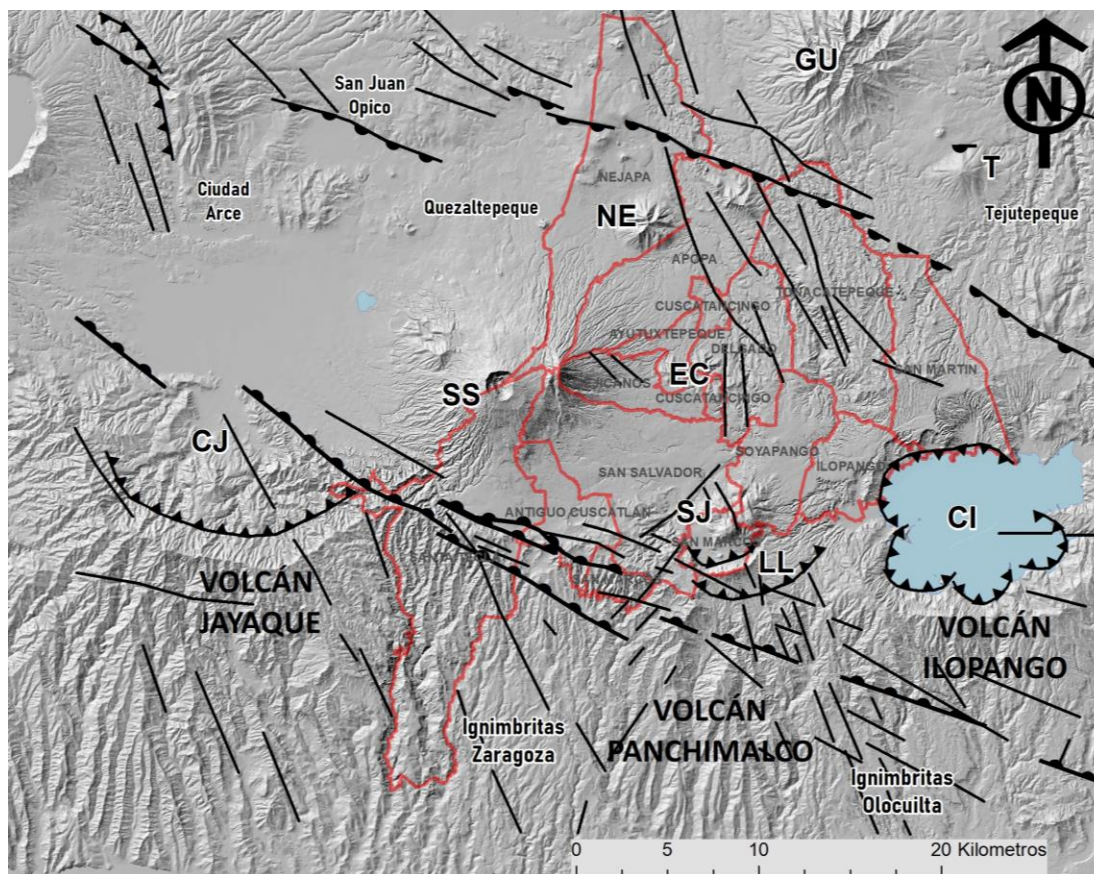


Fig. 10 Esquema estructural del AMSS. Los volcanes activos Ilopango y San Salvador se encuentran en la Depresión Central, y el Graben de tendencia WNW-ESE está limitado al sur y al norte por sistemas de fallas normales y laterales. CJ - Caldera Jayaque, CE - Cerro El Carmen, GU - Volcán Guazapa, IC - Caldera Ilopango, LL - Volcán Loma Larga, NE - Volcán Nejapa, P - maar Plan de Laguna, SJ - Domos de extrusión San Jacinto, SS - Volcán San Salvador, T - volcán Tecomatepeque. Jayaque, Panchimalco, Ilopango y volcanes antiguos sin nombre son los volcanes de la Formación Bálsamo. Las flechas indican el campo de esfuerzo activo según Agostini et al. (2006) (negro - compresión máxima, blanco - extensión máxima). Las líneas punteadas de color gris NW-SE que cruzan el volcán de San Salvador indican una zona de erupciones fisurales y de lancos más frecuentes (Modificado de Hernández 2008).

Descripción de Leyenda de Trabajo y Unidades Geológicas-Litológicas

El área estudiada es parte del arco volcánico terciario a cuaternario de América Central y que es paralelo a la costa del Pacífico y a la trinchera subducción de América Central (Stoiber y Carr, 1973). Los productos del Oligoceno/Mioceno son formaciones extensas de rocas volcánicas ácidas. La parte alta de Chalatenango (figura 6b) están representadas andesitas e ignimbritas riolíticas que están en relación con volcanes y calderas de ignimbritas respectivamente (Reynolds, 1980). Debido al cambio de la geometría de la subducción durante el final del Mioceno asociado con la verticalización y subducción de la litosfera ocurrió un desplazamiento del arco volcánico, moviéndose el eje más cerca de la trinchera más o menos a su posición actual (Rogers et al. 2002; Mann, 2007; Alonso-Henar et al. 2015, 2017). El producto de un vulcanismo de basalto-andesita en la nueva posición produjo las formaciones volcánicas del Mioceno-Plioceno, como estratovolcanes formación Bálsamo y las rocas volcánicas ligeramente más ácidas y más jóvenes de la formación Cuscatlán asociados con el desarrollo de calderas (Fig. 6b). Durante el período cuaternario hubo un desarrollo de un Graben Central y surgieron estratovolcanes andesíticos recientes del pleistoceno ubicados dentro de Graben (Fig. 9 y 10). El desarrollo actual de calderas en conjunción con el vulcanismo explosivo ácido (Caldera Coatepeque y Ilopango) se pueden considerar como una continuación de las formaciones volcánicas ácidas de Cuscatlán. Las rocas de esta etapa de desarrollo se incluyen formalmente en la formación de San Salvador (Bosse et al. 1978).

En el área investigada, la unidad más antigua es la **formación Bálsamo** que se ubica en un bloque relativamente elevado de la Cordillera del Bálsamo al sur del Graben Central, sin embargo, solo un flujo de lava está expuesto en el valle del río Acelhuate al norte del Graben Central. Formalmente, incluye los volcanes dacíticos de San Jacinto y los estratovolcanes basálticos/andesíticos Loma Larga, Nejapa, Guaycume y otras ocurrencias menores (Bosse et al., 1978). Sin embargo, esta clasificación es inaceptable, ya que estos volcanes ya están acompañando el desarrollo del Graben Central y por tanto deben clasificarse como Cuscatlán. Esto también se muestra en los resultados de la datación radiométrica (Tabla 1).

La formación Bálsamo está constituida por productos de actividad volcánica andesita - flujos de lava, brechas volcánicas epiclastitas, conglomerados, areniscas, tobas pómez esporádicamente retrabajadas. La disposición radial, la morfología de los valles y los depósitos de zonificación faciales indican claramente que la formación es un relicto masivo de estratovolcanes, que llegaban al sur de la zona costera durante el Plioceno. La reconstrucción paleovolcánica en la parte sur de la zona de análisis (Lexa et al. 2011) permitió identificar los estratovolcanes Jayaque, Panchimalco y Antiguo Ilopango (Fig. 10). El estratovolcán andesítico Loma Larga, que está situado en la caldera del estratovolcán Panchimalco o caldera Planes de Renderos (Fig. 10) es mucho más joven - edad más joven de estratovolcanes fue confirmado por los resultados de la datación radiométrica (Tabla 1). El estratovolcán Loma Larga fue clasificado por Lexa et al. (2011) como una unidad separada litoestratigráfica de orden inferior, que coincide con las rocas volcánicas ácidas y

la formación Cuscatlán, siendo un equivalente basáltico de las formaciones volcánicas Cuscatlán.

Los relictos morfológicamente aparentes de estratovolcanes andesíticos del Bálsamo (también con fallamiento marginal de la caldera) emergen al norte del Graben Central, al noreste de la ciudad de San Juan Opico (Figura 10). Bosse et al. (1978) incluyó el volcán Nejapa dentro de la formación Bálsamo, tal vez basado en el grado de erosión, pero se asume que en realidad se trata más bien de estratos básicos de la formación Cuscatlán. Los otros relictos de la formación Bálsamo en el norte, noreste y parte central del AMSS (Bosse et al. 1978; Ráprich y Hradecký 2005), aparecen bajo los estratos de la formación Cuscatlán, en realidad descansan sobre una superficie erosionada de antiguas unidades de formación de Cuscatlán y también pertenecen a la formación Cuscatlán.

El mapeo en la parte sur del territorio (Lexa et al. 2011) ha demostrado que los miembros de la formación Bálsamo b1, b2, b3 de Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978) no representan sucesiones de productos volcánicos sino más bien representaciones faciales, es decir, complejos faciales que luego se representan como variabilidad de la formación. Las edades de los estratovolcanes identificados Jayaque y Panchimalco son diferentes. Mientras que el estratovolcán Panchimalco evolucionó durante el intervalo 7.2 - 6.2 Ma, el estratovolcán Jayaque más extenso evolucionó durante el intervalo 2.6 - 1.7 Ma (Tabla 1).

La integración de las rocas en la **formación de Cuscatlán** es a veces problemática en el área en cuestión. La causa es la desconexión espacial y la ausencia de interconexión con rocas clasificadas de forma única. Por lo tanto, se procede a retomar la clasificación de rocas de Bosse et al. (1978), Schmidt-Thome (1975) y la definición de Reynolds (1980, 1987) que caracteriza la formación como una secuencia más joven o parcialmente fronteriza con los productos más jóvenes de la formación Bálsamo, dominados por productos de vulcanismo ácido en relación con caldera/domos extrusivos. Los miembros característicos son los depósitos de ignimbritas andesíticas y riolíticas, tobas y sedimentos volcánicos (epiclásticos). Entonces, en el área en consideración, la Formación Cuscatlán está compuesta por los productos de vulcanismo dacítico y riolítico que yacen sobre la formación Bálsamo y en el basamento de la formación de San Salvador y productos de la actividad volcánica contemporánea basáltica/andesítica. Al sur de la Cordillera del Bálsamo, la formación Cuscatlán está representada por la presencia de las ignimbritas de Zaragoza, que son probablemente el producto de la caldera Jayaque (Lexa et al. 2011). Su espesor alcanza hasta los 120 m. De manera similar, las ignimbritas del área de Olocuilta, que probablemente esté relacionada con la caldera más antigua de la caldera actual Ilopango (Lexa et al. 2011; Sunyé-Puchol et al. 2017, 2018). Su relación mutua es cuestionable. Sunyé-Puchol et al. (2018) consideran a la ignimbrita Olocuilta como la más joven, sin embargo, esta relación no está respaldada por una documentación de campo relevante. Los resultados de la datación radiométrica señalan una posible relación opuesta. Mientras que la ignimbrita Olocuilta muestra edades con un intervalo de 1.8 – 1.64 Ma, la ignimbrita Zaragoza muestra edades en el intervalo de 1.53 – 1.35 Ma (tabla 1; Sunyé-Puchol et al. 2018, Hernández y Jicha 2019, Lexa et al. 2011). Edades aparentes de 2.4 ± 0.27 y 2.86 ± 0.05 reportadas para las ignimbritas por Lexa et al. (2011) y Hernández y Jicha (2019), respectivamente, no pueden tomarse seriamente ya que muestran una edad

más alta que la edad del estratovolcán andesítico Jayaque subyacente a la Formación Bálamo

Unidad Geológica Datada	Número de Resultados	Método	Edad	Fuente
Formación San Salvador			Rango de Resultados (Ka B.P.)	
Los Chintos lavas, Boqueroncito	1	Histórica	AD 1917	Sapper (1925) Meyer-Abich (1956)
Lava El Playón	1	Histórica	AD 1658 – 1659	Meyer-Abich (1956)
Talpetate II	1	C ¹⁴	0.766 ± 0.034	Ferrés et al. (2011)
Talpetate I	1	C ¹⁴	1.031 ± 0.029	Ferrés et al. (2011)
Tefras Tierra Blanca Joven	3	C ¹⁴	1.590 ± 0.107	Dull et al. (2001)
	18	C ¹⁴	~ 1.590	Dull et al. (2010)
	1	Cal. C ¹⁴	1.580 – 1.470	Dull et al. (2010)
Maar Plan de Laguna	1	C ¹⁴	2.650 ± 0.050	Amaroli et al. (1999)
Tefras Boquerón G2	1	C ¹⁴	7.520 ± 0.030	Hernández y Jicha (2019)
	1	C ¹⁴	7.868 ± 0.051	Ferrés (2014)
Tefras Tierra Blanca 2	1	Rango de sedimento marino	~ 16	Kutterolf et al. (2008)
Tefras Tierra Blanca 3	1	Rango de sedimento marino	~ 30	Kutterolf et al. (2008)
Tefras Tierra Blanca 4	1	Rango de sedimento marino	~ 34	Kutterolf et al. (2008)
	1	C ¹⁴	< 23.6 ± 0.038	Hernández et al. (2012)
San Salvador Antiguo Flujo de lavas Las Lajas	1	Ar/Ar	62 ± 11	Hernández y Jicha (2019)
Tefras Coatepeque Congo	1	C ¹⁴	53 ± 3	Kutterolf et al. (2008)
	1	C ¹⁴	56.9 + 2.8/-2.1	Rose et al. (1999)
Tefras Coatepeque Arce	1	Ar/Ar	72 ± 2	Rose et al. (1999)
	1	K/Ar	70 ± 2	CEL (1992)

Tabla 1. Edades radiométricas de rocas volcánicas en el área AMSS y alrededores cercanos.

Continúa Tabla 1

Unidad Geológica Datada	Número de Resultados	Método	Edad	Fuente
Formación Cuscatlán		Rango de Resultados (Ma B.P.)		
Domos de fondo caldera de Ilopango	2	K/Ar	0.08 ± 0.028 – 0.06 ± 0.029	Lexa et al., (2011)
Cono Escoria Ant. Cuscatlán	1	K/Ar	0.120 ± 0.130	Lexa et al., (2011)
Domo de borde caldera Ilopango	1	K/Ar	0.180 ± 0.088	Lexa et al., (2011)
Cono de San Jacinto	2	K/Ar	0.33 ± 0.23 – 0.27 ± 0.17	Lexa et al., (2011)
Domos de San Jacinto	2	K/Ar	0.36 ± 0.04 – 0.34 ± 0.07	Lexa et al., (2011)
Basaltos en caldera Planes de Renderos	2	Ar/Ar	0.296 ± 0.009 0.264 ± 0.007	Hernández y Jicha (2019)
Volcán Nejapa	1	Ar/Ar	0.331 ± 0.028	Hernández y Jicha (2019)
Volcán Loma Larga	4	K/Ar	0.90 ± 0.36 – 0.49 ± 0.33	Lexa et al., 2011
Ignimbrita Soyapango	2	Ar/Ar U/Pb	0.335 ± 0.302 0.257 ± 0.033	Suñe-Puchol et al. (2019)
Tefras Tierra Blanca 6	1	U/Pb	0.389 ± 0.0043	Suñe-Puchol et al. (2016)
Tefras Tierra Blanca 8	1	Ar/Ar	0.400 ± 0.014	Hernández y Jicha (2019)
Ignimbrita Cortez	2	Ar/Ar U/Pb	0.553 ± 0.0166 0.499 ± 0.073	Suñe-Puchol et al. (2019)
Caida San Juan	2	Ar/Ar U/Pb	0.626 ± 0.075 0.590 ± 0.330	Suñe-Puchol et al. (2019)
Ignimbrita Manigua	2	Ar/Ar U/Pb	0.768 ± 0.049 0.750 ± 0.096	Suñe-Puchol et al. (2019)
Ignimbrita Delgado	1	U/Pb	0.830 ± 0.140	Suñe-Pucho et al. (2019)
Ignimbrita Cojute	2	Ar/Ar U/Pb	0.918 ± 0.0174 0.960 ± 0.750	Suñe-Puchol et al. (2019)
Volcán Guaycume	1	Ar/Ar	0.950 ± 0.033	Hernández y Jicha (2019)
Lavas las Pavas	1	Ar/Ar	1.340 ± 0.020	Suñe-Puchol et al. 2018
Volcán Ilopango (arriba de ignimbrita Olocuilta)	2	K/Ar	1.44 ± 0.14 – 1.00 ± 0.31	Lexa et al., (2011)
C. El Chagüite, en caldera Jayaque	1	Ar/Ar	1.450 ± 0.020	Hernández y Jicha (2019)
Ignimbritas Zaragoza	3	K/Ar	1.53 ± 0.07 – 1.35 ± 0.07	Lexa et al., (2011)
Ignimbritas Zaragoza	1	Ar/Ar	2.860 ± 0.050 ???	Hernández y Jicha (2019)
Ignimbrita Colima	2	Ar/Ar U/Pb	1.560 ± 0.010 1.550 ± 0.120	Suñe-Puchol et al. (2018)
Ignimbrita Olocuilta	2	K/Ar	1.81 ± 0.22 – 1.77 ± 0.22	Lexa et al., (2011)

Ignimbrita Olocuilta	2	Ar/Ar U/Pb	1.785 ± 0.006 1.640 ± 0.190	Suñe-Puchol et al. (2018)
Ignimbrita Olocuilta	1	Ar/Ar	1.720 ± 0.020	Hernández et al. (2019)
Formación Bálsamo				
Rango de Resultados (Ma)				
Estravolcán Jayaque	8	K/Ar	2.49 ± 0.20 – 1.74 ± 0.20	Lexa et al., (2011)
Estravolcán Panchimalco	4	K/Ar	7.10 ± 0.23 – 6.30 ± 0.25	Lexa et al., (2011)

Si el límite superior de la formación Cuscatlán lo identificamos basado en las tobas Arce de Caldera de Coatepeque, respectivamente, la base de las tefras Tierra Blanca cuatro (TB4) de la caldera Ilopango, después de la formación de Cuscatlán. El límite superior de formación Cuscatlán lo constituyen tefras dacíticas/riolíticas más antiguas de la caldera de Coatepeque debajo de los horizontes Arce y Congo al sur y oeste de Santa Tecla que yacen en la superficie erosionada de la Formación Bálsamo. Y la mayor presencia de tobas de la caldera Ilopango, al igual que los domos extrusivos y depósitos retransportados relacionados al norte de caldera Ilopango (Bosse et al. 1978, Mann et al. 2004, Lexa et al. 2011, Suñe-Puchol et al. 2018, 2019).

En realidad, las ignimbritas/tobas más antiguas de la caldera de Ilopango se extienden con gran espesor por todo el Graben Central y al norte, con la excepción de que en la parte NE del AMSS está cubierta por rocas más jóvenes de las formaciones Cuscatlán y San Salvador. Suñe-Puchol et al. (2019) definieron todos los productos explosivos de la Caldera de Ilopango como el grupo Ilopango y lo dividieron en tres formaciones: Formación Comalapa (aprox. 1.8 - 1.35 Ma, tabla 1) con ignimbritas Olocuilta, Colima y Apopa como miembros; Formación Altavista (aprox. 960 - 260 Ka, tabla 1) con ignimbritas Cojutepeque, Delgado, Manigua, San Juan, Cortez y Soyapango como miembros; Formación Tierras Blancas (aprox. 36 - 1.59 Ka B.P., tabla 1) con Tierra Blanca 4, Tierra Blanca 3, Tierra Blanca 2 y Tierra Blanca Joven como miembros. La Formación Tierras Blancas es una parte integral de Formación San Salvador, según lo definido por Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978).

La formación Cuscatlán también está representada por los relativamente jóvenes domos extrusivos dacíticos de San Jacinto (~ 350 Ka, tabla 1), el cono efusivo dacítico de San Jacinto (330 – 270 Ka, tabla 1), el cono de escorias/cenizas dacítico de San Jose, Domo Cerro Tepeulo en borde de caldera de Ilopango (~ 180 Ka, tabla 1), Domos Cerro El Lomo y Loma Cinco Tiros del fondo de caldera de Ilopango (~ 80 – 60 Ka, tabla 1) (Lexa et al. 2011). Así como otros domos extrusivos dacíticos alrededor, en la caldera de Ilopango y al noroeste de la caldera, a lo largo de los ríos Urbina y Acelhuate en el municipio de Delgado, incluidos varios domos extrusivos riolíticos. Los domos extrusivos del fondo de la caldera de Ilopango están acompañadas por acumulaciones de brechas de hialoclastita y depósitos de pómez subacuáticos (Mann et al. 2004).

Bosse et al. (1978) incluyó las epiclastitas volcánicas (fluviales) c1 de Cuscatlán en un sector de Tierra Blanca, al oeste de la caldera de Ilopango, que se considera como un material redepositado singenético y, por lo tanto, una parte integral del complejo de la tefra de Tierra Blanca (ver abajo).

Los volcanes basálticos y andesíticos que aparecen en la conjunción de ignimbritas de Cuscatlán y bajo el límite inferior de la formación de San Salvador (Wieseman 1975; Bosse et al. 1978), son parte integral de la formación de Cuscatlán (su miembro c3). Por encima de todo estos se encuentran los restos de volcanes Guaycume, Nejapa, (Bosse et al. 1978, lo incluyeron en la formación Bálamo), Guazapa, El Carmen, al igual que Loma Larga (Lexa et al. 2011) y otras ocurrencias menores de basaltos y andesitas. Su asignación a la Formación Cuscatlán basado en la superposición y el grado de erosión se confirma por edades radiométricas en el rango de 0.9 - 0.1 Ma (tabla 1). Los volcanes monogenéticos basálticos/andesíticos representados por complejos de flujo de lava, conos de escoria asociados y dos maers en la parte norte del AMSS (Rapprich y Hradecký, 2005) muestran la misma posición estructural.

Bosse et al. (1978) cataloga dentro de la formación Cuscatlán también a los flujos de lava de basaltos y andesitas suprayacentes a las ignimbritas de la formación Cuscatlán, más que todo en la parte suroccidental del AMSS. El estudio de campo (Lexa et al. 2011) demostró que esta posición de los flujos de lava es solamente aparente y que en realidad se trata de flujos de lava de la formación Bálamo.

Un problema es la relación de la parte más antigua del estratovolcán de San Salvador. Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978) lo colocaron en la formación de San Salvador, pero la posición bajo las tobas de Arce y la Tierra Blanca cuatro (TB4) lo hace ver como el equivalente de los volcanes de basalto y andesita de la formación Cuscatlán. Basado en la reconstrucción paleovolcánica, la evolución del estratovolcán de San Salvador se divide en dos etapas principales separadas por el colapso de una caldera (Mayer-Abich 1956, Sofield 1998, 2004; Ferrés 2013, 2014). La parte más joven (volcán Boquerón) representada por un cono volcánico dentro de la caldera que se extiende lateralmente en las laderas norte y sur del volcán San Salvador es posterior a la unidad de tefra Tierra Blanca 4 de la caldera Ilopango (~ 36 Ka) y pertenece a la Formación San Salvador según fue definido por Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978). La parte más antigua (volcán Antiguo San Salvador) es anterior a la unidad de tefra Tierra Blanca 4, sin embargo, sus productos más antiguos en el sector suroeste (Las Lajas), representados por un flujo de lava de andesita espesa (~ 62 Ka, tabla 1) descansan sobre los horizontes de tefra de la caldera de Coatepeque, Arce y Congo (~ 72 y 57 Ka, respectivamente, tabla 1) (Hernández y Jicha, 2019). De ello se deduce que el volcán Antiguo San Salvador se extiende sobre el límite de las formaciones Cuscatlán y San Salvador como lo definen Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978). Se ha respetado este hecho en el mapa geológico presentando los productos del volcán Antiguo San Salvador como una unidad separada. Hernández y Jicha (2019) también han demostrado que, en el sector sureste, las rocas del volcán Antiguo San Salvador están intercaladas con los horizontes más antiguos de la caldera de Ilopango,

siendo el más antiguo TB8 (~ 400 Ka, tabla 1). La construcción del volcán data después de este horizonte de toba.

Como se pudo observar en el caso de las ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango (redefinición de unidades litoestratigráficas por Suñe-Puchol et al. 2019), la definición original de formaciones de Wieseman (1975) y Bosse et al. (1978) en el marco del mapa geológico 1:100,000 no está de acuerdo con los avances recientes en litoestratigrafía y mapeo geológico. Un problema similar representa la Formación San Salvador cuando una gran parte del estratovolcán de San Salvador no cumple con los criterios de su definición formal. En este caso, una solución plausible podría ser actualizar la formación de San Salvador a un grupo y, posteriormente, definir las dos etapas mencionadas en la evolución del estratovolcán de San Salvador como Formación Picacho (el más viejo) y Formación Boquerón (el más joven).

La formación más joven de San Salvador comprende en el área de estudio la parte más joven del volcán San Salvador (volcán Boquerón), un complejo de unidades de tefra de la caldera de Coatepeque, la Caldera de Ilopango y el volcán Boquerón (Rose et al. 1999), maares Plan de Laguna y La Tabla, así como conos de escoria El Cerrito y Cerro La Tabla con sus flujos de lava relacionados.

Yacen de manera variable sobre lateritas de la Formación Bálsamo, rocas de la Formación Cuscatlán y rocas del volcán Antiguo San Salvador. El espesor de la formación varía de menos de 0.5 m en las afueras del AMSS a más de 50 m cerca de la Caldera de Ilopango y más de 300 m en el cono volcánico de Boquerón. La subdivisión de la formación y sucesión de miembros en el área de San Salvador ha sido elaborada por Hernández (2004, 2008). Con mejoras menores basadas en resultados recientemente publicados de datación radiométrica (Kutterolf et al. 2008; Dull et al. 2010; Hernández et al. 2010) se reproduce en la Figura 11. Las unidades de tefra individuales generalmente están separadas por paleosuelos que se asocian a menudo con depósitos de polvo eólicos color café. Debido al pequeño espesor en el mapa geológico, los miembros individuales de la Formación San Salvador no se distinguen. Más bien se diferencia la cubierta de tefra de acuerdo con las unidades de tefra dominantes involucradas. Las unidades de tefra de poco espesor (aproximadamente entre 6 y 2 m) se encuentran en el mapa indicadas por franjas de color apropiadas sobre el color de la unidad subyacente.

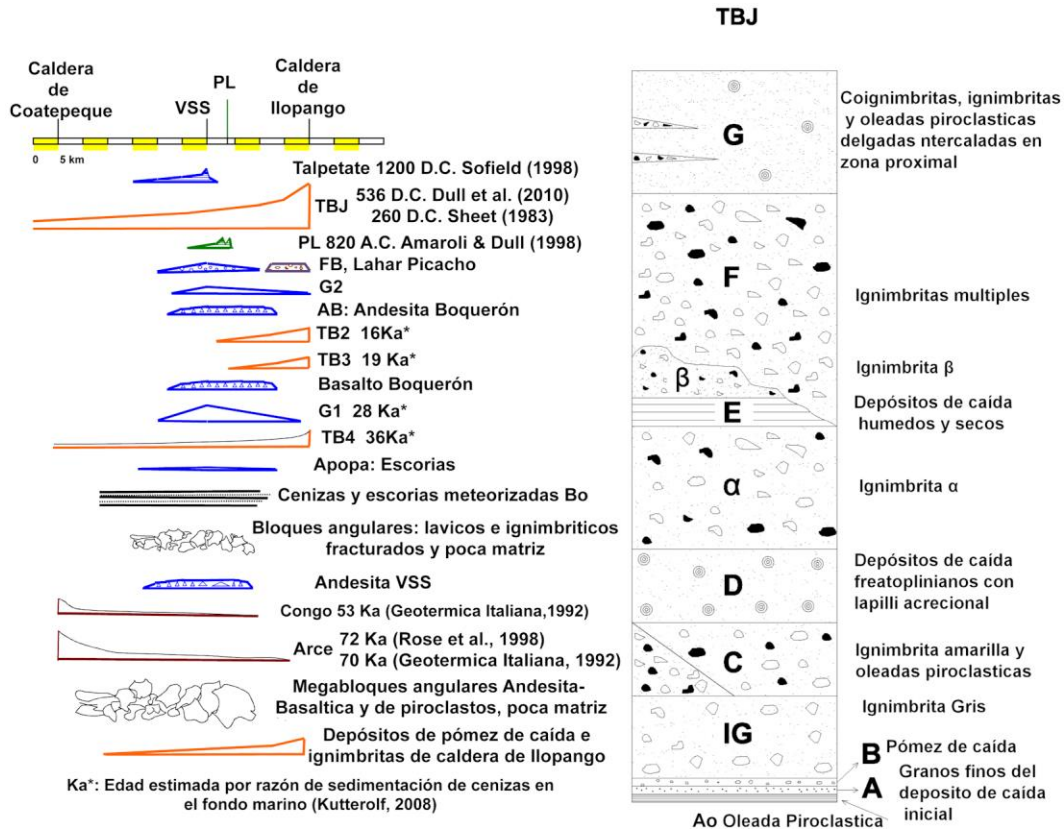


Fig. 11 Clasificación litoestratigráfica de la formación San Salvador en el graben central, zona de la capital de San Salvador, a la derecha se muestra unidades de Tierra Blanca Joven (TBJ) (Hernández 2004, 2008).

En Figura 12 se muestra mapa geológico de sector del AMSS y en **Anexo 1**, así como en texto se explican unidades que lo componen.

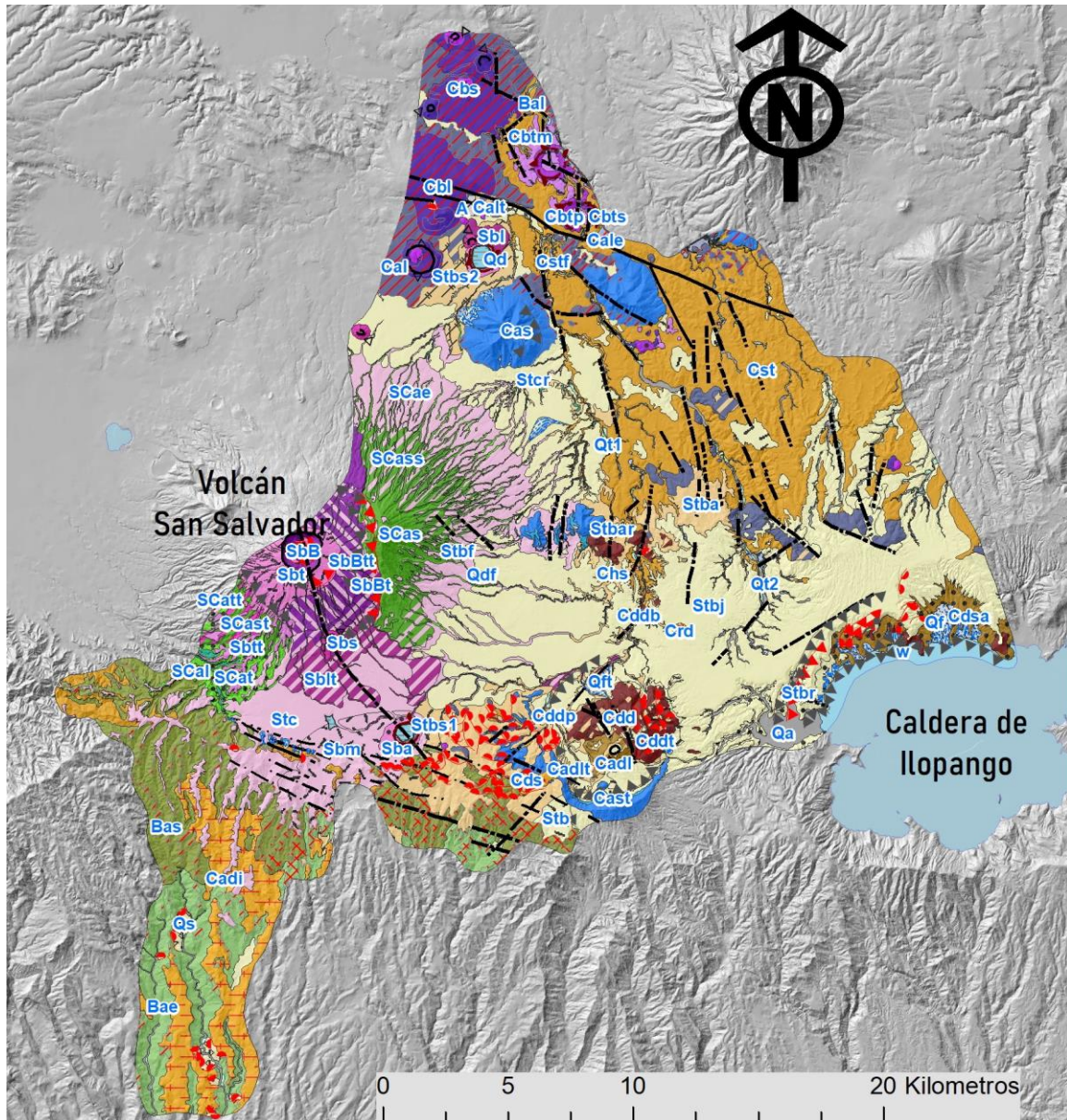


Fig. 12 mapa geológico preliminar de sector del AMSS

Reporte de Unidades de Mapa Geológico

Entre 2008-2009 y 2018-2019 se hicieron campañas de levantamiento de campo por medio de visitas a afloramientos (Fig. 5, 12 y 13). Se usaron los mapas geológicos presentados en antecedentes, entre otros (Fig. 1-5) como referencia.

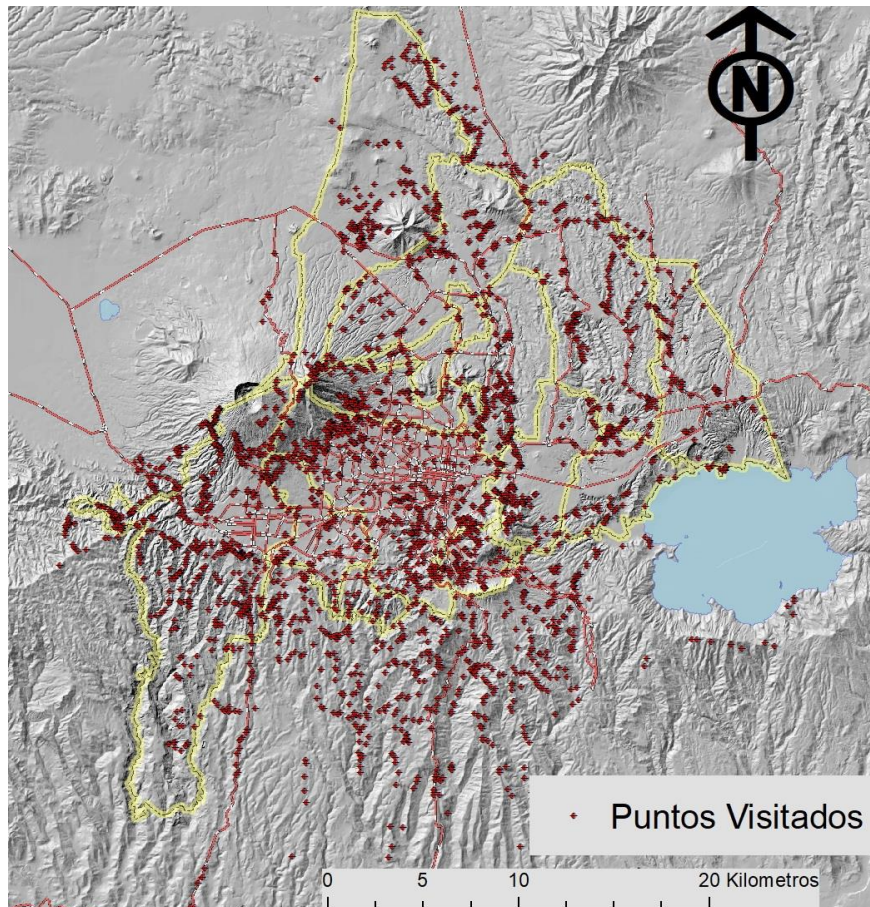


Fig. 13 Visitas de campo para mapeo geológico de sector del AMSS

En cada punto se levantó también información geomorfológica (revisión mapa geomorfológico), litología presente y espesor aproximado, se comparó información de mapas geológicos haciendo uso de software OziExplorer, siendo la información anotada en libreta de campo y se tomó punto georreferenciado (Fig. 14).

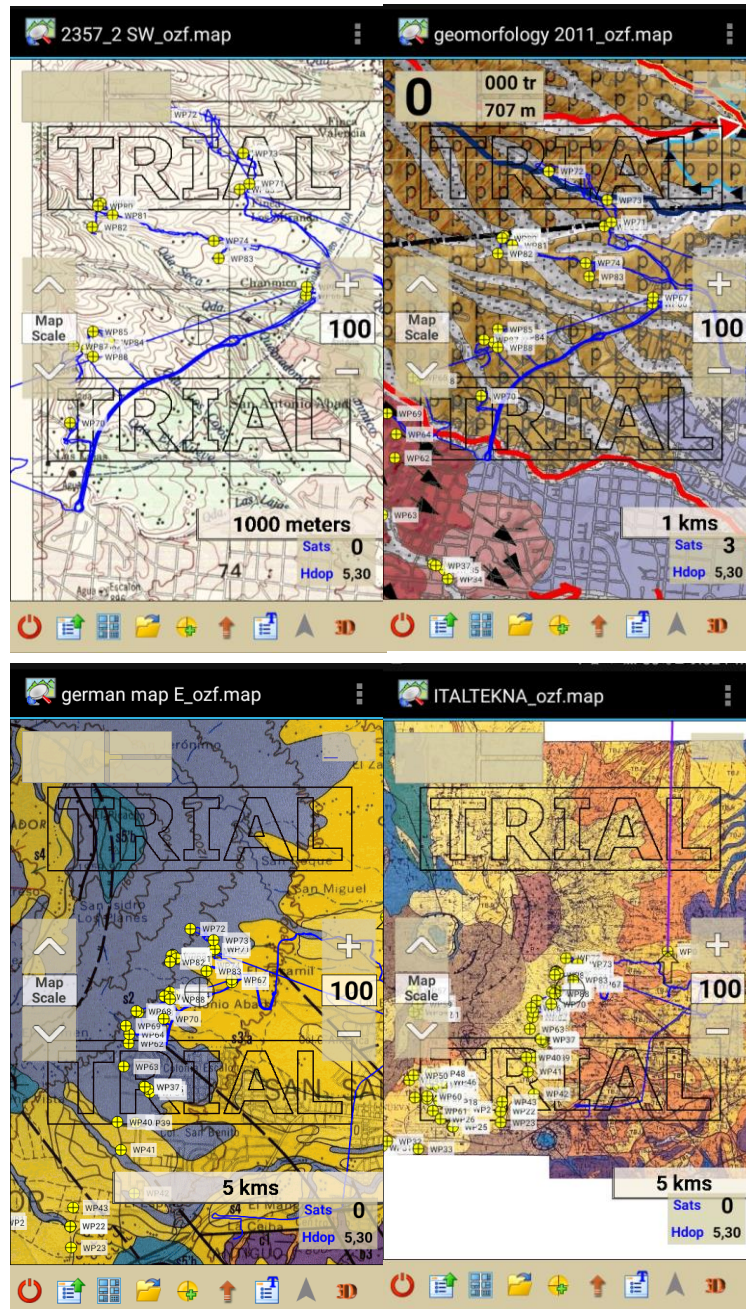


Fig. 14 Visitas de campo para mapeo geológico de sector del AMSS. En campo se comparaba información de mapas geológicos/geomorfológico haciendo uso de software OziExplorer

Formación Bálsamo

La Formación Bálsamo es el elemento principal en la estructura de la Cordillera del Bálsamo al sur del Graben Central. El Graben está cubierto por las rocas volcánicas más jóvenes de las formaciones de Cuscatlán y San Salvador. En la parte suroeste del área de estudio, la Formación Bálsamo está cubierta por Ignimbritas Jayaque de la Formación Cuscatlán y, a lo largo de la cresta de la Cordillera del Bálsamo, está cubierta principalmente por unidades de tefra de la Formación San Salvador. El relieve con valles en forma de V profundamente seccionados y orientados hacia el sur, y mesetas planas en las crestas con lateritas espesas, implica un levantamiento reciente asociado con la subsidencia del Graben Central, después de un período más largo de denudación. La Formación Bálsamo consiste en productos de actividad volcánica de andesita: flujos de lava, brechas volcánicas epiclásticas, conglomerados y areniscas y tobas de piedra pómez retrabajadas. Los restos del patrón de drenaje radial primario (Fig. 10), la ubicación de la facies y la orientación radial de buzamiento de los estratos muestran que representa los remanentes de los estratovolcanes andesíticos extensos. Al Oeste se encuentra el estratovolcán Jayaque con una morfología primaria bastante bien conservada y en la parte oriental del área de estudio está el estratovolcán Panchimalco con una morfología primaria parcialmente conservada. Al Este del área de estudio se encuentra el Estratovolcán Antiguo Ilopango, que en su mayoría está cubierto por rocas volcánicas más jóvenes de la Formación Cuscatlán. Reynolds (1987) llegó a una conclusión similar con respecto a la estructura de la Formación Bálsamo en el SE de Guatemala. Desde el punto de vista petrográfico, las rocas de la Formación Bálsamo son andesitas porfídicas finas a medianas y andesitas basálticas, también eventualmente hay presencia de basaltos. Su contenido de SiO₂ varía en el rango 50 - 57%. Los fenocristales están representados por plagioclasa, clinopiroxeno ortopiroxeno Fe-Ti óxidos en proporción variable y olivino esporádicamente. El desarrollo de la masa fundamental es generalmente microlítico o pilotaxítico con diferente representación de vidrio volcánico (Fig. 15)

Sobre la base del análisis de facies, distinguimos las zonas proximal, media y distal en los remanentes del **Estratovolcán Panchimalco**. En la zona interior proximal (**60 – Bas**) de paleovolcán Panchimalco (laderas del cono de estratovolcano) la formación está compuesta por un complejo estratovolcánico de flujos de lava andesíticos y brechas volcánicas epiclásticas de partículas gruesas predominantemente. La presencia de rocas piroclásticas es solo esporádica (Fig. 16a). Los flujos de lava tienen un espesor de 10–50 m; en la parte inferior están constituidos por andesitas con juntas laminares hasta en bloques (Fig. 16 b, e), y éstas se transforman en brechas porosas, bloques, oxidadas en la parte superior (Figura 16 e, h). Algunos flujos de lava rellenaron de manera clara los paleovalles que están orientados radialmente en la ladera del estratovolcán siendo sus juntas en bloques y en columnas (Fig. 16 g). Las brechas epiclásticas volcánicas de partículas gruesas representan sobre todo los depósitos de los flujos de escombros y con alguna presencia de flujos de lodo (Fig. 16 c, d).

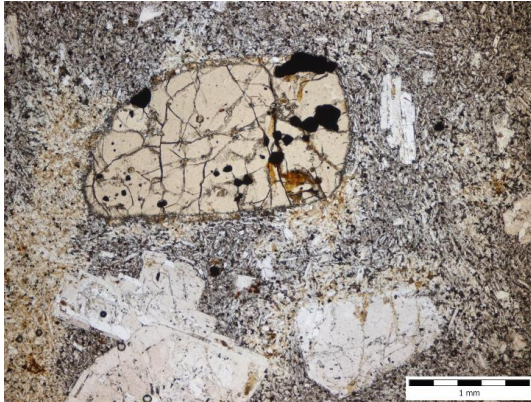


Fig. 15a Andesita piroxénica con estructura pilotaxítica de la masa fundamental (+13.6460259, -89.2445563)

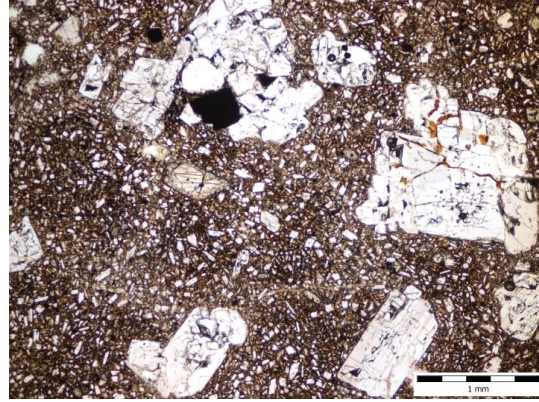


Fig. 15b Andesita piroxénica con masa fundamental parcialmente vítreosa de estructura microlítica (+13.6402086, -89.2809205)

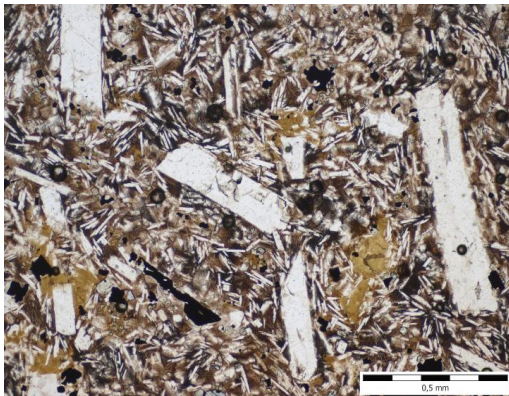


Fig. 15c Andesita de grano fino con masa fundamental vítreosa de estructura microlítica (+13.5992845, -89.1907765)

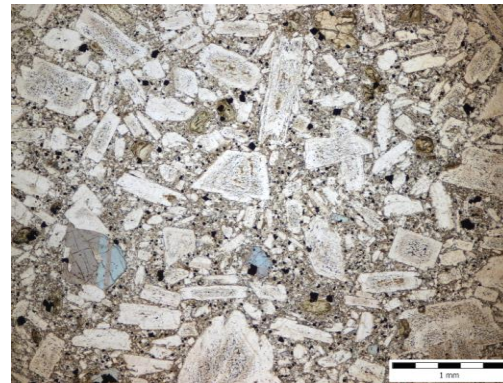


Fig. 15d Andesita porfídica piroxénica con masa fundamental de estructura microlítica (+13.6246048, -89.1897575)

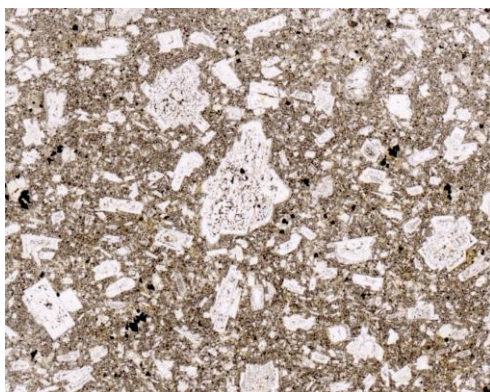


Fig. 15e Andesita piroxénica con la masa fundamental de estructura microlítica (+13.5851268, -89.2282877)

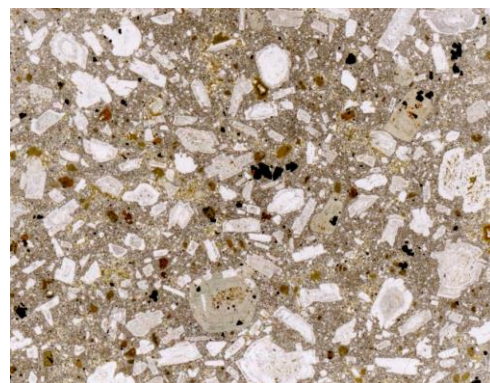


Fig. 15f SS-Andesita piroxénica con la masa fundamental de estructura microlítica (+13.6434138, -89.2168919)

Los escombros representan diferentes variedades de andesitas provenientes de flujos de lava; también están presentes diferentes piroclastos, pómez y ceniza en la matriz. Los escombros son angulares y sub-angulares; su tamaño llega generalmente hasta 1 m, sin embargo, la mayoría se encuentra en el rango de 10–30 cm. El tamaño de los escombros es proporcional al espesor de los estratos y los escombros representan 50–85 % de la roca. La matriz tiene una granulometría que no está clasificada (graduada), de partículas gruesas, arenosas (granos de arena gruesos), variablemente con aditivos de pómez y ceniza (principalmente en los depósitos de los flujos de lodo). La estratificación y selección generalmente está ausente o no es acentuada. Esta acentuada solamente en caso de estratos de granulación más fina. La inclinación primaria de los depósitos es de 10–15°, periclinalmente del supuesto centro en el área San Jacinto.



Fig. 16a Complejo estratovolcánico de flujos de lava inclinados y epiclásticas de partículas gruesas de la zona interior proximal del volcán Panchimalco (Puerta del Diablo, +13.6246048, -89.1897575)



Fig. 16b Flujo de lava de andesita piroxénica, en la zona interior proximal del volcán Panchimalco (Puerta del Diablo, +13.6246048, -89.1897575)



Fig. 16c Brecha volcánica epiclástica de partículas gruesas de la zona interior proximal del volcán Panchimalco (Puerta de Diablo, +13.6246048, -89.1897575)



Fig. 16d Brecha volcánica epiclástica de partículas gruesas de la zona interior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Puerta del Diablo, +13.6089960, -89.1923915)



Fig. 16e Un típico flujo de lava de andesita piroxénica con juntas laminares y el cambio a brechas volcánicas en la parte superior, zona interior proximal del volcán Panchimalco (al sudeste de Panchimalco, +13.5997685, -89.1684890)



Fig. 16f Bloques de brecha de un flujo de lava de gran espesor, zona interior proximal del volcán Panchimalco (al norte de Panchimalco, +13.6176524, -89.1810167)



Fig. 16g Flujo de lava de andesita leucocrática, situado en el paleovalle en la ladera del volcán Panchimalco (al sudoeste de Panchimalco, +13.5992845, -89.1907765)



Fig. 16h Brecha en bloques-escoraceos de flujos de lava andesíticos en la zona interior proximal del volcán Panchimalco (al sudoeste de Panchimalco, +13.5992845, -89.1907765)

En la zona exterior proximal (**61 – Bae**) (un sistema de conos aluviales bajo el pie del estratovolcán) la formación está formada por brechas volcánicas epiclásticas predominantemente gruesas hasta finas (Fig. 17a, b, c), con cambio a conglomerados (Fig. 17e), y con poca presencia de flujos de lava (Fig. 17d) existiendo presencia en la parte cercana al cono volcánico.

Cuanto más lejos del centro, aumenta la presencia de conglomerados y de rocas epiclásticas de grano más fino, incluyendo estratos de areniscas de partículas gruesas. Flujos de lava esporádicos se parecen litológicamente a los flujos mencionados anteriormente de la zona proximal interior. Brechas volcánicas epiclásticas/conglomerados gruesos hasta finas representan sobre todo depósitos de los flujos de escombros (Fig. 17a, e), en menor extensión de flujos de lodo o de flujos hiperconcentrados (Fig. 17b). Los escombros son generalmente subangulares hasta sub-ovalados, su tamaño llega hasta los 0.5 m generalmente; sin embargo, la mayoría se encuentra entre los 5–20 cm. El tamaño de los escombros es proporcional al espesor de los estratos y su proporción es de 50–90 %. La matriz se cataloga como no clasificada (graduada) hasta poco clasificada (graduada), gruesamente arenosa, variablemente con adiciones de pómez y ceniza (ante todo en los depósitos de los flujos de lodo). La estratificación y selección generalmente se puede considerar que no es acentuada hasta acentuada, según la presencia de estratos de brechas finas/conglomerados y areniscas gruesas. La estratificación es acentuada sobre todo en el caso de depósitos de flujos hiperconcentrados. La inclinación primaria de los depósitos es de 4–10°, periclinalmente respecto al centro del área de San Jacinto.



Fig. 17a Brechas volcánicas epiclásticas – depósitos de flujos de escombros, la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Mil Cumbres, +13.6070479, -89.2049412)



Fig. 17b Brechas volcánicas epiclásticas – depósitos de flujos de escombros, la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Mil Cumbres, +13.6070479, -89.2049412)



Fig. 17c Gruesas hasta finas brechas volcánicas epiclásticas – depósitos de flujos de escombros y de flujos hiperconcentrados, en la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (Cerro El Guayabo, +13.6238177, -89.2113270)



Fig. 17d Flujo de lava entre depósitos de rocas epiclásticas, en la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Panchimalco, +13.5918021, -89.1869446)



Fig. 17e Gruesa brecha volcánica epiclástica/conglomerado depositada por un flujo de escombros, en la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (al sur de Panchimalco, +13.5911481, -89.1864656)



Fig. 17f Secuencia estratificada de brechas volcánicas epiclásticas, en la zona exterior proximal del volcán Panchimalco (El Guyabuste, +13.6082670, -89.1325748)

La formación Bálamo está representada en la parte occidental del área estudiada por productos del **estratovolcán andesítico Jayaque**. Este estratovolcán es de tamaño más grande que el estratovolcán Panchimalco y es bien identificable desde el punto de vista morfológico, destaca por la acentuada orientación radial de los flujos, la cual respeta las laderas originales del estratovolcán (fig. 10).

En la composición del estratovolcán andesítico Jayaque distinguimos, como en el caso del volcán Panchimalco, tres zonas faciales: (1) la zona interior proximal (**60 – Bas**), formada por el complejo estratovolcánico donde predominan los flujos de lava con una inclinación original aproximada de 10–15 grados; (2) la zona proximal exterior (**61 – Bae**), donde predominan brechas y brechas/conglomerados y hay menos presencia de flujos de lava, con una inclinación originaria de 5–10 grados y (3) la zona distal representada por acumulaciones de conglomerados fluviales y marítimos, así como, areniscas con horizontes aislados de brechas de lahares (flujos de lodo). Desde el punto de vista petrográfico y litográfico las rocas del estratovolcán son análogas al estratovolcán Panchimalco y no es necesario repetir sus características (Fig. 18 a-e).

Entre los estratovolcanes Panchimalco y Jayaque que son claramente identificables morfológicamente y geológicamente hay una zona relativamente plana al Este y Oeste de Nuevo Cuscatlán, en la cual los drenajes no respetan los estratovolcanes originarios, sino más bien la inclinación del bloque tectónico secundario, en relación con la elevación post-volcánica e inclinación de la cordillera del Bálamo hacia el océano (Fig. 10). En su parte occidental sale el complejo estratovolcánico con predominantes flujos de lava y con la inclinación primaria hacia el este y se trata, sin duda, de una parte, del estratovolcán Jayaque. En la parte oriental se encuentran complejos originalmente subhorizontales de brechas volcánicas epiclásticas y de flujos de lava. La datación radiométrica de uno de los

flujos de lava de 1.98/2.42 Ma y un bloque de rocas epiclásticas de 1.88 Ma, insinúa la pertenencia al estratovolcán Jayaque. La asignación del complejo subhorizontal de brechas volcánicas epiclásticas y flujos de lava alrededor de Nuevo Cuscatlán no es tan sencilla. Debido a la extensa presencia de flujos de lava al Este de Nuevo Cuscatlán, esta parte del área se muestra en el mapa geológico con la misma simbología que los complejos estratovolcánicos de la zona proximal.

Sin embargo, su posición primaria subhorizontal y el carácter de las rocas volcánicas epiclásticas asociadas apuntan al complejo efusivo de la zona media. La orientación esporádica Oeste-Este de los flujos de lava y los resultados de la datación radiométrica implican que los flujos de lava y las brechas epiclásticas asociadas pertenecen al estratovolcán de Jayaque

Al norte del Graben Central hay un afloramiento único de posible Formación Bálsamo, siendo un flujo de lava junto al río Acelhuate (**62 – Bal**) (Fig. 18f). El flujo de lava está cubierto por tobas de Formación Cuscatlán, es decir, uno de los ignimbritas más antiguos de la caldera de Ilopango.



Fig. 18a Flujo de lava de andesita piroxénica con juntas tabulares en el suprayacente de la brecha volcánica del flujo inferior, la zona interior proximal del volcán Jayaque (al oeste de Nueva San Salvador, +13.6794566, -89.3319483)

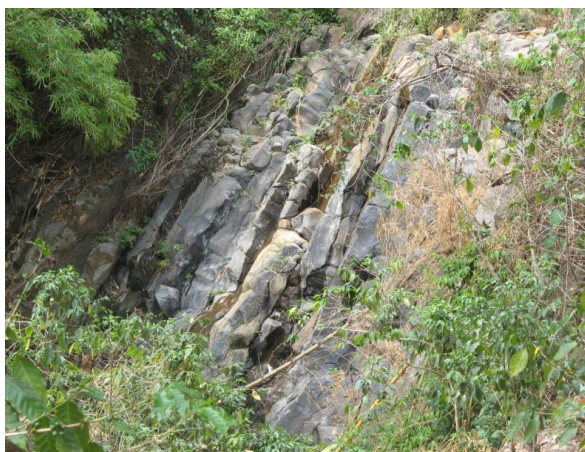


Fig. 18b Flujo de lava de andesita piroxénica con juntas en columnas, situado en el paleovalle, la zona interior proximal del volcán Jayaque (Rio El Limón, +13.6417017, -89.2997871)



Fig. 18c Brechas volcánicas epiclásticas y areniscas de partículas gruesas— depósitos de flujos de escombros y de flujos hiperconcentrados, la zona exterior proximal del volcán Jayaque (unión de Río El Limón y Río Granadillas, +13.6141472, -89.3180966)



Fig. 18d Conglomerados volcánicos epiclásticos depositados por flujos hiperconcentrados, la zona interior proximal del volcán Jayaque (Río Agua Caliente, +13.6331292, -89.3332983)



Fig. 18e Potentes depósitos de lahares (flujos de lodo) en el suprayacente de las areniscas volcánicas epiclásticas de la zona costera del mar, la zona distal del volcán Jayaque (al norte de Libertad, +13.5065557, -89.3106668)



Fig. 18f Bálasmos? flujo de lava de andesita junto al río Acelhuate al norte del Graben Central

Formación Cuscatlán

En el AMSS, la Formación Cuscatlán está formada por varios miembros, algunos de los cuales han sido definidos recientemente por Lexa et al. (2011). Las Ignimbritas dacíticas/andesíticas extensas de Zaragoza la parte SW del AMSS y las Ignimbritas Olocuilta al SE del área de estudio (Fig. 10) representan los miembros más antiguos que yacen sobre la superficie denudada de la Formación Bálasmos. Se cree que estas ignimbritas

están relacionadas con las calderas de Jayaque y Antiguo Ilopango. Contrariamente a la situación en el sureste de Guatemala, donde las calderas originadas intermedias/ignimbritas silíceas de la Formación de Cuscatlán estaban situadas detrás del frente volcánico (Reynolds 1987), en El Salvador estas calderas están situadas en las zonas principales de la formación Bálsamo de estratovolcanes andesitas (Jayaque y Antiguo Ilopango?).

Solo las tobas más antiguas de la caldera de Coatepeque representan la Formación Cuscatlán alrededor y al Oeste de Santa Tecla. Hacia el Este, en el área de los bloques diastróficos hacia San Martín, se intercalan con tobas más antiguas de la caldera de Ilopango y facies retrabajadas. Las tobas/ignimbritas más antiguas de la caldera Ilopango, asignadas a las formaciones Comalapa y Altavista del Grupo Ilopango por Suñe-Puchol et al. (2019), dominan entre las rocas de la Formación de Cuscatlán en el Graben Central y al norte de la mismo. La Formación Cuscatlán incluye también en su mayoría domos extrusivos dacíticos y miembros basálticos/andesíticos.

Los volcanes andesíticos de Nejapa y Guaycume, el volcán basáltico Loma Larga situado en la caldera Santo Tomás, maeres Loma el Cerrito, El Bonete y La Mancha al Este y Norte de Apopa, los domos dacíticos/andesíticos extrusivos de San Jacinto y el cono situado en la caldera Planes de Renderos, cono de escoria dacítica de San José y conos de escoria andesítica de Antiguo Cuscatlán and Cerro Chuchutepeque al norte de San Martín (Fig. 5) representan a los más recientes nueve miembros definidos de la Formación Cuscatlán, anteriormente estaban asignados a la Formación Bálsamo (Bosse et al. 1978).

Bosse et al. (1978) asignaron a este miembro, también, tobas de silice retrabajadas debajo de los flujos piroclásticos de la Tierra Blanca Joven al oeste de la caldera de Ilopango. Sin embargo, el retransporte de las tobas fue singenético con las erupciones de Tierra Blanca Joven, por lo tanto, estas tobas silíceas retrabajadas pertenecen a la Formación San Salvador.

Ignimbritas de Zaragoza (59 – Cadi)

Las ignimbritas de Zaragoza (ignimbritas de Jayaque sensu Lexa et al. 2011) forman una cobertura casi continua en la parte Suroeste del AMSS, que se extiende hacia el sur hasta la costa del Pacífico (Fig. 10). Como lo demuestran los restos de erosión, su extensión original fue mucho mayor.

Las ignimbritas forman una cubierta integral de espesor de hasta 120 m en la parte sudoccidental del área, lugar desde donde inicia y se extiende hasta la costa del mar, alrededor de la ciudad de la Libertad. Para la deposición de las ignimbritas fue utilizado un relieve más bajo en el área entre los potentes estratovolcanes andesíticos de la formación Bálsamo, Panchimalco y Jayaque. Una fuente probable de las ignimbritas fue la caldera Jayaque al noroeste del área estudiada, situada en la zona central del estratovolcán andesítico más antiguo. Las ignimbritas rellenaron también el paleovalle en la ladera del estratovolcán Jayaque. Este hecho hace que las ignimbritas parezcan estar a veces en el relieve actual por debajo de las rocas de la formación Bálsamo (Bosse et al. 1978 separaron estas rocas y las incorporaron a la formación Cuscatlán).

Las ignimbritas de Zaragoza son muy variables en lo que se refiere a la composición y al grado de soldadura. La composición varía desde los flujos claros de pómez de composición rio-dacítica hasta los oscuros de composición andesítica que contienen escoria. Las facies soldadas levemente a moderadamente dominan sobre las no soldadas y fuertemente soldadas (Fig. 19). Las ignimbritas fuertemente soldadas son densas y vítreas con matriz vitrificada y las rocas antiguas de pómez se convirtieron en fiamme oscuro. Muestran juntas en bloques o columnas y, debido a su resistencia a la intemperie, forman mesetas y cuestras. Las ignimbritas moderadamente soldadas no muestran deformación del fragmento de piedra pómez y vitrificación secundaria, sin embargo, su mayor resistencia se refleja en las uniones de bloques característicos. Las ignimbritas sin soldar (depósitos de flujo de pómez) se encuentran en la base y en la parte superior de las soldadas, así como en unidades de flujo independientes. Las Ignimbritas de Zaragoza como unidad litoestratigráfica incluyen rocas volcánicas epiclásticas esporádicas y rocas piroclásticas retrabajadas. Los conglomerados fluviales y los depósitos de flujo de lodo que contienen piedra pómez y ceniza en la matriz se producen debajo de las ignimbritas en los paleovalles. En los afloramientos cerca de Nuevo Cuscatlán, los depósitos de flujo de pómez sin soldar están cubiertos por una sucesión de flujo de lodo y los depósitos de flujo de escombros con matriz son ricos en piedra pómez y ceniza retransportada de los depósitos de flujo de pómez subyacentes.

Las ignimbritas representan depósitos de varias erupciones de tipo pliniana de espesor y composición magmática variable. Se trata sobre todo de tobas poco o muy soldadas con pómez y pómez-cineríticas con una textura característica, pero también están presentes depósitos no soldados de flujos de pómez y pómez-cineríticos (Fig.19)



Fig. 19a Cuestas de ignimbritas Jayaque al norte de Zaragoza



Fig. 19b Cuesta de ignimbritas Jayaque en el suprayacente de las rocas de la formación Balsamo (Loma El Triunfo, +13.5811665, -89.3179356)



Fig. 19g Depósitos de flujos de escombros con el material de la ignimbrita Jayaque que no está soldado del subyacente (Nuevo Cuscatlán, +13.6510071, -89.2598450)



Fig. 19h Detalle de ignimbrita Jayaque no soldada de la figura de al lado. La ignimbrita es de composición más ácida (Nuevo Cuscatlán, +13.6510071, -89.2598450)

Caldera de Santo Tomas

Es evidente por la morfología que el volcán Loma Larga (que se describe a continuación) evolucionó en una caldera que hemos denominado la caldera Santo Tomás. Está situado en la zona central del antiguo estratovolcán Panchimalco, con un diámetro de 8 km. El hecho de que algunos de los flujos de lava del volcán Loma Larga ingresaron a los valles que drenan la caldera hacia el sur implica que en el momento de la actividad del volcán Loma Larga, la caldera se encontraba en una etapa avanzada de erosión. La caldera es sustancialmente más antigua. Las calderas colapsadas generalmente se asocian con erupciones explosivas voluminosas que dan lugar a ignimbritas. No tenemos conocimiento de ninguna ignimbrita que pueda correlacionarse con la caldera de Santo Tomás con una excepción, las Ignimbritas Olocuilta al SE del área de estudio. Probablemente estén relacionados con la etapa anterior en la evolución del volcán y la caldera de Ilopango, sin embargo, la posibilidad de que estén relacionados con la caldera de Santo Tomás no puede ser rechazada completamente en el estado actual de conocimiento.

Volcán Loma Larga (54 – Cas, 55 – Cast, 56 – Cal)

El volcán basáltico, cuya parte sur está bien preservada forma una media luna en la cresta Loma Larga al SO de San Salvador (Fig. 20) el cual definimos como el volcán Loma Larga. Se han identificado restos del volcán Loma Larga también en el área de bloques diastróficos parcialmente subsididos, al oeste de la caldera de los Planes de Renderos cerca de la ciudad, debajo de una cubierta de tefra Tierra Blanca, más cerca de la caldera de Ilopango y como un flujo de lava entre cañones al sur del Caldera de Santo Tomás (Fig. 10). Otras partes del volcán han sido destruidas por el hundimiento de la caldera Planes de Renderos, la evolución de los extrusivos de San Jacinto y el hundimiento continuo del Graben Central. Bosse et al. (1978) incluyó rocas del volcán Loma Larga en la Formación

Bálsamo. Sin embargo, el hecho de que el volcán evolucionó en la caldera Santo Tomás y su edad oscila entre 0.8 y 0.5 Ma, confirmado por los resultados de la datación radiométrica, asigna el volcán a los miembros máficos de la Formación Cuscatlán.

Las rocas del volcán Loma Larga son basaltos de alto contenido de alúmina que contienen olivino de grano fino a medio, con un contenido de SiO₂ en torno al 50%. Los fenocristales están conformados por una Anortita rica en plagioclasa olivina clinopiroxeno y los óxidos de Fe-Ti yacen en la masa de la textura microlítica o pilotaxítica. El cono volcánico (**54 – Cas**) está formado sobre todo por flujos de basaltos hasta andesitas basálticas con la inclinación periclinal de 20–30°. Los flujos de lava son pequeños hasta medianos (5–30 m), con característica de juntas laminares hasta en bloques y con brechas escoraceas o brechas en bloques escoraceos (Fig. 20). Hacia arriba, en la sección de flujo, la lava se vuelve porosa y se transforma en brechas escoraceas, rojizas o negras, de tipo AA o bloque. Se ha observado una mayor acumulación de aglomerados de escoria y tobas de lapilli subordinadas que representan depósitos del tipo estromboliano de erupciones en el valle de Río Ilohuapa solamente. En el área de bloques diastróficos al oeste de la caldera Planes de Renderos, el volcán Loma Larga está representado por un complejo efusivo de flujos de lava más gruesos con acumulaciones raras de brechas de bloques gruesos, probablemente del tipo de hialoclastita (**56 – Cal**). Las incuestionables brechas de hialoclastita se asocian con los flujos de lava en el sector oriental del antiguo volcán (quebradas NE de Santo Tomás). Las brechas de hialoclastita están formadas por fragmentos angulares poligonales vítreos en una proporción de 60 a 90%. Se han observado transiciones entre brechas y lava altamente fracturada. Una parte de las hialoclastitas muestra una estratificación incipiente y una clasificación que indica un retrabajo local. La presencia extensa de hialoclastitas implica que en la época de la actividad del volcán Loma Larga había un lago presente en esta parte de la caldera Planes de Renderos. Al sur, los flujos de lava del volcán Loma Larga entraron en los valles que drenan la caldera de Santo Tomás hacia el sur.

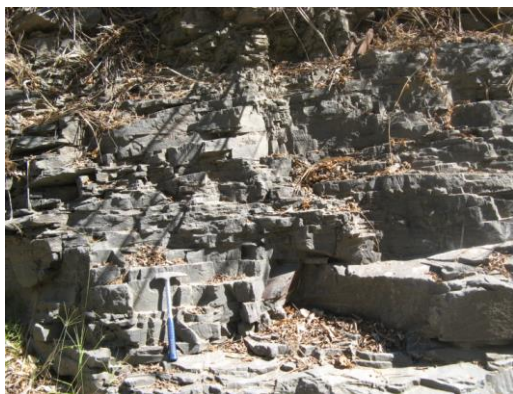


Fig. 20b Flujo de lava basáltico del volcán Loma Larga con juntas laminares característica para flujos de lava delgados con mayor inclinación (Río El Garrobo, +13.6726653, -89.2081391)



Fig. 20c Aglomerados basálticos del volcán Loma Larga (Río Ilohuapa, +13.6612237, -89.2071851)



Fig. 20d Lavas de partículas gruesas parcialmente vidriosas brechas de tipo hialoclástico en la parte occidental del volcán Loma Larga (Colonia Montserrat, +13.6805697, -89.2160579)



Fig. 20e Brecha hialoclástica del volcán Loma Larga (al norte de Santo Tomas, +13.6561734, -89.1369047)

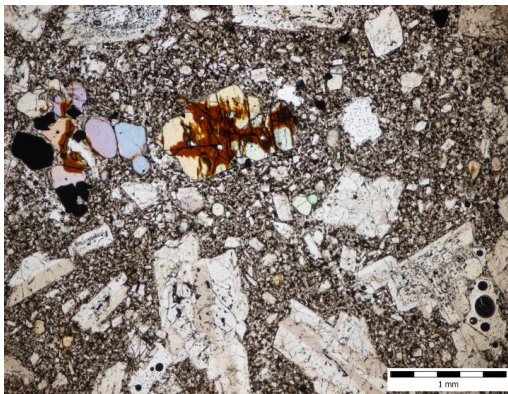


Fig. 20f Microfotografía de basalto olivino-piroxénico del volcán Loma Larga con la masa fundamental microlítica (al este de San Marcos, +13.6529352, -89.1565753)

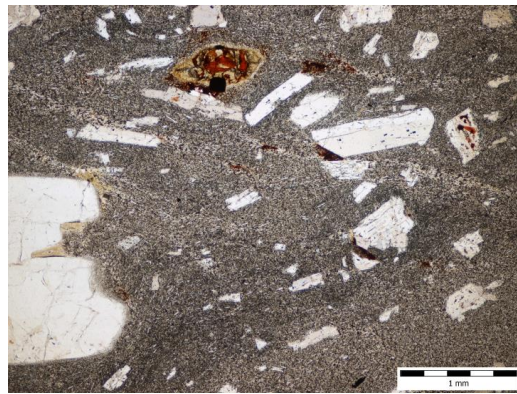


Fig. 20g Microfotografía de basalto del volcán Loma Larga con masa fundamental pilotaxítica (al norte de Planes de Renderos, +13.6525562, -89.1889716)

La parte meridional y oriental del cono volcánico Loma Larga fue cubierta por tefra de la caldera Ilopango (tefras Tierra Blanca) (**55 – Cast**), en la parte occidental está cubierta de manera discontinua con presencia de tobas más antiguas como Congo y Arce que se asocian con facies de tobas redepositadas (Fig. 21).



Fig. 21 Secuencia de flujos de lava basálticos del volcán Loma Larga; los flujos de lava son relativamente delgados, tipo AA con brechas volcánicas tipo cinerítico (al este de San Marcos, +13.6529352, -89.1565753)

Volcanes Nejapa y Guaycume (54 – Cas, 55 – Cast, 56 – Cal)

Estos dos volcanes andesíticos más pequeños (Fig. 10 y 22a-g) fueron asignados a la Formación Bálsamo por Bosse et al. (1978). Sin embargo, su grado relativamente pequeño de erosión y edad radiométrica ~ 950 Ka (Guaycume, tabla1) y ~ 330 Ka (Nejapa, tabla 1) apunta a una edad más joven y la asignación a la Formación Cuscatlán. El volcán Guaycume (Fig. 22g) está menos conservado debido una edad mayor y a una severa interrupción por fallamiento en el margen norte del Graben Central. Ambos volcanes son conos predominantemente efusivos (54 – Cas) con horizontes subordinados de aglomerados y tobas, especialmente en su zona proximal. Los flujos de lava de andesita de piroxeno (Fig. 22b) del cono volcánico son en su mayoría delgados, mostrando juntas laminares y brechas escoráceas. En el pie de los conos son más espesos y muestran juntas en bloque y brechas de lava en bloque (Fig. 22c, d). Los flujos de lava del volcán Nejapa que han llegado al río Acelhuate muestran transformación en brechas de hialoclastita (56 – Cal) (Fig. 22e, f). En la zona media del volcán Guaycume, los flujos de lava se asocian con brechas volcánicas epiclásticas relacionadas a flujos de escombros y flujos hiperconcentrados. Los buzamientos primarios de flujos de lava y aglomerados en conos volcánicos son de 20-25 °, en la zona media disminuye a 10 °. Al pie de los conos volcánicos y sus alrededores, las rocas de los volcanes Nejapa y Guaycume se ven afectadas por la meteorización laterítica (63 – It).



Fig. 22g Volcán Guaycume, vista desde el Oeste



Fig. 22h Lado SO del volcán Guaycume mostrando una sucesión de flujos de lava brechados



Fig. 22i Breccias volcánicas epiclasticas (depósitos de flujos hiperconcentrados) en la zona media de volcán Guaycume (+13.8252501, -89.1763089)

Volcán Guazapa (54 – Cas, 56 – Cal, 58 – Cale)

Este estratovolcán andesítico está situado al NE del AMSS, sin embargo, su zona media se extiende hacia el AMSS marginalmente. Las rocas del volcán Guazapa descansan sobre la superficie erosionada de las ignimbritas de la caldera Ilopango más antiguas. Las acumulaciones casi subhorizontales de brechas volcánicas epiclásticas finas a gruesas (Fig. 23a) se asocian con flujos de lava subordinados de andesita masiva (**58 – Cale**) (Fig. 23b). Tanto las brechas volcánicas epiclásticas como los flujos de lava se ven afectados por la meteorización laterítica (**63 – It**).



Fig 23a Capas subhorizontales de breccias epiclastitas volcánicas finas a gruesas en zona media de volcán Guazapa (+13.8499923, -89.1468475)



Fig 23b Flujo de lava masivo en la zona media de volcán Guazapa mostrando juntas laminares/bloque (+13.7377086, -89.1812797)

Otras ocurrencias de basaltos y andesitas (54 – Cas, 55 – Cast, 56 – Cal, 57 – Calt)

La parte occidental de las colinas de El Carmen, en el lado norte de San Salvador, están formadas por una sucesión de aglomerados escoráceos de andesita basáltica y flujos de lava eventuales, parcialmente desintegrados, que incluyen horizontes de brechas de lava escorácea (**54 – Cas, 55 – Cast**) (Fig 24a,b). El espesor de los flujos de lava tipo AA es generalmente pequeño. Los bloques y fragmentos angulares de andesita densa dominan en los aglomerados (Fig. 24b), lo que implica una actividad explosiva predominantemente vulcaniana. Estas rocas de la facies proximal tienen un buzamiento 15-20 grados hacia el norte y probablemente representan un remanente de otro volcán pequeño. Especialmente los flujos de lava también se ven afectados por una fuerte desintegración tectónica, tal vez debido al hecho de que las colinas de El Carmen representan un bloqueo tectónico orientado E-O, limitado por fallas en el Graben Central. Localmente hay rocas alteradas presentes que indican actividad fumarólica. (Fig. 24c).

Hay cuatro ocurrencias principales y varias más pequeñas de basaltos/andesitas en la parte NE del AMSS, al norte de la caldera de Ilopango (**56 – Cal, 57 – Calt**). Flujos de lava individuales y / o complejos de flujo descansan sobre o están interestratificados con ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango. Los flujos de lava son en su mayoría masivos, mostrando juntas tipo bloque y laminares (Fig. 24d). Las brechas de lava

asociadas son en su mayoría en bloque, las brechas escoriáceas de tipo AA son raras. Aparentemente representan restos de volcanes monogenéticos.

Las formaciones volcánicas del sistema Cinotepeque se extienden en la parte norte del AMSS al oeste del río Acelhuate. Raprich y Hradecký (2005) distinguieron aquí dos unidades volcánicas principales: andesitas superiores y volcanes monogenéticos de andesita basáltica suprayacentes. Las andesitas superiores (**56 – Cal**, **57 – Calt**) descansan sobre ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango y las ignimbritas de Rana fuera del AMSS, el grado de erosión de los volcanes monogenéticos implica su posición debajo de la Formación San Salvador. Debido a esto ambas unidades han sido asignadas a la formación Cuscatlán.

Los campos extensos de lava de andesitas superiores no muestran afinidad con los volcanes de tipo central y pueden representar productos de erupciones de fisuras a lo largo de fallas marginales del Graben central. Los centros volcánicos relevantes no han sido preservados / reconocidos. Los flujos de lava individuales son en su mayoría gruesos, mostrando juntas en bloque y/o laminares (Fig. 24f). Las brechas de flujo de lava asociadas son del tipo bloque-lava. En la parte superior, las andesitas superiores se ven afectadas por meteorización laterítica (**63 – It**).

Los volcanes monogenéticos de andesita basáltica del Sistema Cinotepeque (**37 – Cbs**, **38 – Cbl**) se reconocen en la morfología. Desde el norte hacia el sur se identifican: (1) cono de escoria del Cerro Segura y flujos de lava asociados; (2) cono efusivo Picado y flujos de lava asociados; (3) cono de escoria/ceniza Cerro Redondo (Fig. 24e) y el extenso campo de flujo de lava asociado al sur y sureste del cono; (4) cono efusivo Loma Los Bueyes; (5) volcán efusivo o volcán escudo Cerro Oja de Agua con un extenso campo de flujo de lava asociado al norte del cono; (6) dos pequeños conos de escoria Cerro Mulunga y La Lagartera sin flujos de lava asociados; (7) cono de escoria Buenos Aires y la lava asociada alrededor del cono. Los conos de escoria/cinder se forman de forma variable a partir de aglomerados y tobas de lapilli, generalmente clasificados y estratificados. Los flujos de lava asociados son en su mayoría espesos, masivos y muestran juntas en bloque. Las brechas de lava asociadas son en su mayoría del tipo de bloques de lava, las brechas de lava escoriáceas son raras.

El Cerro Chuchutepeque, al norte de San Martín, representa un volcán andesítico basáltico monogenético similar, compuesto por un cono de escoria y un flujo de lava de extensión limitada (**37 – Cbs**, **38 – Cbl**).



Fig 24a Complejo de flujos de lava interstratificados de tipo AA y aglomerados en las laderas de El Carmen (+13.7467731, -89.1828507)



Fig 24b Detalle de aglomerados con fragmentos y bloques de lava densa. (+13.7467731, -89.1828507)



Fig 24c Rocas silicificadas y argilizadas con jaspe relacionadas con la actividad de la fumarola (+13.7403607, -89.1921115)



Fig 24d Una lava espesa andesítica basáltica al norte de San Martín (+13.7449440, -89.0787501)



Fig 24e Cono de escoria Cerro Redondo - uno de los volcanes monogenéticos en la parte norte del AMSS



Fig 24f Uno de los flujos de lava en la parte norte del AMSS, muestra junta en bloque/lamina característica (+13.8863862, -89.2136740)

Maares (39 – Cbtp, 40 – Cbtm, 41 – Cbts)

Wiesemann et al. (1978) y Raprich y Hradecký (2005) reportan un maar dentro de la Formación Cuscatlán en el río Acelhuate, SO de Guazapa. El mapeo ha revelado otro en el río Acelhuate al Este de Guazapa y un tercero al Este de Apopa. Dos maares en el río Acelhuate quedan bien demarcados en la morfología (Fig. 25a). Estos han evolucionado en el entorno de ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango y las rocas piroclásticas freatomagmáticas relacionadas descansan sobre una superficie relativamente plana de estas ignimbritas. Las depresiones de Maar están rodeadas por anillos piroclásticos de aglomerados y tobas freatomagmáticas faciales proximales (**39 – Cbtp**) (Fig. 25b) que se transforman hacia afuera en tobas freatomagmáticas faciales distales (**40 – Cbtm**) con estratificación plana característica (Fig. 25c). Los aglomerados y las tobas son bastante compactas debido a recristalización rápida de partículas de cenizas de vidrio máfico inestable. En el lado oriental del río Acelhuate, los aglomerados freatomagmáticos y maares están cubiertos por brechas volcánicas epiclásticas y flujos de lava de la zona media del volcán Guazapa. Los restos de un volcán maar monogenético también se han identificado en las colinas al Este de Apopa. Aparentemente, en este caso, la actividad freatomagmática inicial evoluciono al final a estromboliano ya que las tobas freatomagmáticas de las facies proximales (Fig. 25d) están cubiertas parcialmente por escorias y flujos de lava (Fig. 25e).



Fig 25a Depresión de maar en el río Acelhuate al oeste de Guazapa.



Fig 25b Facies proximales de aglomerado preatmagmático/toba, maar al Oeste de Guazapa (+13.8737446, -89.1868606)



Fig 25c Facies distales de tobas freatomagmáticas con estratificación característica plana y clasificación moderada, maar al Oeste de Guazapa (+13.8783488, -89.2000893)



Fig 25d Depósitos freatomagmáticos (derecha) están cubiertos por un flujo de lava, maar La Mancha al este de Apopa (+13.8133595, -89.1550193)



Fig 25e Facies proximales de aglomerados/tobas freatomagmáticas con lechos gruesos sin clasificar, maar La Mancha al este de Apopa (+13.8139615, -89.1547963)

Caldera Planes de Renderos

La caldera Planes de Renderos, con un diámetro de 4 km, se extiende en la zona central del volcán Loma Larga (Fig. 10). La mayor parte de la caldera está ocupada por los domos extrusivos de San Jacinto y su cono efusivo, dejando solo un foso estrecho entre los domos y la ladera de la caldera. La parte norte de la caldera se hundió aún más en el centro del Graben y está cubierta por un complejo de depósitos de tefra más jóvenes. Aparentemente, no hay depósitos piroclásticos voluminosos relacionados con la caldera. Su hundimiento fue compensado más bien por el crecimiento de las cúpulas extrusivas andesítica / dacítica de San Jacinto.

Domos Extrusivos de San Jacinto (50 – Cdd, 53 – Cddt, 51 – Cddb)

El grupo de cuerpos extrusivos de las dacitas San Jacinto forma un conjunto morfológicamente acentuado de una altitud relativa de 400–500 m con un diámetro de 4.5 km, situado asimétricamente en la caldera de diámetro parecido (Fig. 26). La morfología insinúa que se trata de un grupo de domos extrusivos perturbados por la tectónica de fallas (NO-SE).

Los bloques diastróficos en el lado Este (Fig. 10) implican un desplazamiento por gravedad hacia la caldera de Ilopango. Este proceso se remonta más de 36 ka, ya que las depresiones relacionadas se rellenan con tefra Tierra Blanca a partir de la unidad TB4 de esa edad (Kutterolf et al. 2008).

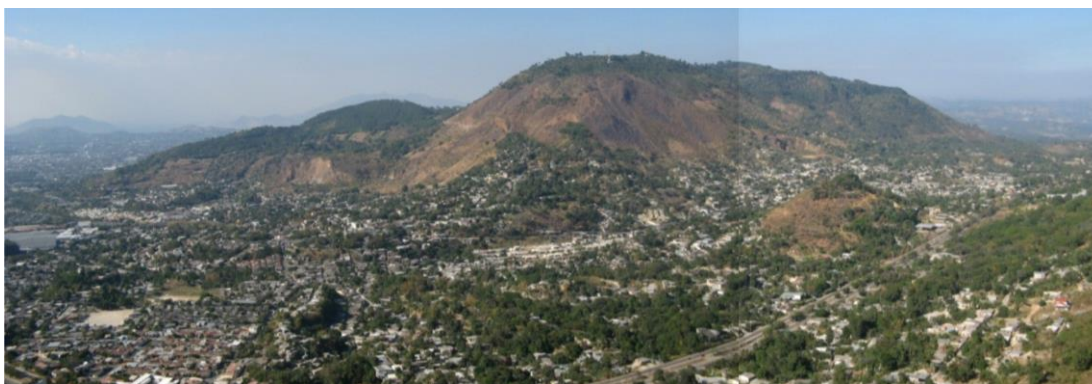


Fig. 26 El grupo de domos extrusivos de San Jacinto, enfrente parte marginal de la caldera de San Jacinto. La colina cónica más cercana, es el cono efusivo andesítico más joven con una depresión crateriforme en la cumbre. La vista es desde Planes de Renderos.

Las rocas son en su mayoría dacitas anfíboles-piroxeno. Los fenocristales diminutos de plagioclasa, anfíbol opacitado, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti descansan en una masa microlítica que es más vítrea en los márgenes de los domos y oxidada, con pigmento de hematita, en partes internas de domos. Una parte de las rocas con una menor proporción de anfíbol y olivino esporádico muestra una transición hacia la composición de andesita.

La dacita en las partes internas de las cúpulas extrusivas (**50 – Cdd**) es masiva, de color gris pálido a rosado, a veces con una textura oscurecida muy inclinada y con bandas, mostrando una unión de irregular a bloque regular a lámina. Las zonas de dacita masiva menos fracturada están separadas por zonas extensas de fractura intensa. Cerca de los márgenes de cúpulas extrusivas hay extensas zonas de brecha (**51 – Cddb**). Las brechas están formadas por bloques angulares irregulares dominantes y fragmentos en matriz detrítica oxidada subordinada. Una parte de las brechas muestra una mayor porosidad. Entre las dacitas masivas y las brechas extrusivas suele haber una zona de transición representada por dacita que muestra una desintegración similar a la brecha con machacamiento y oxidación a lo largo de las fracturas (Fig. 27).

La datación radiométrica demuestra una edad más joven de lo que se suponía. Por medio de la datación de las rocas de las extrusiones se obtuvo edad 0.36 y 0.34 Ma. Tal edad tan joven permite considerar su actividad como el comienzo de la actividad de formaciones volcánicas ácidas, la cual más tarde llegó al tipo de erupción freatoplíniana y a la creación de la actual caldera de Ilopango



Fig. 27a Extensa zona de brechamiento en el lado oriental de los domos extrusivos San Jacinto (El Matazano – Pedrera El Refugio, +13.6791776, -89.1540713)



Fig. 27b Macizo dacita anfíbol-piroxénica con juntas en bloques en la parte interior del domo extrusivo (Fca. La Florida, +13.6866500, -89.1534504)



Fig. 27c Típica brecha en bloques en la parte periférica del domo extrusivo (El Tejar – Pedrero San Francisco, +13.6817927, -89.1723529)

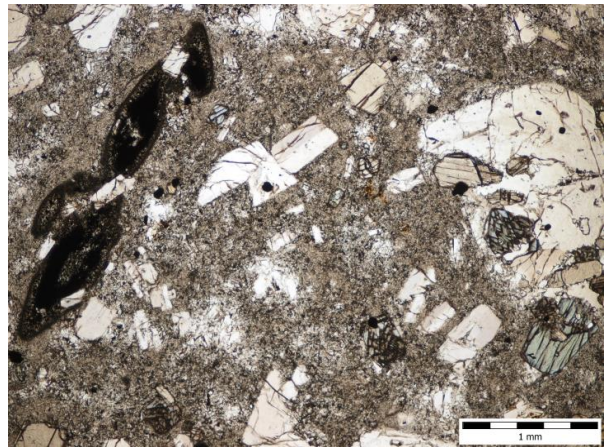


Fig. 27d Microfotografía de dacita anfíbol-piroxénica con la masa fundamental felsítico-microlítica (Fca. La Florida – Pedrera Layco, +13.6822638, -89.1617612)

Cono Efusivo de San Jacinto (47 – Cadl, 48 – Cadlt)

La más alta de las elevaciones de San Jacinto ha resultado ser un cono efusivo de lava viscosa (47 – Cadl). Su forma cónica original con coladas de lava viscosa y cráter de

cumbre todavía está bien conservada en su morfología (Fig. 28a). Los afloramientos en las canteras a lo largo de la base del cono confirman su estructura interna (Fig. 28b). El cono consiste en flujos de lava gruesa de andesita que muestran buzamientos primarios periclinales de 25° a 35°. Los flujos individuales tienen un espesor de 10 a 25 m, con una alta proporción de brechas típicas de bloques (Fig. 28c). Las relaciones mutuas de flujos de lava en la cantera junto a San Marcos indican que representan lóbulos de lava individuales formando un couléé más extenso y más grueso. La andesita silícica masiva de los flujos de lava es gris, con creciente porosidad y con la oxidación adquiere un color marrón. Los fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno y óxidos de Fe-Ti descansan en la masa de textura microlítica (Fig. 28d). Es característico la inclusión de enclaves máficos en las andesitas que evidencian la inyección de magma básico al reservorio de magma dacítico justo antes de la erupción volcánica (este fenómeno fue descrito también desde el punto de vista de la actividad volcánica más joven en la caldera Ilopango – el crecimiento del domo extrusivo de dacita en el año 1880 y demuestra el papel de la inyección del magma básico en el reservorio de magma diferenciado como uno de los mecanismos de iniciación de la actividad volcánica) (Richer et al. 2004).

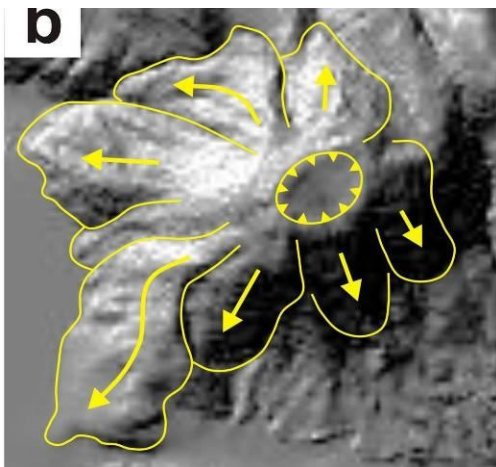


Fig. 28a Reconstrucción paleovolcánica del cono efusivo de San Jacinto.

Fig. 28b Flujos de lava de andesita piroxénica escarpadamente inclinados en la estructura del cono efusivo San Jacinto (San Marcos, +13.6621727, -89.1781178)



Fig. 28c Brechas magmáticas en bloques que separan cada una de los flujos de lava (San Marcos, +13.6621727, -89.1781178)

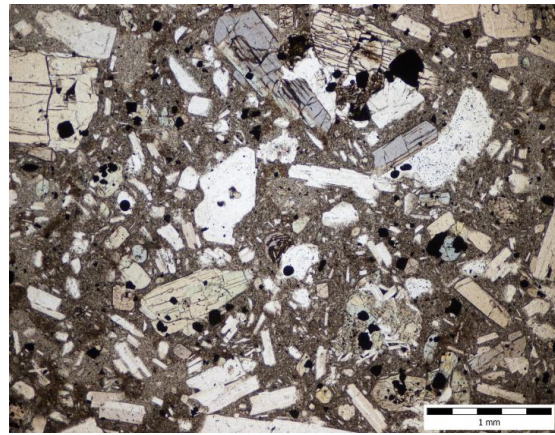


Fig. 28d Microfotografía de andesita piroxénica del cono efusivo San Jacinto Jacinto (San Marcos, +13.6621727, -89.1781178)

Otros domos extrusivos félsicos (50 – Cdd, 53 – Cddt, 51 – Cddb, 49 – Crd)

Además de los domos extrusivos de San Jacinto, hay otros tres grupos de domos dacíticos en los alrededores de la caldera de Ilopango (**50 – Cdd**). El primer grupo de domos se extiende en el margen sur de la caldera de Ilopango, afuera del AMSS. Dos de ellos han sido fechados en ~ 180 Ka y ~ 80 Ka (Lexa et al. 2011) lo que implica que son domos asociados con la etapa bastante tardía en la evolución de la caldera. El segundo grupo se extiende en el lado norte de la caldera de Ilopango, donde se asocia con productos de actividad volcánica dácítica subacuática (Mann et al. 2004) antes de la erupción explosiva Tierra Blanca 4. El tercero, un grupo más grande de domos se extiende al noroeste de Soyapango y en los alrededores de Delgado a ambos lados de los ríos Urbina and Acelhuate. Este grupo de domos extrusivos, en su mayoría de composición dacítica (**50 – Cdd**), incluye cerca de Soyapango al menos dos domos de composición riolítica (**49 – Crd**). El tamaño de los domos extrusivos individuales varía desde varios cientos de metros hasta 1.5 km. Como lo demuestran varias canteras, dacita porfídica forma parte interna (Fig 29d) de los domos mostrando juntas en bloque (Fig 29a,b), mientras que sus partes marginales están formadas por brechas extrusivas (**51 – Cddb**) (Fig 29f). En la Carretera de Oro los domos extrusivos dacíticos y los flujos de lava dacítico/ andesítica asociados están argilizados/meteorizados y sufren de deslizamientos extensos. Los domos extrusivos riolíticos muestran bandas de flujo características (Fig. 29e) y transición a brechas marginales vítreas (Fig. 29f). El domo extrusivo riolítico de Santa Rosa forma una ladera prominente cerca de Soyapango.



Fig 29a Domo extrusivo de dacita expuesta en una presa en el río Acelhuate (+13.7162585, -89.1600572)



Fig 29b Interior de un domo dacítico expuesto al lado del río Acelhuate (+13.7487022, -89.1650331)



Fig 29c Flujos de lava de dacita/andesita argilizada que se asocian con domos de dacita en la Carretera de Oro; en la cubierta superior hay TB5/TB6, ignimbritas de la caldera Ilopango (+13.7377516, -89.1588142)



Fig 29d Textura gruesa característica porfídica de dacita, Cerro Milingo, Delgado (+13.7397437, -89.1614262)



Fig 29e Parte marginal de domo extrusivo riolítico junto al río Acelhuate que muestra bandas de flujo características (+13.7196047, -89.1600392)



Fig 29f Brecha marginal de domo extrusivo de riolita en la Carretera de Oro (+13.7221028, -89.1586213)

Domos extrusivos de dacita subacuática y depósitos de pómez relacionados (50 – Cdd, 45 – Cdsa)

En el lado norte de la caldera de Ilopango, en la parte inferior del escarpe de la caldera, hay muchos domos extrusivos de dacita acompañados de una espesa acumulación de depósitos de pómez. Mann et al. (2004) interpretaron estas rocas como productos de actividad subacuática extrusiva/explosiva en el lago de la caldera. Los domos extrusivos aparentemente están ubicados en el sistema de fallas de la caldera. En la parte superior, estaban cubiertos por tefra Tierra Blanca 4 y una de los domos data de ~ 60 Ka (Lexa et al., 2011). Los domos y los depósitos pómez asociados representan una actividad volcánica que precedió a la actividad explosiva cercana paroxística que dio lugar a las unidades de tefra de Tierras Blanca.

Las partes centrales de los domos extrusivos (**50 – Cdd**) son masivos (Fig. 30a), formadas por dacita densa, que muestran una textura bandeada variable. Más cerca de los márgenes, la dacita comienza a ser porosa y muestra uniones en bloques irregulares que pasan hacia afuera en una acumulación extensa de brechas extrusivas caóticas de tipo hialoclastita (Fig. 30b,c). El crecimiento de los domos extrusivos subacuáticos estuvo acompañado de una actividad explosiva que dio lugar a la acumulación de depósitos de piedra pómez. Tanto las brechas de hialoclastita como los depósitos de piedra pómez (**45 – Cdsa**) se volvieron a depositar posteriormente mediante flujos de escombros impulsados por la gravedad y corrientes de densidad piroclásticas, que dieron lugar a depósitos mal estratificados y mal ordenados de fragmentos vítreos y pómez mezclados (Fig. 30d, e, f). Mann et al. (2004) describen los depósitos de la siguiente manera: *“La Unidad de Bloque San Agustín constituye una facie basal de ceniza fina y una facie superpuesta de pómez brecha. La facie basal de ceniza fina es un estrato hidromagmático conteniendo pedazos de vidrio, algunos en forma de bloque y otros vesiculares con textura de pómez. Contiene además un agregado de ceniza fina con fragmentos fenocristales y fenocristales con una recubierta de ceniza fina. La pómez brecha está compuesta de pómez con una elongación a trece metros. Los clastos de pómez muestran diaclasas radiales, diaclasas concéntricas y diaclasas perpendiculares a la superficie que indican una deposición caliente y un enfriamiento rápido. Las dos facies tienen una erupción que fue iniciada explosivamente donde la sílice vesiculada que fue fragmentada cuando se pone en contacto con el agua. Cuando el magma está lo suficientemente desgasificado, la erupción desarrolla un domo subacuático eruptando bloques enfriados de pómez provenientes de una capa vesiculada”*.



Fig 30a Núcleo masivo de domo extrusivo, en el parte superior cubierto por tefra TB4 (+13.7083251, -89.0680483)



Fig 30b Parte marginal de domo que muestra la transición de dacita masiva a brecha extrusiva en el lado derecho (+13.7044439, -89.0637504)



Fig 30c Brecha caótica de hialoclastita junto a domo (+13.7025678, -89.0564456)



Fig 30d Material vítreo y pómez retrabajados por corrientes de densidad subacuático (+13.7029188, -89.0552786)



Fig 30e Material vítreo y pómez más alejado de domo retrabajados por flujos de escombros subacuático (+13.7023648, -89.0549966)



Fig 30f Material pómez retransportado junto al domo extrusivo (+13.7083251, -89.0680483)

Cono de escorias/tobas de San José (46 – Cds)

El cono está expuesto en cortes de carretera NO de Planes de Renderos. Su diámetro es de unos 500 m. La inclinación periclinal 20 – 35° que disminuye a 10-20° al pie del cono indica un origen local. En la estructura del cono hay estratos de lapilli/escoria gris de escoria clasificada, de granulación 0.5–3 cm, con estratos más claros de tobas con pómez-ceniza poco clasificadas, además de tobas pomíticas pálidas y depósitos polvorientos de color marrón en la parte superior de los estratos de escoria que corresponden a interrupciones en la actividad volcánica (Fig. 31).



Fig. 31a Cono de escoria dacítico San José, los estratos más claros tienen material pómez y un mayor contenido de la parte cinerítica (al norte de Planes de Renderos, +13.6541043, -89.1967184)



Fig. 31b Detalle de los depósitos de escoria y depósitos con pómez-ceniza del cono San José (al norte de Planes de Renderos, +13.6541043, -89.1967184)

La escoria andesítica es bastante máfica debido al contenido muy alto de fenocristales ricos en plagioclasa, augita, anfíbol y óxido de Fe-Ti. La masa de fondo muestra una textura microlítica. La piedra pómez es probablemente de composición dacítica. La angularidad de los fragmentos de escoria apunta al componente freatomagmático de las erupciones explosivas que, a su vez, explica un grado más alto de fragmentación característico del tipo de erupciones de tipo vulcaniano. El cono descansa sobre las lateritas en la cima de la Formación Bálsamo y sus restos denudados están cubiertos por tefras del horizonte de Tierra Blanca 4.

Conos de Escoria de Antiguo Cuscatlán (37 – Cbs)

Este cono de escoria recién descubierto constituye una pequeña colina en Antiguo Cuscatlán. El cono de 400 m de diámetro consiste en aglomerados/aglutinados gruesos sin clasificar (Fig. 32). La datación de K/Ar apunta a la edad ~ 120 Ka (Lexa et al., 2011). El tamaño de los fragmentos de escoria irregular es de 10 a 20 cm, raramente de hasta 0.5 m. La matriz fina está ausente. La forma de los fragmentos de escoria y la soldadura indican que el cono estaba formado por las erupciones de tipo hawaiano. La roca del cono es

andesita basáltica con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno en una masa de textura microlítica. Encima del cono hay un paleosuelo cubierto por TB4 (Fig. 32). El cono está situado en la misma zona de fallas con tendencia NW-SE que conecta el cráter del volcán Boquerón con el cono de escoria La Hoya y Plan de Laguna.



Fig. 32a Cono de Escoria de Antiguo Cuscatlan; aglomerado escoraceo con bombas está cubierto por Tierra Blanca 4 (Antiguo Cuscatlán, +13.6664169, -89.2343055)



Fig. 32b Detalle de aglomerado de escorias (Antiguo Cuscatlán, +13.6664169, -89.2343055)

Depósitos de tefra más antiguos de caldera Coatepeque (43 – Cst)

Las erupciones plinianas y freatoplinianas asociadas con la evolución de las calderas de Ilopango y Coatepeque fueron una fuente de depósitos de tefra (Williams y Meyer-Abich 1955, Pullinger 1998, Rose et al. 1999). Los depósitos extensos de tefra más jóvenes, conocidos como horizontes tefra Tierra Blanca y Arce/Congo, respectivamente, se asignan a la Formación San Salvador (ver más abajo). Los depósitos de tefra que son más antiguos que el horizonte de tefra TB4 de la caldera de Ilopango o los horizontes de tefra de Arce / Congo de la caldera de Coatepeque se agrupan en la unidad de depósitos de tefra más antiguos junto con equivalentes retrabajados. Si bien el límite de los depósitos de tefra más antiguos con el horizonte de Tefra TB4 en el Este es incuestionable, el límite con los horizontes de tefra de Arce/Congo en el Oeste es menos claro debido a su similitud litológica.

En la parte occidental del área de estudio, la unidad de depósitos de tefra más antigua relacionados con la caldera de Coatepeque no forma un horizonte continuo. Ocurre más bien como acumulaciones locales en depresiones tectónicas y/o morfológicas de la caldera de Jayaque, a lo largo de la cresta de la Cordillera del Bálsamo y en la zona de bloques diastróficos entre la Cordillera del Bálsamo y el Graben Central. Las facies retrabajadas aparecen especialmente en los fondos de los valles como restos de relleno. El espesor de los depósitos de tefra más antiguos varía de unos pocos metros a varias decenas de metros, lo

que refleja un período de erosión, marcado por la discordancia, antes de la deposición de los horizontes tefra de la Formación San Salvador.

Depósitos de tipo pómez/ceniza claros se alterna con paleosuelos de color café (Fig. 33a,c). En algunas secciones, los depósitos eólicos y los paleosuelos dominan los depósitos primarios de tefra. La tefra primaria está clasificada y estratificada, representando en su mayoría una facie distal de los depósitos de tipo de caída pliniana (Fig. 33b,d). Los buzamientos primarios de los depósitos siguen la superficie irregular de las rocas subyacentes. (Fig. 33a,c). Los depósitos de tefra yacen principalmente en lateritas en la cresta de la Formación Bálsamo, ya que están ligeramente meteorizadas (Fig. 33f). Eso crea condiciones para la inestabilidad o movimientos de ladera. La tefra recién depositadas fueron objeto de retrabajado inmediato. En el fondo de los valles, entre los bloques diastróficos y en las depresiones morfológicas locales, hay restos de flujo de lodo, flujo de escombros y depósitos de flujo hiperconcentrados ricos en piedra pómez y cenizas con fragmentos y bloques de rocas subyacentes, tobas y suelos fósiles (Fig. 33e,g). Más hacia el Este, más cerca de la caldera Ilopango, las tobas de caída de la caldera de Coatepeque están intercaladas con las tobas de caída de la caldera de Ilopango (Fig. 33h) que están enriquecidas en componentes freatomagmáticos.



Fig. 33a Sucesión de la caldera de Coatepeque, tobas pomez/tefra, con un horizonte de paleosuelo pronunciado en la parte superior Cordillera Bálsamo al sur de Santa Tecla (+13.6707971, -89.3271514)



Fig. 33b Detalle de toba pómez bien clasificada de la imagen de la izquierda; observe la presencia de fragmentos líticos grises (+13.6707971, -89.3271514)



Fig. 33c Sucesión de la caldera de Coatepeque, tobas de caída de pómez/tefra, con un horizonte de paleosuelo pronunciado en el medio; Caldera Jayaque al norte de Santa Lucia Talnique (+13.6755384, -89.3746384)



Fig. 33d Detalle de toba de pómez bien clasificada de la imagen de la izquierda (+13.6755384, -89.3746384)



Fig. 33e Depósitos de flujo de lodo entre las tobas de caída de la caldera de Coatepeque, incluidos los horizontes de paleosuelos; entre bloques diastróficos en sector Cumbres Cuscatlán (+13.6553814, -89.2179449)



Fig. 33f Toba de pómez argilizada/meteorizada en la base del deslizamiento de Las Colinas; obsérvese las fisuras de corte iniciales (relacionadas a reptación?) (+13.6625077, -89.2856874)



Fig. 33g Tobas de caldera Coatepeque retrabajadas en ambiente fluvial; entre bloques diastróficos en sector Cumbres Cuscatlán (+13.6713212, -89.2160969)



Fig. 33h Sucesión de tobas de la caldera Ilopango y Coatepeque intercaladas, incluidos los horizontes de paleosuelo; al sur de San Salvador (+13.6772865, -89.2148970)

Depósitos de toba más antiguos de caldera Ilopango (43 – Cst)

Las ignimbritas y tobas/tefra más antiguas de la caldera Ilopango representan un componente principal de la formación de Cuscatlán en el Graben Central. Están expuestos en la parte NE del AMSS, mientras que en otros lugares están cubiertos por rocas más jóvenes de la Formación San Salvador. Ignimbritas y tobas/tefra son los productos de las erupciones de tipo Pliniano que se asociaron con la antigua evolución de la caldera de Ilopango. Los depósitos de flujo de pómez dominan sobre las tobas/tefra de tipo caída en la parte inferior de la sucesión, mientras que las tobas/tefra de tipo caída clasificada y estratificada dominan en la parte superior. Los depósitos de flujo de pómez no son uniformes: la proporción y el tamaño de los fragmentos de piedra pómez varían entre las unidades individuales, así como la proporción de fragmentos líticos. Los productos de los principales ciclos de erupción están separados por horizontes de paleosuelos. El grado de compactación y consolidación aumenta con la edad. Los depósitos son casi blancos en la parte superior (más joven) y pasan a través de tobas predominantemente de color marrón pálido (color ocre) a tobas rojas rojizas con mayor edad y grado de consolidación. Este cambio de color tal vez refleja un grado creciente de meteorización y argilización/meteorización laterítica. El espesor total de las ignimbritas de la caldera Ilopango pre-TB4 (tobas, tefra) puede exceder los 200 m. La base de los depósitos (base de la formación Cuscatlán) no está expuesta en los basaltos y andesitas del Graben Central asignado a la formación Bálsamo por Wiesemann et al. (1974) y Bosse et al. (1978) representan una parte integral de la formación de Cuscatlán (ver arriba).

Las ignimbritas y tobas/tefra más antiguas de la caldera de Ilopango han sido estudiadas con gran detalle por Suñe-Puchol et al. (2018, 2019), incluida la datación de los principales horizontes de ignimbrita por los métodos Ar/Ar y U/Pb (tabla 1). Sobre la base de cuidadosos estudios litológicos en secciones seleccionadas, se distinguieron 9 ciclos de erupción pliniana (miembros) y los asignaron en dos formaciones: una formación Comalapa más antigua y la formación Altavista más joven. Los aspectos esenciales de su litología se reproducen en la figura 34. Mientras que las ignimbritas de la formación Comalapa muestran horizontes continuos de gran extensión, en el caso de la formación Altavista, solo la ignimbrita Delgado es de gran extensión. Otros miembros de la formación Altavista muestran un alcance limitado (CojI, SJP) o incluso local (ManI, CorI, SoI) debido a la limitada distribución primaria y/o la erosión posterior. Las ignimbritas de la formación Comalapa son de la composición riolítica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda y clinopiroxeno raro, cuarzo y / o biotita. Las ignimbritas y las tobas de la formación Altavista son de la composición de dacita a riolita con un ensamblaje similar de fenocristales, excepto los miembros más jóvenes donde falta la hornblenda.

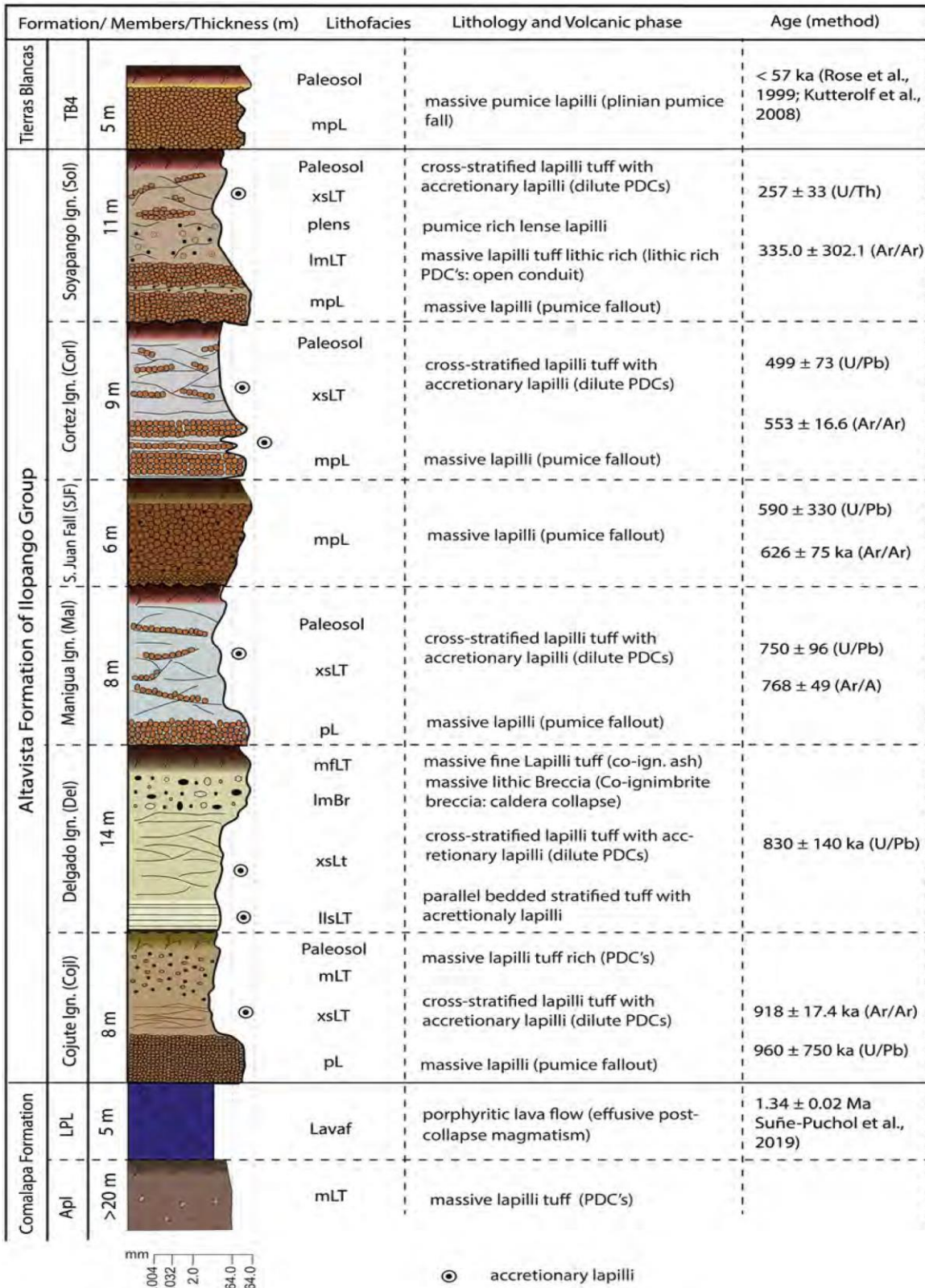


Fig. 34a Columna litologica de formación Altavista (Suñe-Puchol et al. 2019)

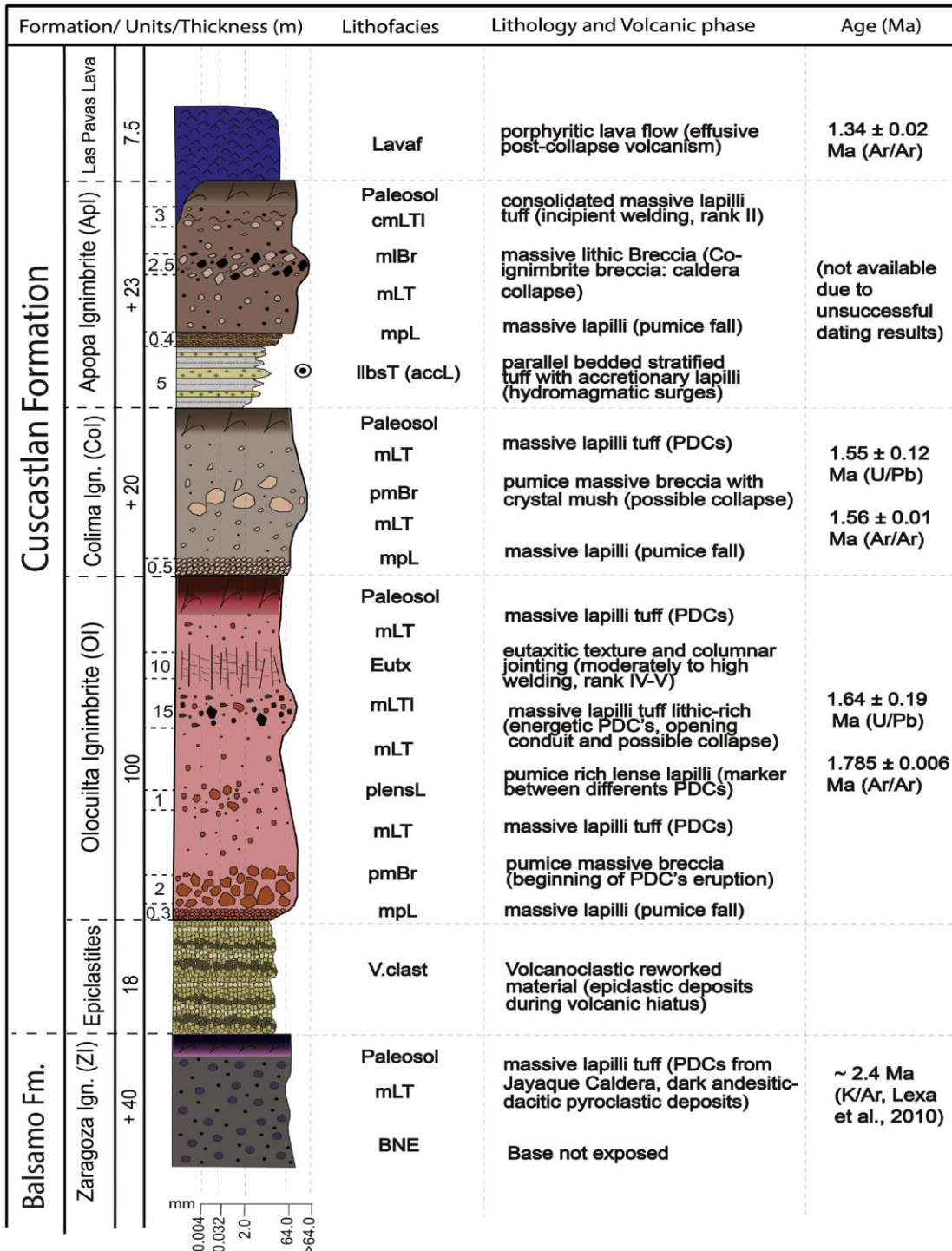


Fig. 34b Columna litológica de la formación Comalapa (Suñe-Puchol et al. (2018); tenga en cuenta que las rocas que se muestran aquí como la ignimbrita de Zaragoza no necesitan ser equivalentes a las ignimbritas de Zaragoza en la localidad tipo porque las ignimbritas alrededor de Zaragoza son mucho más jóvenes y pertenecen a la Formación Cuscatlán (ver arriba).

Facies Fluviales de Tobas Retrabajadas (44 – Cstf)

El Río Acelhuate, Las Cañas y Tomayate unen sus cuencas cerca de Apopa. A lo largo de los ríos y en la cuenca podemos observar que en la base de los depósitos de tefra más antiguos de la caldera de Ilopango hay una sucesión gruesa de depósitos pómez/tobas retransportados que se alternan localmente con depósitos de flujo de piedra pómez y gravas fluviales (Fig. 35a,b, Fig. 36a-d). Depósitos de llanura de inundación dominan los depósitos fluviales. Los estratos de color amarillento a marrón pálido o incluso de color rojizo, las tobas re TRABAJADAS "arenosas" estratificadas y clasificadas dominan sobre las tobas de pómez clasificadas y las tobas de pómez no clasificadas depositadas por flujos de lodo. A nivel local podemos observar depósitos finos limosos con capas de arcilla que fueron depositadas en lagos y pantanos temporales poco profundos. El depósito de facies de la planicie de inundación (Fig. 36c) se alterna aquí y allá con horizontes de tobas de pómez enormes no clasificadas, depositadas por flujos de pómez que no se re TRABAJARON. Horizontes y lentes de grava fluvial fina a gruesa con gravas bien redondeadas andesíticas representan depósitos de canales de ríos serpenteantes (Fig. 36d). El horizonte más alto de depósitos re TRABAJADOS, incluidas las gravas fluviales y los sedimentos temporales del lago, está expuesto directamente debajo de los depósitos de tefra TB4 junto al río Tomayate en Apopa (Fig 36e,f). Los depósitos de pómez/tobas retransportados generalmente están bien cementados debido a la meteorización parcial del material de toba.



Fig. 35a Sucesión de ignimbritas más antiguas de la caldera de Ilopango al norte de Apopa, los depósitos de flujo de pómez están separados por horizontes de suelo, depósitos fluviales en la base. (+13.8186027, -89.1913435)



Fig. 35b Una unidad de flujo de pómez sobre tobas re TRABAJADAS, al sur de Guazapa (+13.8529905, -89.1770858)



Fig. 35c Dos unidades de flujo de pómez separadas por el horizonte de paleosuelo, SE de Guazapa (+13.8457881, -89.1586483)



Fig. 35d Detalle de depósitos de flujo de pómez caótica sin soldar, al norte de Guaycume (+13.8299203, -89.1499065)



Fig. 35e Depósitos de flujo de pómez, NE de Tonacatepeque (+13.8037320, -89.1100604)



Fig. 35f Caída de tobas de unidades más jóvenes de la formación Altavista (Mani, Cori, SoI) separadas por suelos, Carretera de Oro (+13.7260600, -89.1588762)

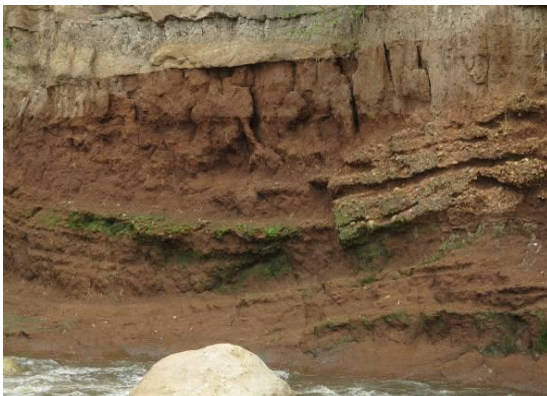


Fig. 36a La grava fluvial y las tobas retrabajadas afectadas por la meteorización laterítica debajo de un horizonte de paleosuelo y un horizonte de ignimbrita suprayacente; al lado del río Acelhuate al norte de Apopa (+13.8186027, -89.1913435)



Fig. 36b Grava fluvial y tobas de pómez retrabajadas junto al río Acelhuate al este de Apopa (+13.7995518, -89.1734249)



Fig. 36c Areniscas fluviales y tobas retrabajadas; río Tomayate al sur de Apopa (+13.7763776, -89.1726489)



Fig. 36d Gravas fluviales/conglomerados; río Tomayate al sur de Apopa (+13.7983827, -89.1868226)



Fig. 36e Grava fluvial y toba de pómez retrabajada debajo del horizonte tefra TB4; río Tomayate en Apopa (+13.8056791, -89.1892476)



Fig. 36f Tobas de pómez retrabajadas con sedimentos de lago meteorizados en la parte superior debajo del horizonte de tefra TB4; río Tomayate en Apopa (+13.8056791, -89.1892476)

Depósitos de aguas termales (42 – Chs)

Junto al río Urbina en Delgado hay un horizonte de hasta 30 m de espesor de material sílice hidrotermales, que se extiende lateralmente durante 250 m en la ladera oriental del valle. Este material es masivo y/o brechado (Fig. 37a), de forma variable con fragmentos de jaspe y yeso en las cavidades. En la base de las silicitas hay tobas de pómez silicificadas y argilizadas de la sucesión de la caldera Ilopango más antigua (Fig. 37b). Aparentemente, las silicitas representan una capa calentada por vapor sobre un sistema hidrotérmico en ebullición (compárese con Sillitoe, 2015). Fragmentos y bloques de sílice ocurren también en conglomerados fluviales de la formación Cuscatlán más jóvenes al lado del cuerpo de silicitas, lo que apunta a una denudación inmediata.



Fig. 37a Silicio de aguas termales cerca de domo extrusivo de dacita en el río Urbina, Delgado (+13.7291892, -89.1715270)



Fig. 37b Tobas de pómez silicificadas y argilizadas junto a una fuente termal en el río Urbina, Delgado (+13.7291892, -89.1715270)

Volcán Antigo San Salvador– formación San Salvador/Cuscatlán

Desde el punto de la descripción geológica y litológica, es útil dividir los productos volcánicos del volcán San Salvador en tres subunidades: 1) el antiguo volcán San Salvador representado por los restos del cono volcánico (Picacho, Jabalí) y los depósitos de abanico aluviales circundantes que evolucionaron antes la formación caldera; como fue discutido anteriormente la evolución del antiguo cono volcánico de San Salvador se extiende sobre el límite de las formaciones de Cuscatlán y San Salvador; la mayor parte de su evolución tuvo lugar antes de que se establecieran las tobas de Congo y Arce de la caldera de Coatepeque, solo sus productos más jóvenes se producen entre Congo, Arce y Tierra Blanca 4 (Hernández y Jicha, 2019); 2) Volcán Boquerón evolucionando en la caldera del antiguo volcán San Salvador; 3) Sucesiones de tefra generalizadas asociadas con la evolución del volcán Boquerón.

1) Antiguo volcán San Salvador

Los remanentes del antiguo volcán San Salvador se conservan solo en los sectores este-noreste y oeste-suroeste del volcán San Salvador. En otros lugares están cubiertas por rocas del cono volcánico Boquerón más joven. Al este y al noreste se forma una prominente cumbre llamada Picacho, al oeste la cumbre el Jabalí y al suroeste es la pendiente erosionada entre Santa Tecla y Colón. Debido a los vientos del noreste que prevalecen, la estructura del volcán Antigo San Salvador es muy diferente en los sectores mencionados (Fig. 38). En el este y noreste, el cono volcánico está formado por flujos de lava de buzamiento pronunciado y aglomerados interstratificados subordinados, con horizontes de brechas epiclásticas gruesas en los pies del cono (**30 – Scas**) (Fig. 39). Hacia afuera, el cono evoluciona a acumulaciones de abanicos aluviales coalescentes circundantes representados predominantemente por brechas epiclásticas (**36 – Scae**) (en su mayoría

depósitos de flujo de escombros) con flujos de lava subordinados (**35 – Scal**). Los flujos de lava del cono son en su mayoría relativamente delgados (2 - 10 m), compuestos de andesita coherente que muestra uniones en láminas o en bloques y brecha de lava tipo escorácea AA (Fig. 39a). En los abanicos aluviales, los flujos de lava suelen ser más gruesos con brechas de lava escorácea del tipo AA hasta de bloques. Los aglomerados finos a gruesos son rojizos, moderadamente a bien clasificados, estratificados (Fig. 39b,c). Los aglomerados incluyen horizontes de tobas lapilli clasificados, así como horizontes con bombas volcánicas de hasta 50 cm de diámetro. Esporádicamente hay también horizontes de depósitos escoráceos sin clasificar depositados por flujos piroclásticos. Las brechas epiclásticas de los abanicos aluviales son finas o muy gruesas, con bloques de andesita de hasta 2 m de diámetro (Fig. 40). Los fragmentos removilizados de los flujos de lava y aglomerados son en su mayoría angulares a subredondeados, lo que representa el 50-75% de los depósitos. La matriz arenosa sin clasificar de las brechas está compuesta de granos líticos con una mezcla de material de tobas. Las brechas epiclásticas fueron transportadas y depositadas por flujos de escombros (Fig. 40a-c) y flujos hiperconcentrados (Fig. 40d). Hernández y Jicha (2019) reportaron también depósitos de avalancha de escombros de pequeña escala. Con el aumento de la distancia desde el cono, aumenta la proporción de depósitos de flujos hiperconcentrados de grano fino. También en zona proximal y media se pueden encontrar flujos de lava incluyendo lava brechas. En zona media y distal se encuentran depósitos de flujos de escombros y avalancha de escombros. Asimismo, en zona distal los conos aluviales están cubiertos por un manto de tobas, escoria y suelos.

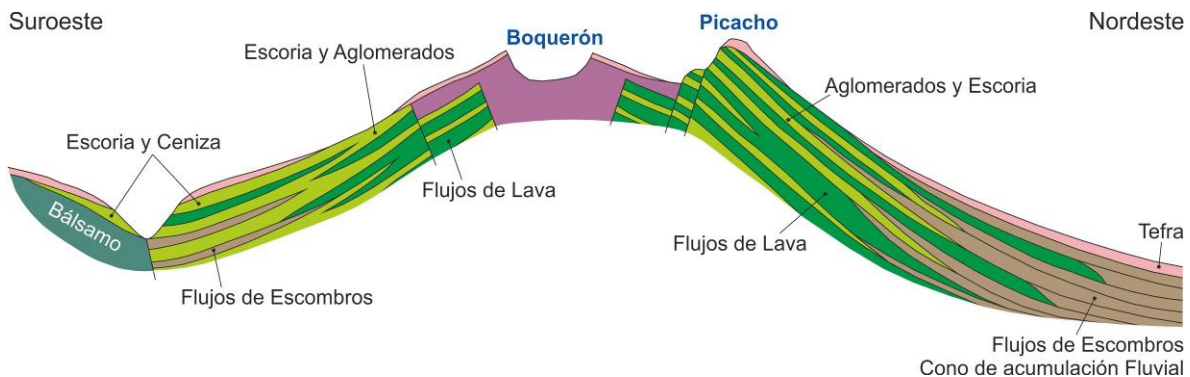


Fig. 38 Reconstrucción de perfil de volcán San Salvador basado en visitas de campo



Fig. 39a Flujos de lava incluyendo lava brechas Quebrada Seca (+13.7226678, -89.2430633)



Fig. 39b Aglomerados - erupciones de tipo estromboliana Quebrada Los Pinos (+13.7332394, -89.2333976)



Fig. 39c Escoria - erupciones de tipo estromboliana Quebrada Los Pinos (+13.7332394, -89.2333976)



Fig. 39d Depósitos de Flujo de escombros gruesos y avalancha de escombros Quebrada Los Pinos (+13.7328323, -89.2376955)



Fig. 40a Depósitos de flujo de escombros muy gruesos (Zona media), Arenal de Mejicanos (+13.7267230, -89.2271727)



Fig. 40b Depósitos de flujo de escombros gruesos de conos aluviales (Zona media-distal), (+13.7588997, -89.2113461)



Fig. 40c Depósitos de flujo de escombros finos de conos aluviales (Zona media-distal), (+13.7588997, -89.2113461)



Fig. 40d Depósitos de flujos hiperconcentrados (Zona distal), Quebrada Santa Cristina (+13.7888912, -89.2388264)

En el sector suroeste, el cono del volcán Antiguo San Salvador se construye predominantemente por densas acumulaciones de escoria y tobas (**33 – Scat**) con flujos de lava subordinados (**35 – Scal**). Más cerca del centro anterior aumenta la proporción de aglomerados (Fig. 41a) y los flujos de lava de tipo AA. Al pie del cono, dominan los depósitos de tefra y escoria (Fig. 41b) se alternan con el material retrabajado subordinado en forma de flujo de lodo, flujo de escombros y/o depósitos de flujo hiperconcentrados. Las tefras son en su mayoría finas, gruesas, color café, variablemente mal clasificados, en estratos masivos o laminados (Fig. 41e). Incluyen horizontes de tobas polvorientas muy finas y horizontes de paleosuelos eventualmente. Los depósitos de escorias (tobas de lapilli) generalmente están bien o moderadamente clasificados, se estratifican, con fragmentos de escoria de 0.5 a 3 cm de diámetro. La proporción de horizontes de escoria, su espesor y tamaño de grano aumentan más cerca del centro del volcán, donde comienzan a aparecer los horizontes de aglomerados finos. La escoria y el material de tefras dominan en los depósitos de flujo de lodo e hiperconcentrados. Los depósitos de flujo de escombros incluyen fragmentos de andesita angulares a subredondeados de hasta 70 cm de diámetro en una matriz sin clasificar de escoria y toba. En el valle de Río El Guarumal, entre Santa Tecla y Colón, se ha observado un reacondicionamiento general de los depósitos de facies fluviales, lo que indica un paleovalle en esta posición en el momento de la actividad volcánica. Este hecho está respaldado por la presencia de un espeso flujo de lava andesita sobre las tobas y los depósitos de escoria que rellenaron el paleovalle (Fig. 41c,d).



Fig. 41a Aglomerados de cono volcánico (Zona proximal), Fca Sta Celia (+13.7147534, -89.3013900)



Fig. 41b Escorias y tobas al pie del cono volcánico (Zona media) Fca El Corozo (+13.6955744, -89.3058779)



Fig. 41c Flujo de lava entrecañon cubierto por una sucesión de horizontes de tefra Boquerón incluyendo TB4 (blanco), Las Lajas (+13.7027548, -89.3381122)



Fig. 41d Detalle de brecha de lava en bloque que muestra inyecciones de lava, Las Lajas (+13.7027548, -89.3381122)



Fig. 41e Sucesión de tobas al sur del Rio El Guarumal (Zona media-distal), Los Chorros (+13.6939363, -89.3223016)

Hernández y Jicha (2019) publicaron un trabajo sobre posibles depósitos de avalancha de escombros en los alrededores del volcán San Salvador (en la plataforma de cono aluvial del volcán) y relacionaron estos depósitos con múltiples colapsos de la caldera del volcán San Salvador, ocupados hoy en día por el cono de volcán Boquerón. El mapeo e investigación realizada apunta a una situación diferente. Las brechas en la localidad de Las Lajas, al pie SO del antiguo cono de San Salvador, no representan depósitos de avalanchas de escombros. Esta brecha en bloque es monomictica, compuesta de bloques y fragmentos de un tipo de andesita idéntica a la lava masiva subyacente, localmente porosa y oxidada. La matriz sin clasificar está representada por andesita finamente triturada. La brecha caótica fue eventualmente inyectada por lenguas de andesita subyacente (Fig. 41d). No hay duda de que la brecha representa brecha autoclástica en bloque de la andesita masiva subyacente. Muchas otras localidades consideradas como "depósitos de avalancha de escombros" no muestran rasgos característicos de ese tipo de depósitos (bloques de avalancha de escombros de litología variable con grietas en forma de rompecabezas flotando en la matriz, matriz sin clasificar, enriquecida en material argilizado/meteorizado - Ui et al., 2000) y son depósitos de flujo de escombros más bien gruesos y en bloques colocados al pie del cono volcánico y/o en la llanura del anillo. También no se observa los anfiteatros con forma de herradura correspondientes en las laderas del volcán San Salvador. Sin embargo, una situación diferente se encuentra en el sector ESE del volcán en el área de quebradas Arenal de Mejicanos y Las Lajas. Aquí los depósitos de avalancha de escombros a pequeña escala descritos por Hernández y Jicha (2019) tuvieron su origen en la ladera bastante erosionada del volcán. Las rocas meteorizadas del cono volcánico contribuyeron a la inevitable inestabilidad debido a la gravedad. El área continúa siendo una fuente de flujos de escombros peligrosos como lo demuestran los depósitos recientes en quebradas (ver más abajo).

Hernández y Jicha (2019) abogan por una relación causal entre avalanchas de escombros y colapsos múltiples de la caldera de San Salvador. Tal explicación de los colapsos de la caldera no es probable. El volumen del flujo de escombros y los depósitos de avalancha de escombros debajo del cono volcánico corresponde al desarrollo observado de erosión del cono y es mucho menor que el volumen de la caldera. Los eventos de avalancha de escombros en los estratovolcanes crean cicatrices asimétricas o depresiones en forma de herradura (Ui et al., 2000); este no es el caso de la caldera del volcán de San Salvador (Fig. 42). La disposición concéntrica de las fallas de la caldera apunta a múltiples eventos de colapso relacionados con la deflación debido al vaciado de la cámara de magma subyacente (Accocella, 2007; Cole et al., 2005) por erupciones explosivas importantes y/o por la salida lateral de magma asociada con erupciones efusivas en el flanco (Sofield, 1998, 2004; Ferrés et al. 2011, 2013; Ferrés, 2014). La llamada "Serie Inferior del Boquerón" representada por tefra tipo caída y oleadas piroclásticas debajo del horizonte de tefra TB4 (Hernández y Jicha, 2019) indica que el colapso de la caldera y la evolución del cono del volcán Boquerón comenzaron ya antes de la erupción TB4 de la caldera Ilopango.

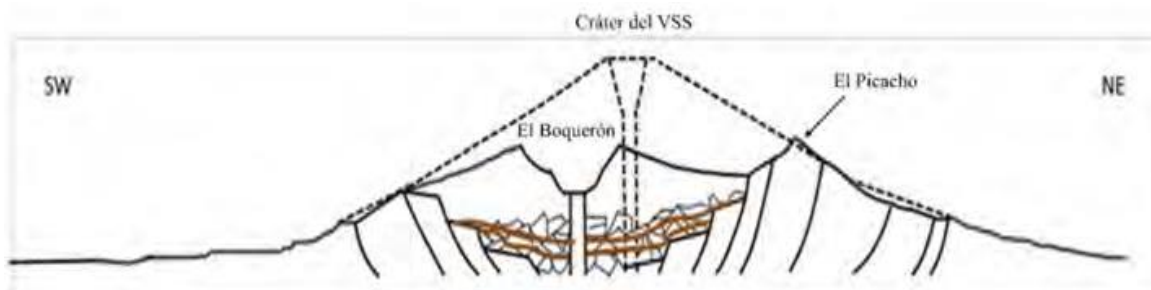


Fig. 42 Esquema de Hernández y Jicha (2019) que muestra las relaciones del volcán Antiguo San Salvador, la caldera y el volcán Boquerón.

Formación San Salvador

La formación San Salvador representa un producto de la actividad volcánica cuaternaria estrechamente vinculada con el desarrollo del Graben Central. La edad exacta de los miembros más antiguos de la formación no ha sido precisada, los productos más jóvenes son escorias y tobas del maar Plan de Laguna (820 año A.C., Amoroli y Dull, 1998) y tefra Tierra Blanca Joven (430 let D.C., Dull et al., 2001; 500-545 CE, Dull et al. 2019). La Formación San Salvador comprende en el área de estudio la parte más joven del volcán San Salvador (volcán Boquerón), un complejo de unidades jóvenes de tefra de la caldera Coatepeque, la caldera Ilopango, maares Plan de Laguna y La Tabla, así como conos de escoria. El Cerrito y Cerro La Tabla con flujos de lava relacionado. Descansan de manera variable sobre lateritas sobre la Formación Bálsamo, rocas de la Formación Cuscatlán y rocas del volcán Antiguo San Salvador.

Unidades de tefras Congo y Arce

Las unidades de tefra de Arce y Congo son las unidades más antiguas de la Formación de San Salvador. Ellos representan las tres principales erupciones de tipo pliniano de la caldera de Coatepeque (Pullinger, 1998). Su aparición es esporádica debido a su posterior eliminación por erosión. Solo se han localizado capas de tefra pómez de Arce en las partes norte y central del AMSS, mientras que en la parte occidental del AMSS también está presente el estrato del Congo (Hernández y Jicha, 2019). Su espesor no excede de 1 m y siempre se asocia con estratos de paleosoles suprayacentes. En el punto de Las Lajas (Chorros) las cenizas finas Congo están constituidas por escasos lapillis acrecionales de 10 a 15 mm de diámetro, color beige, y de 100 a 115 cm de espesor. Debajo de Congo yacen las tefras Arce de pómez dacítica amarilla (Arce) rica en biotita (107 cm) (Hernández y Jicha, 2019).

Volcán Boquerón

El todavía activo volcán Boquerón (etapa más joven del volcán San Salvador) evolucionó dentro de la caldera del volcán Antiguo San Salvador. Sus laderas son menos pronunciadas, que el volcán Antiguo de San Salvador y la forma del cono es de transición a un volcán escudo (Fig. 43a). El cono (**17 – SbB**) es predominantemente efusivo, probablemente construido por lavas (Fig. 43b) de menor viscosidad (composición más máfica). El cráter central tiene 1.6 km de diámetro y 500 m de profundidad. En el norte y el sur, el cono en evolución superó los escarpes de la caldera y los flujos de lava cubrieron la antigua ladera más inclinada del volcán Antiguo de San Salvador. Los flujos de lava más extensos se ubican más allá del pie del cono volcánico (**15 – Sbl**) (Fig. 43c,d). Para el volcán Boquerón también han ocurrido erupciones en el flanco, que tuvieron lugar a lo largo de zonas de falla de extensión en general NNW-SEE y WNW-ESE (Sofield, 2004; Ferrés et al. 2011). Veinte y cuatro erupciones monogénicas de flanco durante los últimos 3500 años crearon conos de escoria, flujos de lava extensos y varios maeres (fuera del AMSS). Debido a la corta edad, la erosión ha despojado a lo largo de los valles la cubierta de tefra, sin embargo, la erosión del cono en sí es insignificante.

La estructura interna del cono volcánico de Boquerón (**17 – SbB**) se expone mejor en las paredes del cráter central. En la pared sur del cráter hay 14 flujos de lava expuestos tipo de lava en bloque AA que se alternan con horizontes de aglomerados y tefras (Fairbrothers et al. 1978). Las lavas son de color gris a negro, basaltos porfídicos, andesitas basálticas y andesitas con fenocristales de plagioclasa, augita, olivina y magnetita.

Los flujos de lava del volcán Boquerón son generalmente de espesor pequeño a moderado (2 - 8 m), compuestos de lava coherente que muestra juntas de lámina o en bloques y brechas de lava de tipo AA y superpuestas que cubren lavas brechas escoráceas tipo AA en bloques escoráceas que pasan localmente a lavas en bloque escoráceas (Fig. 43c,d). Los depósitos de escorias y/o aglomerados intercalados (Fig. 43e,f) se producen solo localmente en el cráter central, con excepción de los respiraderos parasitarios en la ladera del volcán, donde la escoria y los aglomerados con bombas forman conos de escoria (**14 – Sbs**).



Fig. 43a. Volcán Boquerón desde el SO.



Fig. 43b. Escarpe NE del cráter del volcán Boquerón que muestra la sucesión de flujos de lava



Fig. 43c. Hacia arriba: brecha de lava en bloque, horizontes de tefra TB3 y TB2, flujo de lava de Boquerón, horizonte de escoria G2, tefra TBJ; Colonia San Benito (+13.6930373, -89.2374575)



Fig. 43d. Un flujo espeso de lava brechada con paleosuelo en la parte superior cubierto por toba de Plan de Laguna y tefra TBJ; Antiguo Cuscatlan (+13.6781695, -89.2441643)



Fig. 43e. Aglomerado entre flujos de lava del cono volcánico de Boquerón; Fca Bello Horizonte (+13.7193466, -89.2932312)



Fig. 43f. Escoria entre los flujos de lava del cono volcánico de Boquerón; Fca Bello Horizonte (+13.7193466, -89.2932312)

Sucesión de tefras de Boquerón

La sucesión de las tefras del volcán Boquerón elaboradas por Consorcio (1988), Sofield (2004) y Hernández (2008) ha sido resumida y actualizada por Ferrés et al. (2011) y se presenta en la tabla 2, incluida su posición relativa con respecto a otras unidades de tefra. Los depósitos de escoria Apopa, G1, G2 y B1, tobas color café relacionados y tobas "talpetate" corresponden a las principales erupciones explosivas del volcán. Ferrés (2014) elaboró sus isópacas, siendo su espesor y extensión variable estando modificado también por la posterior erosión. El horizonte de la escoria de Apopa tiene menos de 1 m de espesor y se extiende al Este del estratovolcán de San Salvador. El horizonte de escoria G1 es el más espeso (hasta 6 m alrededor de Picacho), extendiéndose alrededor del volcán hasta la distancia de 15 km. La escoria G2 alcanza un espesor máximo de 4.5 m SO del volcán en el valle de Río El Guarumal, extendiéndose hasta 10 km. Las tobas de talpetate muestran el espesor máximo de 6 m en el lado oeste del cráter central y se extienden hacia el oeste hasta la distancia de 8 km.

Tabla. 2. Sucesión de tefras del volcán Boquerón sin considerar erupciones del flanco N40W y N65W (Ferrés et al. 2011). Las referencias de edades radiométricas (BP: años antes del presente) se proporcionan en la tabla

Boqueroncito – 102 BP
 Talpetate II – 766 ± 34 BP
 Talpetate I – $1\ 031 \pm 29$
 Tefras Ilopango Tierra Blanca Joven – $1\ 590 \pm 107$
 Cerro La Hoya – ???
 maar Plan de Laguna – $2\ 650 \pm 50$
 Tefras Boquerón B1 – ???
 Tefras Boquerón G2 – $7\ 520 \pm 30$, $7\ 868 \pm 51$
 Tefras de Ilopango Tierra Blanca 2 – $\sim 16\ 000$
 Tefras Post-G1 Boquerón, al menos 4 erupciones menores
 Tefras Ilopango Tierra Blanca 3 – $\sim 30\ 000$
 Tefras Boquerón G1 – $\sim 34\ 000$
 Tefras Ilopango Tierra Blanca 4 – $\sim 36\ 000$
 Tefras Pre-G1 Boquerón, al menos 6 erupciones menores (Serie Inferior del Boquerón)
 El flujo de lava más joven Antigua San Salvador – $62\ 000 \pm 11\ 000$
 Tefras Coatepeque Congo – $53\ 000 \pm 3\ 000$, $56\ 900 \pm 2\ 800$ / $-2\ 100$
 Tefras Coatepeque Arce – $72\ 000 \pm 2\ 000$, $70\ 000 \pm 2\ 000$
 Rocas de volcán Antigua San Salvador

Los depósitos de escoria están estratificados, bien ordenados, sin presencia de la fracción fina (Fig. 44c). La escoria es de color gris y composición dacítica, incluyendo fragmentos basálticos subordinados. El tamaño de los fragmentos de escoria angular varía en el rango de 0.3 a 3 cm, principalmente alrededor de 1 a 1.5 cm. Debido a la falta de depósitos de escoria de matriz son altamente porosos y no consolidados. De acuerdo con Sofield (2004), el horizonte G1 pómez/escoria dacítica con una mezcla de lapilli lítico basáltico corresponde al evento explosivo de tipo pliniano. La escoria G2 representa un evento relativamente joven del mismo tipo. A nivel local fue sucedido por un flujo piroclástico diluido a pequeña escala (oleada piroclástica Boquerón B1) que depositó hasta 0.5 m de tefra fina. En la mayoría de los afloramientos, los depósitos de escoria se intercalan con tobas de color café que corresponden a eventos de pequeña escala entre las erupciones mayores y el material polvoriento retransportado por el viento (Fig. 44a,b). Las interrupciones en la actividad volcánica se registran en horizontes de paleosuelo. La sucesión de tefra está bien conservada en las crestas y laderas planas, sin embargo, en las pendientes más pronunciadas de las quebradas se ve afectada por deslizamiento y la retransportación.



Fig. 44a. Sucesión de tefra, de abajo hacia arriba: escoria G1, tobas color café, paleosuelo, tefra TB2, paleosuelo, escoria G2, tefra fina B1, paleosuelo, tefra TBJ; Chanmico (+13.7226678, -89.2351935)



Fig. 44b. De abajo hacia arriba: tobas color café (tefra fina rica en polvo arrastrado por el viento), paleosuelo, tefra TB2, tobas color café, paleosuelo, escoria G2, tefra B1, paleosuelo, tefra TBJ; Fca San Roque (+13.7443049, -89.2195339)



Fig. 44c. Detalle de escoria G1; Chanmico (+13.7226678, -89.2351935)



Fig. 44d. Depósitos de talpetate bien estratificado, clasificados y laminados; Fca Ponderosa Bonanza (+13.7320293, -89.3003631)



Fig. 44e. Un horizonte bien clasificado de escoria entre tobas de talpetate; Fca Ponderosa Bonanza (+13.7309602, -89.3009030)

Talpetate es el nombre que reciben los depósitos de toba freatomagmática más jóvenes del volcán Boquerón (Consortio 1988, Sofield 2004, Hernández 2008, Ferrés et al. 2011).

Están relacionados con fuertes erupciones freatomagmáticas en el cráter central debido a la presencia de un lago temporal en el cráter y/o las aguas subterráneas ubicadas debajo del cráter. Una fuerte cementación debido a una rápida recristalización de ceniza fina (geopolímero natural) es la característica más prominente (Fig. 44d). Las tefras de caída prevalecen a los depósitos de oleadas piroclásticas. Además, hay tobas polvorientas finas y cementadas, a menudo con capas ricas en lapilli acrecionales. Los estratos más gruesos que incluyen fragmentos de escoria son menos frecuentes. Cerca del cráter central, un horizonte delgado de escoria clasificada oscura está presente en medio de la sucesión de tobas (Fig. 44f) y un horizonte más grueso de escoria gruesa a aglomerado fino esta junto a la base de las tobas. Su presencia implica un cambio temporal de erupciones de tipo freatomagmático hacia estrombolianas debido a la que ya no hubo contacto agua/magma.

Conos de Escoria La Hoya y Cerro El Cerrito (14 – Sbs)

De veinte y cuatro centros de erupción del flanco del volcán Boquerón (Sofield, 2004) solo dos están dentro del AMSS. El cono de escoria de La Hoya y el flujo de lava relacionado están en el lado SO del volcán, mientras que el cono de escoria de El Cerito está al norte del volcán, cerca de Quezaltepeque. El cono de escoria de La Hoya está compuesto predominantemente por aglomerados y aglutinados (Fig. 45a) que muestran una mala clasificación y estratificación. El cono era una fuente de flujo de lava (15 – Sbl) que había llegado más allá del pie del cono volcánico (Fig. 45b). El cono de escoria El Cerito (Fig. 45c) está construido de un material mucho más fino: escoria y ceniza, que muestra buena clasificación y estratificación (Fig. 45d). Aparentemente, las erupciones estrombolianas que construyeron el cono fueron más violentas.



Fig. 45a. Aglomerado mal clasificado; Cono de escoria la Hoya (+13.7020168, -89.2729917)



Fig. 45b. Flujo de lava de La Hoya con brecha en bloque en la parte superior, cubierto por escoria G2 (restos en el lado derecho) y tefra TBJ (+13.6830968, -89.2463503)



Fig. 45c. Cono de escoria El Cerito SE de Quezaltepeque



Fig. 45d. El Cerito – detalle de depósitos de escoria/cinder

Plan de la Laguna Maar y depósitos de tefra relacionados (10 – Sba, 11 – Sbm)

El Plan de La Laguna está bien demarcado en la morfología. Solía albergar un lago (laguna) pero más tarde se llenó de sedimentos, desecó, y posteriormente se urbanizó. La depresión del maar, de 750 m de diámetro, está rodeada por un anillo (cono bajo y ancho) de depósitos freatomagmáticos de la facie proximal (**10 – Sba**): brechas piroclásticas, aglomerados y escoria. La estratificación con buzamiento periclinal alrededor de 15° reflejan estratos alternados de aglomerados ricos en escoria, bombas y lechos de brechas piroclásticas ricas en bloques de lava más antiguos. Los aglomerados consisten en lapilli vesiculado de basalto negro afanítico y bombas. Una gran parte de las bombas muestra una superficie similar a una coliflor, resultado del enfriamiento debido a la interacción con el agua. Las brechas piroclásticas están formadas por bloques de lava masiva y lava brecha, eventuales bombas enfriadas, fragmentos raros de suelo fósil y/o laterita y ceniza de matriz fina (Fig. 46a,c). En la parte sur los depósitos del flujo piroclástico del maar se han observado en la parte inferior de la secuencia. En los estratos más superficiales del cono, los depósitos freatomagmáticos son reemplazados por depósitos de escoria de tipo estromboliano comunes (Fig. 46b).

Los depósitos de tefra de la facie media y distales (**11 – Sbm, 23 – Stbs1**) muestran una distribución fuertemente asimétrica con respecto al maar (Fig. 46). Debido al viento del noreste en el momento de la erupción, no se extienden en la dirección NE por más de 500 m y muestran un espesor muy pequeño. Hacia el suroeste se extienden casi hasta Zaragoza (11 km). Siguiendo el eje de dispersión, su espesor disminuye de 7 m en la zona media a 1.3 km del maar, a 2 m en la zona distal a 6 km del maar y a 1 m en la zona distal a 8 km del maar (Rivas y Vasquez 2007). En la misma dirección disminuye la proporción de estratos más gruesos y el tamaño máximo de lapilli. Las facies medias y distales de la tefra siempre están bien estratificadas y clasificadas con la excepción de los estratos masivos que representan depósitos de oleada piroclásticas húmedas. Los estratos clasificados muestran texturas características de los depósitos de tipo caída y depósitos de oleadas piroclásticas secas (Fig. 46e,f). Con el aumento de la distancia del maar, la proporción de cenizas polvorientas muy finas aumenta, a menudo incluyendo lapilli acrecional. Los depósitos de

tefra de la facies distal generalmente se asocian con el horizonte de escoria G2 subyacente que está cubierto por suelo fósil y el horizonte de tefra TB Joven que está en superficie. La tefra de facies distales de Plan de La Laguna está endurecida debido a la rápida recristalización de ceniza máfica fina.



Fig. 46a El cono/anillo de escoria del maar – facie proximal de los piroclastos freatomagmáticos; Plan de Laguna (+13.6746514, -89.2475842)



Fig. 46b Horizonte de escoria con bombas que demuestran el final cambio a erupciones tipo estromboliana (+13.6746514, -89.2475842)



Fig. 46c Composición de los piroclastos freatomagmáticos: bombas juveniles y lapilli – fragmentos negros, fragmentos grises de andesitas provienen de los flujos de lava del volcán San Salvador, los fragmentos rojizos son pedazos de lateritas; Plan de Laguna (+13.6746514, -89.2475842)

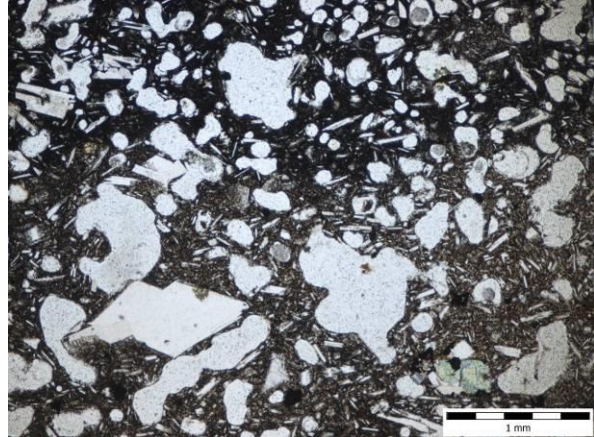


Fig. 46d Microfotografía de basalto poroso del maar Plan de Laguna (+13.6746514, -89.2475842)



Fig. 46e Depósitos estratificados/laminares de la facie distal del maar Plan de Laguna; Nuevo Cuscatlán (+13.6533223, -89.2607009)



Fig. 46f Detalle de los estratos con más alto grado de clasificación del material correspondiente a las tobas de caída o a surges piroclásticos secos (+13.6533223, -89.2607009)

Plan de La Laguna está situado en la zona de fallas con tendencia NO-SE del volcán San Salvador donde se localizan la mayoría de las erupciones de flanco (Fig. 10). El magma basáltico en su camino hacia la superficie encontró agua subterránea almacenada en las brechas de los flujos de lava más antiguos de San Salvador. Esto inició una violenta erupción freatomagmática que dio lugar a los depósitos de tefra y maar relacionados. Los fragmentos líticos en las brechas piroclásticas provienen de los flujos de lava del volcán San Salvador y no de la Formación Bálsamo subyacente. Las lateritas en la cima de la Formación Bálsamo fueron las rocas más profundas afectadas por el evento explosivo. Una vez que el agua subterránea se agotó, las erupciones freatomagmáticas cesaron y el tipo de erupción estromboliana tuvo lugar depositando el último horizonte de escoria/lapilli.

Volcán Monogenetico La Tabla (10 – Sba, 14 – Sbs, 15 – Sbl)

El volcán monogenético está compuesto por un maar de 1 km de diámetro lleno de sedimentos con un anillo piroclástico relacionado, tobas freatomagmáticas de facies distales, cono de escoria y flujo de lava relacionado (Fig.47). Debido a la posición estructural debajo de la tefra TBJ y por encima de la tefra TB4 y yaciendo sobre Boquerón volcano tephra and scoria (tobas color café) (tabla 3), su antigüedad es cercana a la del Plan de Laguna mar.

Table 3. Sucesión de tefras en el área de Nejapa (SS-1828)

Suelo reciente	
Tefra TBJ	~ 1 m
Meteorización/ paleosuelo incompleto	
Tobas freatomagmaticas	~ 3 m
Paleosuelo	~ 0.5 m
Tobas color café ± horizonte delgado de escorias	~ 3 – 5 m (incluye equivalentes de G1 and G2)

Paleosuelo ~ 0.6 m

Tefra TB4 Serie Inferior del Boquerón ~ 0.5 m

Tobas color café (Serie Inferior del Boquerón) ~ 3 m

Paleosuelo

Conglomerados/brechas volcánicas epiclásticas fluviales (volcán Antiguo San Salvador)



Fig. 47a. Tobas y aglomerados freatomagmáticos de facies media; 1 km SW of the mar (+13.8529905, -89.1770858)



Fig. 47b. Tobas freatomagmáticas laminadas de facies distales; 1 km NE de maar La Tabla (+13.8565087, -89.2128810)



Fig. 47c. Oleadas piroclásticas freatomagmáticas húmedas sobre la grava fluvial del volcán Antiguo San Salvador, Nejapa (+13.8166216, -89.2280097)



Fig. 47d. Lava masiva en la parte frontal de flujo de lava que muestra juntas en bloque; La Tabla (+13.8568537, -89.2233668)

Los aglomerados freatomagmáticos y las tobas de lapilli del anillo piroclástico (**10 – Sba**) que rodea la depresión del maar (facies proximales) están pobremente clasificados, las tobas son ricas en matriz palafítica. En la zona media, las tobas freatomagmáticas predominan a las capas de toba con lapilli y/o aglomerados mal clasificados. Las rocas piroclásticas de tipo caída se alternan con depósitos de oleadas piroclásticas secas y húmedas (Fig. 47a, c). Para las tobas de facies distales (**24 – Stbs2**) existe una clasificación moderada, laminación y lecho planar (Fig. 47b) que indica depósitos de oleada piroclástica energéticos. Las tobas están endurecidas debido a la recristalización del vidrio volcánico en palagonita. Además de las partículas de palagonita, las tobas incluyen fragmentos angulares de andesitas. Al norte del maar hay un cono de escoria (**14 – Sbs**) y flujo de lava basáltica relacionado (**15 – Sbl**). Los aglomerados y la escoria dominan en la estructura del cono. El

flujo de lava es de 10-20 m de espesor con una parte superior plana y márgenes inclinados (La Tabla). El basalto masivo muestra juntas en bloque (Fig. 47d).

Depósitos de Tefras Tierra Blanca

Los depósitos de tefra de Tierra Blanca (TB) representan productos de las últimas cuatro erupciones explosivas freatoplínicas/plinianas de la caldera de Ilopango. En realidad, la sucesión de depósitos de tefra están intercaladas e incluyen paleosuelos y horizontes de la escoria del volcán Boquerón y las tefras que incrementan su espesor cerca del volcán San Salvador y del Plan de La Laguna. Los depósitos de tefra TB muestran una gran variabilidad espacial en lo que respecta al espesor y la proporción de unidades individuales. Esta variabilidad es una función de la deposición primaria, así como función de eliminación por erosión. Las tefras se han acumulado como depósitos de caídas, oleadas piroclásticas y/o flujos de pómez. Los depósitos de tipo caída muestran un patrón regular de isopacas primarias sin respeto a la topografía. Su espesor disminuye desde hasta 10 m cerca de la caldera de Ilopango hasta menos de 1 m en 20 km de distancia (Hernández 2004). Los depósitos de oleadas piroclásticas de TBJ muestran algo de respeto por la topografía: son más delgadas en las crestas y más espesas en las depresiones. Su espesor promedio es comparable con los depósitos tipo caída. Los depósitos de flujo de pómez respetan la topografía, más allá de la caldera de Ilopango, se acumulan solo en depresiones con gran espesor. Su espesor primario varía de algunos metros al oeste a 60 m cerca de la caldera (Hernández 2004; Pedrazzi et al. 2019). El espesor de la tefra en las depresiones (Panchimalco, caldera Planes de Renderos caldera, Santo Tomás, Apopa cerca de la caldera de Ilopango) también aumentó debido a retransporte singenético por inundaciones. La erosión posterior ha eliminado la tefra suelta de las crestas y laderas. Por lo tanto, la distribución actual de los depósitos de tefra TB está distribuida (Fig. 10): (1) En las laderas del sur de la Cordillera del Bálsamo, estas tefras desaparecen debido a la erosión, con la excepción de las depresiones locales alrededor de Panchimalco, Rosario de Mora, al norte de Huizúcar y al oeste de Zaragoza. (2) A lo largo de la cresta de la Cordillera del Bálsamo no se encuentra en crestas empinadas, pero se conservan en las partes planas (no alcanzadas por rejuvenización en relieve) y en depresiones tectónicas. En la parte occidental, las unidades de tefra de TB están intercaladas con las unidades de tefra de Boquerón y Plan de La Laguna. (3) En el Graben Central, los depósitos de tefra de TB se acumularon con mayor espesor debido a la presencia de depósitos de flujo de pómez de TBJ y que estos no se han eliminado por erosión. El espesor de los depósitos de tefra de TB aumenta hacia el Este. Al Oeste, están intercalados con las unidades de tefra del volcán Boquerón y los flujos de lava. (4) En las calderas Planes de Renderos y Santo Tomás y en la depresión de Panchimalco y Las Cañas, su mayor espesor corresponde a la presencia de depósitos de flujo de pómez, así como a las tefras pómez retrabajadas debido a la removilización singenética. (5) Cerca de la Caldera de Ilopango, su espesor es de alrededor de 60 m. Los depósitos de flujo de pómez, así como los depósitos retrabajados contribuyen al gran espesor. (6) También se observó una acumulación importante de las tefras TBJ que incluyen depósitos de flujo de pómez cerca de Apopa. (7) En la parte norte del AMSS solo hay TBJ presente, principalmente con espesores menores de 1 m. Alrededor de Nejapa

están intercalados con las tefras Boqueron (tobas color café) y las tobas freatomagmáticas del maar la Tabla. (8) En la zona NE del AMSS los depósitos de flujos de pómez rellenan los valles, mientras que solo hay remanentes delgados de caída de TBJ en las llanuras y crestas.

La secuencia de complejo de tefras de pómez de Tierra Blanca, incluyendo horizontes de escoria del volcán Boquerón y facies distales del maar Plan de Laguna en la parte occidental del área inicia con los estratos de las escorias del volcán Apopa (sólo en el Norte del territorio) o por las tefras de Tierra Blanca TB-4. En la sucesión sigue un estrato más antiguo de escoria y de tefras del volcán Boquerón G1, tefras Tierra Blanca TB-3 y TB-2, escoria más joven del volcán Boquerón G2, tobas y escoria del maar Plan de Laguna en la parte sudoccidental del área, tobas de maar La Tabla cerca de Nejapa y tefras Tierra Blanca Joven TBJ; siendo el espesor total de tefra variable dependiendo del relieve y su subyacente (Fig. 12 y 48) y de la distancia a la caldera Ilopango. El espesor total de tefra aumenta hasta a unos metros en el Oeste y hasta a unas decenas metros cerca de la caldera Ilopango.



Fig. 48a Sucesión de tefras de caldera de Ilopango caldera unidades TB5 – TBJ, Santo Tomas,(+13.6512792, -89.1484615)



Fig. 48b Sucesión de unidades de tefras TB2, G2 y TBJ representados por flujos de pómez, Rio Acelhuate, Barrio Lourdes (+13.6888051, -89.1824087)



Fig. 48c Unidad de tefra TB4 con paleosuelo en superficie, Ayutuxtepeque (+13.7395517, -89.2082811)



Fig. 48d Base de la unidad TB4 y abajo escoria Apopa, Ayutuxtepeque (+13.7395517, -89.2082811)



Fig. 48e Detalle de tefra TB3 con lapilli acrecional, Santo Tomas, (+13.6512792, -89.1484615)



Fig. 48f horizonte de tefra TB2, Santo Tomas, (+13.6512792, -89.1484615)

Las tefras no están consolidadas y entre ellas se alternan estratos más gruesos de depósitos de flujos de pómez, de pómez-ceniza y estratos más delgados de tefras clasificadas de caída. La secuencia de tefras Tierra Blanca están dividida por las pausas en la actividad eruptiva y por sus correspondientes horizontes de suelo en los horizontes TB-4 hasta TB-1 (TB-1 = TB Joven) (Fig. 48a,b). La unidad de tefra TB4 es de composición riolítica. Su espesor en Ilopango, cerca de la caldera, alcanza los 7 m y disminuye gradualmente hacia el oeste y el norte hasta aproximadamente 3 m en Santa Tecla y Apopa (Hernández et al. 2010). A menudo cambia fuertemente o incluso se elimina por completo debido a erosión posterior (crestas de Cordillera Bálsamo). El Consorcio (1988) estimó el volumen original de la unidad en más de 20 km³ (DRE - equivalente de roca seca). La unidad consiste en depósitos de caída de piedra pómez gruesa, moderadamente clasificados con capas delgadas de ceniza fina en la parte inferior y superior (Hernández et al. 2010) (Fig. 48c, d). Los fragmentos juveniles de mayor tamaño se caracterizan por ser alargados y planos ya que durante la erupción cayeron principalmente de manera horizontal y esto produjo una pseudoestratificación. Cerca de la fuente, a una distancia de 3 a 4 km, la piedra pómez tiene un tamaño promedio de alrededor de 1 cm y un tamaño máximo de hasta 5 cm. Con el aumento de la distancia, a 8-12 km de la fuente, el tamaño de piedra pómez disminuye a un tamaño promedio de 0.5 cm y un tamaño máximo de 2 cm. Los depósitos de caída de piedra pómez carecen de la estratificación característica. Esto se explica por la depositación ininterrumpida de la piedra pómez de tamaño uniforme. Además de piedra pómez riolítica, hay nódulos máficos dispersos que implican que la inyección de magma máfico en la cámara de magma diferenciada fue un probable mecanismo desencadenante de la erupción (Hernández et al. 2010).

Para el horizonte TB-3, de espesor de hasta 1.5 m, es característico la variación de depósitos de flujos de pómez de grano relativamente grueso, variablemente con depósitos de tobas de pómez de caída y de tobas de grano fino con una importante presencia de lapilli acrecionales (Fig. 48e). La litología indica otra vez el tipo de erupciones freatoplíniano hasta pliniano con una representación dominante de depósitos de nubes de ceniza. Consorcio (1988) estimó el volumen de la unidad 1-5 km³ (DRE). Como en el caso de TB4 hay fragmentos mostrando el fenómeno de mezcla de magma máfico/silíceo.

En el horizonte TB-2 hay una mayor representación de tobas de pómez más gruesos, las cuales desde el punto de vista facial representan piroclastos de caída con depósitos oleadas y de flujos piroclásticos (Fig. 48f). Representan productos de una pequeña erupción de tipo freatoplíniano que se extiende en el Graben Central con un espesor de hasta 2 m cerca de la caldera de Ilopango. Consiste en depósitos dacíticos de caída de pómez, de color beige a blanco, pobremente clasificados con abundantes cristaloclastos de anfíboles, piroxeno, magnetita y plagioclasa e intercalaciones de depósitos piroclásticos finos de aumento/caída. En la zona distal solo están presentes los depósitos de caída de pómez. Consorcio (1988) estimó el volumen de la unidad a 1 - 5 km³ (DRE). Como en el caso de la unidad TB4, hay fragmentos presentes que muestran los fenómenos de la mezcla de magma máfico/silíceo.

Las tefras no consolidadas de la secuencia Tierra Blanca sufren erosión fácilmente. En las partes donde tienen mayor espesor, la erosión retrógrada forma cañones profundos y la superficie se transforma al relieve tipo “Badland” donde hay denudación intensa y áreas densas de quebradas (Fig. 49a). La consistencia y propiedades de las tefras es, sin embargo, suficiente para formar escarpes en los cañones casi verticales, los cuales, durante el siguiente proceso erosivo, terremotos y lluvias son afectadas por derrumbes. Las propiedades físicas las caracterizan Rolo et al. (2004), Hernández (2008), Chavez et al. (2012), Chavez et al. (2013), Chavez et al. (2016). Tierra Blanca Joven es afectada por derrumbes y flujos deslizantes Chavez et al. (2016). Deslizamientos pueden ocurrir en este tipo de material cuando las tefras yacen sobre lateritas o en tobas argilizadas/meteorizadas más antiguas, lo que a menudo es el caso en la parte meridional del área de estudio.



Fig. 49a Secuencia de tefras Tierra Blanca cerca de colonia Santa Lucia con una morfología típica del tipo “Badland” (al sur de Santa Lucia, +13.6798746, -89.1370427)



Fig. 49b Un perfil completo de depósitos de TBJ en el suprayacente del horizonte de escoria G2 del volcán San Salvador (Colonia San Benito, +13.6930373, -89.2374575)



Fig. 49c Detalle de la parte inferior de los depósitos de Tierra Blanca Joven – estratos A – D (al suroeste de Puerta del Diablo, +13.6111971, -89.1938934)



Fig. 49d Unidad D de TBJ, unidades E y F en parte superior, Las Cañas (+13.7321253, -89.1107063)



Fig. 49e Unidad E de TBJ, tefra de caída clasificada entre ceniza co-ignimbrita fina (abajo) y en base un flujo de pómez de unidad F, Soyapango (+13.6839508, -89.1736849)



Fig. 49f Unidad F de TBJ, unidad E en la base de ladera, Las Cañas (+13.7330304, -89.0907708)



Fig. 49g Unidad F de TBJ – detalle de depósitos de flujo de pómez poco clasificado, Santa Lucia (+13.6759924, -89.1467555)

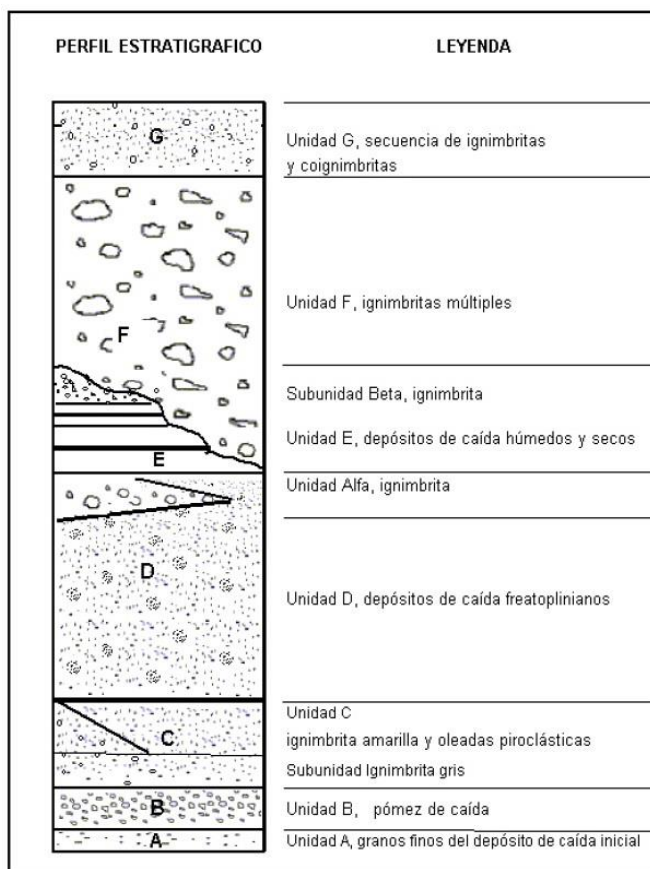


Fig. 49h Unidad G de TBJ, polvo de ceniza fino con lapilli acrecional (+13.6830968, -89.2463503)

La litología de tefra TBJ (**20 – Stbj**) ha sido elaborada por Hernández (2004, 2008 - Fig. 50) y recientemente con gran detalle por Pedrazzi et al. (2019). Se han reconocido 8 unidades etiquetadas de A0 a G. La *unidad A0* tiene un espesor de 2 a 4 cm y está formada por depósitos mal clasificados, capas delgadas o laminadas, capas húmedas de depósitos redondeados de cenizas de pómez gruesa y fina con fragmentos líticos eventuales. La *unidad A* muestra un espesor de 3 a 14 cm y se caracteriza por capa de cenizas de pómez angular que van de finas a gruesas, estando bien clasificadas con fragmentos líticos de tamaño ceniza (Fig. 49c). La *unidad B* tiene un espesor de 1 a 5 cm, formada por lapilli de pómez angular, moderadamente clasificada y líticos sin cenizas (Fig. 49c). La *unidad C* muestra espesores de pocos centímetros a pocos metros en depresiones locales. La ceniza y las pómez clasificadas moderadamente, muestran la laminación característica de los depósitos piroclásticos (Fig. 49c). La *unidad D* tiene hasta 8 m de espesor en depresiones. Son cenizas finas a gruesas sin clasificar con pómez disperso (depósitos de flujo de pómez) y muestran una estratificación localmente incipiente (Fig. 49d). En la parte superior de la unidad hay cenizas finas de coignimbrita con lapilli acrecional. La *unidad E* muestran un espesor en el rango de 30 - 90 cm. Consiste en parejas bien ordenadas de capas masivas y laminadas, de espesor medio a grueso, de lapilli redondeado y ceniza gruesa de pómez (Fig. 49e). La *unidad F* creada por flujos de pómez se compone de tefra caótica, masiva, mal clasificada, no soldada, de color claro a beige claro, con un espesor de hasta 60 m en depresiones, valles y partes marginales de la caldera de Ilopango. Los depósitos en los afloramientos proximales muestran una matriz de ceniza gruesa con abundante pómez y fragmentos líticos de centímetros a decímetros (Fig. 49f, g). La *unidad G* es un depósito poco consolidado, masivo, bien clasificado, ceniza de coignimbrita gruesa a fina con lapilli acrecional (Fig. 49h).

Hernández (2008) describe detalladamente el horizonte histórico más joven de la secuencia de tefras Tierra Blanca Joven. Desde abajo diferenciamos (Fig. 49 y 50): A – tefras iniciales, clasificadas de caída de erupción freatomagmática, espesor hasta 10 cm; B – tefras de pómez de caída de erupción pliniana; C – tefras de caída estratificadas y depósitos de flujos secos piroclásticos; D – depósitos de tefras más gruesas no clasificadas de pómez-ceniza, a menudo con lapilli acrecional – depósitos de nubes de ceniza densas; E – horizonte estratificado de tefras poco clasificadas – depósitos de caída húmedos y secos; F – depósitos caóticos no clasificados de flujos de pómez de espesor bastante variable de 1 – 2 m en las elevaciones más lejanas de la caldera Ilopango, hasta 30 – 40 m cerca de la caldera Ilopango; G – tefras de grano generalmente fino, a menudo con lapilli acrecional – depósitos de flujos piroclásticos y coignimbritas poco consistentes y de material volcánico de caída (co-ignimbritas) de nubes de ceniza densas.

Fig. 50 Esquema de la diferenciación de los depósitos del horizonte más joven de la secuencia de tobas Tierra Blanca – Tierra Blanca Joven (Hernández, 2008)



Facies retrabajadas de la tefra riolitica Tierra Blanca Joven (21 – Stbr)

En el área cercana a la caldera de Ilopango hay presencia, debajo de las tefras Tierra Blanca Joven con de más de 20 m de espesor, de un estrato de tefras redepositadas y de tefras de pómez de los horizontes más antiguos de Tierra Blanca (Figura 51 a,b,d). Este estrato fue clasificado según Bosse et al. (1978) como miembro de la formación Cuscatlán, pero la litología y la ausencia de horizontes de suelo y la relación con las tefras en el suprayacente indican que se trata de redepósitos singenéticos de erupciones plinianas de la caldera de Ilopango, las cuales depositaron la secuencia de tefras Tierra Blanca. El límite de tefras redepositadas y de tefras Tierra Blanca Joven, está más o menos 20 m por encima del nivel actual del lago Ilopango, probablemente corresponde con el nivel del lago de ese entonces. En la base de las tefras TBJ en los valles de los ríos Acelhuate y Las Cañas se producen depósitos retrabajados fluviales singenéticos similares.



Fig. 51e Depósitos retrabajados escoraceos del volcán Boquerón, Qda. Siete Pilas (+13.7434169, -89.1899165)



Fig. 51f Material retrabajado escoraceo y de pómez, Delgado, (+13.7195527, -89.1764118)

Depósitos de flujo de escombros singenéticos de Tierra Blanca Joven (22 – Stbf)

En el lugar donde la calle de Volcán se encuentra con Qda. Las Lajas hay una brecha volcánica en bloque con matriz de tefra TBJ en vez de la cubierta de tefra TBJ. La brecha inmersa en matriz está formada por fragmentos subangulares a redondeados y bloques de andesita que flotan en la matriz de pómez de TBJ sin clasificar. Obviamente, la brecha representa un flujo de escombros singenético con la erupción pliniana de la caldera Ilopango TBJ (Quebrada Las Lajas también es el lugar de frecuentes flujos de escombros recientes, incluido el del año 1982, ver más abajo).

Tefra del volcán Boquerón - facies fluviales retrabajadas (27 – Stcr)

Las tefras del volcán Boquerón depositadas en las laderas del volcán Antiguo San Salvador fueron objeto de retrabajo singenético en los paleovalles/quebradas. Se han observado flujos de escombros enriquecidos con escorias, flujos hiperconcentrados y depósitos de tipo fluvial dominante (brechas, gravas, areniscas) (Fig. 51e) en Qda. La Mascota, Arenal de Mejicanos, Qda. Siete Pilas y quebradas en el OSO de Apopa.

Facies fluviales retrabajadas de tefra antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefra del volcán Boqueron (29 – Stbar)

Estas gravas y areniscas representan productos fluviales retrabajados en paleovalles y/o quebradas más cercanas a la caldera de Ilopango, donde las tefras de Tierra Blanca

dominan sobre las tefras del volcán Boquerón. Los depósitos correspondientes están enriquecidos con material de pómez claro (Fig. 51f).

Presentación de las unidades de tefra de la Formación San Salvador en el mapa geológico.

Las unidades generalmente contemporáneas de tefra/toba del volcán Boquerón, la caldera de Ilopango, el maar Plan de Laguna y maar La Tabla solo ocurren raramente individualmente en un espesor lo suficientemente grande como para mostrarse en el mapa por separado, como es el caso de la tefra Tierra Blanca Joven (**20 - Stbj**) y tobas de Talpetate (**12 - Sbt**). Más bien se presentan en forma de sucesiones de tefra interstratificadas. Sobre la base de la proporción relativa de unidades de tefra de la caldera de Ilopango (TB4, TB3, TB2, TBJ) y otras fuentes (volcán Boquerón, Plan de Laguna maar, Maar La Tabla) en el mapa se ha distinguido: (1) tobas basálticas freatomagmáticas-facies media a distal, con tefras TBJ y Boquerón subordinadas (**11 - Sbm**); (2) Boquerón volcano tephra (26 - Stc) covered by talpetate phreatomagmatic tuffs (**13 - Sbtt**); (3) escoria y tobas del volcán Boquerón, incluida la cobertura subordinada de tobas TB Joven y tobas TB4 en la base (**26 - Stc**); (4) Tefra de Tierra Blanca Joven con tefra de volcán Boquerón subyacente y tobas de maar Plan de la Laguna (**23 - Stbs1**); (5) Tefra de Tierra Blanca Joven con tefra de volcán Boquerón subyacente y tobas de maar La Tabla (**24 - Stbs2**); (6) Tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefra del volcán Boquerón (**28 - Stba**); (7) Tefra de Tierra Blanca (TB4 -TBJ), donde predominan la tefras de tipo caída (**25 - Stb**). Además de estas acumulaciones de tefra primarias, hemos reconocido facies fluviales retrabajadas singenéticas depositadas en valles y depresiones: (1) facies fluviales retrabajadas de tefra volcán Boquerón (**27 - Stcr**); (2) Tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefra volcán Boquerón - facies fluviales retrabajadas (**29 - Stbar**); (3) Facies retrabajadas de tefra inicial Tierra Blanca Joven (**21 - Stbr**).

Superficie meteorizada y su posición geomorfológica

Lateritas: variablemente con una cubierta fina de tefra (64 - lat)

La meteorización química en las condiciones climáticas tropicales de El Salvador dio lugar a la formación de lateritas. Debido a que su evolución requiere mucho tiempo de intemperismo, alrededor de 1 millón de años o más (Tardy 1997), se desarrollan en rocas de la Formación Bálsamo, especialmente sobre rocas del antiguo Estratovolcán de Panchimalco. En su base hay una zona de rocas parcialmente meteorizadas.

Las partes más altas de la Cordillera del Bálsamo entre Planes del Renderos y Comasagua son restos de las laderas estructurales originales de los paleovolcanes, originalmente situados en la Fosa Central y desde el punto de vista cronológico son los restos más antiguos del relieve original. La superficie estructural original de los paleovolcanes sufrió una intensa erosión y movimientos de ladera. Después de la subsidencia tectónica del

cuerpo principal del volcán en la depresión central salvadoreña (Fosa o Graben Central), quedaron los restos más altos del paleovolcán en la posición geomorfológica actual, cuando se formó en ellos el llamado paleorelieve, el cual sufrió por mucho tiempo una intensa meteorización química, sin que estas superficies fueran intensamente denudadas. Por eso se conservaron en ella más o menos potentes perfiles de regolitas químicas – lateritas, las cuales se originaron como producto de la meteorización de las rocas volcánicas durante el clima tropical hasta sub-tropical junto con la variación de temporadas de sequía y de lluvias, cuando por la segregación de SiO_2 , los álcalis y suelos alcalinos y por el enriquecimiento con óxidos de Fe y Al se creó la laterita. Estos suelos arcillosos residuales, están compuestos sobre todo por óxidos e hidróxidos de Fe, Al, Ti, Mn y minerales arcillosos, sobre todo por la caolinita y está cubierta por material joven de caída pómez poco consolidado de la caldera Ilopango de muchos metros de espesor. Durante la temporada de verano las lateritas son duras y consistentes; lo contrario sucede durante el periodo lluvioso ya que son plásticas e inconsistentes y provocan movimientos de ladera. Durante las precipitaciones extremas sufren erosión y de procesos de movimientos de ladera formándose numerosos flujos de escombros y coronas de deslizamiento inestables de estos flujos, y a menudo se derrumban bloques grandes.

Un peligro importante, sin embargo, está en cortes artificiales hechos sin investigación alguna (antropogénicos) y cambios del relieve original, los cuales provocan los movimientos de ladera causando desprendimientos, así como, flujos de escombros. Debido a construcción intensiva en esta área ya hubo algunas víctimas humanas y daños económicos.

El espesor de las lateritas integrales llega hasta unos metros, el espesor de las rocas meteorizadas hasta los 10 metros (Figura 52a). La lateralización es más intensa en el caso de brechas de lava porosas y de rocas epiclásticas. En el caso de los flujos de lava con juntas en bloques y las brechas epiclásticas con grandes fragmentos se puede observar núcleos de bloques o fragmentos conservados en el medio de la roca lateralizada con exfoliación esférica. Las lateritas son ricas en limonita, goetita, hematita, gibsitita, boehmita, anatasa, pirolusita, manganita, hallosita, caolinita, alofana y cuarzo (Tardy 1997). En nuestro caso, XRD ha confirmado la presencia de minerales argílicos de capa mixta de caolinita (halloysite), esmectita e illita/esmectita.

La presencia de una mayor cantidad de minerales arcillosos causa el resquebrajamiento durante la desecación (Figura 52b) y la pérdida de firmeza y plasticidad en caso de estar saturado. Este hecho causa la inestabilidad en las laderas y el desarrollo de numerosos movimientos de ladera, sobre todo debido al peso de la tefra por su mayor espesor o la perturbación por excavación artificial.

La extensa e intensa lateralización, con impacto más profundo, está desarrollada solamente en las rocas de la formación Bálsamo. En el caso de las rocas más jóvenes (ignimbritas Jayaque, basalto de Loma Larga, basaltos y andesitas de volcanes Nejapa, Guaycume y Guazapa, flujos de lava basáltica y andesítica en parte norte del AMSS) podemos observar el desarrollo de suelos lateríticos (63 – It) (Fig. 52c,d), sin embargo, el desarrollo no llega al grado necesario para causar una inestabilidad notable. Una extensa meteorización corresponde a la época antes de la activación de la subsidencia del Graben Central junto con la elevación de la cordillera Bálsamo. En esa época las lateritas cubrían toda la superficie de las rocas de la formación Bálsamo, la cual en algunas partes del área llevaba elementos de la morfología actual – las lateritas surgen también en las laderas y en los valles intactos por el rejuvenecimiento de la red fluvial. La extensión actual de las lateritas de mayor espesor está controlada por la extensión del rejuvenecimiento de la red fluvial y de la erosión, unida con la elevación experimentada por la cordillera Bálsamo de manera reciente.



Fig. 52a Lateritas de gran espesor en uno de los cerros planos (El Cedro, +13.6121601, -89.2144600)



Fig. 52b Detalle de laterita de la figura 52a; las grietas contractivas indican alto contenido de minerales arcillosos (El Cedro, +13.6121601, -89.2144600)



Fig. 52c Meteorización laterítica del flujo de lava del volcán Nejapa, al oeste de Apopa (+13.8043270, -89.2084651)



Fig. 52d Meteorización laterítica del flujo de lava de andesítica muestra junta en bloques: la meteorización produce lateritas con bloques redondeados de andesita., Loma Espino NNO de Nejapa (+13.8684483, -89.2459043).

Depósitos no volcánicos cuaternarios (Pleistoceno tardío y Holoceno)

Los procesos geológicos exógenos en curso (Šebesta 2007 y este informe), no relacionados directamente con los procesos volcánicos, crearon varios tipos de depósitos recientes que incluyen (1) depósitos poligenéticos de movimientos de ladera, (2) depósitos de conos aluviales, (3) depósitos poligenéticos de depresiones incluyendo maares, (4) depósitos fluviales de terrazas de ríos, (5) depósitos fluviales recientes - planicies aluviales de ríos, y (6) depósitos recientes de flujo de escombros.

El mapa no muestra depósitos deluviales (laderas). En general, no superan el espesor de 1 a 2 m, sin embargo, en las laderas más empinadas se conforman de las rocas competentes (domos extrusivos, flujos de lava, ignimbritas soldadas, etc.) que forman acumulaciones más espesas. Generalmente depósitos deluviales delgados de tefras y tobas incompetentes consisten en material subyacente meteorizado mezclado con suelo en la parte superior (Fig. 53a). Los depósitos deluviales en rocas competentes (o en laderas más inclinadas debajo de las rocas competentes) son más gruesos e incluyen fragmentos y bloques de rocas competentes mezclados con material fino meteorizado y suelo en la parte superior (Fig. 53b).

Depósitos Poligenéticos de deslizamientos (9 – Qs)

Los movimientos de ladera son un fenómeno bastante frecuente en el AMSS, especialmente en las áreas con lateritas en la parte superior de la formación Bálsamo (Cordillera de Bálsamo, bloques diastróficos) y tobas argilizadas/meteorizadas de la formación Cuscatlán (Las Colinas, Carretera de Oro). Los depósitos de movimientos de ladera consisten en una proporción variable de bloques de roca (piezas enteras de rocas que fueron movidas por deslizamientos de tierra, a veces bastante grandes), material deluvial (ver arriba) y matriz de rocas desintegradas argilizadas/meteorizadas (por ejemplo, lateritas) que iniciaron el proceso de movimientos de ladera (Fig. 53c). Los depósitos de movimientos de ladera, si están presentes en una ladera, no son estables y están sujetos a reactivación en el caso de condiciones favorables (por ejemplo, eliminación de su parte frontal por erosión o actividad antrópica, lluvia excesiva, etc.).



Fig. 53a Depósitos deluviales en tefras poco competentes del Boquerón. Sur de Santa Tecla (+13.6538553, -89.2933562)



Fig. 53b Depósitos deluviales en ladera de Planes de Renderos, San Marcos (+13.6550814, -89.1888126)



Fig. 53c Frente de deslizamiento en Carretera de Oro 2009 (+13.7363105, -89.1587812)



Fig. 53d Depósitos de cono aluvial, el pie de volcán Nejapa, Nejapa (+13.8186677, -89.2256427)



Fig. 53e Una acumulación espesa de gravas fluviales en terraza alta, Rio Las Cañas (+13.7326863, -89.1172472)



Fig. 53f Depósitos de flujos de escombros recientes, Qda. Las Lajas (+13.7287441, -89.2214138)

Depósitos de cono aluvial (7 – Qf, 8 – Qft)

Los depósitos de conos aluviales del volcán Antiguo San Salvador no están incluidos (con una excepción) ya que son parte de la estructura del volcán (su zona media). Los depósitos de conos aluviales que se muestran en el mapa son producto de la erosión en los volcanes

más antiguos, especialmente los domos extrusivos de San Jacinto y el cono del volcán Nejapa. Los depósitos de cono aluvial se asocian también con la erosión de los escarpes de la caldera de Ilopango. Debido a las condiciones climáticas, la erosión típica se asocia especialmente con las lluvias tropicales, el transporte y la deposición del material erosionado se realiza por los flujos de escombros y los flujos hiperconcentrados. Sus depósitos son en su mayoría gruesos en bloque, sin clasificar o mal ordenados, caóticos o con estratificación incipiente (Fig. 53d). La matriz incluye generalmente material fino. El material en el cono aluvial en el lado NE del volcán San Salvador no es tan grueso y muestra una clasificación y estratificación moderadas debido a una mayor distancia de la fuente. Lo mismo se aplica a los conos aluviales alrededor del lago Ilopango. En este caso, falta material grueso, ya que la tefra TBJ domina en el área erosionada.

Depósitos poligenéticos de depresiones incluyendo maares (6 – Qd)

Basados en argumentos geomorfológicos, estos depósitos rellenan los maares Plan de Laguna y La Tabla y también se encuentran en el centro de la planicie de Santa Tecla (Šebesta 2007). No hay afloramientos en estos depósitos. Suponemos que están representados principalmente por sedimentos finos fluviales y/o temporales de lagos: gravas, arenas y arcillas.

Depósitos fluviales de terrazas fluviales (4 – Qt1, 5 – Qt2)

Las terrazas fluviales representan un elemento morfológico conspicuo a lo largo de todos los ríos principales. Su extensión y asignación a terrazas altas y bajas se basa en sus aspectos morfológicos (restos de las planicies aluviales del pasado) y la elevación sobre las planicies y/o ríos aluviales recientes. Las terrazas que se encuentran a pocos metros sobre las planicies aluviales recientes se han asignado a terrazas bajas. En la mayoría de las terrazas se conservan también grava fluvial y depósitos de arena de espesor variable (Fig. 53e), sin embargo, esto no tiene por qué ser siempre el caso. Algunas de las terrazas mapeadas pueden representar solo el nivel pasado de nivelación de erosión.

Depósitos fluviales recientes- planicies aluviales de ríos (3 – Qa)

Como en el pasado, los ríos haciendo meandros en el fondo de los valles crean planicies aluviales - depósitos de inundaciones recientes. Están representados de forma variable por gravas, arenas finas a gruesas y depósitos limosos, generalmente con un suelo en la parte superior. Su espesor sobre el lecho de roca generalmente no supera los 2 m.

Depósitos de Flujos de Escombros Recientes (2 – Qdf)

En muchas quebradas del volcán Antiguo de San Salvador (Picacho), especialmente aquellos que drenan en ladera SE más erosionada e inclinada (Qda. Antolina, Qda. Las Lajas, Arenal de Mejicanos, Qda. El Chilismuyo) hay depósitos de bloques recientes y

bloques residuales. (Fig. 53f) que han sido depositados por flujos de escombros recientes. Su presencia implica una ocurrencia frecuente de flujos de escombros durante fuertes lluvias tropicales o huracanes y se deben tomar medidas adecuadas para prevenir futuros desastres.

Depósitos Antropogénicos –Rellenos (I – A)

En el mapa, solo se muestra el sitio de disposición de desechos (relleno sanitario) junto al volcán monogenético La Tabla al norte de Nejapa. Sin embargo, se ha llevado a cabo una extensa nivelación de terreno (rellenos) en muchas áreas de la ciudad de San Salvador y otros municipios y esto debe tenerse en cuenta en la planificación urbana y la construcción.

Conclusiones

El área investigada es parte del arco volcánico Centroamericano del Terciario hasta Cuaternario y es paralela a la costa del Pacífico y a la fosa Centroamericana (Stoiber y Carr, 1973). El cambio de la geometría de subducción a finales del Mioceno junto con la verticalización y la separación de la litósfera subductiva tuvo como consecuencia el movimiento del eje del arco volcánico acercándose hacia la fosa, aproximadamente hasta su posición actual (Mann, 2007). El producto del vulcanismo basáltico-andesítico en la nueva posición del frente volcánico son los estratovolcanes de la formación Bálsamo del Mioceno-Plioceno y las recientes hasta las poco más jóvenes formaciones volcánicas ácidas de la formación Cuscatlán relacionadas con la evolución de calderas, parcialmente en el interior del frente volcánico. Durante el Cuaternario se desarrolló el Graben Central y en él se encuentran ubicados estratovolcanes pleistocenos hasta estratovolcanes andesíticos recientes. La reconstrucción paleovolcánica de la formación volcánica Bálsamo en el área estudiada permite clasificar la formación Bálsamo, representada por los restos de potentes estratovolcanes andesíticos, los cuales son denominados como estratovolcanes Jayaque, Panchimalco, así como, Antiguo Ilopango. La formación Cuscatlán está representada sobre todo por ignimbritas extensas suprayacentes a la formación Bálsamo, las cuales son probablemente producto de la caldera Jayaque que se encuentra al noroeste del área estudiada. Su espesor llega hasta los 120 m; una posición parecida tiene también las ignimbritas en la parte suroriental del área, y probablemente tienen relación con una caldera más antigua en el ámbito de la actual Caldera de Ilopango. A la formación Cuscatlán pertenecen también, debido a su edad más joven y a su composición, los volcanes dacíticos extrusivos de San Jacinto, Loma Larga y el cono cinerítico dacítico San José al norte de Planes de Renderos. La Formación de San Salvador se produce como cubierta de tefra a lo largo de la cresta de la Cordillera Bálsamo, donde descansa sobre las lateritas de la Formación de Bálsamo y en el Graben Central. Estando compuesta por las unidades de Tefra del volcán San Salvador, Apopa, G1 y G2, y las unidades de tefra de caldera de Ilopango, Tierra Blanca 4 a 1 (TB Joven) y cubren el lapso de tiempo de 70 - 1 Ka. Las

unidades de tefra están separadas por horizontes de suelo fósil y acumulaciones de depósitos polvorientos eólicos de color marrón. Las lateritas y los horizontes de tefra suprayacentes interstratificados con el suelo fósil desempeñan un papel crucial en los peligros naturales. Durante el período seco del año, las lateritas son fuertes y competentes. Durante la estación lluviosa de larga duración, se tornan plásticas al saturarse y son incompetentes.

Debido a la urbanización dentro del AMSS generalmente es difícil tener acceso a afloramientos para observar capas geológicas, se tiene que auxiliar a mapas antiguos, pozos excavados/perforados que tengan litología, buscar excavaciones recientes de nuevas construcciones, entrar dentro de las quebradas, cortes de carreteras. Esto limita un poco y dificulta el levantamiento de información. Se tiene que planificar con antelación (a veces con ayuda de Google Earth) para realizar recorridos. Además, debido a la tectónica y procesos eruptivos explosivos la geología es cambiante y compleja por lo que hay que darle seguimiento con más atención.

Otro aspecto característico del AMSS es que los niveles de violencia se han incrementado comparado con la última vez que se realizó mapeo de campo. Esto hizo necesaria coordinación oportuna con autoridades como alcaldías para identificar sectores que necesitan acompañamiento para resguardar la seguridad de equipo de trabajo. Esto produce atraso o incluso imposibilitar la visita a zonas de interés particulares, esto hizo necesario la búsqueda de otros elementos como usos de sensores remotos (fotografías aéreas, imágenes satelitales) o retomar mapas geológicos existentes para terminar mapa.

Por la escala que se trabajó en un principio no es posible trazar la ubicación de cada uno de los cuerpos geológicos (los flujos de lava, horizontes de rocas epiclásticas, estratos de rocas piroclásticas etc.), debido a su pequeño espesor. Tomando en cuenta lo mencionado anteriormente se ha adaptado la leyenda de trabajo del mapa geológico especial, la cual representa complejos de rocas definidas por su litología y petrografía.

Sectores con un espesor total inferior a 2 m, no se muestran en el mapa. Con un espesor de 2 m a 6 m se hace uso del método de bandas para mostrarlo (sustrato a modo de banda se muestra como que si fuera una trinchera excavada para conocer profundidad que se encuentra).

Bibliografía

- ACCOCCELLA V (2007) Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews* 85, 125-160.
- AMAROLI P, DULL R (1999) Milpas prehispanicas en El Salvador. In: Laporte JP, Escobedo HL (eds) XII Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala 1998. Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala, pp 562–572.
- AGOSTINI S, CORTI G, DOGLIONI C, CARMINATI E, INNOCENTI F, TONARINI S, MANETTI P, DIVINCENZO G, MONTANARI D (2006) Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas. *Geothermics* 35: 368–408
- ALONSO-HENAR J, ÁLVAREZ-GÓMEZ JA, MARTÍNEZ-DÍAZ JJ (2014) Constraints for the recent tectonics of the El Salvador Fault Zone, Central America Volcanic Arc, from morphotectonic analysis. *Tectonophysics*, 623, 1–13. doi:10.1016/j.tecto.2014.03.012.
- ALONSO-HENAR J, SCHREURS G, MARTÍNEZ-DÍAZ JJ, ÁLVAREZ-GÓMEZ JA, VILLAMOR P (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implication for the deformation in the Central America Volcanic Arc. Insights for 4D analogue experiments. *Tectonics*. doi:10.1002/2014TC003723.
- ALONSO-HENAR J, ÁLVAREZ-GÓMEZ JA, MARTÍNEZ-DÍAZ JJ (2017) Neogene-quadernary evolution from transpressional to transtensional tectonics in Northern Central America controlled by cocos: Caribbean subduction coupling change. *J Iber Geol* 43, 519–538, DOI 10.1007/s41513-017-0034-2
- AMOROLI P, DULL R (1998) Milpas prehispanicas en El Salvador. In: LAPORTE JP, ESCOBEDO HL, MONZÓN DE SUASNÁVAR AC (eds) XII Simposio de investigaciones arqueológicas en Guatemala. Museo nacional de arqueológicas y etnología, Guatemala: pp 639–650
- BOSSE HR, LORENZ W, MERINO A, MIHM A, RODE K, SCHMIDT-THOMÉ M, WIESEMANN G, WEBER HS (1978) Geologische Karte der Republik El Salvador, Mittelamerika. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 6 sheets
- BAXTER S (1984) LÉXICO ESTRATIGRÁFICO DE EL SALVADOR. COMISIÓN EJECUTIVA HIDROELÉCTRICA DEL RÍO LEMPA (CEL). 108 P.
- BOSCHMAN LM, VAN HINSBERGEN DJJ, TORSVIK TH, SPAKMAN W, PINDELL JL (2014) Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic *Earth-Science Reviews* 138 102–136
- CANORA C, VILLAMOR P, MARTÍNEZ-DÍAZ JJ, BERRYMAN K, ÁLVAREZ-GÓMEZ JA, CAPOTE R, ET AL. (2012) Paleoseismic analysis of the San Vicente segment of the El Salvador Fault Zone, El Salvador, Central America. *Geologica Acta*, 10, 103–123. doi:10.1344/105.000001700.
- CANORA C, MARTÍNEZ-DÍAZ JJ, VILLAMOR P, BERRYMAN K, ÁLVAREZ-GÓMEZ JA, CAPOTE DM (2014) Structural development of El Salvador Fault Zone. *Journal of Iberian Geology*, V40(3), 471–488. doi:10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n3.43559.
- CARR MJ, PATINO LC, FEIGENSON MD (2007) Petrology and geochemistry of lavas. In: BUNDSCHUH J, ALVARADO GE (eds) Central America: Geology, Resources and Hazards. Taylor & Francis, London, pp 565–590
- C.E.I.G. (1966) Mapa geológico preliminar de San Salvador y sus alrededores. Centro de Estudios e Investigaciones Geotécnicas, San Salvador.
- CEL (Comision Ejecutiva Hidroelectrica del Rio Lempa) (1992) Desarrollo de los Recursos Geotermicos del Area Centro-Occidental de El Salvador. Prefactibilidad Geotermica del Area de Coatepeque. Reconocimiento Geotermico. Informe Final. Internal report

- CENTRO DE INVESTIGACIONES GEOTÉCNICAS – CIG (1987) Mapa Geológico del área de San Salvador y sus alrededores, Esc. 1 : 15 000. Ministerio de Obras Públicas, El Salvador
- CHAMRA S, CHÁVEZ J, HERNÁNDEZ W, LEXA J, SCHRÖFEL J, ŠEBESTA J, VALENTA J (2010) Estudios geológicos regionales para el reconocimiento y predicción de peligros naturales en la parte central de Centro América – El Salvador. Open file report, Czech Geological Survey Prague – Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS), pp 1–182
- CHAVEZ J, HERNANDEZ W, KOPECKY L (2012) Problemática y conocimiento actual de las tefras Tierra Blanca Joven en el Área Metropolitana de San Salvador, El Salvador. *Rev Geol Amér Central* 47: 117–132
- CHAVEZ J, LOPEZ R, KOPECKY L, LANDAVERDE J (2013) Soil-Water retention curve and beginning of monitoring in Tierra Blanca Joven (TBJ). *Rev Geol Amér Central* 49: 83-99
- CHAVEZ J, LANDAVERDE J, AYALA O, MENDOZA L (2014) Application of constitutive models in the volcanic tephra “Tierra Blanca Joven”. *Ingeniería* 24 (2): 53-78
- CHÁVEZ, J.A, LANDAVERDE J, MENDOZA L, LOPEZ R, TEJNECKÝ V, (2016) Monitoring and behavior of unsaturated volcanic pyroclastic in the Metropolitan Area of San Salvador, El Salvador. *SpringerPlus* 5(1): 1-24. DOI: 10.1186/s40064-016-2149-x
- COLE JW, MILNER DM, SPINKS KD (2005) Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69, 1-26
- CONSORCIO SALVADOR E. ITALTEKNA ITALCONSULT–GEOTÉRMICA ITALIANA (1988) Estudio vulcanológico. San Salvador – Programa di Ricostruzione. Republica Italiana Ministero degli Affari Esteri Direzione Generale per la Cooperazione allo Sviluppo. Open file report, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador, pp 1–88
- CORTI G, CARMINATI E, MAZZARINI F, GARCIA MO (2005) Active strike-slip faulting in El Salvador (Central America). *Geology* 33: 989–992
- COX AV, DALRYMPLE GB (1967) Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J Geophys Res* 72: 2603–2614
- DEMETS C (2001) A new estimate for present-day Cocos–Caribbean Plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophys Res Lett* 28: 4043–4046
- DENGO G (1968) Estructura Geológica, historia tectónica y morfología de América Central. Centro Regional de Ayuda Técnica, Mexico, 50 p.
- DENGO G, Bohnenberger O, Bonis S (1970) Tectonics and volcanism along the Pacific Marginal Zone of Central America. *Geol. Rundschau (Stuttgart)*, 59, 1215-1232.
- DULL RA, SOUTHON JR, SHEETS P (2001) Volcanism ecology and culture: a reassessment of the volcán Ilopango TBJ eruption in the Southern Maya realm. *Latin American Antiquity* 12: 25–44
- DULL R, SOUTHON JR, KUTTEROLF S, FREUNDT A, WAHL D, SHEETS P (2010) Did the TBJ Ilopango eruption cause the AD 536 event? American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract #V13C-2370 and poster
- DULL R, SOUTHON J, KUTTEROLF S, ANCHUKAITIS K, FREUNDT A, WAHL D, SHEETS P, AMAROLI P, HERNANDEZ H, WIEMANN M, OPPENHEIMER C, (2019) Radiocarbon and geologic evidence reveal Ilopango volcano as source of the colossal ‘mystery’ eruption of 539/40 CE, *Quaternary Science Reviews*, Volume 222, 105855, ISSN 0277-3791, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.037>.
- DÜRR F (1960) El Marco Geológico. In: *Energía Geotérmica, Informe 1*, Serv. Geol. Nac., San Salvador, p. 8-24.

- DURR F, KLINGE H (1960) Beitrege zur Stratigraphie und zur Paläopedologie des mittleren El Salvador. N. Jb. Geol., Palänt., Mh. 3, 111-132.
- EHRENBORG J (1996) A new stratigraphy for the Tertiary volcanic rocks of the Nicaraguan Highland. Geol Soc Am Bull 108: 830–842
- FACCIOLI E, BATTISTELLA C, ALEMANI P, TIBALDI A (1988) Seismic microzoning investigations in the metropolitan area of San Salvador, El Salvador, following the destructive earthquake of October 10, 1986.
- FAIRBROTHERS GE, CARR MJ, MAYFIELD DG (1978) Temporal magmatic variation at Boquerón Volcano, El Salvador. Contribution to Mineralogy & Petrology, 67, 1-9.
- FERRÉS D, DELGADO GRANADOS H, HERNÁNDEZ W, PULLINGER C, CHÁVEZ H, CASTILLO TARACENA CR CAÑAS-DINARTE, C (2011) Three thousand years of flank and central vent eruptions of the San Salvador volcanic complex (El Salvador) and their effects on El Cambio archeological site: a review based on tephrostratigraphy. Bull. Volcanology, 73: 833. <https://doi.org/10.1007/s00445-011-0465-0>
- FERRÉS D, DELGADO GRANADOS H, GUTIÉRREZ RE, Farraz I A, Hernández EW, Pullinger CR, Escobar CD (2013) EXPLOSIVE VOLCANIC HISTORY AND HAZARD ZONATION MAPS OF BOQUERÓN VOLCANO (SAN SALVADOR VOLCANIC COMPLEX, EL SALVADOR) GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA SPECIAL PAPERS 498, 201-230.
- FERRÉS D (2014) Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico de San Salvador (El Salvador), Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 1-296
- GARIBALDI N, TIKOFF B, HERNANDEZ W (2016). Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc. Central America: Implication for the interaction of arc magmatism and deformation. Tectonophysics. doi:10.1016/j.tecto.
- GEOTÉRMICA ITALIANA (1992) Desarrollo de los Recursos Geotérmicos del Área Centro-Occidental de El Salvador. Informe Final. CEL – Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Río Lempa. Open file report, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador, pp 1–72
- GREBE WH (1963) Zur Geologie der Altvulkanischen Gebirge in El Salvador (Mittelamerika). Beih. Geol. Jb. (Hannover), 50, 116 p.
- GROPPELLI G, VIREECK-GOETTE T eds. (2010) Stratigraphy and geology of volcanic areas. The Geological Society of America, Special Paper 464, Boulder, Colorado, USA (293 pp).
- MARTÍ J, GROPPELLI G, da Silveira AB (2018) Volcanic stratigraphy: A review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 357, 68–91
- GUZMÁN-SPEZIALE M (2001) Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of North America-Caribbean plate boundary. Tectonophysics 337, 39–51.
- GUZMAN-SPEZIALE M, VALDES-GONZALE, C, MOLINA E, GOMEZ JM (2005). Seismic activity along the Central America volcanic arc: is it related to subduction of the Cocos plate? Tectonophysics, 400, 241–254. doi:10.1016/j.tecto.2005.03.006.
- HACKETT WR, HOUGHTON BF (1989) A facies model for a quaternary andesitic composite volcano: Ruapehu, New Zealand. Bull volcanol 51: 51–68
- HARLOW DH, WHITE RA (1985) Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: evidence for oblique subduction. Earthquake Notes 55, 28.
- HART WJE (1983) Classic to Postclassic tephra layers exposed in archeological sites, eastern Zapotitan valley. In: Sheets PD (ed) The Zapotitán Valley of El Salvador: archeology and volcanism in Central America. Univ Texas Press, Austin

- HART WJE, STEEN-MCINTYRE V (1983) Tierra Blanca Joven tephra from the A.D. 260 eruption of Ilopango. In: Sheets PD (ed) The Zapotitán Valley of El Salvador: archeology and volcanism in Central America. Univ of Texas Press, Austin, pp 14–43
- Hernández EW (2004) Características geotécnicas y vulcanológicas de las tefras de Tierra Blanca Joven de Ilopango, El Salvador. Tesis de maestría, Univ. Politécnica de El Salvador, San Salvador, pp -115
- HERNÁNDEZ EW (2008) Aspectos geológicos que influyen en las aguas subterráneas y en la respuesta sísmica del área metropolitana de San Salvador. Open file report, Servicio Nacional de Estudios Territoriales, San Salvador, pp 1–19
- HERNÁNDEZ W, FERRÉS D, DELGADO-GRANADOS H, PULLINGER C, GUTIÉRREZ DE HENRÍQUEZ E (2010) The last 40 ka eruptive cycle of Ilopango caldera deposits: a settlement for the San Salvador Metropolitan Area (El Salvador). Abstract volume, International Conference Cities on Volcanoes, Fundación Canaria ITER, Tenerife, pp 56
- HERNÁNDEZ W, DELGADO-GRANADOS H, NIETO J (2012) “La erupción Tierra Blanca 4 (TB4), Caldera de Ilopango, El Salvador”. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Informe inédito, p. 36.
- HERNÁNDEZ W, JICHA B (2019) Múltiple colapso sectorial del volcán de San Salvador. Universidad Tecnológica de El Salvador, Colección Investigaciones 86, pp 1-58.
- HRADECKÝ P, HAVLÍČEK P, MRÁZOVÁ Š, RAPP RICH V, ŠEBESTA J, ŠEVČÍK J, VOREL T, PULLINGER C, HERNÁNDEZ W (2003) Geological study of natural hazards in the region of La Unión and the Gulf of Fonseca, El Salvador / Estudio de los peligros geológicos en el departamento de La Unión y de Golfo Fonseca, El Salvador. Unpublished Final Report, Czech Geological Survey, Prague, Servicio Nacional de Estudios Territoriales, San Salvador, pp 1–96 (in Czech and Spanish)
- HRADECKÝ P, BARATOUX L, GUEVARA M, HAVLÍČEK P, HERNÁNDEZ W, KVAČEK Z, MAŠEK D, NOVÁK Z, NOVÁKOVÁ D, OPLETAL M, PULLINGER C, RAPP RICH V, ŠEBESTA J, VOREL T (2004) Geological research on natural hazards in central El Salvador in provinces of La Libertad, San Salvador and Cuscatlán. Unpublished Final Report, Czech Geological Survey, Prague, Servicio Nacional de Estudios Territoriales, San Salvador, pp 1–108 (in Czech and Spanish)
- HRADECKÝ P, BABŮREK J, BARATOUX L, BAROŇ I, ČECH S, HERNÁNDEZ W, NOVÁK Z, RAPP RICH V, ŠEVČÍK J, VOREL T (2005) Geological research on natural hazards in NW El Salvador, area of Metapán, Santa Ana department / Estudio geológico de los peligros naturales, área de Metapán, El Salvador. Unpublished Final Report, Czech Geological Survey, Prague, Servicio Nacional de Estudios Territoriales, San Salvador, pp 1–107 (in Czech and Spanish)
- INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC GUIDE – A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure (A. Salvador, ed.) 2nd edition. The International Union of Geological Sciences and The Geological Society of America, Inc, 214 p., 1994.
- JAMES KH (2007) Structural geology: From local elements to regional synthesis. In: BUNDSCHUH J, ALVARADO G (Eds.) Central America, Geology, resources and hazards. CRC Press, London, p. ???????
- KUTTEROLF S, FREUNDT A, PEREZ W, MORZ T, SCHACHT U, WEHRMANN H, SCHMINCKE HU (2008) Pacific offshore record of Plinian arc volcanism in Central America: 1. Along-arc correlations. *Geochem Geophys Geosyst* 9: Q02S03 doi: 10.1029/2007GC001826
- LEXA J, ŠEBESTA J, CHAVEZ JA, HERNÁNDEZ W, PÉCSKAY Z (2011) Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56, 105–140
- LYON-CAEN H, BARRIER E, LASSERRE C, FRANCO A, ARZU I, CHIQUIN L, CHIQUIN M, DUQUESNOY T, FLORES O, GALICIA O, LUNA J, MOLINA E, PORRAS O, REQUENA J, ROBLES V, ROMER, J, WOLF R, (2006) Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in central america from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system. *Geophys. Res. Lett.* 33 (19) (0-L19309).

- MANN CP (2003) Intracaldera Geology of the Ilopango Caldera El Salvador Central America. Unpublished MSci. thesis, McGill University, Montréal, pp 1–138
- MANN CP, STIX J, VALLANCE JW, RICHER M (2004) Subaqueous intracaldera volcanism, Ilopango Caldera, El Salvador, Central America, *in* Rose, W.I., Bommer, J.J., López, D.L., Carr, M.J., and Major, J.J., eds., Natural hazards in El Salvador: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 375, p. 159–174.
- MANN P editor (1995) Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America: Geological Society of America Special Paper 326, 349 p.
- MANN P, ROGERS RD, GAHAGAN L (2007a) Overview of plate tectonic history and its unresolved tectonic problems. In: BUNDSCHUH J, ALVARADO G (Eds.) Central America, Geology, resources and hazards. CRC Press, London, p. 205-241
- MANN P (2007b) Overview of the tectonic history of northern Central America. In: MANN P (ed) Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Northern Central America. Geological Society of America Special Papers 428: 1–19
- MARROQUÍN K, VÁSQUEZ C (2007) Estudio Geotécnico de la erupción freatomagmática del Plan de la Laguna, Antiguo Cuscatlán, La Libertad. Tesis de grado. Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad Centroamericana “José Simeon Cañas”. San Salvador, El Salvador.
- MARTÍNEZ-DÍAZ JJ, ALVAREZ-GÓMEZ JA, BENITO B, HERNÁNDEZ D (2004) Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology* 32: 65–68
- Meyer-Abich H (1956) Los volcanes activos de Guatemala y El Salvador. *Anales del Servicio Geológico Nacional, El Salvador* 3:66–72
- MEYER-ABICH H (1960) El Salvador, mit eine Karte und einem Profil. In: HOFFSTETTER R (ed) *Lexique Stratigraphique International 5 Amérique Latine, fasc 2a Amérique Centrale*, Paris, pp 99–128.
- MOLNAR P AND SYKES LR (1969) Tectonics of the Caribbean and Middle Amerika regions from focal mechanisms and seismicity. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 89, 1639-1684
- MORGAN JP, RANERO CR VANNUCCHI P (2008) Intra-arc extension in Central America: Links between plate motions, tectonics, volcanism, and geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 272 (2008) 365–371
- PEDRAZZI D, SUNYE-PUCHOL I, AGUIRRE-DÍAZ GJ, COSTA A, SMITH VC, PORET M, DÁVILA-HARRIS P, MIGGINS DP, HERNÁNDEZ W, GUTIÉRREZ E (2019) The Ilopango Tierra Blanca Joven (TBJ) eruption, El Salvador: Volcano-stratigraphy and physical characterization of the major Holocene event of Central America. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.006>
- PLANK T, BALZER V, CARR M (2002) Nicaraguan volcanoes record pale-oceanographic changes accompanying closure of the Panama gateway. *Geology* 30: 1087–1090
- PULLINGER C (1998) Evolution of the Santa Anna Volcanic Complex, El Salvador. Unpublished MSci. thesis, Michigan Technological University, Houghton, pp 1–145
- RAPPRICH V, HRADECKÝ P (2004) Comparison of Eastern and Central El Salvador volcanostratigraphy: regional vs. Local validity of defined sequences (in Czech language). *Zprávy o geologických výskumech v roce 2004*, 140-141.
- RAPPRICH V, HRADECKÝ P (2005) The Cinotepeque Range of central El Salvador: geology, magma origin, and volcanism. *Bull Geosci* 80: 277–286
- RAPPRICH V, ERBAN V, FÁROVÁ K, KOPAČKOVÁ V, BELLON H, HERNÁNDEZ W (2010) Volcanic history of the Conchagua Peninsula (eastern El Salvador). *J Geosci* 55: 95–112

- REYNOLDS JH (1980) Late Tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America. *Bull volcanol* 41: 601–607
- REYNOLDS JH (1987) Timing and sources of Neogene and Quaternary volcanism in south–central Guatemala. *J Volcanol Geotherm Res* 33: 9–22
- RICHER M, MANN CP, STIX J (2004) Mafic magma injection triggers eruption at Ilopango Caldera, El Salvador, Central America. In: ROSE WI, BOMMER JJ, LOPEZ DL, CARR MJ, MAJOR JJ (eds) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America Special Papers 375: 175–189
- MARROQUÍN K, VÁSQUEZ C, (2007) Estudio geotécnico de la erupción freatomagmática del Plan de la Laguna, Antiguo Cuscatlán, La Libertad Thesis Universidad Centroamerica “José Simeón Cañas”, 1-159
- ROGERS R, KARASON H, VAN DER HILST R (2002) Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America. *Geology* 30: 1031–1034
- ROLO R, BOMMER J, HOUGHTON B, VALLANCE J, BERDOUSIS P, MAVROMMATI CH, MURPHY W (2004) Geologic and engineering characterization of Tierra Blanca pyroclastic ash deposits. In: ROSE WI, BOMMER JJ, LOPEZ DL, CARR MJ, MAJOR JJ (eds) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America Special Papers 375: 55–67
- ROSE W, CONWAY FM, PULLINGER CR, DEINO A, MCINTOSH WC (1999) An improved age framework for Late Quaternary silicic eruptions in northern Central America. *Bull volcanol* 61: 106–120
- ROSE WI, BOMMER JJ, LOPEZ DL, CARR MJ, MAJOR JJ (eds) (2004) *Natural Hazards in El Salvador*. In: ROSE WI, BOMMER JJ, LOPEZ DL, CARR MJ, MAJOR JJ (eds) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America Special Papers 375: pp 1–480-
- SAPPER K (1925) *Los volcanes de la América Central*. Verlag Max Niemeyer, Germany
- SCHMIDT-THOMÉ M (1969) *Investigaciones Geológicas en la Región de la Ciudad Capital San Salvador y sus Alrededores co Indicaciones de Riesgos Sisnicos, de Hidrogeología y de Planeamiento de Urbanización*. San Salkvador, 57p., 2 anexos.
- SCHMIDT-THOMÉ M (1975) The geology in the San Salvador area (El Salvador Central America) a basis for city development and planning. *Geol Jb, Reihe B: Regionale Geologie Ausland* 13: 207–228.
- ŠEBESTA J 2006: *Elaboración de cartografía geomorfológica para incorporar el análisis de riesgo en el plan de desarrollo urbano del AMSS*. Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS), pp 1–51
- ŠEBESTA J 2007: *Geomorfología del AMSS y su relación con los movimientos de ladera*. Open file report, Czech Geological Survey Prague – Oficina de Planificación del Área Metropolitana de San Salvador (OPAMSS), pp 1–40
- SILLITOE RH (2015) Epithermal paleosurfaces. *Mineralia Deposita*, 50, 767-793.
- SOFIELD JD (1998) *History Hazards of Volcan San Salvador, El Salvador*. Unpublished MSci. thesis, Michigan Technological University, Cambridge MA, pp 1–95
- SOFIELD JD (2004) Eruptive history and volcanic hazards of Volcán San Salvador In: ROSE WI BOMMER JJ LOPEZ DL CARR MJ MAJOR JJ (eds) *Natural Hazards in El Salvador*. Geological Society of America Special Papers 375: 147–158
- STALLER A, MARTÍNEZ-DÍAZ, JJ, BENITO B, ALONSO-HENAR J, HERNÁNDEZ D., HERNÁNDEZ-REY R, ET AL. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66–81. doi:10.1016/j.tecto.2015. 12.017.

- STEIGER RH, JÄGER E (1977) Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet Sci Lett* 12: 359–362
- STOIBER RE, CARR MJ (1973) Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull volcanol* 37: 304–325
- SUNYE I, AGUIRRE-DÍAZ G, DAVILA-HARRIS P, PEDRAZZI D, HERNÁNDEZ W, GUTIÉRREZ E, COSTA A, LACAN P (2016) Origin and volcanic history of Ilopango caldera: An active supervolcano on Maya terrain. El Salvador, Central America. Workshop on the Physics of volcanoes. Trieste, Italy.
- SUNYÉ-PUCHOL I, AGUIRRE-DÍAZ G, HARRIS-DAVILA P, PEDRAZZI D, GUTIERREZ E, HERNANDEZ W, MIGGINS D, COSTA A (2017) The voluminous 1.75 Ma Olocuilta ignimbrite: a pre-collapse fissure supereruption of Ilopango strike-slip caldera, El Salvador. IAVCEI 2017 Scientific Assembly, Portland Oregon, Abstract volume, p. 1067.
- SUÑE-PUCHOL I, AGUIRRE-DÍAZ GJ, DÁVILA-HARRIS P, MIGGINS DP, PEDRAZZI D, COSTA A, ORTEGA-OBREGÓN C, LACAN P, HERNÁNDEZ W, GUTIÉRREZ E (2018) The Ilopango caldera complex, El Salvador: Origin and early ignimbrite-forming eruptions of a graben/pull-apart caldera structure. *Volgeo* (2018), <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.12.004>
- SUÑE-PUCHOL I, AGUIRRE-DÍAZ GJ, PEDRAZZI D, DÁVILA-HARRIS P, MIGGINS DP, COSTA A, ORTEGA-OBREGÓN C, LACAN P, GUTIÉRREZ E, HERNÁNDEZ W (2019) The Ilopango caldera complex, El Salvador: Stratigraphic revision of the complete eruptive sequence and recurrence of large explosive eruptions. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.011>
- TARDY Y (1997) Petrology of Laterites and Tropical Soils. Balkema, Rotterdam, pp 1–408
- UI T, TAKARADA S, YOSHIMOTO M (2000) Debris avalanches. In: Sigurdsson et al. (Eds.) *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic press, San Diedo, p. 617-626.
- WEBER HS, WIESEMANN G, WITTEKINDT H (1974) Geologische Übersichtskarte der Republik El Salvador 1 : 500,000: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover
- WEYL R (1961) Die Geologie Mittelamerikas. Gebrüder Bornträger, Berlin, pp 1–226.
- WEYL R (1966) Tectonik, Magmatismus und Krustenbau in Mittelamerika and Westindien. *Geotekt, Forsch.* (Stuttgart), 23, p. 67-109.
- WEYL R (1971) Mittelamerika. *Zbl. Geol. Paläont.* (Stuttgart), part 1, 7/8, p. 243-291.
- WEYL R (1980) Geology of Central America. Gebrüder Bornträger, Berlin, pp 1–371
- WIESEMANN G (1974) Mision Geologica Alemana en El Salvador 1967 – 1971, Reporte final. Open file report, Archive Bundesanstalt für Bodenforschung, 66 p.
- WIESEMANN G (1975) Remarks on the geologic structure of the Republic of El Salvador Central America. *Mitt Geol Paläont Inst Univ Hamburg* 44: 557–574
- WILLIAMS H, MEYER-ABICH H (1955) Volcanism in the southern part of El Salvador with particular reference to the collapse basins of Cotepeque and Ilopango. *Univ Calif Publ Geol Sci* 32: 1–64

Anexo 1

Leyenda del mapa geológico del AMSS

(los índices se mencionan en el texto y se usan en GIS para diferenciar unidades)

Cuaternario – Pleistoceno Tardío y Holoceno		
1	A	<i>Depósitos antropogenicos/relleno</i>
2	Qdf	<i>Depósitos de flujo de escombros recientes</i>
3	Qa	<i>Depósitos fluviales recientes (planicies aluviales)</i>
4	Qt1	<i>Depósitos fluviales de terrazas de río bajas</i>
5	Qt2	<i>Depósitos fluviales de terrazas de río altas</i>
6	Qd	<i>Depósitos poligenéticos de depresiones, incluyendo maeres</i>
7	Qf	<i>Conos Aluviales</i>
8	Qft	<i>Conos aluviales, cubiertos por tefras TBJ</i>
9	Qs	<i>Depósitos poligeneticos de movimientos de ladera</i>
Formación San Salvador		
10	Sba	<i>Aglomerado basáltico /cono de tobas -zona proximal de Plan de la Laguna y la Tabla</i>
11	Sbm	<i>Tobas freatomagmaticas basálticas-facies medias a distales, con tefras Tierra Blanca Joven y volcán Boquerón subordinadas</i>
12	Sbt	<i>Tobas freatomagmáticas del volcán Boquerón- Talpetate</i>
13	Sbtt	<i>Tefras de volcán Boquerón (Stc) cubiertas por tobas freatomagmaticas (Talpetate)</i>
14	Sbs	<i>Conos de escoria basáltica</i>
15	Sbl	<i>Flujos de lava basáltica/andesítica y complejos/campos de flujo</i>

16	Sblt	<i>Flujos de lava basáltica/andesítica y complejos/campos de flujo, cubiertos por tefras</i>
17	SbB	<i>Volcán Boquerón (San Salvador joven) como efusivo predominantemente</i>
18	SbBt	<i>Volcán Boquerón (San Salvador joven) como efusivo predominantemente, cubiertos por tefras</i>
19	SbBtt	<i>Volcán Boquerón (San Salvador joven) como efusivo predominantemente, cubierto por tefras y talpetate</i>
20	Stbj	<i>Tefras riolíticas Tierra Blanca Joven, incluidos flujos de pómez</i>
21	Stbr	<i>Facies retrabajada de tefras riolíticas iniciales de Tierra Blanca Joven</i>
22	Stbf	<i>Depósitos singenéticos de flujos de escombros de Tierra Blanca Joven</i>
23	Stbs1	<i>Tefras Tierra Blanca Joven yaciendo sobre tefras de volcán Boquerón y tobas de maar Plan de la Laguna</i>
24	Stbs2	<i>Tefras Tierra Blanca Joven yaciendo sobre tefras de volcán Boquerón y tobas de maar la Tabla</i>
25	Stb	<i>Tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TBJ), tefra dominante tipo caída</i>
26	Stc	<i>Tefras de volcán Boquerón incluyendo la cubierta subordinada de TBJ y TB4 en la base</i>
27	Stcr	<i>Tefras de volcán Boquerón- facies fluviales retrabajadas</i>
28	Stba	<i>Tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefras de volcán Boquerón</i>
29	Stbar	<i>Tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefras de volcán Boquerón-facies fluvial retrabajada</i>
Formación San Salvador – Cuscatlan		
30	SCas	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-complejo estratovolcánico de la zona proximal</i>

31	SCast	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-complejo estratovolcánico de la zona proximal cubierto por tefras e incluyendo talpetate</i>
32	SCass	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-complejo estratovolcánico de la zona proximal cubierto por tefras</i>
33	SCat	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-aglomerados, escorias y tobas de la zona proximal a media</i>
34	SCatt	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-aglomerados, escorias y tobas de la zona proximal a media, cubiertos por talpetate</i>
35	SCal	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-flujos de lava de la zona media</i>
36	SCae	<i>Volcán Antiguo de San Salvador (Picacho)-predominan complejos epiclasticos de la zona media</i>
Formación Cuscatlan		
37	Cbs	<i>Conos de escoria basáltica</i>
38	Cbl	<i>Flujos de lava basáltica y complejos/campos de flujos</i>
39	Cbtp	<i>Aglomerados freatomagmaticos basálticos/cono de toba -facie proximal</i>
40	Cbtm	<i>Tobas freatomagmáticas basálticas-facies media a distal</i>
41	Cbts	<i>Depósitos vulcano-sedimentarios de maar</i>
42	Chs	<i>Depósitos silíceos de aguas termales</i>
43	Cst	<i>Tobas antiguas de calderas de Ilopango y Coatepeque</i>
44	Cstf	<i>Facies retrabajadas (fluvial/lacustrina) de tobas antiguas de calderas de Ilopango y Coatepeque</i>
45	Cdsa	<i>Brechas daciticas subacuáticas y tobas de pómez retrabajada de caldera de Ilopango</i>

46	Cds	<i>Cono de escoria dacítica San José</i>
47	Cadl	<i>Cono efusivo andesítico/dacítico San Jacinto</i>
48	Cadlt	<i>Cono efusivo andesítico/dacítico San Jacinto cubiertos por tefras</i>
49	Crd	<i>Domos extrusivos riolíticos</i>
50	Cdd	<i>Domos extrusivos dacíticos-San Jacinto y equivalentes</i>
51	Cddb	<i>Brechas relacionadas a domo dacítico</i>
52	Cddp	<i>Flujos piroclásticos relacionados a domo dacítico</i>
53	Cddt	<i>Domos extrusivos dacíticos, cubiertos por tefras antiguas de Tierra Blanca (TB4-TB2) con horizontes subordinados de tefras de volcán Boquerón (Stba)</i>
54	Cas	<i>Complejos de estratovolcanes/efusivos basálticos/andesíticos de la zona proximal-volcánes Loma Larga, Nejapa, Guaycume, Guazapa y El Carmen</i>
55	Cast	<i>Complejos de estratovolcanes/efusivos basálticos/andesíticos de la zona proximal cubiertos por tefras</i>
56	Cal	<i>Complejos de flujos de lava basáltica y brechas hialoclastitas</i>
57	Calt	<i>Complejos de flujos de lava basáltica/andesíticas y brechas hialoclastitas cubiertas por tefras</i>
58	Cale	<i>Complejo de flujos de lava andesíticas y brechas epiclasticas volcánicas</i>
59	Cadi	<i>Ignimbritas de la caldera de Jayaque y rocas volcánicas epiclasticas relacionadas</i>
Formación Balsamo		
60	Bas	<i>Flujos de lava andesíticas y rocas volcánicas brechas epiclasticas gruesas de la zona interna proximal</i>
61	Bae	<i>Brechas volcánicas epiclasticas de gruesas a finas a conglomerados y flujos de lavas esporadicos de zona proximal externa</i>

62	Bal	<i>Lava Andesitica</i>
Laterites		
63	lt	<i>Rocas afectadas por meteorización lateritica, variablemente con cubierta delgada de tefras</i>
64	lat	<i>Laterita, variablemente con una cubierta delgada de tefras</i>
65	w	<i>Agua</i>