

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS PELIGROS NATURALES, ÁREA DE METAPÁN, EL SALVADOR



**SERVICIO GEOLÓGICO CHECO (ČGS), PRAHA
SERVICIO NACIONAL DE ESTUDIOS TERRITORIALES,
SAN SALVADOR**



2005

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LOS PELIGROS NATURALES, ÁREA DE METAPÁN, EL SALVADOR

Director del Proyecto:

Petr Hradecký

Autores:

Jiří Babůrek, Lenka Baratoux, Ivo Baroň, Stanislav Čech, Walter Hernandez,
Petr Hradecký, Veronika Kopačková, Zdeněk Novák, Vladislav Rapprich, Jiří
Šebesta, Josef Ševčík, Tomáš Vorel, Michaela Zemková

Financiado por el Gobierno de República Checa, 2005
Ministerio de Ambiente, Praha

ČESKÁ GEOLOGICKÁ SLUŽBA (ČGS), PRAHA
SERVICIO NACIONAL DE ESTUDIOS TERRITORIALES,
SAN SALVADOR

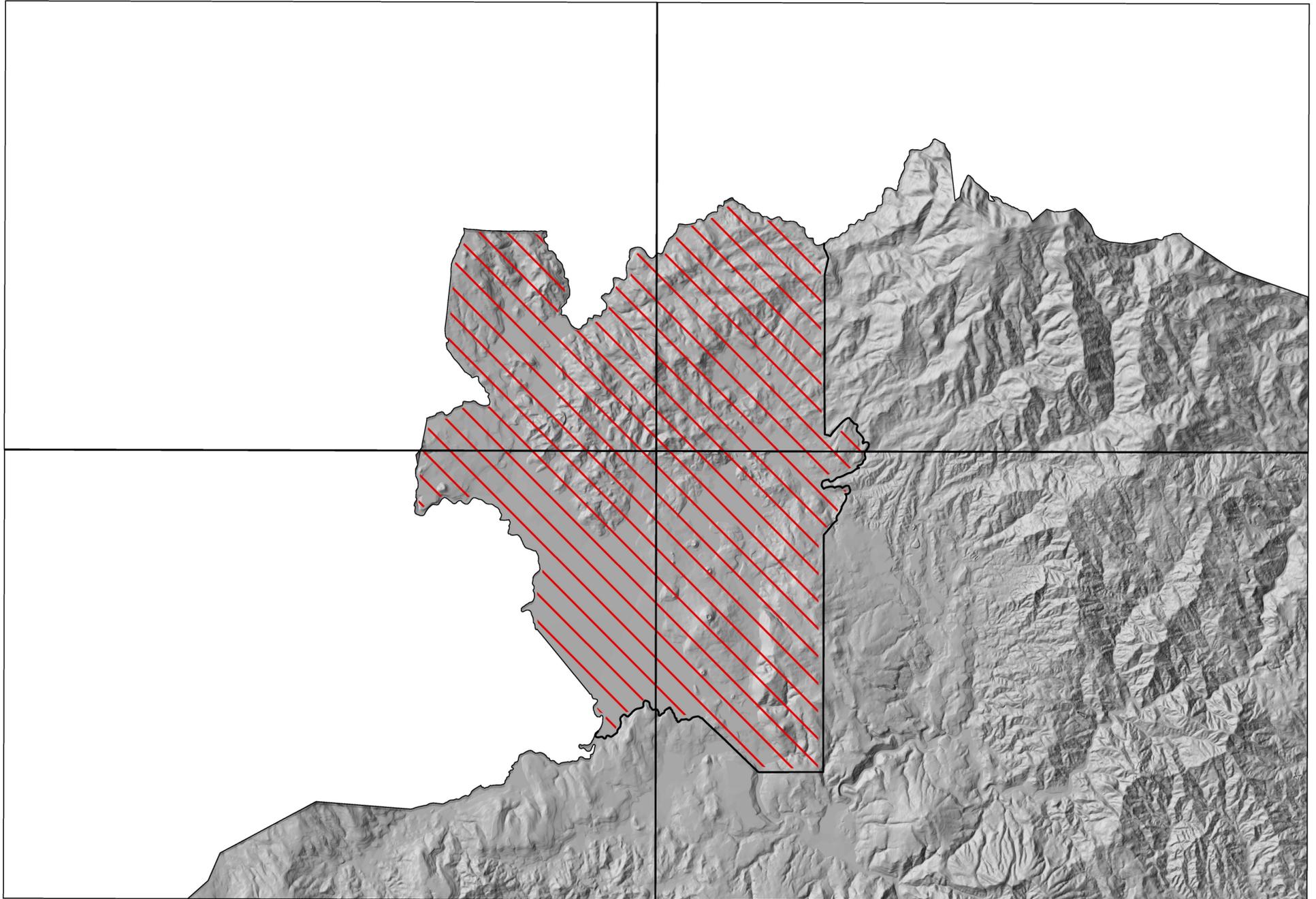


2005

Contenido del texto

1. Introducción (P. Hradecký).....	1
2. Geografía (P. Hradecký).....	3
3. Rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico (S. Čech).....	4
Estudios anteriores.....	4
Estudios actuales y metodología.....	5
Paleontología y bioestratigrafía.....	9
4. Rocas plutónicas y metamorfoicas (J. Babůrek, Z. Novák).....	17
Rocas plutónicas.....	17
Rocas metamorfoicadas.....	20
5. Rocas volcánicas terciarias (P. Hradecký).....	22
Ignimbritas „inferiores“.....	22
Intrusiones riolíticas.....	23
„Ignimbritas superiores“.....	23
Secuencia de tobas caídas multicolores e ignimbritas.....	26
6. Volcanismo basáltico Cuaternario (V. Rapprich).....	27
Caídas distales de la Caldera Ilopango.....	31
7. Sedimentos Cuaternarios (T. Vorel).....	32
Depósitos antropogénos.....	32
Depositos eólicos.....	32
Sedimentos aluviales recientes.....	32
Conos aluviales recientes.....	33
Depositos deluvio-fluviales.....	33
Gravas fluviales y arenas de terrazas.....	34
Depositos coluviales y deslizamientos.....	34
Gravas y arenas aluviales de la parte mediana de conos deyección (Grupos Valle Capulín).....	34
Tobas de color claro (diatomitas).....	35
Gravillas y arenas fluviales de conos abanicos inferiores (Grupos Santa Rosa).....	35
8. Evolución geomorfológica (I. Baroň).....	37
9. Geoquímica, composición de rocas (V. Rapprich).....	47
Clasificación de rocas.....	47
Complejo Espinal.....	53
Ignimbritas Cretácicas.....	53
Rocas plutónicas.....	54
Ignimbritas cenozoicas.....	56
Basaltos „back-arc“.....	56
Datación radiométrica de las rocas.....	57
10. Evolución tectónica (L. Baratoux, I. Baroň, W. Hernandez).....	59
Introducción.....	59
Métodos.....	61
Evolución tectónica basada en observaciones del campo.....	62
Interpretación de estructuras.....	70
11. Peligros naturales (I. Baroň, T. Vorel, L. Baratoux, W. Hernandez, P. Hradecký).....	74
Peligros geodinámicos, peligros endogeodinámicos.....	74
Peligros exogeodinámicos.....	79
Peligros hidrometeorológicos.....	83
Peligros antropogénicos.....	85
Un caso de estudio especial: Breve análisis del “flujo de escombros en el Río San José”.....	86
12. Las materias primas (J. Ševčík).....	94
13. Conclusiones (P. Hradecký).....	101
14. Referencias.....	102

Área del estudio



1. Introducción

Los proyectos de estudios geológicos en El Salvador se realizan a partir de 2003, por acuerdo entre el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) y el Servicio Geológico Geológico Checo (SGC), siendo parte del Programa de Asistencia Técnica Extranjera de la República Checa.

En el año 2005 se realizó el tercer estudio geológico enmarcado dentro del proyecto global en la parte noroeste de El Salvador, Metapán, Departamento de Santa Ana, que incluye la frontera occidental de El Salvador-Guatemala, la ciudad de Metapán, Lago de Guija, y que comprende un área de unos 300 km². Este sector reviste de importancia debido a que es el único lugar del territorio salvadoreño con existencia de rocas sedimentarias del Mesozoico, rocas plutónicas, volcánicas y metamórficas. Además, de contar con la cercanía de la montaña de Montecristo con más de 2400 m de elevación, de interés compartido por Guatemala, Honduras y El Salvador; para un desarrollo conjunto de esa región denominada Trifinio. El sector de Metapán es la vía de comunicación terrestre que une El Salvador con Guatemala y Honduras, por medio del denominado Canal Seco, de importancia para la región ya que comunica el océano Atlántico con el océano Pacífico.

Una parte muy importante de este trabajo es el estudio de los procesos tectónicos, ubicación y definición de fallas geológicas tanto antiguas como aún activas, con manifestaciones volcánicas o sísmicas. En la actividad tectónica se analizan los procesos más peligrosos del área (sismos, derrumbes, deslizamientos). Los datos obtenidos en el campo y sus evaluaciones representan un aporte muy valioso al conocimiento científico geológico de la parte noroeste del país.

Este trabajo de carácter multidisciplinario, se basa en los métodos básicos que son el mapeo geológico, geomorfológico, estratigráfico y tectónico de campo, con empleo de mapas topográficos a escala de 1:25 000, cuyos resultados son presentados en mapas a escala a 1:50,000, focalizado en la división litoestratigráfica de las unidades sedimentarias y volcánicas; así como también, en la definición de la génesis de las depósitos piroclásticos, se presentan resultados de análisis de laboratorios, tales como; radiométricos, paleontológicos y paleobotánicos, química de rocas y estudio de las propiedades físicas de las rocas.

El estudio geomorfológico se basó en la interpretación de fotografías, imágenes de satélites, con comprobación en el campo. En el mapa se definieron los rasgos mayores de la evolución del relieve con respecto a los factores endógenos (volcanismo, estructuras) y exógenos (estabilidad de laderas, erosión, inundaciones etc.). Los riesgos se definen por la combinación de datos obtenidos de las dos metodologías principales, es decir, la construcción geológica y reconstrucción de procesos geomorfológicos. Todos los datos se compilaron y se ordenaron para ser presentados en formato digital en un banco de datos SIG.

Los costos del proyecto han sido cubiertos con los recursos de la Asistencia Técnica de República Checa, con la ejecución por parte del Servicio Geológico Checo en cooperación con la Dirección del Servicio Geológico del SNET. La contraparte salvadoreña puso a disposición un geólogo que participó tanto en las actividades previas, como en los trabajos de campo, así como también en la compilación del Informe final en Praga. El SNET además, brindó el apoyo logístico para todas las actividades que el proyecto requirió.

Al finalizar los trabajos de campo, los especialistas de CGS presentaron los resultados preliminares al personal de SNET y a otros especialistas interesados de otras instituciones. El Consul honorario de la República Checa señor Pablo Tesák estuvo continuamente informado sobre el avance del Proyecto.

1.1. Objetivos de trabajo

El objetivo principal de este proyecto es la realización de trabajos geológicos de campo para la localización, identificación y evaluación de los peligros naturales intrínsecos de las condiciones geológicas. Estos datos obtenidos servirán como la base indispensable para la planificación urbana así como para el desarrollo económico de esa región.

Otros de los aspectos que se persiguen en estos estudios es presentación de la documentación y pruebas tecnológicas, sobre la evaluación de reservas de materias primas, sobre todo de materiales de construcción, así como también, el conocimiento estratigráfico, paleontológico, tectónico y volcanológico de la zona y sus relaciones, los cuales, habían sido poco estudiados.

2. Geografía

El área del estudio está limitada por frontera guatemalteca de N y Oeste (véase el croquis). De Este, límites pasan en márgenes de E de la ciudad Metapán a lo lado de la carretera Metapán – Anguiatú. Orillas del Sur del Lago Güija son límites del área de Sur.

La extensión total del área alcanza unos 260 km².

Metapán es la ciudad más grande del territorio estudiado, además San Jeronimo, El Shiste, La Joya y pequeños pueblos y caseríos se encuentran en el área. Fabrica del cemento CESSA es el areal industrial muy importante para economica del país (única cementera en El Salvador) y ofrece buenas condiciones de emplear la población.

Además de Lagometapán y lago Güija existen en el área unos ríos de temporada, el río mayor es Anguiatú que forma también una parte de frontera con Guatemala.

Carretera mayor une metapán con territorio guatemalteco a través de paso fronterizo Anguiatú. Mayoría de calles en el área son pasables con vehículos de doble tracción.

El cumbre más alto es Cerro Coralito (960 m s.n.m.) en parte del Norte, algunos cumbre sobrepasan 800 m. El masizo vecino de Montecristo alcanza hasta 2400 m s.n.m.

Conocimientos geológicos del área quedaban escasez e incompletos. El mapa de escala 1:200 000 hecha por geólogos alemanes es único material cartográfico que podemos discutir en el campo.

Referencias de autores que trabajaban en el territorio o en áreas vecinas se encuentran en capítulos relativos del texto.

3. Rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico

Formaciones de sedimentos y volcánicas se extienden en los alrededores de Metapán hacia al NOE hasta la frontera guatemalteca. Según Dürr y Stoiber (1956) se denominan „Estratos de Metapán“. Muchas veces afloran junto con el Basamento Jurásico dentro de las elevaciones tectónicas donde las secuencias sobreyacentes ya fueron erosionadas. Así mismo se describe la situación en SE de Guatemala y OE de Honduras. Los sedimentos de Metapán demuestran la afinidad litofacial y estratigráfica con las formaciones de Cretácico medio de Honduras. Por este razón, el estudio estratigráfico de las formaciones salvadoreñas refleja la división estratigráfica que se aplica en Honduras.

Estudios anteriores

Sapper (1899) denominó los sedimentos clásticos del tipo red beds que subyacen las calizas como „Metapán strata“. Stirton y Garley (1949) aplicaron la edad Albiano para calizas mientras que las red beds sobreyacentes compararon con sedimentos de Plioceno. Posteriormente, la secuencia Estratos de Metapán fue subdividida a „Formación conglomerática inferior de calizas“ y „Fm. conglomerática superior“.

La misión geológica Alemana que mapeaba todo el territorio salvadoreño en años setenta usaba la misma clasificación y adoptaba la división hondureña (Weber, Wiesemann 1974, Wiesemann 1974, Weber 1979), es decir, Formación Todos Santos, Grupo Yojoa y Formación Valle de Ángeles. Primera formación ocupa el período de Jurásico superior – Cretácico inferior componiéndose de sedimentos clásticos de red beds, sedimentos metamorfeados así como las rocas volcánicas del basamento. Grupo Yojoa (Cretácico medio) se compone de calizas inferiores y superiores, divididos por sedimentos red beds. Sedimentos clásticos tipo red beds superiores se incluyen en Formación Valle de Ángeles (Cretácico superior – Oligoceno). En sus mapas, los geólogos alemanes no discernieron los red beds entre las formaciones de Todos Santos y Grupo Yojoa, tampoco discernieron las calizas superiores e inferiores. Esta clasificación originalmente es de Mills (et al., 1967) quienes la emplearon en Honduras.

Estudios actuales y metodología

Dentro del Proyecto de CGS en Metapán se estudiaban en detalle la estratigrafía y litología de sedimentos Mesozoicos, se definieron las unidades, sus posición y hallazgos paleontológicos. Las secuencias de red bed se mapeaban independientemente. División de dos horizontes de calizas, como ya indicó Weber (1979), ayudó a dividir también varios horizontes de red beds.

Durante de últimos 30 años las compañías cementeras Maya y Cessa abrieron varias canteras grandes para excavar las calizas. Esto facilitó considerablemente el trabajo reciente puesto de que muchas paredes nuevamente excavados ofrecieron los datos nuevos y complejos. Los bloques de calizas están separados uno de otro por fallamientos tectónicos lo que hacía unos problemas al estudio estratigráfico – además algunas fallas se presentan en tipo „thrust“ (véase en capítulo Tectónica).

Para discutir la estratigrafía mesozoica, basamos en la propuesta de Finch (1981), quién actualizó la estratigrafía original de Wills et al. De Honduras. En dicho trabajo, una parte de calizas Cenomanianas del Grupo Yojoa fue incorporada en Formación Valle de Angeles. Estas calizas (de nombre nuevo Formación Jaitique) dividen ahora los sedimentos clásticos red beds de Fm. Valle de Ángeles en dos horizontes – inferior y superior.

Esta división puede compararse con los resultados de Misión Alemana, sin embargo en Tab. 3.1. se demuestran las diferencias conseguidas por trabajo reciente – dentro de Grupo Yojoa se distinguen las calizas inferiores en sentido de Weber (1979). Sedimentos de red beds así como calizas superiores de Yojoa se ahora incluyen en Grupo Valle de Ángeles.

En el mapa recién presentado de escala 1:50 000 se presentan las unidades siguientes: Formación Todos Santos, Fm. Atima (Grupo Yojoa) y Fm. Valle de Ángeles que se además compone de Red beds inferior, Fm. Jaitique y Red beds superior.

Formación Todos Santos / Tepemechín

Los sedimentos clásticos red beds que subyacen las calizas Cretácicas en Guatemala occidental, clasificó Sapper (1899, 1937) en nombre de Fm. Todos Santos. Sapper (1937) y Mutteried (1942) compararon esta formación con Metapán strata (conglomeratos inferiores según Durr, Stoiber 1956). Sin embargo, Goss y Schwartz (1977) y Finch (1981) señalaron, que área de sedimentación de Fm. Todos Santos en Guatemala se encontraba en otra placa litosférica a diferencia de afloramientos en Honduras. Para aquellos estratos que se encuentran

dentro del bloque tectónico Chortis, propuso Gordon (1992) el nombre Formación Tepemechín. Ambas formaciones se distinguen por propiedades paleomagnéticas, sin embargo la evolución sedimentaria y estratigrafía es prácticamente igual. En el informe presente, usamos los dos nombres considerando guardar el nombre histórico Todos Santos por su uso frecuente y conocido.

Puesto de que en El Salvador existen dos horizontes estratigráficos de calizas, a diferencia de opiniones anteriores (Dürr, Stoiber 1956), los sedimentos de red beds anteriormente designados dentro de dicha formación, ahora se consideran como la parte de subyacente Fm. Valle de Ángeles. Dentro de esta formación incluían varios autores (Weber, Wiesemann 1974, Wiesemann 1975 y Weber 1979) también las rocas metamorfeadas de composición volcano-sedimentaria. Según resultados de nuevos estudios, estas rocas forman un grupo distinto denominado Complejo Espinal. Esta secuencia está sobreyacida por los sedimentos red beds, el contacto es de unconformidad angular. Dentro de red beds también aparecen rocas volcánicas, por ejemplo, en corte de camino entre canteras Campana I y Campana II, PdeR No. 24. En algunas partes del territorio estudiado al OE de Metapán, las rocas de Fm. Todos Santos / Tepemechín no se desarrollaron. Significa, que las rocas de esta formación se encuentran en el área más pequeña que fue considerada anteriormente.

Las rocas de Fm. Todos Santos / Tepemechín las encontramos en cercanías de Santa Cruz, al Sur de carretera Metapán-Ostúa (entre las haciendas El Ronco y Soledad), al N de esta carretera entre El Espinal y Cerro El Maladerjo, además en el área al OE de Cerro de Chepe.

La formación está caracterizada por sedimentos clásticos gruesos, es decir conglomerados polimictos, areniscas cuarzíferas, que alternan con estratos de arcillas, todos tienen el color rojo, a veces gris o verde. Localmente se observó la presencia del material volcánico. En cercanías de Santa Cruz (PdeR No. 58), (Foto 3.2) se documentaron los depósitos fluviales, conglomerados y areniscas de estratificación cruzada así como los sedimentos aluviales. Guijarras que forman los conglomerados contienen más de 90% de cuarzo, el resto son ópales y fragmentos de rocas volcánicas. Dentro de areniscas documentamos los fragmentos de madera transportada, dentro de areniscas además concreciones pisolíticas de color gris o verdoso.

Contacto con secuencia Espinal es una discordancia angular (Foto 3.1). En parte basal así como en varios niveles de estos sedimentos continentales se observan rocas volcánicas. En comparación con rocas subyacentes de Espinal, son de ambiente subaéreo. Prevalecen las ignimbritas y caídas co-ignimbritas. Algunos fragmentos líticos en ignimbritas tienen la

composición química intermediana. Una muestra analizada en PdeR No. 24 reveló la composición riolítica, sin embargo la composición general de rocas en esta fase volcánica podría ser más amplia – riolita...andesita.

La posición estratigráfica se demuestra bien en PdeR No. 24, Fig.1, Foto 3.1). Ignimbritas riolíticas se componen de matriz vitrítico, de fragmentos de vidrio recrystalizado (Foto). Matriz fina y color violet dan impresión de lava andesítica. La posición estratigráfica (subyacen los sedimentos de red beds de Fm. Todos Santos / Tepemechín) y composición puede ser relacionada como la dacita de edad radiométrico hecha por Drb (1998).

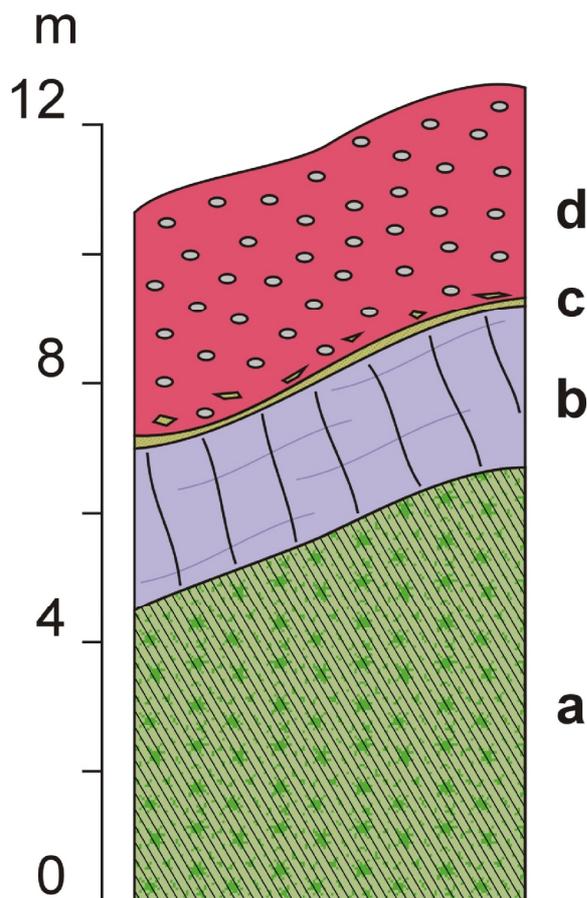


Fig. 1. Sección en PdeR No. 24. Relación entre Complejo Espinal y Fm. Todos Santos / Tepemechín, incluyendo la capa de ignimbrita en base de la sección.

- a) brecha hialoclastica (foto de sección delgada 24b) de Complejo Espinal. La potencia total no se conoce, sobrepasa unos 5 mts.
- b) Ignimbrita riolítica (sección delgada 24) de Fm. Todos Santos. Espesor 2, 5 mts.
- c) Ceniza co-ignimbrítica, color verdoso – toba fina. Espesor de 2-5 mts. Sin meteorización.
- d) Después de erosión: conglomerado de red beds inferior, en base fragmentos de tobas frescas y sueltas. Más arriba, guijarras de cuarzo predominan.

En el área al Sur de cantera Camapana I (PdeR No. 309), una capa de tobas, asociada con lavas e ignimbritas, de espesor total 30-40 mts, subyace las tobas submarinas de Espinal. El contacto es erosional. En este perfil faltan los sedimentos red beds de Todos Santos / Tepemechín, la formación está representada sólo por rocas volcánicas. Depositos piroclásticos sobreyacen solamente las calizas de Grupo Yojoa. El espesor aumentado así como la ausencia de los sedimentos de Todos Santos puede indicar la existencia de una elevación que impidió la sedimentación de conglomerados y areniscas. La localización del centro volcánico queda desconocido.

La potencia total de esta formación en Metapán puede estimarse a unos 50-60 mts. Espesores más grandes (200-350 mts) mencionados por Dürr y Stoiber (1956) y Weber (1979) podían ser estimadas considerando la extensión de la cuenca sedimentaria más grande así como la causa de equivocación cuando se calculaban también las capas de red beds más jóvenes. Los sedimentos de este tipo no se encuentran en las cercanías de Chuchumba y Los Llanitos.

La edad de esta formación la podemos estimar sólo por su posición estratigráfica, es decir, subyace las calizas Cretácicas inferiores (Aptian-Albian).

Grupo Yojoa

Para las calizas de origen marítimo que se encuentran dentro de una secuencia mesozóica-terciaria de Honduras instalaron Mills et al. (1967) un nombre Grupo Yojoa. Dentro del grupo describió siguientes formaciones: Cantarranas, Ilama, Atima y Guare. Finch (1981) trasladó la Formación Guare dentro del Grupo Valle de Angeles (sobreyace Formación Jaitique). Tampoco Formación Ilama Finch considera como una unidad litoestratigráfica independiente (pertenece también dentro del Grupo Valle de Angeles). En la area estudiada alrededor de Metapán dividimos en las canteras y afloramientos también dos miembros o formaciones: Cantarranas e Atima. Sin embargo, la unidad Cantarranas por pequeña potencia y destapado malo en el campo no es representada en el mapa. Grupo Yojoa tan como es definido hoy, corresponde con la capa de las calizas inferiores del Grupo Yojoa según Weber (1979).

Calizas de Grupo Yojoa se podían estudiarse bien en varias canteras de la compañía CESSA como son: El Tonto (PdeR No. 10), Las Quebradas (PdeR No. 29), Chuchumba (PdeR No. 16, 89), Los Llanitos (PdeR No. 15), (Foto 3.3), Campana 2 (PdeR No. 29), Santa

Cruz 1 (PdeR No. 65-71) y en otras canteras pequeñas privadas 2 km al norte de Metapán. Los otros, afuera de la zona mapeada presentó Weber (1979).

El límite entre Grupo Yojoa y los clásticos subyacentes en territorio mapeado no es observable. En los lugares donde aflora el límite transgresivo entre subyacente Complejo Espinal (canteras Los Quebradas y Los Llanitos) y Grupo Yojoa se observa la sucesión de las capas siguiente: conglomerados basales (potencia 0,5 m), alternación de las capas con potencia pocas dm de areniscas con grano fino, lutitas y margas (5-10 m). Contenido de CaCO_3 aumenta desde la base arriba. Rocas sobreyacentes forman margas con calizas nodulares de color gris oscuro hasta gris azulacea. Estas rocas litologicamente corresponden a la Formación Cantarranas en Honduras.

Cuerpo principal de Grupo Yojoa está formado por calizas arcillosas de estratificación laminar que contienen concreciones de silicitas negras típicas de varia forma (Foto 3.4). Alteración de los bancos de caliza con capas de margas forma sedimentación ciclica y ritmica con potencia 30-40 m. Litologicamente este tipo de caliza es bien comparable con las calizas de Formación Atima en Honduras.

En la parte más superior de calizas Atima se encuentran dos capas de potencia en dm de margas rojas y las capas terminan por un banco de caliza nodular que es densamente perforada por pasillos de tipo *Thalassinoides*. Esta caliza representa una fase inicial de creación del fondo firme (incipient hard-ground).

Alrededor de hacienda El Ronco en contacto con cuerpo de diorita las calizas son metamorfizadas para los marmoles de vario grano, desde finos hasta gruesos.

Podemos suponer que potencia de las calizas de Grupo Yojoa oscila entre 40-60 m. La potencia mucho mas baja (por ejemplo alrededor 5 m) fue observada en algunos lugares (por ejemplo parte sur de la cantera Campana 2) como resultado de una reducción tectónica.

Paleontología y bioestratigrafía

Excepto de hallazgo de rudista *Toucasia* sp. 1 km al norte de Metapán (Mullerried 1939) no se conocía de estas calizas otra macrofauna. Durante de levantamiento de scubrimos la cantidad grande de macrofauna y también varias ichnofosiles tanto en Cantarranas, como en Atima Formación (Foto 3.5, 3.7 y 3.8). Las margas de Cantarranas Formación en todos los afloramientos (por ejemplo PdeR No. 15, 16, 25, 29, 65-71) contienen gastrópodos (*Natica* sp., *Lunatia* sp., *Multipyxis* sp.) y bivalvos (*Actinostreon* sp., *Ceratostreon* sp., *Chlamys* sp.). También se observan pasillos bifurcados de ichnogeno *Thalassinoides*, y fragmentos de las

plantas carbonizados. En los estratos basales de Formación Cantarranas (Puntos de Referencia No. 15 y 90) descubrimos ostracodas y foraminíferas calcáreas *Tristix* sp., *Lenticulina* sp., *Pseudocyclamina* sp., *Trocholina valdensis* (Reichel) a *Dicyclina schlumbergeri* Munier-Chalmas.

En la base de Formación Atima con frecuencia se observan las acumulaciones de las rudistas (*Planocaprina* sp., *Matheronia* sp. a *Toucasia* cf. *texana*) que forman los bancos con potencia 4 – 6 m. Junto con rudistas (y estratigráficamente más arriba) se observan tempestitas con acumulaciones de los bivalvas *Chondrodonta* sp. (hasta hoy considerados como estratomatolitos). También se observan las estructuras laminadas (stromatactites). Las valvas de rudista grandes son comunes dentro de toda Formación Atima. En la parte inferior y medio de Atima (PdeR No. 15/4) descubrimos en la capa de margas oscuras, una asociación pobre de las foraminíferas, representada solamente por algunos individuos de los géneros *Praebulimina*, *Tristix*, *Spirillina* y *Laevidentalina* y también especies *Trocholina conica* (Schlumberger) a *T. valdensis*. Junto con las foraminíferas se observaron en cantidad bastante alta también ostracodas (*Cythereis*, ? *Asciocythere*, ? *Protocythere*).

Según contenido de rudistas y sus determinación preliminar podemos estimar la edad de Grupo Yojoa como Albiano, y parte inferior de Cantarranas puede continuar hasta Aptián superior según analogía con Honduras central y occidental (Mils et al 1967).

Grupo Valle de Angeles

Los sedimentos de tipo „red beds“ que sobreyacen las calizas con silicitas de Grupo Yojoa fueron ordenadas una vez para conglomerados Estratos de Matapán inferior y otra vez superior. Dürr & Stober (1956), Wiesemann (1975) y Weber (1979) incluyeron los conglomerados al centro Yojoa Grupo entre las capas de calizas inferior y superior. Pero en Honduras el centro de Grupo Yojoa no es conocido en forma del tipo „red beds“ (Mills et al. 1967, Finch 1981). Porque las calizas superiores al norte de Metapán son determinados por paleontología de edad Cenománico (Kemper & Weber 1979) es claro que dichas calizas sean equivalente con Jaitique Formación en Honduras, que está estratigráficamente en el centro de los sedimentos de tipo „red beds“ de Grupo Valle de Angeles (Finch 1981). Si dicha correlación es correcta, los sedimentos red beds y rocas volcánicas que subyacen las calizas superiores alrededor de Metapán, deben incluirse adentro de la base de Valle de Angeles. De acuerdo con desarrollo de Grupo Valle de Angeles en Honduras (Finch 1981), alrededor de Metapán hoy Formación Jaitique divide los sedimentos del tipo red beds del Grupo Valle de

Angeles a la partes inferior y superior. La misma división está usada en el mapa geológico de escala 1 : 50 000.

Sedimentos del tipo „red beds“ inferior

Una capa bastante potente del tipo red beds con capas de las rocas volcanicas aflora en el área entre el Río Chimalapa y Cerro Colecha, también en cercanías de Cerro de Burra, Los Llanitos y en una parte del dirección norte – sur entre Cerro El Espinal y Cerro El Malache. Restos pequeños se observan en las canteras Chucumba (PdeR No. 16) y Campana 2 (PdeR No. 29).

El contacto con las calizas subyacentes es discordante; ahora es bien descubierto en las canteras Campana 2 (PdeR No. 29), (Foto 3.6) y las canteras al oriente de Cerro Colorado (PdeR No. 65 – 71). La base de los sedimentos del tipo de red beds inferior de Grupo Valle de Angeles es erosiva. Cerca del contacto erosivo se observa localmente una capa de los conglomerados con potencia 1,3 m y con fragmentos de las calizas subyacentes. Sobre los conglomerados existe una capa de la arenisca calcarea (potencia 0,5 – 1m) con la macro – i microfauna marítima. Más arriba continúa una capa de las lutitas y arcillas de color rojizo, gris o gris – verdoso con intercalaciones de las areniscas quarcíticas y conglomerados de color gris, frecueamente con estratificación inclinada (PdeR No. 22, 41, 63, 71). Las areniscas y conglomerados forman lentes con potencia de alrededor 5m o se alteran con pelitas en ciclos fluiviales tipicos (Foto 3.9). Los sedimentos de este tip de potencia grande se observan por ejemplo en corte de la carretera cerca de El Colorado (PdeR No. 29). Las rocas pelíticas contienen las concreciones calcareas, localmente del hierro (PdeR No. 29) o pisolitas. Una capa de suelo fósil fue descubierta en la cantera Campana 2, más o menos 3 m sobre la base de red beds. Contiene abundantes raíces de las plantas que indican el cambio de los condiciones hacia el ambiente continental.

En varios niveles estratigráficos red beds contienen los estratos de las rocas de origen volcánico. Igualmente como en la base de Formación Todos Santos/Tepemechín también aquí predominan las ignimbritas, incluyendo los depósitos de ground-surge, ash-cloud-surge y caídas coignimbríticas. También en esta posición estrafigrafica las ignimbritas tienen color rosaceo con matrix fino formado por los cristales minutos y por vidrio recristalizado, pues semejantes a lavas andesiticas. Los rocas volcánicas tienen posición concordante con los sedimentos. La actividad tectónica que levantó el area y cambió el carácter de la sedimentación marina a la sedimentación continental fue acompañada por la actividad volcanica de los centros hasta ahora no conocidos. Tampoco la composición química de las

rocas volcánicas es conocida perfectamente, pero en base de la semejanza con las rocas volcánicas de Formación Todos Santos/Tepemechín es posible aplicar la composición química semejante. Las ignimbritas se componen por vidrio recristalizado y cristales finos del cuarzo y feldespato. Algunas unidades fluviales por el contrario son ricas de fragmentos líticos. En la sección delgada se ve muy bien doblamiento de los listones de feldespatos alrededor de fragmentos líticos (PdeR No. 209 B). Turbación y fragmentación de todas las rocas de edad mesozoico complican sustancialmente todas las consideraciones sobre el volcanismo porque las rocas se preservan solamente en la forma de las escamas tectónicas.

Dentro de las areniscas calcáreas en la base de Grupo Valle de Angeles descubrimos los gasterópodos marinos („*Lunatia*“, „*Nerinea*“) y ostreas. La microfauna está representada por asociación de algunas pocas foraminíferas, predomina *Quinqueloculina* sp. También fue descubierto un ejemplar del género *Lenticulina* con la valva calcárea totalmente diluida. Se preservó solamente „núcleo“ llenado por el sedimento. También se observó un ejemplar del género *Gavelinella* sp. ?Plankton? representó solamente un ejemplar de *Hedbergella* (*Favusella*) cf. *washitensis* (Carsey), que según Caron (1985) tiene extensión estratigráfica desde albiano inferior hasta cenomaniaco medio.

La potencia completa de la secuencia volcánico – sedimentaria en la zona mapeada no puede determinarse, causa de la tectonización fuerte de los sedimentos. Alrededor de Cerro Colorado la potencia completa de la parte inferior de Grupo Valle de Angeles puede alcanzar 130 m, Weber (1979) supone unos 200 – 220 m. Las potencias mucho menores en parte occidental del área mapeada resultan de una reducción tectónica de dichos sedimentos.

Formación Jaitique

La formación de las calizas superiores, que se extienden alrededor de Metapán, según Wiesemann (1975) y Weber (1979) forman una parte de Grupo Yojoa. Basado en nuevos datos, las comparamos con las calizas Formación Jaitique (Cenomaniaco), definidos por Finch (1981) dentro de Grupo Valle de Angeles en Honduras.

Estas calizas son bien afloradas en las canteras Campana 1 (PdeR No. 8), El Limón 2 (PdeR No. 21) Colorado (PdeR No. 31, 32). También en cercanía de Cerro Colecha y Cerro El Júcaro más o menos 4 km noroccidental de Metapán.

El límite inferior con los sedimentos de „red beds“ es conformable. En la base se encuentra una capa de potencia 12 m, donde alteran lutitas hasta margas de color rojo con las estratos delgados de calizas arcillosas. Más arriba aparecen los bancos de caliza con potencia

de 0,4 – 0,7 m, que forman la base de Formación Jaitique. Una cosa típica para esta capa es la alteración de bancos delgados de caliza bituminacea con las capitas de las margas (ritmitas), (Foto 3.10). Las calizas tienen una laminación fina. Las capas de silicitas típicas para las calizas de Formación Atima no fueron observadas. En la parte superior de secuencia predominan las margas con capas delgadas (0,2m) de caliza. Cárácter de estratos de este tipo es parecido al Miembro Guare que forma parte la más superior de Formación Jaitique en Honduras (Finch 1981). Más arriba se observan las calizas nodulares con fósiles (PdeR No. 8, 32, 60). La parte más joven con potencia 3,5 m está formada por bancos de caliza (alrededor de 0,7m) y con intercalaciones de margas. Secuencia termina con las arcillas de color verdoso y rojizo (PdeR No. 23 y 60) con potencia alrededor de 5m.

Kemper & Weber (1979), según de contenido de fauna de las calizas superiores (Formación Jaitique en el informe nuestro) descubiertas en cercanías de Cerro Cardenillo, 6 km noroeste de Metapán, determinaron la edad de las calizas como Cenomanio medio – superior. La edad determinado se testifica por un hallazgo de la amonita *Calycocheras salvadorensis* Kemper & Weber en parte central de capa. Hallazgos ricos de la *Exogyra laeviplexa* Kemper & Weber se observan en parte más superior de estratos. En la parte central de la cantera abandonada El Colorado (PdeR No. 64) descubrimos las amonitas del género *Calycocheras*, mientras los hallazgos colectados de ostreas *Ilymatogyra (Afrogyra) laeviplexa* (= *E. laeviplexa* Kemper & Weber) descubrimos en las calizas nodulares, que forman la más alta parte de Jaitique F. (Miembro Guare) en la cantera Colorado (PdeR No. 32), (Foto 3.11) y, alrededor (PdeR No. 60). Dichas ostreas incluye Malchus (1990) parcialmente dentro del género Cenománio superior *I. (A.) africana* (Coguand). Nuevamente fueron descubiertos en la parte central de secuencia (PdeR No. 8) los bivalvos del género *Plicatula*. En la parte más superior con frecuencia se observan los fragmentos de las plantas terrestres (por ejemplo „Sequoia“ y otras (PdeR No. 8 y 64). En la base de estratos descubrimos las valvas de ostracodos recristalizadas y un ejemplar de *Dicyclina schumbergeri* (PdeR No. 22/13). En la parte central (PdeR No. 31/2) encontramos algunos fragmentos de espinas de erizos del mar y diente pegueño de tiburón. En el medio un poco más diversificado de las foraminíferas se encontraron: *Spirillina minima* Schacko, que es extendida por todo el mundo en Cretácico inferior y medio de zona climática mediana y de bioprovincia del mar Tethys (Bartenstein and Bolli, 1968). Una valva muy pequeña de ? *Lingulogavelinella* sp. se encontró también. Fauna planctónica está representada por fragmento de *Rotalipora* sp. (podría ser *R. montsalvensis* – la valva fue recristalizada, llenada por pirita y en total muy mal preservada) y por algunas valvas (recristalizada y con frecuencia

deformadas) de género *Hedbergella* - acaso *Hedbergella (Favusella) washitensis*, *H. cf. infracretacea* (Glaessner). Según de Robaszynski y Carón (1995), rotaliporas estratigráficamente son conocidas desde Albiano superior hasta Cenomanio superior. En parte más joven de estratos se descubrieron algunas valvas de ostracodas, un spino de erriz del mar y también las foraminíferas siguientes: *Dictyoconus* sp., *Oolina* sp., *Conorboides* sp., *Praebulimina* sp., eventualmente *Dicyclina* sp., (PdeR No. 60/3). De zona más alta de Jaitique Fm. (Mbr. Guare PdeR No. 32) fue identificado nanoplanctono calcareo: *Watznaueria barnesae*, *Zeugrhabdotus trivectis*, *Helenea chiastia*, *Eiffellithus turriseiffelii*, *Eprolithus floralis*, *Prediscosphaera cretacea*, *P. columnata*, *Stoverius achylosus*. Dicha asociación es estratigráficamente conocida desde Cenomaniano hasta Turoniano.

Estimamos que la potencia de Formación Jaitique sea 60 – 70 m, de este número pertenece 20 – 30 m por la parte la más superior formada por margas con intercalaciones de calizas (Guare Mbr.) y las calizas nodulares con las ostras. Aumento de la potencia de Jaitique Fm. esta relacionado con la presencia de una estructura del tipo „graben“ que fue identificada en la cantera Colorado (PdeR No. 31).

Red beds superiores

Las capas de color rojo que sobreyacen las calizas y subyacen las ignimbritas Terciarias alrededor de Metapán incluyeron Dürr & Srober (1956) dentro de Serie de Los conglomerados superiores, Burkart et al (1973) dentro de Subinal Formación, Wiesmann (1975) dentro de Subinal Fm. y Grupo Valle de Angeles. Weber (1979) prefiere un nombre más amplio, Grupo Valle de Angeles ante de Formación Subinal, puesto de que no es claro si Subinal Fm. en el área típica (Valle Motaqua) coincide estratigráficamente con las presencia de red beds in Guatemala suroriental, que se encadenaran con las presencias de red beds en Salvador noroeste. Formación Subinal debe tener edad Terciario (Burkart et al. 1973, Williams & McBirney 1969), mientras que los sedimentos de Grupo Valle de Angeles se consideran hoy de Cretácico solamente (Gordon and Gose 1989). En esta pregunta remitimos para discusión en Mills et. al. (1967), Williams & Mc. Birney (1969) y Weber (1979). Dichos informes aceptan concepción de Grupo Valle de Angeles según Finch (1981). Red beds superiores tienen extensión la más amplia alrededor de Río Angue entre San Jeronimo y El Puntino, en valles La Joya y Quebrada El Espinal al norte de Metapán y cerea de carretera Matapán – frontera con Guatemala.

De punto de vista de litología podemos en secuencia red beds superior definir parte inferior y parte superior. La parte inferior con potencia variable de algunas decenas metros (alrededor 50 – 100 m) está caracterizada por capas de los conglomerados polimictos que se alteran con las capas de pelitas de color rojo claro u oscuro. Guijarros de tamaño 1-15 cm están formados por calizas (60%, cerca de la base de red beds hasta 90%), el resto son clastos de red beds y rocas parecidas de andesitas y dacitas, en niveles estratigraficamente más bajas y muchas veces meteorizados. Capas de los conglomerados en algunos lugares son fuertemente consolidados (calcificación, limonitización) y forman las lomas morfológicamente llamativas.

En la parte superior predominan las lutitas arcillosas de color rojo que alteran con las areniscas cuarzíferas de color rojo (0,1 – 1 m) y los conglomerados cuarzíferos de color blanco – gris con estratificación inclinada y potencia hasta 5m (PdeR No. 43). Los guijarros del cuarzo de tamaño 1–5cm tienen forma suboval hasta subangular. Localmente los sedimentos contienen material de origen volcánico (Weber 1979).

El limite inferior de red beds es unconformable por discordancia angular entre las calizas Jaitique Fm. y red beds superiores Grupo Valle de Angeles. Un afloramiento con inclinación abrupta de las calizas (54° al occidente), que sobreyace un conglomerado basal de red beds superiores casi subhorizontal se puede observar en el PdeR No. 23 (Foto 3.12). En el PdeR No. 60 calizas muestran la inclinación 36° al occidente-suroccidental, mientras la base de red beds está inclinada 40° al sursuroriente. Sobre un contacto discordante al E de Matapán refiere Weber (1979). Weber (1979) refiere también sobre un cuerpo de lava andesítica con potencia 8-12 m situada entre calizas superiores y red beds. El limite superior con las ignimbritas es erosional y discordante (por ejemplo PdeR No. 224). Pero Weber (1979) también refiere sobre un contacto discordante entre red beds Grupo Valle de Angeles y rocas piroclásticas de edad Terciario al OE de Metapán. El contacto de red beds y ignimbritas es ocasionalmente tectónico.

En la area estudiada totalmente faltan los datos para determinar del edad de los red beds superiores. Según los datos palinológicos y magnetoestratigraficos (Finch 1987) las partes más jóvenes de red beds en Honduras son de edad campaniano. De caracter del contacto con las calizas de edad Cretacico subyacentes y las ignimbritas de edad Terciario sobreyacentes podemos suponer el hiatus estratigráfico.

La potencia completa de red beds superior Grupo Valle de Angeles según Weber (1979) alcanza 200-450 m.

			NW El Salvador		SE Guatemala	Centro de Honduras			NW El Salvador								
			Dürr and Stober (1956)	Weber (1979)	Burkart et al. (1973)	Mills et al. (1967)	Finch (1981)	Rütschi, Finch (1985), Gordon (1992), Viland, Henry (2000)	Čech (2005)								
Terciario		mioceno	Serie de Los conglomerados superiores	Valle de Angeles Grupo	rocas volcanicas	Formación Subinal	Grupo Valle de Angeles	rocas volcanicas	Formación Matagalpa	Grupo Valle de Angeles	rocas volcanicas						
		oligoceno			rocas volcanicas												
		eoceno															
		paleoceno															
Cretácico	superior	maastrichtiano	Estratos de Metapán	Yojoa Grupo	F. Caliza superiores	Grupo Yojoa	Grupo Yojoa	F. Guare	Mbr. Guare	F. Esquitas	F. Esquitas	superior capas rojas.					
		campaniano											capas rojas	Formación Atima	F. Jaitique	F. Esquitas	Formación Jaitique
		santoniano											rocas volcanicas	F. Ilama	F. Jaitique	F. Esquitas	inferior capas rojas
		coniaciano											F. Caliza inferiores	F. Cantarranas	Mochito sh	F. Cantarranas	Formación Atima
		turoniano															Formación Atima calizas
	cenomaniano							Formación Cantarranas									
	inferior	albiano		Serie de Los conglomerados inferiores	Formación Todos Santos	Formación Todos Santos	Formación Todos Santos	Formación Todos Santos	F. Cantarranas	Formación Tepemechín	Formación Todos Santos/ Tepemechín						
		aptiano			rocas volcanicas		rocas volcanicas										
		barremiano															
		hauteriviense															
valanginiense																	
Jurásico	superior																
	medio				Formación El Plan	Formación El Plan	Formación Agua Fria	F. El Plan	Complejo Espinal								
	inferior																
Triásico							Esquistos Cacaguapa										

Litoestratigráfica mesozoica del bloque Chortis (Centro America)

4. Rocas plutónicas y metamórficas

Rocas plutónicas

En el territorio mapeado se encuentran tres áreas donde las rocas plutónicas afloran: macizo San Isidro, macizo pequeño Lomas de La Campana prolongado en la dirección Sur - Norte y un área muy pequeña ubicada en el límite oriental del territorio mapeado, aprox. 1,5 km de Metapán en dirección al parque nacional Monte Cristo. Las rocas de todos los tres lugares contamos de acuerdo con conocimientos existentes por las rocas de la edad de Oligoceno, es decir entre la formación volcánica más vieja de Morazán y la más joven de Chalatenango.

El área más extensa de las arriba citadas – Macizo San Isidro se extiende aprox. en la superficie de 5 km² entre la ciudad de Metapán al este y Hacienda El Ronco al oeste. Al norte está limitada por el complejo de las rocas mesozóicas, al sur y al este por las ignimbritas riolíticas de la Formación Chalatenango a cubierta por los depósitos cuaternarios. La parte central de este macizo formada por las ignimbritas del grano grueso, hace tope en la cima Sandoval (Foto 4.1.) y alcanza 709 m s.n.m.

Afloramientos mejores de las rocas plutónicas de este macizo se encuentran en la cantera activa ubicada cerca de la carretera pasante de Metapán a la fábrica cementera El Ronco (Punto de Refer. 506). En la cantera afloran dos tipos de las rocas plutónicas que se difieren por su color y por granulosidad: granitas claras, de grano medio hasta grueso que en algunos lugares alteran con dioritas grises de grano grueso. Ambos tipos rocosos son cortados por vetas del pórfido de gabro de color gris oscuro. (Foto 4.2.). De la masa rocosa muy alterada salen núcleos esféricos de las rocas primitivas no meteorizadas hasta 3 metros de diámetro (Foto 4.3.). En cuanto a la relación mutua de las intrusiones graníticas y las dioríticas podemos decir que se trata de las intrusiones sincrónicas. En algunos lugares el magma claro de gabro está cerrado en el magma oscuro (Foto 4.4.), en otros lugares se puede observar la relación opuesta (Foto 4.5. - punto de referencia No. 509). Por el mapeo detallado comprobamos que la parte central del macizo San Isidro - la parte con la cota 709 (Sandoval) está formada por las efusiones riolíticas. Este cuerpo riolítico tiene su continuación aprox. 1,5 km al este donde forma la parte suprema de la colina Cactus (541).

Las rocas plutónicas forman también el macizo pequeño Lomas de La Campana que se extiende 8,5 km al ENE de Metapán. Se caracteriza por la construcción asimétrica. Su parte meridional está creada por la diorita porfídica de grano medio de color gris oscuro (Foto 4.6.), pero en dirección al norte se manifiesta más y más el carácter subvolcánico de las rocas. Se

trata de los pórfidos dioríticos de color gris oscuro, muchas veces con las facies periféricas de vetas muy finas.

Por su composición petrológica se parece mucho al macizo San Isidro el macizo muy pequeño ya más arriba mencionado, que se extiende cerca del límite oriental del territorio mapedao. A diferencia del macizo San Isidro su composición es más simple ya que no fue comprobada aquí presencia ninguna del componente más claro. El tipo rocoso único que forma este macizo es la diorita no alterada y casi no meteorizada del grano medio hasta grueso de color gris oscuro.

Conforme al diagrama TAS caen ambos tipos de rocas plutónicas diferentes de su color que afloran en la cantera Punto 506 en macizo San Isidro al campo de los gabros subalcalinos. La variedad más clara se señala ya por el contenido de álcalis muy bajo y está ubicada en el exterior del campo de gabros (fig. geoquímica-TAS xy). El tono más claro y el contenido de álcalis extremadamente bajo atestiguan que la roca está afectada por la alteración más intensa que la variedad oscura. Elementos alcalinos se destacan por su movilidad alta en el transcurso del proceso de meteorización. Las intrusivas más profundas del grano medio en la parte meridional del macizo Las Lomas se señalan por el quimismo diorítico (fig. geoquímica-TAS xy).

La variedad más clara de gabro forma el tipo rocoso predominante del borde oriental del macizo San Isidro. De la cantera ubicada ca 2 km al ONO de Metapán (Punto 503) procede la muestra del gabro porfirítico de color gris claro. Su textura es porfirítica con matriz equigranular y fenocristales de feldespatos y clinopiroxeno (augita) hipidiomorfos hasta casi idiomorfos, verde claros. Ambas fases minerales son una con otra en la relación estabilizada y sus límites son sobre todo cristalográficas. El tamaño de granos varía generalmente cerca de 1 mm. Los granos de feldespatos se componen de agregados de feldespatos potásicos y de plagioclasa ácida (oligoclasa) entrelazados. De los minerales oscuros comprobamos agregados de concreciones de magnetita y titanita con límites hipidiomorfos. En matriz hay abundantes fenocristales porfiríticos de tamaño 5-10 mm de la limitación cristalina hipidiomorfa típica para feldespatos. Su color verde claro refleja la sustitución de los cristales primitivos de feldespatos por minerales secundarios. La materia básica de pseudomorfismos por feldespato está formada por cristales rosáceas de pumpellyita en forma de cañas hasta 3 mm largos y los flabeliformes de prehnita de color amarillo claro hasta 1 mm de diámetro. En el borde de pseudomorfismos fueron comprobados aciculares cristales de tremolita que algunas veces penetran al interior de pseudomorfismos, pero por máximo a la distancia 1 mm desde su bordo. En vista de que pumpellyita es el mineral secundario calcáreo se puede deducir que los

fenocristales porfiríticos fueron originalmente unas plagioclasas básicas. La textura porfirítica y el carácter de los fenocristales porfiríticos originales tanto como la textura estabilizada de matriz declaran el carácter ya casi subvolcánico de este tipo rocoso. La asociación de prehnit-pumpellyit en pseudomorfismos sustituidos plagioclasa básica no declara condiciones endógenas de su origen sino que las condiciones de compresión alta y temperaturas bajas de la alteración de la roca, transcurridas en el régimen de la subducción (ca 100 – 200° C y 4 – 6 kb /Spear, 1993/).

Ambas variedades de gabro del macizo San Isidro que se difieren por su color se pueden estudiar en el punto 506 (cantera). Los resultados del estudio microscópico de ambas pruebas muestran que la variedad más oscura se difiere de la más clara sobre todo por su granulidad. En comparación con la roca más oscura cuyo diámetro de granos varía entre 3-6 mm el diámetro de granos de la variedad más clara alcanza solamente 1-3 mm. Ambas variedades se difieren también en el contenido del anfíbol verde. Mientras que en la variedad más oscura se trata del mineral abundante, en la variedad más clara se encuentran anfíboles sólo raramente. Pero en cuanto a la representación modal de los minerales oscuros y claros principales ambos tipos rocoso no se difieren. También ambas rocas se señalan por la textura gabrooítica. El mineral más abundante en ambos tipos de rocas es plagioclasa hipidiomorfa hasta idiomorfa con la concrecencia lamelar continua bien desarrollada. La masa que rellena el espacio entre los granos de plagioclasa está formada por granos allotriomorfos de ortopiroxeno beige claro. Las grietas que penetran en algunos lugares la roca están rellenas por calcita. Infrecuentes son cristales más pequeños de clinopiroxeno verde claro con exfoliación buena, intensivamente alterados. En sus fisuras se encuentran cristales pequeños de magnetita. Los límites entre clinopiroxeno y ortopiroxeno fueron originalmente cristalográficas. En el tipo más claro de gabro se pueden raramente observar agregados pequeños del anfíbol de color azul verde. En el tipo más oscuro el contenido de los agregados del anfíbol secundario verde cuyo diámetro alcanza hasta 4 mm es más frecuente.

El cuerpo de riolitas que forma la parte central y a la vez la parte de la cima del macizo San Isidro está creado por la roca muy porfídica (Punto 620). Los fenocristales de feldespatos potásicos, cristalográficamente limitados, 3-7 mm de diámetro, se señalan por la concrecencia en forma de gemelo. La matriz de la roca es muy fina, la limitación de granos de cuarzo, feldespato potásico y plagioclaso cuyos diámetros alcanzan 0,1 – 0,5 mm es allotriomorfa. Sus límites desiguales dan indicios del ascenso relativamente rápido de magma y de la cristalización viva. Aproximadamente 1-2 por ciento volumétricos de matriz forman hipidiomorfos granos de biotita suavemente pleocrónicas. La masa que rellena el espacio entre

granos y fisuras en algunos fenocristales de feldespatos potásicos está formada por una mezcla fina de muscovita-sericita y representa una fase mineral secundaria. El rasgo estructural muy expresivo de la roca es el ensanche pervasivo de las estructuras de myrmequita, pues de los productos reactivos originados en los contactos de granos de feldespatos potásicos y plagioclasas. Concrecencias de mirmequita en la roca estudiada rebordean en el volumen notable (hasta 25-30 por cientos en volumen) ante todo fenocristales porfídicos de feldespatos potásicos. La estructura de este tipo suele ser comprendida como un producto de la cristalización eutéctica actual de las fases participantes – de feldespato potásico y plagioclasa (Cox et al, 1989). Su origen suele ser explicado por el contenido más grande de componente SiO_2 en feldespatos potásicos que en plagioclasa (a excepción de albíta pura). En el transcurso de la intracción de ambas fases se da el caso que se desprende el componente SiO_2 excesivo de feldespatos potásicos en aspecto de formas vermiformes de cuarzo (Mehnert, 1968). En razón del contenido modal notable de las estructuras mirmequíticas se puede juzgar que la plagioclasa original fue relativamente básica.

Dioritas gris oscuras que participan en la construcción de la parte sur del macizo Las Lomas son porfiríticas y se destacan por la doble granulosidad (punto 635). Dos terceras partes de matriz forman grandes granos de plagioclasa y clinopiroxeno, cuyo diámetro alcanza 0,2 – 1 mm, entrelazadas en la textura ofítica. Aproximadamente tercera parte de la masa de roca está creada por fenocristales grandes de clinopiroxeno hipidiomorfo isométrico (1.5-2 mm), muchas veces concrecionados en forma de gemelos, por plagioclasa básica hipidiomorfa isométrica (bitownita) con concrecencias discontinuas lamelares y por anfíbol idiomorfo verde oscuro que en lugares de contacto con clinopiroxeno penetra a dentro de él. Los fenocristales porfiríticos propios están creados por cristales grandes (3-5 mm) de anfíbol verde oscuro que representa desde el punto de vista de sucesión la fase más joven de la roca. El tamaño de granos de minerales opacos (sobre todo de magnetita) varía generalmente alrededor de 1 mm.

Rocas metamorfoseadas

Aprox. 8 km de Metapán en la cantera ubicada cerca de Hacienda del Ronco (PdeR. 637) podemos observar intrusión del gabro oscuro de grano medio a calizas cristalinas. La zona del contacto entre ambas rocas de espesor alrededor de 0,5 m está formada por una roca calcareo-silicata, muy fina, de color gris, con fenocristales de granate idiomorfos amarillo-marrones. El estudio microscópico manifestó que se trata de una estructura granulosamente muy inhomogénea, típica para las rocas metasomáticas, donde la cristalización de las fases

minerales pasó en el sistema químicamente abiertas. Fenocristales grandes de granate calcareo-ferrosos (tipo de andradita) son flanqueados por agregados minerales de calcita y de carbonatos de magnésico-silicatos finos y más gruesos, caóticamente ordenados.

Aprox. 500 m al suroeste del pueblo de Santa Cruz aflora en el corte de una nueva carretera que va a la cantera „Los Roncos“ (Punto 573) una formación sedimentaria de limolitas arenosas verde grises, calizas y conglomerados rojos con la inclinación general al NE (N=39/22). La falla subvertical (292/81) separa esta formación sedimentaria de Este de una roca cristalina gris oscura, muy fina con fenocristales de biotita bien cristalizados del diámetro 1-3 mm. En esta roca hallamos un bloque residual de gabro gris oscuro, de grano medio hasta grueso del diámetro aprox. 5 metros. Por el estudio microscópico de la roca cristalina con biotita evidenciamos que se trató originalmente de la roca del grano medio hasta grueso (probablemente gabro), algunas veces con fenocristales de feldespatos potásicos y plagioclasas, aprox. 3-7 mm de diámetro, bien conservados, en algunos lugares ya resorbidos. Éstos son rodeados por matrit muy fina, creada también por granos residuales de plagioclasa, muchas veces sustituidos por epidota o por más jóvenes cristales del anfíbol hipidiomorfos verde oscuros y por laminillas hexagonales de biotita de color marron oscuro casi idiomorfos. El tamaño de estos granos no alcanza generalmente 1 mm. De las investigaciones en el campo y las microscópicas sale, que el cuerpo de los gabros intrusivos pasó primero por la alteración superficial o subsuperficial hasta la etapa de eluvio compuesto de granos de cuarzo y feldespatos potásicos parcialmente descompuestos colocados en la masa arcillosa procedente de los granos de plagioclasa primitiva. La generación más joven de las fase minerales originada en el contacto debido a la actividad volcánica está formada por granos pequeños de epidota con limitación idiomorfa, por anfíbol y biotita.

5. Rocas volcánicas terciarias

Partes superiores de sector de norte y mediano del área se componen de rocas piroclásticas ácidas. Éstas cubren casi continuamente al área al NO de Metapán hasta la frontera guatemalteca en Río Angue resp. Anguiatú. Cumbres más altas sobresalen unos 800 m a.s.l.

En función de carácter litológico así como de la posición de rocas hemos definido: a) ignimbritas inferiores, b) intrusiones riolíticas, c) ignimbritas superiores, d) tobas caídas multicolores e ignimbritas. Secuencias corresponden en la sección compuesta a la sucesión del principios hasta arriba. En el campo se mostraron las pruebas de rocas frescas cuyos análisis radiométricos ofrecen los datos discutidos en Capítulo Química.

a) ignimbritas „inferiores“

Delimitación de estas rocas en parte del norte quedó problemática en el campo, sin embargo, podría ser definida por dataciones radiométricas. Se trata de unos afloramientos al Norte de Metapán así como las ignimbritas al Sur de paso fronterizo Anguiatú.

En el Punto de Referencia 577 afloran ignimbritas relativamente gruesos, gris-rosados, homogéneos, con frecuentes fragmentos de pómez hasta 5-8 cms de diámetro (Foto 5.2.). Rocas son bien soldadas, sólidas y sobre del plano meteorizado muestran los clastos de líticos y minerales, arreglados sin orientación preferente. Composición de clastos es variada (Foto 5.3.):

- areniscas finas de formación Red Beds, de color rojo, hasta 0,5 cm en diámetro,
- sedimentos afaníticos – areniscas?, probablemente parte de formación subyacente,
- cuarcitas finas, en las periferias de unos fragmentos crecen rebordes microscópicos de cristales menudos de cuarzo y plagioclásas
- fragmentos de pómez, a menudo grandes.

Fenocristos rotos, clinopiroxenas, feldespatos y hornblendas son abundantes. Los cristales de vidrio en matriz sufrieron la recristalización, sin embargo siempre poseen una estructura de canal axial adentro de los agregados de microcuarzo.

Clasificación de estas ignimbritas y sus pertenencia a las „ignimbritas inferiores“ se apoyan de la abundancia de contenido de fragmentos líticos derivados de las rocas subyacentes (sedimentos Red Beds afloran cerca) así como de los datos radiométricos.

Cárcer semejante de rocas fue documentado también en puntos de referencia cercanos, como al Sur de Cerro El Espinal (PdeR 530) donde yace la ignimbrita rosada-gris encima de calizas y areniscas. La roca es de grano fino, de estructura laminada por concentración de fiamme de pómez, con cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. Líticos son abundantes, hasta 2 cms de diámetro.

b) Intrusiones riolíticas.

Un cerro pequeño Cerro Barbara cerca de la carretera al Norte de Metapán está compuesto de rocas blancas-gris, profundamente meteorizadas, con visibles fenocristas del cuarzo. El afloramiento en una cantera abandonada muestra la afectación tectónica fuerte en forma de fisuras densas que pasan por el macizo. Dicha intrusión podría corresponder a las que se han documentado en la parte Oeste y SO del área estudiada.

c) „Ignimbritas superiores“.

Las acumulaciones ignimbriticas de espesor más de cien metros forman las colinas, cerros y lomas en las partes central, del Norte y Oeste del área estudiada. En este sector ya no afloran los sedimentos generalmente en la base de secuencias volcánicas con la excepción de frontera guatemalteca, donde la presencia de Red beds está condicionada por patrón tectónico.

Facies homogéneas

Ignimbritas poseen los colores gris – rojizos, meteorizan en blanco-amarillo. Grado de meteorización a veces es bien alto, las rocas desintegran al dérito arcilloso amarillo. En general, la estructura vitroclástica original queda evidente sólo en unas partes estudiadas en láminas delgadas donde también se observa la orientación preferente de fiammes de pómez. En Cerro El Corralito que se encuentra en el centro de la parte norteña del área afloran las ignimbritas tanto devitrificadas como recristalizadas, sólo en la parte inferior de secuencias se encuentran las rocas del color gris oscuro y de laminación marcada por láminas de la devitrificación. En este caso, fenocristas del cuarzo son raras y microcuarzo es el agente mayor de solidificación de la roca.

En unas secuencias en el campo las ignimbritas superiores se asocian con las tobas caídas, mejor dicho, yacen directamente sobre de ellas. Tobas se presentan en la parte NOE como las secuencias potentes y así fueron representadas en mapa geológico. Caídas con lapilli de acreción junto con ignimbritas documentamos, por ejemplo, en PdeR No. 545. La relación

entre las tobas e ignimbritas se muestra bien cerca de la frontera guatemalteca al SOE del Pueblo Despoblado. En el arrecife del río (PdeR No. 633) las ignimbritas del color amarillo-blanco del espesor más de 15 mts yacen con unconformidad angular sobre de tobas bien estratificadas verdes y amarillas, finas, intercaladas por depositos finos de ondas piroclásticas, secuencia alcanza hasta 10 mts de espesor (Foto No. 5.1.).

En la loma (PdeR No. 621) aflora sólo el détrito de ignimbritas homogéneas, muy meteorizadas, amarillas, de misma manera afloran rocas también en las alrededores. Roca parcialmente alterada en PdeR No. 554 es llamativa por su contenido alto de fragmentos líticos, no obstante entre ellos no figuran los de origen sedimentario. Entre fragmentos predominan los de ignimbritas silicificadas (tipos más viejos), ignimbritas rojo-marrón, y pómez desvitrificada que manifiesta microscópicamente la recristalización irregular incluso los esferulitas de calcedonia. Fragmentos de cristales (plagiolásas, K-feldespatos, cuarzo) son comunes en la roca.

Generalmente, la mayor parte de ignimbritas está desarrollada en facies homogénea, sólo ocasionalmente se encuentran las facies eutaxíticas (PdeR no. 581, Foto 5. 4.) o sea, facies de orientación preferente de pómez. Ausencia de fragmentos de rocas sedimentarias puede ser causa sea de posición relativa superior, dentro de una secuencia explosiva sea resultado de actividad volcánica más joven („ignimbritas superiores“).

En la parte Norte del área estudiada, las superficies de mesetas elongadas en dirección OE-E están cubiertas por incrustaciones silíceas tipo „silcrete“, que encierran tanto fragmentos de ignimbritas meteorizadas como las gravas gruesas supuestamente del origen secundario. Incrustaciones manifiestan la dureza, solidez , porosidad y colores rojizos hasta rojos.

Rocas análogas fueron descritas de ignimbritas de Coyol Superior (Mioceno-plioceno) de Matagalpa, Nicaragua (Hradecký et. al., 2002). Silicificación podría resultar por alteraciones hidrotermales sobre de fisuras o fallas que representaban rupturas tectono-volcánicas. Otra opción es de que las superficies quedaban expuestas largo tiempo en condiciones semiáridas donde capilaridad de soluciones excedía la precipitación natural, es decir, se trataba de un proceso de larga duración.

Facies aglomerática

Las mesetas y cumbres llanos en la parte del norte y de centro (650-850 m.s.n.m.) se componen de los depositos de ignimbritas aglomeráticas, bien soldadas, que forman capas

potentes y se desintegran en bloques grandes (amenazantes para caminos y casas debajo, Foto 5.9.). En PdeR No. 619 los aglomerados cubren el cumbre, contienen abundantes grandes fiamme de pómez en orientación preferente, fragmentos líticos (incluso Red Beds) y cristales libres de cuarzo. Aglomerados muy gruesos en bloques forman parte del cono deyección en PdeR No. 599, fragmentos de pómez y líticos alcanzan unos 10 cm en diámetro. Aglomerados en posición semiautóctona (PdeR No. 622) contienen fragmentos de tobas verdes, ignimbritas porfídicas rojas, pómez, sedimentos rojos y otras lavas undiferenciadas.

La facies aglomerática se considera más joven de todas las deposiciones piroclásticas. En el mapa geológico puede ser representada en sectores montañosos como Cerro El Piñal (867 m s.n.m.), La Piedra de la Colmería, Cerro La Bandera, Cerro El Violín (656 m), El Fierole, Loma Las Macias y otras localidades.

Facies de ignimbritas rojas

Facies llamativa de ignimbritas del color rojo, bien soldadas, del tipo aglomerático fino fue documentada en valle del Río La Joya al SE de San Jeronimo y en cima al NE de pueblo, la distancia entre ambas localidades es apenas dos kilómetros.

En los dos casos, ignimbritas yacen sobre de la secuencia de tobas multicolores. Ignimbritas mismas se definen como las rocas sólidas, soldadas, desintegran en bloques. En localidad al Sur del El Despoblado forman una colina entera. En esta localidad, ignimbritas rojas yacen directamente sobre de „ignimbritas superiores“ del color gris-amarillo y también encima de tobas caídas. Igualmente, las mismas ignimbritas afloran en ribera derecha (salvadoreña) del Río Angua y al Este de allá, mientras que otros bordes se componen de ignimbritas gris-amarillas y muy potentes tobas caídas (PdeR No. 633).

En localidad La Joya esta facies afloran las ignimbritas del color gris-rosado, meteorizan en rojo. El complejo cubre las tobas caídas multicolores, igualmente como en la zona fronteriza. Además cubren los sedimentos de Red beds que afloran cerca en segmento tectónico. La estructura de estas ignimbritas es aglomerática, llevan fragmentos hasta 2 cms en diámetro y desintegran en bloques.

La muestra de PdeR No. 629 fue analizada por método je K-Ar (feldespato). La roca manifiesta al matriz vitrítica, substantialmente devitrificada y recristalizada, en patrón microscópico predomina microcuarzo. Fragmentos líticos se componen de ignimbritas de secuencias precedentes, sedimentos Red Beds, pómez devitrificada, roca cuartzítica fina (ignimbrita recristalizada?), fragmentos del cuarzo, sanidina, plagioclása y minerales secundarios.

d) Secuencia de tobas caídas multicolores e ignimbritas

Una secuencia litológica bien llamativa en el campo. En el mapa geológico aparece tanto en cauces en parte central del área estudiada, como en valle La Joya-San Jeronimo en NOE. Mismas rocas afloran en el norte a lo lado de la frontera.

En el valle San Jeronimo la secuencia de tobas alcanza 20 metros de espesor. En base predominan las caídas gris-verdes, bien estratificadas, encima yacen tobas polváceas y arenosas, del color rojo y blanco, con la gradación opuesta. Aproximadamente en la mitad de la sección afloran las ignimbritas del color gris, más arriba tobas grises oscuras y en el tope, las ignimbritas grises „superiores“ en base con depositos de „ground surge“ (Foto 5.12.).

Secuencia análoga en PdeR No. 628 muestra en su base las tobas del grano grueso, color blanco, con fragmentos de pómez y líticos correspondientes a ignimbritas viejas. Más arriba, el grano tiende a refinarse y el color se cambia al verde. Tobas blancas y rojas que son sobreyacentes manifiestan la misma granulosis, tamaño del grano queda igual lo que significa que la gradación es normal y la parte subyacente de la sección no aflora en dicho lugar (Foto 5.7.).

En el mismo valle hacia al pueblo Mal Paso las tobas del grano tanto grueso como fino, de colores rojos y blancos aparecen subyacentes de ignimbritas gris claras, pues más abajo predominan las tobas de color verde oscuro (hasta azul), arenosas, bien cementadas junto con ignimbritas. El espesor compuesto alcanza unos 100 mts. Tobas del color blanco, bien estratificadas, aumentan sustancialmente el espesor hacia el territorio guatemalteco (Foto 5.6.).

6. Volcanismo basáltico Cuaternario

El área de noroeste El Salvador esta situada detrás de la cadena volcánica principal asociada con la subducción de la placa Cocos debajo de placa Carribea (Mann, 1995). Volcanismo basáltico cuaternario esta producido por licuacion descompresional de la chaveta del mantle, que se ubica en el lugar vacante despues de despegación de la placa subducida (Rogers et al., 2002; Walker et al., 2000). Origen y naturaleza petroquímica en el ambiente „behind volcanic front“ (abreviación: BVF) fue estudiada por varios autores (Cameron et al., 2002; Walker, 1981; Walker et al., 1995 y 2000), mayormente en Guatemala. Algunas características de BVF del volcanismo en central El Salvador ha sido descrito en pocas palabras por Rapprich y Hradecký (2005). La idea original es, que este origen y estas características poseen unicamente las formas monogenicas más jóvenes, sin embargo, estudios de grupo checo en últimos años (Hradecký et al., 2003 y 2004; Rapprich and Hradecký, 2005; Rapprich et al., in review) muestran, que los mismos procesos producían efusiones extensas de lavas de „andesitas superiores“. Debido a la ausencia de los datos radiometricos de dichas andesitas, datación del proceso de despegación de la placa subducida así como la ubicación de la chaveta del mantle queda solamente relativa basada en relaciones estratigraficas.

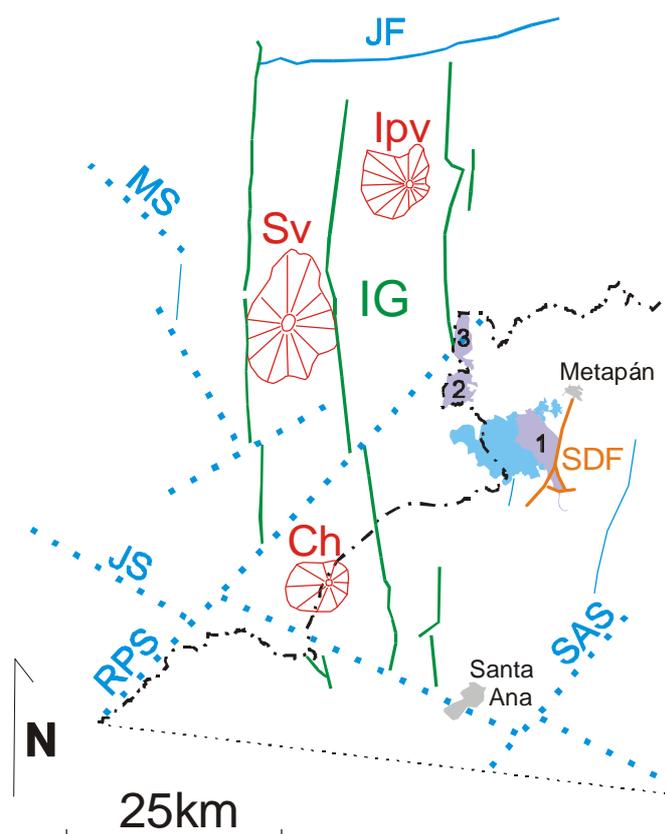


Fig. 6.1. Las estructuras tectónicas principales en la zona fronteriza entre El Salvador y Guatemala y sus relaciones espaciales a áreas de volcanismo basáltico joven (la frontera y lago de Güija son marcados en el mapa). Líneas azules punteadas significan mayores „shear zones“: Monjas Shear (MS), Jalpataqua Shear (JS), Río Paz Shear zone (RPS) y Santa Ana Shear zone (SAS). Líneas verdes marcan fallas principales de „Ipala Graben“ (IG) con sus volcanes mayores: Ipala (Ipv), Suchitán (Sv) y Chingo (Ch). Falla de San Diego (SDF) esta una de „ramas“ laterales de „Ipala Graben“, cual termina en la falla de Jocotán (JF) al norte. Las áreas de color violeta son las zonas individuales de volcanismo cuaternario tipo „back-arc“: 1 – San Diego, 2 – Ostúa y 3 – El Shiste. Modificado de Carr (1974).

Relicto del volcán de escudo (o complejo de volcánes de escudo) El Cóbano está estratigraficamente en la misma posición como las „andesitas superiores“ (sensu Hradecký et al., 2003 y 2004). Formación de lavas más que 300 m en espesor está bien expuesta en algunas partes de deslave de falla San Diego (veáse SDF en fig. 6.1). Esta secuencia de lavas basicas disimuló las secuencias precedentes, cubrió perfectamente el paleorelieve.. Unicamente en el límite norte del área se encuentran, debajo de lavas El Cóbano, los depósitos de flujos piroclásticos aglomeráticos tipo Rana . Las capas individuales de lavas compactas (1.5 – 2 m en diámetro) son separadas por capas de brechas autoclásticas y fácies de lavas fuertemente vesiculadas con espesor aprox. 2 m (veáse foto 6.8.). A pesar de que lavas más viejas, cuales afloran en la ladera de la falla San Diego, son sanas y frescas (porque fueron cubiertas y protegidas por las lavas más jóvenes), las lavas más jóvenes, cuales afloran en las superficies de relictos de formación lávica El Cóbano, son fuertemente meteorizadas (por ejemplo PdeR 365). Meteorización fuerte y la erosión superficial de la formación El Cóbano hace otras interpretaciones volcanológicas imposibles, pero las elevaciones más expresivas como Cerro Conchagua (744 m n.m.), El Cóbano (788 m n.m.) o El Tepeto (afuera de la zona mapeada – 872 m n.m.) probablemente reflectan relictos de conductos originales. La actividad volcánica El Cóbano verosímilmente sucedió antes movimientos tectónicos principales de Ipala Graben, porque la falla San Diego corta formación de lavas El Cóbano y forma el escalón de 300 m.

En el límite oeste de la zona mapeada, en frontera con Guatemala, la falla marginal de Ipala Graben está asociada con actividad volcanica (flujos de lava y erupciones estrombolianas) del magma basaltico. Alrededores del caserío El Shiste (veáse área 3 en el mapa – fig. 6.1.se formaban por efusiones extensas de lavas basalticas. Esas sobreyacen meseta de ignimbritas, cual se inclina al sur. En esa dirección las lavas fluyeron. Efusiones de lavas basalticas fueron acompañadas por erupciones hawaiianas hasta estrombolianas. Las caídas son hoy erosionadas y afloran unicamente en corte de carretera PdeR254 (veáse fig. 6.2.) entre dos flujos de lava. En lados de centros volcánicos supuestos, no se observan relictos de escorias y esos centros identificamos solamente por morfología. La edad del volcán El Shiste ha determinada por el analisis K/Ar 2.77 ± 0.11 Ma. Entonces la actividad volcánica de esta parte se terminó en Pliocéno médio (Piacenz).

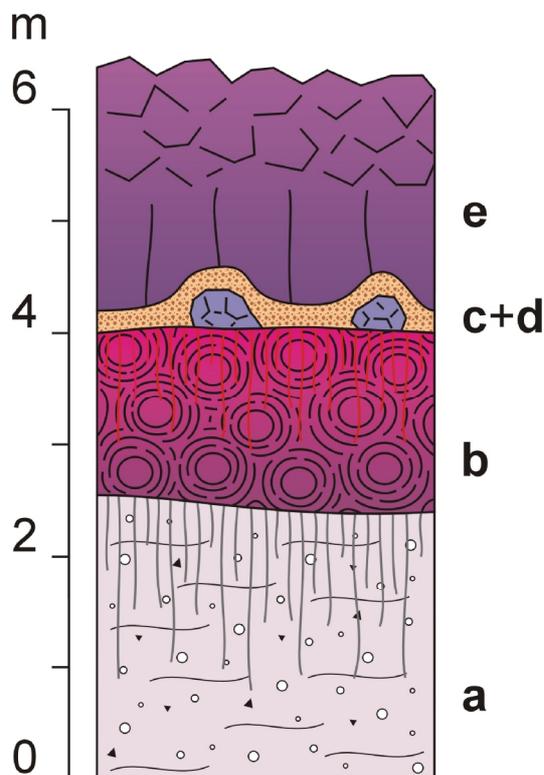


Fig. 6.2. Perfil en el corte de carretera en PdeR254. Varias generaciones de lavas y escorias del sistema El Shiste sobre ignimbritas meteorizadas. **a)** Ignimbritas de poméz y ceniza con líticos pequeños, meteorizadas en color rosado. Fragmentos de poméz hasta 3 cm, líticos riódacíticos aprox. 1.5 cm. **b)** sobreyacentes de las ignimbritas meteorizadas se encuentran lavas basálticas meteorizadas con descomposición esférica. El espesor de esta lava es 1.5 m. **c+d)** lava de basalto olivínico descompuesta a bloques (hasta 2 m en diámetro), la que sobreyace una capa de ceniza escoriácea (caída distal de una erupción estromboliana) 20 cm en espesor. **e)** sobreyacentes a la caída se encuentra flujo de lava basáltica.

Al sur de la zona de El Shiste se encuentra otra zona del volcanismo cuaternario. La área entre la Estación Ostúa y la frontera guatemalteca consiste de plataforma lávica de la extensión cca 12 km². Lavas fueron producidas de dos principales conos de escoria : Cerro La Culebra y Cerro Ostúa. El primer está repartido por la frontera entre El Salvador y Guatemala, aunque el crater está abierto al lado salvadoreño. Cono Cerro la Culebra sobreyace en su parte sur dos relictos de conos de escoria más viejos (PdeR 358). A parte de conos de escoria mencionados fue activa también Loma la Culebra, cual representa torso de una erupción hawaiiana linear alargada noreste-suroeste. El nivel de meteorización bajo y escasez de vegetación en ambos conos principales apunta que su edad puede ser joven – probablemente holocénico.

La zona del volcanismo basáltico „back arc“ más importante al (Hradecký et al., 2003 a 2004; Rapprich and Hradecký, 2005; Rapprich et al., in review) noroeste de El Salvador se extiende en vecindad de San Diego (área 1 en fig.6.1.). Lavas de este sistema se apoyaban a la ladera de falla San Diego, al norte se limitaba por depósitos de conglomerados de la formación Santa Rosa o ignimbritas y formaba riberas de laguna de Metapán. La actividad volcánica del área de San Diego está dividida a dos fases, pero los productos de la fase más vieja se encuentran solamente en algunas “ventanas”. Lavas entre Laguna Clara y Rincón La Canoa, lavas en Corral Falso, relictos del maar Loma Los Pajalitos, relictos de cono de escoria

sobre Playa La Angostura, cono de escoria Cerro La Vega de La Caña desintegrado, o un cono de escoria pequeño al noreste de Cerro La Vega de La Caña, cual está cubierto por lavas jóvenes, son las formas volcánicas de esa fase más vieja. La actividad volcánica posterior formó la paisaje reciente. Edad de esa actividad es probablemente holocénica, pero faltan pruebas radiométricas. En continuación en pocas palabras las características de las formas volcánicas individuales:

Cerro Las Iguanas – Cono de escoria con un crater abierto al oeste. Lava basáltica de este volcán cubre grande área al oeste del cono y probablemente separó Laguna de Metapán y Lago De Güija. En los alrededores del cono principal se encuentran algunas formas escoriáticas pequeñas.

Loma Iguana – „fissure vent“ situado sobre intersección de fallas norte-sur y noroeste-sureste, cuando la falla norte-sur dextralmente corta la falla noroeste-sureste.

Punta Brava – cono de escoria esta formado por varios anillos y „medialunas“ de las erupciones estrombolianas hasta freato-estrombolianas. Un flujo lávico corto forma península en la Laguna Metapán.

Cerro Masatepeque – cono de escoria con cráter apuntado al noreste produjo un flujo de lava. Lava y cono están cubiertos por la escoria de la última erupción del volcán San Diego.

Cerro La Vega de La Caña joven – cono de escoria joven y pequeño, cual se formó en E borde de un cono más grande, viejo y desmoronado - La Vega de La Caña.

Cerro San Diego – el más grande volcán – cono de escoria poligenético. Lavas basálticas de ese volcán forman gran área al oeste de la falla San Diego. La trayectoria de la efusión del cráter original está cubierta por cono estromboliano de la erupción más joven. Esa última erupción estromboliana no producía lava, pero las escorias finas de color amarillo cubren área desde volcán Cerro Quemado hasta ciudad de Metapán.

Cerro El Tule – cono de escoria situado junto con los conos de Cerro San Diego y Cerro Masatepeque sobre una falla norte-sur.

Cerro Quemado – una de las formas volcánicas más joven de la área de San Diego. Cono de escoria y flujo de lava, que este cono produjo. Lava se desplazó hasta al casería Valle Nuevo en el valle del Río Conchagua y así aplazó confluente de Río Conchagua con Río Guajoyo de unos 3 km. La efusión de la lava Cerro Quemado fue la fase final del embalse del lago Güija. Lava de Cerro Quemado posiblemente elevó al nivel del lago, porque embalsó la salida de agua del lago original cerca de Desagüe y después vía valle de Río Conchagua. Las escorias de Cerro Quemado contienen xenolitas claras del aspecto de poméz pero origen desconocido (falta fuente eventual de poméz, ésta es de grano bien

grueso – Coatepeque está lejos). Las xenolitas se van estudiar en el futuro cercano. Lava y escoria de Cerro Quemado son aún más jóvenes que lava más joven del volcán San Diego, pero la escoria amarilla fina del volcán San Diego sobreyace todas escorias y lavas en esa área incluido productos de Cerro Quemado (veáse fig.6.3.). Relación entre las lavas de Cerro Quemado y Cerro San Diego se determinó principalmente en bases del grado de meteorización, y cobertura vegetal, porque sus contacto se observa en pequeña área cerca de 103.º km de la carretera San Salvador – Metapán (CA12).

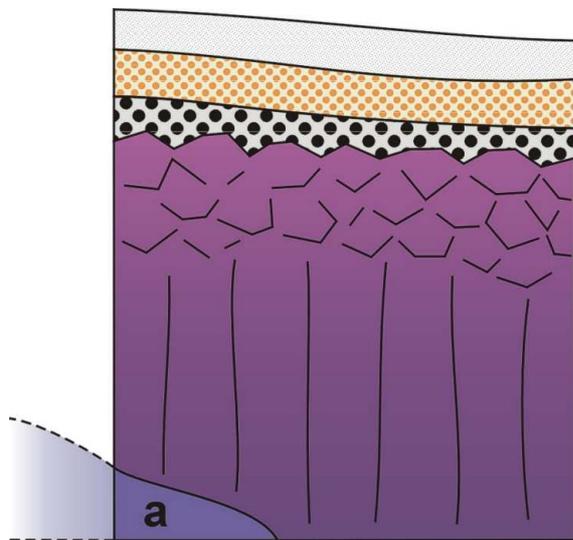


Fig. 6.3. Relaciones estratigráficas de los productos volcánicos más jóvenes de la área de San Diego. **a)** lava basáltica más joven de San Diego. **b)** lava basáltica Cerro Quemado. **c)** escorias de grano grueso Cerro Quemado cobran en alrededores del volcán Cerro Quemado su lava. **d)** escorias de grano fino y color amarillo hasta ocre claro San Diego sobre lava y escorias Cerro Quemado. Probablemente la actividad más joven de todo el área. **e)** caídas distales de ceniza fina TBJ sobreyace los productos del volcanismo basáltico San Diego.

Caídas distales de la Caldera Ilopango

En la area estudiada se encuentran en algunos lugares ventisqueros de tobas blancas de grano muy fino y composición supuestamente riolítica. Estas tobas tienen hasta 2 m en espesor en „bolsas“ en las superficies de aa-lava del volcán Cerro Quemado (PdeR366 y PdeR370 – Foto 6.4.). Relictos de las tobas blancas sobreyacen caídas de escoria fina de la erupción de San Diego más joven (PdeR339 y PdeR340). Estas tobas finas son muy parecidas a las tobas del área de La Unión (Hradecký et al., 2003) y con alta probabilidad también representan caídas distales de la Tierra Blanca Joven (TBJ). No se observó producto del volcanismo basáltico de la área de San Diego sobreyacentes a estas tobas. Entonces todo el volcanismo de San Diego fue antes año 256 (la última erupción de Ilopango). Este comparación falta en la zona de Ostúa, donde algunas rocas volcánicas pueden ser más jóvenes.

7. Sedimentos Cuaternarios

Depósitos antropogénos

La acumulación de los depósitos antropogénos mayor se encuentra al oeste de Laguna de Metapán en region Rincón El Cuje (Foto 11.1., PdeR. No. 321). Se trata de basura comunal no diferenciada, la cuál amenaza las lagunas encajantes por la contaminación potencial. El depósito menor de desecho químico se encuentra en el region de Quebrada El Espino, al oeste Cerro Santa Bárbara. Al lado de los basureros ilegal hay otros depósitos antropógenos pequenos en los alrededores de Metapan.

Depositos eolicos

Sedimentos eólicos de naturaleza desertica, de composición arenas y polvos eolicos, fueron documentados al sur del pueblo Matalapa, en el NOE del área estudiada. Estos sedimentos finos formon un monton de arena en la quebrada al SE de Matalapa (PdeR No. 217) así como una planicie extensa situada hacia el NE (Foto 7.1., PdeR. No. 230). La secuencia en la quebrada está cortada por el camino y demuestra los depositos de lutitas arenosas, del color café, con las concreciones blancas de CaCO_3 y tubitos de raíces. Estructuras parecidas se encuentran generalmente en depositos de luess en Europa.

La planicie extensa, conocida como Llano Matalapa, representa una forma plana de terrazas cubierta por acumulaciones eólicas entre los ríos Salitre y Angue. Superficie casi carece de vegetación y está formada por depositos polváceos cementados por CaCO_3 , con arena y de 1 m de esponsor.

Sedimentos aluviales recientes

Estos sedimentos representan los depositos de mayor extensión superficial de todos los tipos Cuaternarios en el área estudiada. Sus acumulación acompaña los cauces más importantes como son Río El Salitre y Río Angue en NOE, desembocatura del Río Ostúa y Río Angue al Lago Guija – sedimentos aquí se transforman a los de origen lacustrino y fluvial en el área de Montanita de la Barra y Pounta Lasd Conchas (PdeR. No. 266). Depositos aluviales jovenes ocupan también las orillas del Río San José con sus tributarios, ante todo en la parte occidental de Metapán. La ciudad, cuya parte mayor se sitúa adentro de dichos acumulaciones, está amenazada anualmente por inundaciones.

Depositos aluviales litologicamente se componen de gravasd gruesa en la base, más arriba en perfil se modifcan en arenas con capas de gravillas finas (1 mt) y la secuencia está

cubierta por 0,5 – 1 mt de arcilla y lodo de inundación. Esta estratigrafía fue documentada, por ejemplo, en Río Angue (Foto 7. 3., 7. 4., 11. 2., PdeR No. 249, 250) y Río Ostúa (PdeR No. 259). Generalmente, el material de dichos perfiles se compone de andesitas, ignimbritas, silicitas, es decir, de material local, o sea, de fragmentos redepositados de acumulaciones más viejas de conos deyección.

En el área entre Laguna de Metapán y Hacienda San Diego se preservaba el lecho „fossil“ que antaño desaguaba Laguna de Metapán hacia al Sur. También se puede reconocer morfológicamente un paleo-meandro (hoy al SOE de Laguna Clara) y relleno fluvial. Más luego, este cauce había sido embalsado por flujos lávicos de actividad volcánica de Volcán San Diego. Hoy, Laguna de Metapán no tiene su desagüe natural. Esto significa, que se trata sea de la balance equilibrada sea de desagüe escondido por acumulaciones de gravas subyacentes.

Conos aluviales recientes

Los depósitos de conos aluviales recientes se formaban en las desembocaduras de los valles laterales en regiones Las Guayabillas y El Playón en la área noroccidental. Por ejemplo cauce del Quebrada La Canada está rechazada recientemente por cono aluvial (en campo de fútbol). Se trata de los depósitos de gravillas, gruesos hasta guijarrosos con suelo. En la composición de guijarros participan sobre todo las ignimbritas, andeitas y conglomerados Red beds de origen local.

La mayor acumulación presenta el cono aluvial en la desembocadura del Río San José a Laguna De Metapán (Foto 7.5.). Este cono, rápidamente propagado, ya divide la laguna a dos partes independientes en tiempo de seco. Tiene forma de cuerpo abanico (delta), con variable traslados meandros del Río San José. En los perfiles predominan arenas laminadas y suelos de inundación sobre gravelitas, los cuáles se encuentran en la base de conos o en las partes proximales. Para las partes distales son características sedimentos finos y suelos fértiles (PdeR. No. 328).

Depositos deluvio-fluviales

En los cauces de caudal intermitente a menudo se acumulan los sedimentos de este tipo, por ejemplo en Quebrada Los Llanitos y La Joya (PdeR No. 203). Composición litológica consta de grava semi-redondeada y bloques de rocas locales, en caso de espesor más grande, también con material arcilloso. Los sedimentos pueden combinarse con coluviales. Depósitos semejantes rellenan además las depresiones menores al N de El Shiste, en vecindad

de lagunitas pequeñas al S de Metapán así como en Quebrada San Isidro, donde sufrían la erosión fuerte (Foto 11.3., 11. 4., PdeR Nos. 510 y 527). Estos sedimentos manifiestan la estructura más fina y espesor potente.

Gravas fluviales y arenas de terrazas

Terrazas fluviales se encuentran, ante todo, en la parte NOE del territorio estudiado, a lo lado del Río Angue, en vecindad de San Jeronimo. En esta localidad cubren los niveles llanos unos 10-15 mts encima del lecho actual (Foto 7.6., PdeR No. 234). En grava predominan los guijarros de ignimbritas blancas, andesitas, abundantes son cuarzos de Red beds (PdeR 231). Otras localidades de acumulaciones de gravas se documentaron en Río Salitrte, cserca de caserío Matalapa, donde a veces están cubiertos por arenas sopladas por viento (Llano Matalapa). Pequeñas acumulaciones están en Quebrada La Cañada cerca del pueblo Santa Barbara.,

Depositos coluviales y deslizamientos

Acumulación grande de coluviales se encuentran en el área al E de El Tempiscón, debajo de la cantera Campana. Se trata de depositos arcillosos del color rojo, que contienen fragmentos angulares de calizas y areniscas red beds, además un poco de rocas volcánicas claras (PdeR No. 218). Sedimentos coluviales en este lugar orillan los pies de relieve ondulado, el material es de proveniencia local. A lo lado de quebrada fronteriza Guayabillas documentamos los coluviales de bloques, a veces alternados a depositos de deslizamientos. Todo este sector, por el cuál latraversa la calle a Las Guayabillas, es propenso a deslizamientos, cubierto por detrito arcilloso con bloques gruesos (Foto 7.7.) de composición ignimbrítica del color rosado – blanco (PdeR No. 280). Coluviales de bloques fueron documentados también al Sur de Metapán.

Deslizamientos en el área estudiada pueden ser divididos en varios tipos y tamaños (Capítulo Riesgos, Foto 11.10 – 11. 14.). Acumulaciones más grandes de deslizamientos se encuentran al Norte y al Este de Metapán, compuestos por gravas y bloques redepuestos de afloramientos de variada litología.

Gravas y arenas aluviales de la parte mediana de conos deyección (Grupo Valle Capulín)

Gravas de conos de deyección cubren tanto en espesor como en la extensión grande al área de Metapán, donde sus acumulaciones corta el Río San Juan y su tributarios. Otra acumulación se encuentra en el norte del área estudiada, a lo lado del río fronterizo Anguiatú.

Dos generaciones de estos depositos podrían definirse, dentro de la escala correspondiente del mapa. Unidad superior está representada por gravas de Valle Capulín, que yacen sea encima de la formación vieja de gravas Santa Rosa, sea sobre de colada de lava basáltica, como se documentó en PdeR 98. Espesor documentado de gravas alcanza 2-15 mts. Contacto directo de ambas unidades se documentó en PdeR 94 (cerca de emisora), en hacienda San Luis (PdeR 97) y en parte occidental del Metapán, a lo largo de carretera principal (PdeR 92, 93). Contacto es erosional, gravas superiores de color claro yacen sobre las del color violet-pardo, gravas arcillosas de Santa Rosa. Estas gravas horizontales cubren al relieve actual y sufren de erosión reciente. Litologicamente se caracterizan por contenido de guijarras de ignimbritas, son de menor compactación, no son afectador por fallas. Basado en la similaridad litologica, podemos compararlos con las gravas cerca del pueblo Anguiatú en el Norte del área estudiada.

Tobas de color claro (diatomitas)

La secuencia de las tobas de color blanco fue descubierta en los cortes y excavaciones de la carretera en region La Pedrera, al sur del Metapan (Foto 7.9.). Las tobas son en mayoría de grano fino, pero en algunas partes hasta de grano grueso. Por su litología se aparecen a diatomitas, descritas por Schmidt – Thomé (1975). En realidad se trata de tobas ácidas en mayoría (Coatepeque ?), depositadas en el agua, lo que indican hallazgos escasos de restos de fósiles de plantas, escamas de pez y de las hojas. En la mayoría de los descubiertos es cierto, que las tobas sobreyacen la cadena de los conos aluviales anteriores (formación Santa Marta). En la parte más arriba sobreyacen las flujos de las lavas del Cerro El Colocho (Metapan, DB 78). Espesor de cubierta de estas lavas varía de 1 hasta 10 metros, en algunas partes falta.

Gravillas y arenas fluviales de conos abanicos inferiores (Grupo Santa Rosa)

Las gravillas aluviales más inferiores se encuentran en área suroeste del Metapan y en alrededores de San Jorge a Las Casitas al norte de área estudiada. Sus acumulaciones tienen espesor unos décimos de metros y podrían sobrepasar más que 100 m y forman las lomas modificadas por la erosión (Cerro Santa Rosa) y laderas alrededor de Laguna de Metapán.. Para esta secuencia más inferior es característico relativamente mayor grado de compactación, en partes inclinación, deformación tectónica por fallas (Foto 7.10.), la sedimentación torrente policiclica y cambios de los cauces (PdeR No. 77, 80, 100). De punto de vista litologico los cantos están compuestas de andesita, ignimbritas, guijaros de conglomerados Red Beds y de silicitas. La secuencia se desarrolla generalmente de los gravillas gruesas con bloques en la

base hasta las facies arenoso-arcillosos, más finos. Estas intercalaciones más superiores son de color pardusco-violeta (PdeR. No. 74, 76). En algunas partes están cubiertas por las tobas blancas o por las lavas basálticas de Cerro El Colucho y también podrían ser erosionadas por la secuencia de las gravillas fluviales superiores de formación Valle Capulín (centro de Matapan). Sin embargo interesante es la inclinación de las intercalaciones de gravillas gruesas hasta arcillas, por ejemplo en los perfiles en alrededores de San Jorge, Col. Cessa (Foto 7.11., 7.12., PdeR. No. 80, 98), y en acumulaciones ubicadas en parte más septentrional del region. La inclinación de las bandas y de relleno de los cauces alcanza hasta 45 – 50°, lo que no corresponde a las condiciones sinsedimentarias. Entonces se trata de la inclinación posterior a sedimentación, más probable provocada por los movimientos tectónicos, relacionados con hundimiento general de la cuenca Metapan.. Sin embargo, considerando la posición estratigráfica podemos estimar la edad de los gravillas aluviales lo más inferior cómo Plio-Pleistoceno o más anterior.

8. Evolución geomorfológica

La forma de la superficie de la Tierra y las formas terrestres reflejan los procesos geodinámicos los cuales las han formado en relación a la litología y clima local. Para un análisis apropiado de estas formas y los rasgos morfológicos nosotros podemos entender estos procesos geodinámicos.

La fotointerpretación fue el método básico para el análisis del relieve durante la etapa de campo en El Salvador. Las fotografías aéreas son de 1949 y fueron proporcionadas por SNET, las que muestran muy bien la superficie del suelo y los afloramientos de rocas, especialmente debido a la gran deforestación en los últimos 40 años, ofrecen únicamente datos geológicos en algunas localidades inaccesibles. Los principales rasgos analizados fueron: el relieve, el carácter de la erosión, lineamientos, contactos de las unidades geológicas, distribución de los escarpes y de las planicie aluviales, etc.

El reconocimiento de campo fue el siguiente paso para verificar la interpretación fotogeológica. El mapeo directo del relieve (laderas de fallas, quebradas, deslizamientos y otros rasgos en las laderas), análisis de perfiles sedimentológicos por medio de análisis tectónico de las fallas; fue obtenida una imagen más completa del área. Los datos fueron completados juntos con los resultados del mapeo geológico. El GIS, especialmente el modelo de elevación digital (MED) fue otra herramienta muy útil para el análisis geomorfológico. La entrada de datos (líneas de contorno vectoriales e imágenes de radar) fueron procesadas por el programa ArcGis.

Procesos actuales

La morfogénesis de área de estudio y sus alrededores están influenciados por la interacción simultánea entre los procesos endogeodinámicos y los exogeodinámicos.

Procesos endogeodinámicos

La forma muy complicada y compleja del área de estudio fue determinada por la localización del borde NW de la placa tectónica del Caribe (Fig. 8. 1) con presencia de varias rocas (sedimentarias Mesozoicas y rocas volcánicas, ignimbritas, lavas basálticas, acumulaciones Cuaternarias, etc.) y la tectónica activa y el volcanismo. El volcanismo ha producido material para formar mesetas de ignimbritas o altiplanos, posteriormente ha sido erosionado e impactados por la tectónica. El volcanismo basáltico joven relacionado con la tectónica distensiva o extensional del graben de Ipala, ha formado una gran superficie

estructural con flujos de lavas basálticas y conos cineríticos, en la parte sur y oeste del área del proyecto o elevaciones pequeñas en el lugar de las erupciones.

Las estructuras circulares colapsadas situadas a lo largo del borde sur de la laguna de Metapán están relacionadas también a la actividad volcánica del pasado, de las cuales, dos de ellas alcanzan hasta 2 y 1.1 km de diámetro y tienen cerca de 100 m de profundidad, además, están limitadas por fallas normales circulares jóvenes y es más probable que representen colapsos sobre las cámaras magmáticas.

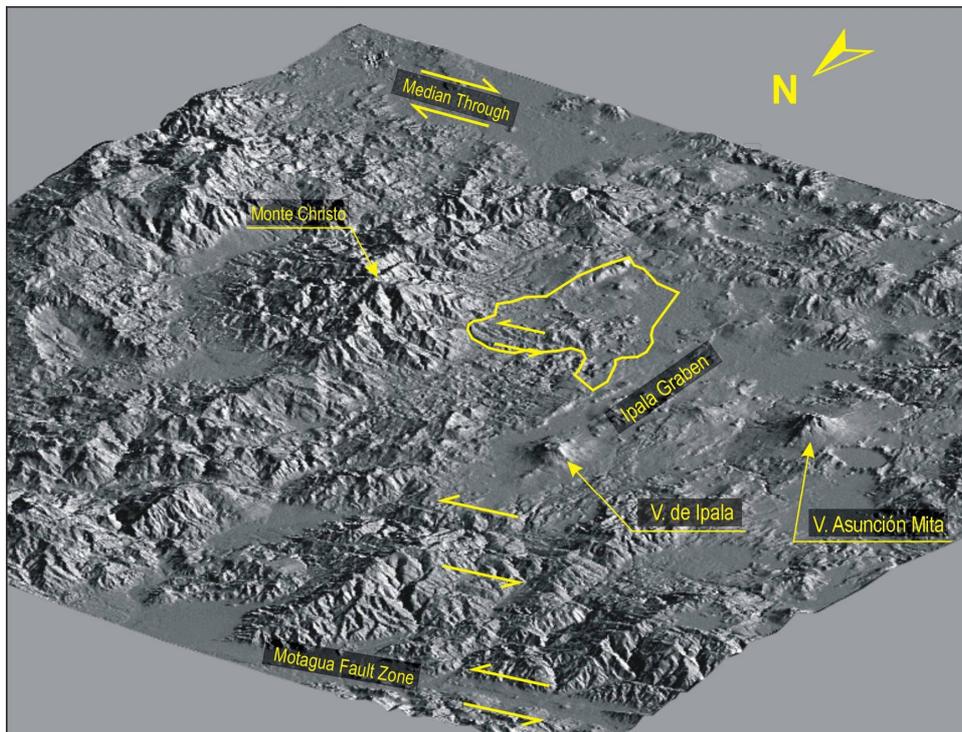


Fig. 8. 1: Imagen de MED mostrando el borde oriental de la placa del Caribe representada por la falla de cizalla principal de Motagua, los volcanes de Ipala y Asunción Mita (Guatemala). El área de estudio está limitada con línea amarilla.

Muchos tipos de fallas activas como fallas normales o fallas de cizalla relacionadas a esfuerzos transpresionales or transtensionales han formado escarpes empinados (Fig.8. 2.), cordilleras o depresiones, que a su vez cambian la base de la erosión local. Las cuencas formadas tectónicamente como la depresión del lago Güija o la depresión donde está localizada la ciudad de Metapán, han desarrollado sistemas de fallas normales del graben de Ipala o como la esperada “transtensional duplexes”, las cuales se han originado a lo largo de las fallas de cizalla.



Fig. 8. 2: Fallas normales jóvenes en la parte sur del área relacionadas al graben de Ipala, fueron seguidas por volcanismo basáltico Cuaternario. El volcán San Diego está en el lado derecho de la fotografía (vista desde el cerro San Isidro)

Las cordilleras “transpresionales” y las elevaciones fueron reconocidas en la parte norte del proyecto (Fig. 8. 3), las que se han desarrollado en la “transpresional duplex” a lo largo de la falla regional activa ENE-WSW. El levantamiento de esta área parece haber sido muy rápido. Las gravas jóvenes Cuaternarias probablemente se originaron formando un gran abanico al pie de la montaña de Montecristo (parte alta de recogimiento del río Angue), han sido elevadas hasta varios decenas de metros sobre su posición original debido a los esfuerzos de transpresión, algunos de ellos han sido inclinados fuertemente, tales acumulaciones evidencian grandes cambios en el drenaje del río de esta área relacionado al levantamiento. Toda morfoestructura transpresional no está muy afectada por la erosión y por el fallamiento normal activo.

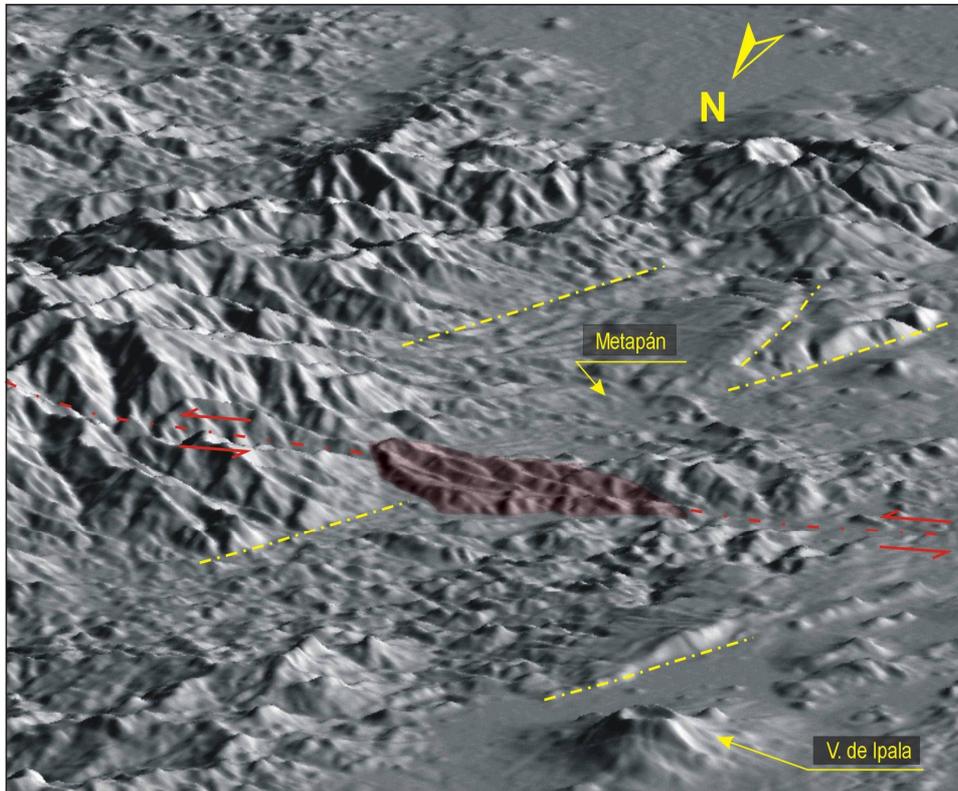


Fig. 8. 3: Vista SSE de la Imagen MED del área mostrando los rasgos tectónicos principales. Fallas normales en amarillo y la falla sinistral de cizalla en rojo. La cordillera joven de transpresión está a lo largo de la “transpresional duplex” y es también mostrada en color rojo.

Procesos exogeodinámicos

Los procesos exogeodinámicos tienen efecto importante actualmente en la morfogénesis del relieve y también representan los peligros naturales. La desintegración tectónica y los cambios verticales de la litología diversificada complementada con la meteorización tropical, permiten la erosión rápida y los movimientos de masa gravitacionales (derrumbes de rocas, volcamientos, deslizamientos, flujos de lodo y escombros etc.). En el momento actual la deforestación en parte acelera estos procesos. Para más detalle véase el capítulo Peligros naturales.

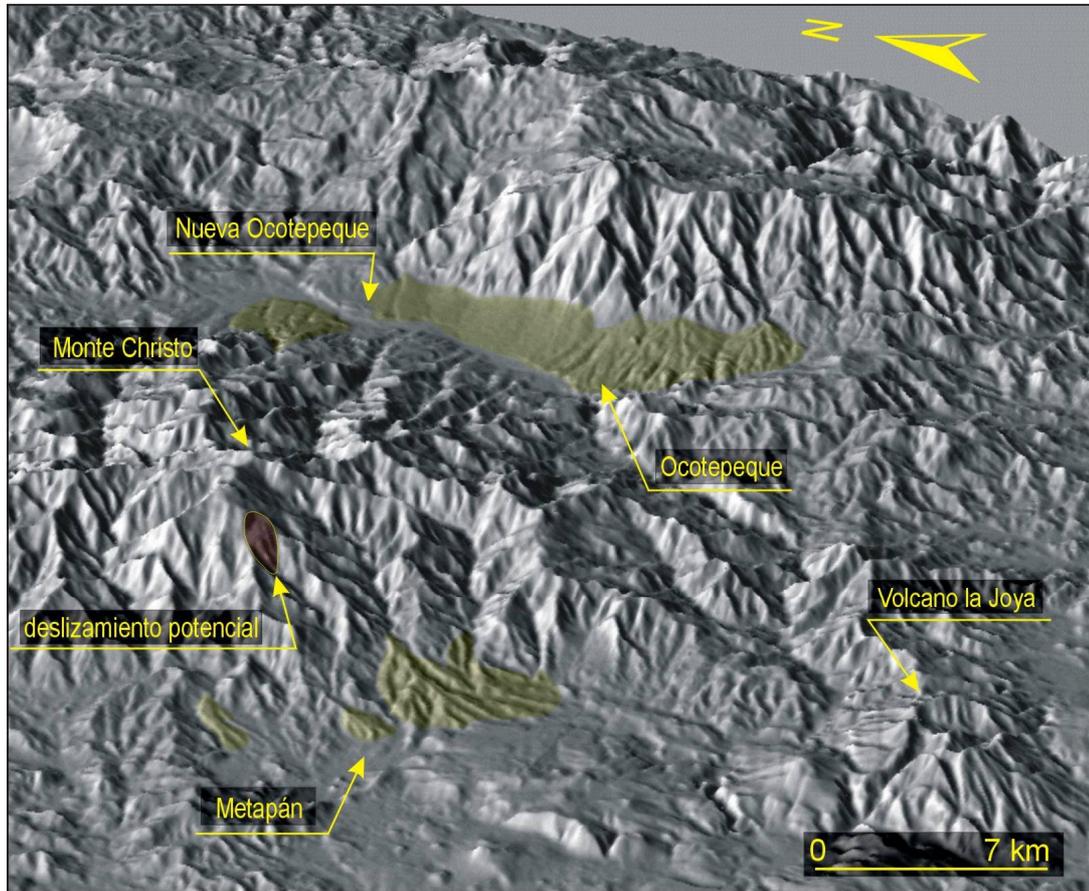


Fig. 8.4: Vista del ENE de la imagen MED del cerro Montecristo y sus alrededores mostrando las acumulaciones Cuaternarias en amarillo, así como los productos del fenómeno complejo exogeodinámico: movimientos de ladera, erosión y procesos aluviales. Las acumulaciones fuera del área del proyecto han sido determinadas a partir de los análisis de MED. Las grandes acumulaciones alrededor del la ciudad de Ocotepeque están situadas en Honduras.

Un complejo fenómeno geodinámico se produce en las laderas de las montañas arriba de los 2,000 m de elevación, tales como Montecristo y El Pital (Fig. 8. 4). Varios deslizamientos son frecuentemente disparados de las laderas en los períodos de altas precipitaciones, posteriormente el promontorio de material de los deslizamientos es lavado y transportado aguas abajo por los ríos caudalosos, formando inmediatamente flujos de escombros. El material del flujo de escombros durante su movimiento erosiona las paredes del canal incorporando ese nuevo material al total de la masa, y cuando el talud del canal es más pequeño ocurre la deposición del material. La velocidad de tales flujos de escombros depende del gradiente topográfico y de la geometría del canal, pudiendo los flujos alcanzar velocidades de hasta 20 m.s^{-1} (Arratano and Franzi 2004). Este proceso es bastante común y muy importante, especialmente para formar valles en las montañas, el efecto de los deslizamientos parece ser

más fuertes que el efecto de erosión regresiva causada por el agua. Varios eventos pasados (Ocotepeque en Honduras, 1934; El Picacho en San Salvador, 1934 y 1982; Guadalupe en San Vicente, 2001, estos últimos en El Salvador), evidencian las consecuencias de estos procesos rápidos y periódicos, tanto como sus efectos peligrosos en la sociedad (Figs. 8. 5, 8. 6, 8. 7).

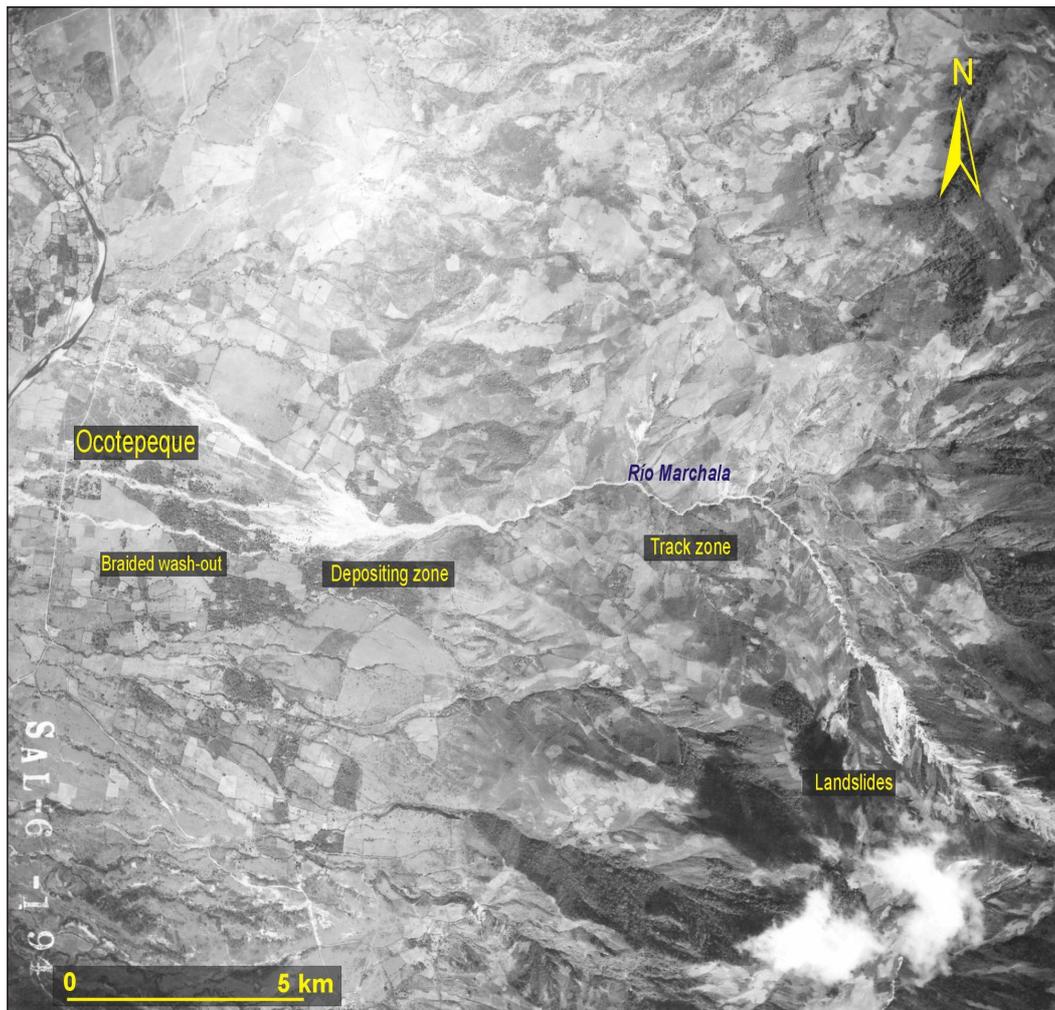


Fig. 8. 5: Fotografía aérea de la ciudad de Ocotepeque (Honduras) que fue destruida por un flujo de escombros y lodo a lo largo del río Marchala, que causó la muerte de muchas personas en junio de 1934. La fotografía ilustra muy bien el fenómeno exogeodinámico del movimiento de ladera, erosión y proceso fluvial combinados en la ladera de las montañas altas.



Fig. 8. 6: Fotografía aérea detallada de los deslizamientos disparados por lluvias cerca de la ciudad de Ocotepeque (Honduras). El material del suelo deslizado fue posteriormente arrastrado y transportados aguas abajo por el río, formando un flujo de escombros.

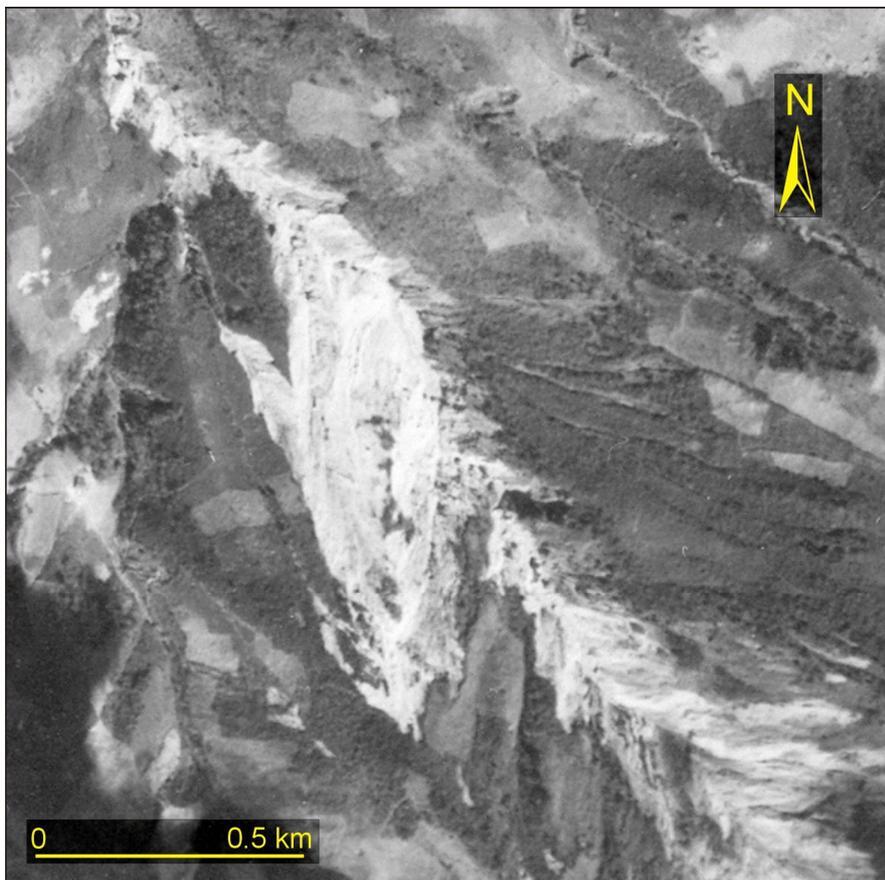


Fig. 8. 7: Fotografía aérea detallada del flujo de escombros que impactó la ciudad de Ocotepeque (Honduras) en junio de 1934, en donde solamente la iglesia quedó en pie. La ciudad fue trasladada unos kilómetros al norte y ahora se llama Nueva Ocotepeque. El material depositado fue originado debido a un deslizamiento y a erosión en la parte alta del río Marchala.

Este proceso complejo podría ser esperado además en la parte oriental del área del proyecto, con impacto directo a la ciudad de Metapán.

Formas de terreno contemporáneas

Según la intensidad de los procesos geodinámicos los cuales han formado el presente relieve, son extremadamente alto, además, las formas del terreno tienen muchos tipos de formas. Cualquier simplificación o generalización de estos rasgos en el mapa fue difícil, no en tanto, las formas del terreno se dividieron en grupos más grandes relacionados a los principales procesos morfogenéticos, es decir, a las formas estructurales del terreno y las superficies erosionadas, las acumulaciones, la geodinámica y la actividad antropogénica.

Formas estructurales

Relieve volcánico

Las formas estructurales de terrenos volcánicos ocurren en el sur y occidente del proyecto. Se puede distinguir el relieve antiguo de las lavas basálticas, porque forman un gran altiplano en la parte SE y porque es común el apareamiento de suelos bien desarrollados, mientras que los flujos lávicos jóvenes tienen muy poco suelo. Las lavas *aa* más jóvenes aún cuando aparecen mayormente en la parte sur no tienen suelo. Algunos rasgos de pseudo karst (cavernas y colapsos) se han desarrollado en las lavas más jóvenes al sur del volcán Loma Iguana. Los volcanes de lavas basálticas especialmente aquellas de segunda y tercera categoría, tienen formas de conos cineríticos. La cuarta categoría es la erupción local de basaltos a lo largo de fallas, desparrramados entre la parte media y norte, y forman pequeñas colinas entre otras unidades geomórficas.

Rocas Mesozoicas competentes

Las capas competentes de calizas o areniscas forman un relieve tectónico y estructural de colinas, de acuerdo principalmente a sus planos de estratificación. Cuestas y “hogbacks” son relativamente rasgos comunes en ellas. Estas formas de terreno están localizadas mayormente en la parte central de las colinas en el área del proyecto.

Formas erosivas

Relieve erosionado de las rocas del Mesozoico

Las áreas construidas por las rocas menos competentes del Mesozoico tales como arcillolitas, lutitas y areniscas de las capas rojas, se caracterizan por el relieve erosionado. Las cuencas y valles desarrollados están fuertemente erosionados (las cuencas cerca de 4 km al NW y los valles 3 km al oeste de Metapán, respectivamente), el relieve suave con frecuentes quebradas erosionadas prevalecen allí.

Formas y relieve en las ignimbritas, tobas y flujos piroclásticos gruesos

Las ignimbritas y tobas cubren gran parte del área en la parte norte y media del área del proyecto, ocasionalmente aparecen superficies estructurales (cuestas a lo largo del borde sur de la transpresional duplex) pero prevalece la erosionada, sin embargo, debido a la claridad del mapa todas las características del terreno fueron generalizadas y agrupadas. Las formas de los depósitos piroclásticos Rana tienen similar forma que aquellas de las ignimbritas, por eso, se han puesto en este grupo, que tiene limitada aparición en el sur de Metapán.

Relieve erosionado en las rocas del basamento de riolitas y granitos

Todo este grupo fue sujeto a fuerte generalización, sin embargo, las andesitas, las riolitas intemperizadas y granitos, formaron formas similares con una limitada manifestación de su estructura original. La erosión tenía más influencia significativa en su morfología, que forman algunos picos y cerros en la parte media del área de estudio.

Relieve erosionado de las acumulaciones de gravas antiguas

A excepción de un gran cono aluvial formado por un flujo de escombros a lo largo de los ríos San José y Chumalapa, para ser valorado como acumulación, el cual derivó de una fuerte erosión, algunas gravas antiguas basculadas y elevadas fueron sujetas a la erosión actual. Estas gravas afloran en las colinas al norte y en los alrededores de Metapán, en cuyo relieve suave pequeñas quebradas han sido desarrolladas.

Formas de las acumulaciones

Debido a erosión intensa las formas de acumulación son rasgos comunes que forman terrazas de gravas, abanicos aluviales, deltas, planicies aluviales o la acumulación de flujos de escombros; todos indican alta intensidad de los procesos exogeodinámicos

Formas geodinámicas

Este grupo de formas desarrolladas directamente debido tanto a los procesos geodinámicos endógenos como los exógenos, en los que los taludes de fallas son un ejemplo de procesos endogeodinámicos, los cuales surgen principalmente a lo largo de fallas normales en la parte sur del área del proyecto y alcanzan hasta 300 m de elevación. Otros casos están representados por un relieve de montículos a lo largo de las zonas de fallas entre las ignimbritas, en la parte norte está la subsidencia de las estructuras circulares o cráteres volcánicos.

Los valles con los taludes erosionados y cortados, deslizamientos o desfiladeros con volcamiento o derrumbe de rocas se han desarrollado, debido a los procesos exogeodinámicos y estos ocurren dentro de la mayor parte del área estudiada.

Formas antropogénicas

Las formas antropogénicas no fueron la principal meta del estudio, por eso fue centralizado en las formas más peligrosas. Afortunadamente, los grandes depósitos de desechos no están presentes en el área excepto algo poco al oeste de la laguna de Metapán, mucho más expresivas son las canteras de calizas como un rasgo artificial erosivo.

9. Geoquímica, composición de rocas

En la zona estudiada en el año 2005 entre ciudad de Metapán, lago de Güija y frontera Guatemalteca se tomó una serie de 15 muestras de rocas para análisis químicas y determinación de características petroquímicas. Las muestras fueron homogenizadas y analizadas en laboratorios del Servicio Geológico Checo (CGS). Los análisis comprenden análisis complejos de óxidos principales y análisis de elementos „vestigios“, cuales han analizados por métodos XRF y FAAS (véase Tab. I.). La cantidad de elemento Ba se calculó de la cantidad de su óxido analizado (coeficiente 8957). Las muestras representan varios tipos de rocas individuales y secuencias definidas como son:

- lavas submarinas de la edad Jurásico (complejo Espinal – muestra 395)
- ignimbrita en la base de formación Tepemehin (Todos Santos - muestra 24)
- intrusión de gabbro (muestras 506A y 506B), gabbro de grano fino y afectado por anchimetamorfosis (muestra 573)
- granita San Isidro (muestra 620)
- ignimbritas silíceas - muestras 239, 564, 629 y 636)
- intrusión andesítica aislada (vz. 603)
- basaltos “back-arc” en el área del Lago Güija y El Shiste (muestras 78, 242, 369 y 371)

Los datos analíticos han sido calculados y los diagramas hechas en el software GCDkit (Janoušek et al., 2003). Las correcciones gráficas se realizaron en el software de Corell-Draw.

En la microprueba CamScan 3400 en laboratorio de CGS en Barrandov, Praga, se analizaron los granos de minerales individuales con el método de dispersión de energía (EDX) en las condiciones de tensión 15 kV, corriente 3 mA y tiempo de medición 100 s.

Clasificación de rocas

Las muestras de etapa de este año son más sanas y menos hidratadas, comparando con los datos de la etapa antecedente (Hradecký, 2004). El contenido de agua poco alto (ca 4wt%) llevan solamente algunas muestras de rocas volcanoclasticas y una muestra de gabbro. Para clasificación fundamental de rocas magmáticas se usó el diagrama frecuentemente usado - TAS (La Bas et al., 1986 – véase Fig. CH1) completada con nombres de gabbro y granita en cuarteles de basalto y riolita. La diagrama Nb/Y-Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977, véase

Fig. CH2), cual usa elementos de huellas immobiles, se usó para controla de clasificación. Ambas diagramas son de buena armonía. Las análises de rocas plutónicas son muestradas con la análises de muestra 635 - hecha en microprueba, porque falta análises química de este masizo - en las diagramas TAS para rocas plutonicas (Middlemost, 1994) y R1-R2 (De la Roche et al., 1980) (veáse Fig. CH10 y CH11).

Área de Metapán está geológicamente una de las más variadas de todo El Salvador. Se encuentran varios tipos de rocas originados en varias periodas (Jurásico hasta Reciente). Por esto se observa espectro amplio de las composiciones químicas. Todas las rocas analizadas son subalkalinas del características Ca-alkalinas (veáse Fig. CH1 y CH3). Rocas básicas y intermedias son metaluminicas, rocas más diferenciadas (ignimbritas riolíticas y granita de San Isidro) son peraluminicas (Fig. CH4). Entre los datos analíticos predominan andesitas basálticas (volcánes en las zonas Lago de Güija y El Shiste) y riolitas/ granitas (ignimbritas Cretácicas y Cenozoicas y granita de San Isidro). Otros tipos de rocas cuales se encuentran son gabbros y andesitas (complejo Espinal y una intrusión aislada en noreste del mapa). Faltan dacitas.

Tab. I. Resultados de análisis químicos de muestras de rocas (* - no detectado).

Muestra	24	78	239	242	369	371	395	506A
SiO ₂	73.9	51.71	79.36	53.3	52.39	52.18	56.49	43.58
TiO ₂	0.36	0.99	0.21	1.08	0.99	1.19	1.3	0.36
Al ₂ O ₃	12.9	17.21	10.73	17.66	17.08	17.03	15.26	21.83
Fe ₂ O ₃	4.38	3.23	1.87	3.43	4.64	2.67	3.67	3.53
FeO	0.09	5.78	0.09	5.42	3.64	6.29	5.54	2.25
MgO	0.13	5.65	0.15	4.27	4.23	6.11	3.01	5.81
CaO	0.18	9.06	0.23	8.06	8.43	8.38	5.85	14.72
MnO	0.052	0.169	0.025	0.154	0.133	0.168	0.183	0.09
SrO	0.006	0.066	0.007	0.072	0.037	0.053	0.045	0.052
BaO	0.012	0.069	0.043	0.086	0.038	0.044	0.056	0.006
Li ₂ O	0.001	0.002	0.008	0.002	0.002	0.002	0.004	0.004
Na ₂ O	5.49	3.12	2.48	3.64	3.12	3.56	4.1	1.05
K ₂ O	0.94	1.36	2.37	1.68	1.34	1.36	1.27	0.11
P ₂ O ₅	0.034	0.259	0.026	0.453	0.345	0.403	0.25	0.027
F	0.044	0.059	0.027	0.04	0.053	0.057	0.042	0.031
CO ₂	0.01	0.042	0.01	*	0.24	0.01	0.4	1.79
C	0.006	0.014	0.032	0.008	0.012	0.01	0.005	*
S	*	*	*	*	*	*	0.056	*
H ₂ O+	1.12	0.81	1.82	0.39	1.94	0.48	2.18	3.82
H ₂ O-	0.35	0.14	0.44	0.16	1.22	0.08	0.2	0.89
Total	100	100.11	99.93	99.91	99.88	100.09	99.90	99.96
Microelementos (ppm) – FAAS (Mo, Ag a Cd no detectados)								
Be	1.7	2.2	1.7	2.4	2.1	2.8	2	*
Cr	20	113	11	95	110	166	44	147
Co	*	30	*	26	29	30	18	30
Ni	*	28	*	20	28	56	*	28
Cu	4.5	55.5	4.5	44.4	53.8	45.6	23.4	16.3
Zn	38	109	53	118	93	104	112	45
Pb	*	*	11	*	*	*	*	*

Microelementos (ppm) – XRF								
Cr	*	78	3	62	67	122	23	72
Ni	3	26	2	20	34	52	3	26
Cu	4	51	6	43	51	41	24	16
Zn	37	77	53	91	87	79	105	35
As	*	*	21	*	*	*	*	*
Rb	22	20	55	21	19	16	31	4
Sr	53	495	68	513	481	497	336	457
Zr	500	137	144	234	179	191	116	11
Nb	16	5	7	12	7	8	6	1
Mo	*	*	1	2	*	*	1	*
Sn	*	*	*	*	*	*	*	*
Pb	4	3	4	*	3	3	*	*
U	3	*	4	*	*	*	3	*
Y	70	23	36	31	27	30	34	10
Ba – recalculado	107.48	618.03	385.15	770.30	340.37	394.11	501.59	53.74

Tab. I. continuación

Muestra	506B	564	573	603	620	629	636
SiO ₂	46.71	71.98	51.42	56.39	72.67	75.42	66.24
TiO ₂	0.61	0.13	0.95	1.13	0.23	0.22	0.68
Al ₂ O ₃	22.02	13.25	18.77	15.9	13.87	11.31	14.73
Fe ₂ O ₃	3.86	1.68	3.07	3.05	1.61	2.4	2.99
FeO	2.77	0.21	5.64	4.87	0.11	0.06	0.24
MgO	4.48	0.27	3.86	2.56	0.35	0.02	0.67
CaO	14.76	0.56	10.52	6.67	0.26	0.06	1.24
MnO	0.096	0.037	0.162	0.143	0.016	0.027	0.125
SrO	0.066	0.006	0.034	0.049	0.008		0.016
BaO	0.017	0.084	0.027	0.06	0.066	0.035	0.072
Li ₂ O	0.002	0.006	0.003	0.002	0.002	0.01	0.006
Na ₂ O	1.91	2.8	2.96	3.95	2.7	1.41	1.69
K ₂ O	0.49	3.32	0.86	1.38	6.07	7.79	6.41
P ₂ O ₅	0.054	0.025	0.136	0.229	0.02	0.023	0.089
F	0.028	0.063	0.038	0.052	0.042	0.024	0.039
CO ₂	0.08	0.01	0.12	0.33	0.01	*	*
C	0.006	0.013	0.006	0.01	0.027	0.045	0.008
S	*	*	0.028	0.016	*	*	*
H ₂ O+	1.8	4.2	1.03	2.7	1.48	0.75	3.28
H ₂ O-	0.16	1.29	0.14	0.45	0.43	0.2	1.24
Total	99.92	99.92	99.76	99.94	99.97	99.82	99.79
Microelementos (ppm) – FAAS (Mo, Ag a Cd no han detectado)							
Be	1.1	7	0.9	2.4	1.9	3.5	2.8
Cr	278	17	54	29	8	9	16
Co	28	*	25	17	*	*	*
Ni	24	*	22	*	*	*	*
Cu	67.3	5.2	80.6	11	13.9	3.1	7.8
Zn	54	162	64	95	42	27	83
Pb	*	25	*	*	14	22	10
Microelementos (ppm) – XRF							
Cr	182	*	39	14	3	4	5
Ni	28	10	24	*	6	4	5
Cu	65	6	73	12	16	5	8
Zn	48	171	61	88	44	33	81
As	*	32	1	7	2	10	5
Rb	16	177	19	70	189	136	139
Sr	533	39	270	392	60	4	139
Zr	51	226	67	180	222	481	287
Nb	3	31	3	8	14	22	10
Mo	*	*	*	1	*	*	*
Sn	*	8	2	*	*	*	*
Pb	*	21	*	2	11	19	10
U	*	7	*	*	8	3	3
Y	13	94	27	29	33	57	45
Ba - recalculado	152.27	752.39	241.84	537.42	591.16	313.5	644.90

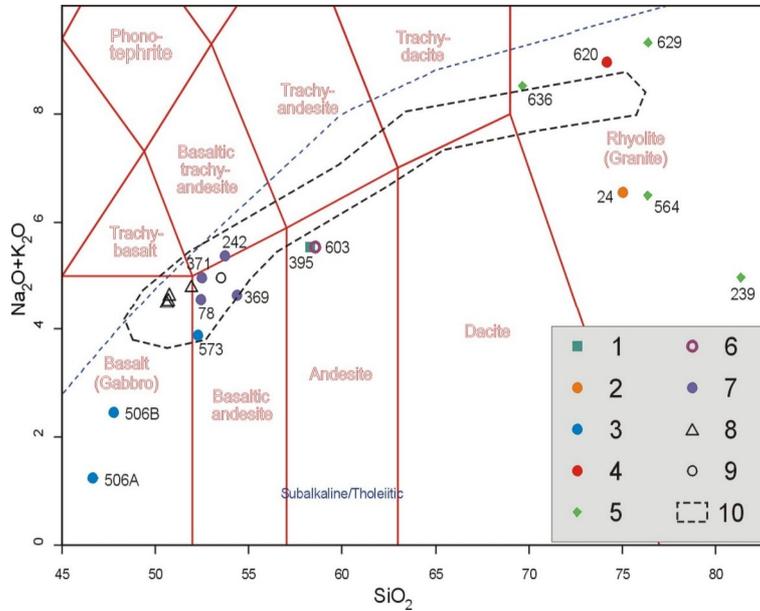
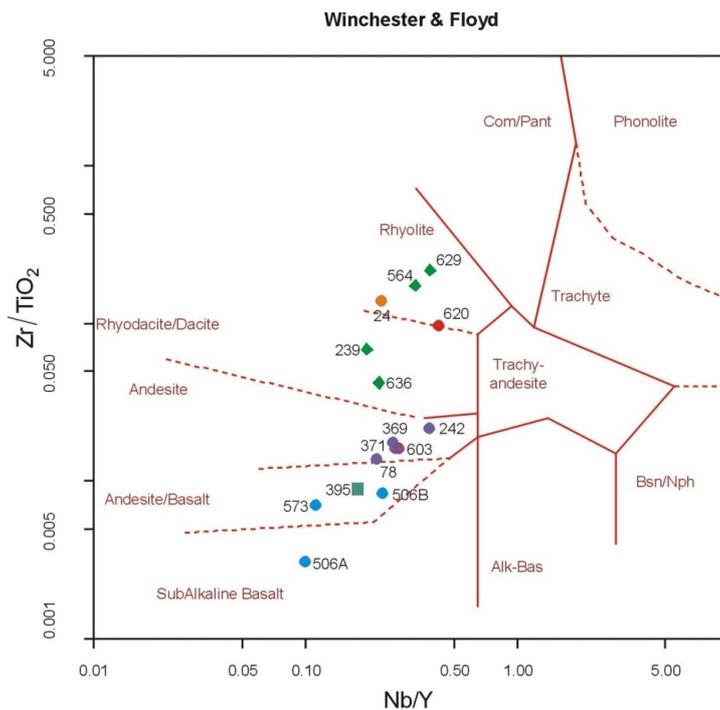
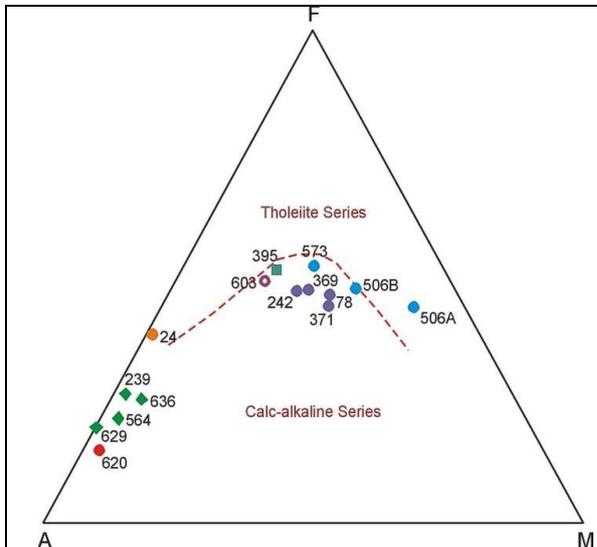


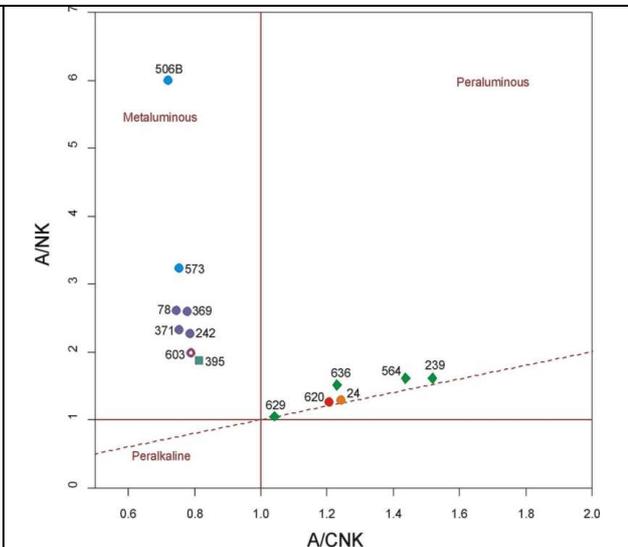
Fig. CH1 Detalle de la diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). 1) complejo Espinal; 2) ignimbrita en la base de la formación Tepemechin (Todos Santos); 3) intrusión de gabbro; 4) granita de San Isidro; 5) ignimbritas Terciarias; 6) intrusión andesítica aislada; 7) lavas basálticas en los alrededores de Lago de Güija y El Shiste; 8) volcán San Diego (Carr, 1974); 9) Cerro Quemado (Carr, 1974); 10) composición química de rocas volcánicas de „Ipala Graben“ (Carr, 1974).



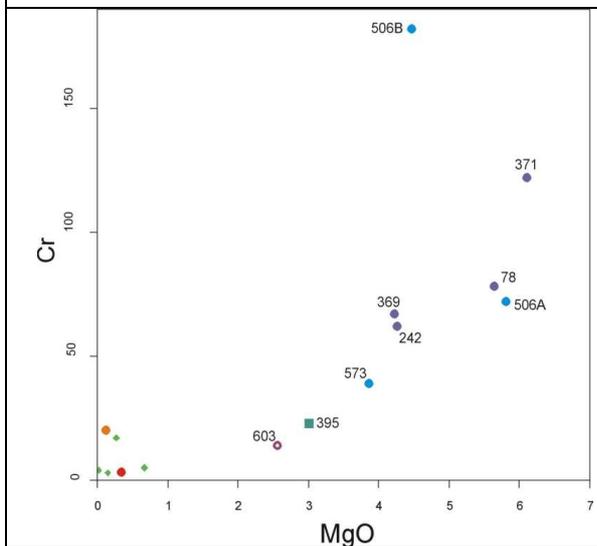
Obr. CH2 Diagrama Nb/Y – Zr/TiO₂ (Winchester & Floyd, 1977). Símbolos y colores como en Fig. CH1.



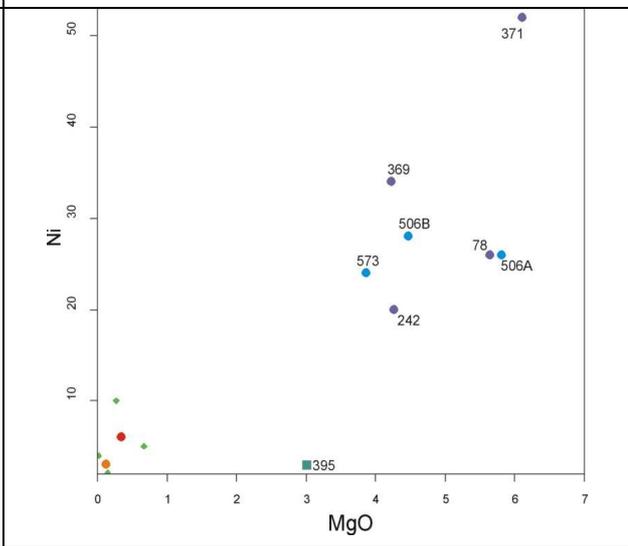
Obr. CH3 Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971)



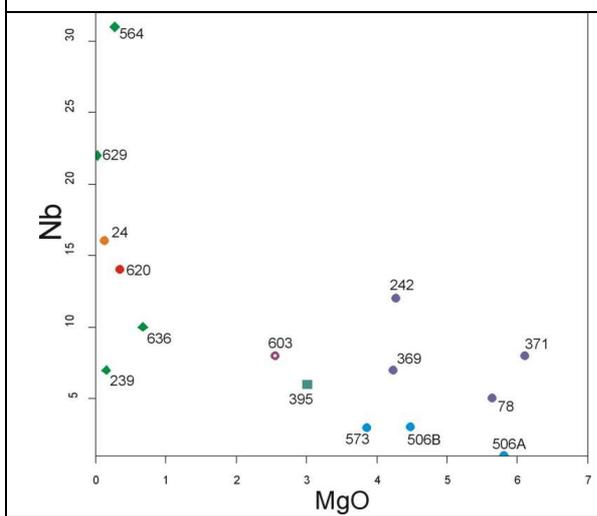
Obr. CH4 Diagrama A/CNK – A/NK (Shand, 1943)



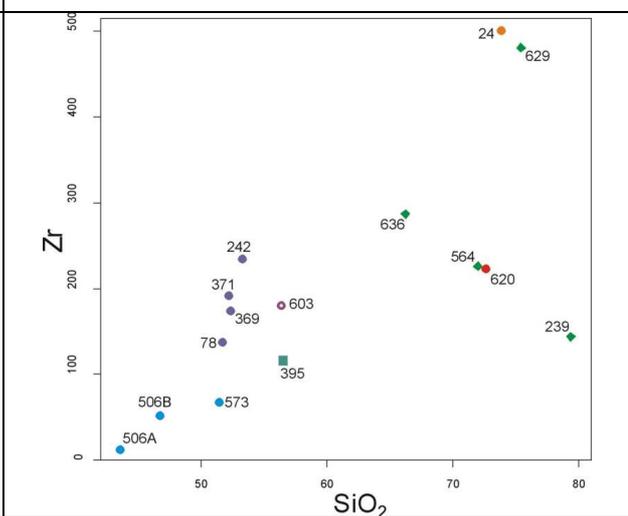
Obr. CH5 Diagrama binar MgO/Cr



Obr. CH6 Diagrama binar MgO/Ni



Obr. CH7 Diagrama binar MgO/Nb



Obr. CH8 Diagrama binar SiO₂/Zr

Complejo Espinal

Complejo volcánico (volcano-sedimentario) Espinal se compone de lavas submarinas, brechas hialoclasticas y tobas, a veces con intercalaciones de sedimentos, la edad de este complejo es probablemente Jurásico. La lava analizada tiene composición de andesita (muestra 395). A la composición intermedia corresponden las cantidades de alcalias, SiO₂ y otros óxidos principales y microelementos (Fig CH3, CH5 hasta CH8).

Minerales de la brecha hialoclastica fueron analizados en microprueba (muestra 24B - véase Tab. II.). Plagioclasas son albitizadas por la reacción de lava con agua marina – esto es la parte del proceso de espilitización de lavas submarinas (mediciones 1 y 3 en Tab. II.), piroxenas son cloritizadas (mediciones 4 y 5). El pumpellyito (medición 2 y 6) se formó durante la deformación y metamorfosis del contacto durante el Jurásico superior.

Tab. II. Microanálisis de minerales en muestras 24B y 209

	24B						209	
	1 alb.	2 pump.	3 alb.	4 chl.	5 chl.	6 pump.	14 alb.	15 alb.
SiO ₂	67.18	36.43	64.47	25.74	25.70	39.51	64.14	64.88
Al ₂ O ₃	18.96	24.14	18.09	17.41	16.86	18.50	18.98	18.36
FeO _t	-	8.28	-	27.90	25.51	4.64	-	-
MgO	-	-	-	11.38	11.72	-	-	-
CaO	-	22.17	-	-	-	24.64	-	-
Na ₂ O	10.96	-	10.18	0.33	1.24	-	9.17	10.26
Total	97.10	91.00	92.74	82.76	81.04	87.29	92.28	93.50

Ignimbritas Cretácicas

Debido a nuevas observaciones de la estratigrafía de Cretácico de El Salvador (véase capítulo Mesozoico) se encuentran rocas volcánicas en la base de la formación Tepemechin (Todos Santos) y dentro de la formación Yojoa. Ignimbritas riolíticas son asociadas con las caídas co-ignimbriticas. Ignimbrita en la base de la formación Tepemechin (muestra 24) se caracteriza por alto grado de diferenciación. Esta ignimbrita se distingue de las ignimbritas Cenozoicas por la cantidad FeO_t en comparación con cantidades de Al₂O₃ (véase Fig. CH9). Estos datos separan esta ignimbrita de las rocas Ca-alkalinas a las rocas tholeiíticas (diagrama AFM en Fig. CH3).

En la ignimbrita de la formación Yojoa se analizaron composiciones de las fases de minerales. Vidrio está completamente recristalizado a microcuarzo y el mineral único preservado es albita (véase Tab. II. – mediciones 14 a 15).

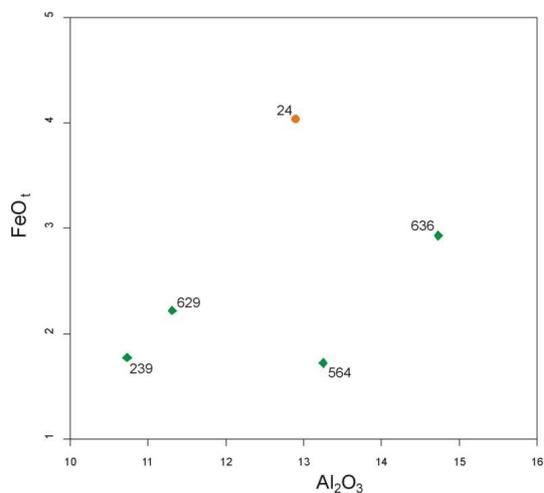
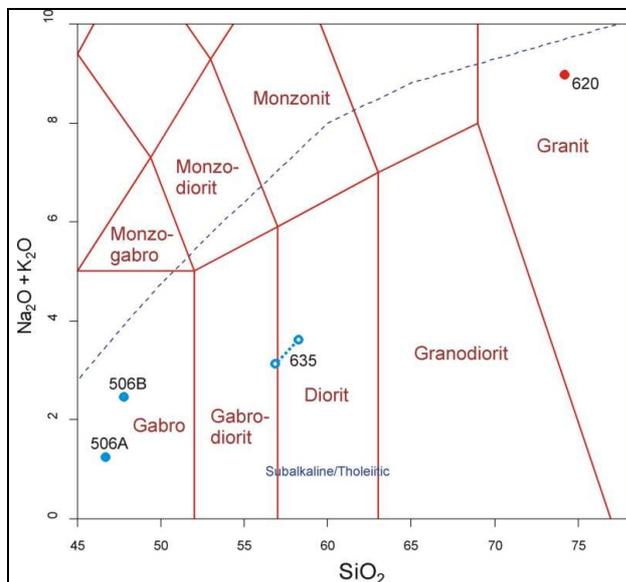
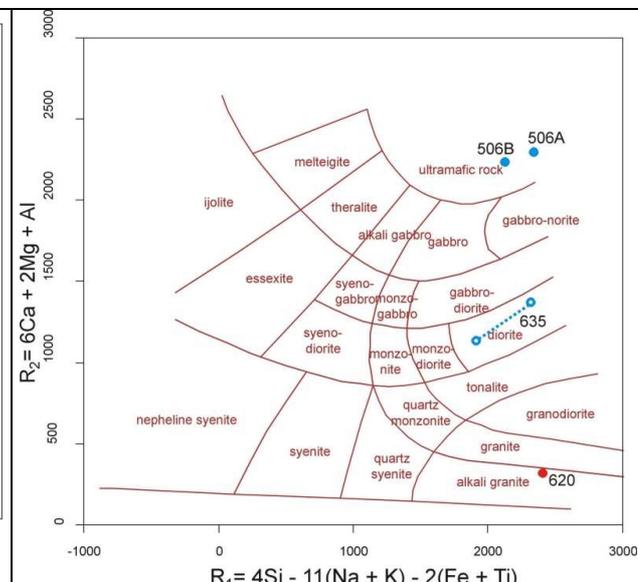


Fig. CH9 Diagrama Binar Al_2O_3/FeO_t con ignimbritas cretácicas (24) y cenozoicas (239, 564, 629 a 636). Colores y símbolos corresponden a diagramas antecedentes.

Rocas plutónicas



Obr. CH10 Detalle de diagrama TAS para las rocas intrusivas (Middlemost, 1994).



Obr. CH11 Diagrama R_1-R_2 para las rocas intrusivas (De la Roche et al., 1980).

Las rocas intrusivas se encuentran en el área en dos macizos: macizo de San Isidro (PdeR506) y un macizo pequeño Lomas de la Campana (PdeR635). En la parte occidental está descubierta una intrusión pequeña en calizas cristalinas (PdeR637). Las rocas más básicas del área forman masizo de San Isidro. Las concentraciones de Cr y Ni más altas y las concentraciones de Nb y Zr más bajas significan el grado de la diferenciación magmática más bajo de toda la serie rocosa estudiada. La meteorización y alteración de la roca de muestra 506A (observada en láminas delgadas y resultados de análisis química) disminuyeron los contenidos de alkalias. Los gabbros se ponen a confines de las series Ca-alkalina y tholeiítica con la inclinación a la serie Ca-alkalina. La parte superior de este macizo se compone de cuerpo de granitas (PdeR620) alargado en dirección este-oeste. Composición de estas granitas

de grano grueso remonta al fin de la serie de diferenciación (veáse Fig. CH1 y CH10). Masizito Lomas de la Campana contiene en su parte sur, que está erosionada más profundamente, las dioritas subalkalinas, cuales transitan al norte a porfiras dioríticas subvolcánicas.

Investigación microanalítica de gabbros del macizo San Isidro averiguó la presencia igualada de fenocristas de augito y agregados de feldespato potásico con oligoclasa (PdeR506B). Las grandes fenocristas de feldspatas (probablemente plagioclasas básicas) han substituidas con pumpellyta (Tab. III). Diorita gris de la parte sur del macizo Lomas de la Campana está caracterizado con la textura ofítica con granos de plagioclasa, clinopiroxeno y fenocristas grandes de amfibol (Tab. III). La pequeña intrusión de gabbro cual penetró las calizas cristalinas formó la zona de metamorfosis del contacto 0.5 m en espesor (PdeR637). Esta zona se compone de la roca mezclada metasomática calcáreo-silicada. En la matriz granulométrica desordenada crecen cristales grandes de andradita (Tab. III).

Tab. III. Microanálises de minerales en muestras 503, 635 y 637

	503				635			637
	1 augita	2 K-f	9 plg.	12 pump.	20 plg.	21 augito	23 amf.	16 grt.
SiO ₂	55.86	65.93	66.18	37.93	48.99	51.97	42.14	35.21
Al ₂ O ₃	1.432	18.50	21.38	24.00	31.47	2.229	8.245	9.158
FeO _t	11.98	-	-	11.86	-	10.08	21.26	15.12
MgO	16.85	-	-	-	-	14.99	12.83	0.441
CaO	12.62	-	2.391	22.38	15.20	19.77	7.629	34.63
Na ₂ O	-	0.487	9.882	0.105	2.735	0.280	0.329	-
K ₂ O	-	16.23	-	-	-	-	-	-
Total	98.36	99.24	99.46	95.76	98.87	96.54	92.18	94.46

Ignimbritas cenozoicas

La parte extensa del área estudiada, especialmente en la parte central y norte, está cubierta por ignimbritas cenozoicas. El grado avanzado de la diferenciación magmática de estas ignimbritas riolíticas está confirmado por las concentraciones de los microelementos (veáse volúmen de Cr, Nb, Ni, Y y Zr en Fig. CH2 y CH5 hasta CH8). Las consideraciones petrológicas más detalladas (evolución de la cámara magmática, etc.) no son posibles en este estado de conocimiento, por escasez de análisis.

En PdeR250 un dique de dacita de grano fino penetró la ignimbrita. Biotita y plagioclása (An₂₅ = oligoclaso) fueron analizados con microprueba (veáse Tab. IV.).

Tab. IV. Microanálises de minerales en muestras 250 a 341

	250			341		
	16 bt.	17 plg.	18 bt.	8 plg.	9 ol.	10 plg.
SiO ₂	42.92	61.17	40.53	45.18	39.15	50.01
TiO ₂	1.13	-	1.25	-	-	-
Al ₂ O ₃	19.54	22.94	15.20	29.71	-	31.07
FeO _t	10.87	-	14.68	-	19.70	0.50
MgO	6.50	-	8.90	-	40.61	-
MnO	0.44	-	0.58	-	-	-
CaO	-	5.00	-	15.16	-	15.28
Na ₂ O	0.24	8.42	-	2.21	-	2.96
K ₂ O	6.10	-	6.248	-	-	-
Total	87.75	97.54	87.39	92.27	99.46	99.82

Basaltos „back-arc“

Los centros volcánicos más jóvenes del área de Metapán son situadas detrás de la cadena volcánica donde se localizan los conos volcánicos principales. Este volcanismo es parecido al volcanismo basáltico de las zonas de Cinotepeque y Guazapa (Hradecký et al., 2004) y se trata de BVF („behind volcanic front“) volcanismo. Magmas basálticas son producidas por

fundacion (licuacion) descompresional de la chaveta del mantle, que se ubicaba en el lugar vacante despues de despegación de la placa subducida. Los procesos del origen de este magma en “back-arc” ambiente estudiaron Cameron et al. (2002), Patino et al. (1997), Walker (1981) y Walker et al. (2000). Interés de todos autores mencionados se concentró a aparecimientos de estas rocas en Guatemala.

Las muestras nuevamente analizadas coresponden a las características del volcanismo BVF, presentados por Walker et al. (2000). esto significa por ejemplo concentraciones elevadas de Nb y Zr comparadas con MgO (o SiO₂ respectivamente – veáse Fig. CH7 y CH8). Esta serie de las rocas BVF está representada por cuatro basaltos hasta andesitas basalticas (muestra 242 de El Shiste; muestra 369 del complejo El Cóbano; una efusión aislada cerca de Metapán: muestra 78; y la lava de Cerro Quemado: muestra 371) y una andesita (muestra 603). La diferenciación más avanzada está marcada por concentraciones de oxidos principales y microelementos, pero las características geoquímicas son parecidas a otras rocas del volcanismo BVF.

En la diagrama TAS se demuestran las análisis de oxidos principales de cinco rocas del área de Lago Güija (cuatro del volcán San Diego y una de Cerro Quemado) analizadas y presentadas por Carr (1974) en su thesis de disertación. En la misma diagrama está marcado poligono de los análisis de Ipala Graben entero (también de Carr, 1974). Esta série de análisis desgraciadamente no tiene datos de microelementos, por esto no es posible usar las en otras diagramas y comparar las con análisis hechas en este estudio.

En una lava de San Diego (PdeR341) se analizó la composición de olivino y plagioclasa. Resultados de estos mediciones se presentan en Tab. IV. (mediciones 8 hasta 10). Ambas plagioclasas (An₇₄₋₇₉) son de composición de bytownito. Olivino (Fo₈₀) se recalculó a fórmula Mg_{1,6}Fe_{0,4}SiO₄.

Datación radiométrica de las rocas

Cuatro muestras fueron analizadas por K/Ar datación para determinar la edad de secuencias definidas. Datación de estas muestras se realizó en “Institute of Nuclear Research” de la Academia de Ciencias Hungara (ATOMKI), Debrecen, Hungría. Basalto (muestra 242) se analizó entera (“whole rock”), de las ignimbritas se separaron feldspatas potasicas. Análises de Ar hizo Dr. Zoltán Pécskay y de K señora Tóth Kiss Erzsébet; ambos del K-Ar laboratorio ATOMKI. Todas muestras fueron analizadas duplicamente.

Unos 0.1 g de la muestra molida a bien fino se diluyó en acidos y al fin se disolvió en 0.2M de HCL. Potasio fue analizado con fotometría con “buffer” de Na y el estándar

internal de Li. Los estandartos internacionales Asia1/65, LP-6, HD-B1, GL-O fueron usados para control internal. La falta analítica está menos de 2%.

Argón fue sacado por RF-fluidación en potes de molybdena en la sistema de acero inoxidable en vacuum. El gas, cual se recibió después de agregación de “spike” ^{38}Ar , se purificó en trampas de Ti, SAES y nitrogena líquida. La relación isotópica de Ar se midió de Ar-gas puro en espectrometro de materia (“mass spectrometer”). Métodos y equipo del laboratorio en Debrecen fue descrito por Balogh (1985) y Odin (1982) en detalles.

Constantas de átomos de Steiger and Jäger (1977) fueron usadas para calculaciones. Faltas analíticas representan desviación estandarítica igual a 1. Laboratorio en Debrecen tiene experiencias con K/Ar dataciones de series volcánicas y los resultados son generalmente en buen acuerdo con las observaciones geológicas. A pesar de esto las concentraciones de K y Ar pueden ser modificadas por la historia de la roca. Por esto hay que interpretar las edades radiométricas con respecto a conocimientos de relaciones geológicas.

Tab. V. K/Ar edad de las rocas analizadas.

Muestra	Fracción datada	K (%)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (ccSTP/g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (%)	K/Ar edad (Ma)
242 basalto	“whole rock”	1.25	$1.352 \cdot 10^{-7}$	36.6	2.77+/-0.11
636 ignim.	K-feldespatos	5.15	$2.976 \cdot 10^{-6}$	69.9	14.80+/-0.47
239 ignim.	Feldespatos	1.17	$7.004 \cdot 10^{-7}$	41.5	15.29+/-0.60
629 ignim.	K-feldespatos	6.03	$3.972 \cdot 10^{-6}$	93.2	16.85+/-0.51

La edad K/Ar del basalto (muestra 242) se puede identificar con la edad geológica, porque la roca está bien sana. En ignimbritas se analizaron plagioclasas separadas. La edad más digna de confianza está de muestra 629, porque ésta tiene concentración más grande de K y la participación percentual de $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ son más altas. La pérdida del argón en otras dos muestras no es excluida. Entonces la muestra 629 representa la edad de toda la secuencia con más probabilidad.

10. Evolución Tectónica

1. Introducción

El Salvador pertenece al bloque de Chortis (Placa del Caribe) y está situado arriba de la zona de subducción activa (Fosa Mesoamericana), donde la placa de Cocos se sumerge bajo la placa del Caribe (Fig. 1). Otro factor que determina la geología de El Salvador es la interacción de las placas del Caribe y la de Norte América, a través del sistema de la falla sinistral Motagua-Polochic de escala regional, que tiene un rumbo E-W to NE-SW con movimiento relativo de 19-20 mm/año (DeMets, 2001, Guzmán-Speciale, 2001, Fig. 1 y 2), definiendo el límite norte y la subducción de la placa de Norte América debajo de la placa del Caribe en el este. Los volcanes activos y la fuerte sismicidad son características para esta región (Carr et al., 1981; Burbach et al., 1984; Dewey et al., 2004; Martínez-Díaz et al., 2004; White et al., 2004). La placa de Cocos se mueve normal a la placa del Caribe en el rango de 73-85 mm/año (DeMets, 2001). Además, una rotación contraria a las agujas del reloj de 10° con respecto a la normal a la fosa fue sugerido por DeMets. La colisión es ligeramente oblicua de la que resulta una zona cisalla dextral NW-SE, combinada con un graben de extensión („goben central“ o Fosa Mediana) de la misma orientación que inicia en Guatemala atraviesa El Salvador, bajando hacia Nicaragua (Burkart and Self, 1985).

La cantidad de deslizamiento dextral es estimado en 14 mm/año (DeMets, 2001), mientras que la Fosa Mediana desarrollada debido al **back-arc** de extensión de la corteza continental arriba de la zona de subducción y de la mayoría de los volcanes activos de El Salvador están situados dentro de esta zona (Carr et al., 1981). Otro fenómeno importante es la extensión E-W de la placa del Caribe llevando a la formación de numerosos grabenes de extensión de rumbo N-S en Guatemala, Honduras and El Salvador. La extensión E-W de la Placa del Caribe es debido al escape de la tectónica a lo largo del sistema de falla sinistral Motagua – Polochic en el norte y la zona de falla de la Fosa Mediana en el sur (Burkart and Self, 1985; Rogers et al., 2002; Rogers, 2003). El predominante esfuerzo en el campo cambia dependiendo de la posición geográfica.

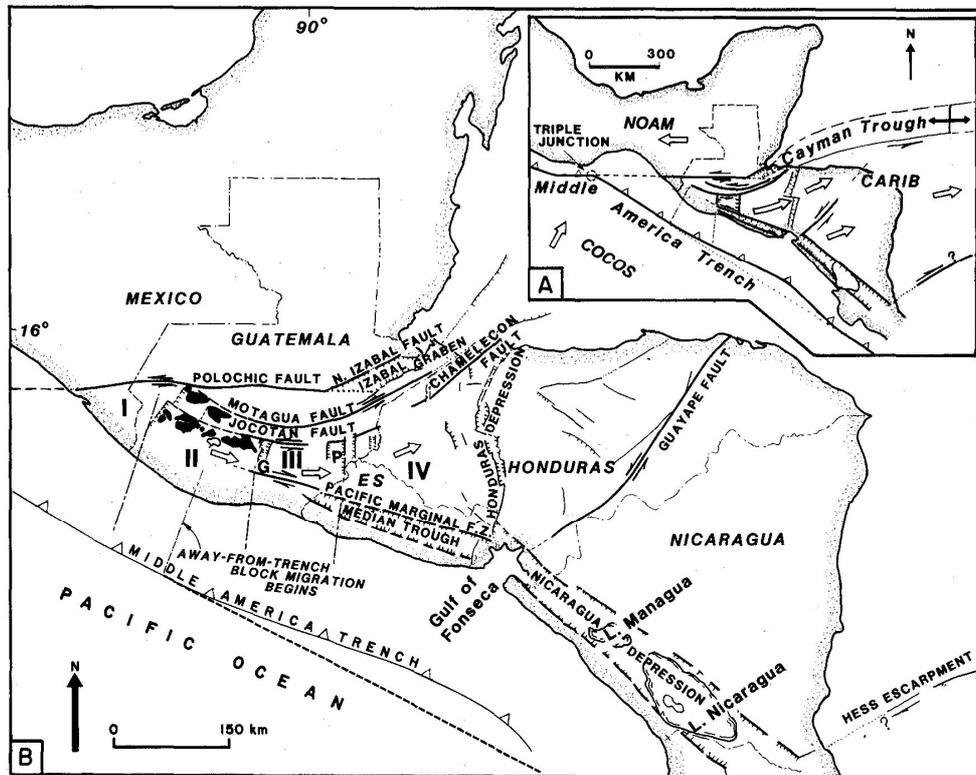


Fig. 1. Mapa tectónico esquemático de Centroamérica (según Burkart and Self, 1985) mostrando la rotación según las agujas del reloj de los grandes bloques tectónicos. G = Graben de Guatemala, P = Graben de Ipala. I, II, III y IV: zonas morfo-tectónicas

Existe limitada información acerca de la evolución tectónica en el área de estudio. Wiesemann (1975) observó el sistema de fallas NW-SE al este del Lago Güija, a lo largo del cual están alineado centros de erupciones jóvenes. El volcanismo joven está relacionado a las fallas N-S del Graben de Ipala en Guatemala. Carr (1976) describe con más detalle los sistemas de fallas en el oriente de Guatemala, nombrándolo por graben de Ipala, la falla sinistral Jocotán limita el graben de Ipala en el norte y la zona de falla dextral Jalpatagua que continua hacia el sur hasta alcanzar El Salvador hasta la Foza Mediana. El graben extensional de Ipala con dirección dominante N-S y fallas NNE-SSW con volcanismo reciente es además mencionado en el trabajo de Stoiber and Carr (1973), Burkart and Self (1985) y Guzmán-Speciale (2001).

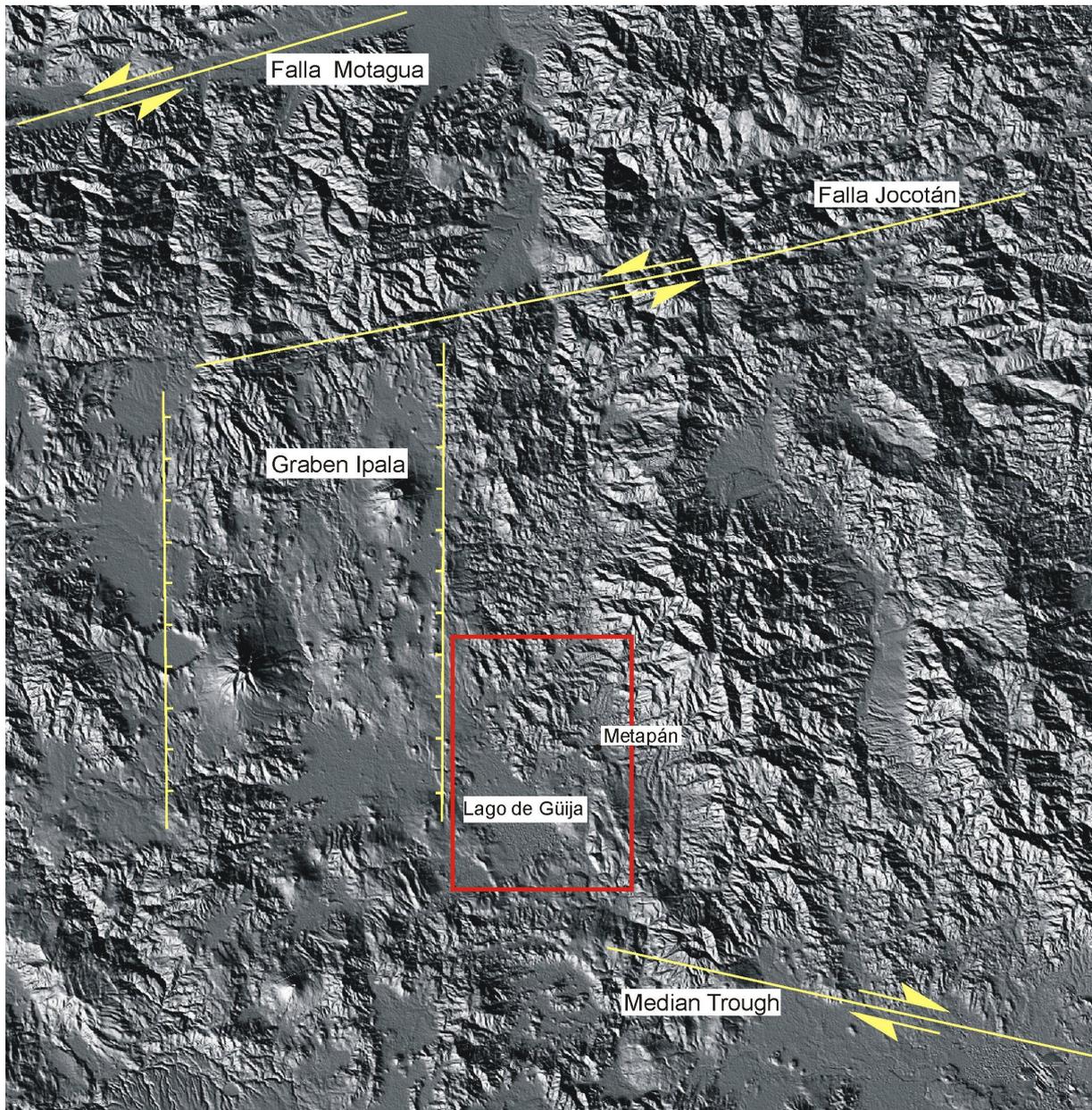


Fig. 2. Modelo de elevación digital (MED) con las zonas tectónicas principales: fallas senestral Motagua y Jocotán, falla dextral Graben Mediano (Median Trough) y graben extensional de Ipala. El área del estudio es marcado por el Claro rojo.

2. Métodos

La evolución tectónica fue estudiada usando una combinación de metodos trabajo de campo y de sensoramiento remoto. En el presente trabajo las observaciones de sensoramiento remoto están basadas principalmente en la interpretación de fotografías aéreas a escala 1:40 000 del año 1949, además, se usaron las imágenes LANDSAT 7 y el modelo de elevación digital (MED) construidos a partir de imágenes de radas con resolución de 90 m

refinada a 25 m por interpolación. Las zonas de fallas o fallas fueron verificadas donde fue posible en el campo. Las proyecciones estereográficas de las medidas de los planos de fallas y juntas fueron ploteadas usando el programa SpheriStat. Las estrias que indican el sentido relativo de los movimientos de los bloques fueron observados en los mismos planos de fallas, y muy notorios en las rocas sedimentarias Cretácicas, en las que el sentido del movimiento es indicado por flechas en tales casos.

3. Evolución tectónica basada en observaciones de campo

En el área de estudio afloran rocas de amplio rango de edades incluyendo desde el basamento más antiguo Jurásico (Espinal), unidades Cretácicas volcano-sedimentarias (Todos Santos, Yojoa y Valle de Angeles), riolitas del Cretácico Superior o post-Cretácicas, granitoides y gabroides; ignimbritas y tobas del Terciario; gravas aluvias del Cenozoico (Santa Rosa) y volcanes basálticos (El Cóbano, San Diego, Cerro Quemado etc.). La evolución tectónica es muy compleja y incluye varias fases que pudieron ser distinguidas en el campo. La sucesión aproximada de reciente deformación fue establecida usando el DEM. Las fallas principales y proyecciones stereográficas de fallas medidas en el campo son representadas en las Figuras 3 y 4.

3.1. Basamento Jurásico

Las rocas más antiguas que afloran en la parte central del área de estudio y que forman un basamento de rocas sedimentarias Cretácicas, son productos de volcanismo submarino y subaéreo de composición básica a intermedio con intercalaciones de sedimentos marinos, en las que las fallas y fracturas son abundantes en estas rocas. Algunas de ellas han evolucionado durante el emplazamiento del magma y algunos de ellos tienen origen tectónico (Foto 1). Los estratos sedimentarios buzan localmente hacia el oeste con ángulos medianos (DP 337). Sistemas de fallas individuales fases de deformación podrían no ser distinguidas debido a relativa escases de la ocurrencia de esas rocas.

3.2. Sedimentos y volcanitas Cretácicas

El basamento Jurásico está inconforme bajo depósitos continentales del Cretácico tipo "Red beds" e ignimbritas riódacíticas de la Formación Todos Santos que rellenan las depresiones originales, o calizas con cherts (Atima Fm., Yojoa Gr.). Una discordancia angular

indicando una fase deformacional ante-Cretácica (levantamiento tectónico y plegamiento) fue previamente confirmada en Honduras (Viland and Henry, 1996). Continuando con la secuencia de sedimentos Cretácicos sobreyaciendo en conformidad con la formación Todos Santos: Calizas inferiores (Yojoa), capas rojas intermedias (relacionadas a cambios eustáticos del nivel de mar), calizas superiores (Jaitique Fm.) y capas rojas superiores (Valle de Angeles Gr.). Las Calizas Superiores y las capas rojas están localmente separadas por una superficie erosionada indicando posible inconformidad.

Los sedimentos Cretácicos y las ignimbritas estratificadas sufrieron deformación extensional o transtensional presente como **dip-slip faults o strike-slip** en el tiempo que la estratificación fue horizontal. Los estratos ahora están buzando con ángulos de 30-50° y las fallas están inclinadas con respecto a su posición original (Foto 2). Esta generación de fallas fueron observadas por ejemplo en la Cantera Los Llanitos (DP 15). La edad absoluta de esta deformación no puede ser determinada pero se supone que tomó lugar durante el Cretácico Superior o el Terciario Inferior.

Las últimas fases deformativas afectando los sedimentos Cretácicos revelan un carácter compresional a transpresional, que está caracterizado por esfuerzos a una escala local hasta regional los cuales están localizados en el contacto del basamento y los sedimentos Cretácicos en las capas rojas de la formación Todos Santos (DP 15, 29, Foto 3) o dentro de la estratificación de las calizas inferiores y superiores (DP 8, 21, 71). Las fallas de cizalla frecuentemente están paralelas a la estratificación, las cuales ya estaban inclinadas durante la fase de deformación compresional entre los ángulos de 10-55° generalmente hacia el occidente pero en algunos lugares era hacia el oriente o hacia el norte, la mayoría de los planos de fallas de cizalla buzaban hacia el oeste o al este (Fig. 5). Para las secuencias completas o parcial desde Todos los Santos hasta la Fm. Valle de Angeles, fueron mapeadas desde el este al oeste del área de estudio. Los cinturones de calizas que pueden ser fácilmente correlacionados corren en la dirección N-S a NE-SW. La repetición de las secuencias sedimentarias es otra demostración de los esfuerzos tectónicos compresivos (cabalgamientos a escala regional), además, los pliegues fuertemente anisótropos en las calizas superiores fueron formados durante la fase compresional (DP 8, 1013, Foto 4). Los flancos de pliegues buzaban en varios ángulos hacia el NE, SE y W, el eje b se hundió en ángulos bajos hacia el sur. Fallas de cizalla abundantes sub-verticales con desplazamiento horizontal pueden ser relacionadas a esta fase deformacional.

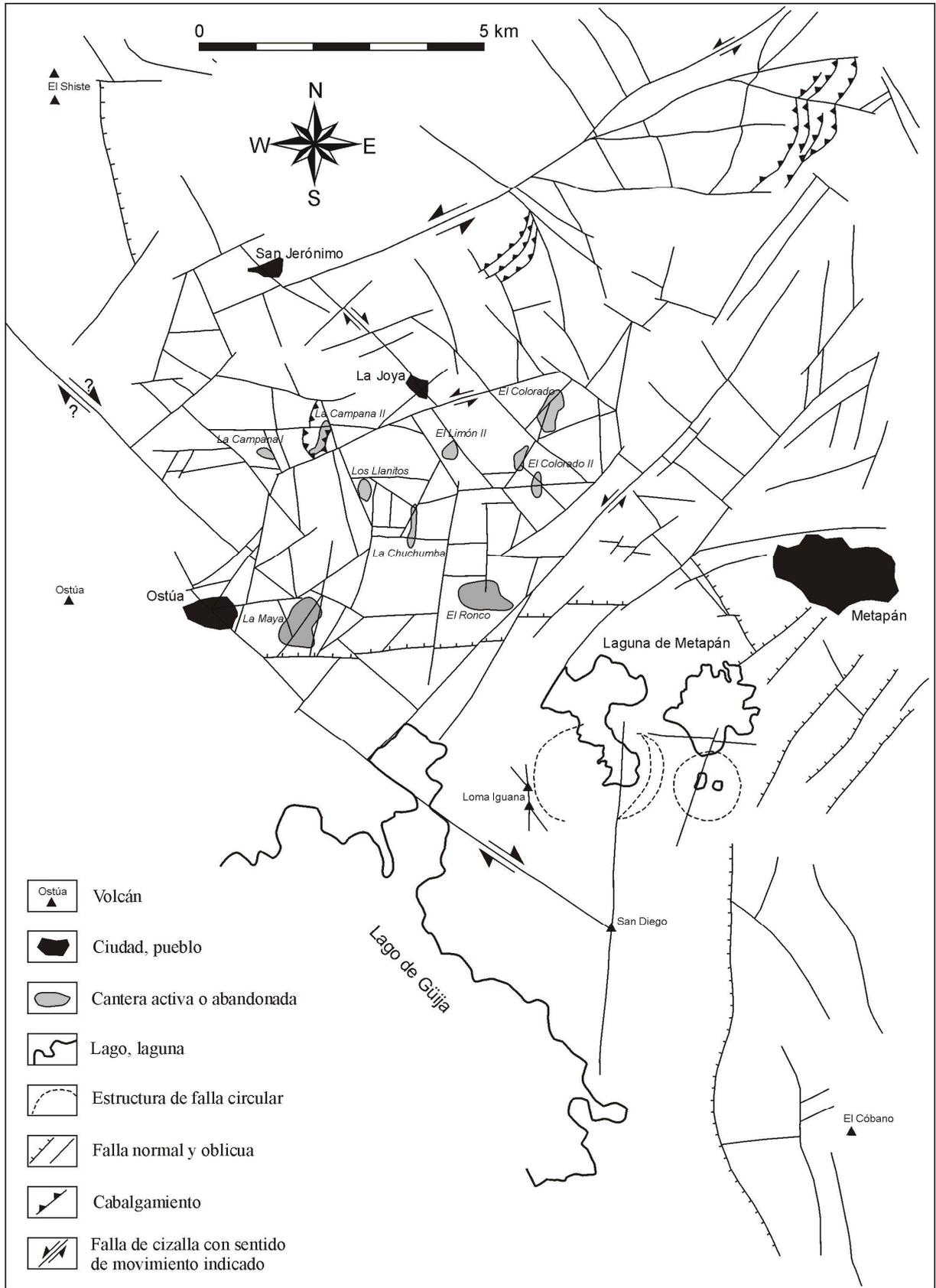


Fig. 3. El mapa de fallas supuestas y averiguadas en el área de estudio.

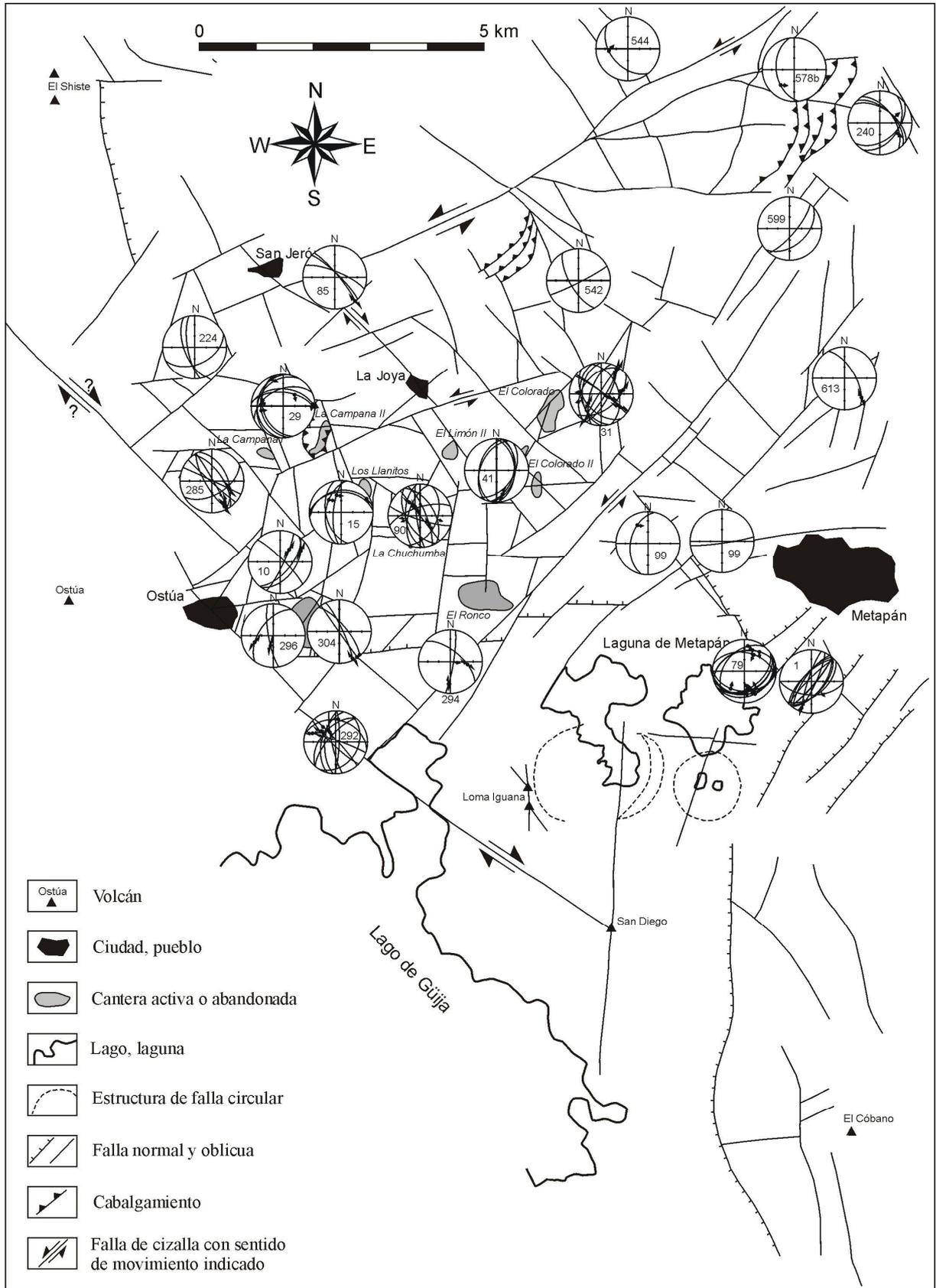


Fig. 4. El mapa de fallas con proyecciones stereográficas que caracterizan las fallas en áreas y litologías correspondientes.

La última deformación que afectó los sedimentos Cretácicos fue de carácter extensional a transtensional marcada por fallas dip-slip y strike-slip (Foto 5). Las secuencias volcano-sedimentarias fueron quebradas en grandes bloques a escala kilométrica, los cuales están bajado por decenas hasta las primeras centenas de metros relativamente uno a otro. La compensación relativa podría haber sido fácilmente determinada en varios lugares debido a la correlación de unidades de las calizas inferiores y superiores. El sentido de movimiento fue frecuentemente definido por las estrías de calcita (Photo 4), muchas fallas muestran deslizamiento con movimiento oblicuo, evidenciando un régimen transtensional o reactivación de una falla preexistente con suave diferencia del campo de esfuerzos. Las fallas dextrales son generalmente de rumbo NW-SE, las fallas sinestrales son de rumbo NE-SW y la orientación del buzamiento de las fallas normales y las fallas donde el sentido del movimiento no se ha podido ser determinado es muy variable (Fig. 5). Nosotros suponemos el desarrollo de nuevas fallas creadas tanto como la reactivación de la estructuras más antiguas durante esta fase extensional.

3.3. Riolitas, granitoides, gabroides y productos de metamorfismo de contacto de sedimentos Cretácicos

Los pequeños o los más grandes cuerpos de riolitas, granitoides y gabroides intrusionados en los sedimentos Cretácicos durante el Cretácico superior o en el Terciario inferior. Estos cuerpos fueron emplazados a lo largo de fallas de extensión (DP 5, 27, 71, 1018, Foto 6) y fueron consecuentemente atravesadas por estas fallas. Los plutones graníticos y gabroides más grandes produjeron metamorfismo de contacto en los sedimentos resultando en la evolución de mármoles (PD 5), cuarcitas (PD 7) y otros metasedimentos (Foto 7). Las riolitas y los gabroides fueron afectados por deformación compresional similar a la de los sedimentos Cretácicos. Las fallas de cizalla buzaban hacia el este y oeste fueron observadas en las riolitas (DP 86) y granitos (DP 99) respectivamente. La intrusión de grandes plutones posiblemente causó inclinación de la estratificación horizontal original, la cual fue además modificada durante la tectónica compresiva, esta es la razón porque el buzamiento de la estratificación todavía aparente en algunos mármoles y cuarcitas es fuertemente variable (Fig. 5).

Los metasedimentos, riolitas, granitos y gabros fueron entonces afectados por fallas transtensionales normales y oblicuas con pronunciado buzamientos. Dos estriaciones

subperpendiculares fueron observadas en los mármoles (DP 294) con planos de falla con rumbo N-S, sugiriendo reactivación de fallas preexistentes en un nuevo campo de esfuerzos. Las fallas con rumbo NW-SE muestran en los mármoles el sentido dextral del deslizamiento. Las fallas y juntas en las riolitas, granitos y gabros es fuertemente variable, sin embargo, una clara dirección N-S máxima puede ser observada. Algunas de las fracturas podrían haberse originado durante el emplazamiento de magma y fueron tectónicamente reactivadas más tarde. Los planos de fallas facilitan también la meteorización y alteración de esas rocas.

3.4. Ignimbritas y tobas de caída

Los cuerpos rígidos de ignimbritas y tobas de caída de edad Terciaria alcanzaron hasta cientos de metros de espesor, estos afloran comúnmente en la parte norte del área de estudio, sin embargo, varios afloramientos fueron también encontrados hacia el sur y hacia el oeste de los sedimentos Cretácicos. En ambos lugares del norte y del sur fueron observadas ignimbritas con estructuras compresivas- fallas de cizalla y duplexes (Foto 8) y localmente pliegues (DP 540). Planos de fallas de cizalla buzaban hacia el oeste en la parte norte del área y hacia el sur en las ignimbritas del sur (DP 79, Fig. 4 y 5). El buzamiento de la estratificación en las tobas de caída es hacia el W, E y NE en los ángulos de 10-60° fue generalmente interpretada como tectónica pero puede también ser primaria en algunos casos. La fase transpresional en las ignimbritas está estrechamente conectada con la evolución de las direcciones de las fallas con rumbo ENE-WSW a E-W que corren a través del valle El Fierote, Las Lajas, Los Llanitos y Las Piletas. Este sistema de falla converge en el SW y forma una estructura sigmoidal (duplex de transpresión), que continúa como una falla que corre a través del valle de Mal Paso hacia San Jerónimo.

Las ignimbritas del norte están además afectadas por un carácter extensional a transtensional. El direccionamiento de las fallas normales N-S, SE-NW y NW-SE fue observado en el campo, este último tipo de fallas NW-SE tienen carácter dextral tal como ocurre en el caso de la falla corriendo a través del valle del caserío La Joya (Foto 9).

Las ignimbritas del norte están separadas de las rocas sedimentarias Cretácicas por un sistema de fallas de rumbo ENE-WSW y NW-SE y en algunos lugares el contacto con rocas sedimentarias Cretácicas es erosional. Las ignimbritas que ocurren al sur de Metapán están afectadas por una falla normal de orientación ENE-WSW, mientras que las ignimbritas que

afloran en el sur y oeste de las rocas Cretácicas sedimentarias son atravesadas por una notable zona de falla de cizalla de dirección NW-SE de carácter oblicuo y con dirección de deslizamiento dextral, además, las fallas normales de orientación N-S a NNW-SSE, frecuentemente separan las ignimbritas de las litologías más antiguas.

3.5. Gravas y arenas aluviales de la formación Santa Rosa y las tobas blancas Las Brisas

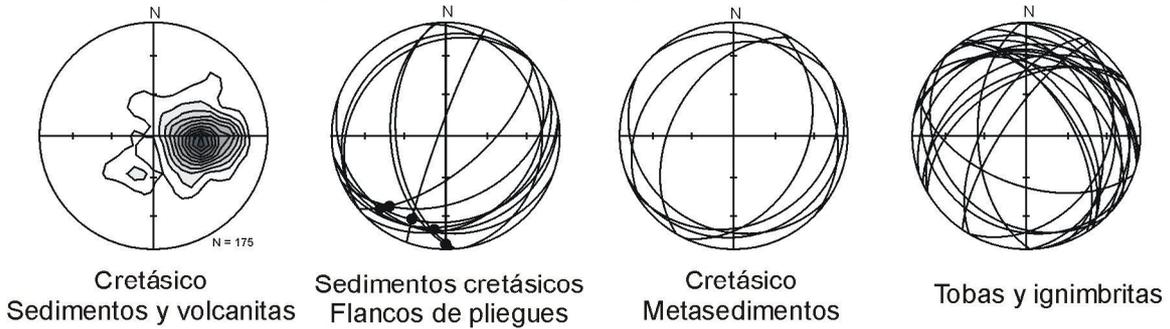
Depósitos de gravas y arenas aluviales se localizan al sur de Metapán y en el norte cerca de la frontera con Guatemala, los cuales son afectadas por fallas normales de dirección NE-SW a N-S (Foto 10). La secuencia de gravas están tectónicamente inclinadas en ambas tanto en el norte como en el sur del área de estudio. Estas fallas de extensión sirven de salida de las lavas jóvenes que yacen sobre las gravas (Foto 11).

3.6. Volcanes Basáltic y flujos de lava

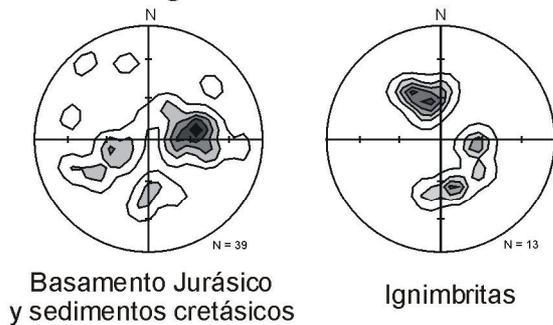
Los volcanes basálticos se localizan en el oeste (El Shiste, Ostúa y en el sureste del área de estudio (San Diego, Cerro Quemado, Las Iguanas). Los volcanes El Shiste y Ostúa representan las ocurrencias más orientales que pertenecen al vulcanismo basáltico del graben de Ipala en Guatemala, el cual tiene carácter extensional con fallas normales típicas de rumbo N-S. Suponemos que los volcanes jóvenes están relacionados a esas fallas N-S. El volcán San Diego y los centros volánicos alrededor yacen en la intersección de las fallas de extensión más jóvenes de dirección N-S y las fallas NW-SE que son las más antiguas. La relación temporal puede ser deducida por ejemplo de la forma del volcán Loma Iguana. Las lavas jóvenes al sur de la Laguna de Metapán están atravesadas por fallamientos circulares muy jóvenes, las cuales se originaron más probablemente por subsidencia de los centros volánicos.

Significante y más probablemente muy joven zona de falla extensional de orientación de N-S a NE-SW, al sur de Metapán, afecta la acumulación de lavas del volcán escudo El Cóbano y los separa de las lavas del San Diego al mismo tiempo.

Estratificación y flancos de pliegues



Cabalgamientos



Fallas normal, oblicuas y cizallas

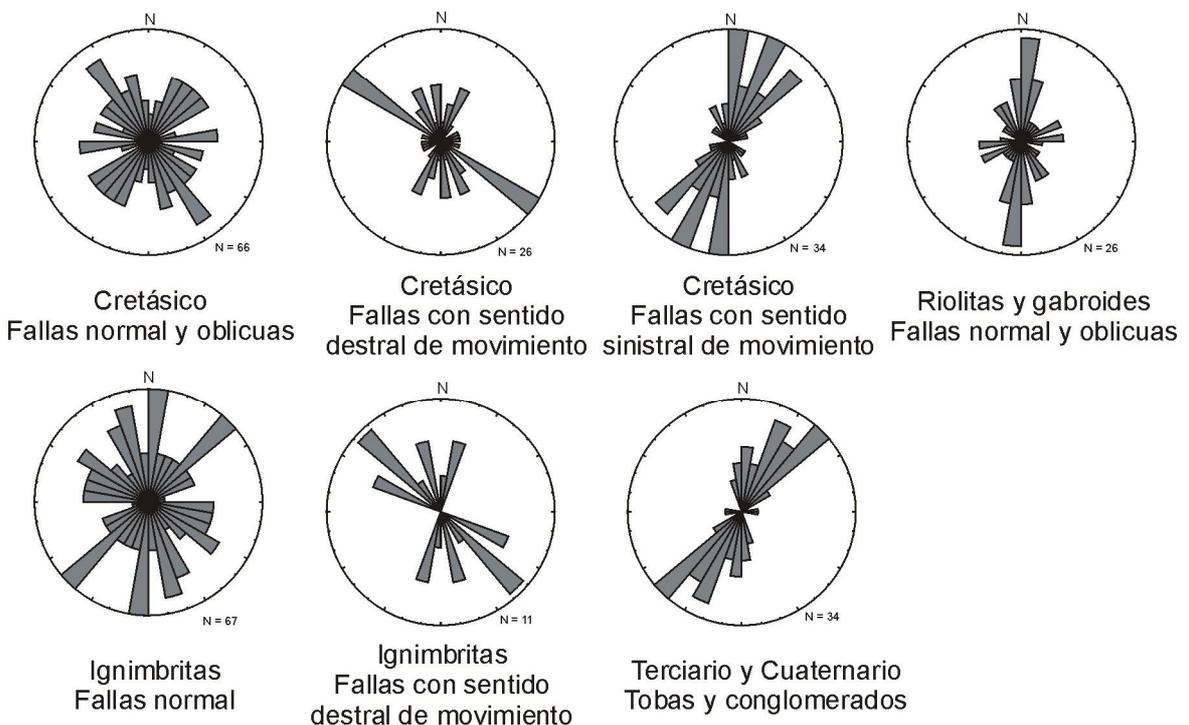


Fig. 5. Proyecciones stereográficas de estructuras medidas en el campo (fallas, flancos de pliegues, cabalgamientos) por litologías diferentes.

4. Interpretación de estructuras observadas en el contexto de la geología de Centro América

El área de estudio está situada próximo a la frontera occidental de El Salvador y Guatemala, donde está localizada una intersección crucial de tres importantes estructuras: sistema de fallas sinistral ENE-WSW Motagua – Polochic – Jocotán, relacionado con el contacto de las placas de Norte América y del Caribe; el sistema extensional N-S formado por el graben de Ipala, más hacia el oeste y el sistema compuesto por una pequeña cantidad de NW-SE de la Fosa Mediana con típico movimiento dextral relacionado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe. Tal ambiente tectónico implica una compresión N-S y extensión E-W (Fig. 6).

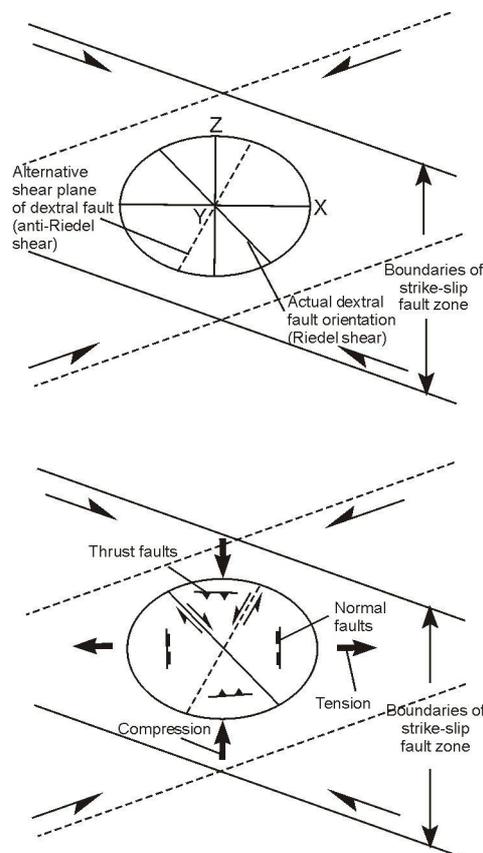


Fig. 6. Elipse teórica de esfuerzos con indicación de la zona transcurrente dextral y orientación de compresión y distensión en el campo del esfuerzo global (ajustado según Hatcher, 1995). También es indicada la orientación de “Riedel shear“ y “anti-Riedel shear“, fallas normales y fallas transformantes que se desarrollan en el campo de esfuerzo con la orientación correspondiente.

En el área de estudio fueron distinguidas estructuras más antiguas que deforman el basamento Jurásico, así como también una antigua deformación extensional que afecta las unidades volcánico-sedimentarias de edad Cretásica. Debido a esas escasas ocurrencias y la

modificación posterior, no es posible determinar el campo de esfuerzo durante su evolución ni su relacionamiento con el marco tectónica regional.

La fase deformativa tiene un carácter compresional y ocurre en el basamento Jurásico, en los volcano-sedimentos Cretácicos, riolitas, granitos y gabros. Esta deformación caracterizada por fallas de cabalgamiento con buzamientos al oeste (y también al este) y pliegues locales de las litologías mencionadas anteriormente. Esta deformación es más probable que esté relacionada a la colisión del bloque Chortis y el arco del Caribe durante el Cretácico Superior. La colisión fue primeramente definida por Roger (2003) en el cinturón Colón en el oriente de Honduras y en el área Fray Pedro en la parte central de Honduras.

Es posible que la posición este-oeste del cinturón de rocas del Jurásico y del Cretácico en la parte central del área de estudio sufrió junto con las ignimbritas circundantes una deformación transpresional de escala regional, limitado por el sistema sinistral de fallas ENE-WSW paralelas con la falla Jocotán en el norte de Guatemala. Esta deformación pudo haber ocurrido durante el Terciario superior o en tiempos del Cuaternario. Esta hipótesis está soportada por abundantes fallas de desgarre o cizalla, sinestrales NE-SW y dextrales de rumbo SW-NE. Tale fase transpresional podría inducir plegamiento y exhumación del basamento Jurásico y de los sedimentos Cretácicos hasta la actual posición (hasta 800 msnm). La segunda posibilidad es una elevación local que permanece desde los tiempos de la colisión deformacional.

Los planos de las fallas de cabalgamiento están en algunos lugares cortados por fallas normales más jóvenes (DP 29) demostrando que la fase transpresional no está más activa en esta parte del área (si alguna vez lo fue) y que ese régimen deformante es de la extensión E-W responsable por la separación de las litologías Cretácicas entre una gran cantidad de bloques tectónicos. Esta hipótesis está apoyada por el DEM mostrando una morfología fuertemente erosionada con muchas fallas de diferentes orientaciones.

La extensión mencionada E-W por muchos autores (Burkart and Self, 1985; Guzmán-Speciale, 2001; Rogers, 2002) es notablemente activa en el este y en el sur del área de estudio. Morfológicamente marcada la falla San Diego de rumbo N-S corta las lavas jóvenes y considerando la erosión muy baja, se supone que es aún activa, y la cual en combinación con las fallas NW-SE y NE-SW, se piensa que es responsable por la formación de la cuenca de Metapán y la acumulación de depósitos Cuaternarios. Los volcanes Cuaternarios jóvenes tal

como San Diego, Loma Iguana y el grupo de El Shiste y Ostúa, están conectados con el sistema de fallas N-S que evidencia su actividad.

La estructura joven sigmoidal (duplex de transpresión) que ocurre en el norte del área de estudio, está formada principalmente por ignimbritas y capas rojas y gravas cuaternarias, está pobremente afectada por erosión y por las fallas jóvenes de extensión N-S, excepto la falla de desgarre dominante sinistral, se pueden observar abundantes fallas de desgarre dextrales orientadas NW-SE, que son interpretadas como fallas anti-Riedel, acomodando la rotación de bloques en generalmente con dirección NE-SW con regimen de movimiento sinistral. La estructura es claramente visible en en MED (Fig. 7) y se puede ver la continuidad obvia de esta zona de falla hacia el maciso de Montecristo donde tiene un carácter transtensional. Debido a que la falla N-S de escala regional que limita el maciso Montecristo al W, no afecta esta estructura, se supone que la fase transpresional podrías estar todavía activa y aún más joven que la falla de extensión E-W en la parte norte del área de estudio.

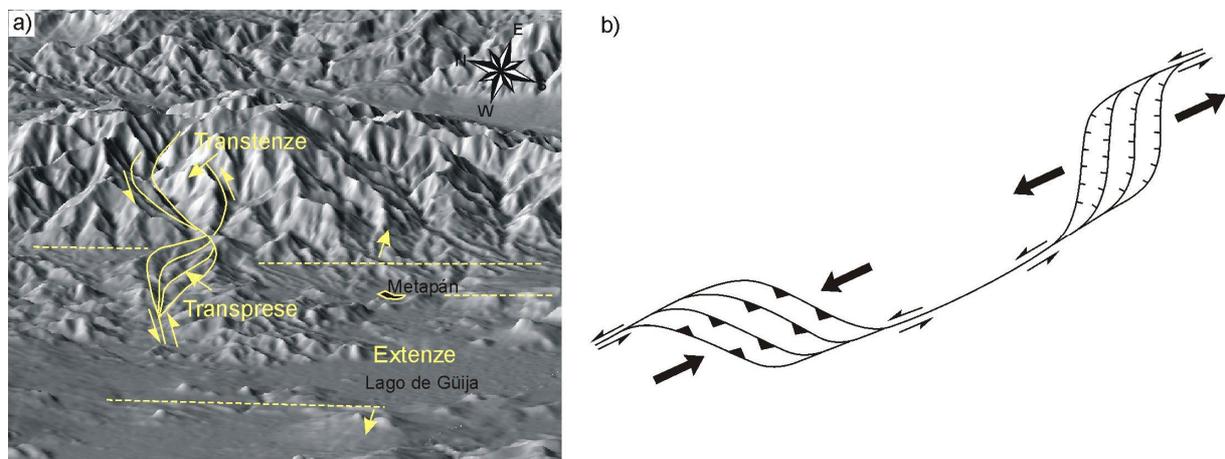


Fig. 7. (a) Modelo de elevación digital (MED) del área de estudio, vista al este, iluminación del azimut 315°. Žlutě je vyznačena hlavní sv.-jz. sinistrální sřižná zóna s transtenzní strukturou v oblasti Monte Crista a transpresním duplexem na severu studovaného území. Dále jsou indikovány s.-j. zlomy z východozápadní extenze. (b) Modelová sinistrální sřižná zóna s transtenzním pull-apartem a transpresním duplexem (upraveno podle van der Pluijm a Marschak, 1997).

Wiesemann (1975) interpretó la dirección del sistema de falla N-S como más antiguo que los sistemas NW-SE y NE-SW, sin embargo, es imposible determinar cuál sistema de es más joven y cuál es más antiguo en el área. Lo más probable es la interferencia y alteración de la actividad de estos dos sistemas. La influencia de la Fosa Mediana con movimiento dextra no ha sido inequívocamente establecida. La evolución tectónica es resumida en Fig. 8.

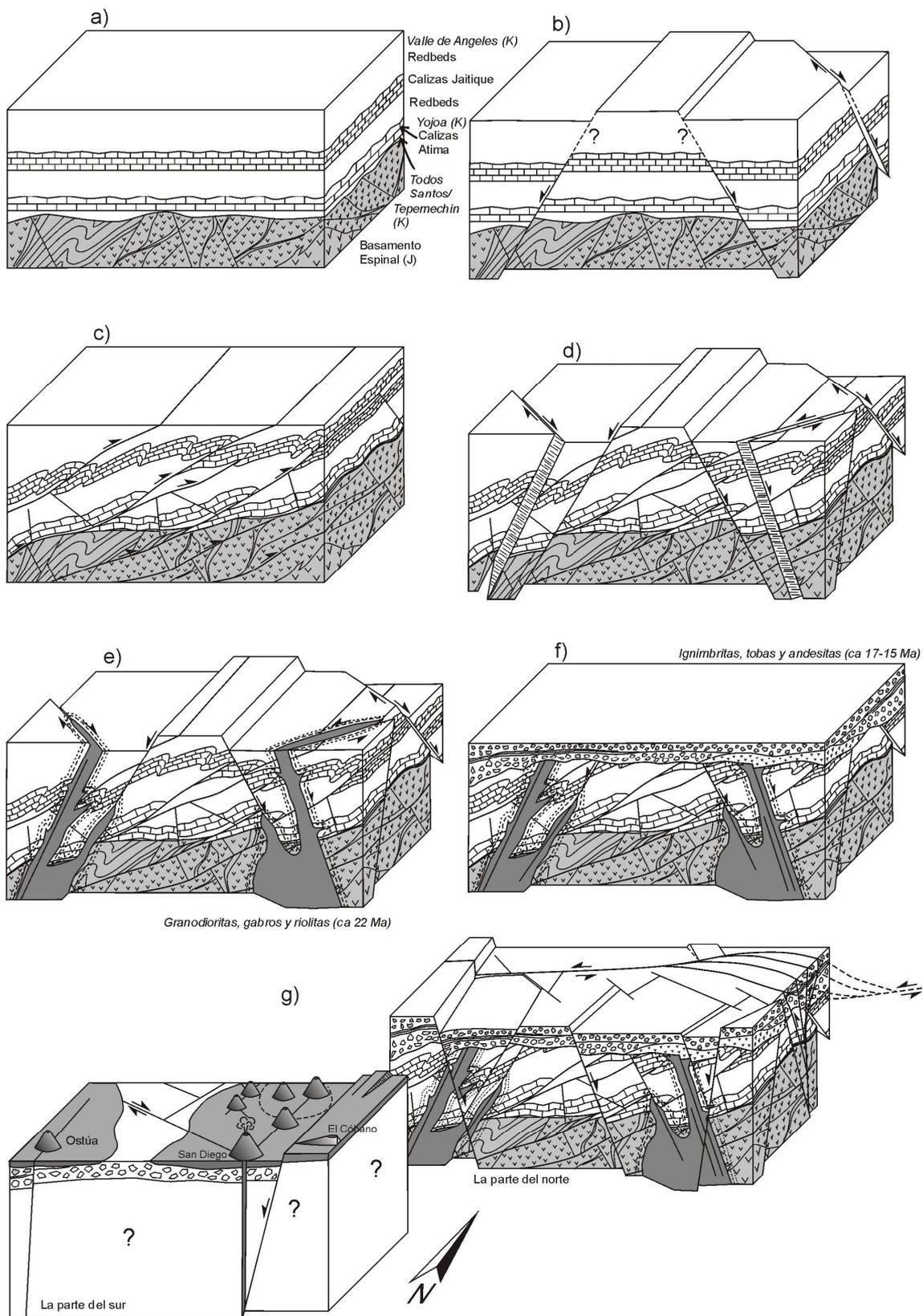


Fig. 8. Evolución tectónica del área en concepto tre-dimensional. a) Deposición de sedimentos Cretácicos sobre el basamento Jurásico con una discordancia angular; b) Distensión de Cretácico Superior o de Paleogeno de sedimentos con la estratificación sub-horizontal; c) Fase compresiva del fin de Cretácico o principios de Terciario que resulta en plegamiento y cabalgamiento de sedimentos y también de basamento Jurásico; d) Fase de distensión; e) Intrusiones sintectónicas sobre fallas de granodioritas, gabros y riolitas; f) Deposición de varias generaciones de ignimbritas, andesitas y tobas en Terciario; g) Distensión E-W y una actividad volcánica en la parte sur del área de estudio; distensión con una tranpresión local en la parte central y el norte del área.

11. Peligros naturales

El capítulo que trata con los peligros naturales comprende la principal aporte del Servicio Geológico Checo, focalizado especialmente en el fenómeno geodinámico. Sin embargo, se deben mencionar otros peligros naturales como los hidrometeorológicos y los antropomórficos, los cuales pueden producir otros desgracias y pérdidas materiales en el área. Estos son frecuentemente disparados por fenómenos geodinámicos. El capítulo será separado en dos partes: *estudio de los peligros naturales en el área mapeada* y *un caso de estudio del la ciudad de Metapán*, amenazada por inundaciones rápidas y flujo de escombros originados fuera del área de estudio (ladera SW del Cerro Montecristo).

11.A.

Peligros naturales en el area estudiada

Peligros Geodinamicos

Peligros Endogeodinamicos

Volcanismo

En muchas áreas del mundo, el volcanismo representa un gran geo-riesgo con fuerte impacto para la sociedad humana. La actividad volcánica ha ocurrido en el pasado en la parte sur y oeste del área de estudio, y desde el punto de vista de geo-riesgos es muy notable el volcanismo efusivo Cuaternario que ha formado conos cineríticos (Fig. 11.1.) y flujos lávicos. (Para mayor detalle véase el capítulo acerca rocas volcánicas y tectónica). No en tanto, este tipo de volcanismo es aún relativamente joven y no representa un gran peligro para la gente local comparado con otras partes de El Salvador.

El único caso cuando una erupción peligrosa puede ocurrir es cuando el magma caliente contacte el agua de los lagos, en este situación, el área del cantón San Diego es la más amenazada y los asentamientos a lo largo del lago Güija, la laguna de Metapán y en la parte occidental del área de estudio, donde pequeñas y locales erupciones podrían ser esperadas, además, en los alrededores de la ciudad de Metapán, excepto de aquellas caoladeras de gran explosividad como Coatepeque y Texistepeque, que indican grandes explosiones en el pasado y grandes peligros próximas al área de estudio. Estudios especiales de Rose et al. 2004 y otros podrían ser provistos en el futuro para evaluar de los peligros volcánicos.



Fig. 11. 1: Conos cineríticos Cuaternarios en el sur de la Laguna de Metapán. En el fondo, el más grande es el volcán de San Diego volcano, en primer plano y más pequeño corresponde al Cerro San Isidro.

Subsidencia

La subsidencia es un fenómeno bajo la superficie del suelo con insignificante papel de la superficie de erosión, relacionando ambos a endógenos (causado por actividad volcánica o tectónica extensional o distensiva) o procesos exógenos (karstificación, “soil piping”, minería etc.). En Metapán se han registrado subsidencia relacionada únicamente con procesos endógenos, cuya evolución es usualmente mucho más despacio que la evolución que los procesos exógenos.

Los primeros rasgos son relativamente estructuras de anillos jóvenes situadas a lo largo de la margen sur de la Laguna de Metapán (Fig. 11.2.). Dos de estas tienen un largo de 2 km y 1.1 km de diámetro respectivamente, y hasta 100 m de profundidad. Ellas están limitadas por una joven falla circular normal y se han desarrollado en las lavas basálticas y en las gravas de Metapán. Cárcavas formadas en el plano de algunas fallas de hasta 10 m de largo y 0.7 m de ancho (cárcava situada cerca de 500 m al NE del Cerro Malachoatepeque, Fig. 11.3.). Se

expecula además de la gran deslizamiento de rocas al este del cantón de San Diego (véase abajo) fue originalmente un anillo estructural similar, el cual está situado sobre un plateau de lava (elevado hasta 200 m) cerca de su borde y está cortado por un sistema de fallas normal, inestable y el material elevado probablemente deslizó consecuentemente. Esto puede ser verificado únicamente por geofísica y por perforaciones con recuperación de núcleo. Debido a que se dispone de una limitada fuente de datos, se puede solamente especular que los anillos estructurales están relacionados a una actividad volcánica en el pasado en el área. Ellas más probablemente representan calderas de subsidencia arriba de las cámaras magmáticas y son una fuente potencial de peligros naturales. Parte del cantón de San Diego, la carretera a Metapán y algunas haciendas podrían ser afectadas directamente por este fenómeno. Por lo tanto, un adecuado y prolongado monitoreo (GPS, InSAR) es necesario evaluar de manera responsable y cuantificar la presente actividad y riesgo de estos rasgos.

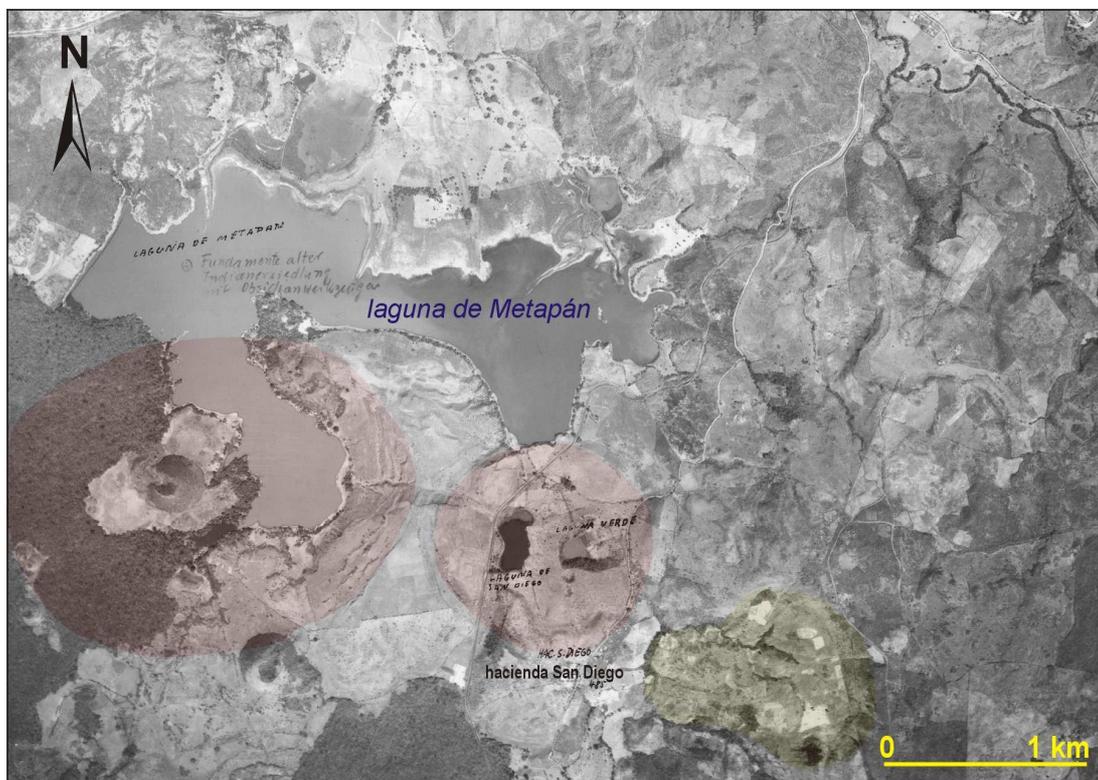


Fig.11. 2: Interpretación de fotografías aéreas de la parte SW de la ciudad de Metapán (situación en 1949). El color rosado muestra la subsidencia relacionada a las estructuras de anillo, la área amarilla representa el probable deslizamiento esperado por tener desarrollado a lo largo tal estructura de anillo y estar cortado por una falla normal.

Las cuencas formadas tectónicamente como la depresión de Lago Güija o una depresión, donde está localizada la ciudad de Metapán, es otro caso de fenómeno de subsidencia, ellas han sido desarrolladas a lo largo de sistemas de fallas normales relacionadas al graben de Ipala, más hacia el oriente o como transtensional “duplexes” que han sido originadas a lo largo de fallas de cizallas o rasgamiento, de cualquier manera, la dinámica de la subsidencia de tales rasgos tectónicos es algo despacio y el riesgo causado directamente por la subsidencia es insignificante bajo comparado con el peligro sísmico.

Sismicidad

Los terremotos representan uno de los más grandes peligros naturales para la sociedad humanan, ellos están íntimamente relacionados con la actividad tectónica porque los tremores son causados mayormente por los movimientos de la corteza a lo largo de fallas activas: cizalla, normal y cabalgamiento, sin embargo, las actividades volcánicas y antropogénicas (como la minería), podría ser también su detonante.

Solamente un pequeño registro sismográfico existe para el área de Metapán (estación de Montecristo). El primer dato para toda Centroamérica es del inicio del siglo veinte (Dewey et al. 2004), no en tanto, se tienen algunos aspectos relevantes de los peligros sísmicos en el área de estudio, basados en los análisis de neotectónica, así como también de datos sismográficos. Los presentes sismos son más que raros y someros, con hipocentros menores que 50 km de profundidad, los mecanismos focales indican su relación principalmente con fallas de cizallas (Mann and Burke 1984), sin embargo, los sismos someros usualmente causan los daños mayores.

El análisis tectónico en Metapán evidencia la presencia de fallas de cizallas y normales muy jóvenes, las cuales son mostradas en el mapa y en las figuras. La estructura transpresional duplex en el capítulo relacionada a la falla sinistral de cizalla representa a una estructura muy joven (véase capítulos Tectónica + Geomorfología). Muchas fallas fueron interpretadas como del Cuaternario (véase Fig. 11.3.).



Fig.11. 3: Fotografía de fallas jóvenes cortando las gravas del Cuaternario a 1km al SW de la ciudad de Metapán (DB 79). Estas fallas ponen en evidencia la actividad tectónica y los peligros sísmicos.

Liquefacción

La licuefacción es un efecto de una reducción en el esfuerzo cortante de un suelo granular saturado, como un resultado del incremento de la presión de poro, causado por un movimiento sísmico. En vista que no cuentan con pruebas específicas de campo y que existen limitados datos acerca de la sismicidad, se puede únicamente proveer un mapa de susceptibilidad de licuefacción. Los suelos más susceptibles a licuefacción son principalmente limpios, saturados, compuestos por arenas finas y gravas, con gradación uniforme y pobre drenaje. Durante un fenómeno de licuefacción pueden ocurrir los siguientes comportamientos del suelo: asentamientos del suelo, efecto de “arcillas rápidas”, compactación diferencial y separación lateral; los cuales pueden dañar las construcciones e infraestructura.

Se han valorado los depósitos fluviales presentes a lo largo de los ríos Angue, Desagüe, San José y las áreas a lo largo de sus desembocaduras a los lagos, como las áreas más susceptibles a licuefacción. Las acumulaciones más antiguas elevadas (terrazas) sobre la base erosional local, representan las áreas de menor peligro, las que son susceptibles a licuefacción únicamente ante un sismo y en condiciones de lluvia intensa (subida del nivel freático).

Peligros Exogeodinámicos

Movimiento de ladera

En este estudio se considera el *movimiento de ladera como un juego de estructuras geológicas y rasgos geomorfológicos de pequeña y mediana escala, los cuales son originadas debido a la gravedad-movimiento de masa inducida y su efecto de deformación de la roca madre y el coluvio relacionado a las ladera con relativamente insignificante acción de transportar (agua etc)*. Este término parece ser distinto a un “deslizamiento” de Dikau et al. (1996), como un término general para cualquier inestabilidad de laderas. En este trabajo de distinguen tres grupos de movimientos de masa basados en el mecanismo: 1) volcamiento y derrumbe de rocas, 2) deslizamientos y 3) flujo de escombros/lodos y avalanchas.

Volcamientos y derrumbes de rocas

Debido a su cercana relación se han agrupados estos dos procesos de caída. Los volcamientos de bloques que ocurren en despeñaderos o acantilados, usualmente en capas subhorizontales o masivas o capas duras con juntas. Las grietas abiertas y cavernas (por desplazamiento de bloques) desarrolladas detrás de los bloques volcados, el pie de los bloques activos están generalmente chocados y el volcamiento usualmente representa la etapa antes del derrumbamiento de rocas.

En nuestra área de estudio los volcamientos y derrumbes de rocas ocurren a lo largo de taludes de fallas, despeñaderos o acantilados y otros afloramientos de rocas competentes tales como ignimbritas, granitos y riolitas o rocas piroclásticas de la formación Rana. Las ignimbritas dentro de una zona de falla joven son muy susceptibles a la caída de bloques. Los derrumbes de rocas inducidas por actividades antropogénicas son muy comunes en las canteras de calizas. El principal disparador de derrumbes de rocas parece ser causado por las sacudidas sísmicas, por eso, los habitantes locales viviendo en las áreas potenciales a ser afectadas, deben estar en alerta para esperar la caída de bloques durante un sismo. No en tanto, las trayectorias y los desplazamientos esperados de la caída y rodamientos de bloques son pequeños.

Deslizamientos

En general los deslizamientos son originados por movimientos de masas de suelo o de roca madre a lo largo de más o menos de una superficie de deslizamiento o zonas. El movimiento podría ser episódico, es decir, las fases de aceleración están alternando con las

fases de inactividad y muy pequeño movimiento, o podría estar presente como un único evento instantáneo. Basado en la zona geométrica de deslizamientos, se pueden distinguir propagación laterales, deslizamientos rotacionales, traslacionales y planares. La interpretación de los deslizamientos fue algunas veces ambiguo debido al efecto de la tectónica muy intenso en la sobre la forma del relieve. Los principales factores que controlan los deslizamientos están relacionados con la susceptibilidad litológica y la gran energía del relieve. Cuando los materiales están bajo esfuerzo y bajo la fase de movimiento muy lento, dependiendo de la geomorfología local y de la posición geológica, posteriormente la alta precipitación o las sacudidas sísmicas disparan las masas vulnerables con movimiento acelerado.

Se reconoce más bien que pequeños y someros deslizamientos a intermedios ocurren dentro del área de rocas Mesozoicas, no en tanto, la susceptibilidad litológica de las rocas mesozoicas para los deslizamiento es más bien alto, y la energía del relieve es relativamente bajo en la mayor parte del área. Los cortes de taludes surgidos por erosión o por la actividad humana son potenciales deslizamientos de ambos tipos, planar y rotacional, los cuales pueden hacer peligrar las actividades mineras en las canteras o daños a la infraestructura local, tal como las calles, esos deslizamientos no representan grandes peligros.

Los deslizamientos profundos que han desarrollado en ignimbritas y tobas intemperizadas son más problemáticas. Estas litologías estas situadas especialmente en las laderas del valle de La Cañada o a lo largo del valle fronterizo de las Guayabillas. Varias casas han sido construidas sobre los deslizamientos y las casas podrían ser impactadas en el caso de la reactivación de los deslizamientos. Varios deslizamientos rotacionales profundos se han desarrollado en tobas, rocas piroclásticas de la formación Rana, basaltos y gravas cerca de 1 km al SE de Metapán, afectando importantes tramos de carretera entre Metapán y Santa Rosa Guachipilín.

Grandes deslizamientos profundos de rocas ocurren en el escarpe de mesetas de lavas cerca de unos 3 km SW de San Jerónimo, donde los bloques de rocas basálticas e ignimbritas sobrepuestas a capas rodas, deslizan a lo largo de una probable zona de ruptura rotacional o traslacional. El deslizamiento tiene cerca de 2 km de ancho y el movimiento se espera que no sea rápido.

El deslizamiento en el volcán La Vega de la Caña representa un tipo específico de deslizamiento (Fig. 11. 4). En la parte norte del cono cinerítico colapsado el deslizamiento tiene cerca de 500 m de ancho con la base más probablemente rotacional, cuya edad es desconocida.



Fig. 11. 4: Foto del colapso del volcán La Vega de la Caña, vistos desde el cerro San Isidro.

Otro caso específico de un gran deslizamiento de rocas se da al este del cantón San Diego, el cual fue originalmente una subsidencia de la estructura de anillo en el pasado. El deslizamiento está situado sobre una lava de plateau (más de 200 m de altura) cerca de su escarpe y fue cortado por un sistema de fallas normales, el material inestable y elevado probablemente deslizó posteriormente.

Flujos de escombros y lodo

Los flujos de escombros y los flujos de lodos son muy raros en la parte oriental del área de estudio, y como son muy pequeños y someros no representan un gran peligro. Un flujo de escombros fue identificado en la ladera derecha del valla La Cañada (Fig.), donde una casa podría ser dañada en caso de reactivarse. Una combinación de los deslizamientos, flujo de escombros y flujos de lodo, representan un serio peligro en las laderas del cerro Montecristo, influenciando además la parte oriental del área del presente proyecto. Las formas finales constituyen las formas de abanicos de gravas y conos de escombros que ocurren a lo largo de los ríos Chamalapa y San José, en los lugares donde sus canales alcanzan las suaves laderas de las cuencas. La cantidad de material transportado es muy grande y este fenómeno representa gran peligro exogeodinámico en el área, sin embargo, es muy difícil valorar la periodicidad sin datos. Este proceso está descrito en el capítulo.

Erosión

Erosion, es decir, la suma de todos los procesos destructivos por el cual los productos del intemperismo son levantados y acarriados por los agentes de transporte (agua y aire), juegan un importante papel en la morfogénesis del área. Aún si la erosión no causa daños graves directos por la degradación del suelo cultivable y dañando la infraestructura, representa relativamente un gran peligro para la infraestructura.

Erosión eólica

Los efectos de la erosión eólica producida por el viento es un algo rara en el área de estudio, cuyas actuales condiciones climáticas locales, la erosión eólica está relacionada a la deforestación antropogénica y sus acumulaciones están localizadas en el fondo plano de la cuenca oeste de San Jerónimo. Estos procesos causan la degradación del suelo cultivable.

Erosión por agua (lateral, cárcavas y erosión del suelo)

La erosión del agua tiene severos efectos en el paisaje y en los grupos humanos, dependiendo de la localización dentro del área de recogimiento del río, de lo empinado del relieve y de la litología local. Las partes altas de los valles y las laderas empinadas deforestadas, especialmente las rocas sanas menos estables (andesitas del basamento, capas rojas o tobas), han sido afectadas principalmente por erosión del suelo y erosión de cárcavas, en las laderas más moderadas prevalece la formación de cárcavas. Este tipo de erosión es activo aún durante un corto tiempo de lluvias y causa mayormente degradación de los suelos cultivables y podría disparar pequeños deslizamientos superficiales.

La erosión lateral está relacionada a los escarpes permanentes y a los ríos de los canales más grandes, en donde este tipo de erosión es más activa principalmente durante las lluvias intensas y está relacionada con las inundaciones, además, causa los daños más grandes en la infraestructura y construcciones.

Un problema observado en la llanura aluvial (terrace) del río Angue, es la erosión lateral de esos sedimentos (gravas, arenas y cantos rodados), que genera la disminución areal de los terrenos frecuentemente destinados para cultivos de cereales o para pastoreo, produciendo molestias en los propietarios. La erosión lateral es un proceso natural que ocurre cuando el río responde aumentando su nivel de aguas debido a tormentas tropicales o huracanes. Se ha identificado en el presente trabajo erosión lateral, cerca de bancos de dicho Río.

Peligros Hidrometeorológicos

Aún cuando los peligros hidrometeorológicos no son la meta principal de este proyecto, se pueden mencionar al menos algunos de sus aspectos del terreno del área de estudio. Desde el punto de vista de las precipitaciones hay mucho contraste en el área. Los alrededores inmediatos del lago Guija, en la parte media y parte oeste del área pertenecen a las áreas más secas de El Salvador, mientras que la parte norte y principalmente el maciso de Montecriste (NE hacia el área) pertenece la zona más lluviosa.

Tormentas tropicales y huracanes

El régimen de las lluvias es manejado por el clima tropical de Centroamérica con dos estaciones principales: la estación seca comprendida de diciembre a mayo y la lluviosa, de junio a noviembre (Fig. 11.5.), con frecuentes tormentas tropicales y huracanes (Fig. 11.6.), las inundaciones repentinas, deslizamientos y flujos de escombros detonados por lluvias extremadamente intensas se originan consecuentemente. Estos movimientos de masa parten desde las partes más empinadas del drenaje (canales de quebradas) en la montaña. El impacto de cada tormenta depende de sus características individuales, no en tanto, las tormentas que llegan desde el oeste o del noroeste, parecen ser más peligrosas en el área de estudio y debido al contraviento afecta al maciso de Montecristo.

El conocimiento sobre los eventos históricos más destructivos producidos por huracanes datan desde el siglo XVI (López, C., 2003) y los más recientes desde junio de 1934. El impacto de este último caso será analizado más adelante.

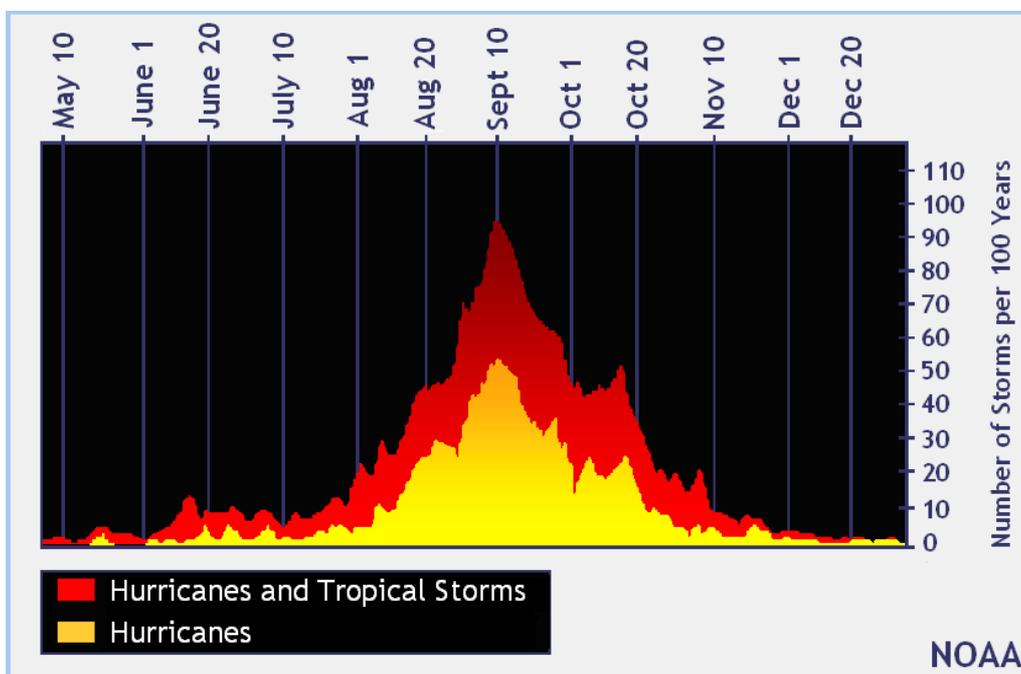


Fig. 11. 5: Gráfica de la distribución de los huracanes y tormentas tropicales en el océano Atlántico en el año. La estación oficial de huracanes (Océano Atlántico, mar Caribe y golfo de México), es desde el 1 de junio al 30 de noviembre. Como puede verse en el gráfico el pico de la estación es de mediados de agosto al final de octubre, pero los huracanes desastrosos pueden ocurrir en cualquier momento de la estación de huracanes.
(Fuente: <http://hurricanes.noaa.gov/prepare/season.htm>).

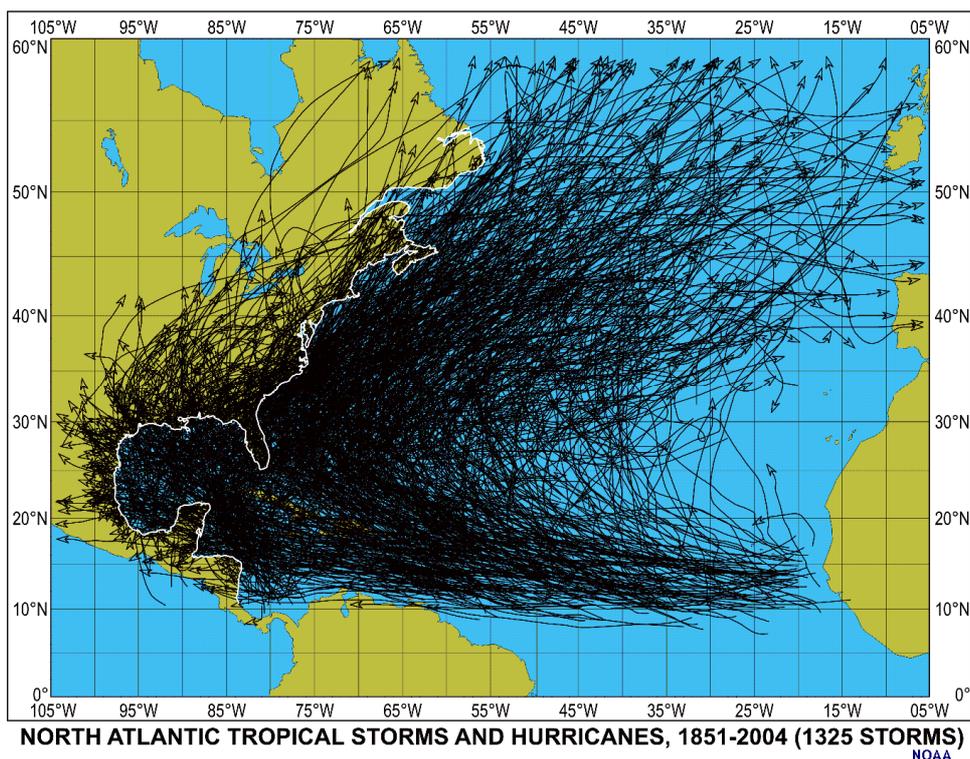


Fig. 11. 6: Mapa de las trayectorias de las tormentas y huracanes del Atlántico Norte y Pacífico del Este, desde 1851 a 2004. Todas representan 1325 tormentas.
(Fuente: <http://www.nhc.noaa.gov/pastprofile.shtml>)

Inundaciones

A excepción de los deslizamientos, flujos de escombros o inundaciones repentinas, inundaciones de grandes áreas (inundación de valles y cuencas), es otro impacto indirecto de las tormentas tropicales y huracanes. La frecuencia de los eventos de inundación correlacionados con la ocurrencia de altas precipitaciones y los pronósticos, es tan difícil como el pronóstico de la intensidad de la tormenta, por eso, todos las llanuras aluviales de los ríos son afectados y modelados por la erosión lateral y con presencia de depósitos fluviales del Holoceno, han sido mapeados como vulnerables (En la cuenca de Metapán, las partes más bajas de los ríos San José, Angue o en el valle del río Desague). Para el adecuado uso de la tierra y la planificación urbana por las autoridades locales, deberían ser tomados en cuenta estos peligros de inundación.

Por otro lado, las inundaciones repentinas están relacionadas principalmente a la erosión de los valles y a la actividad estacional de las cárcavas en la parte superior del área de recogimiento. Cuando las tormentas aparecen el agua de la lluvia impacta y corta el suelo fino seco, creando un pequeño y rápido movimiento de agua formando un arroyo.

Los deslaves superficiales pueden producirse en varios minutos y pueden provocar una erosión intensa del suelo, acelerando el proceso de deforestación.

Agradación de depósitos clásticos

Debido a los procesos de erosión muy intensos en el área, los ríos arrastran mucho material clástico especialmente durante el evento de inundación. Cuando la energía de la corriente decrece la sedimentación ocurre, tal como en las desembocaduras de los ríos en los lagos. Ya que los lagos representan importantes fuentes de ingresos económicos para la gente local (pesca), y el lago llenándose con sedimentos podría traer serios problemas en pocas décadas. Algo serio es la situación del caso de la laguna de Metapán, la cual está actualmente siendo partida en dos partes por los depósitos recientes del río que forman una pequeña península.

Peligros antropogénicos

Deforestación

La deforestación es un proceso muy frecuente en los países con economía dependiente de la agricultura. Para obtener un suelo cultivable y pasto para ganado, el bosque natural es

cortado en grandes áreas, las cuales especialmente en el clima tropical causa severos problemas posteriormente, debido a la distribución específica de las lluvias. El suelo arable es expuesto para ser lavado por el incremento de la erosión del suelo y erosión de cárcavas. Por otro lado, el decremento de la retención de las propiedades de la tierra aumenta el proceso de inundación repentina y varios movimientos de laderas podrían ser activados, especialmente los deslizamientos superficiales y los flujos de lodo. Si la deforestación es necesaria para la economía de la gente local, debería ser sustentable y no darse masivamente, siendo preferible formar más bien, mosaicos de vegetación en el campo compuesto por pasto y bosques.

Las canteras

Las canteras de calizas son muy importantes recursos para el desarrollo económico del área, así como también para el país entero. Las canteras representan además áreas de contaminación por ruido y polvo y una inestabilización de taludes por actividades antropogénicas. Volcamientos, derrumbes, así como también deslizamientos superficiales ocurren y llevan un peligro principalmente a los trabajadores de las canteras. Debe prestarse atención a las canteras cuando sean abandonadas y no debe permitirse la construcción de viviendas allí.

11. B.

Un caso de estudio especial: Breve análisis del “flujo de escombros en el Río San José”

Durante los trabajos de campo se mapearon enormes acumulaciones de gravas en la parte oriental del área, cuyas formas de esas acumulaciones fueron bien reconocidas a partir de MED y fotografías aéreas (Fig. 11.7.), e indican un enorme fenómeno geodinámico a lo largo de los ríos que bajan del cerro Montecristo. La parte oriental de la ciudad de Metapán está situada a lo largo del pie de una acumulación más al sur. A través del contacto con las autoridades locales (alcaldía de Metapán y Parque Nacional de Montecristo) y algunas personas ancianas, se obtuvieron los primeros datos preliminares acerca del “evento de 1934”, cuando un flujo de escombros enterró cerca de 100 personas en la hacienda San José. Estos dos hechos llaman más interés en las laderas del Montecristo aún cuando está fuera del área del proyecto. Pero por medio del análisis de fotografías aéreas, MED, la literatura y el trabajo de campo, es posible proveer únicamente un breve y preliminar caso de estudio. Después de analizar la parte acumulada, se diferenció la probable acumulación del “evento de 1934” (Guevara, Tomás 2005), el trazo y las áreas de las fuentes (Fig. 11.8.). Debido a la posición fronteriza del área y

localizada dentro del Parque Nacional que se accesa con dificultades, se necesita en el futuro más trabajo de detalle.

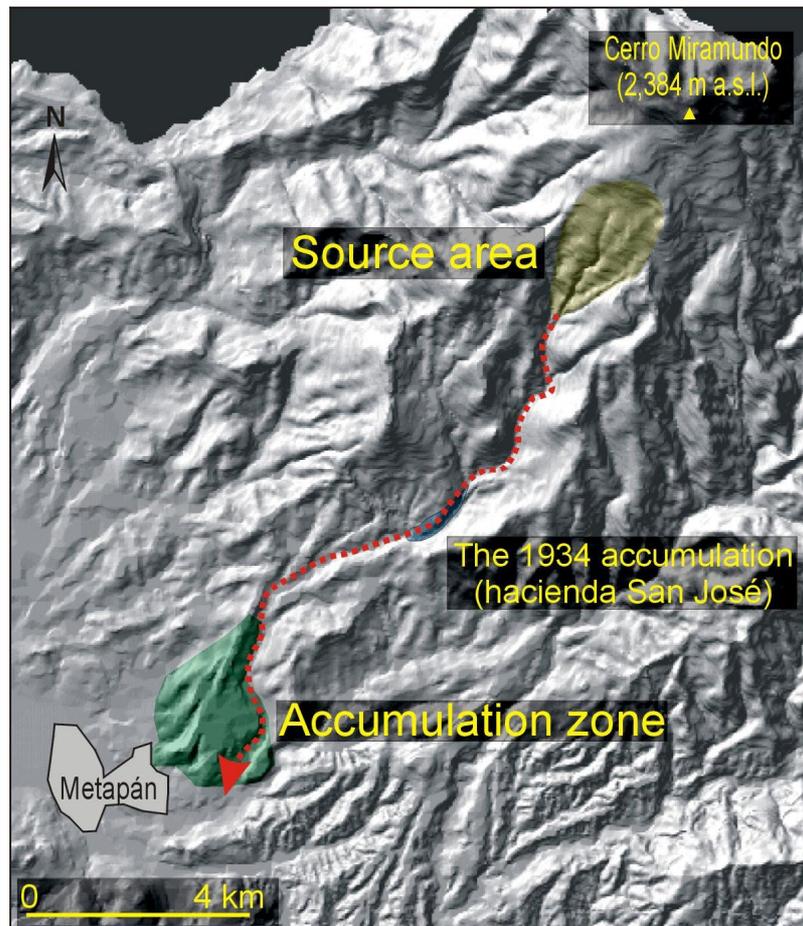


Fig. 11. 7: MED de la situación de la parte superior del río San José, con la localización del fenómeno geodinámico descrito en este capítulo.

Area de acumulaciones

Las acumulaciones de los flujos de escombros ubicados al pie del cerro Montecristo cerca de la ciudad Metapán, tienen la forma de una elevación expresiva. Tiene 1,7 km ancho y 2 kms de largo y 70 m de alto y está dividida por el valle de río San José. La forma expresiva de la acumulación indica probablemente un ambiente de transporte más denso en combinación con condiciones más fluviales. En la parte central tiene una forma más joven marcada por las depresiones. El origen no se conoce pero probablemente es el resultado de sismo o de la erosión del río. Una colada de basaltos se localiza en la parte de SE y otra se encuentra en el centro de la acumulación subyaciendo a las gravas.

Los fujos torrenciales que produjeron las acumulaciones probablemente no fueron activos por mucho tiempo porque la intensidad de la erosión fue alta y todos cubren los basaltos. Pero la enorme acumulación significa la presencia de eventos pleistocénicos muy fuertes cerca del río San José. Estos procesos son explicados en el capítulo sobre del desarrollo del relieve.

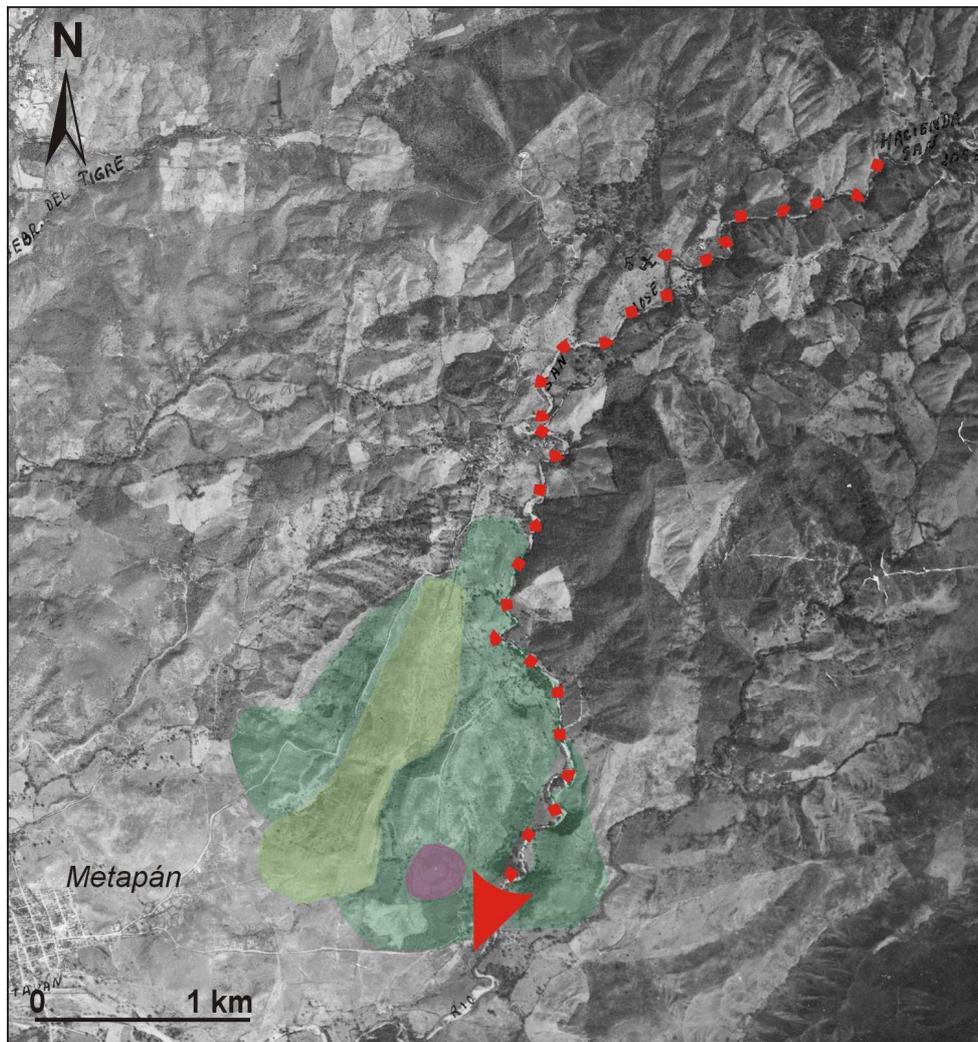


Fig. 11.8: Interpretación de las fotografías aéreas de la zona de acumulación en la desembocadura del Río San José dentro de la cuenca de Metapán (situación en 1949). El color verde más oscuro está sombreando las acumulaciones más antiguas, el verde más claro indica las formas más jóvenes dentro de las acumulaciones, detonadas en el pasado probablemente por un terremoto. La flecha roja indica el trazo del posible próximo flujo de escombros de material desintegrado.

Area de la fuente de los aluviones

Mirando hacia el área de recogimiento del río San José, se intentó identificar la fuente de las acumulaciones para valorar la probabilidad de los próximos eventos. A través del análisis de las fotografías aéreas y durante un corto viaje de campo, se encontraron varios deslizamientos a lo largo de toda la cuenca. Varios deslizamientos profundos fueron identificados en las fotografías entre los cerros Miramundo y el Montecristo, en la ladera sur del primero (Fig. 11.9.), los cuales fueron posteriormente verificados en el campo. Esos deslizamientos causaron en 1934 un gran desastre en la hacienda San José (véase abajo), no en tanto, ellos son muy pequeños comparados con la gran estructura identificada en las fotografías.

El cono aluvial esta limitado por un escarpe desde arriba y los lados superiores y por un relieve empinado en el pie es mayor que 2.5 km de largo, 1.3 km de ancho y la elevación sobre su pie es cerca de 750 m. Las características típicas del relieve para un deslizamiento profundo y de tipo rotacional fue verificado también por análisis de GIS 3D (Fig. 11.10). La profundidad máxima esperada si la base es ligeramente rotacional, podría ser de cerca de 200 m, y varios metros de coluvios yacen también. La roca sana o madre aquí está compuesta por ignimbritas y tobas y se espera que capas rojas subyacentes a estas (no comprobado). Durante el corto viaje de campo se indentificó además un bloque inclinado hacia atrás, esparpes y piping soil en la estructura.

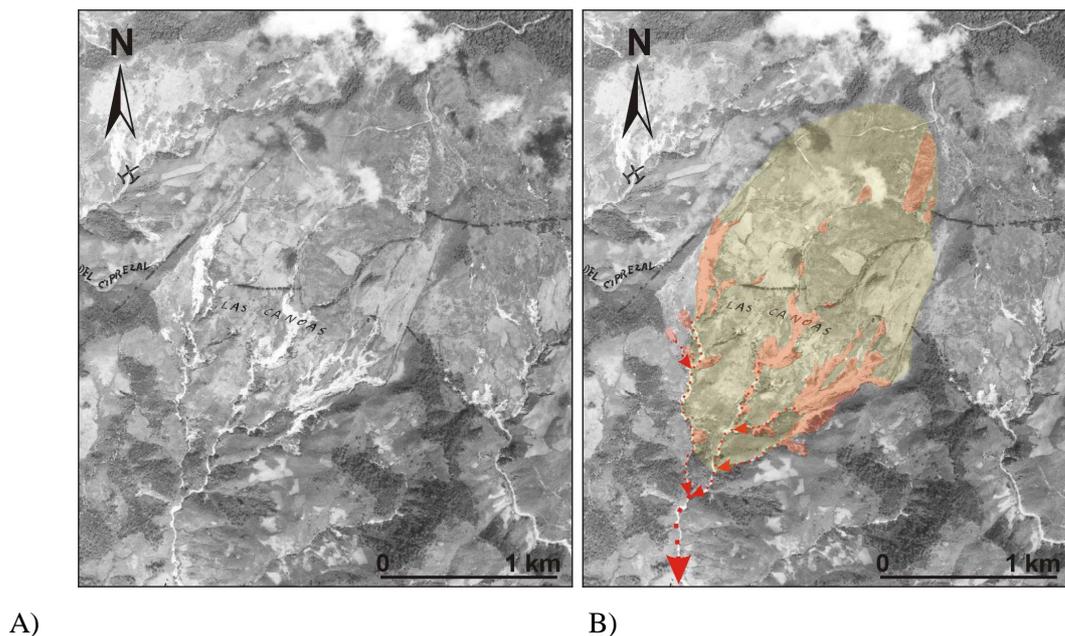


Fig. 11. 9: (A) Sin interpretación. (B) Fotografía aérea interpretada del área de fuente en el cerro Miramundo (situación en 1949). En rojo están sombreados los deslizamientos disparados probablemente durante el huracán del 6-9 de junio de 1934. Las flechas rojas indican la trayectoria de los flujos de escombros del material desintegrado y toda el área potencial inestable está en amarillo.

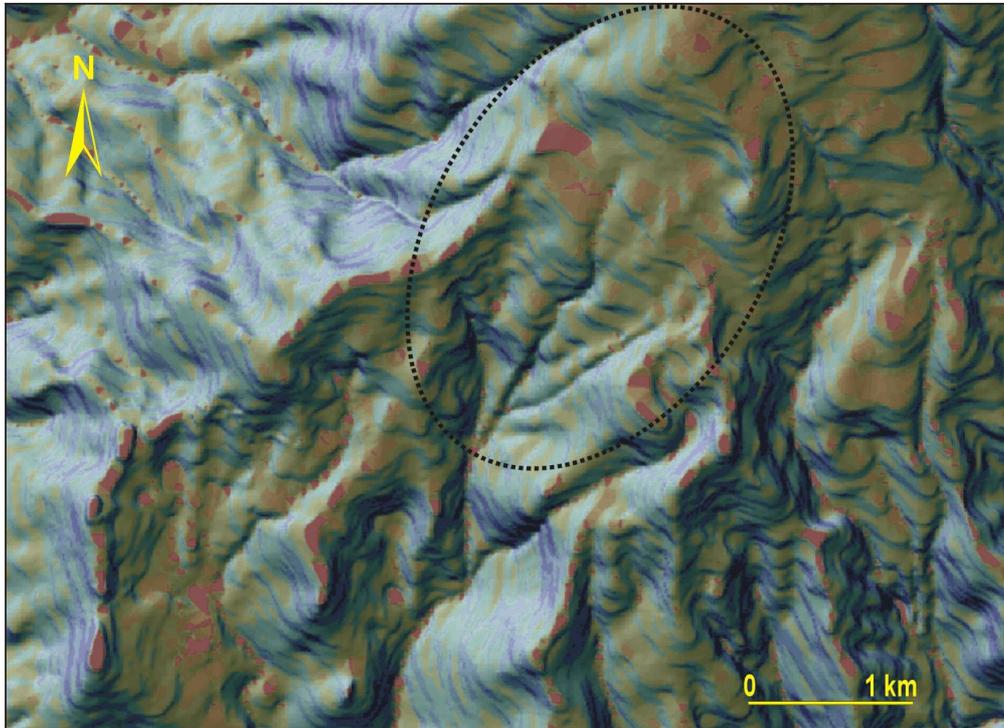


Fig. 11.10: Resultados del análisis de la ladera con GIS 3D del área de la fuente en el cerro Miramundo. El color rojo representa la parte más aplanada y el azul oscuro muestra la ladera más escarpada. El plano de ruptura esperado está situado dentro de la elipse punteada.

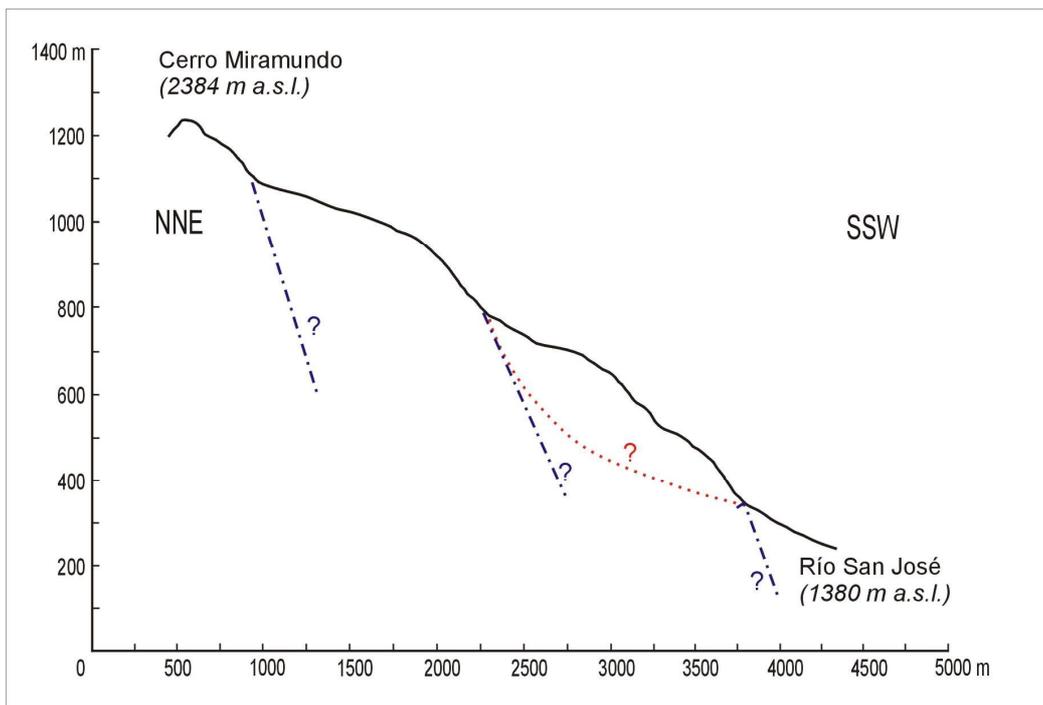


Fig. 11.11: Sección topográfica a lo largo del río San José y la parte superior de su área de recogimiento arriba en el cerro Miramundo. La base esperada de la superficie de falla es mostrada con una línea roja punteada y las fallas normales son de color azul (basado en el mapa topográfico 1:25000 “Tablón Chagüite”- 1987 y “Cerro Miramundo”- 1986).

De cualquier manera, si la estructura representa verdaderamente una gran profunda superficie de ruptura en la fase inicial, el volumen esperado de material afectado podría ser de 380 millones de m³ (fórmula de Turner y Shuster, 1996). En el caso de una reactivación rápida de toda la superficie (durante una lluvia intensa combinada con un terremoto), el material moviéndose como una gran flujo de escombros podría tener impactos catastróficos en la ciudad de Metapán.

“El evento de 1934”

La activación de un deslizamiento de gran volumen y inundación de la parte NW de El Salvador, fue lo que siguió después del paso de un huracán sin nombre, que afectó El Salvador del 6 al 9 de junio de 1934 (Guevara, T., 2005). Desafortunadamente no existen datos de las precipitaciones características del área y la estación meteorológica de San Salvador fue la única que existía en todo el país para ese entonces, sin embargo, registró un total de lluvia acumulada de 458.6 mm, fue muy alta en comparación a los otros registros del siglo XX, (la más alta con 530 mm de lluvia fue durante el Mitch). En 48 horas cayeron 381.1 mm de lluvia, valor que es más alto para todo El Salvador en el siglo pasado.

Las lluvias fueron el detonante de varios deslizamientos profundos en las laderas del cerro Miramundo (Fig. 11.11.), los que están localizados al pie de la gran estructura. El material desplazado fue acarriado por el río San José corriente abajo en forma de flujo de escombros, y afortunadamente este flujo no alcanzó la ciudad de Metapán, solamente ocurrió una inundación allí (Fig. 11.12.).



Fig. 11.12 : Foto de la inundación en Metapán provocada por el río San José en 1934.
Fuente: Archivo municipal de Metapán.

El flujo de escombros sepultó la hacienda San José y mató cerca de 100 personas allí, y cuya acumulación pudo ser identificada en las fotografías aéreas (Fig. 11.13.). Además, las víctimas fueron relativamente altas, todo el flujo de escombros fue relativamente pequeño en comparación a aquellos formados por el gran lóbulo de pocos kilómetros cerca de Metapán. El proceso es muy común y desastres similares ocurrieron en varias partes de El Salvador (Guevara, T., 2005) y también en Ocotepeque (Honduras) como resultado del mismo evento de junio de 1934.

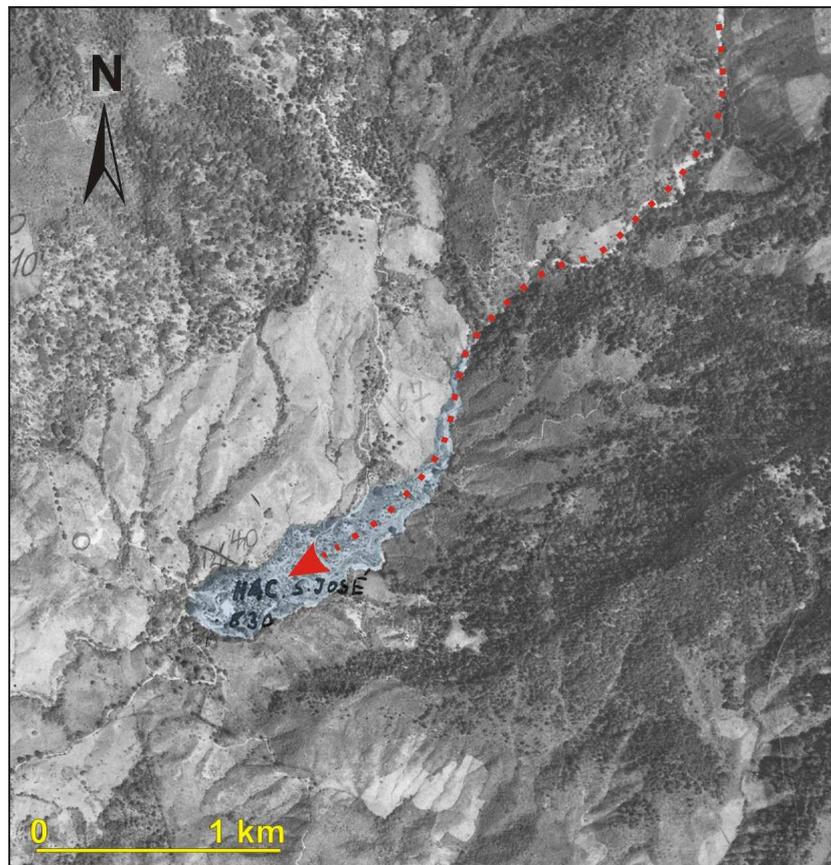


Fig. 11.13: Fotografía aérea interpretada de la acumulación del flujo de escombros que sepultó la hacienda San José en 1934. Las flechas rojas indican el trazo del flujo de escombros y el azul toda la acumulación.

Propuesta para el futuro

El riesgo podría parecer ser muy alto si la inestabilidad del cerro Miramundo ocurriera en tales proporciones, por lo que el presente estudio debe ser considerado únicamente como preliminar, debido a la insuficiente cantidad de datos. Para una valoración responsable sobre el riesgo causado por la inestabilidad es necesaria llevar a cabo un estudio interdisciplinario para conocer el macizo de Montecristo, que considere los siguientes aspectos:

- Mapeo geomorfológico, geológico e hidrogeológico de detalle (1:5,000)
- Estudios geofísicos (Penetración Radar del suelo, geoeléctrica, etc.) de las áreas inestables
- Estudio de paleosismicidad en la falla de cizalla
- Perforaciones con recuperación de testigo
- Análises de las propiedades geotécnicas
- Modelo numérico
- Monitoreo sísmico

Posteriormente si las dimensiones y el peligro pudieran ser confirmados por estos estudios multidisciplinarios, el siguiente paso será diseñar un sistema de alerta temprana para los habitantes de Metapán y establecer planes de emergencia.

12. Las materias primas

La area mapeada (la hoja Metapán) tiene la composición geológica favorable para existencia de algunos tipos de las materias primas. En el pasado (sobre todo durante del siglo decimonoveno) la cercanía del ciudad era un centro metalurgico con la producción del hierro. Esta zona ahora se encuentra dentro del Parque Nacional Monte Cristo. Basado en pocas muestras de la mena que se preservaron hasta hoy, se explotó material hematítico, algunos veces con magnetita de muy buena calidad. Las menas sedimentarias son relacionadas con las capas rojas de edad Cretácico y algunas se explotaban al cielo abierto.

Hoy los yacimientos de mayor importancia son lentes o bloques tectónicos de caliza fosilífera, que sirven para producción del cemento en dos plantas. Esta producción es principal para toda la area y muy importante para la economía del país. En la escala menor produce la misma compañía algunos fracciones de piedra triturada (Foto No 1). Por lástima no recibimos de esta compañía ningunos datos sobre la geología de los yacimientos ni datos obtenidos de los pozos.

Desde punto de vista de las menas metálicas en la zona estudiada no se encontraron nuevos yacimientos. Descubrimos solamente algunas menas diseminadas (pirita, pirotina, poco de calcopirita) sin valor económico.

De las materias primas no metálicas los más importantes son las calizas. Los cuerpos grandes se explotan para producción del cemento, los menores usan compañías pequeñas para producción de cal vivo en los condiciones muy simples. (Foto No 2).

Los resultados del análisis químico de una muestra orientativa de la caliza usada para producción del cal (P. de R. 261) son siquientes:

Perdida por desecación	0,11
Perdida por calcinación	43,01
SiO ₂	1,08
Al ₂ O ₃	0,25
Fe ₂ O ₃ total	0,41
TiO ₂	0,03
CaO	54,40
MgO	0,18
Na ₂ O	0,01
K ₂ O	0,06
MnO	0,045
P ₂ O ₅	0,14
SO ₃ total	<0,01

Los resultados son recalculadas para temperatura del material secado 105⁰ C.

También fueron analizadas dos muestras de caliza tomadas de cantera La Campana (Punto de Referencia No 115) con estos resultados obtenidos:

Determinación de:	P.de R. 115a	P.de R. 115b
Perdida por desecación	0,32	0,22
Perdida por calcinación	35,18	40,59
SiO ₂	16,80	4,10
Al ₂ O ₃	1,99	1,47
Fe ₂ O ₃ total	0,79	0,69
TiO ₂	0,10	0,07
CaO	43,60	51,28
MgO	0,36	0,45
Na ₂ O	0,90	0,04
K ₂ O	0,25	0,34
MnO	0,040	0,015
P ₂ O ₅	0,14	0,05
SO ₃ total	0,09	0,61

Los resultados son recalculadas para temperatura del material secado de 105⁰ C.

Como se puede ver, la composición química de la materia prima es muy variable, por ejemplo en contenido de SiO₂. De punta de vista de los oxidos desforables para producción del cemento, de contenido de oxidos alcalinos (Na₂O + K₂O) es bastante alto, mientras que contenido de MgO es muy favorable.

Algunas lentes de caliza se ubican cerca de contacto con un cuerpo diorítico intrusivo y son metamorfeadas al marmol de medio grano de color blanco o gris hasta negro (Foto No 3). Estos marmoles (P. de R. 294) se muelen y polvo se usa como ingrediencia de alimentar algunos animales como gallinas o ganado. Según del análisis realizado en el laboratorio del Gematest s.r.o. tiene el contenido de los elementos pesados siguiente:

Determinación de:	P. de R. 294	Unidades
As	83,0	mg/kg del material seco
Cu	10,1	mg/kg del material seco
Ni	13,0	mg/kg del material seco
Pb	68,0	mg/kg del material seco
Hg	0,04	mg/kg del material seco

Los resultados son recalculados para temperatura del material secado 105⁰ C.

Tomamos también las muestras del mármol para probarlas para uso de artesanía. Los resultados obtenidos son muy desfavorables. La roca no se puede pulir y también las propiedades mecánicas no son buenas .

Al contrario algunos partes de caliza no metamorfeada fosilíferas se pulen bastante bien y son muy decorativas. El material bien seleccionado es usable para la artesanía. (Fotos No 4 y 5.)

Cuerpo diorítico que se encuentra en parte central de zona mapeda es fuertemente caolinizado. Este material se explota en una cantera grande y se usa para varios construcciones, sobre todo de las casas. Tomamos una muestra (P. de R. 506a - Foto No 6) con la idea de probarla como una materia prima para cerámica. Hicimos la evaluación químico – tecnológica de la muestra y las fracciones obtenidas después de levigación. Del material en forma natural se hizo el análisis granulométrico de kaolina (fracción menos 20 μm), de fracción arenosa (el resto en el tamiz 0,063 o 20 μm respectivamente) y de fracción de silto 20 – 63 μm), la composición química y humedad. En la fracción de kaolina (menos 20 μm) se determinó la composición química y adsorción del metilenoiodido. En la fracción con grano mayor de 63 μm se determinó por vía seca la composición granulométrica y química con determinación del grano medio de d_{50} .

a) **Análisis de „Caolina“ cruda**

Humedad: 5,3 %

La composición granulométrica:

Fracción sobre 2,0 mm	40,2 % del peso
0,20 - 2,0 mm	31,2 % del peso
0,09 - 0,20 mm	12,0 % del peso
0,063 – 0,09 mm	2,0 % del peso
Fracción 0,020 – 0,063 mm	6,4 % del peso
Kaolina 0,0 – 0,020 mm	8,2 % del peso

La composición química:

SiO ₂	22,80 % del peso
Al ₂ O ₃	18,74 % del peso
Fe ₂ O ₃	3,76 % del peso
TiO ₂	0,24 % del peso
CaO	34,01 % del peso
MgO	3,31 % del peso
K ₂ O	0,78 % del peso
Na ₂ O	0,95 % del peso
Perdida por calcinación	15,30 % del peso

a) **Análisis de fracción menos 20 μ m levigada**

La composición química:

SiO ₂	46,30 % del peso
Al ₂ O ₃	25,85 % del peso
Fe ₂ O ₃	3,69 % del peso
TiO ₂	0,10 % del peso
CaO	4,71 % del peso
MgO	3,10 % del peso
K ₂ O	0,48 % del peso
Na ₂ O	0,40 % del peso
Perdida por calcinación	15,27 % del peso

Adsorción del metileniódido azul (AMM) **153,6 mg/g**

b) **Análisis de fracción sobre 0,063 mm**

La composición química:

SiO ₂	17,90 % del peso
Al ₂ O ₃	17,58 % del peso
Fe ₂ O ₃	4,21 % del peso
TiO ₂	0,31 % del peso
CaO	40,34 % del peso
MgO	3,86 % del peso
K ₂ O	0,76 % del peso
Na ₂ O	1,11 % del peso
Perdida por calcinación	13,82 % del peso

El análisis granulométrico por vía seca:

Tamiz (mm)	El resto en el tanie (%)	% de los granos menores de
31,5	0,0	100,0
20,0	0,0	100,0
16,0	0,0	100,0
10,0	9,3	90,7
6,3	2,6	88,1
4,0	3,9	84,2
3,15	3,4	80,8
2,0	4,1	76,7
1,0	11,6	65,1
0,8	7,1	58,0
0,5	11,7	46,3
0,315	10,1	36,2
0,20	11,7	24,5
0,09	13,5	11,0
0,063	11,0	0,0

Grano medio **d₅₀ = 0,63 mm**

Fracción:	6,3 - 31,5 mm	11,9 % del peso
	1,0 - 6,3 mm	34,9 % del peso
	0,0 - 1,0 mm	65,1 % del peso
	0,0 - 0,5 mm	46,3 % del peso
	0,0 - 0,315 mm	36,2 % del peso

La característica de las fracciones:

a) „caolina“ cruda

La muestra tiene grano grueso y contenido de la caolina bajo (menos 20 μm) 8,2 % del peso solamente. La designación „caolina” es solamente orientativa, porque en la composición química el contenido de CaO (34,09 %) es muy alto.

b) Fracción menos 20 μm levigada

Durante de la levigación y separación fuertemente baja el contenido de CaO y se puede obtener un producto muy plástico con la adsorción alta del metilénioído (AMM = 153,6 mg/g) y con la blancura después de secación y cileunación. Favorable es contenido más del fundenta (CaO, Fe₂O₃), desfavorable es levigada muy baja.

c) El resto en el tamiz + 0,063 (fracción arenosos)

La composición de esta fracción es muy parecida a la composición de la caolina cruda. Tiene contenido alto de CaCO₃ (40,34 %) y es usable para las mezclas que se cocen y mezclas con contenido alto de los componentes plásticos. Después de levigación y separación no se cambió sustancialmente la calidad de las ambas fracciones. Los resultados apoyan uso de este material, sobre todo en la forma cruda.

Según los resultados obtenidos el contenido de caolina es muy bajo, contenido de oxidos de hierro es bastante alto y contiene mucho de CaO. Según los resultados obtenidos la materia prima es usable para algunas mezclas cerámicas que se cocinan en color.

Durante de meteorización se preservaban algunos restos de la roca, que tienen la forma de bolas de vario tamaño. Estos “núcleos” que forma roca fresca muy dura se pulen bien (Foto No 7). Tienen color interesante con un tono verde. Es usable para interiores , afuera existe posibilidad de descomposición de los granos de pirita en la roca. Esta meteorización forma las cintas herrumbres en la superficie del material pulido. Las bolas en su forma natural pueden ser también muy atractivas como material usable in arquitectura de los jardines etc.

Para uso en la producción artesanal probamos también las muestras de ignimbritas de las puntos de referencia No 527 y No 385. Las piedras seleccionadas de esta roca se pulen

bien. Aunque la roca pulida tiene las huecas pequeñas y contiene los fragmentos que se pulen peor es bien usable (Foto No 8). Tiene color rosacea y amarillosa, ocasionalmente tiene más colores en junto.

La industria de los materiales de construcción es también bastante bien desarrollada. La compañía CESSA, con uso de maquinaria moderna produce caliza triturada de buena calidad. Para arreglación de las caminos se explotan en varios lugares rocas trituradas y parcialmente meteorizadas sobre todo las ignimbritas (Foto No 9). Para lo mismo uso y también como piedra para hormigón también se sacaban en pasado algunas escorias. (Foto No 11) Como piedra de construcción se explotan en varios lugares con métodos simples los basaltos de flujos de lava jóvenes. (Foto No 10).

Como arena de construcción se sacan durante de tiempo seco manualmente materiales fluviales directamente del río. Muy poco se usan también arenas de terrazas fluviales o sedimentos arenosos de los lagos. Una compañía en escala pequeña material del río también lava y selecciona. (P.de R.363 – Foto No 12). Los productos – arena y gravas de varias fracciones tienen calidad buena. Por ejemplo la arena lavada contiene solamente 1,6 % de arcilla, entonces según el estándar de Unión Europea ČSN EN 12620 y ČSN EN 13139 es usable para hormigón kat. f 3 y armadura (kat.1). Muestra de la arena en forma natural de P.de.R. 276 contiene 4,3 % de arcilla, entonces según los mismos estándares sirve solamente para preparación de armadura (categoría 10). Los datos obtenidos están en la tabla.

La zona estudiada es muy pobre para los materiales cuarzíferos – como son los ágates, jaspes etc. Único material cuarzífero usable para artesanía son las maderas petrificadas descubiertas cerca del pueblo La Cañada. Algunos fragmentos seleccionados tienen color interesante y también la estructura primaria de madera es bien preservada (Fotos No. 13 -16). En este lugar se encuentran pedasos de troncos y muchos fragmentos pequeños también. Según nuestra opinión sería mejor preservar esta área pequeña como una reserva natural.

LOS RESULTADOS DE LAS PRUEBAS TECNOLÓGICAS DE ARENA CON GRAVA

Muestra	Contenido de las partículas < 0,05 mm (en %)			Humus	En %		Composición granulométrica en % - los tamizes en mm													Estandarto: ČSN 721512		
	GR	AR	AG		GR	AR	63	32	16	8	4	2	1	0,5	0,25	0,125	0,063	<0,063	GR	AR	AG	
P. de R. 276	0,9	5,6	4,3	A	25,7	70,0	0,0	0,0	0,0	5,7	20,0	26,5	20,6	12,6	5,9	2,7	1,2	4,8	B	D	B	
% los granos menores de (en mm)							100	100	100	94,3	74,3	47,8	27,2	14,6	8,7	6,0	4,8	f = 4,8				
P. de R. 363	---	1,6	---	B	5,4	93,0	0,0	0,0	0,0	0,4	5,0	9,8	10,7	25,7	31,9	12,8	2,0	1,7	---	A	---	
% los granos menores de (en mm)							100	100	100	99,6	94,6	84,8	74,1	48,4	16,5	3,7	1,7	f = 1,7				

Leyenda :

GR - Grava (los granos sobre 4,0 mm)

AR - Arena (los granos 0,05 – 4,0 mm)

AG - Arena con grava

f - Partículas finas < 0,063 mm

A, B, D - Clasificación según el estandarto ČSN 72 1512 a base de contenido de las partículas < 0,05 mm

Desde 1. de Junio 2004 valen en República Checa los etandartos de la Union Europea.

Según del estandarto de la Union Europea ČSN EN 12620 (Arena con grava para hormigon) las muestras se interporan tanto:

P. de R. No 276 - arena con grava con contenido de las partículas finas $f = 4,8 \%$, kategoria f_{10}

P. de R. No 363 - arena con grava con contenido de las partículas finas $f = 1,7 \%$, kategorie f_3

Según del estandarto de la Union Europea ČSN EN 13139 (Arena para mortero) las muestras se interporan tanto:

P. de R. No 276 - arena con contenido de las partículas finas $f = 4,8 \%$, kategoria 2

P. de R. No 363 - arena con contenido de las partículas finas $f = 1,7 \%$, kategorie 1

Elaborado por Ing. Pavel Bílek

13. Conclusiones

Resultados conseguidos por trabajos tanto en campo como en gabinete podrían ser resumidos en forma sencilla:

1. Localización, definición, clasificación y documentación genética de todos tipos de peligros del origen geológico en el área de Metapán y sus alrededores. Definición de consecuencias posibles negativas de fenómenos destructivos.
2. „Case-study“ de flujos de déritos e deslizamientos peligrosos en el área de Monte Cristo – Metapán
3. Preparación del mapa de peligros, en escala de 1:50 000.
4. Mapeo geológico del área de 260 km² y construcción del mapa documentada de escala 1:50 000.
5. Definición moderna de unidades sedimentarias (Jurásico-Paleógeno), volcánicas basálticas, intrusiones y productos del volcanismo terciario
6. Estratigrafía y paleontología detallada de sedimentos mesozoicos.
7. Resultados de análisis químicos (25), petrográficos (50) y radiométricos (4) de varias unidades litológicas en el área.
8. Análisis detallado de evolución tectónica y geomorfológica del área. Mapa geomorfológico de escala 1:50 000
9. Registro de yacimientos de materias primas y pruebas tecnológicas
10. Re-definición de unidades, sus edad, posición y mejoramiento de conocimiento de aspectos genéticos de rocas volcánicas.
11. Compilación de todos los datos en archivos SIG.

14. Referencias

Referencias

- Arratano M., Franzi L. (2004): Analysis of different water-sediment flow processes in a mountain torrent. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 783-791. European Geosciences Union.
- Balogh, K. (1985): K-Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies. ATOMKI Report, D/1: 277-288.
- Bartenstein H., Bolli H.M. (1986): The Foraminifera in the Lower Cretaceous of Trinidad, W.I.Part 5: Maridale Formation, Upper Part; Hedbergella rohri Zone.- *Eclogae Geol. Helv.*, 79, 3, 945-999.
- Burbach, G.V., Fröhlich, C., Pennington, W.D., Matumoto, T. (1984): Seismicity and tectonics of the subducted Cocos plate. *Journal of Geophysical Research*, B, 89, 7719-7735.
- Burkart, B., Self, S. (1985): Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13, 22-26.
- Burkart, B., Clemons, R. E., Crane, D. C. (1973): Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of Southeastern Guatemala.- *Bull. amer. Assoc. Petr. Geol.*, 57, 1. 63-73. Tulsa.
- Cameron B.I., Walker J.A., Carr M.J., Patino L.C., Matías O., Feigenson M.D. (2002): Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 119: 21-50.
- Caron M., (1985): Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli H.M., Sannders J.B. , Perch Nielsen K., *Plankton Stratigraphy*.- Cambridge Earth Sci. Ser., 18-86.
- Carr M.J. (1974): Tectonics of the Pacific margin of northern Central America. *Unpublished PhD. thesis*. Dartmouth College.
- Carr, M.J. (1976): Underthrusting and Quaternary faulting in northern Central America. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 825-829.
- Carr, M.J., Mayfield, D.G., Walker, J.A. (1981): Relation of lava compositions to volcano size and structure in El Salvador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10, 35-48.
- Cox K. G. et al. (1989): *The Interpretation of Igneous Rocks*.- 450 p., Unwin Hyman, London.
- De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. & Marchal M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 - R2 diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem Geol* 29: 183-210.

- DeMets, C. (2001): A new estimate for present-day Cocos Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28, 4043-4046.
- DeMets, C. (2002): Reply: Central American forearc slip revisited. *Geophysical Research Letters*, 29.
- Dewey, J.W., White, R.A., Hernández, D.A. (2004): Seismicity and tectonics of El Salvador. In: Rose, W.I., Bommer, J.J., Lopez, D.L., Carr, M.J. and Major, J.J. (eds) *Natural hazards in El Salvador*. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado, United States, 375, 363-378.
- Dürr, F., Stober, Y. G. (1956): Sucesión normal de los estratos de Metapán.- An. Serv. geol. nac. El Salvador, 2, 44-54. San Salvador
- Finch, R. C. (1981): Mesozoic Stratigraphy of Central Honduras.- Bull. amer. Assoc. Petr. Geol., 65, 7, 1320-1333. Tulsa.
- Gordon, M. B. (1992): Revised Jurassic and Early Cretaceous (pre-Yojoa Group) stratigraphy of the Chortis block: Palaeogeographic and tectonic implication.- In Pindell, J. L. (ed.): Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, 13th Ann. Res. Conf., Gulf Coast Section, Soc. Econom. Paleont. Mineral., Programs and Abstracts, 27-28.
- Gordon, M. B., Gose, W. A. (1989): The Chortis block: a raft of mesozoic sediments and cenozoic volcanics on a solid foundation.- Geol. Soc. Amer. Abstr. Progs., 21, 12.
- Gose, W. A., Swartz, D. K. (1977): Paleomagnetic results from Cretaceous sediments in Honduras: tectonic implication.- *Geology*, 5, 505-508.
- Guevara, Tomás (2005). Informe especial sobre inundaciones y deslizamientos ocurridos por una tormenta tropical con violentos huracanados desatada entre los días 6 y 9 de junio de 1934. Servicio Nacional de Estudios Territoriales. 26 pag. El Salvador.
- Guzmán-Speciale, M. (2001): Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics*, 337, 39-51.
- Hatcher, R.D. (1995): *Structural geology (Principles, Concepts, and Problems)*. Second Edition, Prentice Hall, New Jersey.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8: 523-548.
- Janoušek V., Farrow C.M., Erban V. (2003): GCDkit: New PC software for interpretation of whole-rock geochemical data from igneous rocks. Goldschmidt conference abstracts. Kurashiki, Japan. p. A186.

- Kemper, E., Weber, H. S. (1979): Über einige Cenoman-Fossilien aus El Salvador und ihre biostratigraphische und paläogeographische Bedeutung.- Geol. Jb., B 37, 3-29. Hannover.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrology* 27: 745-750.
- López, Carlos. (2003) Meteorología en El Salvador (1586-1919) de la curiosidad y la pasión científica a la indiferencia. *Revista Repositorio, Archivo General de la Nación, III época, No. 1, 32 pags, El Salvador.*
- Malchus, N. (1990): Revision der Kreide-Austern (Bivalvia: Pteriomorphia) Ägyptens (Biostratigraphie, Systematik).- Berliner Geowissenschaft. Abh., A, 125, 231 pp. Berlin.
- Mann P. – editor (1995): Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America. Geol. Soc. of Am., Boulder, Colo.
- Mann P., Burke K. (1984): Neotectonic of Carribbean. – Reviews of Geophysics and Space Physics, 22 (4): 309-369.
- Martínez-Díaz, J.J., Álvarez Gómez, J.A., Benito, B., Hernández, D.A. (2004): Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32, 65-68.
- Mehnert K. R. (1969): Migmatites and the origin of granitic rocks.- 327 p., Elsevier, Amsterdam.
- Middlemost E.A.K. (1994): Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews* 37: 215-224.
- Mills, R. A., Hugh, K. E., Ferray, E., Swolfs, H. C. (1967): Mesozoic stratigraphy of Honduras.- *Bull. amer. Assoc. Petr. Geol.*, 51, 9, 1711-1786. Tulsa.
- Mullerried, F. K. G. (1939): Investigaciones y Exploraciones Geográfico-Geológicas en la Porción Nor_Oeste de la América Central.- *Publ. Inst. Panamericano Geogr. Hist.*, 38, 52 pp. Mexico.
- Mullerried, F. K. G. (1942): Contribution to the geology of northwestern Central America.- *Proc. 8th amer. Congr.*, 4, 469-482. Washington.
- Odin, G. S. et al. (1982): Interlaboratory standards for dating purposes. In: Odin GS (ed) *Numerical Dating in Stratigraphy*. Wiley, Chichester New York, 123-150.
- Patino L.C., Carr M.J., Feigenson M.D. (1997): Cross-arc geochemical variations in volcanic fields in Honduras C.A.: progressive changes in source with distance from the volcanic front. *Contrib. Miner. Petrol.* 129, 341-351.

- Peccerillo R., Taylor S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib Mineral Petrol* 58: 63-81.
- Rapprich V., Hradecký P. (2005 – in print): Cinotepeque Range (NW central part of El Salvador): Geology, Magma Origin and Volcanism. *Bull. Geosci.* vol. 80, Praha.
- Rapprich V., Hradecký P., Pullinger C. (2005 – in review): Volcanic History of the Conchagua Peninsula, E Part of El Salvador, and Salvadorian Islands of the Gulf of Fonseca. In: Rose W.I., Bluth G.J.S., Carr M.J., Patino L.C., Ewert J. and Vallance J. (eds.): Volcanic Hazards in Central America - *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*.
- Ritchie, A. W., Finch, R. C. (1985): Widespread Jurassic strata on the Chortis Block of the caribbean plate.- *geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs*, 17, 700-701.
- Robaszynski F., Caron M. (1995): Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée.- *Bull. Soc. géol. France*, 166, 6, 681-692.
- Rogers, R.D. (2003): Jurassic-Recent tectonic and stratigraphic history of the Chortis block of Honduras and Nicaragua (northern Central America). Ph.D. thesis, University of Texas.
- Rogers R.D., Kárason H., Van der Hilst R.D. (2002): Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Cenral America. *Geology*, 30, 11: 1031-1034.
- Rose W.I., Bommer J.J., López D.L., Carr M.J., Major J.J., Eds. (2004): Natural Hazards in El Salvador. –The Geological Society of America, Special Paper 375, 502 pp.
- Sapper, K. (1899): Über Gebirgsbau und Boden im nördlichen Mittelamerika.- *Peterm. geogr. Mitt., Erg.-H.*, 27, 119 pp. Gotha
- Saper, K. (1937): Mittelamerika,. In *Handb. reg. Geol.*, 8, 4a, 160 pp. Heidelberg.
- Schmidt-Thomé, M. (1975): Das Diatomitvorkommen im Tal des Río Sisimico (El Salvador, Zentralamerika). *Geol. Jb.*, B 13, pp 87 – 96, Hannover.
- Shand (1943): *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons.
- Spear F. S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*.- 789 p., Mineralogical Society of America, Monograph, Washington.
- Steiger R.H., Jäger E. (1977): Subcomission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geology and geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 3, 359-362.

- Stirton, R. A., Gealey, W. K. (1949): Reconnaissance geology and vertebrate paleontology of El Salvador, C. A.- Bull. geol. Soc. Amer., 60, 1731-1754. New York.
- Stoiber, R.E., Carr, M.J. (1973): Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bulletin of Volcanology*, 37, 304-325.
- Van der Pluijm, B., Marshak, S. (1997): Earth Structure: An Introduction to Structural geology and tectonics. McGrawHill, 495 pp.
- Viland, J. C., Henry, B. (2000): Late Jurassic deformation in Honduras. Proposal for a revised regional stratigraphy.- *J. South Amer. Earth Sci.*, 9, ¾, 153-160.
- Walker J.A. (1981): Petrogenesis of lavas from cinder cone fields behind the volcanic front of Central America. *J. Geol.*, 87: 721-739.
- Walker J.A., Carr M.j., Patino L.C., Johnson C.M., Feigenson M.D., Ward R.L. (1995): Abrupt change in magma generation processes across the Central American arc in southeastern Guatemala: flux-dominated melting near the base of the wedge to decompression melting near the top of the wedge. *Contrib. Miner. Petrol.* 120, 378-390.
- Walker J.A., Patino L.C., Cameron B.I., Carr M.J. (2000): Petrogenetic insights provided by compositional transects across the Central American arc: Southeastern Guatemala and Honduras. *J. Geophys. Res.*, 105: 18949-18963.
- Weber, H. S. (1979): On the lithology and Stratigraphy of the „Estratos de Metapán“ in the Republic of El Salvador, Central America.- *Geol. Jb.*, B 37, 31-54. Hannover.
- White S., García-Ruiz J.M., Martí-Bono C., Valero B., Errea M.P. and Gómez-Villar A. (1997): The Biescas campsite disaster and its temporal and spatial context. – *Hydrological Processes*, 11: 1797-1812.
- White, R.A., Ligorria, J.P., Cifuentes, I.L. (2004): Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico:1526-2000. In: Rose, W.I., Bommer, J.J., Lopez, D.L., Carr, M.J. a Major, J.J. (eds) *Natural hazards in El Salvador*. Geological Society of America, Special Paper, Boulder, Colorado, United States, 375, 379-396.
- 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. Hamburg.
- Wiliams, H., McBirney, A. R. (1969): Volcanic history of Honduras.- Univ. California Pubs. *Geol. Sci.*, 85, 101 pp. Los Angeles.