

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Volumen/Volume 1

año 2014

Número/Issue 1



Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

ISSN 2410-728X

Volumen 1

Número 1

Año 2014

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra

Revista anual de la Carrera de Geología de la Universidad de San Carlos de Guatemala

Sumario / Contents

Editorial	3
Exploración estructural de acuíferos cristalinos en Guatemala. <i>Structural exploration of crystalline aquifers in Guatemala</i> . S. Morán y R. Machorro	5
Evaluación de aridez y sequía en el corredor seco de Guatemala. <i>Aridity and drought assessment in the dry corridor of Guatemala</i> . R. Machorro y S. Cortez	13
Caracterización geométrica y cinemática del rift del sureste de Guatemala: redefinición del graben de Ipala. <i>Geometric characterization and kinematics of southeast rift of Guatemala: redefinition of the Ipala graben</i> . S. Morán	25
El Sistema kárstico de Guatemala. <i>The karst system of Guatemala</i> . J. Requena	40
<i>Phreatic clastic dikes and other degassing structures in Los Chocoyos pumice</i> . Diques freáticos clásticos y otras estructuras desgasificantes en las tobas de Los Chocoyos. G. Brocard y S. Morán	55

**Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra,
*Guatemalan Journal of Earth Sciences***

vol. 1, núm. / Issue 1, año 2014

ISSN 2410-728X

Equipo Editorial / *Editorial Board:*

Osmín Jared Vásquez Hernández

Sergio David Morán Ical

César Fernando Monterroso Rey

Sergio Estuardo Solares García

Portada: Paisaje kárstico: karst en torres, San Luis, Petén, Guatemala

Cover: Karst landscape: tower karst, San Luis, Petén, Guatemala

Fotografía/Photo: *Osmín Jared Vásquez*

EDITORIAL

El contexto geológico en el que se ubica nuestro país hace del mismo un lugar excepcional para la investigación geológica. Nuestro territorio es considerado un laboratorio geológico natural en el que se exhiben procesos geológicos particulares que pueden ser abordados desde diferentes puntos de vista y a través de las diferentes disciplinas de las Ciencias de la Tierra.

La Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra (RGCT) es una iniciativa de la Carrera de Geología del Centro Universitario del Norte, CUNOR, de la Universidad de San Carlos de Guatemala, USAC, que nace para constituir un espacio de referencia con fines de promover la difusión del conocimiento geológico de Guatemala, por medio de la publicación de artículos científicos de geólogos y profesionales en Ciencias de la Tierra que laboran en Guatemala y el extranjero y que llevan a cabo investigaciones científicas en el país. La RGCT busca llenar el vacío que existe en nuestro medio para dar a conocer los resultados de proyectos implementados en ramas de las Ciencias de la Tierra, relevantes para Guatemala; convirtiéndose de este modo en un espacio académico y colaborativo para la apertura a nuevas ideas y para que a través de las contribuciones científicas se promueva el desarrollo de la Geología en el país.

En este primer número se incluyen cinco artículos de geólogos nacionales y extranjeros, referentes a los temas de: Exploración de acuíferos cristalinos en Guatemala (S. Morán y R. Machorro), Evaluación de aridez y sequía en el corredor seco de Guatemala (R. Machorro y S. Cortez), Caracterización geométrica y cinemática del rift del sureste de Guatemala (S. Morán), El sistema kárstico de Guatemala (J. Requena) y *Phreatic clastic dikes and other degassing structures in Los Chocoyos Pumice* (G. Brocard y S. Morán). No dudamos que los artículos incluidos en esta primera entrega, son un ejemplo de la interesante y variada temática que esperamos publicar en los números posteriores.

El contenido de la RGCT es interdisciplinario y multidisciplinario, por lo que se invita a los profesionales de la comunidad científica nacional e internacional que trabajan en Ciencias de la Tierra a que envíen sus artículos, para que puedan incluirse en los siguientes números de la revista y contribuyan de esta manera al fomento de las Ciencias de la Tierra en Guatemala.

MSc. Osmín Jared Vásquez
Coordinador de la Carrera de Geología

EXPLORACIÓN ESTRUCTURAL DE ACUÍFEROS CRISTALINOS EN GUATEMALA **STRUCTURAL EXPLORATION OF CRYSTALLINE AQUIFERS IN GUATEMALA**

Sergio David Morán Ical

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología.
Finca Sachamach, Km 210, ruta Las Verapaces. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala.
moran_serjio@usac.edu.gt

Rudy Machorro Sagastume

Sociedad Geológica de Guatemala
Dirección postal: 2.^a calle 23-80 Zona 15. Vista Hermosa II. Edificio Avante. Nivel 6. Oficina 601. Guatemala.
rudy.machorro@yahoo.com

RESUMEN

El almacenamiento y flujo de aguas subterráneas en acuíferos cristalinos tiene un fuerte control geológico-estructural, por lo que en este artículo se revisa el marco teórico existente acerca de este contexto hidrogeológico particular y de las hipótesis dominantes de flujo a nivel regional, semi-regional y local. Se analiza el contexto de lineamientos estructurales para el Ojo de Agua, por ser éste un sitio crítico para el abastecimiento de agua de ciudad de Guatemala y por existir rendimientos excepcionales en este campo de pozos. Se postula hipotéticamente que la intersección de estructuras geológicas por fallamiento de distinto tipo genético, extensional y de desplazamiento de rumbo, puede ser un factor controlador en el flujo y almacenamiento de agua en el Ojo de Agua. Finalmente, se formulan algunas pautas estratégicas integradoras en cuanto a la exploración de aguas subterráneas en terrenos cristalinos y a la toma de decisiones para la localización final del sitio donde podría construirse el pozo de agua.

Palabras clave: acuífero cristalino, Ojo de Agua, permeabilidad, falla, lineamiento, fracturas, pozo de agua.

ABSTRACT

Groundwater flow and storage in crystalline aquifers normally has a strong structural and geological control. Therefore, in this paper, we review the theoretical framework regarding this particular hydrogeological setting and the main hypothesis concerned with regional, semi-regional and local groundwater flow. We particularly analyze patterns of structural lineaments for the Ojo de Agua, a site that is critical for water supply in Guatemala City and it is also an exceptional water well field regarding groundwater yield. The main hypothesis emerging from this study is that fault intersection of different genetic type, extensional and strike-slip, may be a controlling factor in groundwater storage and flow in the Ojo de Agua. Finally, we formulate some strategic integrating guidelines as to groundwater exploration in crystalline terrains and decision making for locating the site where a water well may be drilled and built.

Key words: crystalline aquifer, Ojo de Agua, permeability, fault, lineament, fractures, water well.

Antecedentes

La exploración de aguas subterráneas constituye un reto monumental en un país como Guatemala, donde únicamente el 25% del territorio tiene mapa geológico a escala 1:50,000 y predominan debilidades institucionales significativas. La carencia de una institución pública que administre la información de los pozos de agua y la falta de acceso a esta información ocasiona un contexto difícil, aparte de la complejidad inherente a la diversidad geológica del terreno, para una exploración científica de las aguas subterráneas. La complejidad geológica del país influye en una fuerte variabilidad hidrogeológica donde se presentan contrastes significativos en escalas pequeñas de trabajo y también donde se reporta la perforación de pozos secos en terrenos compuestos por rocas cristalinas. Algunos de estos ejemplos de exploración de aguas subterráneas con pozos secos se han registrado en serpentinitas de Los Amates, Izabal; tobas soldadas en San Jacinto, Chiquimula, y esquistos al norte de Ciudad de Guatemala.

Introducción

En el campo de la exploración de aguas subterráneas se utiliza la expresión “acuífero cristalino”, también identificada como “acuífero de roca dura” y “acuífero de roca fracturada”, para referirse a rocas ígneas (por ejemplo, granitos, basaltos y dioritas) y metamórficas (tal como cuarcitas, esquistos y gneisses) en las que la porosidad y permeabilidad primarias son insignificantes, por lo que casi todo el flujo de agua subterránea ocurre a través de grietas y fracturas en las rocas (Banks y Robins, 2002; Cook, 2003). Debido a que las fracturas que se desarrollan en las rocas no tienen una distribución homogénea dentro del macizo rocoso, y a que la permeabilidad del sistema de fracturas es muy sensible a la apertura de la fractura y al grado de conectividad entre fracturas, es muy difícil predecir el rendimiento que pueda tener un pozo que se construya en rocas cristalinas.

Según Krásný (1997), los acuíferos cristalinos tienen tres características principales:

- Rocas sin porosidad intersticial (con la excepción de la parte superior de la secuencia vertical donde se forman la regolita o depósitos Cuaternarios típicos de la zona de intemperismo);
- Acuífero no estratificado;
- Secuencia vertical de tres zonas, caracterizadas por condiciones hidrogeológicas distintas, que de la superficie del terreno hacia abajo son: a) zona intemperizada (regolita o depósitos Cuaternarios); b) zona media o fracturada, que consiste de macizo rocoso con diaclasas; y c) zona masiva o inferior, que consiste de macizo rocoso con fallas profundas aisladas.

En este artículo se aborda principalmente el contexto hidrogeológico que se desarrolla en la zona media o fracturada del macizo rocoso cristalino.

Marco teórico de la exploración estructural en acuíferos cristalinos

En la vasta literatura existente se reportan distintos métodos de Geología Estructural integrados con Hidrogeología para la evaluación de acuíferos cristalinos (Cook, 2003; Bense *et al.*, 2013). La caracterización geológico-estructural es de suma importancia para el entendimiento conceptual de los procesos hidrogeológicos que operan en una región. A una escala local, la información detallada se obtiene a partir de afloramientos rocosos, perforaciones e incluso métodos geofísicos. A escala regional, la localización de zonas fracturadas puede inferirse a partir de fotografía aérea y sensores remotos. Aunque la presente investigación está orientada al análisis estructural a partir de fotos aéreas, por considerarlo sumamente útil para futuras caracterizaciones de campo en el país, en el artículo se incluye la Tabla 1 que resume un método para la caracterización de fracturas a nivel local con fines de establecer el potencial para almacenamiento y permeabilidad de aguas subterráneas.

Tabla 1. Características relevantes del fracturamiento para la exploración del aguas subterráneas a nivel de detalle en acuíferos cristalinos (ligeramente modificado de Cook, 2003)

Propiedad de fractura	Características de campo
Número de conjuntos	Las fracturas tienden a ocurrir en grupos de orientación preferencial. Deben tomarse los datos de rumbo y buzamiento para poder distinguir entre los distintos grupos de fracturas.
Orientación	Definir los datos de orientación de las fracturas en base a rosetas y proyecciones esféricas.
Espaciamiento	Las fracturas que pertenecen a algún grupo en particular son paralelas. El espaciamiento describe la distancia perpendicular media entre dos fracturas adyacentes del mismo grupo.
Longitud	La longitud es difícil de determinar, ya que cambia a lo largo del rumbo y el buzamiento. Puede medirse mediante la observación de la traza en algunos afloramientos.
Conectividad	La capacidad de las fracturas para conducir agua subterránea depende en gran medida del grado de interconexión. La conectividad tiende a aumentar con la longitud, densidad de fracturamiento e intersección de fracturas.
Apertura	Es la distancia perpendicular que separa las paredes adyacentes de una fractura abierta.
Rugosidad	Las paredes de una fractura no son superficies planas sino que presentan irregularidades. La medición del coeficiente de rugosidad se realiza con una escala de 0 a 20 definida por Barton y Choubey (1977).

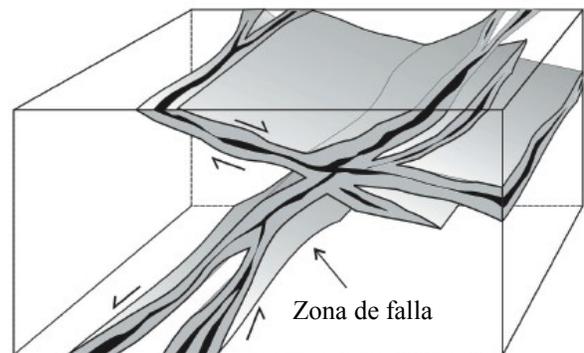
Permeabilidad de zonas de falla

Los roles específicos que pueden jugar las fallas en el flujo de agua subterránea en diferentes ambientes geológicos son complejos y diversos. Para tener un entendimiento básico de la estructura de permeabilidad de las zonas de falla es importante examinar los procesos de deformación en las rocas así como la estructura interna y arquitectura de una zona de falla, particularmente a profundidades someras (< 1 km). Los diferentes modelos conceptuales elaborados para el flujo de fluidos en zonas de falla (Caine *et al.*, 1996; Bense *et al.* 2013) sugieren que las fallas pueden actuar como barreras que impiden la migración de fluidos, como conductos que promueven el movimiento de fluidos o como complejos sistemas de conducto-barrera.

Las estructuras de permeabilidad en zonas de falla pueden clasificarse de diferente manera, principalmente en base al tipo de desplazamiento (normal, inverso, desplazamiento de rumbo). La experiencia muestra que la complejidad de una zona de falla es fuertemente dependiente de la litología afectada y la estructura pre-existente. La profundidad (presión y temperatura) y el

ambiente de esfuerzos así como la evolución de la zona de falla también son relevantes (Wibberley *et al.*, 2008).

Uno de los modelos pioneros para describir las variaciones de permeabilidad en zonas de falla (Caine *et al.*, 1996) considera que existen tres componentes indicativos principales: núcleo de falla, zona dañada y protolito, como se muestra en la Figura 1.



- Núcleo (milonita, cataclasita, arcilla tectónica, brecha)
- Zona dañada (fallas pequeñas, fracturas, vetas)
- Protolito (rocas cristalinas, estructuras regionales)

Figura 1. Modelo conceptual indicativo de zona de falla propuesto por Caine *et al.* (1996) y ligeramente modificado por Martí *et al.* (2006). El objetivo del diagrama es mostrar claramente que las fallas no son planos discretos sino zonas de roca deformada con geometría tridimensional y estructura interna compleja.

La *zona de núcleo* es el sector estructural, litológico, y morfológico donde ocurre la mayor parte del desplazamiento y normalmente se encuentra en el centro de la falla. La variación en el espesor del núcleo, tanto a lo largo del rumbo como del buzamiento, juega un papel importante en el control del flujo de agua subterránea dentro del núcleo. La reducción del tamaño del grano y/o la precipitación mineral normalmente ocasionan que la porosidad y permeabilidad del núcleo sean menores que la del protolito adyacente.

La *zona dañada* es la red de estructuras subsidiarias periféricas que rodean el núcleo y que pueden estimular la permeabilidad de la zona de falla en relación al núcleo y al protolito. Las fracturas periféricas pueden ser microfracturas Riedel extensionales, sintéticas y antitéticas, anastomosadas y coalescentes. Las zonas dañadas que son bastante anchas pueden indicar episodios múltiples de desplazamiento y la sobreposición de eventos sucesivos de deformación en las rocas.

El *protolito* es la roca encajonante que no tiene estructuras de permeabilidad relacionadas con fallas.

La importancia de cada componente de falla o de todos, si en la zona de falla se desarrollan los tres componentes, depende de varios factores tal como litología del protolito así como el grado y tipo de deformación. Estos factores permitirán establecer si una falla determinada puede actuar como una barrera al flujo, como un conducto de aguas subterráneas o como ambas. Algunas fallas pueden consistir de zonas anchas con arcillas tectónicas de baja permeabilidad que alojan lentes grandes de roca fracturada de alta permeabilidad. Adoptando un enfoque pragmático para la exploración de aguas subterráneas en rocas cristalinas, se recomienda que para cada caso particular se implemente el mapeo geológico-estructural detallado de la falla en cuestión y de las litologías afectadas.

Trazado de lineamientos estructurales

El término “lineamiento” fue utilizado inicialmente por Hobbs (1904) para describir rasgos lineares

característicos del paisaje. Existen diferentes definiciones en la literatura sobre el término “lineamiento” al cual se le han asignado distintos atributos tal como “lineamiento geológico”, “lineamiento tectónico”, “foto-lineamiento” y “lineamiento geofísico”. Los distintos usos del término normalmente están en función del origen supuesto del elemento lineal o a veces de la fuente de datos a partir de la cual se deriva el lineamiento.

El trabajo pionero de lineamientos y exploración de aguas subterráneas de Lattman y Parizek (1964) consideró el trazo de características lineares (trazas de fracturas) sobre pares estereoscópicos de fotos aéreas en terrenos carbonatados del oriente de Estados Unidos, mostrando la correlación entre el rendimiento de pozos de agua y la distancia a las características lineares identificadas. Para efectos de mostrar el uso de lineamientos estructurales a partir de fotos aéreas, en este artículo se sigue la definición de Waters (1990), según la cual, los lineamientos (o trazas de fractura) son características lineares naturales que pueden trazarse a partir de fotografías aéreas o imágenes de sensores remotos.

Estudio de caso: Lineamientos estructurales y el Ojo de Agua en Ciudad de Guatemala

Como puede notarse con la introducción y el marco teórico presentado, la exploración de aguas subterráneas en terrenos cristalinos demanda una serie de actividades científicas a nivel regional y semi-regional, como sensores remotos y fotos aéreas, y de trabajo de campo a nivel local, normalmente un mapeo geológico-estructural del área de influencia del proyecto.

Para la presente investigación se ha decidido aplicar un análisis de lineamientos estructurales para el área ubicada al sur de Ciudad de Guatemala que se conoce hidrogeológicamente como el Ojo de Agua (Figura 2). De acuerdo a Herrera y Orozco (2010), en base a archivos de la Empresa Municipal de Agua (EMPAGUA), se reporta que del Ojo de Agua se extrae cerca del 20% del agua que se consume en Ciudad de Guatemala. El rendimiento indicado

por Herrera y Orozco (2010) para algunos pozos del Ojo de Agua varía de 232 l/s (3,677 gpm) a 134 l/s (2,124 gpm), lo cual dota a la zona de características hidrogeológicas excepcionales que permiten generar estos caudales. Se reporta la existencia de dos acuíferos: uno superior compuesto de piroclásticos y sedimentos fluviales, y otro inferior compuesto de rocas volcánicas fracturadas, principalmente andesitas Terciarias.

Mediante el uso de un modelo de elevación digital con resolución vertical de 20 metros complementado con fotografías aéreas pancromáticas a escala 1:60,000, se ha

digitalizado el mapa de lineamientos estructurales (Figura 2), y utilizando técnicas estadísticas sencillas se ha determinado los patrones principales de lineamientos considerando sus direcciones manifestadas en las rosetas. Además, se ha considerado dentro de este análisis el sistema de fracturamiento que se desarrolló y cartografió durante el evento sísmico de 1976 para la zona de la ciudad de Guatemala (Bohnenberger *et al.*, 1976).

Se identifican tres patrones principales de lineamientos estructurales para la zona del graben de ciudad de Guatemala: N-S, N15-25E y algunos lineamientos de

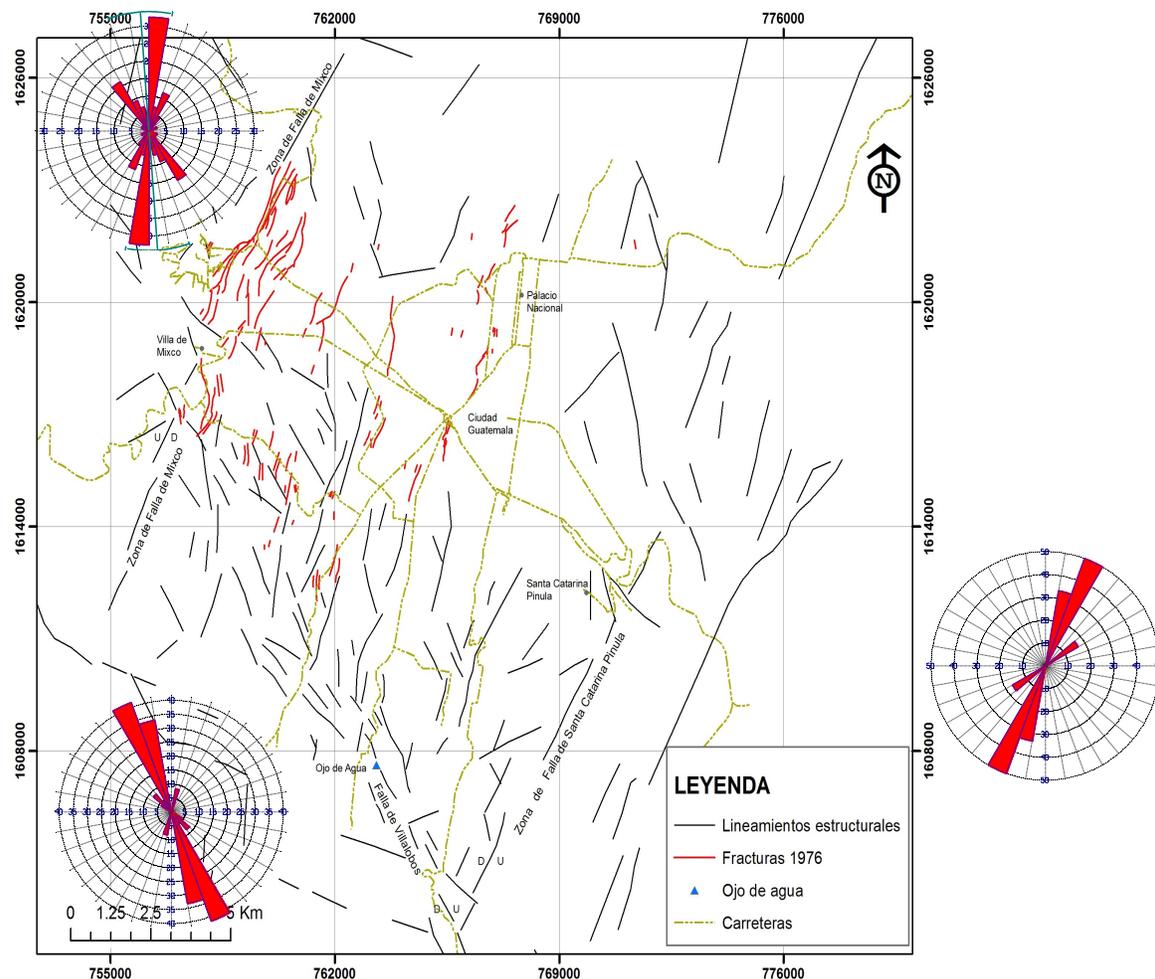


Figura 2. Mapa de lineamientos estructurales y rosetas para el sur de Ciudad de Guatemala. Las fracturas del terremoto de 1976 se han digitalizado del mapa a escala 1:25,000 publicado por el Instituto Geográfico Nacional.

rumbo N35W. Puede notarse claramente en la Figura 2 el límite occidental del graben mediante la Zona de Falla de Mixco, y el límite oriental del graben que se expresa con la Zona de Falla de Santa Catarina Pinula. La extensión sur del graben es interceptada por un patrón de lineamientos muy marcado con dirección N15-25W, denominado aquí como Falla de Villalobos, la cual parece ser una extensión del sistema de la Zona de Falla de Jalpatagua. Dichos sistemas de lineamientos estructurales (Mixco, San Catarina Pinula y Villalobos) configuran un arreglo geométrico romboédrico que tiene cierta consistencia con la estructura tipo “pull apart basin” sugerida por Pérez (2009) y que, según los resultados de nuestra investigación, parece influenciar la localización del Ojo de Agua. En este contexto estructural, es posible especular que exista un flujo dominante de agua subterránea, al menos en ciertos tramos, a lo largo del sistema central de lineamientos extensionales que es sub-paralelo a los sistemas de Mixco y de Santa Catarina Pinula. Es posible que los lineamientos de Villalobos puedan corresponder a fallas de desplazamiento de rumbo que actúen como una zona de muy baja permeabilidad.

Basados en las mediciones de algunas estructuras frágiles en el campo, principalmente fallas, se puede proponer el siguiente campo de esfuerzos. La orientación de los esfuerzos principales aproximada es de $\sigma_1=40/N026$, $\sigma_2=30/N145$, $\sigma_3=36/NN260$, para un esfuerzo máximo horizontal (SHmax) de N007 y Shmin al N097 (Figura 3). Por lo tanto, la extensión es E-W, principalmente con el vector hacia el E.

En definitiva, únicamente el trazado de lineamientos estructurales no es el único elemento a tomar en cuenta para conducir un programa exitoso de desarrollo de aguas subterráneas (Sander, 2007). Otros factores de igual importancia para discriminar entre un sitio “bueno” y uno “malo” incluyen un buen conocimiento de la geología local y un adecuado entendimiento de los procesos tectónicos, litologías locales, procesos de recarga hídrica y calidad del agua subterránea.

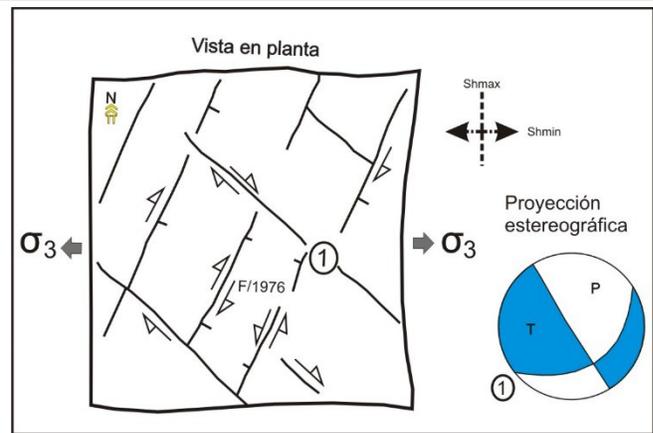


Figura 3. Diagrama simplificado del sistema de fracturas mostrando su cinemática según datos de fracturas del terremoto de 1976 y análisis cinemático de fallas medidas en campo, representado mediante proyección estereográfica utilizando el Método de Angelier (1994). Además se muestra la dirección E-W de máxima elongación (σ_3).

Discusión y Conclusiones

¿Y dónde ubicar el sitio para perforar y construir el pozo de agua de modo que no salga seco?

¿Bingo, Póker o Ajedrez?

Banks y Robins, 2002.

Es muy fácil considerar que la perforación de pozos en terrenos cristalinos sea un juego donde el premio sea un pozo barato de alta calidad para abastecimiento de agua. Puede considerarse que el proceso para seleccionar el sitio donde se construirá el pozo consista en un juego como el ajedrez, donde las habilidades y el conocimiento geológicos permitan localizar adecuadamente el sitio y la estrategia de perforación, o bien, podría asumirse que es un juego como el bingo, donde el resultado está determinado únicamente por una selección aleatoria de números impredecibles. La mayoría de hidrogeólogos considera que el proceso puede asimilarse a un juego de póker determinado principalmente por una selección ciega de cartas aleatorias, pero donde una estrategia de juego sensible puede incrementar las posibilidades de éxito.

Aparte de las características geológicas inherentes a los terrenos cristalinos que puedan sugerir cuál es el mejor sitio para construir el pozo de agua, existirán otros factores

que incidirán en la selección final del sitio, tal como factores logísticos (cercanía del sitio al punto de uso, proximidad del pozo a la red de distribución de agua, disponibilidad de fuente de energía para la bomba y facilidad de acceso para la perforadora) y factores de vulnerabilidad (cercanía a tanques sépticos, uso intensivo de agroquímicos, ríos contaminados y zonas costeras).

La escala del proyecto también es importante, por lo que la topografía y el clima también pueden influir en el rendimiento final que tenga el pozo. La capa de regolita, particularmente en zonas tropicales, puede ser una fuente importante de agua subterránea y constituir un blanco de exploración atractivo, particularmente para la construcción de pozos artesanales en comunidades rurales.

Tal y como se indicó para el caso del Ojo de Agua, la capacidad que pueda tener una falla para comportarse como un sello al flujo o como un conducto de agua puede estar fuertemente controlada por el estado de los esfuerzos *in situ*. El supuesto básico utilizado en este caso, en términos de Hidrogeología y Geología Estructural, es que un esfuerzo compresivo cuya dirección sea perpendicular al rumbo del lineamiento trazado tendrá un efecto negativo en sus propiedades hidrológicas, mientras que un esfuerzo compresivo paralelo a la zona inferida de fractura podría sugerir un efecto positivo. El flujo de agua tiende a desarrollarse a lo largo de fracturas extensionales que están conectadas con una falla vecina, como puede ser el caso de las fallas asociadas a la zona de falla de Mixco y la zona de falla de Santa Catarina Pinula. De hecho existe un acople de las tendencias de lineamientos cartografiados con patrones de fracturamiento medidos en algunos depósitos piroclásticos que rellenan el graben de Ciudad de Guatemala. Dichos patrones poseen una orientación de N15E/75E, frecuentemente de buzamientos mayores a 60°.

Sin embargo, es importante señalar que sin el apoyo de mapeo geológico de la zona de influencia del Ojo de Agua es imposible determinar con precisión la naturaleza hidrogeológica y de geología estructural de los lineamientos. Establecer el significado geológico de un

lineamiento estructural y su función hidrológica requiere la integración de datos de campo a nivel local. En el caso del Ojo de Agua sería apropiado contar con la columna estratigráfica de los pozos, así como con los resultados de las pruebas de bombeo y de recuperación que debieron de haberse realizado.

La síntesis de información mediante la utilización de un SIG puede en algunos casos ser muy útil para el análisis de los factores que pueden contribuir al éxito en el desarrollo del programa de aguas subterráneas. Sin embargo, la falta de bases de datos apropiados puede limitar el uso del SIG debido a la alta incertidumbre espacial existente en gran parte del país, donde frecuentemente ni siquiera se cuenta con mapas geológicos a escala 1:50,000 y la información geológica en escala menor es muy difícil de obtener.

Es importante tener presente que los lineamientos estructurales constituyen una representación bidimensional de un fenómeno tridimensional y que su trazo sobre fotos aéreas o imágenes de satélite aporta poca información sobre el tipo de rasgo estructural y su proyección vertical a profundidad. Por lo tanto, los lineamientos siempre deben integrarse con otros datos que permitan una correcta interpretación geológica y un entendimiento de su función hidrológica.

En varios casos, las condiciones socioeconómicas y políticas pueden llegar a tener un mayor peso que los factores geológicos en cuanto a la selección final del sitio donde se construirá el pozo de agua.

Agradecimientos

Se agradece el laboratorio de computación de la Carrera de Geología del CUNOR-USAC por lo que también se agradece a estas entidades el apoyo directo e indirecto proporcionado a esta investigación.

Referencias bibliográficas

- Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction (Chapter 4), in *Continental Deformation*, P. L. Hancock, ed., Pergamon Press, Oxford, p. 53-100.
- Banks, D., and Robins, N., 2002, An introduction to groundwater in crystalline bedrock: Geological Survey of Norway. 64 p.
- Barton, N., and Choubey, V., 1977, The shear strength of rock joints in theory and practice: *Rock Mechanics* v. 10, p. 1-54.
- Bense, V.F., Gleeson, T., Loveless, S.E., Bour, O., and Scibek, J., 2013, Fault zone hydrogeology: *Earth-Science Reviews*, v.127, p. 171-192.
- Bohnenberger, O., y otros, 1976, Mapa de fracturas, sismos de febrero 1976 Valle de Guatemala Escala 1:25,000. Instituto Geográfico Nacional (IGN) abril 1976.
- Caine, J.S., Evans, J.P., and Forster, C.B., 1996, Fault zone architecture and permeability structure: *Geology*, v. 24, p. 1025-1028.
- Cook, P.G., 2003, A guide to regional groundwater flow in fractured rock aquifers: CSIRO Land and Water, Australia. 115 p.
- Herrera, I. R., y Orozco, E.O., 2010, Hidrogeología de ojo de agua, cuenca sur de la ciudad de Guatemala: *Revista Geológica de América Central*, v.42, p. 85-98.
- Hobbs, W.H., 1904, The mapping of crystalline schists: *Journal of Geology*, v.10, p. 858-90.
- Krásný, J., 1997, Transmissivity and permeability distribution in hard rock environment, in Pointet, T (Ed): *Hard Rock Hydrosystems*. International Association of Hydrological Sciences No. 241, p. 81-90.
- Lattman, L.H., and Parizek, R.R., 1964, Relationship between fracture traces and the occurrence of the ground water in carbonate rocks: *Journal of Hydrology*, v. 2, p. 73-91.
- Martí, D., Viruete, J.E., Carbonell, R., Flecha, I., & Pérez-Estaún, A., 2006, Fault architecture and related distribution of physical properties in granitic massifs: geological and geophysical methodologies: *Journal of Iberian Geology*, v. 31, p. 95-112.
- Pérez, C.L., 2009, Estructura geológica del valle de la ciudad de Guatemala interpretada mediante un modelo de Cuenca por distension: *Revista Geológica de América Central*, v. 41, p. 71-78.
- Sander, P., 2007, Lineaments in groundwater exploration: a review of applications and limitations: *Hydrogeology Journal*, v. 15, p. 71-74.
- Waters, P., 1990, Methodology of lineament analysis for hydrogeological investigations, in Barret, E., Power, C.H., and Micallef, A (Eds): *Satellite remote sensing for hydrology and water management*. p. 197-214.
- Wibberley, C.A.J., Yielding, G., and Di Toro, G., 2008, Recent advances in understanding of fault zone internal structure: a review, in Wibberley, C.A.J., Kurz, W., Imber, J., Holdsworth, R.E., and Collettini, C (Eds): *The Internal Structure of Fault Zones: Implications for Mechanical and Fluid-Flow Properties*. The Geological Society of London. p. 5-33.

EVALUACIÓN DE ARIDEZ Y SEQUÍA EN EL CORREDOR SECO DE GUATEMALA **ARIDITY AND DROUGHT ASSESSMENT IN THE DRY CORRIDOR OF GUATEMALA**

Rudy Machorro Sagastume

Sociedad Geológica de Guatemala

Dirección postal: 2.^a calle 23-80 Zona 15. Vista Hermosa II. Edificio Avante. Nivel 6. Oficina 601. Guatemala.
rudy.machorro@yahoo.com

Silvia Cortez Bendfeldt

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología.
Finca Sachamach, Km 210, ruta Las Verapaces. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala.
cortezsilvia@gmail.com

RESUMEN

El Corredor Seco de Guatemala es una región hidroclimática que se ha caracterizado por presentar sequías recurrentes que han ocasionado impactos negativos significativos en la mayoría de sectores socio-económicos con bajo nivel de resiliencia y capacidad de adaptación. El conocimiento de la aridez y sequía que se manifiesta en el Corredor Seco se considera de suma importancia para la planificación y gestión de los recursos hídricos. Se evaluaron las bases de datos de estaciones meteorológicas que administra el INSIVUMEH en departamentos estratégicos del Corredor Seco, como Baja Verapaz, El Progreso, Jalapa, Zacapa y Chiquimula, con fines de evaluar los niveles de aridez y sequía registrados.

Los histogramas múltiples y diagramas de caja múltiples construidos revelan una amplia variación espacial y temporal en los déficits de humedad. El Índice de Aridez de De Martonne (1926) indica que las condiciones de aridez varían de “semi-seco” a “mediterráneo”. Los niveles de sequía identificados con el método de deciles y el método del Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI por sus siglas en inglés) sugieren que el periodo crítico de sequías puede iniciar en diciembre y continuar hasta abril del año hidrológico. Sin embargo, las sequías se presentan con mayor intensidad en la parte central y de menor elevación del Corredor Seco que incluye los departamentos de El Progreso (estación Morazán) y Zacapa (estación La Fragua). Las sequías en Baja Verapaz (estación San Jerónimo) pueden alcanzar similar intensidad, pero han sido históricamente de menor duración, entre 1 y 2 meses (enero a febrero). Las sequías en los lugares de mayor elevación (Camotán y el norte de Jalapa) han sido mucho menos intensas y de menor duración.

Se propone que la zonificación espacial y temporal de sequías en Guatemala adopte técnicas más modernas, para lo cual es necesario el fortalecimiento del monitoreo hidrometeorológico en zonas con mayor estrés hídrico y/o menor seguridad hídrica. Del mismo modo es necesaria la formulación e implementación de planes de manejo del agua en las regiones del Corredor Seco que históricamente han registrado vulnerabilidades severas por sequías.

Palabras clave: Corredor Seco, decil, aridez, sequía, RDI, INSIVUMEH.

ABSTRACT

The Dry Corridor of Guatemala is a hydroclimatic region characterized by recurrent droughts with strong socio-economical impacts in communities with very low resilience and adaptation capacity. Knowledge of aridity and drought is very important for planning and management of water resources. Hydrometeorological database available from INSIVUMEH for the Dry Corridor has been evaluated in strategic areas, such as Baja Verapaz, El Progreso, Jalapa, Zacapa and Chiquimula, with the propose of evaluating aridity and drought levels.

Multiple histograms and box diagrams reveal a wide spatial and temporal variation in moisture deficits. De Martonne (1926) Aridity Index shows that conditions range from semi-dry to mediterranean. Drought levels identified with deciles method and the Reconnaissance Drought Index (RDI) suggest that the critical period may start in December and extend through April for the hydrological year. However, droughts are more intense in the central part and lowest elevation of the Dry Corridor that includes El Progreso and Zacapa. Droughts in Baja Verapaz may reach similar intensity, but are historically of lesser duration. Droughts in places with higher elevation such as Camotán and Jalapa are of less intensity and shorter duration.

Spatial and temporal drought zoning should adopt better and more recent techniques, so it is required a strengthening of the hydrometeorological monitoring in areas undergoing water stress and/or lower water security. Water management plans should be formulated and implemented for regions in the Dry Corridor that historically have recorded severe vulnerabilities for droughts.

Key words: Dry Corridor, decile, aridity, drought, RDI, INSIVUMEH.

Antecedentes

Los esfuerzos formales a nivel nacional relacionados con la gestión de sequías pueden considerarse que surgen a partir del mandato legal Decreto 13-98 del Congreso de la República que ratifica la adhesión del país a la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación y la Sequía. La evaluación formal de sequías en el país puede trazarse hacia el año 2002, cuando se publica oficialmente el mapa de amenaza por sequía para la República de Guatemala (PEDN/MAGA/INSIVUMEH/PMA/CONRED, 2002). El mapa de amenaza por sequía a nivel nacional fue generado combinando la aridez de las regiones climáticas con la probabilidad de ocurrencia de sequías, habiendo concluido que más del 10% del territorio nacional posee un alto grado de amenaza a sequías. El Ministerio de Ambiente y Recursos Naturales (MARN), mediante Acuerdo Ministerial 362-2007, creó la Unidad de Lucha Contra la Desertificación y la Sequía (UNIDeseq) con el fin de aportar asistencia técnica para la implementación de la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación y la Sequía. Esfuerzos institucionales más recientes están constituidos por el Decreto Número 7-2013 mediante el cual se publica la Ley Marco para regular la reducción de la vulnerabilidad, la adaptación obligatoria ante los efectos del cambio climático y la mitigación de gases de efecto invernadero, y cuyo objetivo, según el Artículo 1, es establecer las regulaciones necesarias para prevenir, planificar y responder de manera urgente, adecuada, coordinada y sostenida a los impactos del cambio climático en el país.

La evaluación de daños por sequías recientes ha estado enfocada a las sequías registradas durante los años 2001 y 2009. Para la sequía del 2001, la CEPAL (2002) indica que los daños en Guatemala en el sector agrícola ascendieron a US\$12.3 millones y en electricidad a US\$6.9 millones. La sequía del año 2009 fue considerada por el Instituto de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología –INSIVUMEH– como la más prolongada de las últimas tres décadas, habiendo generado pérdidas en el

sector agrícola de por lo menos Q191.8 millones (SEGEPLAN, 2009). La magnitud de los daños registrados ha llevado a realizar estudios recientes sobre bienestar humano y ambiente en el Corredor Seco Oriental de Guatemala (PNUD, 2013) aportando respuestas de política para el mejoramiento del bienestar humano y los ecosistemas de la zona.

De manera formal no se cuenta con una definición precisa del Corredor Seco, aunque se ha considerado que éste constituye una provincia hidroclimática en el centro del país donde se manifiestan sequías y que abarca un área de 10,200 km² en los departamentos de Quiché, Baja Verapaz, Guatemala, El Progreso, Zacapa, Jalapa, Chiquimula y Jutiapa (MAGA, 2010). La población residente en el Corredor Seco puede abarcar hasta 2,929,023 habitantes (INE, 2002). Recientemente se ha considerado (Duro, 2013) que la región conocida como “Corredor Seco” debe llamarse realmente “Corredor Semiárido”, ya que la precipitación mínima anual registrada en varias regiones del país no es inferior a 450 mm. La Figura 1 muestra la distribución espacial del Corredor Seco Oriental así como la localización de las estaciones meteorológicas del INSIVUMEH que se han utilizado en el presente estudio.

Introducción

Para proceder a evaluar los niveles de aridez y sequía en el Corredor Seco primero se discuten los distintos enfoques conceptuales que se han propuesto para ambos elementos.

El término “aridez” se utiliza frecuentemente para denotar tierras desérticas o secas, con escasa vegetación y lluvia, las cuales se han adaptado a la escasez de agua (Maliva y Missimer, 2012). Se han propuesto numerosas clasificaciones climáticas y biológicas para las tierras áridas, aunque a la fecha no ha existido consenso científico universal para definir y delimitar con precisión los distintos grados de aridez de un territorio. Desde hace varios años (Thornthwaite, 1948) se ha reconocido que un clima es húmedo o seco en función de la cantidad de lluvia y de si la

lluvia es mayor o menor que la cantidad de agua que se pierde mediante evapotranspiración.

En otras palabras, la aridez depende tanto de la lluvia como de la tasa de evapotranspiración potencial ET_p . Aunque no exista un acuerdo entre los diferentes hidrólogos acerca de las distintas clasificaciones de regiones áridas y semi-áridas, en este artículo se sigue el criterio de Soliman (2010) que identifica las siguientes categorías en base a la lluvia anual:

1. Las áreas donde la lluvia total anual es menor de 70 mm/año y la evaporación excede la lluvia anual se clasifican como *áreas desérticas extremas*.
2. Las áreas con lluvia total anual entre 70 y 200 mm/año con vegetación dispersa se clasifican como *regiones áridas*.
3. Las áreas donde la lluvia total anual varía entre 200 y 450 mm/año se clasifican como *regiones semi-áridas*.

Aridez y sequía no son sinónimos. Tanto una región húmeda como una árida pueden sufrir sequía, pero la región árida es la que experimenta impactos severos, en función de la capacidad de adaptación para enfrentar la escasez temporal de agua. La aridez es una característica permanente de una región tipificada por baja lluvia, mientras que la sequía es una característica temporal de cierta región (Maliva y Missimer, 2012). Aunque una sequía es un fenómeno meteorológico, desde una perspectiva de gestión del agua normalmente se define en términos de sus impactos sobre las actividades humanas. Sin embargo, las diferencias en variables hidrometeorológicas y factores socioeconómicos, así como la naturaleza estocástica de las demandas de agua en diferentes regiones, han constituido un obstáculo para contar con una definición precisa de sequía (Mishra y Singh, 2010).

Algunas de las definiciones de sequía que se utilizan con frecuencia en Guatemala son: (i) Organización

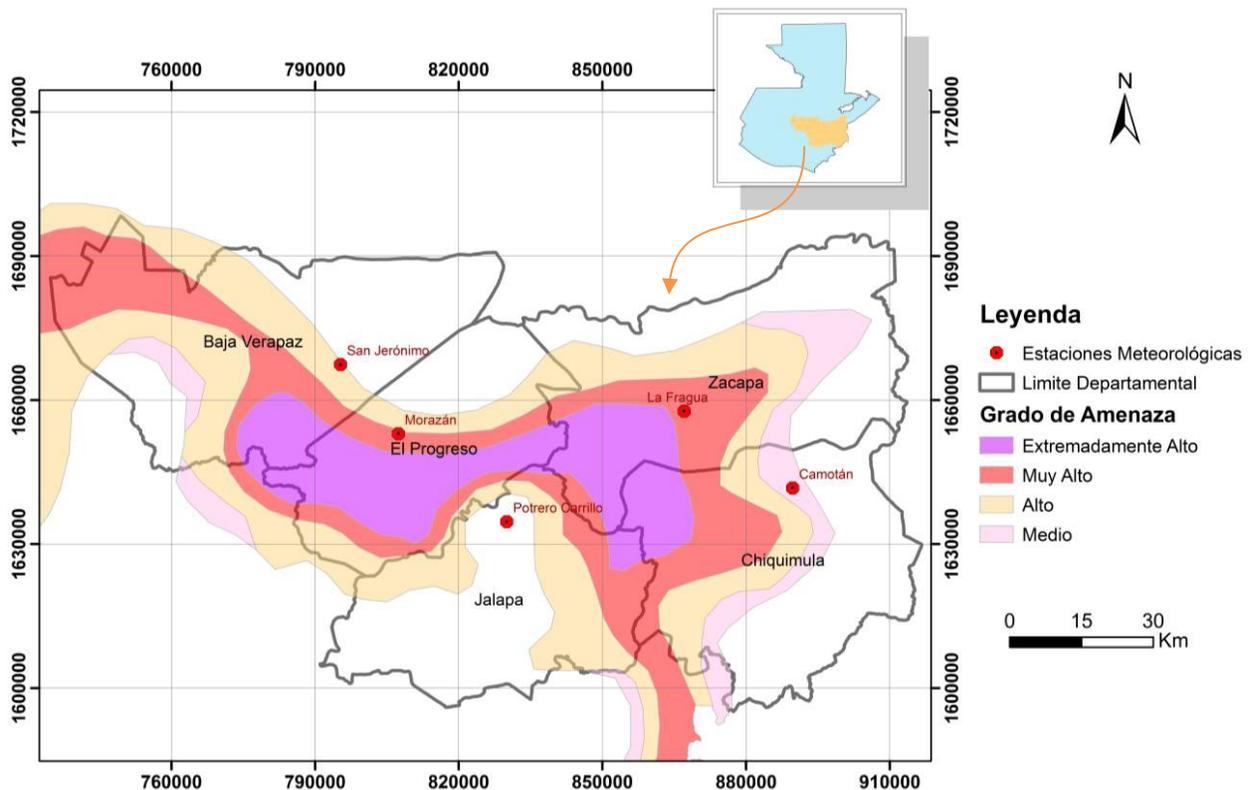


Figura 1. Mapa que muestra la delimitación espacial del Corredor Seco en base a la zonificación de amenaza por sequía desde la categoría media a extremadamente alta (ligeramente modificado de PEDN/MAGA/INSIVUMEH/PMA/CONRED, 2002). Se ilustra la localización de las estaciones meteorológicas del INSIVUMEH que se utilizan en el estudio: San Jerónimo, Morazán, Potrero Carrillo, La Fragua y Camotán.

Meteorológica Mundial (WMO, 1986): “sequía significa una deficiencia extendida y sostenida en precipitación”; (ii) la Convención de las Naciones Unidas para la lucha contra la Desertificación y la Sequía (UN Secretaría General, 1994): “sequía es un fenómeno natural que existe cuando la precipitación se encuentra significativamente por debajo de niveles normales de registro causando serios desbalances hidrológicos que afectan negativamente los sistemas terrestres de producción de recursos”; (iii) la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación –FAO– (Mujica y Jacobsen, 2014) define sequía como “falta de humedad que afecta el normal crecimiento y desarrollo de la planta”.

La definición de una sequía necesita tomar en cuenta los siguientes elementos (Dracup et al, 1980):

- Naturaleza del déficit hídrico en consideración (lluvia, humedad del suelo, caudal)
- Periodo de tiempo (días, meses, años)
- Selección del umbral para separar sequías en el tiempo
- Aspectos regionales

Pueden distinguirse cuatro categorías de sequías (Wilhite y Glantz, 1985; American Meteorological Society, 2004):

- Sequía meteorológica: falta de precipitación sobre una región durante un periodo determinado.
- Sequía agrícola: se refiere a un periodo con deficiencia de humedad del suelo y consecuente colapso del cultivo.
- Sequía hidrológica: deficiencia en abastecimiento de agua superficial y subsuperficial para distintos usos, con la geología como factor clave adicional.
- Sequía socioeconómica: ocurre cuando la demanda de un bien económico (agua) excede el abastecimiento, como resultado de un déficit de precipitación que influye en el abastecimiento.

Para propósito de la presente investigación únicamente se exploran las sequías meteorológicas que se presentan en el Corredor Seco.

Metodologías

Evaluación de Aridez

Existen numerosos índices que se han propuesto para cuantificar el grado de aridez en una localización determinada y de este modo definir zonas climáticas. Un referente ha sido el mapa latinoamericano sobre la localización general de las regiones áridas (UNESCO, 2010). Los índices de aridez se calibran en base a patrones de aridez conocidos. Por ejemplo, se ha reconocido ampliamente que el Desierto de Atacama en el norte de Chile es el desierto más seco del mundo. Por lo tanto, los umbrales numéricos para las categorías hiperáridas y áridas en los índices de aridez normalmente se basan en los índices que se han establecido para el Desierto de Atacama y regiones similares. Los índices de aridez pueden ser de gran valor para llevar un registro de los efectos del cambio climático en los recursos hídricos, por lo que a continuación se presentan tres índices que se aplican al Corredor Seco de Guatemala.

El índice de aridez más simple se basa únicamente en la lluvia. El criterio de aridez usado por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2007) establece que una región árida es la que recibe menos de 250 milímetros por año (mm/año) de lluvia. Las regiones semi-áridas se definen por el rango de lluvia entre 250 y 500 mm/año.

El índice de aridez –IA– de UNESCO (2010) se basa en la relación de la lluvia anual (P_a) y la tasa de evapotranspiración de referencia anual (ET_o) como muestra la ecuación (1):

$$IA = \frac{P_a}{ET_o} \quad (1)$$

donde, ET_o se estima con la ecuación de Penman (1948) ligeramente modificada por Monteith (1965). El sistema de UNESCO (2010) es conceptual y operativamente simple, ya que se basa en sólo dos parámetros para definir la aridez. La clasificación de zonas climáticas basada en el índice IA define seis clases de aridez, tal como se muestra en el Cuadro 1.

Cuadro 1. Clasificación de aridez de UNESCO (2010)

Clasificación	Índice de Aridez
Hiperárido	IA < 0.05
Árido	0.05 < IA < 0.20
Semi-árido	0.20 < IA < 0.50
Subhúmedo seco	0.50 < IA < 0.65
Subhúmedo húmedo	0.65 < IA < 1.0
Húmedo	>1.0

La estimación de ET_0 con la ecuación de Penman-Monteith (1965) requiere datos de radiación solar y de viento, los cuales no están disponibles para las estaciones del Corredor Seco, por lo que en esta investigación se realiza el cálculo de ET_0 en base a la ecuación de Thornthwaite, la cual básicamente requiere datos de temperatura (Thornthwaite, 1948; Subramanya, 2013):

$$E_T = 1.6L_a \left(\frac{10\bar{T}}{I_t} \right)^a \quad (2)$$

donde,

ET = evapotranspiración mensual (cm),

L_a = factor de ajuste relacionado con la latitud del lugar,

T = temperatura media mensual del aire (°C)

I_t = total de los 12 valores mensuales del índice de

$$\text{calor} = \sum_1^{12} i, \text{ donde } i = \left(\frac{\bar{T}}{5} \right)^{1.514}$$

a = constante empírica = $6.75 \times 10^{-7} I_t^3 - 7.71 \times 10^{-5} I_t^2 + 1.792 \times 10^{-2} I_t + 0.49239$

Otro enfoque metodológico utilizado cuando se dificulta el cálculo de ET_0 es el índice de aridez $-I_{DM}-$ de De Martonne (1926), el cual como muestra la ecuación (3) se basa en lluvia y temperatura anual.

$$I_{DM} = \frac{P}{T+10} \quad (3)$$

donde, P (mm) es la precipitación media anual y T (°C) la temperatura media anual. El Cuadro 2 (Baltas, 2007) muestra que el índice de aridez de De Martonne disminuye (se acerca a cero) a medida que aumenta la aridez.

Cuadro 2. Clasificación climática en base al índice de De Martonne ligeramente modificado por Baltas (2007)

Clima	Valores de I_{DM}	Valores de P (mm)
Seco	$I_{DM} < 10$	$P < 200$
Semi-seco	$10 \leq I_{DM} \leq 20$	$200 \leq P < 400$
Mediterráneo	$20 \leq I_{DM} < 24$	$400 \leq P < 500$
Semi-húmedo	$24 \leq I_{DM} < 28$	$500 \leq P < 600$
Húmedo	$28 \leq I_{DM} < 35$	$600 \leq P < 700$
Muy húmedo	a. $35 \leq I_{DM} \leq 55$ b. $I_{DM} > 55$	$700 \leq P < 800$ $P > 800$

Es importante señalar que la división numérica entre las diferentes clases climáticas constituye límites arbitrarios en un continuo climático y que no necesariamente representan un cambio climático fundamental.

Evaluación de Sequía

Se ha desarrollado una amplia gama de índices de sequía (Heim, 2002; Nagarajan, 2009) para evaluar si una región experimenta o no una sequía y categorizar sus impactos. En esta investigación se utilizan dos índices de sequía que se adaptan a la naturaleza del banco de datos de lluvia disponible en internet por parte del INSIVUMEH.

El índice de sequía que por su simplicidad y flexibilidad temporal se aplica inicialmente al Corredor Seco es el de deciles, el cual permite su aplicación en recursos hídricos a cualquier escala de tiempo. El método de deciles fue desarrollado inicialmente por Gibbs y Maher (1967) y consiste en dividir la distribución de ocurrencias, en un registro a largo plazo de lluvia, en décimos de la distribución. De este modo, el primer decil es la cantidad de lluvia que no excede el 10% más bajo de las ocurrencias de lluvia. El segundo decil es la cantidad de lluvia que no es excedida por el 20% más bajo de las ocurrencias. La estimación de deciles continúa hasta que la cantidad de lluvia identificada por el décimo decil se convierte en la cantidad de lluvia más grande dentro del registro histórico de lluvia. Por definición, el quinto decil es la mediana y su cantidad de lluvia no excede el 50% de las ocurrencias sobre el periodo de registro. El método de deciles ha sido seleccionado por el Sistema de Observación de Sequías de

Australia (Cuadro 3) como la medición meteorológica oficial de sequía en este país.

Cuadro 3. Sistema de clasificación de sequías para el método de deciles utilizado en Australia (White y O'Meagher, 1995)

Decil	Rango percentil (%)	Clasificación del clima
	100	El más alto del registro
10	90 a <100	Muy por encima del promedio
8-9	>70 a <90	Por encima del promedio
4-7	>30 a <70	Promedio
2-3	>10 a <30	Debajo del promedio
1	>0 a <10	Muy por debajo del promedio
	0	El más bajo del registro

Los deciles de lluvia establecen un rango sobre el periodo de interés en términos de la cantidad relativa de lluvia que ha caído en ese periodo y comparado con la distribución total de la lluvia registrada sobre ese mismo periodo. El total de cantidad de lluvia, TP_n , para un periodo de acumulación de n meses se estima con la ecuación

$$TP_n = P_o + \sum_{i=1}^{n-1} P_{-i} \quad (4)$$

donde, P_o es la lluvia del mes actual y P_{-i} es la lluvia del i -ésimo mes previo. La clasificación de lluvia en relación al registro total se expresa como un percentil de la distribución total.

El Índice de Reconocimiento de Sequía (Tsakiris y Vangelis, 2005; Tsakiris et al, 2007), RDI por sus siglas en Inglés, es un índice de sequía más sensible que presenta ventajas significativas sobre otros índices, ya que aparte de la lluvia incluye un parámetro meteorológico adicional que es la evapotranspiración potencial. Para estimar el RDI se calcula un valor inicial para cierto periodo, denominado a_k , para cierto mes (k) del año, con la siguiente ecuación:

$$a_k = \frac{\sum_{j=1}^{j=k} P_j}{\sum_{j=1}^{j=k} PET_j} \quad (5)$$

en la cual P_j y PET_j son la precipitación y evapotranspiración potencial del j -th mes del año hidrológico. Para estimar la evapotranspiración potencial mensual se utiliza el método de Thornthwaite, el cual se basa en la temperatura mensual promedio de cada estación. El coeficiente k es igual a 1 para el primer mes del año hidrológico. El coeficiente a_k se puede estimar para cualquier periodo del año, desde 1 mes a todo el año, aunque en la práctica se usan periodos de 3, 6, 9 y 12 meses.

El RDI estandarizado (RDI_{st}) se calcula con la ecuación

$$RDI_{st}(k) = \frac{y_k - \bar{y}_k}{\sigma_k^{\wedge}} \quad (6)$$

en la cual y_k es el ln de a_k (partiendo del supuesto que los valores siguen una distribución lognormal), \bar{y}_k es la media aritmética y σ_k^{\wedge} es la desviación estándar. Las categorías de sequía basadas en el RDI_{st} se muestran en el Cuadro 4.

Cuadro 4. Clasificación de sequía según el RDI estandarizado (Tsakiris y Vangelis, 2005)

Valor de RDI _{st}	Clase de sequía
≥ 2.00	Extremadamente húmeda
$1.5 \leq RDI_{st} \leq 1.99$	Severamente húmeda
$1.00 \leq RDI_{st} \leq 1.49$	Moderadamente húmeda
$-0.99 \leq RDI_{st} \leq 0.99$	Cercana a normal
$-1.0 \leq RDI_{st} \leq -1.49$	Moderadamente seca
$-1.5 \leq RDI_{st} \leq -1.99$	Severamente seca
≤ -2.0	Extremadamente seca

Resultados

Características generales del Corredor Seco

Para caracterizar los niveles de aridez y sequía en el Corredor Seco se utilizaron datos crudos de lluvia y temperatura para las estaciones meteorológicas que se muestran en el Cuadro 5 y que son operadas por el INSIVUMEH. Los datos de las estaciones fueron analizados y procesados con la hoja electrónica MS Excel® y el software Statistica® versión 9.0.

Cuadro 5. Estaciones meteorológicas del INSIVUMEH

Estación	Departamento	Elevación (msnm)	Años de registro
San Jerónimo	Baja Verapaz	1,000	1990-2010
Morazán	El Progreso	370	1990-2009
Potrero Carrillo	Jalapa	1,760	1990-2010
La Fragua	Zacapa	212	1980-2009
Camotán	Chiquimula	450	1990-2010

notarse una fuerte variación espacial en la intensidad de lluvia anual a lo largo del Corredor Seco. Del mismo modo, es posible establecer un fuerte contraste en el régimen de lluvias dentro de un mismo sitio de monitoreo, con Morazán y particularmente La Fragua, siendo los lugares más secos de esta provincia hidroclimática.

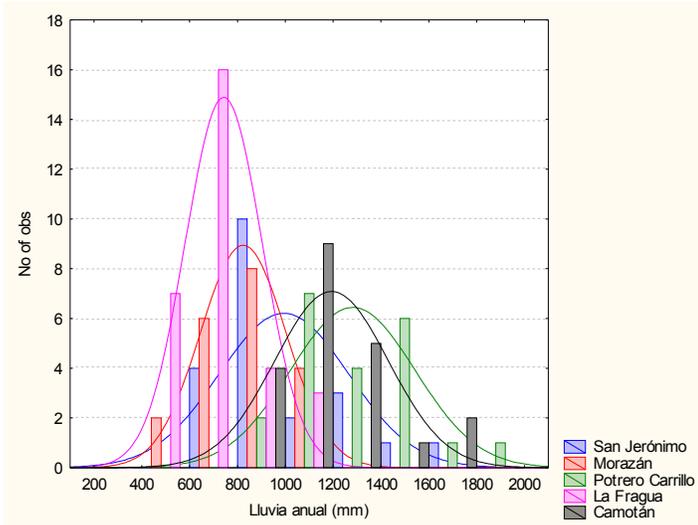


Figura 2. Diagrama de histogramas múltiples de lluvia anual para el Corredor Seco.

La escala de tiempo más común para evaluar aridez y sequías es el año y se utiliza para estudiar el comportamiento regional. La escala de tiempo mensual es más apropiada para monitorear los efectos de una sequía en proyectos agrícolas y de abastecimiento de agua. El análisis exploratorio de datos consiste en histogramas múltiples (Figura 2) y diagramas de caja múltiples (Figura 3) para los datos de lluvia anual con fines de evaluar el comportamiento de la lluvia para de las estaciones. Puede

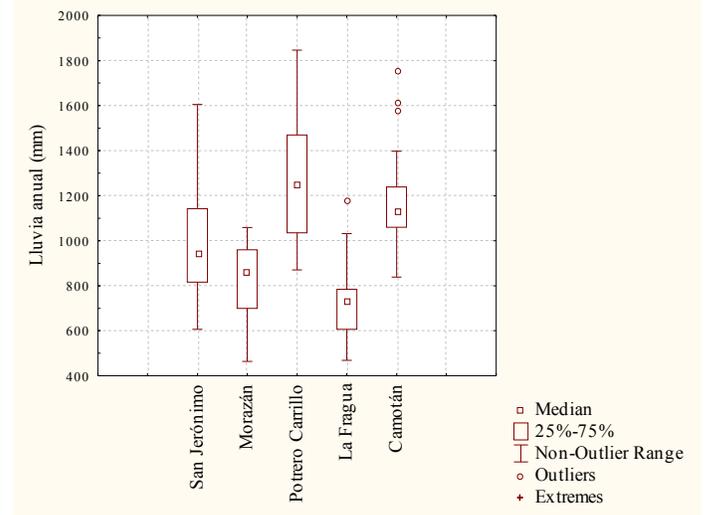


Figura 3. Diagrama de caja múltiple de lluvia anual para el Corredor Seco.

El Cuadro 6 ilustra el resumen estadístico descriptivo obtenido para el Corredor Seco con un mínimo anual para Morazán de 464 mm (año 2003) y un mínimo anual de 469 mm para La Fragua (año 1987). El sitio de Morazán es también el más atípico al presentar asimetría y kurtosis negativa. La Figura 4 muestra la variación anual promedio para cada sitio de monitoreo, donde puede notarse que Potrero Carrillo y Camotán han registrado algunos años bastante húmedos y por encima de las otras estaciones.

Cuadro 6. Resumen de estadística descriptiva para lluvia anual en el Corredor Seco

Estación	N	Media	Mediana	Moda	Mínimo	Máximo	Varianza	Desviación	Asimetría	Kurtosis
San Jerónimo	21	989.648	939.100	Múltiple	605.9000	1605.100	72938.07	270.0705	0.981171	0.638725
Morazán	20	820.460	855.550	Múltiple	464.0000	1058.700	31841.58	178.4421	-0.360913	-0.841839
P. Carrillo	21	1276.205	1246.800	Múltiple	869.8000	1846.100	67661.56	260.1184	0.477280	-0.388584
La Fragua	30	739.400	733.600	Múltiple	469.0000	1179.800	25857.62	160.8031	0.696777	0.871419
Camotán	21	1188.086	1131.200	Múltiple	837.9000	1752.900	55995.40	236.6335	0.951545	0.555743

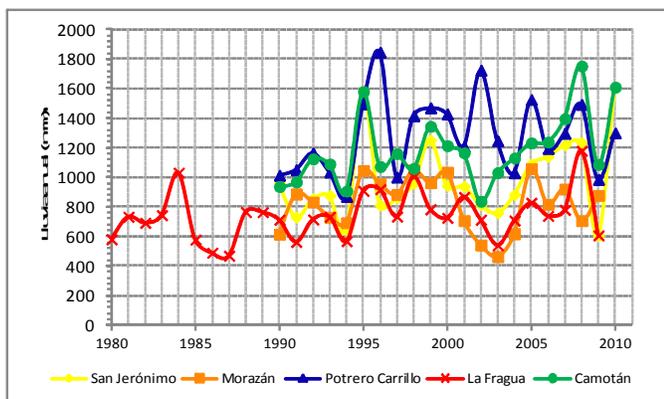


Figura 4. Variación de lluvia anual para estaciones del Corredor Seco.

La exploración de datos de lluvia a escala mensual se ha realizado para los años y estaciones que presentan el mínimo anual de lluvia, lo cual se muestra en la Figura 5. Puede notarse un fuerte efecto estacional para todos los sitios de monitoreo, con una estación seca notablemente desarrollada particularmente de enero a abril para todas las estaciones. Puede notarse que el año 1987 registra posiblemente la sequía más larga de los últimos 30 años en La Fragua. Del mismo modo, el año 2003 fue un periodo particularmente seco para Morazán. Según reportes de varios medios de comunicación, las sequías que han registrado más daños en el país recientemente corresponden al año 2001 en Camotán y el año 2009 en Jalapa. Sin embargo, la Figura 5 sugiere que éstas no han sido las sequías más intensas y que, aunque para sequías como la del año 2009 se reportaron los mayores daños en Jalapa, la mayor intensidad de sequía en este año fue registrada en San Jerónimo. Del mismo modo, tal y como se discute más

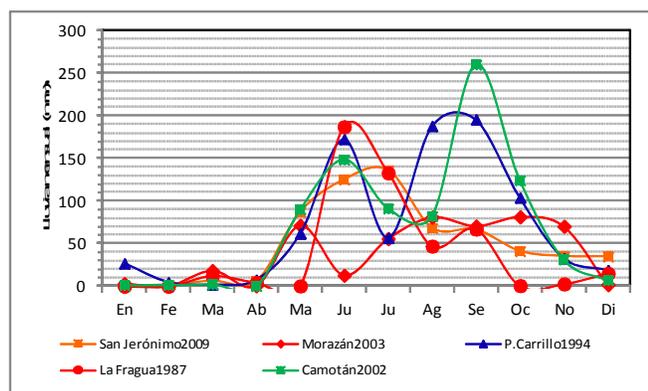


Figura 5. Promedio mensual de lluvia mínima anual en estaciones del Corredor Seco.

adelante, la mayor sequía registrada en Camotán corresponde al año 2002 y no al año 2001.

Evaluación de aridez

Los resultados obtenidos del índice de aridez –IA– de UNESCO (2010) para los años más secos de cada estación se indican en el Cuadro 7.

Cuadro 7. Estimación del IA para los años más secos.

Estación	Año	IA UNESCO (1979)
San Jerónimo	2009	0.976
Morazán	2003	0.996
P. Carrillo	1994	1.15
La Fragua	2003	1.13
Camotán	2002	1.62

Los índices obtenidos indican que toda la zona examinada tiene la categoría de subhúmeda húmeda a húmeda. Estos resultados no son representativos de las condiciones climáticas existentes en el Corredor Seco, lo cual puede deberse a que para la estimación de los mismos se utilizó la ecuación de Thornthwaite (1948) y no la de Penman-Montieth (1965).

Los resultados de aridez obtenidos con el índice de aridez de De Martonne (1926) para cada año de registro de las estaciones se muestran en la Figura 6 y son mucho más representativos de las condiciones climatológicas existentes en el Corredor Seco. Estos resultados también son consistentes con el criterio del IPCC (2007) y de Soliman (2010) que considera que las áreas donde la lluvia total anual varía entre 200 y 450 mm/año se clasifican como

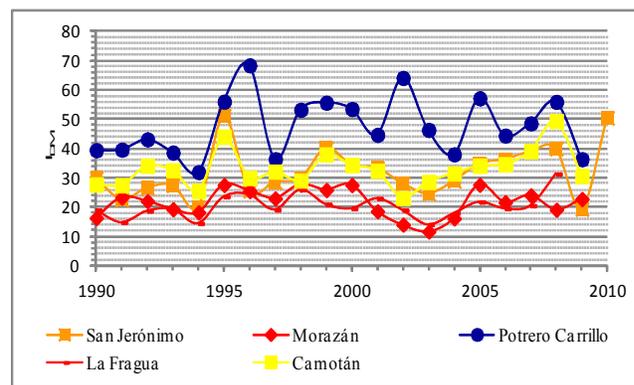


Figura 6. Variación espacial y temporal del Índice de De Martonne (1926) para el Corredor Seco.

regiones semi-áridas. El índice de De Martonne (1926) sugiere que los sitios de La Fragua y Morazán pueden considerarse como los más secos dentro del Corredor Seco.

Evaluación de sequía

Para la evaluación de sequía es importante contar con un registro histórico mínimo de 30 años de lluvia, lo cual únicamente existe para la estación La Fragua. Los resultados de la estimación de deciles para La Fragua se muestran en el Cuadro 8 y la Figura 7.

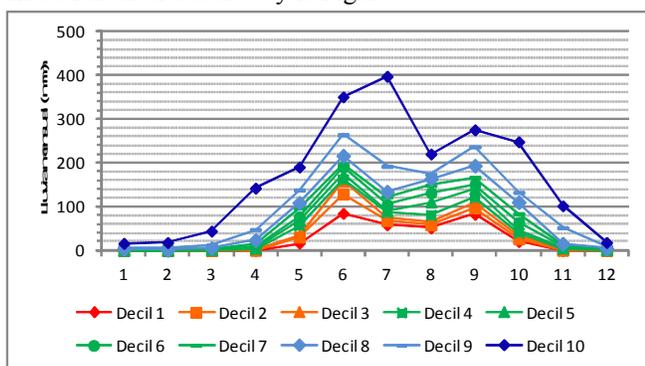


Figura 7. Diagrama que muestra la estimación mensual de deciles de lluvia para La Fragua (1980-2010).

Cuadro 8. Resumen de estimación mensual de deciles de lluvia para estación La Fragua (1980-2010)

	En	Fe	Ma	Ab	Ma	Ju	Ju	Ag	Se	Oc	No	Di	Anual
Mínimo	0	0	0	0	0.3	44	27.1	24.3	67	0.5	0	0	469
Decil 1	0	0	0	0	16.68	85.05	59	51.68	82.69	20.81	0.09	0	560.53
Decil 2	0	0	0	0.46	30.52	129	68.28	58.68	97.14	26.44	0.58	0.28	579.98
Decil 3	0.17	0	0.24	2.39	35.01	158.18	75.35	66.75	110.33	34.07	2.51	0.47	702.98
Decil 4	0.26	0	0.56	3.12	57.3	162.3	87.58	80.96	121.58	40.5	3.76	0.62	714.36
Decil 5	0.5	0.4	1.5	5.05	68.45	173.8	90.55	110.8	140.45	47.85	5.8	1.5	733.6
Decil 6	0.9	0.58	2.82	8.6	76.88	191.16	105	131.86	151.18	64.3	8.72	3.36	740.94
Decil 7	1.33	1.2	3.86	16.23	96.99	195.57	123.1	149.04	167	83.99	12.38	4.1	769.15
Decil 8	3.5	1.68	5.28	23.78	108.96	216.62	134.2	163.68	193.8	110.3	15.4	4.62	835.9
Decil 9	6.59	5.71	12.31	47.68	138.06	264.4	192.34	173.81	237.11	132.88	52.21	8.59	928.06
Decil 10	16.2	18.1	44.3	142.5	190.9	350.9	398.1	220.5	275.6	248.6	102	18.4	1179.8
Máximo	16.2	18.1	44.3	142.5	190.9	350.9	398.1	220.5	275.6	248.6	102	18.4	1179.8

Los deciles obtenidos para cada mes pueden considerarse como valores de umbrales para los distintos niveles de sequía, particularmente la variación entre el decil 1 y los deciles 2-3 que indican valores muy por debajo del promedio o por debajo del promedio, respectivamente. El mes más seco del año es definitivamente febrero. El decil 1 y los deciles 2-3 obtenidos a escala anual también son altamente indicativos de las condiciones de sequía que pueden esperarse. Se considera que una región está en

sequía cuando cae en el decil más bajo y que la sequía ha terminado cuando la precipitación está por encima del cuarto-séptimo decil.

Los resultados de los distintos niveles de sequía en base al Índice de Reconocimiento de Sequía (RDI) se muestran a escala mensual (Cuadro 9) para la estación del San Jerónimo durante el año 2009, que ha sido el año más seco en este lugar durante 20 años. El RDI se estimó también para los otros años más secos de las distintas estaciones y los resultados integrados se muestran en la Figura 8. Pueden identificarse periodos extremadamente secos de hasta 3-4 meses de duración para las estaciones Morazán y La Fragua. Las sequías en Camotán y San Jerónimo pueden clasificarse de severamente secas a moderadamente secas, ya que las sequías extremadamente secas han sido de menor duración (1 mes). Para el norte de Jalapa, la estación Potrero Carrillo sugiere que aún durante el año más seco, las sequías son moderadamente secas y de corta duración (1 mes).

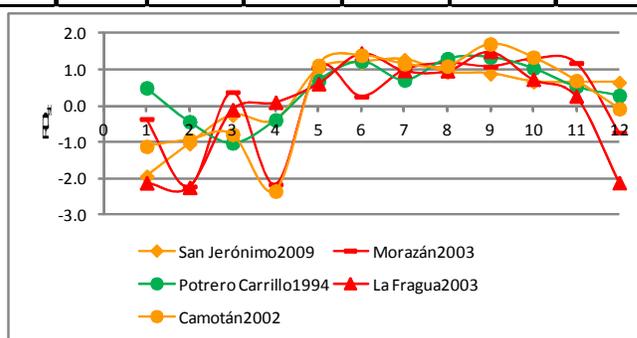


Figura 8. Estimación mensual del RDI para los años más secos de cada estación del Corredor Seco.

Cuadro 9. Resumen de estimación mensual del RDI para la estación de San Jerónimo durante el año 2009.

Estimación del Índice de Reconocimiento de Sequía Estandarizado (RDI_{st}) para el Corredor Seco de Guatemala. San Jerónimo, BV. Año 2009.														
Parámetro	Símbolo	En	Fe	Ma	Ab	Ma	Ju	Ju	Ag	Se	Oc	No	Di	Total anual
Temperatura (°C)	T	19.1	19.5	19.9	23.4	22.7	22.9	21.9	21.7	22.4	21.8	20.4	20.2	
Índice Termal	I_t	7.608	7.85	8.095	10.35	9.8806	10.013	9.358	9.2291	9.684	9.29	8.405	8.281	108.04
Índice de Eficiencia Térmica	I_{et}	76.85	76.85	76.85	76.85	76.85	76.85	76.85	76.85	76.85	76.9	76.85	76.85	
Coefficiente de localización	a	1.721	1.721	1.721	1.721	1.7211	1.7211	1.721	1.7211	1.721	1.72	1.7211	1.721	
Evapotranspiración potencial	ETP (mm)	76.66	79.45	82.27	108.7	103.19	104.76	97.01	95.494	100.9	96.3	85.862	84.42	1114.96
Lluvia	P (mm)	0.2	1.2	5.8	5.7	86.9	125.2	136.0	68.0	66.3	40.9	35.0	34.7	605.90
RDI. Valor inicial mensual	a_k	0.003	0.015	0.070	0.052	0.842	1.195	1.402	0.712	0.657	0.425	0.408	0.411	0.543
RDI Estandarizado	$y_k; \ln a_k$	-5.9	-4.2	-2.7	-2.9	-0.2	0.2	0.3	-0.3	-0.4	-0.9	-0.9	-0.9	-0.6
media; \bar{y}_k		-1.567												
dest; σ_k		1.954920412												
$RDI_{st}(k)$		-2.2	-1.3	-0.6	-0.7	0.7	0.9	1.0	0.6	0.6	0.4	0.3	0.3	0.5

Discusión y Conclusiones

La evaluación de los diferentes niveles de aridez territorial y de la intensidad, duración y frecuencia de sequías en el país ha sido un desafío monumental ante la carencia de metodologías universalmente aceptadas por parte de la comunidad científica internacional y nacional. En esta investigación se realiza una primera aproximación para tener un marco de referencia en cuanto a los fenómenos de aridez y sequía que se han registrado en el Corredor Seco. La distribución espacial y temporal de lluvia modelizada con los histogramas múltiples y diagramas de caja múltiples sugieren fuertes contrastes de humedad dentro del Corredor Seco, con los mínimos extremos de mayor intensidad y duración presentes en La Fragua y Morazán y considerados extremadamente secos ya sea con el método de deciles o el RDI. En algunos sectores del Corredor Seco, como San Jerónimo y Camotán, las sequías tienden a ser de menor duración aunque de intensidad similar y se consideran severamente secos a moderadamente secos. El norte de Jalapa es la zona del Corredor Seco que registra las sequías menos intensas y de menor duración. Se considera que el índice de aridez de De Martonne (1926) es bastante representativo de las condiciones de aridez existente en el Corredor Seco, indicando un ambiente que varía de “semi-seco” a “mediterráneo” en los extremos climatológicos mínimos que se han registrado.

La evaluación de sequías realizada a una escala mensual con el método de deciles y el RDI para cada estación de monitoreo identifica claramente los eventos de

sequías que se han registrado en el Corredor Seco. Los modelos elaborados mediante deciles y el RDI indican que el periodo crítico de sequías puede iniciar en diciembre y continuar hasta abril del año hidrológico. Sin embargo, las sequías se presentan con mayor intensidad en la parte central y de menor elevación del Corredor Seco que incluye los departamentos de El Progreso (estación Morazán) y Zacapa (estación La Fragua). Las sequías en Baja Verapaz (estación San Jerónimo) pueden alcanzar similar intensidad, pero han sido históricamente de menor duración, entre 1 y 2 meses (enero a febrero). Las sequías en los lugares de mayor elevación (Camotán y el norte de Jalapa) han sido mucho menos intensas y de menor duración. Por el fuerte control del paisaje en la intensidad, duración y frecuencia de las sequías a nivel local y regional sería importante la elaboración de un modelo geomorfológico para el Corredor Seco.

Las sequías para las cuales se han reportado mayores daños por parte de varios medios de comunicación corresponden al año 2001 en Camotán y el año 2009 en el norte de Jalapa. De acuerdo a varias publicaciones en medios escritos, la sequía del año 2009 fue considerada como la más intensa de los últimos 30 años. Aunque un análisis de vulnerabilidades por sequías estuvo fuera del alcance de esta investigación, puede notarse que la sequía más intensa para el Corredor Seco en el periodo 1980-2010 se ha registrado en Camotán para el año 2002 y Morazán-La Fragua durante el año 2003. La sequía del año 2009 sí ha sido la más intensa, pero únicamente para la región de San Jerónimo, Salamá.

Por solicitudes de evaluaciones hidrogeológicas que se han recibido en la Carrera de Geología del CUNOR, otras regiones del país que presentan sequías y que están fuera del denominado Corredor Seco incluyen el norte de Alta Verapaz (Chisec-Fray Bartolomé de Las Casas-Chahal) y la parte central de Petén. Estos resultados sugieren que el primer modelo de sequías elaborado a nivel nacional (PEDN/MAGA/INSIVUMEH/PMA/CONRED, 2002) merece ser actualizado con índices de aridez y sequías más modernos, de modo que se cuente con variaciones espaciales y temporales de mayor precisión. Para tal efecto, también resulta apropiado el fortalecimiento de la red hidrometeorológica en sectores críticos de sequía con el fin de registrar variables hidrometeorológicas clave, tal como densidad de flujo de calor del terreno, radiación solar neta y velocidad del viento.

Cuando se cuente con las bases de datos hidrometeorológicas apropiadas se recomienda ampliar el análisis de sequías mediante el enfoque de la teoría de corridas y niveles de truncación de Yevjevich (1967), lo cual permite un análisis más detallado de la intensidad, duración y frecuencia de sequías a nivel municipal o comunitario. Del mismo modo podrán elaborarse modelos de sequías más sofisticados (Nagarajan, 2009).

Un análisis de sequías se considera incompleto si no se abordan las causas de este fenómeno, por lo que es necesario actualizar la exploración de teleconexiones atmosféricas que se realizó en el año 2002 con el fenómeno de El Niño (BID/CEPREDENAC/CRRH). Del mismo modo, por los desastres relacionados con sequías que se han registrado en el país se recomienda el desarrollo de políticas apropiadas para el Corredor Seco mediante la elaboración de planes estratégicos para el uso racional de los recursos hídricos en las regiones con menor seguridad hídrica y, por lo tanto, de mayor susceptibilidad al estrés hídrico.

Agradecimientos

Se agradece al INSIVUMEH por facilitar los datos de lluvia en su sitio de Internet para la presente investigación. El mapa de amenaza de sequía originalmente creado por PEDN/MAGA/INSIVUMEH/PMA/CONRED (2002) fue ligeramente modificado en el laboratorio de computación de la Carrera de Geología del CUNOR-USAC, por lo que también se agradece a estas entidades el apoyo directo e indirecto proporcionado a esta investigación.

Referencias bibliográficas

- American Meteorological Society (AMS), 2004, Statement on meteorological drought: Bulletin of the American Meteorological Society, v. 85, p. 771-773.
- Baltas, E., 2007, Spatial distribution of climatic indices in northern Greece: Meteorological Applications, v. 14, p. 69-78.
- BID/CEPREDENAC/CRRH, 2002, Mitigando los efectos de El Niño: Estudio de caso sector agrícola Centroamérica. Síntesis Regional. Proyecto Mitigación de Desastres en Centroamerica TC-97-09-46-3. 53 p.
- CEPAL, 2002, El impacto socioeconómico y ambiental de la sequía de 2001 en Centroamérica. 23 p.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., and Mays, L.W., 1988, Applied Hydrology: McGraw-Hill. 572 p.
- De Martonne, E., 1926, Aréisme et indice aridité. Comptes Rendus de L'Acad Sci, Paris, 182, p. 1395-1398.
- Dracup, J.A., Lee, K.S., and Paulson, E.G., 1980, On the definition of drought: Water Resources Research, v. 16, p. 197-302.
- Duro, J.M., 2013, El Corredor Seco no es tan seco. http://www.prensalibre.com/noticias/comunitario/corredor-seco_0_947305269.html. Página web visitada el 30 de junio del 2013.
- Gibbs, W.J., and Maher, J.V., 1967, Rainfall Deciles as Drought Indicators: Australian Bureau of Meteorology Bulletin 48. 37 p.

- Heim, R.R., 2002, A Review of Twentieth-Century Drought Indices Used in the United States: Bulletin of the American Meteorological Society, v. 83, p. 1149-1165.
- Hisdall, H and Tallaksen, L.M., Drought Event Definition. Technical Report No. 6. Assessment of the Regional Impact of Droughts in Europe (ARIDE). 41 p.
- IPCC, 2007, Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, In Parry, M.L., Cainziani, O.F., Palutikof, P.J, and Hanson, C.E., (Editors), Contribution of working group II to the fourth assessment, report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, UK. Cambridge University Press.
- MAGA/UPGGR, 2010, Diagnóstico a nivel macro y micro del Corredor Seco y definición de las líneas estratégicas de acción del MAGA. 35 p.
- Maliva, R., and Missimer, T., 2012, Arid Lands Water Evaluation and Management. Springer-Verlag. 1,076 p.
- Mishra, A.K., and Singh, V.P., 2010, A review of drought concepts: Journal of Hydrology, v. 391, p. 202-216.
- Monteith, J.L. 1965. Evaporation and the environment. 205-234. In the movement of water in living organisms, XIXth Symposium. Soc. of Exp. Biol., Swansea, Cambridge University Press.
- Mujica, A., y Jacobsen, S.E., 2014, <http://www.rlc.fao.org/es/agricultura/produ/cdrom/contenido/libro05/cap8.htm>. Página visitada el 03 de febrero del 2014.
- Nagarajan, R., 2009, Drought Assessment. Springer. 429 p.
- PEDN/MAGA/INSIVUMEH/PMA/CONRED, 2002, Estimación de Amenazas Inducidas por Fenómenos Hidrometeorológicos en la República de Guatemala. 50 p.
- Penman, H., (1948), Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proceedings of the Royal Society, A193, p. 120-146.
- PNUD, 2013, Evaluación del Bienestar Humano y Ambiente en el Corredor Seco Oriental de Guatemala. 81 p.
- SEGEPLAN, 2009, Informe de avance de las acciones y medidas adoptadas durante la emergencia. 45 p.
- Soliman, M.M., 2010, Engineering Hydrology of Arid and Semi-Arid Regions: CRC Press. 395 p.
- Subramanya, K., 2013, Engineering Hydrology. 4th edition. McGraw Hill. 534 p.
- Thornthwaite, C.W., 1948, An approach toward a rational classification of climate: Geographical Review, v. 38, p. 55-94.
- Tsakiris, G., and Vangelis, H., 2005, Establishing a Drought Index Incorporating Evapotranspiration: European Water 9/10, p. 3-11.
- Tsakiris, G., Pangalou, D., and Vangelis, H., 2007, Regional Drought Assessment Based on the Reconnaissance Drought Index (RDI): Water Resources Management, v. 21, p. 821-833.
- UNESCO, 2010, "Atlas de Zonas Áridas de América Latina y el Caribe". Dentro del marco del proyecto "Elaboración del Mapa de Zonas Áridas, Semiáridas y Subhúmedas de América Latina y el Caribe. CAZALAC. Documentos Técnicos del PHI-LAC No. 25. 51 p.
- UN Secretariat General, 1994, United Nations Convention to Combat Drought and Desertification in Countries Experiencing Serious Droughts and/or Desertification, Particularly in Africa. Paris.
- White, D.M., and O'Meagher, B., 1995, Coping with exceptional droughts in Australia: Drought Network News, v. 7, p. 13-17.
- Wilhite, D.A., and Glantz, M.H., 1985, Understanding the drought phenomenon: the role of definitions: Water International, v.10, p. 111-120.
- World Meteorological Organization (WMO), 1986, Drought and Agriculture. Technical Note No. 138. Report of the CAgM Working Group on Assessment of Drought, WMO, Geneva, Switzerland., p. 127.
- Yevjevich, V.M., 1967, An objective approach to definitions and investigations of continental hydrologic droughts. Colorado State University Hydrology Paper 23. 18 p.

CARACTERIZACIÓN GEOMÉTRICA Y CINEMÁTICA DEL RIFT DEL SURESTE DE GUATEMALA: REDEFINICIÓN DEL GRABEN DE IPALA

GEOMETRIC CHARACTERIZATION AND KINEMATICS OF SOUTHEAST RIFT OF GUATEMALA: REDEFINITION OF THE IPALA GRABEN

Sergio David Morán Ical

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología.
Finca Sachamach, Km 210, ruta Las Verapaces. Cobán, Alta Verapaz. Guatemala.
moran_sergio@usac.edu.gt

RESUMEN

Dentro del rift del sureste de Guatemala se han evidenciado además del Graben de Ipala, la presencia de los grabens de Santa Catarina Mita, el de Retana y Las Flores; ésta última parece continuar al sur hacia la localidad de Candelaria de la Frontera dentro del territorio salvadoreño. Estas depresiones tectónicas exhiben 6 patrones de fracturamiento conjugado, algunos con geometría ortorrómbica, basados en el Modelo de Deslizamiento. Parece ser que varios de estos patrones preexistentes fueron reactivados, debido a la presencia de por lo menos dos generaciones de estrías, algunas inicialmente con evidente cinemática de rumbo y luego con una marcada componente vertical, principalmente normal. El borde occidental y oriental del graben de Ipala está limitado por la Falla de Culima, de dirección N15W, y la Falla Tierra Colorada, de tendencia N-S, cuyas terminaciones poseen una configuración en echelón al sur y limitadas por la zona de falla de Tamasulapa de tendencia E-W.

Mayormente, los deslizamientos de los patrones de fallamiento N30-40W y N40-50E parecen acomodarse a lo largo de estructuras de cizalla E-W ubicadas tanto al norte como al sur. Al sur, dichas cizallas (E-W) adecúan el movimiento de las fallas N55W, las cuales son paralelas a la Falla de Jalpatagua, de movimiento dextral, sugiriendo un bloque intermedio deslizándose hacia el este. Este acomodamiento cambia paulatinamente la dirección de los planos ("rotación anti-horaria") de fracturas con dirección N20-25W (R') a N40-65W y los planos N40-50E a N20E (R). Estos cambios parecen experimentar los planos cercanos a la zona de falla de Jocotán, como hacia el sur cercano a la zona de falla de Jalpatagua, que podría considerarse como una estructura en echelón en función de una cizalla E-W.

El régimen de esfuerzo para el sistema de fallas dentro del área de rift del sureste de Guatemala se puede clasificar, según los valores del factor de forma (R), como de tipo extensión triaxial para los planos de fallas con dirección N30-40W y N35-40E y muy cercana a la radial para los planos con dirección N-S. El resultado obtenido bajo el modelo de deslizamiento y con el uso del diagrama C/B, demuestra que la mayoría de los datos caen dentro del campo de la deformación triaxial (Simetría ortorrómbica, Modelo de Reches) y para las fallas N-S, principalmente en el campo de la deformación plana (Modelo de Anderson).

Palabras claves: lineamientos, graben Ipala, fallas conjugadas, geometría, ejes cinemáticos, factor de forma.

ABSTRACT

Within the rift of southeastern Guatemala it is demonstrated the presence of grabens of Santa Catarina Mita, Retana and Las Flores; this presence continues south to the town of Candelaria de la Frontera in El Salvador. These tectonic depressions exhibit 6 conjugate fracture patterns, some with orthorhombic geometry based on the model of landslide. It appears that several of these pre-existing patterns were reactivated due to the presence of at least two generations of stretchmark, some initially evident kinematic direction and then with a strong vertical component, mainly standard. The western and eastern of Ipala graben, turnover is limited by the Culima and Tierra Colorada faults, whose terminations have an en echelon configuration south and bounded by the fault zone trending EW Tamasulapa.

Mostly landslides N30-40W faulting patterns and N40-50E seem accommodated along EW shear structures located both north and south. South of these shears (EW) suited the movements of N55W faults, which are parallel to the Jalpatagua fault of dextral movement, suggesting an intermediate block sliding eastward. This gradually changes the direction of the planes ("anti-clockwise rotation") of fractures with N20-25W address (R') to N40-65W and N40-50E planes N20E (R). These changes seem to experience near-fault zone Jocotán as south near the fault zone Jalpatagua, which could be considered an echelon structure based on an EW shear planes.

The effort regime for system faults within the rift area of southeastern Guatemala can be classified according to the values of the shape factor (R), and type triaxial extension for fault planes with N30-40W address N35-40E and very close to the radio for planes with NS. The result obtained under the slip model and using the diagram C/B, demonstrates most of the data falls within the field of the triaxial deformation (orthorhombic symmetry, Reches model) and to the failures NS, particularly in the field of deformation flat Model (Anderson).

Keywords: guidelines, Ipala graben, conjugate fault geometry, kinematic axes form factor.

Introducción

El Graben de Ipala, como parte del rift del sureste de Guatemala, se encuentra ubicado en los departamentos de Jutiapa, Chiquimula y Jalapa, cuya traza general es tanto N-S como NNW-SSE. R. D. Rogers y P. Mann (2007), basados en el estilo estructural regional, definen una zona de transtensión tanto al oeste de Honduras como al sureste de Guatemala, caracterizado este último por un trend de fallas normales asociadas a un sistema de rifts activo. Dicha tasa de extensión, tanto en Guatemala como en Honduras, es de 8mm/yr, en sentido E-W (Lyon-Caen *et al.*, 2006; Guzman-Speziale, 2001).

Para visualizar la tendencia preferencial, distribución espacial y arreglo geométrico de las estructuras geológicas, fue necesario iniciar con el análisis de modelo de elevación digital y fotografías aéreas, estas últimas a escala 1:60,000. Varios de estos rasgos estructurales corresponden a fallamiento de tipo normal con un componente de rumbo. Se ha procedido a la visita de algunos afloramientos o localidades con la finalidad de caracterizar los patrones de fallamiento dentro de tal estructura regional, principalmente de su extremo sur y norte.

La intención de dicha investigación radica en entender la geometría y cinemática de estas estructuras que conforman el Graben de Ipala y, por otra parte, se analiza la cinemática de dichas estructuras con la zona de falla de Jocotán y Jalpatagua, ubicados tanto al norte y sur respectivamente.

Metodología

Básicamente comprendió en primer lugar el análisis de fotografías aéreas a escala 1:60,000 y posterior análisis mediante modelos de elevación digital. Esto conllevó a la identificación, cartografía y digitalización de los principales rasgos dentro del área estudiada, indicando en algunos el movimiento relativo.

Por otra parte, se llevaron a cabo visitas de campo para la obtención de datos estructurales a lo largo de por lo menos cuatro sitios: San Pedro Pinula, Asunción Mita –

Cerro Blanco, San Luis Jilotepeque y El Jute – Piedra Gorda. Se analizan los datos mediante el modelo de fallas conjugadas, método de Delvaux (1993) y modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988).

Resultados

Caracterización de lineamientos. La región del Graben de Ipala engloba una serie rasgos estructurales que muestran cambios muy locales dentro de esta estructura principal. Se puede apreciar angostas zonas que caracterizan pequeñas depresiones tectónicas, cuyo eje es N-S. La interpretación estructural basada en la fotointerpretación permitió definir seis sistemas o familias de lineamientos dominantes.

Lineamientos NNW-SSE. Sistema más importante y notorio dentro del área cuya dirección se encuentra entre N15-20W y, según facetas triangulares a lo largo de las trazas, su sentido de inclinación es tanto al NE como hacia al SW. Estos patrones continúan hacia la comunidad de Cerro Blanco y culminan a lo largo de rasgos E-W. El borde oeste del Graben de Ipala parece acoplarse a esta dirección y dicha estructura ha sido nombrada como falla de Culima, cuya inclinación se ha interpretado al noreste (Figura 1).

Lineamientos N-S. Los sistemas de lineamientos N-S definen depresiones que poseen pocos kilómetros de ancho y dichos planos pueden interpretarse como conjugados. Son evidentes en tres sectores (Figura 1): La primera se restringe mayormente a lo largo de la falla Tierra Colorada, donde se ha desarrollado importante actividad magmática debido a la presencia de conos volcánicos alineados N-S, por ejemplo, los cerros Matasano, Cerro Gordo y Las Iguanas, además del cerro Los Cedros. El segundo y tercer sitio con segmentos N-S, pueden observarse en los alrededores de Santa Catarina Mita y Monjas, respectivamente.

Lineamientos NW-SE. Mayormente presentan dos direcciones: N30-40W y N50-70W, preferentemente buzando hacia el SW y menor hacia el NE. La falla del río Morán y la falla de Papalhuapa son representativas de este

patrón estructural, además de la cizalla de Monjas (Carr, 1976).

Lineamientos E-W. Patrón de lineamiento muy frecuente dentro del sector de Asunción Mita, donde las longitudes cartografiadas no sobrepasan los 500 m y mayormente inclinada hacia el sur. Segmentos E-W de menor longitud pueden observarse al noroeste cercano a la localidad de San Miguel Chaparrón, Santa Catarina Mita y Monjas. El sistema E-W más importante está conformado por la zona de falla de Tamasulapa, ubicada al sur del Graben de Ipala (Figura 1).

Lineamientos NNE-SSW. Segmentos que se restringen principalmente cercano a la zona de falla de Jocotán, denotando un sentido de inclinación tanto hacia el NW como al SE. Mayormente poseen una dirección de N15-35E. La traza de la falla del río Paz (Carr, 1976) se acopla a dicha dirección.

Lineamientos NE-SW. Este grupo de lineamientos se observa muy segmentado conservando una dirección de N055-65E. Coinciden con la alineación que poseen los cerros El Voladero, El Centes, Iguanero, Camposanto y Chileño. Pueden diferenciarse tres zonas: Una corresponde al conjunto de conos volcánicos donde se ubican los cerros Voladero y Chileño. Las otras, a lo largo del sector donde se encuentra el Volcán Ixtepeque y los cerros Pino Redondo y Colorado de la Laguna. Consideramos que otra estructura importante se desarrolla a lo largo de la comunidad de San Miguel Chaparrón, la que se ha nombrado como falla Trapichitos.

El Graben de Ipala y estructuras asociadas. El Graben de Ipala es una depresión topográfica con ~39.20 km de largo y ≤ 11.94 km de ancho, situada al sur de la zona de falla de Jocotán-Chamelecón. Está limitada al oeste por la falla Culima con dirección N15W, con pendiente de aproximadamente 60° E, así como el borde oriental por la falla Tierra Colorada de tendencia N-S, inclinada hacia el oeste. El arreglo de las fallas normales que la conforman podría sugerir un graben de tipo asimétrico. Los desplazamientos de límites de estratos o

capas según línea de pendiente del plano de falla muestran de 1 cm a 1 m de salto aparente de falla, aunque esto no descarta desplazamientos mayores.

El relleno sub-superficial está compuesto de depósitos lagunares (diatomitas), coladas de lava y piroclásticos (tobas y ceniza volcánica) y capas rojas, cuyas edades van desde el Terciario al Cuaternario. Dentro de ella se encuentra el volcán de Ipala, de edad Holoceno (Carr *et al.*, 2003) que posee una altura de 1620 msnm, que en su centro alberga el Lago del mismo nombre. Otros rasgos notorios al sur incluyen la caldera del Lago de Obrajuelo que posee un diámetro de ~1.50 km y varios conos volcánicos alineados N-S.

A partir de la falla Papalhuapa y el volcán Ixtepeque, el Graben de Ipala se hace más complejo hacia el sur debido a la presencia de varios conos volcánicos y la presencia de estructuras N50-60E. Además, su ancho se reduce a 4.24 km. Al sur, la falla de Culima y Tierra Colorada se observan segmentadas y principalmente con arreglo en echelón, truncada por la Zona de Falla de Tamasulapa de tendencia E-W y donde creemos que culmina. A partir de aquí, da paso a la falla de Chimaltepeque que predominantemente buza al oeste y parece terminar en el complejo de calderas de Texistepeque, El Salvador (Figura 1).

Asociadas a este graben, tanto al oeste y sur, se han desarrollado similares estructuras. Hacia el oeste y muy próximo a ello, se encuentra el graben que hemos nombrado como de Santa Catarina Mita (SCM), seguido del graben de Retana cuyos bordes se encuentran limitados por fallas escalonadas, conformando dos altos estructurales con tendencia NNW-SSE y N-S. El graben de SCM inicia desde la falla de Trapichitos al norte y se extiende hasta la localidad de Asunción Mita, donde lo limitan fallas E-W (Zona de Falla de Tamasulapa).

Se ha calculado 3.57 km de ancho dentro del sector de Santa Catarina Mita y su valle axial posee una dirección N-S, donde drena parcialmente el río Ostúa o Grande.

Dichos sistemas de fallas afectan los depósitos del volcán Suchitán.

El graben de Retana, ubicado al oeste del graben de Santa Catarina Mita, posee un ancho ~9.50 km y se deduce que se proyecta hacia la localidad de San Pedro Pinula,

ubicado al norte y donde la falla de Jocotán sirve de límite. Las estructuras volcánicas presentes e importantes son las calderas de Retana, de El Hoyo y de San Pedro. Dichas depresiones volcánicas poseen un diámetro de ~4.85, 0.78 y ~0.81 km, respectivamente.

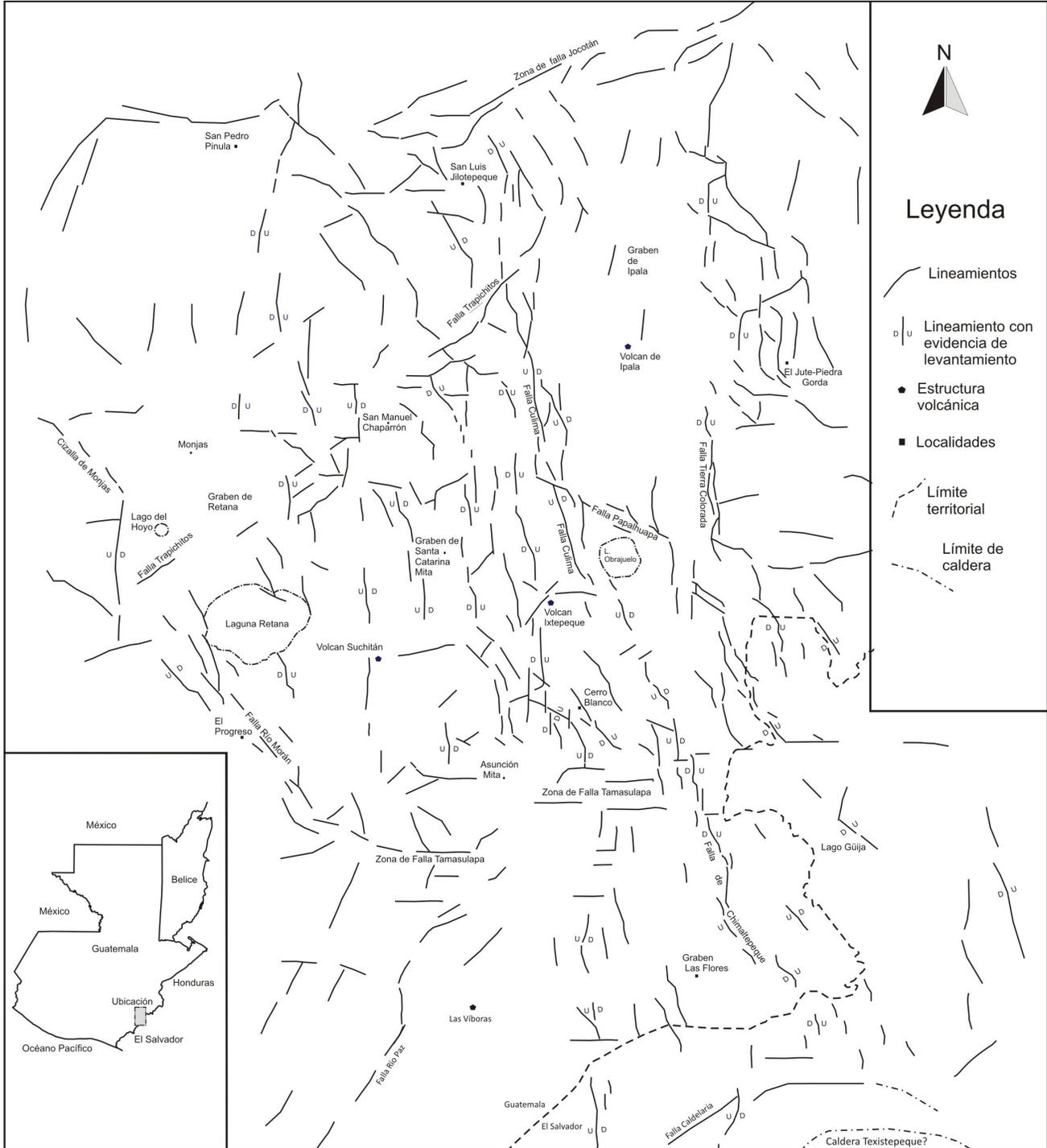


Figura 1. Principales rasgos morfoestructurales cartografiados mediante fotografías aéreas y modelo digital del terreno. En la parte inferior izquierda: Mapa de ubicación del área analizada.

El graben de Retana se encuentra limitado por dos sistemas de fallas NW-SE, una que hemos nombrado Falla del Río Morán y la otra, la que M. Carr (1976) nombra como cizalla de Monjas, uniéndose al sur con la zona de falla Tamasulapa (Figura 1). Se desconoce el arreglo estructural en profundidad de este sistema de hort y grabens.

Tanto el Graben de Ipala como el de Santa Catarina Mita y el de Retana se hallan afectados por una estructura con tendencia N55E, que llamamos falla Trapichitos (Figura 1).

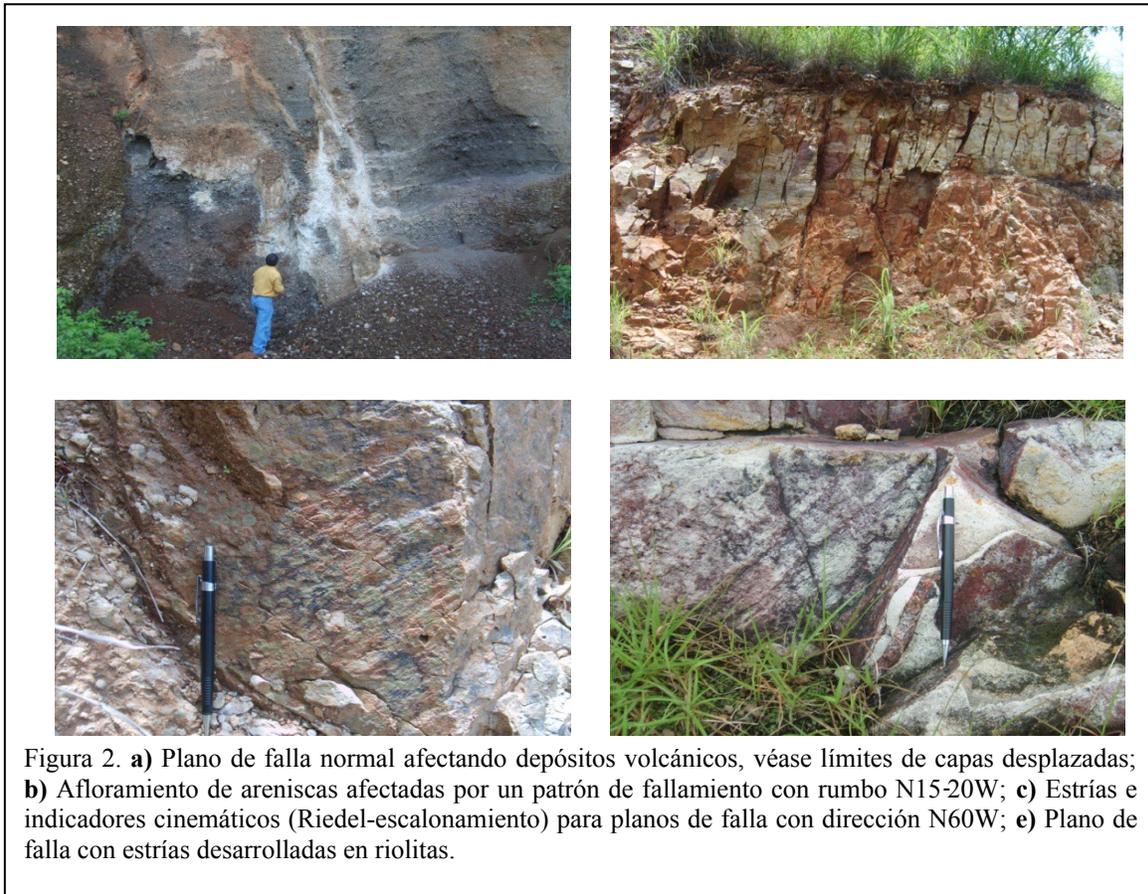
Por último, la falla de Chimaltepeque representa el límite oriental de una depresión tectónica nombrada aquí como Las Flores (Figura 1). Dicho graben se inicia a partir de la zona de falla de Tamasulapa y posee un ancho mayor a 8.52 km, donde su borde oeste de tendencia N-S se proyecta hasta la localidad de Candelaria de la Frontera (El Salvador). El sistema de rasgos continúa hacia el este y parecen darle un control estructural al Lago de Güija.

Microtectónica

Las fallas fueron las principales estructuras utilizadas para determinar el campo de esfuerzo. Estas afectan depósitos piroclásticos, coladas de lava, riolitas y rocas siliciclásticas, de edades que van desde el Terciario al Cuaternario (Figura 2). Se han caracterizado dichas estructuras tomando en cuenta sus elementos principales, como el rumbo, buzamiento, cabeceo (pitch) y las relaciones geométricas entre planos o conjunto de planos.

Relación geométrica y esfuerzos. Se ha determinado una serie de arreglos geométricos entre familias de fallas, considerando la dirección y sentido de buzamiento (sintéticas-antitéticas), por lo que fueron tomadas como conjugadas. Los datos analizados fueron obtenidos en los alrededores de San Pedro Pinula, Asunción Mita – Cerro Blanco, San Luis Jilotepeque y El Jute – Piedra Gorda (Figura 1).

Por el carácter semi-consolidado de las cenizas volcánicas existentes en el sector de San Pedro Pinula, fue difícil definir el cabeceo de tales estructuras. A las fallas



conjugadas de tipo normal medidas dentro de ceniza volcánica se les han calculado sus respectivos cabeceos teóricos, bajo el principio de que la intersección de dichos planos de falla define σ_2 y que a 90° se ubica el plano que contiene a σ_1 y σ_3 (Figura 3). La intersección entre este plano $\sigma_1\sigma_3$ y la proyección estereográfica de los planos medidos en campo, ubican y limitan la dirección de salto

(ubicación de las estrías teóricas) y, por lo tanto, el cabeceo (pitch).

El resultado obtenido del cálculo de un total de 35 planos de fallas de movimiento relativo de tipo normal muestra la presencia de fallas normales puras y otras con componente lateral, tanto sinistral como dextral. Dentro de este conjunto de planos se han identificado 6 sistemas (12

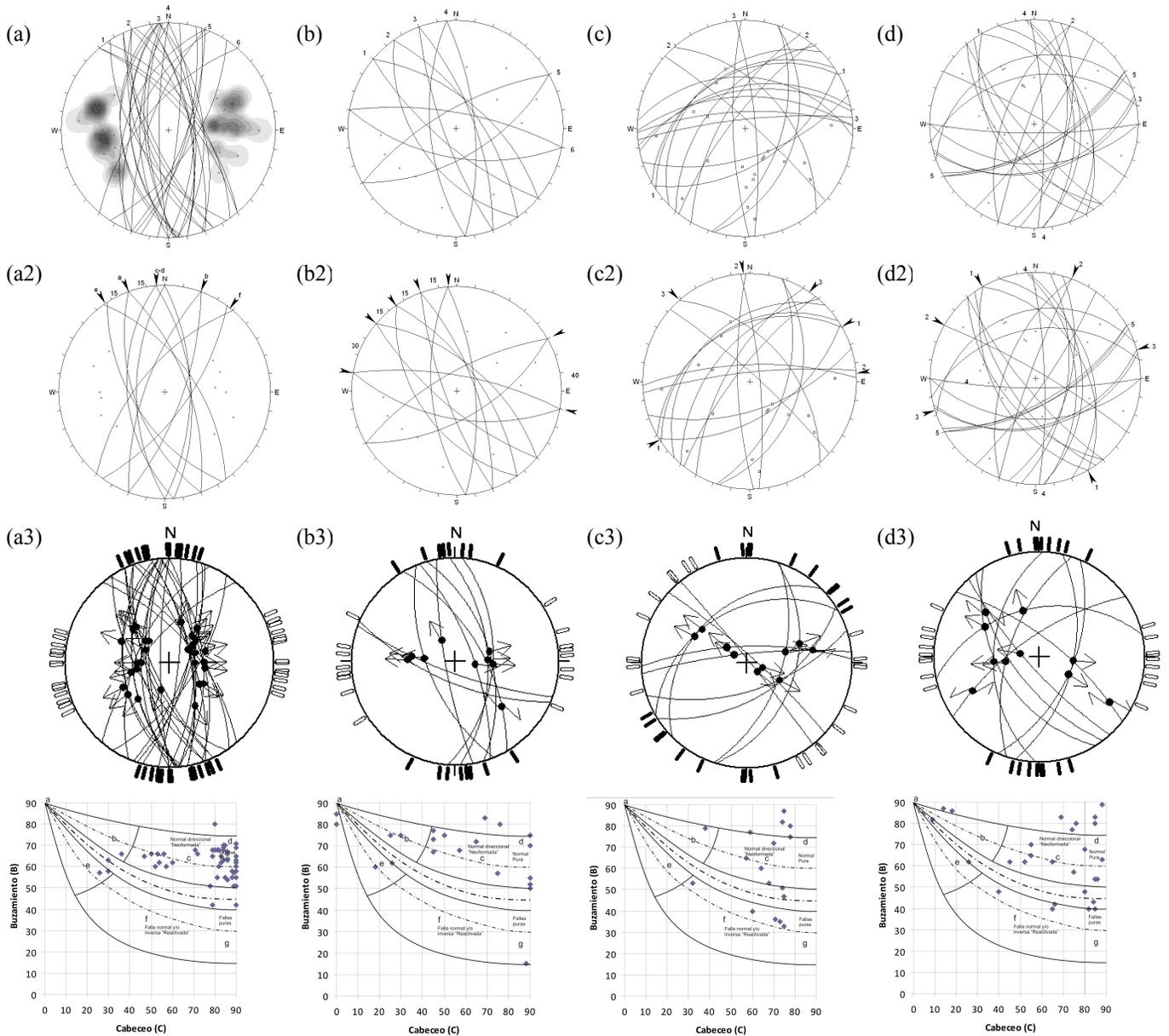


Figura 3. Diagramas mostrando las relaciones entre sistemas de discontinuidades medidas tanto al norte, centro y sur del área cubierta para este estudio: a) Arreglo para las principales discontinuidades para el sector San José Pinula; b) Set de planos conjugados obtenidos para el área de Asunción Mita – Cerro Blanco; c) Principales orientaciones del fallamiento dentro del sitio San Luis Jilotepeque; d) Arreglo geométrico y cinemático para las fallas medidas en el sector de El Jute – Piedra Gorda. Las letras a, b, c, d, e, f y g ubican las clasificaciones de fallas dentro de un diagrama C/B. a: desgarre puro, b: direccional normal, c: normal direccional, d: normal pura, e: direccional inversa, f: inversa direccional, y g: inversa pura.

familias), los cuales guardan cierta simetría (Figura 3, cuadro a). Esta simetría se observa en la dirección que tiene cada sistema, donde se ha medido un ángulo horizontal de 15° para los planos con dirección NW, sistemas a-c-e (Figura 3, cuadro a1). El ángulo horizontal obtenido entre los sistemas b y e es de 20° , cuyos buzamientos están entre 55° a 75° . El ángulo mínimo de 5° corresponde a los sistemas c-d (N-S) (Figura 3, cuadro a1) y las direcciones más extremas están representadas por los planos a-f, que guardan un ángulo $\leq 40^\circ$ con respecto al norte.

Los planos dentro de la secuencia de capas rojas y rocas volcánicas, expuestas en los sectores de Asunción Mita y Cerro Blanco, denotan la presencia de 6 patrones conjugados. Los pares identificados como conjugados presentan las siguientes orientaciones: (1) N130/72W-N130/60E, (2) N145/50W-N145/65E, (3) N340/77E-N160/70E, (4) N175/63W-N175/70E, (5) N240/70W-N60/60E, (6) N100/73E-N100/60W (Figura 3, cuadro b).

El promedio de las direcciones obtenidas refleja un ángulo de separación entre los sistemas NW de $\sim 15^\circ$, relacionando 6 sistemas (12 familias), y un ángulo de 30 a 45° considerando los planos 1-6 y 5-6 respectivamente (Figura 3, cuadros b2 y b1).

Para el sector de San Luis Jilotepeque, los planos de fallas tienen un buzamiento $\geq 35^\circ$ y presentan mayormente una cinemática de tipo sinistral normal y normal dextral con direcciones NE-SW, E-W y algunos al NW (Figura 3, cuadro c). Se han identificado 3 sistemas, algunos con buzamientos moderadamente inclinados y otros de fuerte inclinación (Figura 3, cuadro c). Los sistemas 2 y 3 se consideran fallas de rumbo (Figura 3, cuadro d3) y el sistema 1, de componente normal. Los cabeceos frecuentemente son mayores a 55° .

Los resultados obtenidos en las cercanías de El Jute – Piedra Gorda, presenta similitudes con las mediciones hechas en el área de San Luis Jilotepeque, siendo fallas de rumbo con una componente normal. Para el sitio El Jute – P

Piedra Gorda se evidencian tres sistemas más dos patrones incompletos (Figura 3, cuadros d1 y d2).

La cinemática que muestran las fallas medidas en San Luis Jilotepeque destacan fallas mayormente de tipo normal con componente sinistral (Figura 3). Esto se debe a la influencia de la zona de falla de Jocotán de cinemática sinistral.

Hacia el norte, la presencia de estructuras E-W con cinemática sinistral es notoria, contrario a la parte sur, que se encuentra con fallas de movimiento de tipo dextral normal, buzando hacia el sur. El patrón principal se orienta al N293/67SW, presentando un cabeceo de 45° SW (Figura 3, cuadro b2), siendo paralela a subparalela a la falla de Jalpatagua.

Se han representado mediante el diagrama C/B, las variables buzamiento y cabeceo (pitch) para los planos medidos al norte, centro y sur del área cubierta. Mayormente, las fallas pueden clasificarse como normales direccionales, direccional normal y como fallas puras (Figura 3, cuadros a4 - d4).

Bajo este modelo de deslizamiento (De Vicente 1988) se han definido dos campos para agrupar a fallas que pueden ser consideradas como neoformadas y otro grupo como reactivadas (Figura 3, cuadros a3 - d3). Esto podría explicar la presencia de por lo menos dos generaciones de estrías, observadas en los planos. La mayoría de las discontinuidades poseen un buzamiento $\geq 60^\circ$, excepto algunos planos de estratificación.

Principalmente los sitios El Jute – Piedra Gorda y Asunción Mita – Cerro Blanco, muestran el desarrollo de planos de fallas normales puras (cabeceos de 90°), así como de fallas de tipo dextral normal.

Tensor y campo de esfuerzo. Para el análisis, se utilizó el programa Win-TENSOR, un software desarrollado por el Dr. Damien Delvaux del Museo Real de África, central de Tervuren, Bélgica. Con dicho programa se ha calculado la orientación de los ejes de esfuerzos (p, b, t).

Junto a ello, se analiza estos mismos datos con el modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) y se

complementa con el modelo de fallas conjugadas, para los planos que carecían de estría, pero caracterizados mediante el desplazamiento de límites de capas.

Para cada patrón de fallamiento se ha obtenido la orientación de los ejes de esfuerzo principales máximo (σ_1), intermedio (σ_2) y mínimo (σ_3). Los tensores de esfuerzos resultantes denotan que σ_1 se ubica en la vertical para la mayoría de fallas medidas y más cercanas a la horizontal el eje de esfuerzo mínimo (σ_3) e intermedio (σ_2). Además se incluye los respectivos círculos de Mohr (Figura 4).

Los ejes cinemáticos (pbt) definen una moda estadística para la dirección de la tensión (dilatación) de E-W, aunque estas pequeñas variaciones WNW-ESE, pueden deberse a cambios en la orientación y/o mayor presencia de datos de solo un patrón que de otra (Figura 4).

En la Figura 4, se muestra la proyección de los polos de planos utilizando el círculo de Mohr. La distribución de las fallas en el diagrama de Mohr muestra una dispersión de los polos indicando fallas reactivadas y neoformadas. Las fallas neoformadas se ubican sobre el círculo mayor y los polos que se encuentran dentro (zona interna) del círculo, representan planos reactivados (Figura 4).

El fracturamiento con dirección N10E, N05W, N18E y N45E, con buzamientos que van entre 55 a 70°, parece ubicarse más cercano al círculo externo, pero los que marcan una posición más precisa son los polos de los planos con dirección N-S, con buzamientos entre 50-70°, correspondiendo a fracturas neoformadas.

Considerando que es posible calcular la orientación del tensor de esfuerzos a partir del método de Delvaux

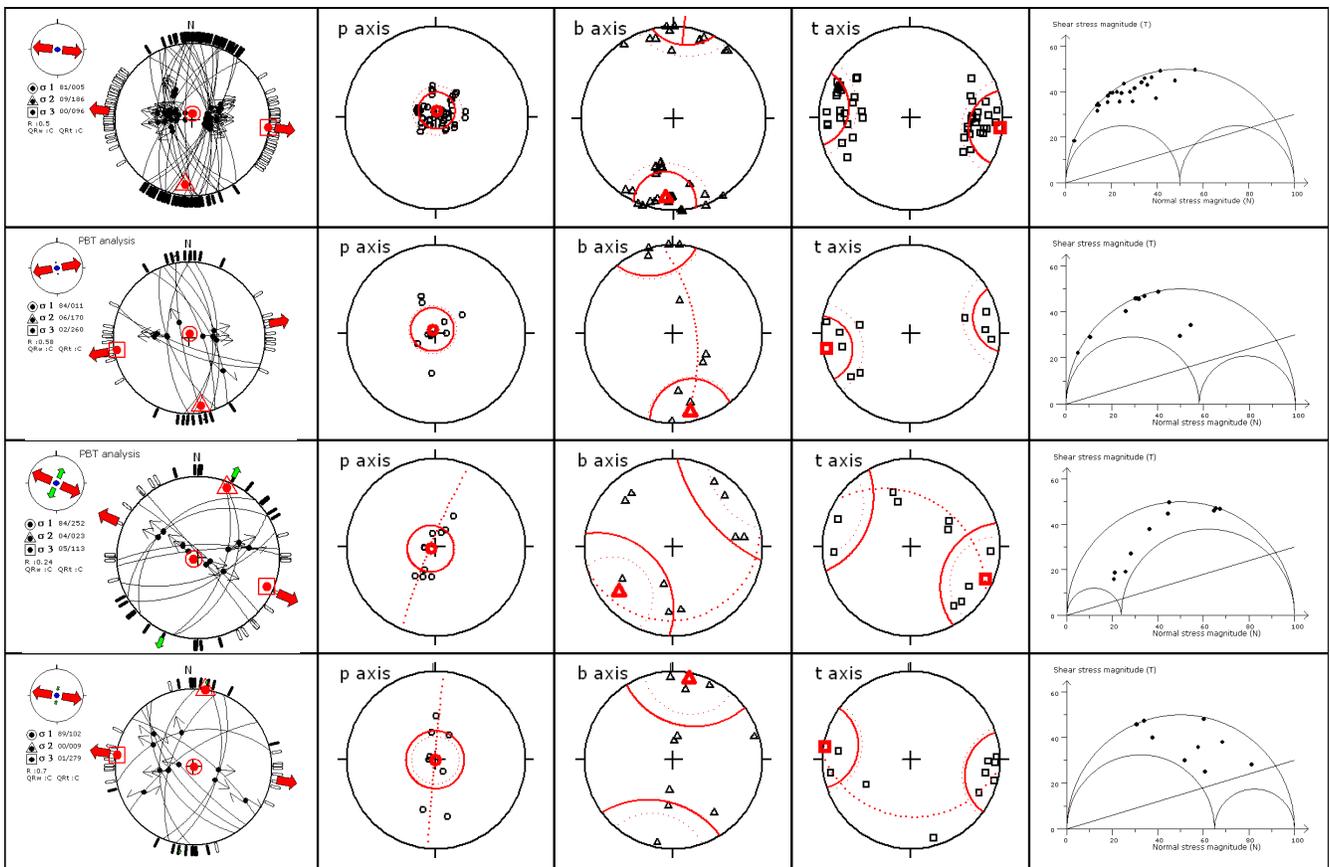


Figura 4. Ejes cinemáticos resultantes para las diferentes localidades estudiadas. a) proyección estereográfica mostrando las guimaldas y sentido de movimiento para las fallas obtenidas en San Pedro Pinula, Asunción Mita-Cerro Blanco, San Luis Jilotepeque y El Jute-Piedra Gorda. Para cada estación se muestran la orientación de los ejes cinemáticos obtenidos, además del resultado mediante círculo de Mohr.

1993, la caracterización del tensor resulta inmediata, utilizando para ello el parámetro R o R' (factor de forma), que mide la forma del elipsoide de esfuerzo (Tabla 1). Las magnitudes relativas de la elipse de esfuerzo se obtienen de R, donde $R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$. El valor de R está comprendido entre 0 a 1 (elipsoide prolato y oblato, respectivamente).

Los valores del factor de forma (stress ratio) y la dirección del esfuerzo horizontal máximo (SHmax) y el mínimo (Shmin) varían dentro del área analizada, resultando un vector medio para Shmin de E-W, bajo un régimen normal (NF) (Tabla 1). Los valores del factor de forma (R) obtenidos utilizando el total de fallas medidas en campo, refleja la siguiente relación $0.5 \geq R < 0.75$. Los valores de R=0.72 parecen estar cercanos a la transtensión (fallamiento con componente lateral+vertical) (Tabla 1).

conjugados son considerados como de cizalla (N40W-N40E).

Las familias de fallas medidas para los otros sitios y analizadas con el programa Win-TENSOR exhiben un buen ajuste tanto en dirección, buzamiento y cinemática de las que muestran los sistemas de fallas para el sector de San Pedro Pinula, dicho arreglo supone un arreglo ortorrómbico de las fallas.

Los vectores de deslizamiento obtenidos parecen flejar la presencia de planos de cizalla con dirección N30-40W y N35-40E, siendo cada set tanto dextral como sinistral (Figura 5).

Similares resultados fueron obtenidos por M. Carr (1976) dentro del sector de Mojas, Jalapa, donde cartografía la zona de cizalla de Monjas con dirección N30W, con movimiento dextral.

Tabla 1. Parámetros obtenidos para las diferentes estaciones. Valores del factor de forma R y R' y dirección media de SHmax y Shmin

Localidad	No. datos	σ_1	σ_2	σ_3	R	R'	SHmax	Shmin	Régimen
Asunción Mita – Cerro Blanco	15	87/354	03/172	00/272	0.60	0.60	N172	N082	NF
San Luis Jilotepeque	14	76/206	13/019	01/110	0.50	0.50	N020	N110	NF
El Jute – Piedra Gorda	10	88/083	00/176	02/266	0.72	0.72	N176	N086	NF

Discusión

Se ha calculado el ángulo de cabeceo (pitch) teórico mínimo y máximo (ϵ) para los patrones de fallamiento obtenidos en San Pedro Pinula, según el método de fallas conjugadas (90° de la intersección de cada par de planos). Para los sistemas N40W-N40E, N20W-N20E se ha deducido un ángulo de cabeceo de 30° y 45° respectivamente. Para el fallamiento N-S, es evidente un cabeceo de 90° (Figura 5).

Cuatro de los sistemas principales (Figura 5) poseen un arreglo simétrico donde el ángulo de separación entre planos conjugados es de $\sim 80^\circ$ y 40° , delimitando una zona de intersección de planos. Estos patrones de fracturamiento

Por las relaciones y arreglos observados, tanto a nivel del análisis de lineamientos como de afloramiento, varias estructuras que se ubican cercanas a las estructuras principales, tales como las fallas de Papalhuapa, Tamasulapa, Trapichitos y Río Morán, presentan terminaciones en “cola de caballo” o en echelón, por lo que su cinemática es compatible con la abertura de sistema de fallas N-S de tipo normal puras (Figura 6, cuadros a - c), por tanto; se tiene la combinación de dos tipos de fracturas tanto de extensión como híbridas y/o Modo I y Modo II (Figura 6, cuadro d).

Considerando el arreglo que presentan las fracturas Riedel (R-R') en una zona de cizalla sinistral como la Zona de Falla del Motagua (Dirección de compresión media

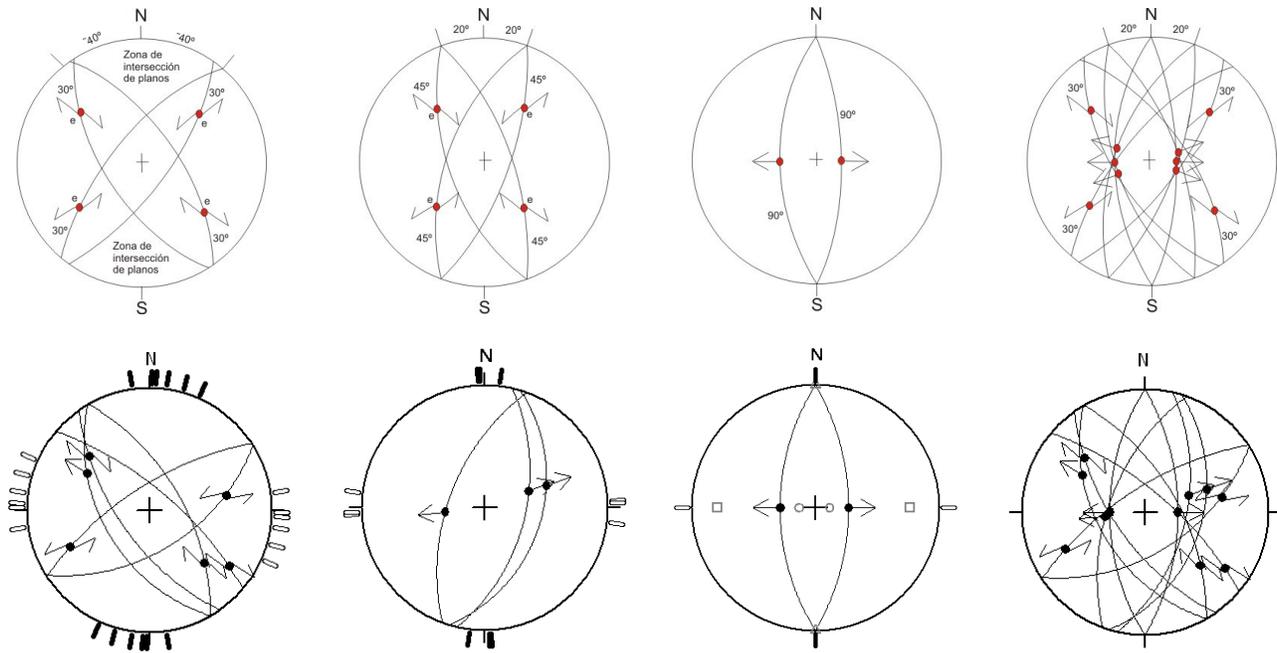


Figura 5. Arreglos geométricos y cinemáticos para las principales fallas conjugadas obtenidas para los cuatro sitios estudiados. Diagrama superior, resultados obtenidos de los planos de fallas conjugadas en el sector de San Pedro Pinula. Para los diagramas de la parte inferior, resume la cinemática de planos medidos y que poseen características similares a las analizadas por medio del modelo de fallas conjugadas (diagramas superiores).

N45E), vemos que al sur de la Falla de Jocotán dichas estructuras se disponen en un arreglo simétrico, donde ambas fracturas (N20E y N20W) forman un ángulo horizontal de 40°, sugiriendo una dirección media de SHmax de N-S (N175) (Figura 5, y Figura 6, cuadros e y g).

Hacia el sur, los patrones de fracturamiento N20-25W (Riedel R') tienden a variar su rumbo (“rotación antihoraria”) a direcciones entre N40-65W (Figura 6, cuadro e). Estas fallas menores parecen ajustarse al rumbo de la falla de Jalpatagua, pero marcadamente controlada por segmentos cortos de patrones de cizalla E-W, con cinemática dextral, sugiriendo un bloque intermedio “C” deslizando hacia el este con respecto a un bloque A y B (Figura 6, cuadros e y f).

Para los planos N55-65W, parecen haber sufrido una reactivación, ya que se han observado por lo menos dos generaciones de estrías, una con cinemática de rumbo dextral pura y posteriormente de tipo dextral normal.

Por tal razón, consideramos que el fallamiento E-W controla la cinemática de las fallas N55W (Figura 6,

cuadro h), en tal caso la zona de falla de Jalpatagua de tipo transtensional (Tt) (Figura 6, cuadro f). Regionalmente, estos segmentos cortos E-W parecen tener tal importancia que están ligados al desarrollo de la depresión de Jalpatagua y posiblemente de la misma forma que la depresión de Nicaragua (Figura 6, cuadros f y h).

El modelo de deslizamiento (De Vicente) define el elipsoide de deformación que es complementario con el de esfuerzo.

Considerando lo anterior, se han separado y analizado los patrones principales por separado (N30-40W, N35-40E, N20W-N20E, N-S y N60W), con el propósito de contrastar los resultados de los parámetros obtenidos mediante el método de Delvaux y Modelo de Deslizamiento (Tabla 2).

Los valores obtenidos (Tabla 2) indican que los estados de esfuerzo van desde radial a triaxial extensional. En caso del patrón N60W, el esfuerzo es triaxial pero con la diferencia de un régimen de esfuerzo tectónico transtensivo (NS) (Figura 6, cuadro h).

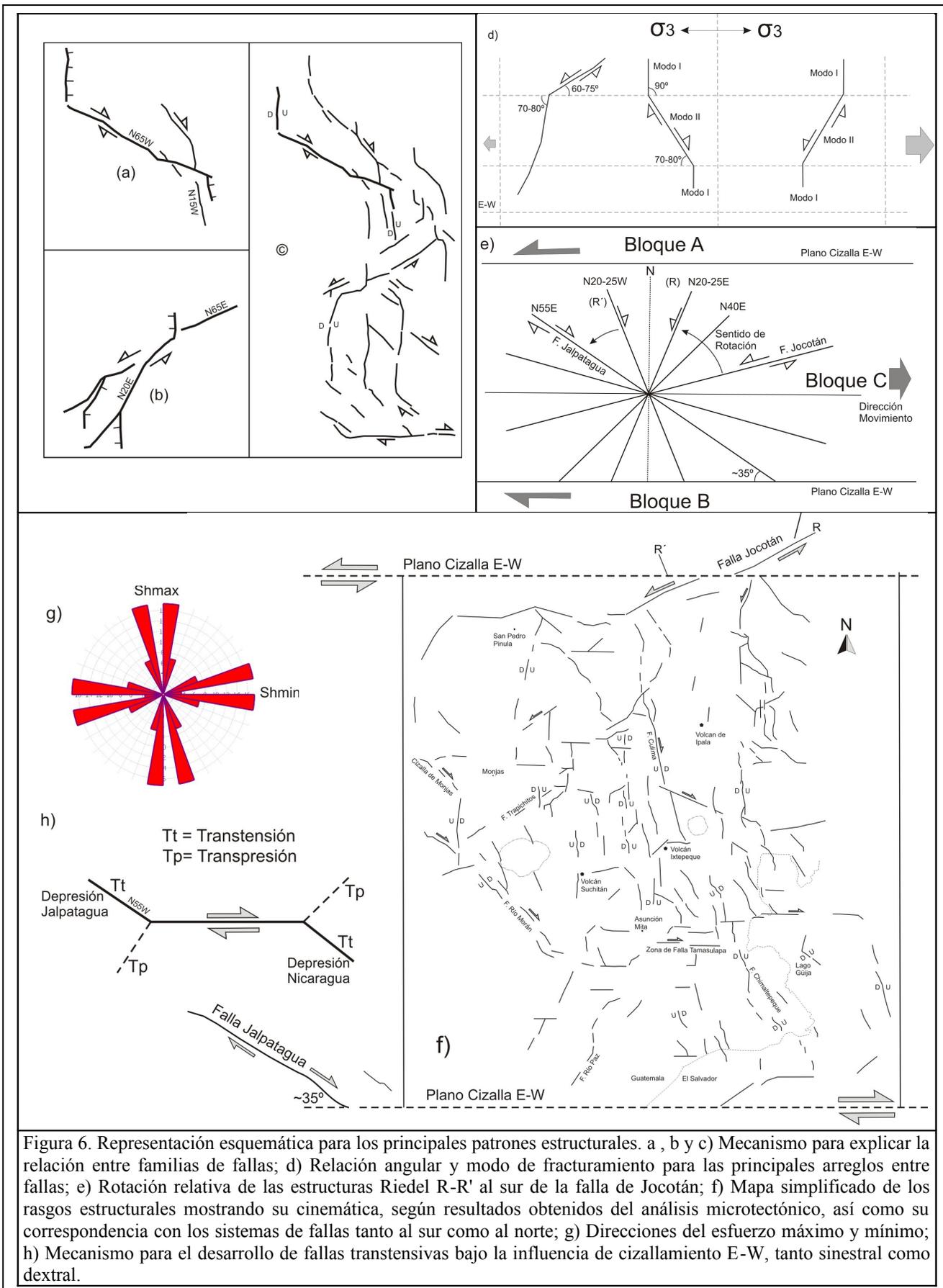


Figura 6. Representación esquemática para los principales patrones estructurales. a , b y c) Mecanismo para explicar la relación entre familias de fallas; d) Relación angular y modo de fracturamiento para las principales arreglos entre fallas; e) Rotación relativa de las estructuras Riedel R-R' al sur de la falla de Jocotán; f) Mapa simplificado de los rasgos estructurales mostrando su cinemática, según resultados obtenidos del análisis microtectónico, así como su correspondencia con los sistemas de fallas tanto al sur como al norte; g) Direcciones del esfuerzo máximo y mínimo; h) Mecanismo para el desarrollo de fallas transversivas bajo la influencia de cizallamiento E-W, tanto sinistral como dextral.

Tabla 2. Parámetros y regímenes según patrones preferenciales de fallamiento, utilizando el método de Delvaux y Modelo de Deslizamiento.						
Patrón estructural	Valor común de R-R'		Régimen de esfuerzo	Valores sugeridos de K' y Φ		Elipsoides de deformación
	R	R'		K'	Φ	
N30-40W, N35-40E	0.17 0.25	0.17 0.25	Extensión cercana a la Radial	$+>K'>1$	35.47	Deformación por cizalla con componente extensional
N20W-N20E	0.5	0.5	Extensión triaxial	$1>k'>0$	41.6	Deformación extensional con componente de cizalla
N-S	0	0	Extensión radial	$K'=0$	59	Deformación plana
N60W	0.5	1.5	Extensión triaxial	$1>k'>0$	44.8	Deformación extensional con componente de cizalla

El Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983; De Vicente, 1988) analiza la geometría de las fallas e infieren los parámetros del tensor de deformación asociado. El modelo relaciona directamente la forma del elipsoide de deformación (K') y el ángulo de rozamiento interno (Φ). La forma del mismo se mide mediante el parámetro K : $K=e_y/e_z$, donde e_y es el eje de máximo acortamiento en la horizontal y e_z el de deformación vertical (Martin, S. y De Vicente, 1995).

En este caso, se relaciona dichos parámetros K' y Φ utilizando el gráfico C/B (Figura 7, cuadro a), lo cual ayudó a obtener los tipos de elipsoides de deformación y posibles valores de K' asociados (Tabla 2). Los valores medios del ángulo de fricción o rozamiento interno, se obtuvieron tanto de manera manual ($\Phi=90-2\alpha$) como mediante el método de Delvaux (Tabla 2).

El ángulo de fricción interna (Φ) para el deslizamiento sobre el plano existente es inferior al ángulo de fricción interna para la ruptura de la roca intacta (M. Jacques y V. Pierre, 2001). Estos pueden estar reflejando los ángulos de fricción interna obtenidos que van de 35.47° a 59°, este último valor obtenido de fallas N-S.

Tal como lo muestra el modelo de Deslizamiento, nuestros datos resultan dentro del campo de la deformación triaxial y plana, con fallamientos neoformados de tipo desgarre normal a normal direccional y puras. Los sistemas N30-40W, N35-40E y N20W-N20E se ubican dentro del campo de la deformación triaxial con simetría ortorrómbica

(modelo de Reches, 1983), tal como se ve reflejado en la disposición en la que quedan los ejes de esfuerzo proyectados estereográficamente, limitado por dos sistemas de planos conjugados (Figura 7, cuadros c y d). Los planos N-S (relación cabeceo/buzamiento) cae dentro de una deformación plana (Modelo de Anderson) de simetría monoclinica (Figura 7, cuadro b).

Conclusiones

A lo largo de la zona de falla de Jocotán, cuya traza varía entre N60-75E, se bifurcan estructuras cuya configuración en general puede corresponder a una terminación en “cola de caballo”, con dirección N15-20E pasando luego hacia el sur a una tendencia N-S, configurando el rift del sureste de Guatemala, conjugándose en ella una serie de fracturas de Modo I y II, algunas con evidente presencia de estructuras plumosas mostrando preferentemente un frente de propagación hacia el sureste.

Para el área considerada el rift de sureste de Guatemala, de la que el Graben de Ipala forma parte, se han identificado cuatro altos estructurales marcados por la presencia de varios rasgos morfoestructurales, de tendencia NNW-SSE a N-S. Los límites de dichos altos estructurales (horts) configuran el Graben de Ipala, el de Santa Catarina Mita, el de Retana y el de Las Flores, esta última proyectándose hacia el sur dentro de la localidad de Candelaria de la Frontera, El Salvador.

Importantes segmentos de fallas E-W tanto al norte como al sur del área estudiada, parecen controlar la cinemática del fallamiento con direcciones NW-SE y NE-SW, como la zona de falla de Tamasulapa acomoda la cinemática del patrón de fracturamiento con dirección N40W (Falla Río Morán, Figura 6, cuadro f), estando subordinados a ellos el fallamiento N-S, este último mayormente de tipo normal puro.

En su contexto más regional, este patrón E-W, de cinemática dextral ubicado hacia el sur del sitio analizado, es el responsable de la depresión de Jalpatagua (zona de falla de Jalpatagua) y posiblemente de la depresión de Nicaragua, ambas de tendencia N55W (Figura 6, cuadro h). Entre dichas depresiones, se ubica la zona de falla de El

Salvador (ESFZ) de tendencia E-W y cinemática dextral (Alvarez G. J. *et al.*, 2006).

La distribución espacial que marcan los ejes de esfuerzo mediante proyección estereográfica denota cinco sectores, dos para el esfuerzo mínimo (σ_3) E-W, dos más para el esfuerzo intermedio (σ_2), y el sector que comprende el esfuerzo mayor ($\sigma_1 = \sigma_v$) centro del diagrama, delimitada por cuadro planos con arreglo ortorrómbico orientadas N40/65W, N220/68E, N140/62W y N140/61NE (Figura 7, cuadro d).

Esta disposición ortorrómbica de los planos medios para los sistemas de fracturas N40W-N40E y N20W-N20E posee una separación con respecto al norte de $\sim 40^\circ$ y 20° entre cada par de planos conjugados (Figura 9, cuadro d),

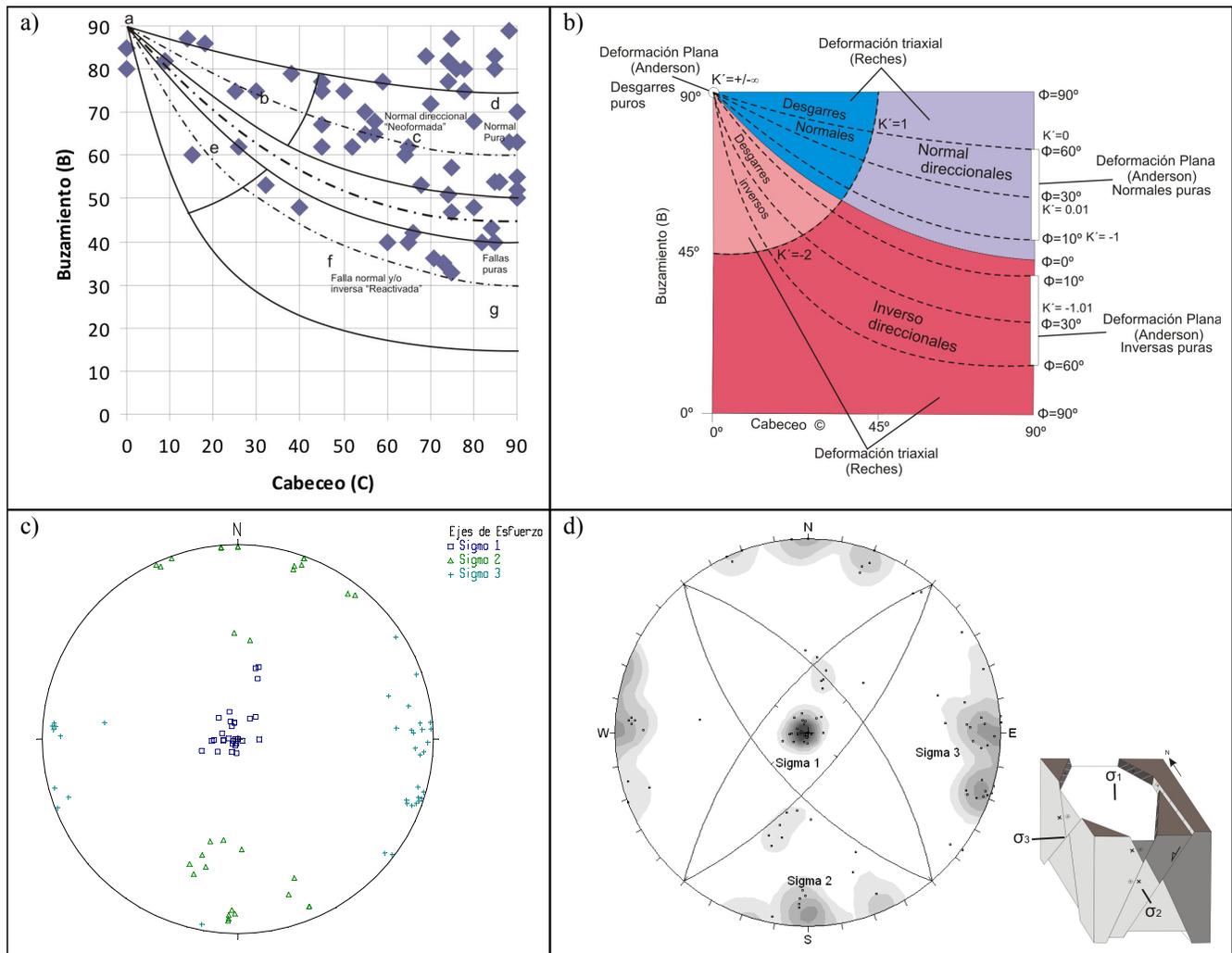


Figura 7. Diagrama C/B y proyección de los tensores de esfuerzo para todos los planos de fallas medidas. Características del modelo de deslizamiento, con su respectiva sectorización de la deformación tanto triaxial y plana. Proyección de los ejes de esfuerzo. Planos medios que limitan las zonas que ocupan los ejes de esfuerzo, con arreglo ortorrómbico.

bajo la influencia de un campo de tensión E-W. Esto puede explicarse bajo el Modelo de Reches (1983) que explica el hecho de que en condiciones triaxiales de deformación frágil, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación y/o de esfuerzo.

Los valores obtenidos por localidad del factor de forma (R) (stress ratio) van de 0.68 a 0.7, los cuales pueden considerarse como más cercanos a la deformación triaxial. Considerando los patrones para las familias de fallas NW-SE, NE-SW y N60W, los valores de R, revelan estados de esfuerzo de tipo triaxial (R=0.5), radial (R=0) y muy cercanas a la uniaxial (R=0.91), todos dentro de un régimen extensivo.

Tomando en cuenta que el esfuerzo principal que actúa en la vertical ($\sigma_v = \sigma_1$), el esfuerzo de deformación puede clasificarse (Diagrama C/B) como deformación por cizalla con componente extensional, deformación extensional con componente de cizalla (ambas dentro del campo de la deformación triaxial) y extensión pura (Deformación plana, modelo de Anderson), esta última para el fallamiento N-S.

Los resultados de SHmax y Shmin, denotan una dirección N-S y E-W, respectivamente. Esta variación en el esfuerzo de deformación puede estar reflejando una fase de deformación inicial donde el régimen fue de cizalla y luego extensivo y/o una combinación de ellos.

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Rudy Machorro por haberme permitido participar en el proyecto de evaluación hidrogeológica realizado en los alrededores de Cerro Blanco, Jutiapa; fase en la cual se obtuvieron los datos de campo.

Referencias

- Carr, Michael J. 1976. Underthrusting and Quaternary Faulting in northern Central America. Geological Society of America Bulletin, v. 87, p 825-829, Doc. No 60522.
- Carr, M.J., Feigenson, M.D., Patino, L.C., Walker, J.A., 2003. Volcanism and geochemistry in Central America: progress and problems. In: Eiler, J.M. (Ed.), Inside the Subduction Factory. Geophysical Monograph, vol. 138. American Geophysical Union, Washington, pp. 153-174.
- De Vicente, G. 1988. Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 317pp.
- Delvaux, D. 1993. The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. Terra Abstracts, 5, 1, 216.
- Delvaux, D., 2012. Release of program Win-Tensor 4.0 for tectonic stress inversion: statistical expression of stress parameters. EGU General Assembly, Vienna, 2012. Geophysical Research Abstracts, Vol. 14, EGU2012-5899. Program available at <http://users.skynet.be/damien.delvaux/Tensor/tensor-index.html>.
- Delvaux, D. and Sperner, B. (2003). New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Fernández, C., Camacho Cerro, M.A., García Navarro, E. y Alonso Chaves, F. M. (2011): Método β - stress para corregir la orientación de los ejes principales del esfuerzo determinados a partir del análisis poblacional de sistemas incompletos de fallas con simetría ortorrómbica. Revista de la Sociedad Geológica de España, 24 (1-2): 85-99.
- Guzmán-Speziale, 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.

- H. Lyon-Caen, E. Barrier, C. Lasserre, A. Franco, I. Arzu, L. Chiquin, M. Chiquin, T. Duquesnoy, O. Flores, O. Galicia, J. Luna, E. Molina, O. Porras, J. Requena, V. Robles, J. Romero, and R. Wolf. 2006. Kinematics of the North American – Caribbean-Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, Vol. 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694, 2006.
- José A. Álvarez-Gómez, Juan M. Insua, Ramón Capote, Marta Bejar, Carolina Canora-Catalán, Walter Hernández, (2006). Evidencias morfotectónicas de actividad reciente de la zona de falla de El Salvador en el segmento Ilopango-San Vicente (*Morphotectonic evidences of recent activity of the El Salvador Fault Zone in the Ilopango - San Vicente segment*). *Geogaceta*, 39: 63-66
- McBirney, A. R. (1984). *Igneous Petrology*. Jones and Barlett Publishers. Second Edition. 315 pg.
- Mercier, Jacques y Vergely, Pierre, 2001. *Tectónica*. Limusa Noriega Editores. México, D.F. pg. 259.
- Reches, Z., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics*, 95 : 133- 156.
- Rodríguez-Pascua, M.A. y De Vicente, G. 2001. Análisis de la fracturación en materiales recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en el Prebético Externo de Albacete. *Boletín Geológico y Minero*, 112 (4): 65-77
- Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data, in Mann, P., ed., *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America: Geological Society of America Special Paper 428*, p. 65–88, doi: 10.1130/2007.2428(04).

EL SISTEMA KÁRSTICO DE GUATEMALA THE KARST SYSTEM OF GUATEMALA

Jaime E. Requena F.

Asociación para el Manejo Sostenible de los Recursos Kársticos y Espeleológicos de Guatemala (*ASOKARST*)
jaimereq@gmail.com

RESUMEN

El sistema kárstico de Guatemala ocupa 48,183 km² (~50 % del territorio nacional). Las rocas calcáreas afectadas varían desde el Paleozoico hasta el Terciario; pero 90 % de las estructuras kársticas se desarrollan en rocas Cretácicas. El nivel de desarrollo del paisaje kárstico incluye cockpits, torres, fluviokarst, lapiaz, dolinas, uvalas, redes de valles secos, poljes, ponors y sistemas de cavernas. De acuerdo a la división tectónica del país, en el Bloque Maya ocurre el mayor desarrollo de karst. Este bloque está constituido por dos secuencias sedimentarias de mayor orden, de carácter transgresivo. Es la segunda secuencia, ocurrida en el Jurásico-Cretácico e inició en una etapa de *rift* y luego pasó a margen pasivo, la que favoreció la acumulación de más de 5,000 m de espesor de carbonatos, que actualmente han sido karstificados. En las Altiplanicies Mayas (Sierras: Lacandón, Cuchumatanes, Chamá, Santa Cruz) ocurre la mayor densidad de estructuras exokársticas. El objetivo de este trabajo es orientar a la población sobre la ocurrencia, distribución, fragilidad y vulnerabilidad de los sistemas kársticos para propiciar una mejora en las prácticas de gestión y para armonizar la convivencia con el sistema kárstico. La estructuración de un sistema de información geográfico ha permitido verificar que el 90 % de las estructuras kársticas del país permanecen en la categoría de “Sin Protección Ambiental”; y que el 65 % del exokarst afortunadamente está cubierto por Bosque Natural. Sin embargo, Cultivos y Pastos han impactado el 25% del mismo. Alta Verapaz, Petén y Huehuetenango tienen los mayores porcentajes de su población en la zona kárstica: 38, 23 y 22 %, respectivamente.

Palabras clave: Guatemala, Karst, Sistema kárstico, Exokarst, SIG, Vulnerabilidad Ambiental.

ABSTRACT

The karst system of Guatemala occupies 48,183 km² (~50 % of the country). The calcareous rocks affected range from Paleozoic to Tertiary; but 90 % of karst structures develop in Cretaceous rocks. The level of development of karst landscape includes cockpits, towers, fluviokarst, karren, sinkholes, networks of dry valleys, poljes, ponors and cave systems. According to tectonic division of the country, in the Maya block occurs further development of karst. This block is constituted by two higher order sedimentary sequences, transgressive character. And it's the second sequence, occurred in the Jurassic-Cretaceous and began in a stage of rift and then became passive margin, which favored the accumulation of more than 5,000 m thick carbonate, which currently have been karstified. In the Mayan Uplands (Ranges: Lacandón, Los Cuchumatanes, Chamá, Santa Cruz) occurs most exokarstic density structures. The aim of this paper is to advise the public about the occurrence, distribution, fragility and vulnerability of karst systems, which lead to improve management practices and to harmonize the coexistence with the karst system. Structuring a geographic information system, has allowed to verify that 90 % of karst structures of the country, remain in the category of “Without Environmental Protection”; and that 65 % of exokarst is fortunately covered by natural forest. However, Crops and Pastures have impacted 25 % of it. Alta Verapaz, Petén and Huehuetenango have the highest percentage of its population in the karst area: 38, 23 and 22 % respectively.

Keywords: Guatemala, Karst, karst System, Exokarst, GIS, Environmental Vulnerability.

Introducción

El sistema kárstico es un tipo de paisaje generado sobre rocas solubles, caracterizado en superficie (exokarst) por la presencia de depresiones cerradas y una red de drenaje escasamente funcional y, en profundidad (endokarst), por la existencia de cavidades y un sistema subterráneo bien desarrollado. En los terrenos kársticos interactúan procesos físicos, químicos y biológicos, que dan lugar a efectos geológicos, tales como: disolución, precipitación, sedimentación y hundimientos. El motor del ciclo kárstico es el agua.

En la actualidad, los sistemas kársticos son reconocidos como un recurso valioso, no renovable que puede ser muy sensible a cualquier intervención humana. Sin embargo, la gestión del karst en Guatemala se ha centrado únicamente en la gestión de cavernas, particularmente con fines turísticos y recreativos. El manejo no tiene el enfoque integral de sistema kárstico, es decir, no se toman en cuenta los componentes exo- y endo-kársticos.

Aproximadamente, el 50% del área de nuestro país está ocupado por formaciones calcáreas con potencial para desarrollar karst. Calizas, dolomitas y evaporitas con edades

que oscilan desde el Pérmico hasta el Terciario han sido sujetas a procesos de disolución en distintas intensidades.

Una densidad poblacional considerable vive sobre el área kárstica, sin tener el conocimiento sobre la vulnerabilidad del sistema kárstico. El uso del suelo y particularmente las actividades agrícolas reflejan el desconocimiento de este sistema. Gran parte de la población sufre de cálculos renales o biliares, producto del consumo de aguas extremadamente duras.

En respuesta a la creciente preocupación sobre los impactos de la actividad humana en terrenos kársticos en nuestro país, ASOKARST realiza esta y otras publicaciones, encaminadas a orientar las mejores prácticas de gestión para proteger sistemas kársticos.

Metodología

La Figura 1 resume la metodología empleada en el sistema de información geográfico (SIG) para la preparación de este documento. Inicialmente se ingresaron las seis capas temáticas básicas (numeradas del 1 al 6). El mapa geológico se analizó conjuntamente con las referencias bibliográficas asociadas a la estratigrafía y

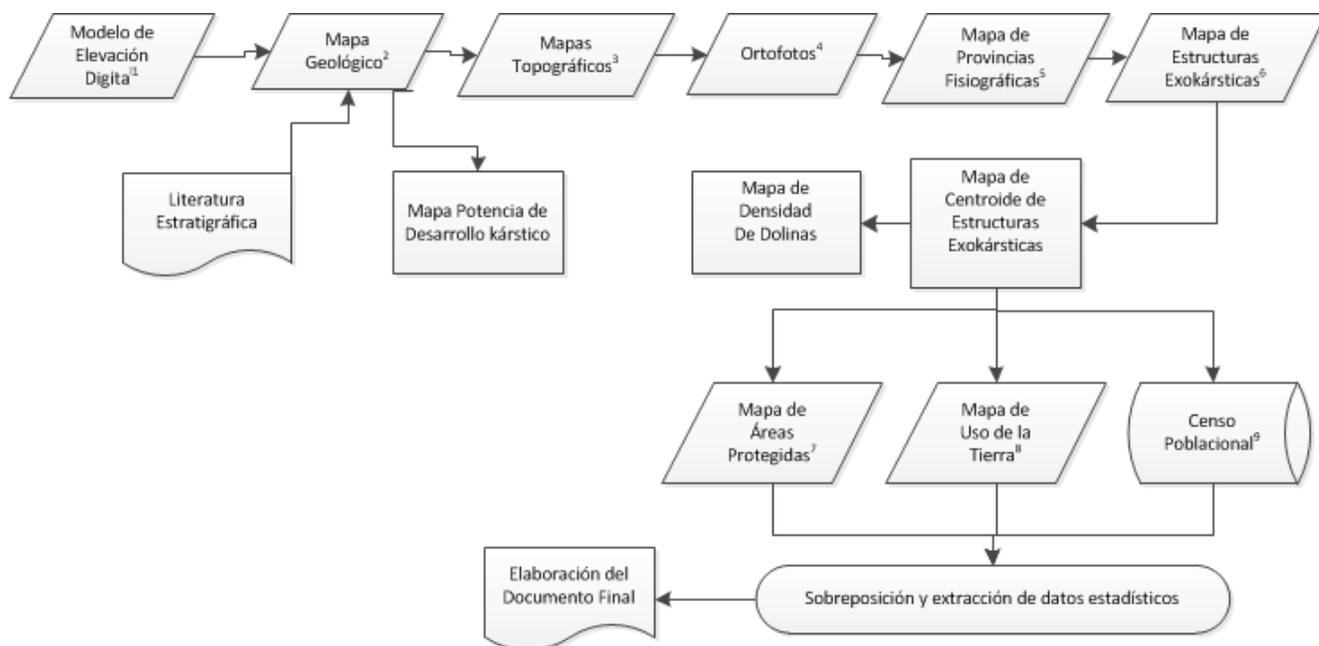


Fig. 1. Flujograma metodológico mostrando la relación de los diferentes mapas temáticos, bases de datos y documentos utilizados para la elaboración de este documento (en los apartados posteriores se cita la fuente utilizada).

algunas referentes al desarrollo kárstico, para poder obtener el mapa potencial de desarrollo kárstico. Al mapa de estructuras exokársticas se le aplicó un proceso SIG para obtener el centroide de cada polígono de estructura kárstica. Al mapa de centroides, nuevamente se le aplicó un proceso de interpolación, que dio como resultado el mapa de densidad de dolinas. Pasos posteriores involucraron la superposición de los mapas de áreas protegidas, uso de la tierra y relación con la base de datos del censo poblacional, de tal manera que permitiera el análisis y extracción de datos estadísticos, para la preparación del reporte final.

Resultados

Características del Sistema Kárstico

El término "karst" se deriva de la región eslovena *kras* (posteriormente germanizada a karst) que significa "terreno pedregoso, estéril". Esta palabra ha sido adoptada como el término para todos esos terrenos (IUCN, 2008).

El karst se desarrolla durante cientos de miles de años en un proceso continuo: el agua cae en las montañas, atraviesa las rocas por sus discontinuidades (fracturas, fallas, planos de estratificación) y la roca se disuelve lentamente por ácidos débiles que se encuentran naturalmente en la lluvia y el suelo. Con el tiempo, las discontinuidades se agrandan y el agua circula libremente, y la interacción de procesos físicos, químicos y biológicos provoca disolución, precipitación, sedimentación y subsidencias del terreno.

El sistema kárstico tiene una topografía distintiva, producto de la acción del agua sobre las rocas solubles del subsuelo. El karst se encuentra particularmente en rocas solubles, especialmente rocas carbonatadas (calizas, dolomitas, mármoles) y en rocas evaporíticas (yesos, anhidritas, sales). La acción del agua desarrolla cockpits, torres, fluviokarst, superficies acanaladas (lapiaz) y agujereadas, pozos verticales (denominados "siguanes" en Alta Verapaz), dolinas, sumideros o ponors (arroyos que se sumergen), manantiales, cavernas y drenaje subterráneo (Figura 2). Muchas cavernas están decoradas con

espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, perlas, etc.). Es necesario analizar en tres dimensiones el paisaje kárstico para observar la interacción de los factores geológicos, climáticos, topográficos, hidrológicos y biológicos en el sistema kárstico. Básicamente, en las zonas montañosas altas ocurre erosión y en las zonas bajas, deposición (IUCN, 2004). En la zona de erosión existe remoción de rocas kársticas por disolución, y ésta sirve como mecanismo de disparo para otros procesos, principalmente para formar precipitados (estalactitas en cavernas y presas de tobas en los valles). Mientras que en la zona de deposición, se crean nuevas rocas kársticas.

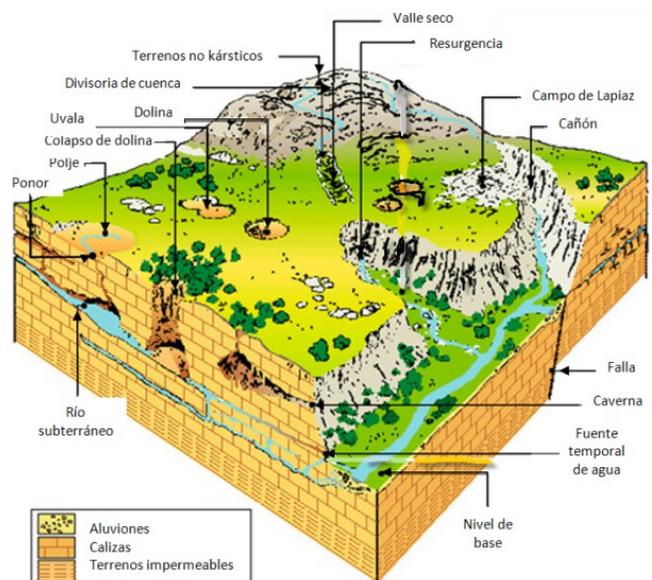


Figura 2. Paisaje kárstico (modificado de Monbaron, 2008).

Las características hidrológicas específicas en los sistemas kársticos muestran ausencia general de flujo superficial permanente. La red de drenaje superficial es discontinua espacialmente; condicionada por la presencia de surgencias y ponors, usualmente los caudales presentan grandes fluctuaciones. Ocurren retenciones temporales de agua en zonas cerradas superficiales, con dolinas o poljes, siendo posteriormente drenadas por ponors.

El sistema kárstico es altamente vulnerable a la contaminación debido a su estructura de drenaje. Con frecuencia, las depresiones exokársticas (dolinas, uvalas) son utilizadas como botaderos de distintos tipos de residuos.

La basura arrojada a corrientes que se sumergen puede llegar fácilmente a corrientes subterráneas. Asimismo, hay que tomar en cuenta que las aguas residuales, pintura, aceite de motor, pesticidas y otros contaminantes que los pobladores vierten, no son filtrados por el agua que entra en un acuífero kárstico. El agua potable distribuida por la municipalidad de Carchá (Alta Verapaz) a sus pobladores presenta el inconveniente de tener su toma de agua situada aguas abajo del basurero municipal (CONCYT, 2002). Por lo tanto, la protección de los recursos hídricos en los sistemas kársticos necesita estudios detallados que determinen las zonas más vulnerables a la contaminación. Es esencial el ordenamiento territorial del uso del suelo como medida de protección de la calidad de agua.

¿Cómo se forma el Sistema Kárstico?

El karst se forma en rocas que contienen carbonato (calizas y dolomitas, principalmente). Conforme el agua de lluvia atraviesa la atmósfera, recoge CO₂, que se disuelve en las gotas de agua. Una vez que la lluvia toca el suelo, se filtra a través del suelo y recoge más CO₂ para formar una solución débil de ácido carbónico:



El agua infiltrada naturalmente aprovecha discontinuidades existentes en las rocas del subsuelo para seguir circulando. Con el aporte continuo de agua enriquecida de CO₂, la roca calcárea empieza a disolverse, abriendo espacios cada vez más grandes para que circule el agua. Este proceso se produce en muchos miles de años y finalmente lleva al desarrollo del sistema kárstico.

¿Cuál es la importancia del Sistema Kárstico?

Los sistemas kársticos son muy complejos por sus características geológicas e hidrogeológicas, por eso están incluidos entre los ambientes más frágiles y vulnerables del mundo. El hombre debe hacer un gran esfuerzo para aprender a vivir “en armonía con el karst”, en lugar de vivir “en” el karst. Muchos problemas que enfrentamos al interactuar con los entornos de karst se resuelven mejor a

través de cambios en los sistemas humanos en lugar de las alteraciones de los entornos del karst. Los cambios más sutiles en los sistemas kársticos provocan alteraciones significativas en ellos.

El Karst es un recurso no renovable, único, con importantes valores biológicos, hidrológicos, mineralógicos, científicos, culturales, recreativos y económicos.

Generalmente, los suelos desarrollados en los terrenos kársticos están bien drenados y, conforme se disuelven las rocas calcáreas, se libera CO₂, carbonato de calcio y micronutrientes, que ayudan al crecimiento y desarrollo de árboles y plantas.

Los ecosistemas kársticos permiten el desarrollo de hábitats y microclimas subterráneos, aptos para la vida de ciertas especies vegetales y animales (helechos, musgos, aves, mamíferos, peces, insectos, entre otros). Los poljes son sitios de humedales que, además de filtrar contaminantes, hospedan pájaros migrantes y algunas especies peligrosas como el *Crocodylus acutus* (Ramos *et al.*, 2004).

Los sistemas kársticos cubren 10 a 20 % de la superficie de la tierra y proporcionan del 40 al 50 % del agua potable del mundo (Ford y Williams, 2007). En este sentido, la protección de aguas subterráneas es esencial en muchos países. Las redes de drenaje subterráneo pueden operar de forma independiente de los patrones de drenaje superficial, y son capaces de aportar grandes caudales de agua. Sin embargo, los tiempos de tránsito rápido, limpieza natural limitada y escasos mecanismos de filtrado facilitan el transporte de materiales nocivos, como contaminantes o sedimentos, de una zona a otra. La calidad del agua también se ve afectada debido a la disolución de las rocas calcáreas. El carbonato se ve enriquecido tanto en las aguas superficiales como las subterráneas. Estudios previos han demostrado que en el agua “potable” de Cobán, el contenido de carbonato es de 800 ppm (CONCYT, 2002), llegando a formar aguas extremadamente duras, repercutiendo en la formación de cálculos renales y biliares en los pobladores de la región.

La formación de minerales en el interior de las cavernas es muy amplia y variada. Los espeleotemas (estalactitas, estalagmitas, perlas, etc.), aumentan significativamente el valor recreativo de cuevas. Datos sobre el cambio climático pueden obtenerse mediante el estudio de la morfología de la cueva, espeleotemas y sedimentos.

El ambiente natural de cuevas kársticas (condiciones alcalinas, temperaturas frescas, ausencia de luz y difícil acceso) ha ofrecido buenas oportunidades para el descubrimiento de materiales arqueológicos inalterados en el Norte del país. Información obtenida de este tipo de sitios ha ayudado a los arqueólogos a revelar detalles acerca de cómo vivían los Mayas, proporcionan enlaces evolutivos del pasado y ayudan a determinar los patrones de migración humana y animal históricos y prehistóricos. Mucho del conocimiento cultural (herramientas de piedra) y restos anatómicos (huesos) provienen de las cavernas.

En el pasado, el karst jugó un papel importante en la vida los mayas. Las cuevas y cenotes fueron utilizadas para propósitos ceremoniales, refugio y sitios de entierros (inframundo). Una diversidad de pinturas mayas se ha localizado en algunas cavernas (Veni, 1996). El agua de manantiales fue utilizada por sus propiedades especiales.

Las áreas kársticas atraen turistas y entusiastas espeleólogos nacionales e internacionales. Los sistemas kársticos en El Petén, Alta Verapaz y Huehuetenango son particularmente populares para ser visitadas y constituyen áreas de exploración de cavernas. Cada año, un número creciente de personas visitan estos sitios, parques, cavernas y áreas de recreación, llegando incluso a ser negocios rentables. Algunos sitios recreacionales han sido elevados a la categoría de áreas de reserva, parques nacionales o patrimonio cultural, tales como Semuc Champey, Cuevas de Lanquín (Alta Verapaz).

Los valores económicos relacionados con el karst en Guatemala son considerables. Uno de los principales beneficios económicos es la recolección de recursos de madera de alto valor producidos en paisajes kársticos,

especialmente en El Petén y Alta Verapaz. Las tierras agrícolas desarrolladas sobre el karst también son normalmente muy productivas, porque sus suelos son ricos en calcio. El valor de recreación, atractivo en muchas áreas kársticas (rasgos exokársticos, endokársticos, alta biodiversidad), genera ingresos y empleo en las industrias relacionadas con el ecoturismo en toda la región. La extracción de caliza y dolomita proporciona un número de materias primas y productos transformados para la agricultura; vidrio y pintura; la industria del cemento; pulpa y papel, y la construcción. Mármol, caliza y dolomita se utilizan comúnmente en edificios como piedra ornamental o en la regulación de la acidez de los suelos agrícolas.

En contraparte, la disolución de las calizas crea huecos en el subsuelo que representan una amenaza. Pueden ocurrir colapsos que afectan directamente el entorno construido, provocando daños severos, pérdida de la propiedad y perturbaciones a la vida cotidiana.

Discusión

Karst en Guatemala

Las rocas carbonatadas en Guatemala ocupan 48,183 km² (~50 % del territorio nacional), constituyendo un área potencial para el desarrollo del karst (Figura 3), superior a la que otros autores (Kueny & Day, 2002) habían propuesto. A partir del mapa geológico nacional (Bonis *et al.*, 1970) se han definido la formaciones geológicas que muestran desarrollo kárstico (Figura 4) y varían en edad desde el Paleozoico hasta el Terciario; pero son las rocas del Cretácico las que constituyen en 90 % del mapa potencial, seguidas por las Terciarias (5 %) y Pérmicas (2 %). Y las formaciones no calcáreas que se incluyen (Kts, Jkts Qa y Qp, clásticas, aluviales y piroclásticas) sólo sobreyacen en delgados espesores a otras formaciones calcáreas.

El nivel de desarrollo del paisaje kárstico es variable, incluye cockpits, torres, fluviokarst, lapiaz, dolinas, uvalas, redes de valles secos, poljes, ponors y sistemas de cavernas. Las elevaciones del paisaje kárstico varían desde el nivel del mar hasta los 3,821 msnm. Su desarrollo depende de

varios factores condicionantes, tales como el tipo de roca y pureza, ubicación fisiográfica-estructural y de las condiciones climáticas.

Tectónicamente, en Guatemala se ha definido el límite entre las placas de Norte América y Caribe, marcado por un complejo sistema arqueado de fallas sinestrales: Polochic-Motagua-Jocotán –SFPMJ– (Dengo, 1985). Dicho sistema está delineado por los sistemas de fallas orientadas Este-Oeste. La zona de cizalla Baja Verapaz es una estructura inversa, probablemente relacionada a los

anteriores sistemas de fallas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007). El SFPMJ pone en contacto a dos bloques continentales geológicamente distintos: **Bloque Maya**, que es la extensión meridional de la Placa de Norte América; y **Bloque Chortís**, perteneciente a la Placa Caribe (Dengo, 1985). Atendiendo a esta división tectónica, el karst de Guatemala está desarrollado principalmente en el Bloque Maya; pocos afloramientos y desarrollo kárstico observamos en la zona de sutura Motagua y en la Placa Caribe.

En general, el Bloque Maya presenta dos secuencias sedimentarias de orden superior, de dinámica transgresiva: La primera que finalizó en el Paleozoico Tardío con ambientes de plataforma somera, y la segunda que se desarrolló en el Jurásico-Cretácico. Los sedimentos marinos del Paleozoico Superior pertenecen a la Formación Chóchal, compuestos de calizas y dolomitas, depositados en ambientes de plataforma somera y arrecifal. Estudiando el margen meridional del Bloque Maya, Fourcade *et al.* (1994) propusieron el inicio de esta segunda secuencia sedimentaria con la acumulación de sedimentos fluviales rojos en una etapa de *rifting* en el Jurásico Tardío (relacionado con la apertura del Golfo de México), instalación de una plataforma carbonatada de margen pasivo en el Cretácico (Aptiano), y su hundimiento en el Campaniano Tardío. Posteriormente, en el Maastrichtiano se desarrolló una cuenca profunda siliciclástica en el margen del bloque. Wilson (1974) y Rosenfeld (1981) reconocieron que dicha cuenca fue afectada por el cabalgamiento de un complejo ofiolítico, que causó un drástico cambio en la sedimentación de los carbonatos marinos someros a facies de agua profunda.

Así, las rocas kársticas que afloran en el Bloque Maya son principalmente sedimentos marinos Cretácicos (carbonatos y evaporitas de aguas someras), conformando unos 5000 m de espesor. Durante el periodo Cretácico, el área de El Petén formó parte de la gran plataforma aislada carbonato-evaporítica que se extendía a través de Yucatán,

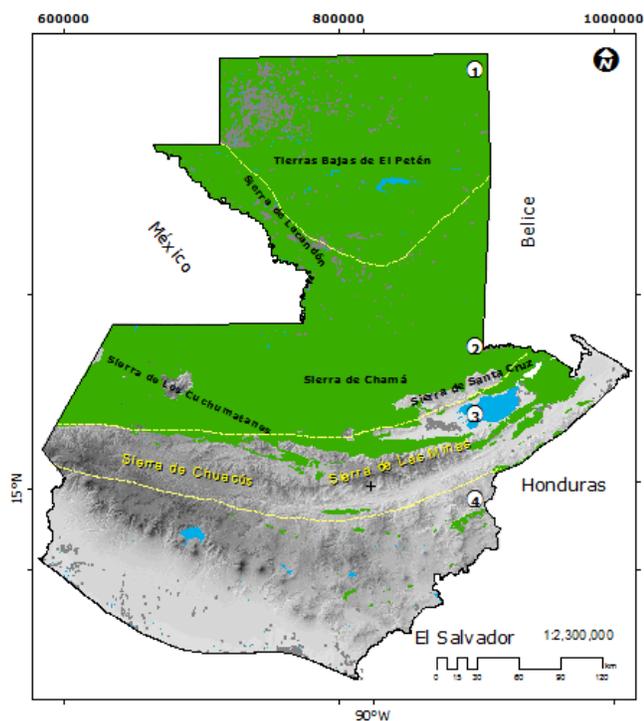


Figura 3. Mapa de potencial de desarrollo kárstico. En color verde, presencia de carbonatos (modificado y adaptado de Bonis *et al.*, 1970).

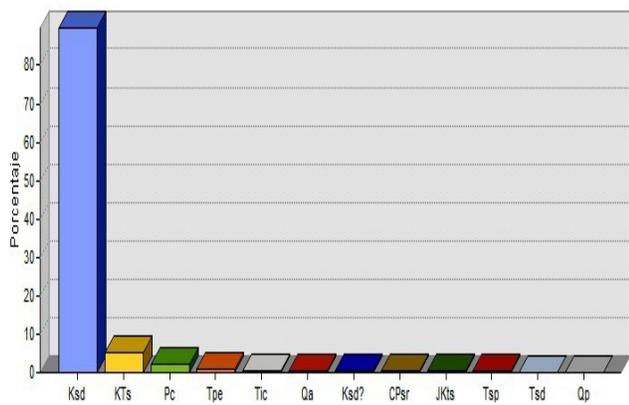


Figura 4. Porcentaje de estructuras kársticas que afectan a diversas formaciones geológicas.

Chiapas, norte y centro de Guatemala y Belice (Fourcade, 2000).

A nivel nacional, el karst se desarrolla sobre cuatro provincias fisiográficas (Figuras 3 y 5), a las que J. Marshall (2010) denominó:

1. **Plataforma de Yucatán** (Tierras Bajas de El Petén),
2. **Altiplanicies Mayas** (Sierras: Lacandón, Cuchumatanes, Chamá, Santa Cruz),
3. **Zona de Falla Motagua**, y
4. **Altiplanicie Chortís Oeste**.

El desarrollo kárstico menos denso se observa en las proximidades de la Zona de Falla Motagua (Sierras de Chuacús y Las Minas). Finalmente, muy escasos afloramientos ocurren en la Altiplanicie Chortís Oeste.

Un mapa que muestra la distribución de dolinas, uvalas y poljes fue elaborado por Cordillera, S. A. (2004), a partir del delineado de cada estructura representada en los mapas topográficos a escala 1:50,000. El centroide de cada

una de dichas estructuras ha sido utilizado para elaborar el mapa de densidad de exokárstica (Figura 5). Así, vemos que en las Altiplanicies Mayas ocurre la mayor densidad de estructuras; principalmente en las Sierras: Chamá, Santa Cruz y Cuchumatanes. En las Tierras Bajas de El Petén ocurren en menor densidad; mientras que hacia el Sur no se ha reportado prácticamente ningún tipo de estructura kárstica. Es de hacer notar que el mapa representa la densidad de estructuras kársticas; sin embargo, los poljes han sido representados sólo por su centroide, aunque por sus dimensiones merecen mayor atención ambiental, como es el caso del Lago Petén Itzá. Sobreponiendo los mencionados centroides al mapa geológico, podemos observar el desarrollo kárstico sobre las formaciones geológicas: 90 % en Ksd (carbonatos cretácicos); Terciarias (5 %) y Pérmicas (2 %). Una estrecha relación entre litología, deformación estructural y distribución de la precipitación parece conformar el factor condicionante del sistema kárstico del país.

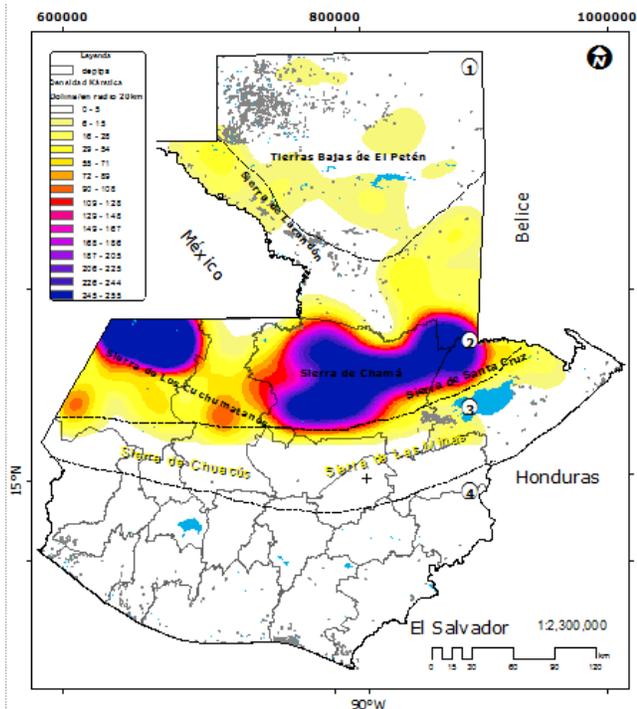


Figura 5. Mapa de densidad de dolinas. La densidad se obtuvo a partir del número de dolinas en un radio de 20 km. Las líneas punteadas negras delimitan las provincias fisiográficas y los números hacen referencia al nombre de las provincias citadas en el texto.

Provincia de la Plataforma de Yucatán (Tierras Bajas de El Petén)

La Provincia de la Plataforma de Yucatán está representada en Guatemala por las Tierras Bajas de El Petén –TBP–. Políticamente, incluye los municipios de Melchor de Mencos, Flores, San José, San Andrés, La Libertad, San Benito, Santa Ana y San Francisco (departamento de El Petén).

Las TBP están limitadas al Sur por el Arco de La Libertad, seccionada por el sistema de fallas sinestrales con orientación Este-Oeste (Figura 6).

En las TBP, Cordillera, S.A. (2004) describió algunas formas exokársticas: poljes, campos de mogotes, lomas residuales, uvalas, mesetas y presencia de fluviokarst. Además se observan dolinas, valles secos, karst cónico, torres y sistemas de cavernas. En esta provincia existen importantes sitios arqueológicos, superficiales y subterráneos, El Mirador y Tikal son quizá los más

importantes. El arte Maya en cavernas está mejor expresado en Naj Tunich.

Los terrenos kársticos en las TBP se desarrollan en una sucesión de carbonatos del Cretácico al Paleógeno. Las Formaciones Cobán (Aptiano-Santoniano) y Angostura (Campaniano Tardío-Maastrichtiano) han sido definidas tanto en superficie como en el subsuelo, compuestas de 5000 m de carbonatos marinos someros y evaporitas y delgadas capas pelágicas. La Formación Angostura muestra brechas calcáreas, producto del impacto del meteorito de Chicxulub. La secuencia carbonática fue depositada durante un evento transgresivo, en un margen pasivo (Fourcade, 1999). Estas Formaciones están representadas indistintamente en el mapa geológico nacional (Bonis *et al.*, 1970) como Ksd. El Paleógeno lo constituyen La

Formación Icaiché y el Grupo Petén (Eoceno) y otros sedimentos marinos (Paleoceno-Eoceno), compuestos de calizas, margas y evaporitas. El Paleógeno ha sido representado como KT, Tpe y Tic. Mientras que las planicies aluviales están constituidas por aluviones cuaternarios (Qa).

En las TBP se pueden diferenciar algunas unidades geomorfológicas:

- Al Norte: una meseta kárstica con < 420 m de altitud, muestra una orientación NE y exhibe un paisaje escarpado con relieve de varios cientos de metros. El área está desprovista de drenaje superficial, limitado a pocas lagunas, posiblemente debido a la presencia de endokarst.

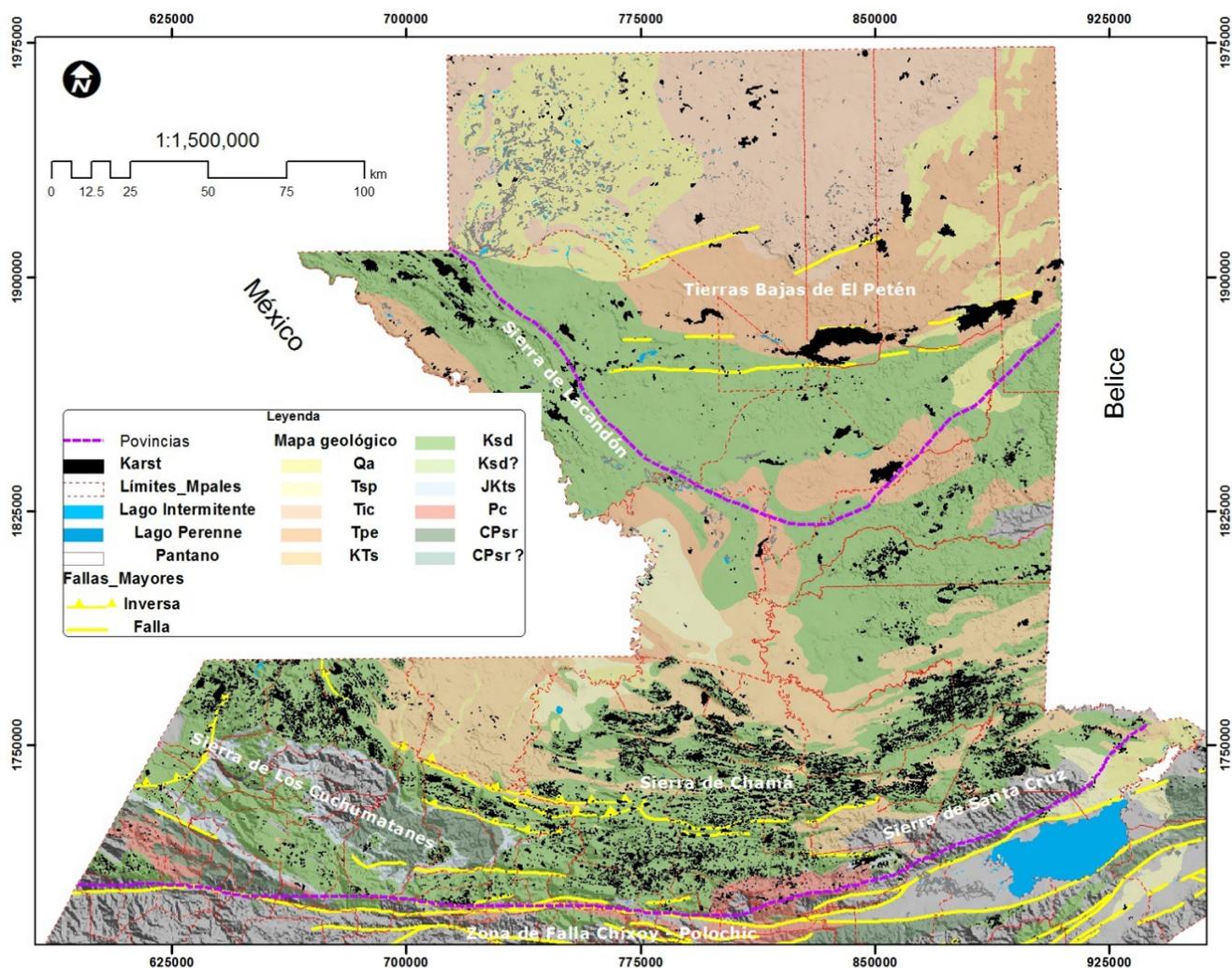


Fig. 6. Mapa mostrando la distribución del karst (polígonos negros) en las distintas provincias fisiográficas y su entorno geológico-estructural.

- En el Centro: ocurren fallas sinestrales de orientación Este-Oeste, que crean un ambiente de transtensión y un polje, que hospeda al Lago Petén Itzá y a Yaxjá y las lagunas de San Diego, La Gloria, Salpetén y Macanché.
- Al Este: el paisaje exhibe una topografía accidentada controlada por un ambiente de transtensión (fallas escalonadas normales) de orientación NE, limitado al Sur por un sistema de fallas posiblemente sinestrales de orientación Este-Oeste. El relieve local supera los 100 m a través de escarpes verticales. La red fluvial la constituyen los ríos Holmul, Chanchich y Azul o Santa María, exhiben un patrón irregular, denotando fuerte control estructural, localmente interrumpido por drenaje endokárstico. En la frontera entre Guatemala y Belice existe el Sistema de Cavernas de Chiquibul de 95 km de longitud, el más largo de Centroamérica (Miller y Alvarez, 2000) y un tesoro oculto de maravillas geológicas y arqueológicas (TNC, 2007). El mencionado sistema consiste de 4 segmentos, 3 en Belice (Cebada, Actun Tun Kul y el Grupo Kabal), y el cuarto (Xibalbá) en Guatemala, con un largo total de > 50 km (Encyclopedia of Caves and Karst Science, 2006).
- Al Oeste: ocurre una región de tierras bajas húmedas que consiste en una vasta planicie aluvial de bajo relieve cubierta por grandes pantanos y numerosos lagos. La red de drenaje de esta región es irregular, interrumpida localmente por drenaje endokárstico. En algunas zonas, una topografía ondulada ha formado karst por disolución y los aluviones rellenan una serie de pliegues de los carbonatos.
- Al Sur: aflora un campo de mogotes. Cordillera (2004) describe este campo con pendientes entre 85 y 90°, con valles ciegos, con pendiente relativamente baja (0-10°). Es el caso típico de karst cónico. Debido al fuerte control geológico estructural, la unidad consiste en una banda que se extiende en dirección Este-Oeste. Ocupa una extensión de 166 km² y su distribución se limita a calizas Cretácicas. Topográficamente, esta unidad se

encuentra entre los 180 y 320 msnm. En este campo de mogotes ocurren los dos principales centros de cavernas turísticas, La Cobanerita y Actún Can-Jovitzinaj, que se han encontrado a la fecha.

Provincia de las Altiplanicies Mayas

Las Altiplanicies Mayas incluyen las Sierras: Lacandón, Cuchumatanes, Chamá y Santa Cruz; abarcan el Sur de El Petén (municipios de Dolores, San Francisco y La Libertad), Huehuetenango, Quiché, Alta Verapaz e Izabal.

Las Altiplanicies Mayas se desarrollan a través de un cinturón de estratos plegados y fallados del Cretácico-Paleógeno que inician desde el Noroeste de El Petén en la Sierra Lacandón, luego bordean el núcleo cristalino (en Huehuetenango) y forman una serie de sierras arqueadas y alargadas de tendencia Este-Oeste con esta misma constitución. Sinclinales y anticlinales están profundamente disectados por grandes ríos controlados estructuralmente por el sistema de fallas Cuilco-Chixoy-Polochic. En general constituyen una topografía extremadamente accidentada, compuesta por diferencias de altitudes medidas en kilómetros entre muy pequeñas distancias. Los Altos Cuchumatanes es quizá la mejor representación de esta característica fisiográfica, una imponente meseta elevada 3,838 msnm. La intensidad de deformación disminuye hacia el norte, desde el “cinturón plegado de Alta Verapaz” (Bonis, 1967), hasta la casi horizontal, plataforma carbonatada de El Petén.

Carbonatos del Paleozoico Superior y Cretácico han sido karstificados en esta región. Los sedimentos marinos del Paleozoico Superior pertenecen a la Formación Chóchal (Leonardiano-Roadiano, Fourcade, 1998), compuestos de calizas y dolomitas, depositados en ambientes de plataforma somera y arrecifal. Los sedimentos marinos Cretácicos, dominados por carbonatos y evaporitas de aguas someras, tienen en el subsuelo 5,000 m de espesor. Ellos ocurren estratigráficamente entre formaciones de capas rojas, areniscas y conglomerados fluviales del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano de la Formación Todos Santos y las

brechas calcáreas del límite K/T y/o las margas y calizas con foraminíferos planctónicos del Daniano Temprano.

Las formas kársticas observadas en esta región están compuestas por poljes, campos de mogotes, lomas residuales, dolinas, uvalas, mesetas, surgencias, ponors y presencia de fluviokarst; desarrollando karst cónico, principalmente.

Sierra de Lacandón

La Sierra de Lacandón marca el límite norte de la provincia del Altiplano Maya, extendiéndose desde el Suroeste de El Petén hasta las montañas Mayas de Belice, en lo que se conoce como Arco de La Libertad. Esta cadena montañosa relativamente tenue (con 600 m de altitud máxima) está formada por un cinturón arqueado de calizas y dolomitas Cretácicas estrechamente plegadas. Las elevaciones por encima de los humedales de El Petén, alcanzan los 500 m, y constan de una serie de crestas y valles que muestran un paisaje kárstico ondulado de abundantes dolinas, uvalas, sumideros y drenajes, superficies mal integradas. Al Sur de la Sierra de Lacandón, se ha desarrollado una gran planicie aluvial, formada por el río Salinas, San Román y Machaquilá, que desciende desde los Cuchumatanes y de las Sierras de Chamá y Chinajá. Casos como esta planicie aluvial aparecen mapeados como Aluviones Cuaternarios, pero el sustrato subyacente está constituido por carbonatos.

Sierra de Los Cuchumatanes

La Sierra de Los Cuchumatanes consiste en un bloque montañoso de tendencia noroeste, limitado al Sur por el sistema de fallas sinestrales Cuilco-Chixoy-Polochic. Esta sierra de elevación máxima de 3,838 m y pendientes entre 10 a 75°, abarca una gruesa sección (> 7500 m) deformada de rocas sedimentarias Paleozoico Superior (Leonardiano-Roadiano, Fourcade, 1988) a Mesozoicas que están en contacto con el basamento metamórfico del Paleozoico Inferior o más antiguo.

La sierra de los Cuchumatanes exhibe varias subregiones geomórficas, incluyendo una espectacular meseta altiplana (Los Altos Cuchumatanes), una zona

montañosa accidentada con topografía kárstica y un área de baja elevación de crestas y valles, con pendiente entre 0 y 10°, desarrolladas sobre el basamento metamórfico.

La meseta de los Altos Cuchumatanes (3,500-3,838 m de altitud), está formada principalmente de una sección de 2,500 m de espesor de calizas y dolomitas Cretácicas cerca de la parte superior de la secuencia transgresiva. Esta meseta fue cubierta de glaciares durante el Pleistoceno, dejando un paisaje relictivo de rocas estriadas, morrenas y planicies (Anderson, 1968). Una capa de hielo, probablemente cubrió ~50 km² en la cima de la meseta, con pequeñas lenguas de hielo que se extendían por los valles a varios cientos de metros, formaron depósitos de morrenas. Las superficies rocosas de estos valles en forma de U, muestran estrías como características visibles de la erosión y abrasión glaciar. Los márgenes abruptos de la meseta de Cuchumatanes corresponden con profundos cañones desarrollados a lo largo de una serie de fallas y pliegues de tendencias Noroeste. Al Norte de la Sierra, existe un importante desarrollo de dolinas, uvalas y cenotes. Algunas dolinas colapsadas están mejor expresadas en el conocido Cimarrón, en Nentón (Huehuetenango), que tiene ~115 m de profundidad y ~172 m de diámetro. Otra característica importante en la región es el surgimiento del río San Juan en Aguacatán.

Sierras de Chamá y Santa Cruz

La Sierra de Chamá en la región Norte-Central de Guatemala exhibe un paisaje montañoso complejo formado de pliegues de tendencias Este-Oeste en la sección sedimentaria Cretácica. Las rocas carbonatadas afloran a lo largo del conocido cinturón plegado de Alta Verapaz; mostrando una topografía kárstica ondulada con escaso drenaje superficial. Cuando existen rocas clásticas, el paisaje consiste de superficies de erosión de bajo relieve atravesadas por arroyos meándricos. Al este de las montañas de Chamá se localiza la sierra de Santa Cruz que incluye un paisaje de montaña notablemente diferente, de colinas escarpadas de orientación NW cortadas por drenajes profundamente erosionados. Esta morfología diferente

obedece al afloramiento de rocas del complejo ofiolítico que cabalga sobre el Bloque Maya.

“El área hospeda tres parques nacionales y más de 400 cavernas y dolinas. Algunas cavernas son importantes sitios arqueológicos de la cultura Maya. Toda la región tiene una importante atracción para el turismo local y extranjero. La deforestación ha sido identificada como el principal reto ambiental para los diferentes ecosistemas. La urbanización sin el manejo apropiado de la basura ha impactado el sistema kárstico, resultando en la degradación de la calidad del agua. La explotación de petróleo ha ocurrido desde hace 50 años y aún representa un reto. Medidas de conservación basadas en principales sonidos ecohidrológicos se necesitan para proteger esta provincia kárstica única. La región está drenada por un complejo red de sistemas de ríos típicos de ambientes kárstico. La baja densidad de drenaje y la abundancia de ponors en la porción central del área puede ser atribuido al alto desarrollo kárstico. La zona central es también el sitio de varios poljes los cuales hospedan pantanos. Cinco sistemas de ríos pueden distinguirse: San Cristóbal, Sachichá, Icbolay y Chajmaic. La región presenta un típico clima húmedo tropical con precipitación anual variando desde 2,200 mm en el Norte hasta 4,500 mm en el Sur. Una gruesa secuencia (1500 – 2000 m) de rocas carbonáticas cretácicas cubre el 80 % de la región y hospedan poljes, karst cónico y en torres. Las rocas carbonáticas han sido divididas en tres unidades principales (Vinson, 1962; Fourcade *et al.*, 1994). La base de la sección está constituida por dolomitas, la porción central por calizas masivas y, la parte superior por calizas brechadas intercaladas con lutitas y limolitas. Evaporitas están localmente intercaladas con calizas.

”Los reconocimientos de campo muestran que los sinclinales controlan la distribución espacial de los poljes y las dolinas tienden a ocurrir a lo largo de los ejes de anticlinales”. (Ramos *et al.*, 2004).

Existen también extensas cavernas con ríos en la Sierra Chamá, incluyendo el Sistema del Río Candelaria en

Alta Verapaz, con 12 km de pasajes en 7 segmentos y al menos 55 entradas (Bordier, 1976).

Aspectos Ambientales del Sistema Kárstico

Como se mencionó anteriormente, el sistema kárstico cubre aproximadamente 50 % del territorio nacional. Analizando la distribución de centros poblados y el número de pobladores en la región kárstica, notamos que 1,329,511 pobladores viven en dicha región. Alta Verapaz, El Petén y Huehuetenango son los departamentos con los mayores porcentajes de su población en la zona kárstica, 38, 23 y 22 %, respectivamente (Figura 7). En consecuencia, estas personas conviven en el sistema kárstico, obtienen agua de acuíferos kársticos y sus viviendas y zonas urbanas están asentadas en lechos rocosos calcáreos. La convivencia no armonizada ya ha generado problemas ingenieriles y medioambientales y, a medida que incrementa la población, se extenderán sobre el sistema kárstico. A los riesgos geológicos asociados a zonas kársticas aún no se les ha puesto atención. La descarga de aguas residuales y de desechos industriales es una amenaza permanente y ya ha tenido un impacto en la calidad del recurso hídrico superficial y subterráneo, generando condiciones anóxicas en, por lo menos, un sistema acuático superficial (Chiquín & Machorro, 2003). Un monitoreo efectuado (Mouriño *et al.*, 1994) muestra que la laguna de Chichoj en San Cristóbal (Alta Verapaz) presenta condiciones anóxicas por debajo de los 4 m de profundidad durante todo el año.

Al relacionar las estructuras kársticas y su distribución con respecto al mapa de áreas protegidas del país (MAGA, 2005), es evidente que no se ha hecho ningún reconocimiento a este sistema. Aún permanecen sin ninguna categoría de protección el 89 % de estructuras kársticas (Figura 7). Casualmente, un bajo porcentaje (5 %) ha sido incluido en las categorías de Áreas de Protección Especial y Parque Nacional.

Afortunadamente, 65 % de estructuras kársticas permanece bajo la cobertura de Bosque Natural; sin embargo, otros usos de la tierra, tales como Cultivos y

Pastos/Matorrales, ya están impactando al 30 % de dichas estructuras. El impacto humano en el paisaje kárstico y cavernas ha sido de largo plazo y severo, en particular a través de la deforestación, introducción de especies, agricultura, degradación de recursos hídricos y actividades industriales, incluyendo minado, canteras y construcción (Day, 1993).

Conclusiones

- El sistema kárstico de Guatemala ocupa 48,183 km² (~50 % del territorio nacional), las rocas calcáreas afectadas varían desde el Paleozoico hasta el Terciario; pero 90 % de las estructuras kársticas se desarrollan en rocas Cretácicas; el 5 % en rocas Terciarias y 2 % sobre rocas Pérmicas.
- El nivel de desarrollo del paisaje kárstico incluye cockpits, torres, fluviokarst, lapiaz, dolinas, uvalas, redes de valles secos, poljes, ponors y sistemas de cavernas.
- Al Norte del país se encuentra el Bloque Maya, constituido por dos secuencias sedimentarias de mayor orden, de carácter transgresivo. La primera que finalizó en el Paleozoico Superior (Leonardiano-Roadiano) y la segunda finalizó en el Cretácico Superior (Maastrichtiano); y es la segunda secuencia ocurrida en el Jurásico-Cretácico, que inició en una etapa de *rift* y luego pasó a margen pasivo, la que favoreció la acumulación de más de 5,000 m de espesor de carbonatos, que actualmente muestran el mayor desarrollo kárstico del país.
- En las Altiplanicies Mayas constituidas por las Sierras: Lacandón, Cuchumatanes, Chamá, Santa Cruz, tiene lugar la mayor densidad de estructuras exokársticas. Las zonas de máxima densidad de dolinas son áreas de recarga hídrica por excelencia, por lo cual, se deberían proteger ambientalmente para evitar la contaminación de los acuíferos.
- La estructuración de un sistema de información geográfico ha permitido verificar que el 90 % de las

estructuras kársticas del país permanecen en la categoría de “Sin Protección Ambiental”; y que el 65 % del exokarst afortunadamente está cubierto por Bosque Natural. Sin embargo, Cultivos y Pastos han impactado el 25 % del mismo.

- En el análisis de la distribución de centros poblados y el número de pobladores en la región kárstica, notamos que 1,329,511 pobladores viven en dicha región. Alta Verapaz, El Petén y Huehuetenango son los departamentos con los mayores porcentajes de su población en la zona kárstica, 38, 23 y 22 %, respectivamente. La convivencia en el sistema kárstico no ha sido armonizada, por cuanto ya ha generado problemas medioambientales e ingenieriles, que podrían incrementarse al paso de los años. La descarga de desechos sólidos, aguas residuales e industriales ya ha impactado el recurso hídrico superficial y subterráneo.
- Esta publicación es un primer intento por reunir, analizar y divulgar la mayor cantidad posible de temas clave relativos al sistema kárstico y su protección. Es de esperar que se distribuirá y será ampliamente utilizada. Solo si la población comienza por reconocer que un paisaje kárstico es único, se podrá determinar los pasos a seguir para minimizar la alteración y tomar las medidas de protección necesarias. Estos ambientes y sus recursos adquieren, además, un valor añadido en el marco de los procesos relacionados con el cambio climático.

Recomendaciones

Los problemas en los sistemas kársticos, su administración y sostenibilidad, están recibiendo creciente interés alrededor del mundo, debido a la importancia de los recursos naturales y la necesidad de proteger y explotarlas adecuadamente. Toda la región kárstica de nuestro país ofrece amplios campos para futuras investigaciones: diversidad de vida silvestre, plantas y vertebrados

endémicos y de diversas especies, son algunos temas que se recomiendan abordar.

Considerar la alta vulnerabilidad que presenta el sistema kárstico nacional. Problemas como la expansión de hoteles, las actividades mineras y petroleras, la disposición

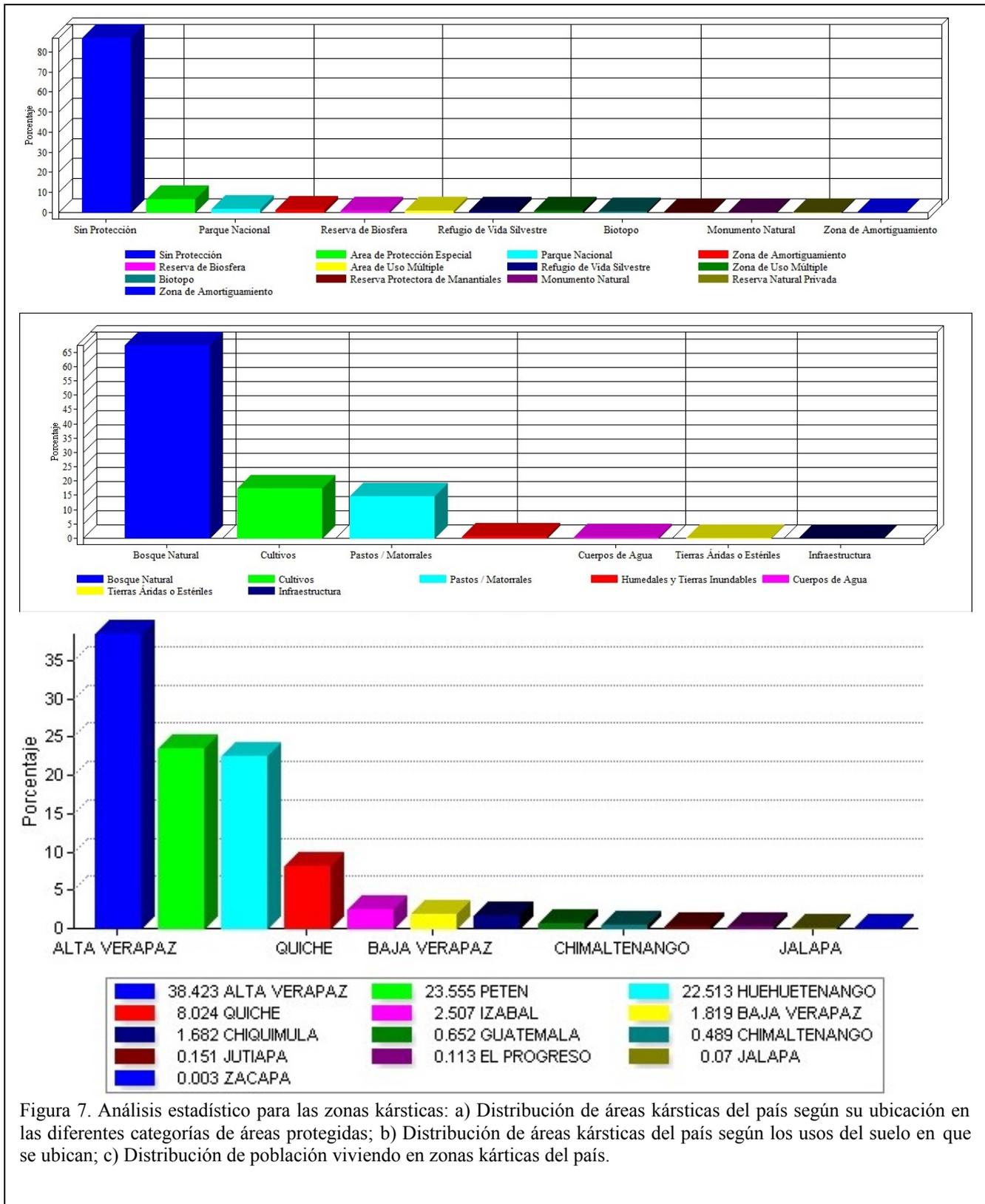


Figura 7. Análisis estadístico para las zonas kársticas: a) Distribución de áreas kársticas del país según su ubicación en las diferentes categorías de áreas protegidas; b) Distribución de áreas kársticas del país según los usos del suelo en que se ubican; c) Distribución de población viviendo en zonas kársticas del país.

inadecuada de drenajes y vertido de aguas industriales, y la explotación de recursos de flora y fauna seguirán siendo problemas perennes en toda la región mientras el sistema kárstico continúe desamparado y desprotegido y exista vacío legal que permita su deterioro. La legislación ambiental no puede continuar obviando la fragilidad de este sistema.

Referencias bibliográficas

- Anderson, T.H.: First evidence for glaciation in Sierra Los Cuchumatanes Range, Northwestern Guatemala. *GSA Abstracts of Papers Submitted for the Meeting in Dallas, Texas*. Geological Society of America, Boulder, 1968, pp.387.
- Antigüedad, I. 2000. Recursos El acuífero kárstico: Metodología de investigación y protección de sus recursos. Grupo de hidrogeología. Boletín N°1 Sedeck. Sociedad española de espeleología y ciencias del karst. <http://sedeck.org/revista/a1-3.pdf>
- Antigüedad, I., Morales, T., Uriarte, J. 2007. Grupo de Hidrogeología. Geodinamika. Saila. Universidad del País Vasco. <http://www.raco.cat/index.php/ect/article/viewFile/121424/167874>
- Bonis, S. 1964. Mapa de reconocimiento geológico del cinturón plegado de Alta Verapaz, Guatemala: geological reconnaissance map of the Alta Verapaz fold belt, Guatemala.
- Bonis, S. 1967. Mapa de reconocimiento geológico del cinturón plegado de Alta Verapaz, Guatemala (Geologic reconnaissance map of the Alta Verapaz fold belt, Guatemala): IGN, Guatemala, 1:125,000.
- Bonis, S., Bohnenberger, O., y Dengo, G., 1970. Mapa Geológico de la República de Guatemala, Escala 1:500.000. Instituto Geográfico Nacional, Guatemala.
- Bran, O., Juárez, V., Requena, J., Machorro, R. 2003. Evaluación de la calidad de agua en la porción occidental de la cuenca del Río Cahabón, Guatemala. Memoria del Tercer Congreso Latinoamericano de Manejo de Cuencas. Arequipa, Perú.
- Chiquín, L. y Machorro, R. 2003. Caracterización Geológica del Karst en la Porción Sur de Alta Verapaz, Guatemala. Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Departamento de Geología. Cobán, Alta Verapaz. IV Congreso de Geología y Minería. IV Taller Internacional de Geociencias y Medio Ambiente. Sociedad Cubana de Geología. Boletín FEALC, No. 41.
- Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONCYT). 2002. Evaluación de calidad de agua y análisis de crecidas en la porción Occidental del Río Cahabón.
- Cordillera, S.A. 2004. MARN-AMPI Línea de Base Territorial para la Cuenca. Proyecto GU-T1021. Informe final. https://www.google.com.gt/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=3&cad=rja&ved=0CDkQFjAC&url=http%3A%2F%2Fwww.marn.gob.gt%2Fdocumentos%2FAMPI%2FA%2FA6.doc&ei=ABhaUoilBs6EkOfk64Ag&usg=AFQjCNFMdEUQbzMSJcbDcnht_Pn1pccvog&sig2=0deC9JDIbrO15TogBCxw3Q&bvm=bv.53899372,d.eW0
- Del Cid, Mario y García, David R. 2005. Cuevas Candelaria, Alta Verapaz: Desmitificando la participación comunitaria en la conservación del patrimonio. En XVIII Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala, 2004, pp.363-369. Museo Nacional de Arqueología y Etnología, Guatemala.
- Dengo, G., 1985. Mid-America: tectonic setting for the Pacific margin from southern Mexico to northwestern Colombia. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins: The Pacific Ocean*, vol. 7a, Plenum Press, New York, pp. 123–180.
- Donnelly, T.W., Home, G.S., Finch, R.C., 1990. Northern Central America; the Maya and Chortis blocks. In: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Geology of North America: The Caribbean Region*. GSA Geology of North America H, pp. 37–76.
- Encyclopedia of Caves and Karst Science. 2006. John Gunn, Editor. Taylor and Francis Group. New York London. <http://hinko.org/hinko/Downloads/11/2/XI-2-02.pdf>
- Ford, D.C. & Williams, P., 2007, *Karst Hydrogeology and Geomorphology*, Chichester, UK, John Wiley and Sons.

- Fourcade, E., Piccioni, L., Escribá, J., Rosselo, E. 1999. Cretaceous stratigraphic and paleoenvironments of the southern Peten Basin, Guatemala. *Cretaceous Research*.
- International Union for Conservation of Nature (IUCN). 2008. World Heritage Caves and Karst. A Thematic Study. IUCN Programme on Protected Areas. Switzerland.
- Kueny, Jeffrey A. & Day, Michael J. 2002. Designation of protected karstlands in Central America: A regional assessment. *Journal of Cave and Karst Studies* 64(3): 165-174. <http://www.caves.org/pub/journal/PDF/V64/v64n3-Kueny.pdf>
- Karst management handbook for British Columbia. For. B.C. Min. For., Victoria, B.C. <http://www.for.gov.bc.ca/hfp/fordev/karst/karstbmp.pdf>
- Kentucky is karst country!. http://kgs.uky.edu/kgsweb/olops/pub/kgs/ic04_12.pdf
- Marshall, J.S. 2010. The Geomorphology and Physiographic Provinces of Central America. Central America: Geology, Resources and Hazards. Bundschuh & Alvarado eds.
- Miller, T., S. Alvarez. (2000): En el interior de Chiquibul: La Caverna más grande de Centro América. México. National Geographic. Abril 2000, 54-71.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación (MAGA). 2005. Atlas temático de la República de Guatemala. Laboratorio Información Geográfica. <http://www.sigmaga.com.gt/>
- Monbaron, M. 2008. Cours Geomorphologie. <https://www.yumpu.com/fr/document/view/16525326/10-structures-et-roches-le-processus-karstique>
- Ortega-Gutierrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregon, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach. *Int. Geol. Rev.* 49, 996–1024.
- Ramos, B., Machorro, R. y Granados, P. 2004. Ecohydrology of a karstic terrane in northern Alta Verapaz, Guatemala. Ohrid, FY Republic of Macedonia, Balwois.
- The Nature Conservancy. 2007. <http://www.mundotnc.org/donde-trabajamos/americas/belice/descubre/chiquibul.xml>
- Ulloa, A., Aguilar, T., Goicoechea, C. & Ramírez, R. 2011. Descripción, clasificación y aspectos geológicos de las zonas kársticas de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*. <http://www.scielo.sa.cr/pdf/rgac/n45/a2n45.pdf>
- Veni, G. 1996. The geologic context of Maya Cave Paintings. In *Images from the Underworld: Naj Tunich and the tradition of Maya cave painting* (ed. By A.J. Stone). University of Texas Press, Texas, USA.
- Vinson, G. L. 1962. Upper Cretaceous and Tertiary Stratigraphy of Guatemala. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*.

PHREATIC CLASTIC DIKES AND OTHER DEGASING STRUCTURES IN LOS CHOCOYOS PUMICE

DIQUES FREÁTICOS CLÁSTICOS Y OTRAS ESTRUCTURAS DESGASIFICANTES EN LAS TOBAS DE LOS CHOCOYOS

Gilles Brocard

University of Pennsylvania. Department of Earth and Environmental Sciences.
Philadelphia PA 19103, USA.

Sergio David Morán Ical

Universidad de San Carlos de Guatemala. Centro Universitario del Norte. Carrera de Geología.
Finca Sachamach, Km 210, ruta Las Verapaces, Cobán, Alta Verapaz, Guatemala.

ABSTRACT

The 'H flow member' of the Los Chocoyos pumice is a widespread non-welded rhyolitic ash-flow deposit emplaced some 84 ky ago during a colossal eruption of the Atilán volcanic center. Ash flows spread over across the Guatemala highlands far beyond the volcanic arc. In the Verapaces and Quiché these non-welded ash flows commonly reach thicknesses of tens of meters, up to two hundred meters. Here we review the context of the eruption and general extent and appearance of the deposits and then present a series of structures (pipes, clastic dykes and wood-laden dykes that we interpret as produced respectively by degassing of ash-flows, violent degassing of underlying fluvial aquifers, and degassing of buried burnt forests. while the setting and compaction of the deposits was accompanied by abundant normal faulting. We wary that such structures, together with the innumerable growth faults observed in the deposit can be sometimes mistaken for tectonic features and seismites of regional significance.

Key words: Chocoyos, degasing, clastic dikes.

RESUMEN

La unidad 'flujo H' de las tobas de Los Chocoyos es un depósito de flujos de ceniza muy extendido y emitido hace unos 84 mil años durante una erupción colosal del centro volcánico de Atilán. Los flujos de ceniza se derramaron sobre las montañas de Guatemala central hasta grandes distancias del arco volcánico. En las Verapaces y Quiché, estas tobas no soldadas comúnmente alcanzan decenas de metros de espesor, y hasta doscientos metros. Aquí revisamos el contexto de la erupción, así también la extensión y aspecto del depósito. Luego revisamos ciertas estructuras (chimeneas, diques clásticos y diques de carbón) que interpretamos como producidos respectivamente por la desgasificación del depósito de cenizas, la violenta desgasificación de acuíferos fluviales subyacentes y la desgasificación de bosques quemados, mientras el asentamiento y la compactación de los depósitos fueron acompañados por abundantes fallas normales. Prevenimos que estas estructuras, junto con la observación del crecimiento de innumerables fallas en el depósito, pueden ser algunas veces confundidas con características tectónicas y sísmicas de relevancia regional.

Palabras clave: Chocoyos, desgasificación, diques clásticos.

Introduction

The caldera of Lake Atitlán is a major volcanic center of the Central American Volcanic Arc (Fig.1). It lies within a segment of the arc characterized by above-average magmatic production during Quaternary time. The caldera that today contains Lake Atitlán is thought to have formed 84 ky ago (Koch and McLean, 1975) following a colossal eruption (Rose et al., 1987). This 260 km³ caldera (Newhall, 1980) obliterated at least two older overlapping calderas that formed in the last 13 My. After the eruption the volcanic center further erupted 117 km³ of basaltic andesitic to dacitic lavas making the San Pedro, Tolimán and Atitlán stratovolcanoes. The caldera-forming eruption was one of the world largest eruptions of the past 100 ky (Cunningham *et al.*, 2001). It lasted at least 20- 27 days (Ledbetter and Sparks, 1979). During the climax of the eruption, about 300 km³ of ash was deposited in Guatemala (Rose et al., 1987), and at least 200 km³ fell at sea (Ledbetter and Sparks, 1979). A dense rock volume equivalent of 250 km³ was delivered at rate of approximately 10⁵ m³ s⁻¹. The eruption started with a sustained a 40 km-high ultraplinian eruptive column that produced the widespread Los Chocoyos 'H pumice fall member', the thickness of which is only 3.6 m thick near the caldera, but still one meter 40 km away, and is preserved over the entire Guatemalan Highlands (Rose et al., 1987). The ash drifted over both the Pacific Ocean and the Caribbean Sea, depositing a diagnostic layer on the sea floor as far as Florida to the North and Colombia to the South. The Ocean floor stratigraphy has yielded the most precise dating of the eruption thus far, with an age of around 84 ky based on oxygen-isotope stratigraphy, biostratigraphy, and Pa-Th-isotope data (Drexler et al., 1980). After an initial ultraplinian phase the eruptive column experienced repeated gravitational collapse, generating a suite of extremely voluminous St Vincent-type ash flows made of rhyolitic pumice that spread over the Guatemalan Highlands. They deposited the Los Chocoyos (LC) 'H ash flow member' (Koch and McLean, 1975; Rose et al., 1987). This member is by far the most voluminous

volcanic deposit encountered east of the volcanic arc.

It is up to 200 m-thick in several valleys (Koch and McLean, 1975; Hahn et al., 1979). Despite its great thickness the deposit is non-welded, which implies that ash temperature was below the sintering point. The primary ash-flow deposit is white, but possesses a distinctive pinkish color within 5 meters from the deposit surface that differentiate it from any other primary ash flows in Guatemala, as well as from reworked LC pumice (Koch and McLean, 1979). Its pink color is differs from the more salmon-hued tones produced by the meteoric weathering of the pumice. The coloration has been obtained experimentally by oxidizing the pumice at 500°C (Rose et al., 1979). This low temperature of deposition and the large areal extent of the flows across the mountainous highlands both imply that ashflows detached from a very high eruptive column, high enough for the ash-and-gas emulsion to cool down significantly and gain the kinetic energy necessary to propagate across the mountains (Rose et al., 1987). The LC ash has a remarkably stable rhyolitic composition and a phenocrysts content which helps differentiating it from older pumice deposits on the highlands (Tobish, 1986; Rose et al., 1987). LC contains distinctive clasts of pumice with extremely elongated vesicles and plutonic lithic fragments. It contains 5-15 vol.% of phenocrysts, with biotite, amphibole, plagioclase and quartz as the principal phases (Koch and McLean, 1975; Rose et al., 1987).

The deposits (Fig.1) were mapped by Koch and McLean (1975) and Hahn *et al.* (1979) along the volcanic arc from Guatemala City to San Marcos. To the east they have been tracked along the Motagua River as far down as El Progreso (Koch and McLean, 1975). Further downstream the deposits are of waterborne origin; they were deposited during the eruption and interfinger with the primary LC flow deposits (Tobish, 1986). In Baja Verapaz they have been mapped along the Río Chixóy and its tributaries, and along the Polochic fault from Santa Cruz Verapaz in the east to Cuilco in the West (Koch and

McLean, 1979; Rose et al., 1987). Since its emplacement the LC pumice has been extensively eroded. Yet, still to these it remains a major source of sediment and of slope instability over the Central Guatemalan Highlands. It is prone to landsliding during both hurricanes and earthquakes (Harp *et al.* 1981). Nowadays a catastrophic reworking of loose volcanic products after large eruptions is regarded as an indirect volcanic hazard and it commonly causes more damage and casualties than the eruptions themselves. The reworking of the LC pumice since the time of its colossal eruption up to these days can be viewed as a very long-tailed post-eruption healing of the landscape.

In Alta Verapaz and Quiché, like in many places in Guatemala, city centers have been built on top of the pumice because it filled up depressions and provides the only flat drained ground in this mountainous setting. The city centers of Santa Cruz Verapaz, San Cristóbal Verapaz, Chicamán, Uspantán (Suski et al., 2010), Cunén, Tactic, Chiantla and Huehuetenango are all built on LC and located next to the seismogenic Polochic fault. LC has very slow shear wave velocities (200 m/s, Gilles Brocard, unpublished data), and is therefore prone to site amplification, liquefaction and to the alteration of seismic wave frequencies, increasing seismic hazard in these cities.

For geologists, the LC pumice is a great marker because it is well dated and ubiquitous. This makes it convenient for studying regional neotectonics (e.g. Authemayou et al., 2012). However, we show hereafter that its deposition was accompanied by rheomorphism (post-emplacement settling and deformation) and phreatic explosions that generated structures unrelated to the present tectonic activity of the area. After presenting first some ^{14}C results we discuss the extent of the pumice, and the timing of the pumice reworking since the eruption in the light of field observations and ^{14}C dating. We then review degassing structures, in order of increasing rarity: segregation pipes, phreatic clastic dikes, and wood-fire clastic dikes.

Results

^{14}C dating

Observation and dating of structures in the LC deposits was initially motivated by a search for paleoseismical evidence of tectonic activity along the Polochic fault. Data consist of field observations collected between 2005 and 2007, complemented by thin sections and ^{14}C -dating. More detailed investigations were generally not possible for security reasons. Samples for radiocarbon dating were sent to the Center for accelerator mass spectrometry at the Lawrence Livermore National Laboratory, California, USA. The $\delta^{13}\text{C}$ values were assumed according to Stuiver and Polach (1977).

All samples yielded very old ages, between 31 ky and more than 55 ky. Because less than 5% of the initial ^{14}C carbon is present in samples older than 30 ky caution must be taken when interpreting such ages, as any minor contamination of a ^{14}C -extinct sample (> 60 ky) will provide an age in the 30 -60 ky range. This is well illustrated by sample 54, which yields an older age than stratigraphically-older sample 55. Likewise, samples 52 and 81 come from the same soil, with 52 giving a much younger age, as a result of contamination. We therefore consider that all these samples are at least older than 40 ky. Our interpretation of the corresponding formations presented hereafter lead us to believe that these samples are contemporary to the LC eruption, or only slightly younger.

Extent of the primary ash-flows

New road cuts and better access to remote areas expanded the known extent of the primary deposits beyond its delimitation in early syntheses (Fig.1). Early authors showed that flows were highly mobile, because they flew across the rugged topography of the volcanic highlands. The maps of Koch and McLean (1975), and Koch et al. (1979), show that ash-flow deposits are very thick along the Motagua, Chixoy, Selegua and Cuilco rivers and are not confined to these deep valleys. Ash-flow descending the Chixoy River spread laterally

upstream many of its tributaries, which is probably how the basins of Cubulco, Rabinal and Salamá were filled. As a higher energy scenario, these basins would be filled by ash flows sweeping down the Motagua- valley able to rise up more than 700 m on facing mountain flanks to overtake the crest of the Sierra de Chuacús. Ash flows descending the Chixoy River definitely rose along entire facing mountain slopes, more than 50 to 100 km away from the Atitlán caldera (Fig.1): flows moving north first encountered the very high Altos de Cuchumatanes, where thick LC are found at elevations of up to 3,200 m. Slightly further east

the flows spilled over the > 2500 m high divide separating the Chixoy basin from the valley of Nebaj, where primary LC flows are observed. From there, primary of reworked LC moved down the northern valleys, leading to the deposition of LC as far as Chel along Río Xacabaj. Further east along the Río Chixoy the flows reached the pass of La Hacienda, at 1950 m, and from there flowed down eastwards along the trace of the Polochic fault, eventually rejoining the Chixoy River near Chicamán. Along the 25 km-long left-lateral tectonic deflection of Chixoy River (Brocard *et al.*, 2011), the LC deposits were deposited either

LL #	Location (UTM 15)		Host formation	Sample type	¹⁴ C age (kyrs BP)
	Latitude	Longitude			
124251	1697000	726736	LC primary or secondary flow	Tree log	39,3 ± 0.7
124252	1699019	751628	Soil cut by dyke below LC	Tree branch	30.9 ± 4.0
124981	1699019	751628	Soil cut by dyke below LC	Soil	>46.9
124253	1697200	738960	Pumiceous debris flow	Tree log	>49.7
124254	1694848	720746	LC secondary flow	Tree log	>52
124255	1694848	720746	Peat interlayered with LC	Peat	40.7 ± 8
124982	1695847	782153	Dyke of white LC in pink LC	Branch	>55.3

Table 1. Radiocarbon ages of tree remnants embedded in the pumice

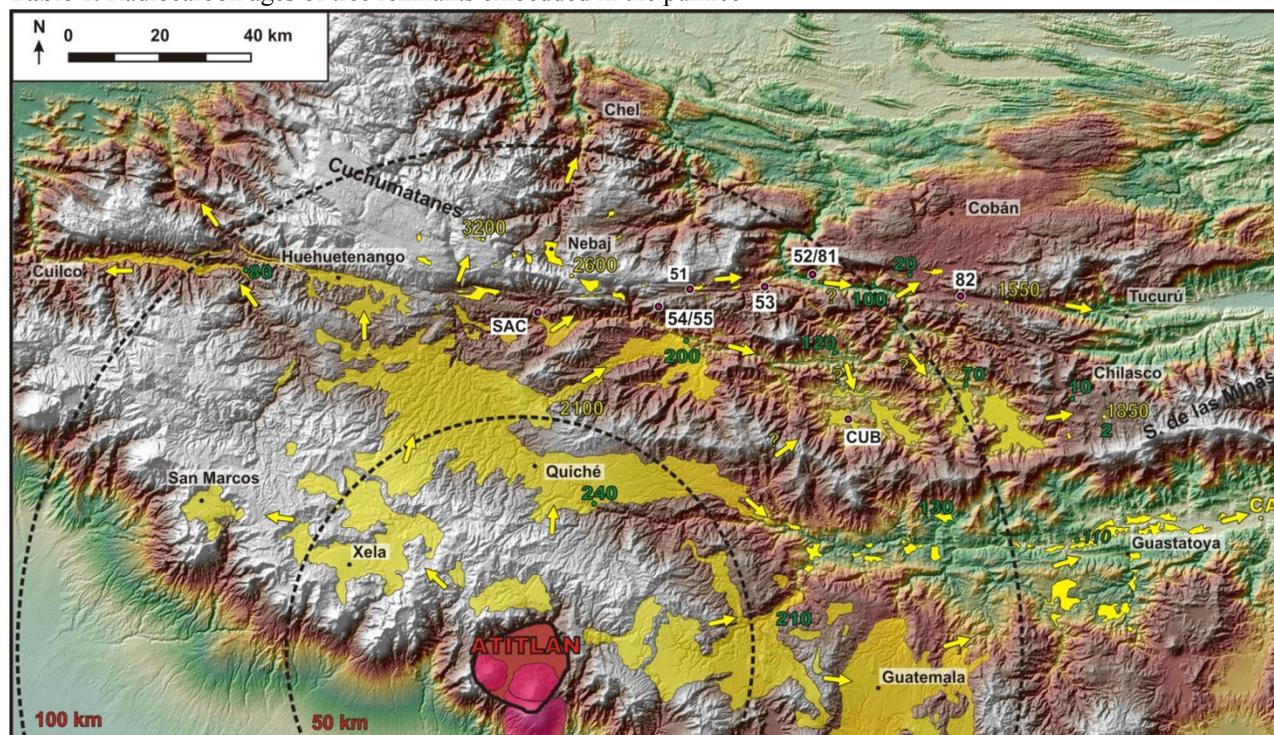


Figure 1. Extent of the LC pumice and location of sites mentioned in the text. Yellow arrows are flow paths. Yellow numbers: elevation of the ash flow deposits, or minimal elevation necessary for the flows to overcome topographic obstructions. Green numbers: ash flow deposit thickness (in meters). Post-caldera stratovolcanoes of the Atitlán volcanic center in pink. Numbers and abbreviations described in the text. CA: Cerro Onanopa: easternmost extension of the primary ash flow along the Motagua Valley (Tobisch, 1986)

such eastward-directed flows or by westward-directed flows having achieved a 180° turn along the Chixoy River before entering the E-W course of the Chixoy. In any case, probably as a result of having nowhere to escape, flows reaching the 180 ° curve of the Chixóy River or reaching the eastern end of the Salamá Basin were forced up and spilled over the eastern watershed of the Chixoy river, depositing pumice at 1,400-1,500 m in elevation along the Cahabón River, and even at 1,840 m near Chilasco in the Sierra de las Minas. Some flows made their way over a 1580 m-high pass east of Tactic and flowed down the Río Polochic, leaving LC deposits beyond Tukurú.

Discussion

Age of the reworked pumice facies

The LC pumice has been extensively reworked and re-deposited. Tobisch (1986) gives a very detailed description of it along the Motagua valley between Guastatoya and Teculután, where the reworked pumice is 40 m-thick on average. Part of the reworked pumice is sealed by primary LC flows, indicating that massive reworking started already during the eruption. In the Motagua valley reworked LC mostly display fluvial facies with ancillary mudflow (lahar) facies. Aggradation was rapid and the Motagua River dammed its tributaries (Tobisch, 1986). Four major terrace levels were rapidly cut by the Río Motagua into the reworked ash, and the absence of substantial river gravel deposits at their surface suggests that it was a very rapid post-eruption process (Tobisch, 1986). Distinguishing reworked and primary pumice is not always easy, especially if the primary pumice has been reworked with little contamination by underlying soil or country rock.

At Llano Grande, south of La Hacienda pass, a basin perched at an elevation of 2,130 m is filled by LC pumice (Fig.2). A first massive pumice flow carrying large tree logs filled and leveled the bottom of a small perched basin. Enough time then elapsed for a 2 m-thick layer of peat to accumulate before it was buried under another 10 m-thick

ash-flow largely devoid of extraneous material. This succession suggests that one massive reworking event occurred a few centuries or a few millennia after the eruption, and created a reworked deposit nearly identical to the primary LC. We dated the peat layer as well as a tree log just above it within the upper ash-flow unit (samples 54 and 55). The peat yielded a younger age (40.7 ± 8 ky) than the overlying log (> 52 ky). Both samples are therefore probably ^{14}C -extinct, with some ^{14}C contamination affecting the peat. This means that the reworking, though occurring after peat deposition, still occurred long ago.

Near Huehuetenango, a staircase of river terraces illustrates a case where reworking is a more recent process (Fig.3). The Chocal River deposited a higher gravelly terrace (T1) leveling and sealing primary LC deposit. A younger terrace (T2), deeply inset into the higher one and close to the modern stream level exhibits a reverse succession, with gravel at the base overlain by 4 m of almost pure water-borne reworked LC. The very low density of the pumice allows it to segregate from the rest of the river bedload and sediment during terrace abandonment, as a late lateral lag or as floodplain deposit (Tobisch, 1986). Segregation is further illustrated at that same site in the form, of gravelly stream channels made exclusively of serpentinite pebbles, interfingering with pure reworked LC (Fig.3). LC deposits are also prone to piping, so it is also quite common to find pipes filled by river deposits entirely surrounded by LC pumice that have to be distinguished from real stream channels such as the channel shown on Fig.3. Terrace (T2) is not dated but from its low elevation is expected to be Holocene in age, suggesting that generation of reworked LC units is not restricted to the immediate post-eruption period.

Rheomorphism

Primary LC deposits commonly contain abundant normal, and sometimes reverse faults, irrespective of their distance from known active tectonic faults. In many instances LC faults display rapid changes in bed separation throughout the deposit, indicating that they functioned

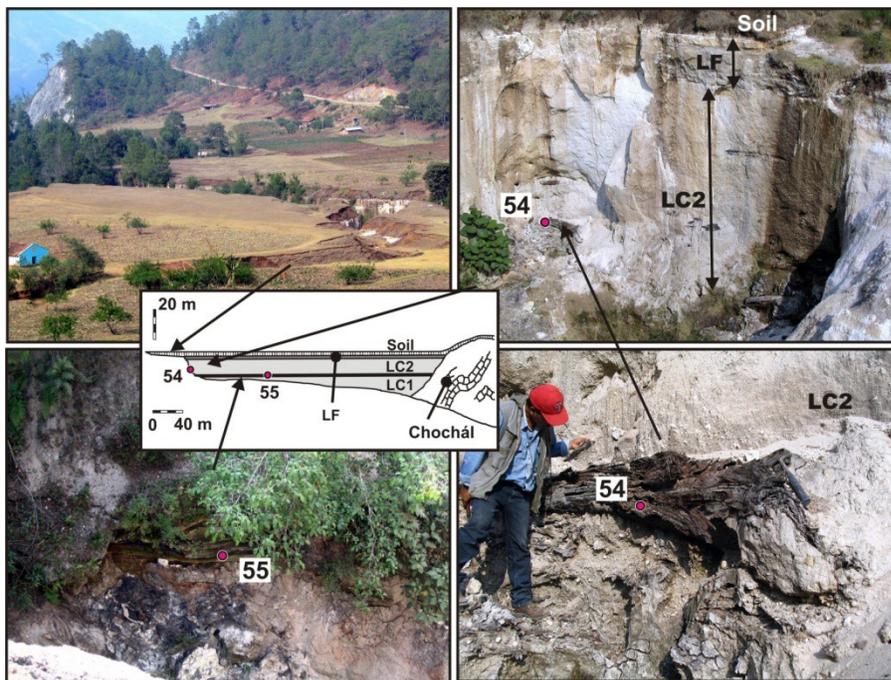


Figure 2. Site of Llano Grande. LC1 and LC2: Los Chocoyos ash-flow units separated by the peat layer containing 14C sample ‘55’. LF.:lacustrine facies: very fine, laminated ash

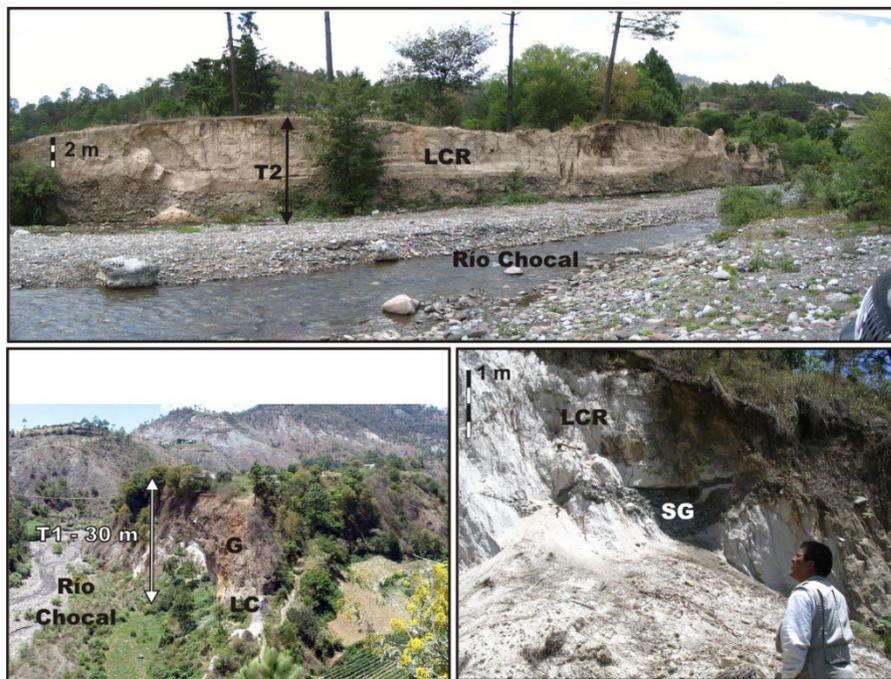


Figure 3. Site of Chichalum, 10 km west of Chiantla, showing terraces of Chocal Creek. Terrace level T2 is inset in terrace level T1. LC: Los Chocoyos, probably primary. LCR: Los Chocoyos, reworked, G: river gravel, SG: serpentinite gravel

as growth faults during deposition of the pumice. Pumice deposition occurs suddenly by wholesale collapse of ash-flows (Cas and Wright, 1987). During and immediately after deposition the deposit develop faults due to differential compaction and creeping along the

topographic gradient. These faults must be carefully recognized and discarded when analyzing neotectonic faulting (e.g. Authemayou et al., 2012). In the following we present less frequent subvertical structures that affect the LC deposits and discuss their origin. We find that most

of these structures probably result from forceful liberation of gas.

Gas segregation pipes

Gas segregation pipes are common in ignimbrites and ash flows (Cas and Wright, 1987), but relatively rare in LC (Hahn and McLean, 1975). We hypothesize that this is because the pumice had already cooled down substantially before its deposition and because the very high porosity of the deposit allowed for isotropic gas diffusion, as suggested by the flat base of the zone of pink oxidation (Rose et al., 1979). A few segregation pipes have been found in distal ash-flow outcrops along the Motagua valley (Tobisch, 1986). In Baja Verapaz we found these structures affecting a bedded upper facies of LC near Cubulco (Fig. 4). This deposit is probably an ash-cloud surge facies deposited by the co-ignimbritic cloud a convective turbulent low-density cloud that travels above the laminar, dense ash-flow itself (Cas and Wright, 1987). Gas ascending through the deposit escapes along vertical conduits, winnowing away fine particles and leaving in place the coarsest fraction (Cas and Wright, 1987). Both in the Motagua valley and near Cubulco the gas may either originate from within the ash-flow or from an underlying aquifer, since at both sites ash was deposited above a veneer of alluvium.

Clastic dykes

We found clastic dykes crosscutting the pumice at various places along the Chixóy River, in particular near Sacapulas (SAC, fig.1) and Puente Chixóy (PC, and 52/81, fig.1).

Two types of dykes are encountered. The most common dikes are beige to light-brown, indurated and perfectly planar, crosscutting the soft and white primary LC which dip angles of 40 to 80° (dyke D3 at site PC, fig.5.6). They are layered parallel to their walls typically a few centimeters to a few tens of centimeters-thick. Much less common are clastic dikes filled by a clastic breccia. The breccia is a few decimeters up to two meters-wide (Fig.5.2, 5.3, 5.4 and 5.4). It is separated from the surrounding LC pumice by walls of layered

indurated pumice identical to the one found in the beige dikes. This suggests that the clastic dykes represent a later stage in the evolution of the brown dykes characterized by the injection of breccia along the axis of the dykes. A close look at the brown laminated material (Fig.55) shows that it is made of sheared pumice shards plastered along dyke walls by an ascending fluid (water or gas). For their location next the Chixóy River, and the limited amount of degassing structures normally observed in the pumice, we hypothesize that the carrying fluid was water vapor produced by the heating of the aquifer underlying the Chixóy River. Fluid would ascent along rheomorphic normal faults, the strike of which is controlled by the topography, with the faults oriented parallel to the valley in most cases, except for the clastic dike at site SAC, which is perpendicular. The breccias inside the clastic dykes is either structure-less (dyke D1 at site PC, fig.4), obliquely laminated (dyke D2, fig.4), or horizontally laminated (dyke at site SAC). In all cases it is a mixture of pumice and small angular gravel of Permian limestone. This limestone comes from an intensively crushed tectonic breccia encountered all along the Polochic fault, generally south of the active strand of the fault. For their location near the Polochic fault we initially thought that these clastic dykes were paleo-seismites, caused by the destabilization of the pumice during strong earthquakes along the Polochic fault (e.g. Peterson, 1997). This is the common accepted interpretation for such features, but the interpretation suffers several objections here. First, if such dykes were regularly generated by earthquakes along the Polochic fault then they should have regularly formed into the pumice over the past 84 ka. However, field observations and ¹⁴C dating indicate that they are older than 50 ky. The dykes at Puente Chixóy (Fig.5) are injected into a unit of LC pumice of uncertain age. The top of the pumice has been eroded away, making its primary or secondary origin difficult to establish, though its absolute purity suggests that it is a primary LC flow deposit. ¹⁴C dating of the underlying soil, shows that the deposit is ancient (more than 47 ky). The dykes have

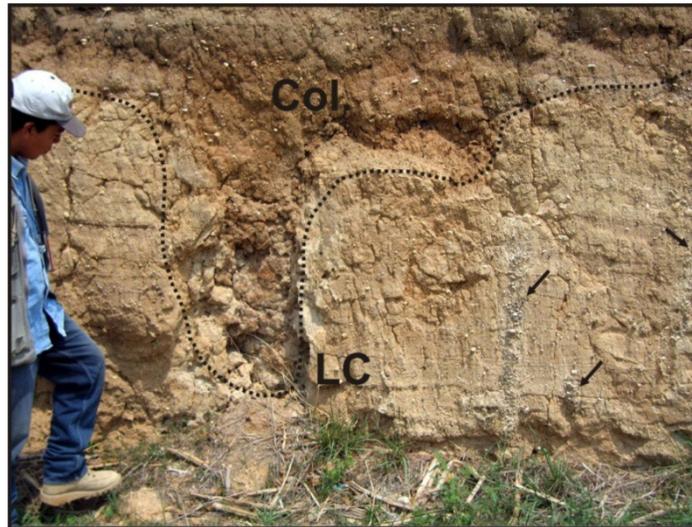


Figure 4. Gas segregation pipes (arrows) in Los Chocoyos ash flow (LC) unconformably overlain by colluvium (Col.). Degasing elutriates the fine ash, leaving vertical columns of coarser clasts. Site ‘CUB’ in the basin of Cubulco, Figure 1.

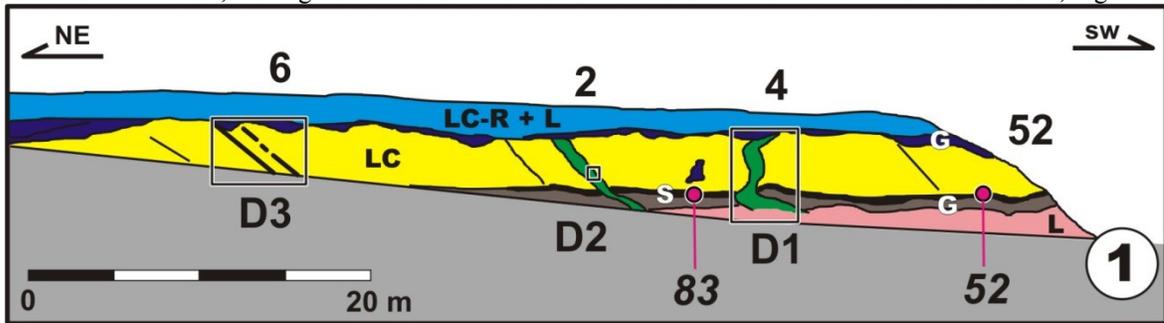


Figure 5.1 Structural setting of the Chixóy Bridge site

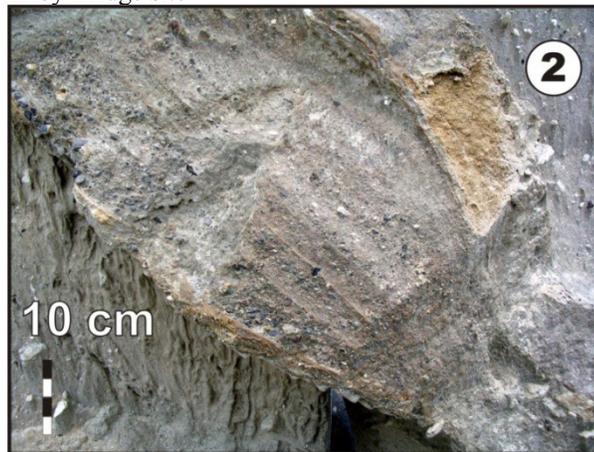


Figure 5.2. Dike of vertically layered breccia of LC pumice and Permian limestone intrusive into LC, Puente Chixóy site. Note the light-brown indurated dike cortex.

been eroded and sealed by more recent terrace deposits. The second issue is that seismic dykes generally form by fluidization of a confined, water-saturated silt or sand layer. Here the injected material is highly permeable and very coarse, and there is no trace of confining layer. To account

for the observations, and also for the relationship between the beige dykes and the clastic dike, we hypothesize that the clastic dikes are produced by steam explosions in the aquifers below the pumice (more than 150 m-thick at site SAC and at least 100 m-thick at Puente Chixóy). Steam

explosions in buried aquifers are commonly observed below pumiceous ash-flow deposits (Moyer and Swanson, 1987; Scott et al., 1996). Here, the material of the breccia indicates that the water-saturated Permian limestone tectonic breccia hosted the aquifer. Explosions injected it, together with pumice, along the pre-existing degassing beige

dikes. At both sites, there is a vertical graduation from a mixture of limestone and pumice to pure pumice upwards, indicating some gravity sorting within the dykes. Massive breccias probably represent zones of injection, whereas horizontally laminated breccia represent zone of deposition, laterally along the strike of the dikes.

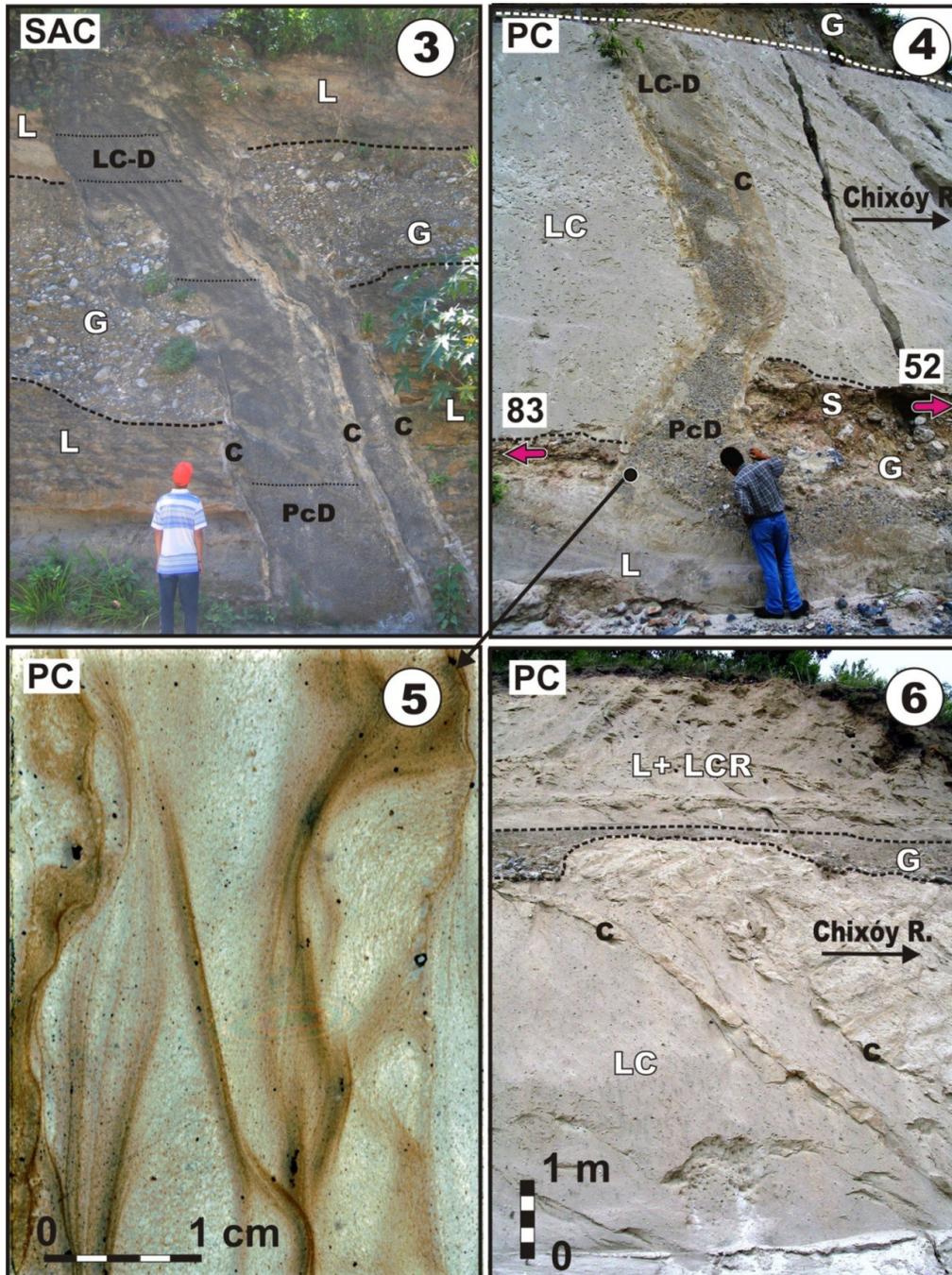


Figure 5 (continued). Characteristics of the clastic dikes affecting LC pumice along the Chixóy River. PC: Puente Chixóy site; SAC: Sacapulas site. L: water-laid silts, G: gravel, S: soil, LC: Los Chocóyos, LC-R: redeposited Los Chocóyos; C: dike cortex, PcD: limestone-mottled breccia, LC-D: pumice-dominated breccia

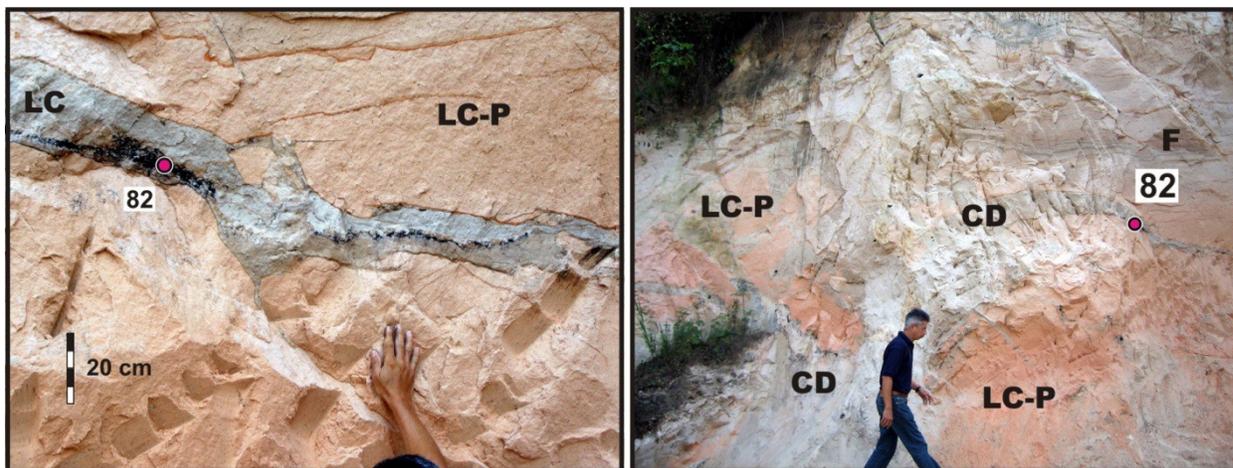


Figure 6. Site 82 near Tactic. Charcoal-bearing dykes (CD) of white Chocóyos pumice (LC) injected into the overlying pink los Chocoyos pumice (LC-P). Also note faults produced either during the settling of the pumice or in association to dike injection.

Charcoal-bearing pumice dykes

Another variety of dikes was encountered near Tactic in a thin (20 m-thick) unit of primary LC. There, the top of the deposit is preserved and exhibits the typical pink oxidation (Fig. 6). The pink facies is abundantly faulted and intruded by dikes of white pumice. These dikes systematically carry an abundant load of charcoal, either in axial position or along the walls of the dikes. The charcoal is ^{14}C -extinct, with age older than 55 ky (Table 1). By similarity with the clastic dikes we interpret charcoal dikes as injections from the base of the pumice deposit at the time of ash-flow deposition. The driving gas could be water vapor, considering that the flows were deposited on a flat and wet area. However, the lack of any sediment and the abundance of charcoal together suggest that explosions occurred in the burning wood just

below the pumice, and that the gas could be CO_2 produced by their combustion.

Conclusion

The deposits of LC pumice are very peculiar in many aspects, and interpretation of the deposits can be deceptive. We have reviewed here some aspects that can be misleading for geologists such as the great similarity between primary and reworked LC deposits, which can lead to a wrong appraisal of the age of the deposit. We also showed that rheomorphism produces abundant pseudo-tectonic structures and that violent degassing has likely produced structures that look similar to earthquake-induced clastic dikes. We recommend that great caution be taken when using such deposits for paleo-seismic and neotectonic studies.

References

- Authemayou C, Brocard G, Teyssier C, Suski B, Cosenza B, Morán-Ical S, González-Véliz CW, Aguilar-Hengstenberg MA, Holliger K (2012). Quaternary seismo-tectonic activity of the Polochic Fault, Guatemala. *J. Geophysical Research*, 117, B07403, doi: 10.1029/2012JB009444
- Brocard G, Teyssier C, Dunlap WJ, Authemayou C, Simon-Labric T, Cacao-Chiquín N, Gutiérrez-Orrego A, Morán-Ical S (2011). Reorganization of a deeply incised drainage: role of deformation, sedimentation, and groundwater flow. *Basin Research*, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00510.x.
- Cas RAF, Wright JV (1987) Volcanic successions, Modern and Ancient. A geological approach to processes, products and successions. Springer, ISBN: 978-0-412-44640-5
- Cunningham HS, Jicha B, Singer BS (2001). High flux rates of ignimbrite and stratocone growth at Atitlan Caldera, Guatemala. American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, abstract #V13C-2365
- Drexler WJ, Rose WL, Sparks RSJ, Ledbetter MT (1980). The Los Chocoyos Ash, Guatemala: A major stratigraphic marker in middle America and in three ocean basins. *Quaternary research* 13, 3, 327-345
- Hahn GA, Rose WI, Meyers T (1979). Geochemical correlation of genetically related rhyolitic ash-flow and air-fall ashes, central and western Guatemala and the equatorial Pacific. *In Chapin CE, Elston WE Eds: Ash-flow tuffs, Geological Society of America Special Paper* 180, 101-111
- Harp E L, Wilson RC, Wiczorek GF (1981). Landslides from the February 4, 1976, Guatemala earthquake. *US Geol Surv Prof Paper* 1024-A
- Koch AJ, McLean H (1975). Pleistocene tephra and ash-flow deposits in the volcanic highlands of Guatemala. *Geological Society of America Bulletin* 86, 529-541
- Ledbetter MT, Sparks RSJ (1979). Duration of large-magnitude explosive eruptions deduced from graded bedding in deep-sea ash layers. *Geology* 7, 240-244
- Moyer TC, Swanson DA (1987) Secondary hydroeruptions in pyroclastic-flow deposits: Examples from Mount St. Helens. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32, 4, 299-319
- Newhall CG (1980). Geology of the Lake Atitlán area, Guatemala. PhD Thesis, Dartmouth College, Hanover, NH, 364 pp
- Peterson, C.D. (1997) Coseismic paleoliquefaction evidence in the central Cascadia margin, USA, *Oregon Geology*, 59, p. 51-74
- Rose WI, Grant NK, Easter J (1979) Geochemistry of the Los Chocoyos Ash, Quetzaltenango Valley, Guatemala. *In Chapin CE, Elston WE Eds: Ash-flow tuffs, Geological Society of America Special Paper* 180, 87-98
- Rose WI, Newhall CG, Bornhorst TJ, Self C (1987). Quaternary silicic pyroclastic deposits of Atitlán Caldera, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 33, 1-3, 57-80
- Scott WE, Hoblitt RP, Torres RC, Self S, Matrinez ML, Nillos T (1996) Pyroclastic Flows of the June 15, 1991, Climactic Eruption of Mount Pinatubo. *In Newhall CG, Punongbayan RS Eds: Fire and mud: eruptions and lahars of mount Pinatubo, Philippines*. University of Washinton Press, Seattle and London.
- Stuiver MS, Polach HA (1977). Discussion: reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 19, 355-363
- Tobish MK (1986). Late Cenozoic geology of the central Motagua valley, Guatemala. PhD Thesis, University of California-Santa Cruz, 276 pp
- Suski B, Brocard G, Authemayou C, Cosenza-Muralles B, Teyssier C, Holliger K (2010). Localization and Characterization of a Seismically Active Fault in an urbanized area in Central Guatemala by Means of Geoelectrical Imaging. *Tectonophysics*, 480, 88-98

REVISTA GUATEMALTECA DE CIENCIAS DE LA TIERRA

NORMAS PARA AUTORES

La **Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra** publicará artículos originales en español o en inglés relacionados con las Ciencias de la Tierra.

TEXTO: Documento mecanografiado en procesador de textos estandarizado (ficheros tipo .doc) con extensión máxima de 20 páginas tamaño carta (incluidas referencias, figuras y tablas) con tamaño de letra de 10 pt (fuente *Times New Roman* o similar), espaciado interlineal de 1,5 y márgenes de 2 cm. El **título** del artículo se redactará con mayúsculas, con tamaño de letra de 12 pt, será breve e informativo sobre sus contenidos y, cuando sea necesario, precisará el encuadre geográfico y geocronológico. Los originales en español deberán llevar el título también en inglés y viceversa. Los **autores** aparecerán en minúsculas (con mayúscula inicial) con un tamaño de 10 pt, en el orden en que deseen ser citados. Primero el nombre seguido del apellido o apellidos. Se indicará el lugar de trabajo de cada uno de los autores, con la dirección de su centro de investigación y de correo electrónico, con un tamaño de letra de 8 pt. Se incluirá un **resumen** en español y en inglés (*abstract*), con una extensión mínima de 100 palabras y máxima de 250 palabras en cada idioma, con un tamaño de letra de 9 pt. El resumen debe ser conciso e indicativo del contenido y aportaciones del conjunto del artículo y no debe incluir ecuaciones o referencias. Seguidamente se pondrán hasta cinco **palabras clave** (*key words*) en ambos idiomas, por orden alfabético. Después del resumen, el *abstract* y las palabras clave, se desarrollará el texto a dos columnas con un espaciado entre columnas de 0.5 cm. Los diferentes **apartados del texto** se titularán con inicial mayúscula y negrita, sin numeración, con un tamaño de letra de 11 pt. Se recomienda incluir los apartados de Introducción, Metodología, Resultados, Discusión de resultados y Conclusiones. El último apartado será el de Referencias Bibliográficas, precedido, si se estima oportuno, de los Agradecimientos. No se admiten notas a pie de página ni al final del texto, por lo que cualquier comentario deberá incluirse en el cuerpo principal del manuscrito. En las referencias bibliográficas incluidas en el cuerpo del texto, se consignarán con inicial mayúscula, los apellidos que usen los autores en el trabajo correspondiente y el año de publicación, y deberá citarse además de forma completa en el apartado final de Referencias Bibliográficas. En el caso de tres o más autores se utilizará "*et al.*" (en cursiva). Para las citas de un trabajo de dos autores, sus apellidos irán relacionados con la conjunción "y". **Las referencias de los trabajos citados serán incluidas en el apartado final** de Referencias Bibliográficas, siguiendo un formato específico. A modo de ejemplo para los diferentes tipos de documentos: **Artículos de revistas:** Heredia, M. y Baltuille, J.M. 1997. Las posibilidades mineras de Cuba en el sector de las rocas

ornamentales. *Boletín Geológico y Minero*, 108 (6), 47-52; **Libros:** Didier, J. 1973. *Granites and their enclaves*. Elsevier, Amsterdam, 393 pp. **Capítulos de libros:** Quesada, C. 1983. El Carbonífero de Sierra Morena. En: Martínez, C. (ed.), *Carbonífero y Pérmico de España*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 243-278. **Actas de congresos:** Delgado, F., Ovejero, G. y Jacquín, J.P. 1971. Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de Sierra de Baza (Granada, España). / *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, 2, 119-128. **Informes y trabajos inéditos:** Se citará el autor o autores, año de la realización y ubicación de dicho trabajo: Baltuille, J.M. 1998. *Estudio estadístico tras la revisión de la totalidad de los artículos publicados en el Boletín Geológico y Minero durante el decenio 1989-1998*. Informe inédito. Comité de Redacción del Boletín Geológico y Minero, Centro de Documentación del IGME, Madrid, 13 págs.+19 págs. (anexos). **Páginas web:** Se citará el título de la página, el autor o autores de la misma, organismo o institución editora, fecha de acceso a la información y dirección electrónica tanto de la página como del directorio raíz, ejemplo: Kluwer Academic Publishers Information Service (KAPIS), 24/03/99, <http://www.wkap.nl>

TABLAS: Las tablas y cuadros que contengan texto o datos numéricos organizados en filas y columnas, aparecerán citados todos como tablas, y se prepararán para ocupar un ancho de una o dos columnas (80 ó 170 mm), y el alto proporcional; el máximo serán las dimensiones de la caja de una página completa, e incluso dos páginas completas. El texto o números que contengan, si es el caso, deberán leerse claramente al tamaño elegido, no siendo nunca el tamaño de los caracteres inferior a 8 pt. El formato de la tabla deberá evitar, siempre que sea posible, el uso de cuadrícula con líneas verticales y horizontales para separar filas y columnas. Se recomienda la utilización sólo de algunas líneas horizontales. Las tablas deberán enumerarse de 1 en adelante y citarse dentro del texto con esa numeración e inicial mayúscula, por ejemplo: Tabla 1. El título de la tabla debe consignarse en la parte superior de la misma con un tamaño de letra de 10 pt.

FIGURAS: Las ilustraciones originales (dibujos, mapas, esquemas, diagramas, fotografías, etc.), serán citadas el texto y numeradas correlativamente todas como figuras, y se prepararán para ocupar un ancho de una o dos columnas (80 ó 170 mm), y el alto proporcional; el máximo serán las dimensiones de la caja de una página completa, admitiéndose, solamente en caso de que sea necesario, figuras que ocupen dos páginas completas. El texto o numeración que contengan, si es el caso, deberá

leerse correctamente al tamaño elegido, no empleando caracteres de tamaño inferior a 8 pt. Por regla general se prepararán para aparecer en blanco y negro o escala de grises, aunque pueden publicarse en color siempre y cuando esté justificado por la necesidad de ilustrar un elemento de colores singulares o disponer de una paleta amplia de colores. En estos casos, los autores las enviarán en color, y el editor principal decidirá sobre el formato final de publicación. Además, se entregarán siempre aparte del texto, indicando en éste su posición; en ficheros individuales de imagen (formato TIFF o JPG), a una resolución mínima de 300 ppp para el tamaño de edición final. Las ilustraciones deberán ser originales y propiedad de los autores y, en caso de tener derechos de edición o reproducción, es responsabilidad de los autores el tramitar la autorización de su cesión para publicación en la Revista. En cualquier circunstancia, se deben citar expresamente las fuentes de las que fueron extraídas, modificadas o adaptadas dichas ilustraciones. Las figuras deberán enumerarse de 1 en adelante y citarse dentro del texto con esa numeración e inicial mayúscula, por ejemplo: Figura 1. El título de la figura debe consignarse

en la parte inferior de la misma con un tamaño de letra de 10 pt.

FÓRMULAS Y ECUACIONES: Las fórmulas y ecuaciones a incluir en el texto, deben ser insertadas mediante la utilización de un editor de ecuaciones, quedando la posición de las mismas a disposición del autor.

REMISIÓN DEL MANUSCRITO: Se enviará en formato digital (archivos informáticos) por cualquiera de los siguientes medios:

Por correo electrónico dirigido a moran_sergio@usac.edu.gt, siempre que el tamaño de los ficheros adjuntos no supere los 10 Mb por mensaje. Cuando los ficheros de las figuras o tablas sean de gran tamaño, se podrá utilizar el correo postal o mensajería, con los ficheros grabados en soporte digital (CD-ROM, DVD), dirigido a Carrera de Geología, a la dirección del Centro Universitario del Norte CUNOR.

El autor de contacto tendrá acuse de recibo y de los pasos del proceso editorial.

La presente publicación se realizó gracias al patrocinio de:
This publication was possible through the sponsorship of:



**Montana Exploradora
de Guatemala, S.A.**



Mayaníquel, S.A.

Revista Guatemalteca de Ciencias de la Tierra, vol. 1, núm. / Issue 1
Guatemalan Journal of Earth Sciences

Sumario / Contents

Editorial	3
Exploración estructural de acuíferos cristalinos en Guatemala. <i>Structural exploration of crystalline aquifers in Guatemala.</i> S. Morán y R. Machorro	5
Evaluación de aridez y sequía en el corredor seco de Guatemala. <i>Aridity and drought assessment in the dry corridor of Guatemala.</i> R. Machorro y S. Cortez	13
Caracterización geométrica y cinemática del rift del sureste de Guatemala: redefinición del graben de Ipala. <i>Geometric characterization and kinematics of southeast rift of Guatemala: redefinition of the Ipala graben.</i> S. Morán	25
El Sistema kárstico de Guatemala. <i>The karst system of Guatemala.</i> J. Requena	40
<i>Phreatic clastic dikes and other degasing structures in Los Chocoyos pumice.</i> Diques freáticos clásticos y otras estructuras desgasificantes en las tobas de Los Chocoyos. G. Brocard y S. Morán	55

