

**CAPACITY BUILDING FOR NATURAL DISASTER REDUCTION (CBNDR)  
REGIONAL ACTION PROGRAM FOR CENTRAL AMERICA (RAPCA)**



**Zonificación de Amenazas Naturales en la cuenca del río Samalá y  
Análisis de vulnerabilidad y riesgo en la población de San Sebastián  
Retalhuleu, Guatemala, Centro América**

**Guatemala, septiembre 2003**

Para mayor información contactar:

Dr. Cees van Westen  
International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC)  
P.O. Box 6, 7500 AA Enschede, The Netherlands  
E-mail: [westen@itc.nl](mailto:westen@itc.nl)

Información sobre los resultados del proyecto RAPCA pueden ser obtenidos en la página de internet referenciada a continuación:

<http://bb.itc.nl>

Username: UNESCO

Password: RAPCA

Seleccione: Organizations in which you are participating: UNESCO RAPCA

---

## PRESENTACIÓN

El **Programa de Acción Regional para Centro América (RAPCA**, por sus siglas en inglés) está incluido en el Programa *Capacity Building for Natural Disaster Reduction* (CBNDR), ambos financiados por el Gobierno de Holanda y administrados por la Organización de las Naciones Unidas para la Cultura y las Artes (UNESCO).

En Centro América, la coordinación del Programa ha corrido a cargo del Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC) mientras que la ejecución de cada Proyecto Nacional ha sido encomendada a las Instituciones encargadas de la Reducción y Manejo de los Desastres Naturales en cada país bajo la asesoría técnica del Instituto Internacional de Ciencias de Geo-información y Observación Terrestre (ITC), Holanda.

De tal cuenta, en Guatemala se realizó un estudio de Amenazas Naturales (inundaciones, deslizamientos y actividad volcánica) en la cuenca del río Samalá integrado al análisis de Vulnerabilidad y Riesgo en la población de San Sebastián, Retalhuleu; se implementó un Centro de Zonificación de Amenazas Naturales (CEZAN) en las instalaciones de la Facultad de Agronomía de la Universidad de San Carlos y se organizaron diversas actividades de capacitación y divulgación de resultados. Las diferentes componentes del estudio fueron planificadas y conducidas por profesionales de cada área, funcionarios de Instituciones Nacionales e Internacionales relacionadas con el tema de la Gestión de Riesgo.

Sirva la presentación de los resultados de dicho estudio para agradecer profundamente a todos aquellos profesionales que de una u otro forma han hecho de este proyecto un ejemplo exitoso de coordinación inter-institucional y camaradería.



Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH)  
Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED)

Instituto Geográfico Nacional (IGN)

Facultad de Agronomía (FAUSAC), Universidad de San Carlos de Guatemala

Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas (CESEM), Universidad de San Carlos de Guatemala

Escuela Regional de Ingeniería Sanitaria (ERIS), Universidad de San Carlos de Guatemala

## **GRUPOS DE TRABAJO**

### **COORDINADORES NACIONALES**

#### **Grupo RAPCA Guatemala**

Edy Manolo Barillas, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala  
Estuardo Lira Prera, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala  
Mario Rodríguez Carrillo, Ministerio del Ambiente y Recursos Naturales (MARN)

### **ASESORES INTERNACIONALES**

Cees van Westen y Koert Sijmon, Instituto Internacional de Ciencias de la Geo-información y Observación Terrestre (ITC), Holanda  
Teo van Asch, Facultad de Ciencias Geográficas, Universidad de Utrecht, Los Países Bajos

### **SOPORTE ADMINISTRATIVO Y LOGÍSTICO**

Sabine Maresch, Instituto Internacional de Ciencias de la Geo-información y Observación Terrestre (ITC)

Alejandro Maldonado L., Secretario Ejecutivo CONRED  
Juan Pablo Ligorria, Sub-secretario Ejecutivo CONRED  
Tatiana Acuña, Unidad de Planificación Estratégica, CONRED  
Cecilia Zamora, Unidad de Planificación Estratégica, CONRED

### **PREPARACIÓN DE INFORMACIÓN**

Lorena Aguilar, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala  
Jorge Cárcamo, Departamento de Cartografía, Instituto Geográfico Nacional (IGN)  
Billy Pineda, Unidad SIG, Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED)  
Alejandra Chupina, Centro de Estudios Superiores de Energía y Minas (CESEM), Universidad de San Carlos de Guatemala

### **AMENAZA ANTE INUNDACIONES**

Elfego Orozco, Escuela Regional de Ingeniería Sanitaria (ERIS), Universidad de San Carlos  
Pedro Tax, Departamento de Hidrología, Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH)  
Guillermo Santos, Facultad de Agronomía (FAUSAC), Universidad de San Carlos

### **ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LADERAS**

Ivo Thonon, Facultad de Ciencias Geográficas, Universidad de Utrecht, Los Países Bajos  
Manuel Mota, División de Geofísica, INSIVUMEH

### **OCURRENCIA DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS**

Estuardo Lira Prera, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala  
Manolo Barillas, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala  
Gustavo Chigna, Departamento de Vulcanología, INSIVUMEH

### **ANÁLISIS DE VULNERABILIDAD Y RIESGO**

Graciela Peters, Instituto Internacional de Ciencias de la Geo-información y Observación Terrestre (ITC)  
María Eugenia García, Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED)  
Alfredo Arévalo, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala

### **PREPARACIÓN Y ATENCIÓN DE EMERGENCIAS**

Juan Gabriel Figueroa, Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED)

---

## INDICE

1	RESUMEN.....	1
2	INTRODUCCIÓN. ....	2
3	MARCO GEO-DINÁMICO GENERAL Y ANTECEDENTES. ....	3
3.1	Ubicación geográfica. ....	3
3.2	Actividad geo-dinámica del área.....	4
3.3	Régimen hidro-meteorológico. ....	9
3.4	Eventos y desastres históricos.....	10
4	METODOLOGÍA Y RESULTADOS. ....	15
4.1	Análisis geomorfológico de la Cuenca del río Samalá. ....	15
4.2	Análisis de lluvia, caudales y amenaza por Inundación en la Cuenca Samalá. ....	19
4.3	Análisis de estabilidad de laderas en la sub-cuenca Nimá I.....	26
5	Unidad Litológica.....	27
5.1	Análisis de amenaza por flujos piro-clásticos del Volcán Santiaguito. ....	29
5.2	Análisis de Vulnerabilidad y Riesgo en el poblado de San Sebastián, Retalhuleu. ....	34
6	PREPARACIÓN Y RESPUESTA ANTE EMERGENCIAS.....	41
7	DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES.....	43
8	REFERENCIAS.....	44
8.1	SITIOS DE INTERNET .....	46



## 1 RESUMEN.

Se realizó el análisis de amenazas naturales por inestabilidad de laderas, inundaciones, ocurrencia de flujos piroclásticos y lahares con el propósito de cuantificar el impacto que estos fenómenos tienen sobre las más de 300,000 personas que habitan la región. La dinámica geo-hidroológica de la cuenca del río Samalá (de 1,500 km<sup>2</sup> de superficie) y del complejo volcánico Santa María-Santiaguito provoca la ocurrencia periódica de oleadas y flujos piroclásticos, lahares e inundaciones repentinas (*flash floods*) que ocasionan impactos directos sobre la infraestructura básica (Carretera Panamericana y Puente “Castillo Armas”), los centros poblados (principalmente San Felipe, San Sebastián y Retalhuleu) y en general, sobre la actividad agrícola y ganadera de la región.

Para la determinación de las planicies de inundación del río Samalá se utilizó el método clásico de cálculo de caudales máximos a partir del procesamiento de series de datos históricos del propio río o cuencas vecinas. Los caudales para períodos de 100, 50, 25 y 10 años se utilizaron para un modelado espacial por medio del programa HEC-RAS. Se logró determinar que las crecidas máximas del río Samalá no afectan directamente a San Sebastián, en comparación con los daños que le ocasionan otras corrientes menores, pero que si pueden provocar enormes daños sobre la Carretera Panamericana.

El análisis de la inestabilidad de laderas se realizó en la sub-cuenca del río Nimá I por considerar que es una de las mayores fuentes de detritos para la formación de flujos de lodo que luego son encausados al río Samalá. Se utilizó un modelo semi-determinístico bajo ambiente SIG llamado *Catch* el cual simula el comportamiento de las laderas bajo parámetros hidrológicos y geo-mecánicos que intervienen durante la ocurrencia de deslizamientos. Aparentemente, las mayores inestabilidades en la sub-cuenca no suceden durante la ocurrencia de un fenómeno extremo como el ocurrido en 1998 (Huracán Mitch), sino es mucho más importante el comportamiento de la lluvia en períodos anteriores.

Finalmente, se utilizó el modelo del “Cono de Energía” para determinar las zonas que serían afectadas por flujos piroclásticos en los alrededores del Volcán Santiaguito a partir de ecuaciones que relacionan la altura teórica de la columna eruptiva, energía de colapso, configuración topográfica del terreno y ubicación del cráter. A pesar que los grandes centros urbanos no serían afectados directamente por columnas de hasta 2,500 m de altura se considera que al menos 120 centros poblados menores podrían experimentar algún impacto directo o indirecto.

Se determinaron también los niveles de riesgo en el poblado de San Sebastián ante inundaciones como las ocurridas durante el Huracán Mitch. Se realizaron entrevistas directas a pobladores afectados por dicho evento en el cual se investigó el daño causado a la vivienda y su contenido, la altura del nivel de agua y otros parámetros de calidad de la construcción y factores socio-económicos. El resultado de la integración de estos parámetros por medio de curvas o funciones de vulnerabilidad demuestra que para este tipo de eventos se pueden esperar pérdidas combinadas de hasta Q88 mil/vivienda (unos \$10 mil/vivienda), principalmente por los daños esperados en los contenidos de las viviendas más que en la edificación en sí.

## **2 INTRODUCCIÓN.**

El registro de eventos catastróficos en el complejo volcánico Santa María-Santiago se remonta a principios del siglo pasado cuando sucedió la poderosa erupción pliniana del Volcán Santa María (25 de octubre de 1902) considerada como una de las diez más grandes del siglo con un VEI=6 (de Newhall y Self, 1982), columnas eruptivas de hasta 28 km de altura, producción de entre 5-10 km<sup>3</sup> de material dacítico y al menos 5,000 personas muertas (Sapper, 1903; Rose, 1972). A finales de 1922, y en el interior del cráter producto de la erupción recién pasada, se empezó a formar un domo lávico dacítico que se ha mantenido activo desde entonces y al cual se le dio por nombre Santiago. Justo 7 años después de su nacimiento, el Volcán Santiago registró uno de sus eventos más catastróficos ya que produjo un flujo piroclástico de considerable volumen ( $1,5 \times 10^7 \text{ m}^3$ ) que se extendió a más de 10 km de distancia y pudo haber matado desde varios cientos hasta 5,000 personas (Mercado y colaboradores, 1988). Una gran cantidad de trabajos científicos han contribuido a ampliar el conocimiento sobre este activo complejo volcánico (Sapper, 1903; Sapper, 1904; Rose, 1987a y b).

A pesar de los grandes eventos ya mencionados, está bien claro para muchos autores y los pobladores de la región que los materiales volcánicos aportados a la red hidrográfica local constituyen el mayor problema hacia las poblaciones, infraestructura crítica y actividad agrícola de la zona ya que año con año han ocurrido y ocurren destructivos “flujos de lodo” que han provocado destrucción de pueblos enteros como El Palmar – entre 1983 y 1984 (5,400 habitantes), daños considerables a la Carretera Panamericana – entre 1988 y 1993 y amenazan con seguir perturbando la actividad socio-económica de la región. No se descarta la posibilidad de que vuelvan a ocurrir grandes erupciones en el complejo volcánico y se siguen monitoreando los eventos hidro-meteorológicos periódicos que en conjunto mantienen bajo constante amenaza a más de 300,000 personas.

El diseño e implementación de medidas de mitigación y protección ante los fenómenos de impacto (lahares e inundaciones) debe estar basado en consideraciones técnicas emanadas de estudios y análisis científicos ya que hasta el momento, las bordas de protección construidas en la margen occidental del río Samalá (con un costo de hasta \$100 mil) y las actividades de dragado en el tramo del Puente “Castillo Armas” (que le cuesta al Gobierno Local hasta \$500 mil anuales) no han sido suficientes para contenerlas. Al mismo tiempo, el conocimiento de las zonas de afectación de los diferentes fenómenos (Mapas de Amenaza) permitirá a los Organismos Nacionales la optimización de los recursos y fortalecer los niveles de organización comunitaria y preparación ante emergencias de todas las comunidades amenazadas, que en su conjunto pueden sobrepasar los 120 centros poblados (entre fincas, caseríos, aldeas y ciudades).



### 3 MARCO GEO-DINÁMICO GENERAL Y ANTECEDENTES.

#### 3.1 Ubicación geográfica.

La cuenca del río Samalá abarca una superficie aproximada de 1,500 km<sup>2</sup>, en su mayoría comprendidos en el departamento de Retalhuleu y en menor parte Quetzaltenango, con una longitud máxima de 100 km y un ancho máximo aproximado de 35 km (ver Fig. 1).

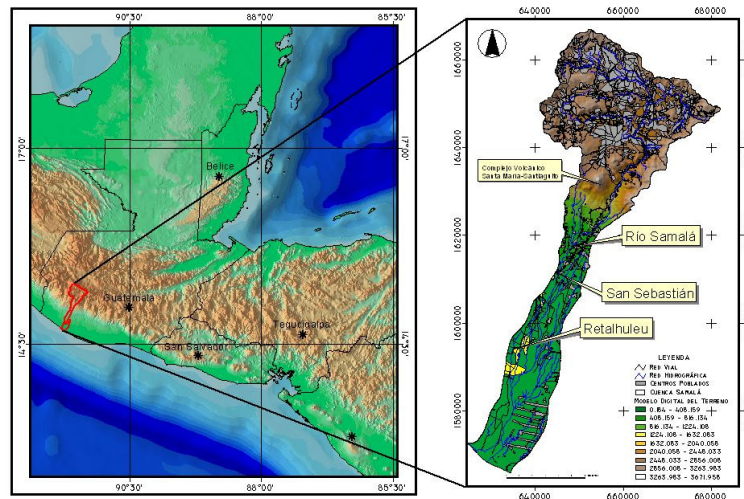


FIG. 1 MAPA DE UBICACIÓN GENERAL Y ELEMENTOS BÁSICOS CUENCA RÍO SAMALÁ, GUATEMALA, CENTRO AMÉRICA

Es una de las cuencas con más alta incidencia de desastres naturales en Guatemala, entre ellos se incluyen inundaciones anuales por el río Samalá, actividad moderada del volcán Santiaguito, lahares y flujos de lodo derivados de la interacción del volcán Santiaguito y río Samalá y deslizamientos en la parte media-alta.

En su jurisdicción están ubicadas la cabeceras departamentales de Retalhuleu y Quetzaltenango y otros municipios importantes como San Sebastián, Santa Cruz Muluá, San Martín Zapotitlán, San Felipe (Retalhuleu) y El Palmar, Zunil, Cantel y Almolonga (Quetzaltenango), por lo que se estima que la población afectada directa o indirectamente podría alcanzar las 350,000 personas (Diccionario Geográfico de Guatemala, 1983; Instituto Nacional de Estadística, 2003).

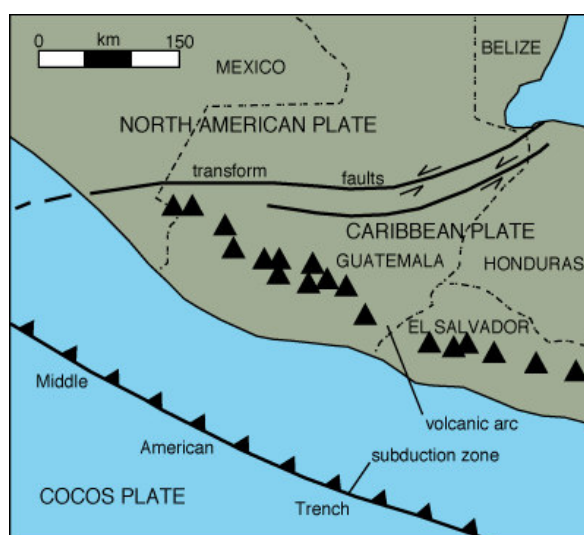
En los últimos años, por medio de la Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED) se han implementado diversos proyectos de Reducción de Desastres, siendo los más importantes el del Sistema de Alerta Temprana de la Cuenca (RELSAT) y el Fortalecimiento de Estructuras Locales para la Gestión del Riesgo (FEMID), ambos ejecutados con fondos de la Agencia Técnica de Cooperación Alemana (GTZ), y que contribuyeron a elevar los niveles de organización y capacitación Departamental, Municipal y Local en el área de estudio. Recientemente, se ha venido ejecutando el Programa de Acción Regional para Centro América (RAPCA) con fondos del Gobierno de Holanda, administrado por UNESCO y CEPREDENAC y con la asistencia técnica del ITC y Universidad de Utrecht (Holanda) y el *U.S. Geological Survey* bajo el cual se han ejecutado los diferentes estudios incluidos en el presente informe.

### 3.2 Actividad geo-dinámica del área.

- **Zona de subducción del Pacífico.**

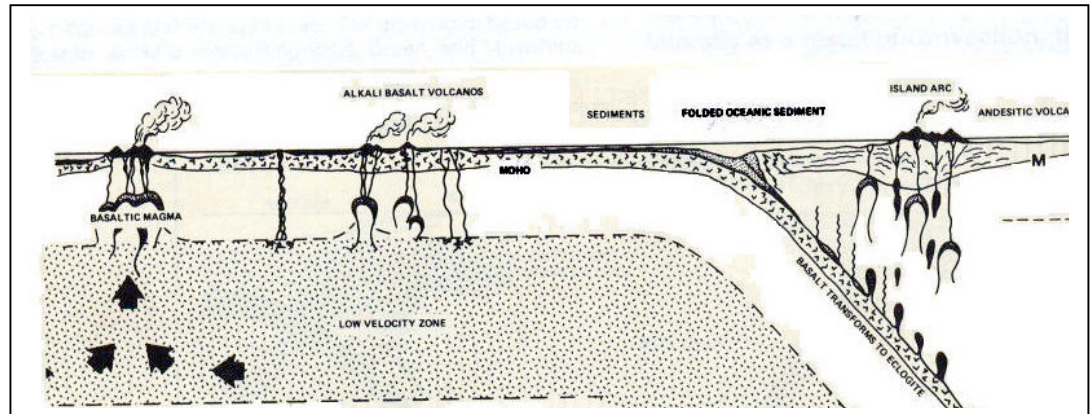
La configuración geo-tectónica del territorio guatemalteco está gobernada por la triple unión de las placas de Norte América y Caribe, a lo largo de la zona de falla Polochic-Motagua, y Cocos y Caribe, a lo largo de la Trinchera Mesoamericana o Zona de Subducción, lo cual ha generado una amplia gama de estilos de deformación, unidades litológicas y vulcanismo-sismicidad activa (Spencer, 1977; Case *et. al.* y Burke *et.al.*, en The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics).

Aparentemente, la zona de falla Polochic-Motagua, no ha tenido mayor influencia en la configuración geo-tectónica del área de Retalhuleu-Quetzaltenango. Por el contrario, la constante subducción de la placa oceánica de Cocos por debajo de la placa continental del Caribe (a razón de 9 cm por año- von Huene, 1989) ha provocado innumerable cantidad de sismos de moderada profundidad y actividad volcánica a lo largo de la Costa del Pacífico, incluyendo el complejo volcánico Santa María-Santiago (Fig. 2).



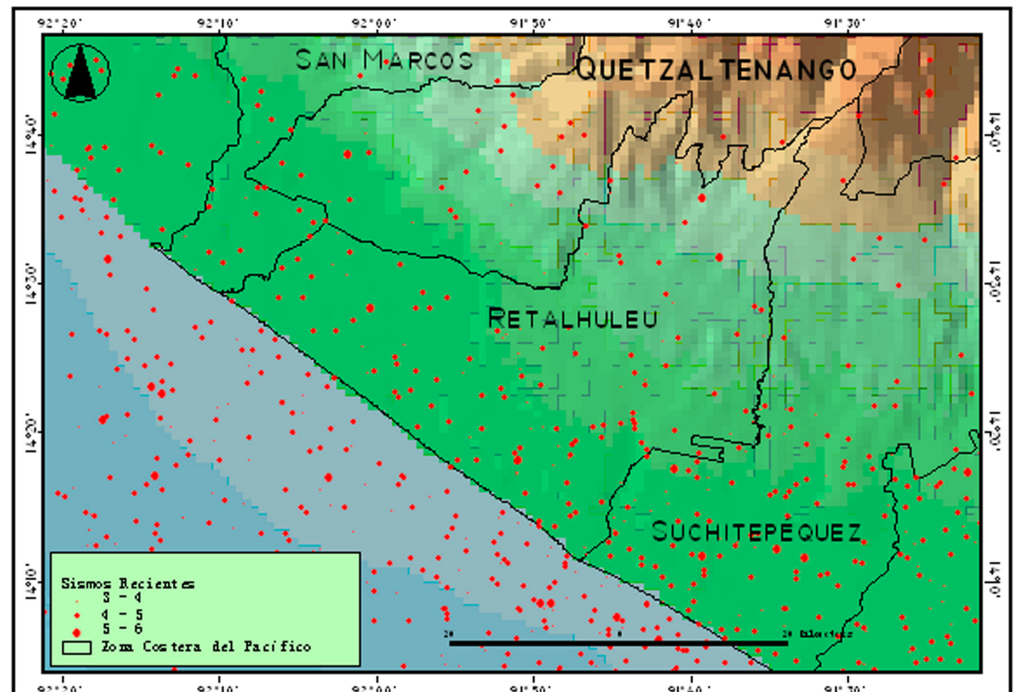
**Figura 2.** Zona de subducción (línea dentada) a lo largo de la Costa del Pacífico dividiendo la placa de Cocos y del Caribe. Nótese el paralelismo del Cinturón Volcánico producto del proceso permanente de subducción. La zona de falla Polochic-Motagua (al norte de los volcanes) divide la placa del Caribe con la de Norte América (modificada de Duffield y colaboradores, 1989).

En la Figura 3 se observa la sección transversal hipotética de una zona oceánica-continental con un crecimiento de corteza la dorsal oceánica (*oceanic ridge*), algunas islas oceánicas y una zona de subducción de tipo arco-isla o margen tipo Andeano. Inicialmente, se produce magma basáltico en la dorsal y forma, junto con los sedimentos, la corteza oceánica la cual es desplazada hacia la zona de subducción la cual inicia en las inmediaciones de la Trinchera Oceánica. Esta corteza oceánica basáltica es la que se hunde bajo la corteza continental y a cierta profundidad sufre una transformación a anfibolita y eclogita y luego, a más de 100 km, inicia el proceso de fusión parcial a magma que se eleva a la superficie para formar volcanes basáltico-andesíticos y los arcos de islas (Spencer, 1977).



**Figura 3.** Sección transversal de un límite de placa convergente (Zona de Subducción). Tomado de Spencer, 1977.

La sismicidad registrada en el área, desde 1984 hasta la fecha, muestra más de 1,800 eventos de magnitud mayor de 4 Richter los cuales varían en un rango de profundidad de 0.1 a 99.6 kms. Como puede observarse en la Fig. 4 la densidad de ocurrencia disminuye al alejarse de la línea costera y de la influencia de la zona de subducción. Los pocos sismos que se observan tierra adentro (de menor magnitud) están relacionados a eventos tectónicos locales o actividad volcánica.

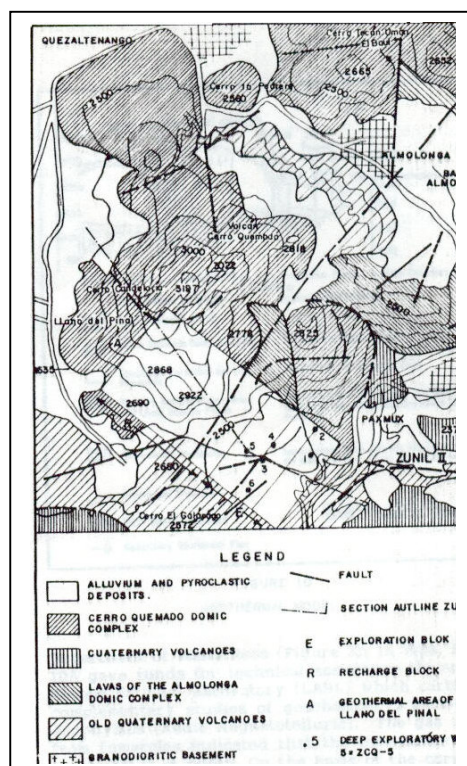


**Figura 4.** Eventos sísmicos ( $M > 4$ ) registrados desde 1984 hasta la fecha en la región de Retalhuleu (datos proporcionados por el Departamento de Sismología del INSIVUMEH).

- **Sistemas de fallas locales.**

La investigación geológica regional del área de Quetzaltenango ha definido 3 importantes complejos volcánicos geo-morfoestructurales de los cuales el más importante por su actividad y por su relación con las manifestaciones geotérmicas es el Complejo Volcánico Cuaternario: Volcán Chicabal (2,721 m), Siete Orejas (2,910 m), Santa María (3,772 m), Santiaguito (2,500 m) y Cerro Quemado (3,197 m), todos ellos siguiendo la alineación regional noroeste-sureste de la Cadena Volcánica (Betancourt, inédito).

Uno de los principales sistemas de fracturas en el área lo constituye la Zona de Falla Zunil, de orientación nor-este, un ancho de hasta 10 kms, y que comprende varias fallas sub-paralelas, entre ellas la Falla Zunil, Samalá y numerosas fallas menores, con un movimiento predominante lateral izquierdo (Caicedo y Palma, 1990; Foley y colaboradores, 1990). Dentro del campo geotérmico Zunil se han definido numerosas fallas menores de orientación nor-este y nor-oeste las cuales gobiernan la ubicación de las fumarolas y manantiales, presentan desplazamientos de hasta varios cientos de metros y forman una serie de *horsts* y *grabens* (Foley y colaboradores, 1990) –ver Fig. 5.

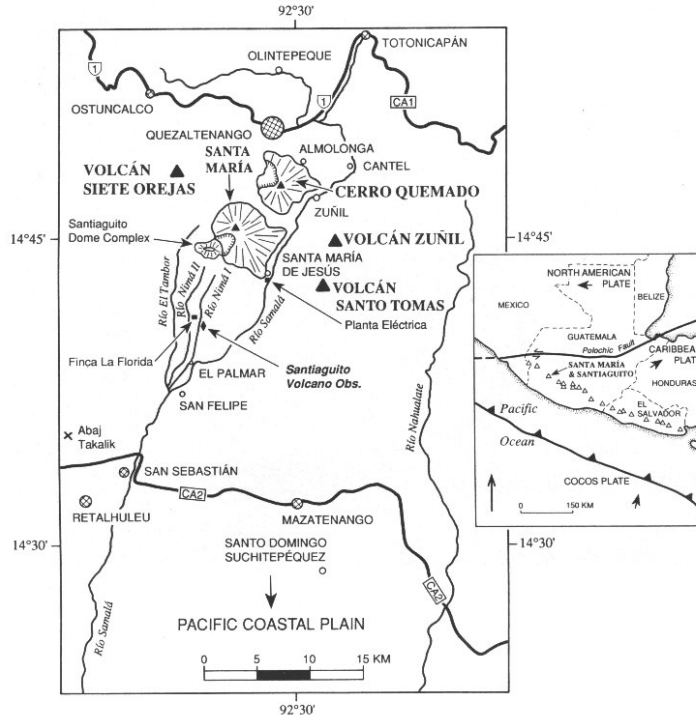


**Figura 5.** Ubicación de los principales elementos estructurales en el área de Quetzaltenango.

Probablemente, el mayor patrón de alineamiento nor-este comprende a los volcanes Santiaguito, Santa María, Cerro Candelaria-Cerro Quemado, del Valle y varias puntos individuales en el flanco sur del Cerro Candelaria, además que al extenderse hacia el norte, el alineamiento incluiría muchas chimeneas del margen occidental de la caldera Almolonga y también podrían incluirse algunos otros accidentes geográficos como zonas de falla y fracturamiento, cursos de ríos y sistemas regionales de fractura (Foley y colaboradores, 1990).

- **Complejo volcánico Santa María-Santiago.**

Se encuentra ubicado entre los municipios de Quetzaltenango y El Palmar, departamento de Quetzaltenango, aproximadamente en las coordenadas 14°44' de latitud Norte y 91°34' de longitud Oeste, con el cráter del V. Santa María a una altitud relativa de 3,7



**Figura 6.** Ubicación del complejo volcánico Santa María-Santiago y su relación espacial con el resto de edificios volcánicos y el sistema hidrográfico del río Samalá (tomado de [www.geo.mtu.edu](http://www.geo.mtu.edu)).

Originalmente, el complejo estaba conformado únicamente por el Volcán Santa María el cual estuvo inactivo entre 500 a muchos miles de años (Rose y colaboradores, 1977) hasta que ocurriera la gran erupción de 1,902 la cual generó columnas eruptivas de hasta 28 km de altura, flujos piroclásticos, caída de tefra y ceniza y enormes depósitos volcanoclásticos en los alrededores. Se calcula que esta enorme erupción pliniana arrojó alrededor de 10 km<sup>3</sup> de material volcánico dacítico en un período de 36 horas (Sapper, 1904; Rose, 1972; Williams y Self, 1983). Estos materiales fueron mayoritariamente depósitos pumicíticos los cuales se esparcieron en una superficie de 273,000 km<sup>2</sup> hacia el nor-oeste del volcán llegando a producir espesores de hasta 5 m en los alrededores (Williams y Self, 1983). Se tienen registros que solamente este evento, el segundo más grande del siglo pasado (Índice de Explosividad Volcánica de 6), pudo haber matado al menos 5,000 personas, provocó un enorme cráter de explosión en el flanco sur del volcán y oscureció los cielos de la región durante algunos días (Sapper, 1903). Posteriormente, alrededor del año de 1922, se empezó a formar un domo dentro del cráter de 1,902 al cual se le dio por nombre Santiago (Sapper, 1926) (Figs. 6 y 7) . Este domo ha estado continuamente activo desde su formación y se caracteriza por períodos cíclicos de 10-12 años de actividad moderada con alternancias de períodos de 3-5 años de altas tasas de extrusión de flujos de lava en bloques, flujos piroclásticos y flujos de ceniza (Rose, 1987).



**Figura 7.** Vista aérea desde el Sur del Volcán Santa María (al fondo) y el Volcán Santiaguito (en primer plano). Fotografía de *Steve O'Meara, Volcano Watch International*

A pesar de la ocurrencia de eventos volcánicos de moderada a gran magnitud (erupción de 1902, flujos de lava en los 70's y colapso del domo Santiaguito y flujos piroclásticos de 1929 y 1973), está bien claro para muchos autores, y para la población y comunidad geo-científica relacionada con estos volcanes, que los materiales volcánicos aportados a la red hidrográfica local (Ríos Nimá I y II, El Tambor y Samalá) constituyen el mayor peligro hacia las poblaciones, infraestructura crítica y actividad agrícola de la zona. Año con año han ocurrido y ocurren destructivos “flujos de lodo” que impactan contra poblaciones como El Palmar, Pomarrosal, San Felipe y varias fincas cafetaleras, contra infraestructura crítica (Puente “Castillo Armas” y Carretera Panamericana CA-2) y contra las zonas cultivadas (Conde Carpio, 2000; [www.geo.mtu.edu/volcanes/santamaria/haz.html](http://www.geo.mtu.edu/volcanes/santamaria/haz.html)).- ver Sección 3.4.

- **Régimen hidrotermal (Campo Geotérmico Zunil).**

Desde 1972 el Instituto Nacional de Electrificación (INDE) ha liderado la investigación y exploración del potencial geotérmico de Guatemala lo cual ha desembocado en la definición de varios campos de mayor interés, entre ellos, el de Zunil ha sido el que ha mostrado los mejores resultados (Caicedo y Palma, 1990) y de hecho es el primer campo geotérmico en donde se inició la producción de energía eléctrica. Se considera que este campo representa la expresión marginal y superficial de un vasto complejo térmico por debajo de los edificios volcánicos activos del Cerro Quemado y el Volcán Santa María, al oeste de Guatemala (Betancourt y Dominco, 1982).

Geológicamente, el área esta formada por un basamento granítico cubierto por flujos de lava andesíticas Terciarias (300-400 m de espesor) y alternancias lávicas de dacitas, riodacitas y piroclastos del Cuaternario (500-600 m) - (Betancourt y Dominco, 1982; Caicedo y Palma, 1990. Abundante información sobre aspectos geofísicos, hidro-geoquímicos y otras características de este importante campo geotérmico pueden ser encontrada en Mink *et. al.*, 1988; Adams *et. al.*, 1990 (a); Adams *et. al.*, 1990 (b) y Adams *et. al.*, 1992.

En enero de 1991 (a las 22:30 hora local) ocurrió un desastroso deslizamiento de aproximadamente 800,000 m<sup>3</sup> en el campo geotérmico Zunil I el cual mató 23 personas y originalmente fue atribuido a la explosión del pozo ZCQ-4, el cual fue seriamente dañado y sepultado por el deslizamiento. De acuerdo a las investigaciones preliminares hechas por Flynn y colaboradores (1991) se infiere que la causa de este desastroso evento fue la interacción de 3 factores naturales: la alteración y poca consolidación de la roca, la pendiente del terreno y la cercanía del sitio a la zona de falla Zunil, considerándose que la adición de agua subterránea, ya sea por flujo de manantiales tibios o condensación de fumarolas, fue el agente disparador más probable.



**Figura 8.** Vista actual del deslizamiento ocurrido en el Campo Geotérmico Zunil I. Fotografía por Manolo Barillas.

### **3.3 Régimen hidro-meteorológico.**

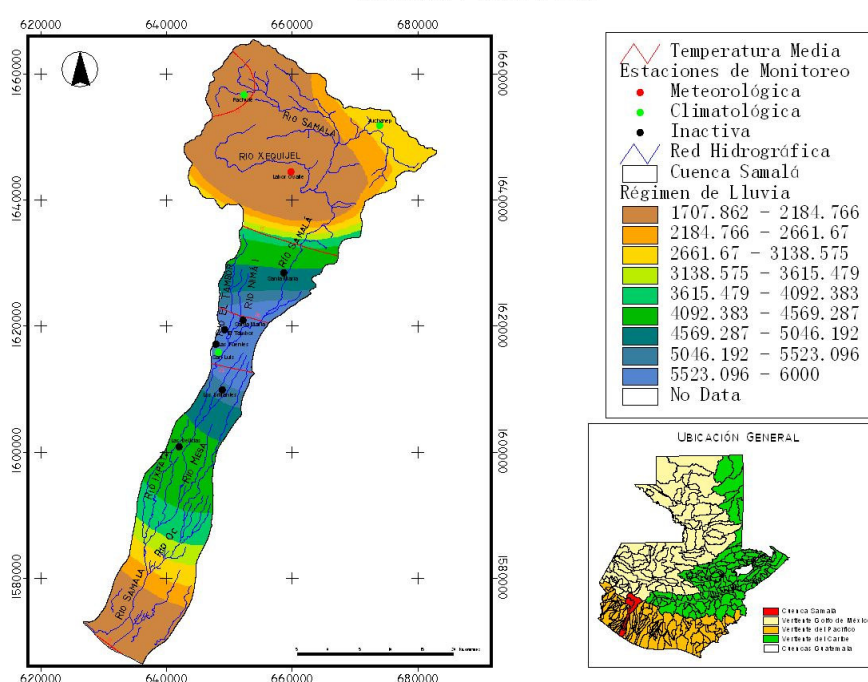
La cuenca del río Samalá (1,500 km<sup>2</sup> de superficie) pertenece a la Vertiente del Pacífico de Guatemala, ésta última caracterizada por ríos de longitudes cortas (promedio 110 km) que se originan a una altitud promedio de 3,000 m sobre el nivel del mar y presentan pendientes fuertes en las partes altas (10 a 20%) cambiando bruscamente a pendientes menores en la planicie costera lo cual genera grandes zonas susceptibles a inundación, crecidas instantáneas de gran magnitud y corta duración así como tiempos de concentración muy cortos (INSIVUMEH, publicación interna). Tiene un radio de bifurcación (R<sub>b</sub>) de 3.9375, el cual corresponde a aquellas vertientes en las cuales las estructuras geológicas no deforman el patrón de drenaje, y un radio de elongación (R<sub>e</sub>) de 0.24 que indica una morfología de relieves fuertes y laderas muy inclinadas (Acajabón, 1973).

La cuenca del Samalá está formada por una red hidrográfica semi-dendrítica en los alrededores de Quetzaltenango y paralela hacia la parte baja, con una densidad de drenaje moderada de 2.142 km/km<sup>2</sup> (Acajabón, 1973). Hacia la parte alta la hidrografía está formada por corrientes de 2<sup>do.</sup> a 3<sup>er.</sup> orden como Riachuelo San Diego, Río Chacap, Río Xalcatá Río Sigüilá y otros, mientras que hacia la parte

media y baja las corrientes son de orden superior como los ríos Nimá I, Nimá II, El Tambor, Ixpatz, Mezá, Oc y Samalá (Acabajón, 1973; INSIVUMEH, 1988). – ver Fig. 9.

Las precipitaciones máximas anuales registradas en 148 estaciones de toda la República durante el período 1961 a 1997 (MAGA, 2001) definen un régimen de lluvias máximas en la parte media de la cuenca (a la altura de San Felipe, Retalhuleu) con valores de hasta 6,000 mm, mientras que en las partes altas y zona costera los valores máximos anuales no rebasan los 2,000 mm. El comportamiento de la lluvia entre estas dos regiones es claramente gradual. En el caso de las temperaturas medias anuales muestran un patrón lógico con valores de 12°C en la parte alta (Quetzaltenango y Totonicapán), 20-25°C en la parte media (San Sebastián y Retalhuleu) y 27°C en la costa (MAGA, 2001). – ver Fig. 9.

### RED HIDROGRÁFICA Y RÉGIMEN HIDRO-METEOROLÓGICO CUENCA SAMALÁ



**Figura 9.** Red hidrográfica y régimen hidro-meteorológico en la Cuenca Samalá. Los colores azules indican las áreas de mayor precipitación pluvial –hasta 6,000 mm (en el área del complejo volcánico) y los tonos marrón indican valores mínimos de menos de 2,000 mm anuales.

Figura elaborada a partir de datos del INSIVUMEH (MAGA, 2001).

### 3.4 Eventos y desastres históricos.

Existen muchos registros de la actividad histórica del complejo volcánico Santa María-Santiaguito, de los eventos hidro-meteorológicos en la cuenca del río Samalá y otros fenómenos naturales que han provocado daño a las poblaciones, infraestructura y zonas agrícolas del área de Retalhuleu y Quetzaltenango. En este apartado únicamente resumiremos las más importantes.



✓ **Erupción 1,902 V. Santa María.**

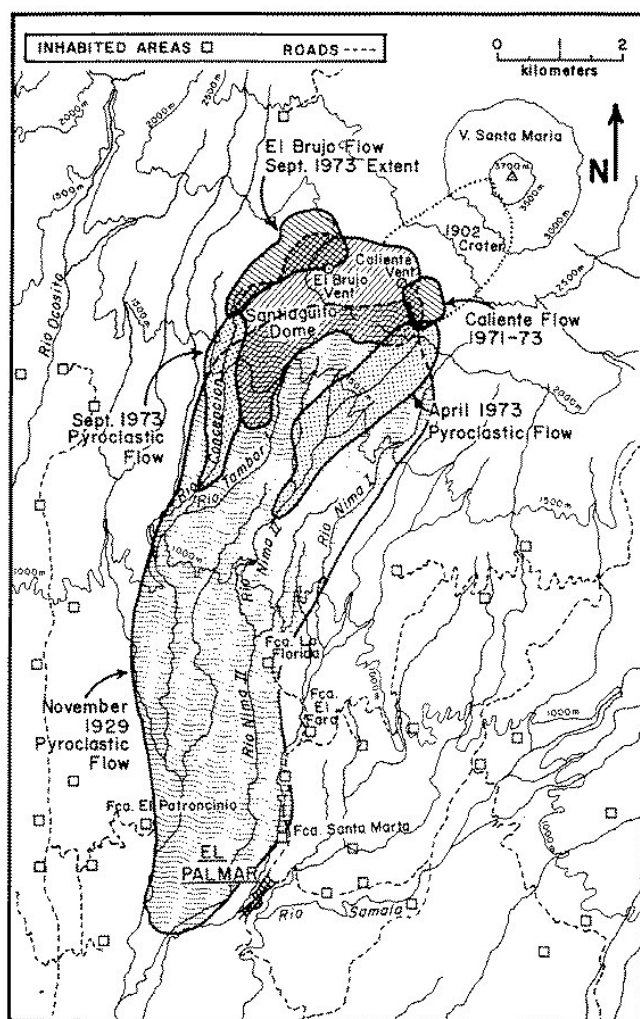
Previo a esta erupción el V. Santa María fue inactivo por al menos 500 años hasta varios miles de años (Rose y colaboradores, 1977), pero el 25 de Octubre el volcán entró en una actividad violenta, posterior a una serie de terremotos registrados en Centro América y El Caribe entre enero y octubre. Estos grandes terremotos y la extensiva actividad volcánica en la región fueron los inequívocos indicadores de lo que estaba por venir. Desgraciadamente, como no existían registros históricos de actividad volcánica previa estas señales de alarma no fueron interpretadas adecuadamente. Esta erupción pliniana mató al menos 5,000 personas (indudablemente un dato sub-estimado), produjo un enorme boquete en el flanco sur del cono y oscureció los cielos de Guatemala por varios días (Sapper, 1903). El impacto mundial fue significativo ya que las cenizas de esta erupción fueron detectadas tan lejos como en San Francisco, California (tomado de <http://www.geo.mtu.edu/volcanes/santamaria/eruption.html>).

Esta ha sido por mucho, una de las más grandes y más explosivas erupciones del siglo XX (magnitud 8 en la escala de Tsuya; índice de explosividad volcánica de 6). Casualmente, los volcanes *Mount Pelee* y *Soufriere* (en Martinica y San Vicente) habían entrado en actividad similar seis meses antes (tomado de [http://www.volcano.und.nodak.edu/...../santa\\_maria.html](http://www.volcano.und.nodak.edu/...../santa_maria.html)). Esta erupción produjo una columna vertical de al menos 28,000 pies de altura (Williams y Self, 1982) y en 36 horas, generó aproximadamente 10 km<sup>3</sup> de dacita (Sapper, 1904; Rose, 1972; Williams y Self, 1983). Los detritos volcánicos fueron casi enteramente formados de depósitos pumicíticos y abarcaron más o menos 273,000 km<sup>2</sup> al nor-oeste del volcán. Como es típico en los depósitos de caída libre, estos depósitos fueron más gruesos en dirección a la fuente, en donde alcanzaron hasta los 5 m de espesor (Williams y Self, 1983).

Luego de casi 20 años de reposo, en junio de 1922, un domo lávico empezó a formarse dentro del cráter de 1902 (Sapper, 1926). Este nuevo domo, localizado en el lado sur-oeste de Santa María, fue llamado Santiaguito. La roca dacítica que este domo produce es cercanamente idéntica a la lava de 1902. Santiaguito ha sido continuamente activo desde entonces. Aparte de la extrusión dómica, la cual es relativamente pasiva, el Santiaguito ha producido flujos de lava, ha tenido erupciones explosivas verticales y numerosos flujos de bloques y cenizas acompañando a oleadas piroclásticas. Como consecuencia de esto, siempre existen desplomes de material cerca del domo y el cráter de 1902 lo cual produce sedimentación extensiva en los ríos al sur del domo (Rose, 1972) – tomado de <http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/santamaria/eruption.html>).

✓ **Erupción 1,929 V. Santiaguito.**

En la mañana del 2 de noviembre de 1929 (9:30 hora local) el volcán Santiaguito emitió un flujo piroclástico de considerable volumen (1.5x10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>) el cual se extendió a más de 10 km de distancia a través de los valles de los ríos Nimá II y El Tambor devastando al menos 15 km<sup>2</sup> de fincas y zonas cultivadas y matando desde varios cientos hasta posiblemente 5,000 personas (Mercado y colaboradores, 1988) – ver Fig. 10.



**Figura 10.** Mapa de afectación en los alrededores del V. Santiaguito luego de algunos eventos importantes. Nótese que el mayor evento corresponde al flujo piroclástico de 1929.

Los valles fluviales fueron rellenados con bloques y depósitos piroclásticos y varios testigos describieron que una enorme oleada piroclástica caliente fue la causa principal de la muerte de las personas. La ceniza estuvo cayendo durante 9 horas en la población de Retalhuleu (a 27 km de distancia). El domo presentaba una enorme marca lo que sugiere que la erupción fue el resultado del colapso del domo dacítico de 350 m de altura que había crecido entre 1922 y 1929 (Rose, 1987; Mercado y colaboradores, 1988).

La ocurrencia de este tipo de fenómenos (oleadas piroclásticas por colapso de domos) debe ser tomada muy en cuenta en las amenazas actuales y futuras ya que por lo menos el colapso del Santiaguito en 1929 ocurrió sin haber presentado ningún tipo de actividad precursora.

✓ **Lahares 1,983-84 (destrucción de El Palmar).**

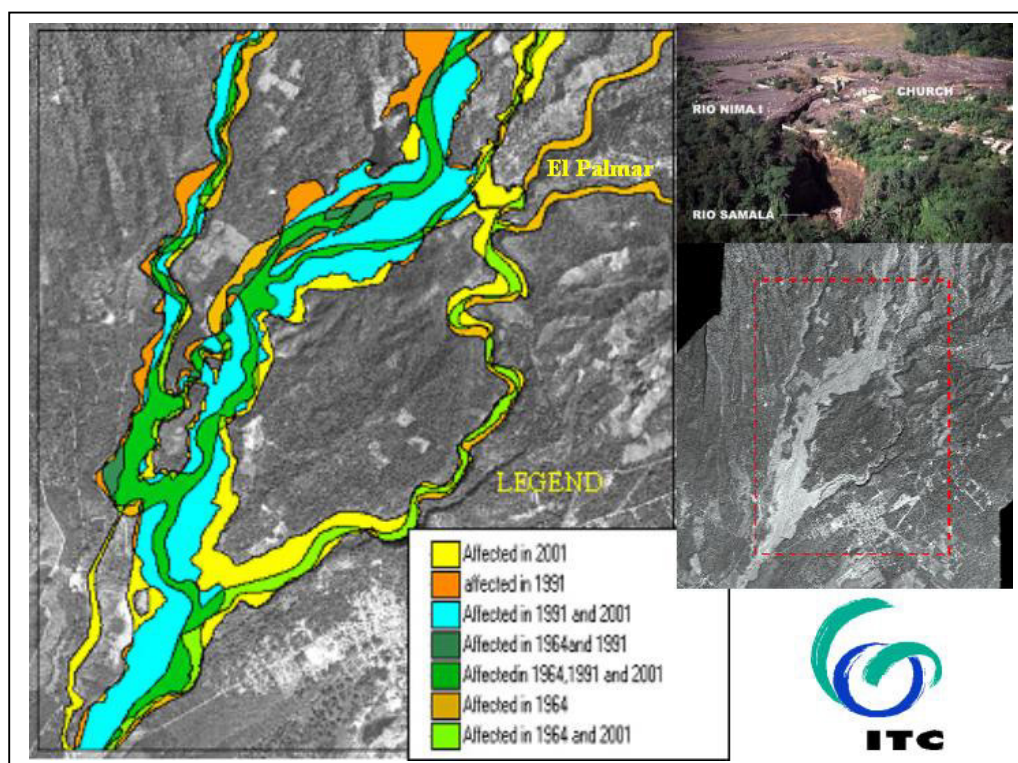
Los lahares parecieran comportarse igual a los flujos piroclásticos (solamente que en presencia de grandes cantidades de agua): están formados por mezclas de materiales, pueden viajar grandes distancias montaña abajo y principalmente, destruyen todo lo que encuentran a su paso.

En junio de 1983 el V. Santiaguito entraba nuevamente en actividad justo en la época de inicio de la temporada lluviosa por lo que las intensas lluvias empezaron a arrastrar el material volcánico hacia los cauces de los ríos Nimá II y El Tambor (INSIVUMEH, 1988). Entre los últimos días de junio y hasta el 2 de julio del mismo año, se agrava la situación a inmediaciones de El Palmar ya que la enorme carga de sedimentos bloquea el cauce del río Nimá II y éste a su vez desborda al río Nimá I afectando directamente a la población. Hasta ese momento ya se estiman pérdidas por más de 1 millón de quetzales ya que el 35% de las viviendas han sido dañadas y se han evacuado más de 244 familias (INSIVUMEH, 1988). La destrucción total del poblado sucedió durante la temporada lluviosa de 1984, específicamente en agosto, en donde hubo necesidad de evacuar nuevamente a los pobladores, se dañaron varios puentes dejando incomunicado el poblado y las pérdidas alcanzaron los 4 millones de quetzales (varios artículos periodísticos de El Gráfico y Prensa Libre).



**Figura 11.** Aspecto del daño causado en la población de El Palmar en 1983.  
Fotografía tomada por Bill Rose.

Los resultados de un análisis multi-temporal de cambios morfológicos (Viera, 2003) muestran que desde 1964 hasta 2001 las zonas afectadas por lahares y flujos de lodo crecieron de 0.077 km<sup>2</sup> hasta 1.23 km<sup>2</sup>, es decir, un aumento de 15 veces. Esta enorme actividad fluvio-lahárica en esta región de la cuenca desembocó en la destrucción del poblado y el cambio drástico en el paisaje y morfología del lugar – ver Fig. 12.



**Figura 12.** Evaluación de cambios morfológicos en los últimos 35 años en los alrededores de El Palmar. Los polígonos coloreados muestran la secuencia de diferentes eventos laháricos lo cual también se identifica claramente en la fotografía aérea (inserta a la derecha abajo). Arriba a la derecha, se observa una vista de El Palmar ya abandonado. Elaborada a partir del trabajo de Viera (2003).

✓ **Lahares 1,988 y 1,993 (destrucción Gasolinera Eureka y CA-2, respectivamente).**

Durante este período ocurrieron algunos flujos laháricos que provocaron severos daños principalmente en el área de la Carretera Panamericana CA-2. Entre estos se puede mencionar el lahar de categoría 4 del 25 de agosto que provocó fuerte azolvamiento, al día siguiente (26 agosto) otro lahar de categoría 6 destruyó la gasolinera y restaurante Eureka, a la altura de la vuelta El Niño, el 9 de septiembre fue destruido el puente en El Pomarrosal, San Felipe por un evento de categoría 6 y finalmente el 28 de agosto de 1993 fue destruida la carretera CA-2 a la altura del km.176.5 por un lahar de categoría 6 (Conde Carpio, 2000).

## **4 METODOLOGÍA Y RESULTADOS.**

### **4.1 Análisis geomorfológico de la Cuenca del río Samalá.**

Francisco de la Caridad Viera M.Sc., Instituto Internacional de Ciencias de la Geoinformación y Observación Terrestre (ITC), Holanda.

Se realizó un análisis geomorfológico de la cuenca en base a interpretación foto geológica convencional, análisis digital, trabajo de campo y procesamiento de información utilizando Sistemas de Información Geográfica (ILWIS). Básicamente, se definieron 3 grupos geo-morfológicos principales:

#### **✓ Morfología volcánica.**

Corresponde al complejo volcánico Santa María-Santiago como tal incluyendo los flancos volcánicos y las unidades litológicas principales (rocas piroclásticas, depósitos de caída y flujos de lava). También se incluyen en este grupo los depósitos de pie de monte derivados de los diferentes eventos de flujos piroclásticos, incluyendo también al V. Siete Orejas (al nor-oeste). Y por último, se dividieron las zonas morfológicas del viejo edificio volcánico del Santa María en comparación con los domos (El Brujo, El Caliente, La Mitad y El Monje) y flujos de lava del Santiago.

#### **✓ Morfología fluvio-volcánica.**

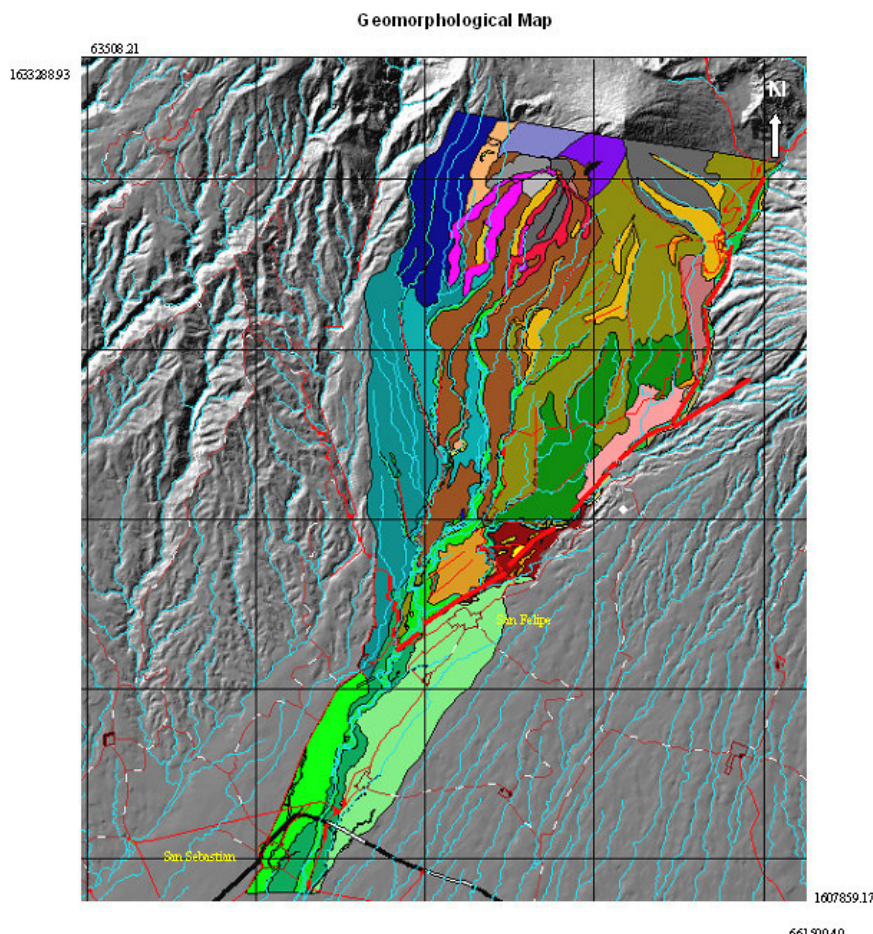
Esta morfología corresponde a la mayor parte de la superficie de la cuenca y está compuesta principalmente por aluviones, terrazas aluviales y planicies de inundación. Estos patrones se encuentran desde la parte alta de la cabecera de cuenca, en los departamentos de Quetzaltenango y Totonicapán, pero se acentúan mucho más desde la parte media cuando los ríos Izcayá y Nimá I se unen al Samalá aumentando su caudal y aportando material volcánico del Santa María y del Santiago para la formación de lahares fríos y calientes, respectivamente. Aguas abajo, a la altura de San Felipe, Retalhuleu, se unen los ríos Nimá II y El Tambor lo cual termina de aumentar al máximo el caudal y lahares del río Samalá.

#### **✓ Morfología denudacional.**

Se definieron diferentes áreas dentro de la cuenca en donde ocurren fenómenos erosivos y deposicionales. Entre estos se encuentra el área del cráter del V. Santa María formado durante la explosión de 1902 en donde suceden procesos erosivos que forman barrancos y hondonadas que generan los grandes movimientos de masa en la cuenca inter-montana. Probablemente, sea este proceso el que genera la mayor parte del material volcánico no consolidado que luego es arrastrado por el río Nimá I para la formación de lahares.

Adicionalmente, se tienen procesos denudacionales en las pendientes de ladera y pie de montes las cuales están formadas por coluviones mixtos de depósitos piroclásticos y lavas. La combinación de factores climáticos, la pendiente y la composición del material produce procesos acumulativos en estas áreas. Existen también escarpes erosivos activos en donde ocurren principalmente movimientos

de masa influenciados tectónicamente, en las unidades de cenizas volcánicas, depósitos piroclásticos y lahares.



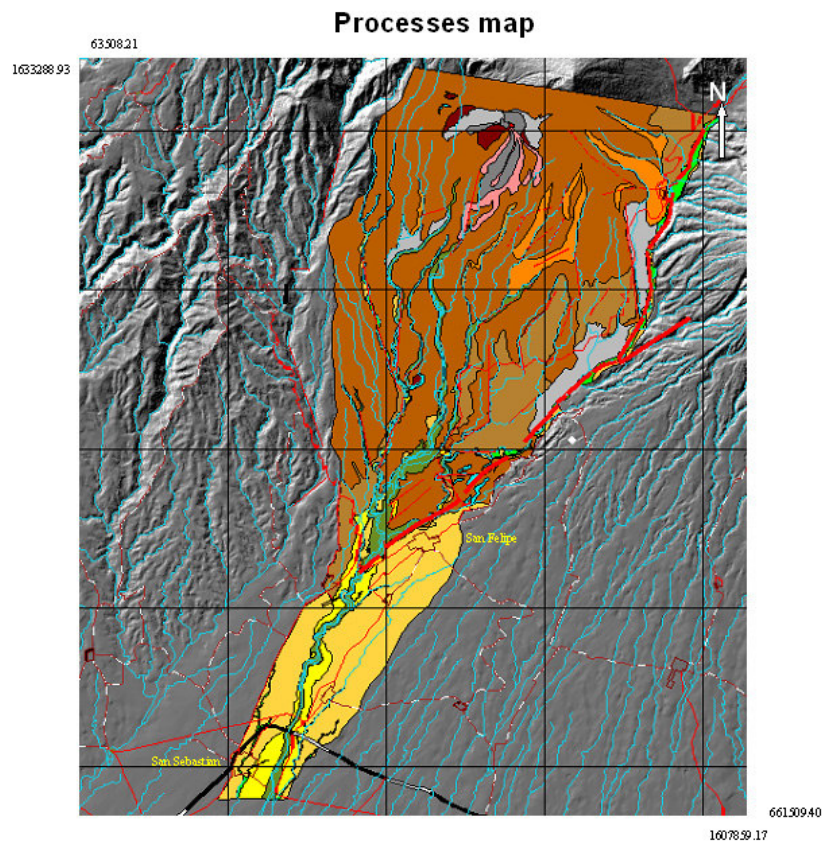
**Figura 13.** Mapa geomorfológico de parte de la cuenca del río Samalá (flanco sur del V. Santa María a San Sebastián).

Las unidades de tonos verdes corresponden al grupo morfológico fluvio-volcánico, es decir que incluye todas aquellas formas relacionadas con la actividad hídrica de los ríos Nimá I, Nimá II, El Tambor y Nimá incluidas las terrazas aluviales, planicies de inundación y los cañones profundos de los ríos aguas arriba. Desde la parte media del área de estudio hacia San Sebastián empieza a disminuir la pendiente del terreno y por tal razón las unidades geomorfológicas se vuelven más amplias y los procesos erosivos y de arrastre son sustituidos por procesos de depositación. Este problema afecta principalmente al puente “Castillo Armas” ya que disminuye la capacidad de carga hídrica del río Samalá y pone en riesgo la estructura del propio puente.

Las formas volcánicas están concentradas únicamente en el complejo volcánico Santa María-Santiago en donde se distinguen básicamente flujos de lava antiguos y pendientes con flujos piroclásticos (tonos marrón) y lavas más recientes (tonos morados), incluso producto del V. Siete Orejas (tonos azules). Esta zona constituye indudablemente la fuente que abastece de “materia prima” para la formación de lahares y flujos de lodo.

El comportamiento geo-dinámico de la cuenca (tectonismo, volcanismo, hidrografía, movimientos de masa, etc.) ha modelado la geo-morfología descrita anteriormente en función a la ocurrencia de 3 principales procesos (ver Fig. 14):

- ✓ **Actividad eruptiva:** generación de flujos de lava que normalmente son de volumen limitado, aunque los 3 más recientes han sido significativamente grandes, el mayor, extendiéndose hasta 2 kms. del cráter. La actividad lávica se alterna con actividad explosiva que produce oleadas y flujos piroclásticos de diferentes magnitudes y alcances, caída de ceniza y tefra.
- ✓ **Movilización de sedimentos volcánicos inestables:** estos se depositan principalmente por gravedad e influencia de las pendientes hacia los flancos sur-oeste y sur-este del V. Santiaguito y caen al cauce del río Nimá I.
- ✓ **Producción de lahares y flujos de lodo (inundaciones):** durante la época lluviosa todos los sedimentos volcánicos movilizados son arrastrados por las crecidas de los ríos Nimá I, Nimá II y El Tambor, los cuales se unen al río Samalá a la altura del poblado de San Felipe y aguas abajo provocan erosión de los bordes y cauce del río, cambios constantes de la configuración de los cauces, azolvamientos, daños a la infraestructura básica, poblaciones y zonas de cultivo.



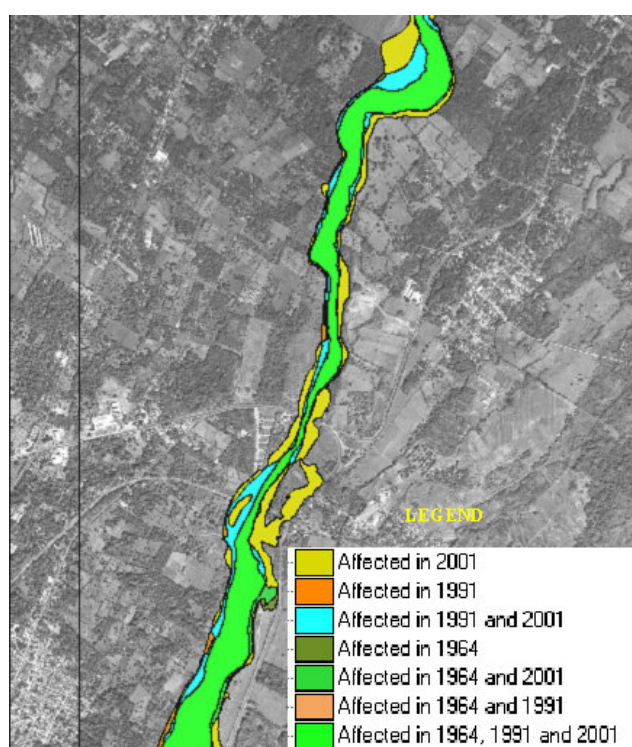
**Figura 14.** Mapa que muestra los principales procesos que modelan y controlan la configuración morfológica del área de estudio.

Estos procesos, actuando individualmente o en su conjunto, originan 5 grupos principales de materiales (no unidades litológicas):

- ✓ Rocas volcánicas (lavas).
- ✓ Depósitos piroclásticos.
- ✓ Depósitos de pendiente.
- ✓ Detritos volcánicos.
- ✓ Depósitos fluvio-laháricos.

Finalmente, dentro del análisis geo-morfológico, se realizó un análisis multi-temporal de cambios morfológicos en los alrededores de San Sebastián, Retalhuleu y El Palmar, Quetzaltenango. Los resultados obtenidos en la zona de El Palmar han sido presentados en el apartado 3.4 (Eventos y desastres históricos).

Se utilizaron fotografías aéreas del área de estudio de 1964, 1991 y 2001 (tomadas por Instituto Geográfico Nacional y Agencia de Cooperación Japonesa) –ver Fig. 15. Los resultados obtenidos demuestran que esta zona ha sido afectada por innumerables eventos de inundación y lahares, principalmente entre 1983-1984 (destrucción de El Palmar), 1985-1988 (desastre en Las Pilas, daños a infraestructura eléctrica, sepultamiento del puente San Caralampio, destrucción de la gasolinera Eureka y un restaurante, destrucción puente El Pomarrosal y azolvamiento del puente Ixpatz) y 1993-1994 (daños a El Pomarrosal y Finca Filadelfia, destrucción de un tramo de la CA-2 y azolvamiento casi total (a 50 cm) por debajo del puente Castillo Armas) (Conde Carpio, 2000; Viera, 2003). Durante todos estos eventos hubo un crecimiento de las áreas de inundación-azolvamiento desde 28,000 m<sup>2</sup> en 1964 hasta 260,000 m<sup>2</sup> en el 2001, es decir, casi 10 veces más superficie en solamente 37 años.



**Figura 15.** Mapa de cambios morfológicos ocurridos en los alrededores de San Sebastián entre 1964 y 2001.





**Modelo 3-D del terreno obtenido a partir de una ortofoto y un Modelo Digital del Terreno (DTM).**

Vista desde aguas arriba del puente “Castillo Armas” hacia el sur. En primer plano se observa la CA-2 cruzando el río Samalá (zona de dragado) y luego dividiéndose hacia San Sebastián (al fondo derecha).

(Tomado de Navarrete Pacheco, 2003).

**4.2 Análisis de lluvia, caudales y amenaza por Inundación en la Cuenca Samalá.**

Elfego Orozco Ph.D., Profesor-Investigador de la Escuela Regional de Ingeniería Sanitaria (ERIS), Universidad de San Carlos de Guatemala e Ing. Pedro Tax, Departamento de Hidrología, INSIVUMEH.

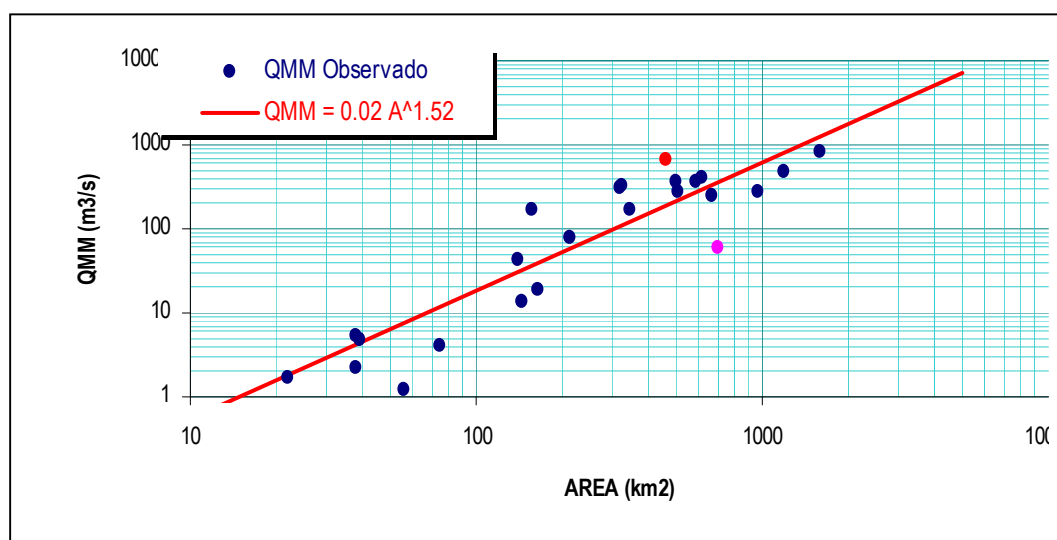
Debido a la falta de información en la cuenca del río Samalá la metodología para la estimación de Caudales Máximos se basa en el análisis regional de 24 series de crecidas registradas en igual número de estaciones hidrométricas en cuencas de la Vertiente del Pacífico de Guatemala. El método consiste en obtener una ecuación que relacione el Caudal Máximo Medio (QMM) y el área de la cuenca y también los caudales estandarizados en función de distribuciones de frecuencia. Se utilizaron 24 series de datos con diferente longitud de registro (entre 8 y 20 años) de 17 cuencas y sub-cuencas y la información de la estación Cantel (Cuenca Samalá) y la estación Caballo Blanco (Sub-cuenca Ocosito).

La relación entre el promedio de los caudales máximos medios (Crecida Índice) QMM (m<sup>3</sup>/s) – y el área tributaria – A (km<sup>2</sup>) se obtuvo mediante análisis de regresión. Con un coeficiente de R<sup>2</sup> = 0.82 se obtuvo la siguiente ecuación:

$$\text{QMM} = 0.02 A^{1.52} \quad (\text{Ecuación 1})$$

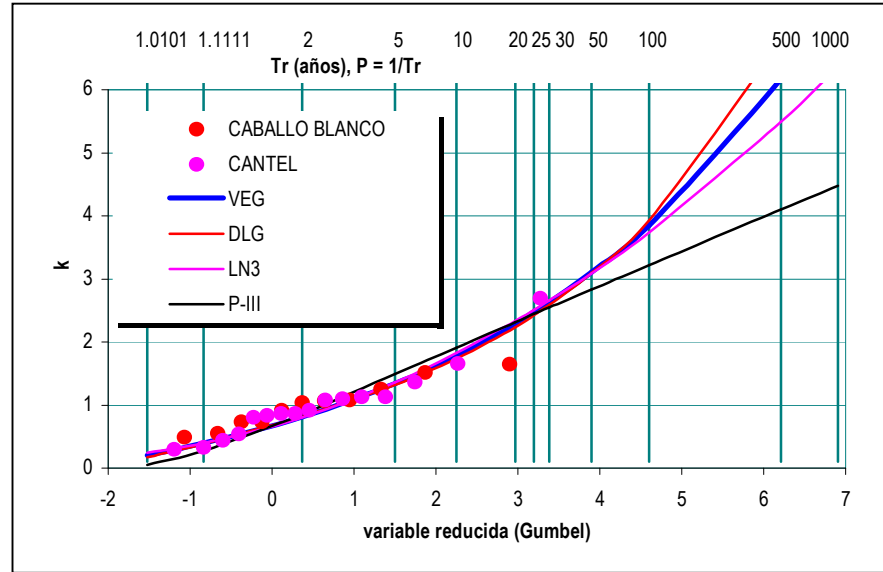
El valor observado de QMM para la estación Cantel es de  $62 \text{ m}^3/\text{s}$  para un área de  $701 \text{ km}^2$ . Esta área tributaria corresponde a la parte superior de la cuenca cuyas características hidrológicas difieren de la parte media en cuanto a que la magnitud de las lluvias y de escorrentía son menores en la parte superior. Para la estación Caballo Blanco (en la cuenca vecina de Ocosito) el QMM es de  $667 \text{ m}^3/\text{s}$  para un área de  $461 \text{ km}^2$ . Las características hidrológicas de esta cuenca son similares a la parte media de la cuenca Samalá.

En la Fig. 16 se observa la relación de Caudal-Area para las cuencas utilizadas en el análisis, las estaciones Cantel y Caballo Blanco y la recta que representa a la Ec. 1. Debido a que la curva ajusta razonablemente ( $R^2=0.82$ ) se decidió utilizar esta ecuación para estimar el QMM para la cuenca del Samalá (hasta el puente Castillo Armas). Para un área tributaria de  $959 \text{ km}^2$  se obtiene un QMM de  $681 \text{ m}^3/\text{s}$ .



**Figura 16.** Relación entre el Caudal Máximo Medio observado y el área tributaria para cuencas del Pacífico guatemalteco. Se diferencian los valores observados en las estaciones Cantel y Caballo Blanco.

Para el análisis estadístico de las 24 series de datos se utilizaron cuatro distribuciones de frecuencias: Valor Extremo Generalizado (VEG), Distribución Logística Generalizada (DLG), Pearson Tipo III (P-III) y Log-Normal de 3 parámetros (LN3). Debido a que las 24 series son de diferente magnitud y extensión se estandarizaron los datos para poder compararlos. Esta estandarización se hace dividiendo el valor de cada serie entre el respectivo QMM. A esta relación se le denomina  $k$ , la cual, obviamente es adimensional. En la Fig. 17 (en escala probabilística de Gumbel) se observan las 4 distribuciones regionales de frecuencia así como los valores observados en las estaciones Cantel y Caballo Blanco.



**Figura 17.** Caudales máximos observados (estandarizados),  $k$ , en las estaciones de Cantel (cuenca Samalá) y Caballo Blanco (cuenca Ocosito) y comparación con las cuatro distribuciones de frecuencia regionales para la Vertiente del Pacífico.

En vista que los valores observados para estas estaciones no se ajustan muy bien a las curvas regionales se utilizaron las curvas de frecuencia promedio. En la Figura 18 ya se observa un mejor ajuste de los valores observados con relación a las curvas promedio de las dos estaciones mencionadas. Se considera que, la curva promedio es la más razonable de utilizar para estimar los caudales máximos asociados a diferentes períodos de retorno en el sitio de derivación.

Por lo tanto, los caudales  $Q_{Tr}$  para la cuenca del Samalá se calculan mediante la siguiente ecuación:

$$Q_{Tr} = QMM * k_{Tr} \quad (\text{Ecuación 2})$$

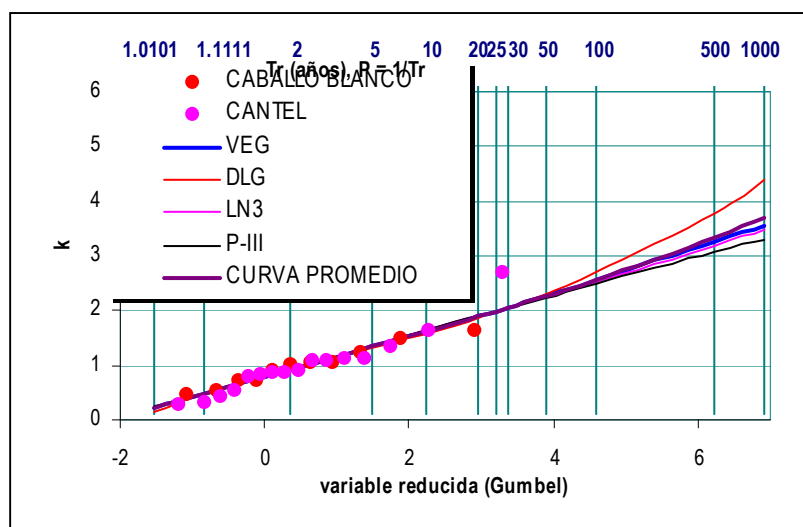
Donde:  $Q_{Tr}$  es el caudal correspondiente a diferentes períodos de retorno  $Tr$ ;  $QMM$  es la crecida índice (en este caso es de  $681 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y  $k_{Tr}$  es la crecida modular (o estandarizada) que se obtiene del gráfico de la Figura 18 utilizando la curva promedio. La Tabla 1 muestra los diferentes caudales estimados.

**Tabla 1.** Caudales con diferentes períodos de retorno ( $Q_{Tr}$ ) para la Cuenca Samalá.

$Tr$ (años)	$p$ (%)	$K_{Tr}$ (-)	$Q_{Tr}$ ( $\text{m}^3/\text{s}$ )
<b>1,000</b>	0.1	3.679	<b>2,507</b>
<b>500</b>	0.2	3.318	<b>2,261</b>
<b>100</b>	1	2.566	<b>1,748</b>
<b>50</b>	2	2.270	<b>1,547</b>
<b>30</b>	3.33	2.059	<b>1,403</b>
<b>25</b>	4	1.985	<b>1,353</b>
<b>20</b>	5	1.895	<b>1,291</b>
<b>10</b>	10	1.618	<b>1,103</b>
<b>5</b>	20	1.337	<b>911</b>
<b>2</b>	50	0.920	<b>627</b>

$P$ = Probabilidad de excedencia.

Los caudales para períodos de retorno superiores a los 100 años deben usarse con cautela en virtud de la extensión limitada de los registros utilizados para su derivación. Los caudales en amarillo fueron utilizados para el análisis hidráulico posterior.



**Figura 18.** Caudales máximos observados (estandarizados),  $k$ , en las estaciones de Cantel (cuenca Samalá) y Caballo Blanco (cuenca Ocosito) y comparación con las cuatro distribuciones de frecuencia promedio de estas estaciones.

Para la determinación de las planicies de inundación del río Samalá se utilizó el programa HEC-RAS, un modelo matemático hidrodinámico que calcula las alturas del nivel del agua en función del caudal a régimen permanente y las condiciones topográficas del cauce natural.

Se utilizaron los caudales previamente calculados para 10, 25, 50 y 100 años de recurrencia y se determinaron las secciones transversales del cauce por medio de un levantamiento topográfico (tránsito y nivelación). Esta información fue obtenida por personal del Departamento de Servicios Hidrológicos del INSIVUMEH y de la Facultad de Agronomía-USAC.

Además, se utilizaron los coeficientes de rugosidad de Manning (0.035 en cauce principal y 0.040 en planicies de inundación) y coeficientes de contracción y expansión del cauce (0.1 y 0.3, respectivamente). La Tabla 2 muestra un resumen de la distancia entre secciones y su pendiente longitudinal, con una distancia máxima de 3,885 m y la pendiente media ponderada de 1.72%.

**Tabla 2.** Distancia y pendiente media entre secciones transversales del río Samalá.

Sección	Elevación fondo río (msnm)	Distancia entre secciones	Pendiente (%)
1	358.14	-----	-----
2	352.49	429.67	1.32
3	350.76	245.32	0.70
4	347.78	568.45	0.53
5	337.83	674.83	1.47
6	327.27	375.51	2.81
7	312.13	838.98	1.80
8	291.00	751.69	2.81

### Escenario 1: Modelación de 4 caudales (10, 25, 50 y 100 años) por el cauce actual CON bordas de protección.

Como puede observarse en las secciones transversales de la Figura 19, no ocurriría inundación por rebase de la borda en las secciones 1, 4 y 7. Sin embargo, se determinó que esto si sucedería en el resto de secciones (2, 3, 5, 6 y 8). Particularmente importante es el caso de las secciones 5 y 6 (San Sebastián al oeste y la carretera CA-2 al este) ya que ambas muestran problemas de inundación por rebase. En el caso de la sección 5 se determinó que la borda no protegería ni siquiera contra una inundación de caudal  $Q_{10}$  ( $1,103 \text{ m}^3/\text{s}$ ) mucho menos en el caso de caudales mayores. El problema más crítico en este caso serían los daños que podría sufrir la carretera Panamericana CA-2. Para la sección 6, también se esperarían inundaciones del lado de la carretera y adicionalmente éstas podrían extenderse en la otra ribera hasta las cercanías de San Sebastián. Hay que hacer notar que el tramo de la carretera comprendida entre las secciones 5 y 6 (km. 176.5) ya ha sido afectada en numerosas ocasiones por crecidas y lahares del río Samalá, especialmente durante las inundaciones de Nueva Caledonia en agosto de 1993 (Conde Carpio, 2000)- ver Fig. 6. En las secciones 2,3 y 8 el rebalse sería de menor magnitud y no afectaría ningún elemento físico o poblacional en particular.

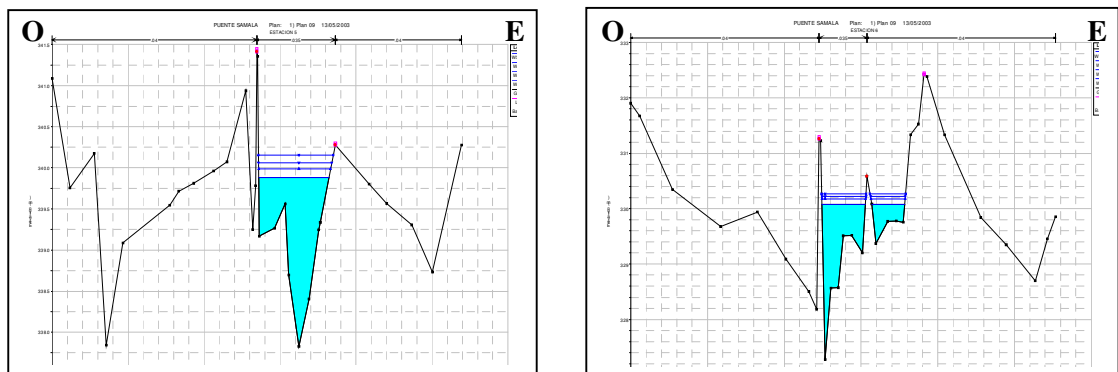


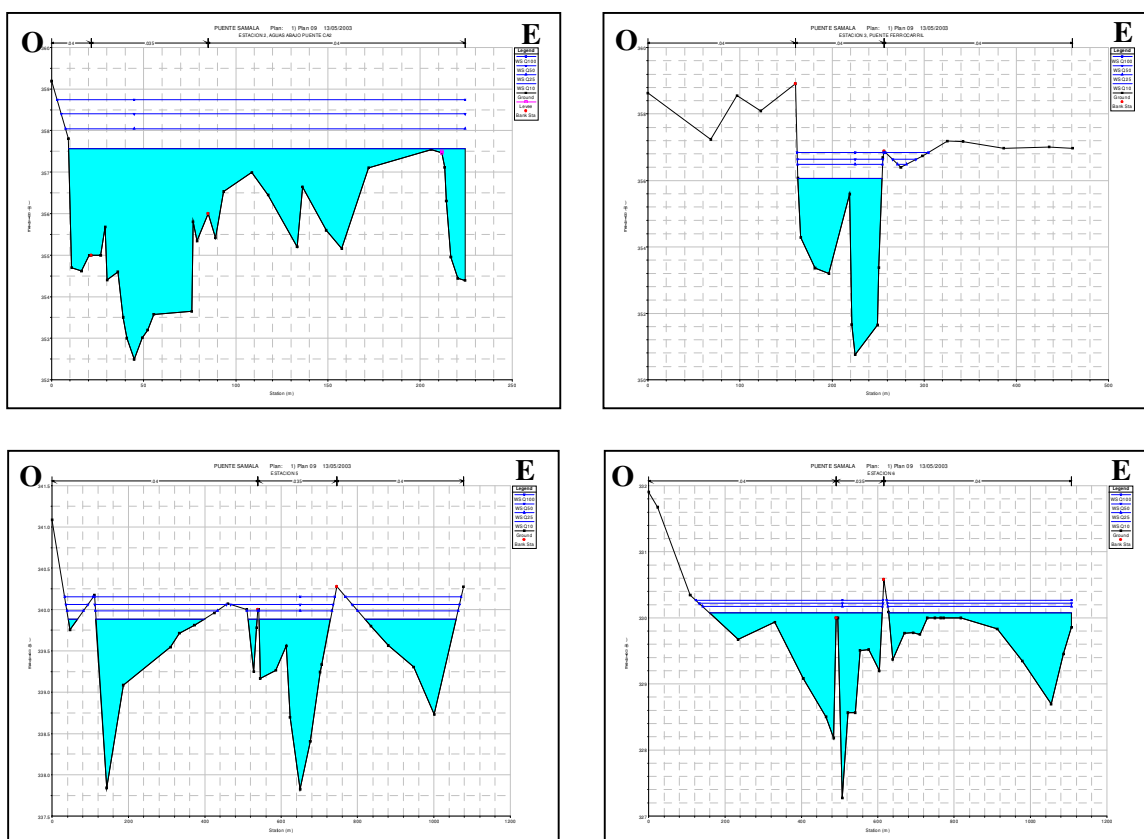
Figura 19. Secciones transversales 5 (izquierda) y 6 (derecha).

### Escenario 2: Modelación del paso de 4 caudales (10, 25, 50 y 100 años) por el cauce actual SIN bordas de protección.

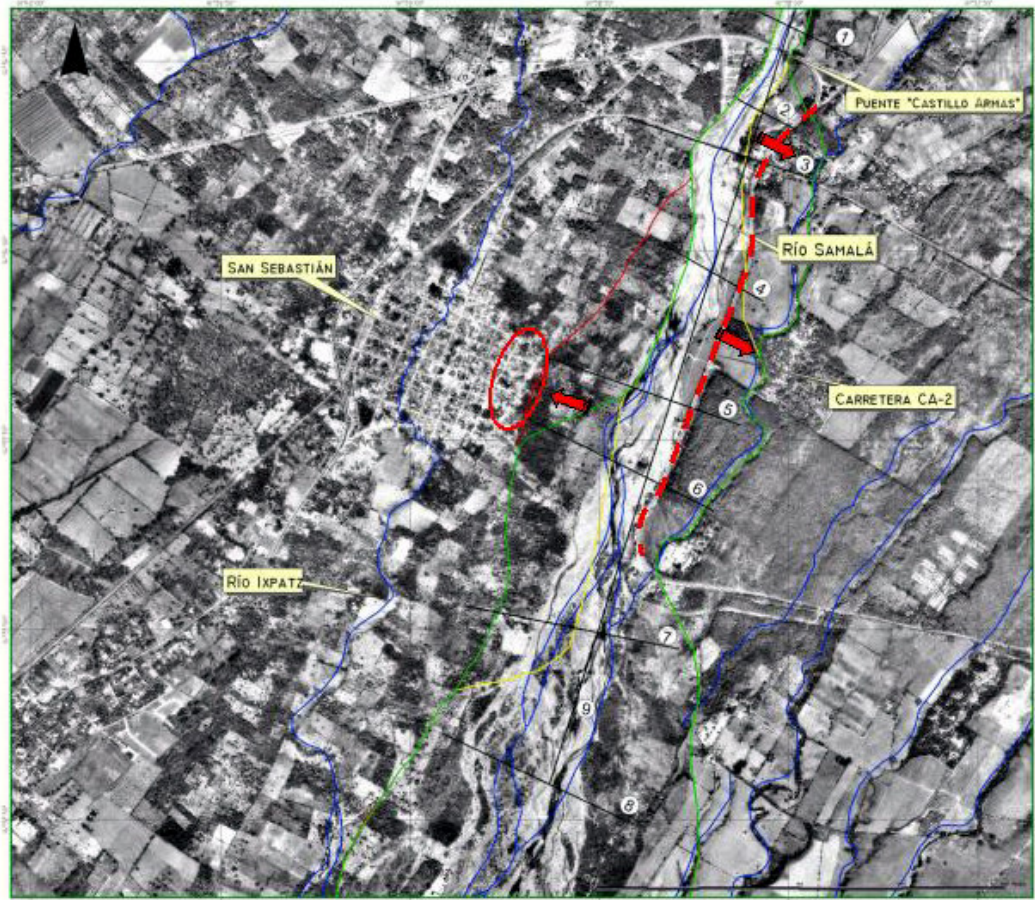
En este caso se determinaron los niveles de agua en el caso de que las bordas fallaran. En general, se observa que la margen oriental del río, que colinda con el trazo de la Carretera Panamericana CA-2, sería la más afectada por las inundaciones. En la sección 2, aguas abajo del Puente “Castillo Armas”, la inundación sucedería con cualquiera de los caudales calculados y cubriría la carretera en su totalidad e incluso podría llegar hasta el río Mulúa o El Niño, dañando probablemente parte de la finca Los Brillantes. A la altura de la sección 3 (Puente del Ferrocarril), se esperaba inundación con un caudal  $Q_{100}$  ( $1,748 \text{ m}^3/\text{s}$ ) y se infiere que la antigua línea férrea y su zona de paso servirían como curso del agua hacia el otro lado de la CA-2 y podría también unirse con el río Mulúa. De acuerdo a lo observado en los tramos siguientes, al fallar las bordas, se inundaría

el tramo completo de la CA-2 con cualquiera de los caudales calculados (ver Fig. 20).

Hacia el lado occidental de las secciones 5 y 6, zona urbana de San Sebastián, se determinó que las crecidas provocadas por caudales  $Q_{50}$  y  $Q_{100}$  ( $1,547 \text{ m}^3/\text{s}$  y  $1,748 \text{ m}^3/\text{s}$ ) podrían alcanzar la periferia del poblado y dañar las zonas de cultivo (el nivel del agua estaría 2 m por debajo del nivel del poblado). Esta parte del escenario hay que tomarla con mucha cautela por el hecho de que solamente se evaluaron 2 secciones transversales en los alrededores de San Sebastián y al momento de una gran crecida el agua correría por muchos otros puntos del terreno que no fueron evaluados y se desconoce su altitud relativa.



**Figura 20.** Secciones Transversales 2 y 3 (arriba) y 5 y 6 (abajo). En todos los casos los diferentes caudales rebasan la capacidad hidráulica del cauce natural. Esta figura demuestra gráficamente porque es importante reforzar y darle un mantenimiento constante a las bordas de protección.



**Figura 21.** Zonas de afectación para 3 diferentes escenarios de inundación (indicados por polígonos rojo, verde y amarillo). Las flechas rojas indican los puntos críticos de rebalse afectando la Carretera Panamericana (línea roja punteada), Finca Los Brillantes y San Sebastián (elipse roja).

Del análisis hidráulico realizado (cálculo de caudales máximos y planicies de inundación) se pueden obtener las siguientes conclusiones:

- La configuración actual de las bordas de protección (a la fecha del levantamiento topográfico) permitiría contener crecidas con caudales de hasta  $Q_{50}$ —hasta  $1,547 \text{ m}^3/\text{s}$  (a excepción del borde oriental de las secciones 5 y 8). En estos puntos, solamente bastaría una crecida de caudal  $Q_{10}$  ( $1,103 \text{ m}^3/\text{s}$ ) para sobrepasar el nivel de la borda.
- Si las bordas actuales fueran reforzadas y se construyera un tramo nuevo de aproximadamente 800 m de borda en la parte occidental entre las secciones 6 y 7 el área afectada por grandes crecidas (con caudales mayores de  $Q_{50}$ ) se podría limitar considerablemente.
- El peor de los escenarios, si fallaran las bordas con caudales mayores de  $Q_{50}$ , afectaría las áreas cultivadas, los barrios periféricos de San Sebastián y un amplio tramo de la Carretera Panamericana CA-2 (desde la vuelta del Niño hasta el cruce Retalhuleu-Quetzaltenango). Aparentemente, el poblado de San Sebastián se ve más afectado por las inundaciones del río Ixpatz y no del río Samalá. Se deberá poner mucha atención a los posibles daños de la CA-2 ante diferentes crecidas. Las bordas de protección en la margen oriental del río podrían ser la opción más efectiva y menos costosa para esta importante vía de comunicación.

### 4.3 Análisis de estabilidad de laderas en la sub-cuenca Nimá I.

Ivo Thonon M.Sc., Facultad de Ciencias Geográficas, Universidad de Utrecht, Los Países Bajos.

Para este análisis se utilizó el modelo Catch (del vocablo anglo “*catchment*” – cuenca) el cual es un modelo semi-determinístico, es decir, aplica ecuaciones físicas pero tiene una base conceptual. El modelo conceptual describe y simula como se comportan las laderas desde el punto de vista hidrológico y geomecánico y para ello utiliza 2 módulos principales: de hidrología subterránea y el de estabilidad de laderas. En el primero, se incluyen la zona saturada y no-saturada del suelo y los procesos de infiltración y percolación. Con el segundo se calcula el Factor de Seguridad a partir del concepto de Pendiente Infinita y utilizando como datos de entrada los resultados del módulo de hidrología subterránea (de Joode, A. y van Steijn, H., en prensa). Para ambos módulos, se trabaja con datos de entrada tipo raster y datos numéricos utilizando como base el programa PCRaster (Wesseling et.al. 1996), el cual es un SIG matricial que permite correr modelos dinámicos y evaluar resultados en diferentes series de tiempo. Mayor información sobre este programa se puede encontrar en <http://pcraster.geog.uu.nl>

El análisis se corrió únicamente en la sub-cuenca del río Nimá I por considerar que esta puede ser el área que aporta mayor cantidad de materiales para la formación de los lahares que posteriormente bajan a las poblaciones a través del río Samalá. Esta es una sub-cuenca de aproximadamente 70 km<sup>2</sup> con altitudes máximas de 3,500 m.s.n.m. y una precipitación pluvial anual máxima de hasta 6,000 mm (MAGA, 2001). Las unidades litológicas están compuestas principalmente por depósitos piroclásticos, tobas, cenizas, lavas andesíticas y depósitos fluvio-laháricos (MAGA, 2001; Viera, 2003).

Para los cálculos del Módulo de Hidrología Subterránea se utilizaron los datos de precipitación para el año 1998 (verano e invierno) con el propósito de evaluar no solamente el comportamiento de las laderas bajo condiciones lluviosas ‘normales’ sino también el efecto que produce la ocurrencia de una tormenta de gran intensidad (en noviembre 1998 ocurrió el Huracán Mitch). El modelo sustrae la evapotranspiración de la cantidad de lluvia y el resto la infiltra en el suelo. La cantidad de agua que no puede ser almacenada en el suelo se elimina y se le considera como escorrentía y ya no es considerada en las etapas posteriores. Para el cálculo de la percolación se toman en cuenta los parámetros de espesor del suelo, conductividad hidráulica saturada ( $K_{sat}$ , en mm/hr), contenido máximo de humedad ( $\theta_{max}$ , adimensional), actual (AMC) y mínimo ( $\theta_R$ ). Uno de los objetivos de este módulo es calcular el espesor de la capa freática como factor condicionante de la inestabilidad de las laderas. Este parámetro, junto a la gravedad, la pendiente, densidad (UW), cohesión (C) y ángulo de fricción interna ( $\phi$ ) se utilizan en el Módulo de Estabilidad de Laderas para el cálculo de la Presión de Poros ( $kPa$ ) en el suelo y el Factor de Seguridad (F) – ver Tabla 1. El aumento del espesor de la capa freática en el suelo puede provocar que se vuelva inestable ya que a mayor cantidad de agua hay menor fuerza de resistencia al fallamiento. Si el valor F de una celda en el modelo del terreno es menor que 1.0

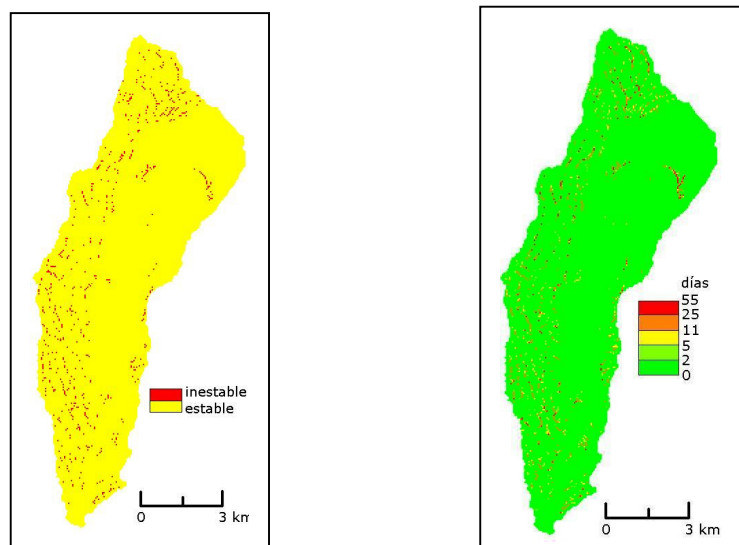


se considera a esta celda inestable para una etapa de tiempo dada. Eso significa que existe la posibilidad que ocurra un evento de movimiento de ladera (deslizamiento o flujo de escombros). Si  $F$  es mayor que 1.0 se considera que la celda es estable y es improbable que ocurra un evento.

**Tabla 3.** Datos geo-mecánicos utilizados en el Módulo de Estabilidad Tomados de Loti (2001).

5 Unidad Litológica	Densidad (kPa)	Cohesión (kPa)	Phi (°)
• Lava andesítica y fragmentos de roca	11	2	30
• Sedimentos del cono volcánico	18	2	30
• Depósitos aluviales	18	100	37
• Depósitos de lahares	16	2	26
• Lava dacítica	15	2	30
• Lavas y piroclásticos	16	2	30

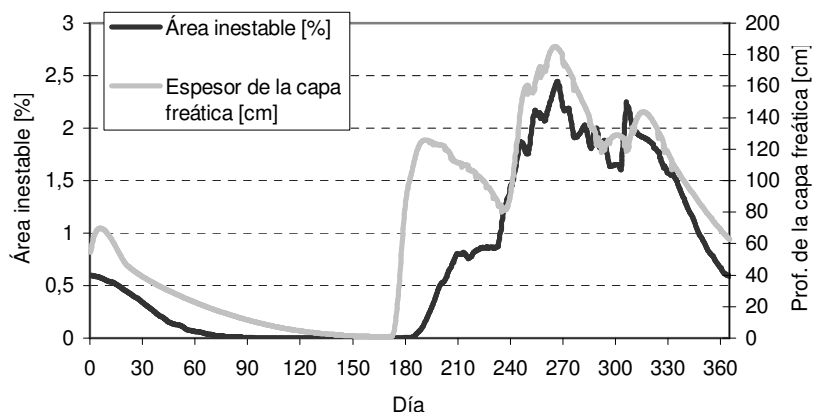
Como parte de los resultados se obtuvieron mapas indicando las áreas estables e inestables durante el evento Mitch y total de días de inestabilidad (Fig. 22), gráficos que indican el espesor promedio de la capa freática en la cuenca, el porcentaje de área inestable total (Fig. 23) y el porcentaje de área inestable acumulado.



**Figura 22.** Zonas estables e inestables en la sub-cuenca Nimá I durante el Huracán Mitch (izquierda) y días totales de inestabilidad durante todo el año 1998 (derecha).

Como puede verse en la Fig. 22, las áreas más inestables durante la tormenta extrema del Mitch (entre 65-78 mm diarios, Fulgencio Garavito-INSIVUMEH-, comunicación verbal) se ubican hacia la parte oeste de la cuenca, la cual está conformada principalmente por lavas de baja densidad y poco consolidadas. La presión de poros es bastante alta en los escarpes rocosos ya que el agua subterránea se concentra en estos lugares antes de drenar en el cauce de los ríos por lo que disminuye considerablemente el valor de  $F$ . El período total de inestabilidad para el año Mitch alcanzó los 30 días (Probabilidad de Inestabilidad

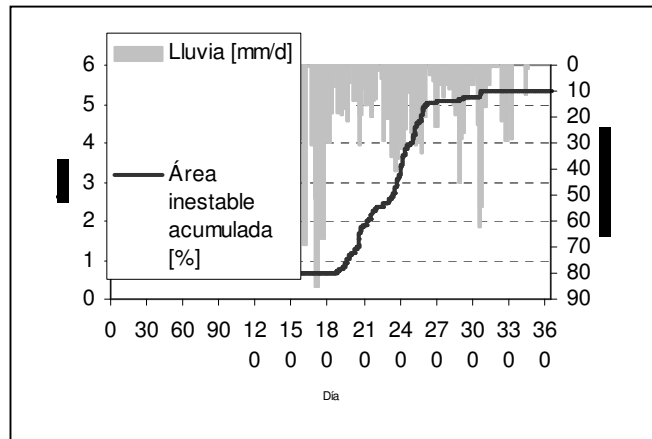
Anual = 8%), sin embargo, las laderas no son influenciadas por la lluvia durante todo el año sino únicamente durante la época de invierno (ver Fig. 24) por lo que puede ser válido suponer que estos días de inestabilidad solamente ocurren durante la época lluviosa y por lo tanto la probabilidad de inestabilidad anual aumenta al 15% durante todo el invierno.



**Figura 23.** Gráfico que muestra el porcentaje de Área Inestable (con  $F < 1.0$ ) – línea negra y el espesor promedio de la capa freática – línea gris durante el año 1998.

Al parecer, existe una correlación directa entre los cambios de espesor de la capa freática y la estabilidad de las laderas (Fig. 23,  $r^2=0.79$ ). Al caer la lluvia el espesor de la capa freática aumenta y eso incide directamente en el área que se vuelve inestable. Es importante notar que la velocidad con que aumentan las dos variables es diferente: el agua subterránea reacciona más rápido a la precipitación que  $F$  (ver días 180 y 240 en Fig. 23) mientras que la disminución en la cantidad de precipitación no tiene el mismo impacto: el espesor de la capa freática disminuye con menor velocidad que el total del área inestable.

El análisis de estabilidad de laderas en la sub-cuenca Nimá I nos demuestra que las mayores inestabilidades no suceden durante la ocurrencia de un fenómeno extremo (Mitch) sino es mucho más importante el comportamiento de la lluvia en los períodos anteriores. Como puede verse en la Figura 23, el máximo porcentaje de inestabilidad en el área fue de casi 3 % y ese valor se alcanzó entre los días 263-271 (finales de septiembre), justo después de un período de precipitación abundante. En contraste, se observa que la tormenta de mayor intensidad del año (que sucedió en el día 170) provocó poca inestabilidad ya que en los días previos la precipitación había sido escasa y por eso el espesor de la capa freática era reducido. Estos hechos demuestran que la precipitación acumulada es más importante para la generación de inestabilidad de laderas que la intensidad de una sola tormenta.



**Figura 24.** Gráfico que muestra el porcentaje de Área Inestable acumulada con relación al régimen de precipitación de 1998.

### 5.1 Análisis de amenaza por flujos piro-clásticos del Volcán Santiaguito.

Ing. Estuardo Lira e Ing. Manolo Barillas, Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), Oficina Guatemala.

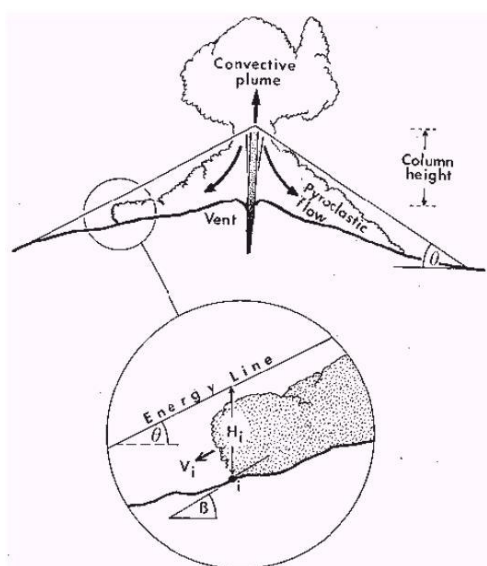
En este apartado, se entiende como *flujos piroclásticos* a todos aquellos eventos generados directamente por los “domos” del Volcán Santiaguito y que se caracterizan por la producción inicial de una columna eruptiva compuesta por una mezcla de gas y piroclastos, que luego de elevarse hacia la atmósfera colapsa y se desplaza por gravedad y energía cinética a través de los flancos del volcán generando nubes ardientes y variados depósitos de pómez, cenizas y piroclastos (Fisher y Schmincke, 1984). Salvo algunas excepciones, estos eventos son precedidos por flujos de lava de magnitud variada.

Para el análisis de ocurrencia de flujos piroclásticos se utilizó el modelo de “*Cono de Energía*” (Fig. 24), el cual considera que si una columna eruptiva o un domo colapsa el flujo gravitacional que se genera se moverá hacia abajo del flanco del volcán bajo la influencia de la energía potencial y la gravedad (Malin *et.al.*, 1982). En caso de eventos explosivos, se adicionará un componente cinético a la energía del flujo provocando un desplazamiento ligeramente mayor (Sheridan, 1979). La aceleración del flujo gravitatorio en un punto dado estará definida por:

$$a = g (\text{Sen}\beta - \text{Tan}\theta \text{Cos}\beta) \quad \text{Ecuación 1}$$

$$\mu = \text{Tan}\theta = H/L \quad \text{Ecuación 2}$$

La aceleración de los flujos está gobernada por la fuerza de la gravedad ( $g$ ), la pendiente local del cono volcánico y sus alrededores ( $\beta$ ) y la tangente de la pendiente de la línea de energía ( $\theta$ ), ésta última conocida como Coeficiente de Heim. Este concepto de la línea de energía lo que define realmente es la relación entre la elevación de la columna de la erupción ( $H$ ) y la máxima distancia de desplazamiento del flujo piroclástico ( $L$ ), es decir, trata de representar la tasa de disipación de la energía total del flujo.



**Figura 25.** Esquema conceptual del modelo del Cono de Energía para flujos piroclásticos.

Tomado de Wadge et.al., 1988.

En el cálculo de la extensión de las corrientes piroclásticas no se hace distinción entre los flujos piroclásticos y las oleadas piroclásticas. Sin embargo, por razones de simplificación se asume que ambos fenómenos se describen con el mismo Modelo del Cono de Energía. En realidad, los flujos y las oleadas representan procesos físicos diferentes, a pesar de que pueden ocurrir al mismo tiempo y exhibir una interacción muy cerrada. Los flujos piroclásticos son más densos que las oleadas y tienden a seguir los valles a pesar de que son capaces de superar pequeñas barreras. Las oleadas piroclásticas son turbulentas, fluyen cerca de la superficie y, dependiendo de su densidad y velocidad, se pueden mover fácilmente en forma ondulada, de arriba hacia abajo en los cerros.

Si se dispone de suficientes datos de campo de los límites y alcances de diferentes depósitos piroclásticos de procedencia identificada se puede calcular un rango muy aceptable de los parámetros de Heim y luego por un análisis estadístico se pueden obtener tendencias de probabilidad espacial de ocurrencia de los flujos piroclásticos (Sheridan *et al.*, 1995). Sin embargo, cuando no se dispone de la información suficiente, como es el caso de este análisis, se deben utilizar los valores reportados en la literatura para otras erupciones similares del propio cono o de otros.

Se utilizaron en este análisis los criterios sugeridos por Sheridan *et al.* (1983) y Wadges *et al.* (1988) que describen los parámetros necesarios para la implementación práctica del Modelo del Cono de Energía en tres dimensiones, los cuales son:

- ✓ *Ubicación del cráter.* Este es un factor muy importante ya que si el cráter activo está situado en un flanco del volcán en lugar del ápice cambiará drásticamente el control de la dirección de la corriente piroclástica.
- ✓ *Altura de colapso.* La elevación de la columna eruptiva por encima del cráter es directamente proporcional a la energía de la erupción.
- ✓ *Angulo de colapso.* Este ángulo indica la pendiente del cono de energía (Coeficiente de Heim) que define la línea de energía apropiada para un tipo específico de erupción.

- ✓ *Topografía.* Se necesita conocer las elevaciones de la superficie de dispersión del flujo piroclástico. En nuestro caso, este parámetro está representado por el Modelo Digital del Terreno (DTM).
- ✓ *Distancia del cráter.* Se necesita un mapa que represente las distancias desde el cráter hacia todos los puntos de posible dispersión de los flujos piroclásticos. Este mapa puede calcularse a partir del DTM.

En la Tabla 1 se presentan algunos coeficientes de Heim para diferentes aparatos volcánicos y tipos de erupción lo cual evidencia que los flujos piroclásticos más grandes tienen coeficientes de Heim menores de 0.2 y desplazamientos mayores de 10 km.

Con valores específicos para  $H_c$  (altura de la columna) y  $\mu$  (Coeficiente de Heim) se pueden realizar los cálculos siguientes:

$$CONO = H_{\text{cráter}} + H_c - \mu * \text{Distancias}$$

$$\Delta H = CONO - DTM$$

$\Delta H$  es la diferencia de elevación entre el Cono de Energía y el terreno por lo que todos los valores mayores a 0 estarán en Zona de Amenaza, los menores a 0 estarán fuera de la influencia del flujo piroclástico, y por consiguiente, de la zona de amenaza y los valores iguales a 0 representarán los puntos en que el Cono de Energía se intersecta con el terreno y por lo tanto la energía de disipación del flujo también es igual a 0. En teoría, estos serán los puntos más lejanos en los que se podrán encontrar evidencias deposicionales y/o estructurales de la ocurrencia de los flujos piroclásticos.

**Tabla 4.** Relaciones de  $H_c/L$  para diferentes tipos de erupción.

<i>Erupción</i>	<i>H/L</i>	<i>Dif. Elevación H (m)</i>	<i>Desplazamiento L (m)</i>
Aira caldera, Ito pf	0.06	4200	70000
Aso caldera, Aso 4 tuff	0.06	4560	76000
Aira caldera, Ito pf	0.07	4200	60000
Long Valley Caldera, Bishop tuff	0.08	4560	57000
Aso caldera, Aso 4 tuff	0.09	4500	50000
Aira caldera, Ito pf	0.11	3850	35000
Long Valley Caldera, Bishop tuff	0.11	4620	42000
Long Valley Caldera, Bishop tuff	0.12	4440	37000
Valles caldera, Bandelier tuff	0.14	4620	33000
Long Valley Caldera, Bishop tuff	0.15	4500	30000
Valles caldera, Bandelier tuff	0.16	4640	29000
Valles caldera, Bandelier tuff	0.19	4560	24000
Katmai 1912	0.20	4400	22000
Unzen 1991	0.22	1200	5455
Hibok-Hibok dec 1951	0.27	500	1852
Santiaguito sept 1973	0.30	500	1667
Asama 1783 Kambara tuff	0.30	3000	10000

<i>Erupción</i>	<i>H/L</i>	<i>Dif. Elevación H (m)</i>	<i>Desplazamiento L (m)</i>
Komagatake 1929	0.31	1000	3226
Santiaguito abril 1973	0.36	500	1389
Mayon 1968	0.45	600	1333
Mayon 1968	0.47	600	1277
Mayon 1968	0.50	600	1200
Unzen 1991	0.50	600	1200
Asama 1783 Agatsuma tuff	0.53	3000	5660
Mayon 1968	0.57	600	1053
Ngauruhoe 1974	0.74	500	676

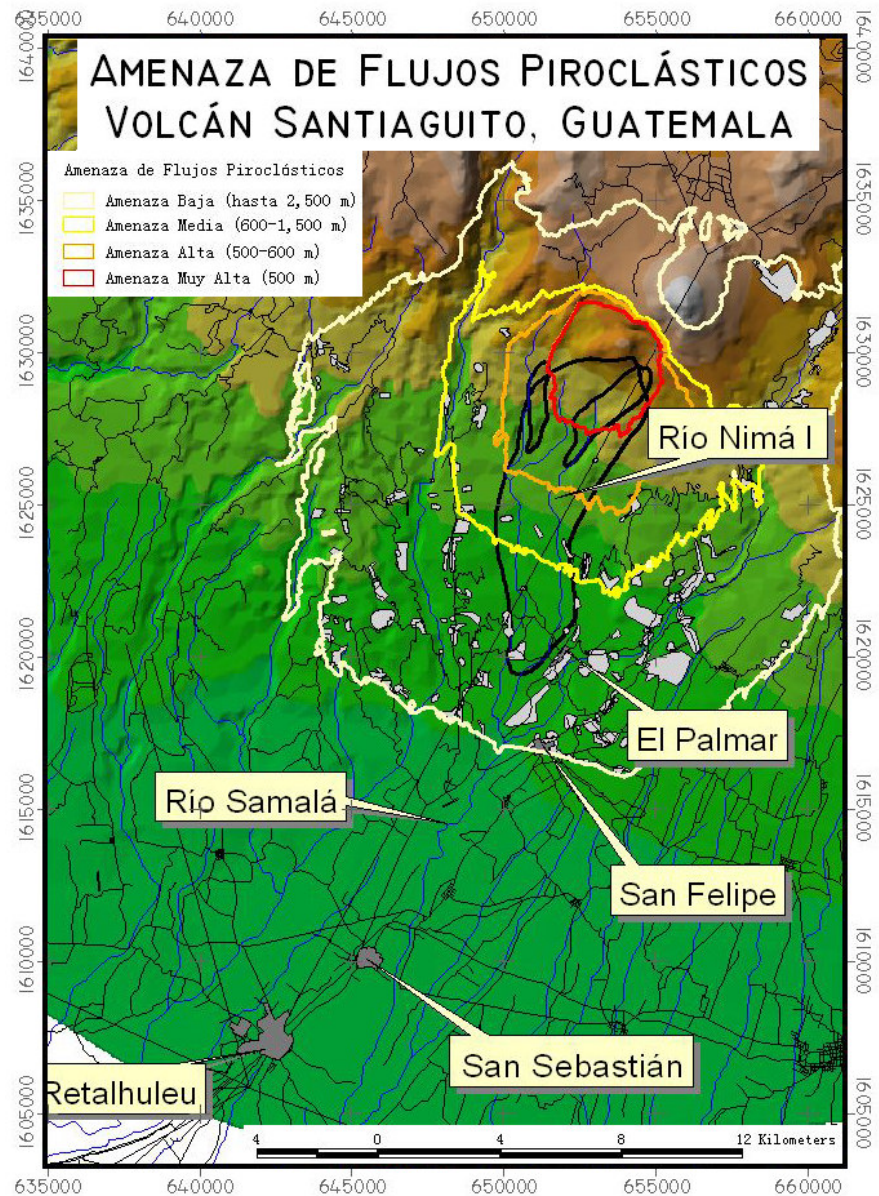
Tomado de: Sheridan, (1979); Sheridan *et al.*, (1983) y Yamamoto *et al.*, (1993).

El análisis realizado en el Volcán Santiaguito comprende la evaluación de 7 diferentes escenarios con variaciones de alturas de columna eruptiva (600 a 2,500 m) con el Coeficiente de Heim obtenido de las erupciones de 1973.

Básicamente, se determinó que los grandes centros urbanos (Quetzaltenango, Retalhuleu y San Sebastián) no serían afectados por columnas eruptivas de hasta 2,500 m. Sin embargo, más de 120 centros poblados (fincas, aldeas y caseríos) se encuentran ubicados en la zona de Baja Amenaza lo cual significa que más de 40,000 personas (MAGA, 2001) tienen el 40% de probabilidades de verse afectadas por un evento de tal magnitud. Además, se vería afectada la carretera que conduce hacia la ciudad de Quetzaltenango y una línea eléctrica de 69Kv que atraviesa la zona en dirección casi norte-sur. Esta zona de Baja Amenaza corresponde aproximadamente con el alcance que tuvo el flujo piroclástico de 1929 (Rose, 1987).

En el área de Amenaza Media (60% de probabilidad), se ubican hasta 19 centros poblados, fincas cafetaleras que ya han sufrido daños anteriores (La Florida, El Faro y El Patrocinio) y que juntas podrían agrupar hasta 1,500 personas. Esta zona equivaldría a una zona de transición entre ocurrencia de eventos moderados (1929) y eventos pequeños (1973) y correspondería al área de afectación por flujos de lava.

Finalmente, a pesar de que el área de Alta Amenaza (80-100%) incluye únicamente 2 centros poblados (Santo Domingo Palajunoj y San José Patzulín) – 47 personas, podría tener una mayor importancia como “*área fuente*” de material volcánico (piroclastos y lavas) para la formación de lahares y flujos de lodo a lo largo del río Nimá I y El Tambor.



**Figura 26.** Resultados del análisis de amenaza por flujos piroclásticos del Volcán Santiaguito. La red vial dentro de las áreas de amenaza da una idea de la gran cantidad de centros poblados ubicados en dichas áreas (caseríos, fincas y aldeas). Los polígonos negros indican el área afectada por los flujos piroclásticos de 1929 (polígono grande) y de 1973 (polígonos pequeños), ambos tomados de Rose, 1987.

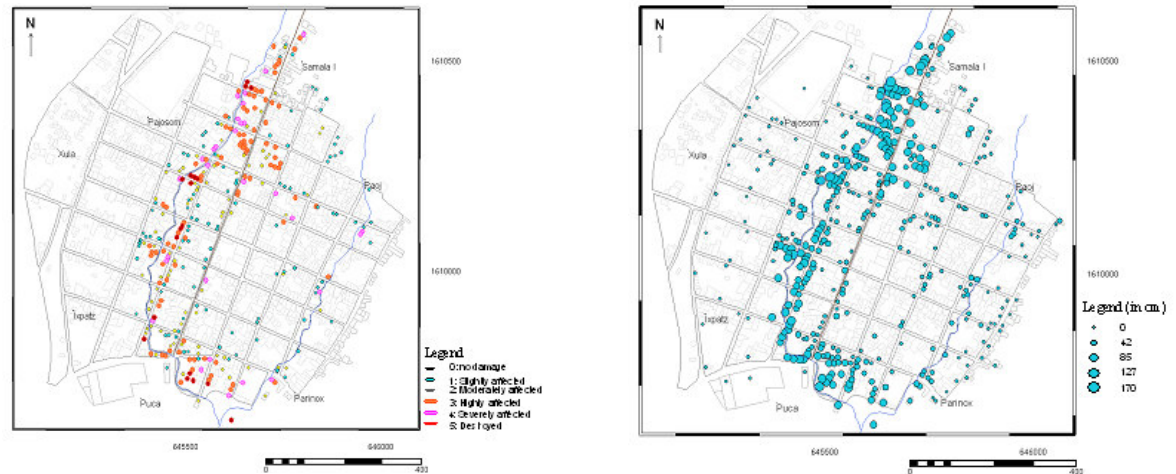
## **5.2 Análisis de Vulnerabilidad y Riesgo en el poblado de San Sebastián, Retalhuleu.**

Graciela Peters M.Sc., Instituto Internacional de Ciencias de la Geo-información y Observación Terrestre (ITC), Holanda.

En su trabajo de investigación, Peters y colaboradores (2003) argumentan que en áreas con escasez de datos y presupuesto bajo o inexistente para ser invertido en la captura de información como San Sebastián es muy difícil realizar un análisis convencional de riesgo por inundación ya que se necesitan datos muy precisos de precipitación y caudales para generar modelos hidrológicos con descargas máximas, distribución transversal de tirantes de agua y planicies de inundación. En su lugar, promueven la idea de realizar análisis de amenaza, vulnerabilidad y ‘pérdidas o daño esperado’ por medios de técnicas que se apoyan en fuentes secundarias de información y recuentos históricos de la comunidad que por constituyen la “memoria colectiva” de los pobladores afectados. Este conocimiento puede ser recolectado por medio de técnicas que han venido utilizándose eficazmente por organismos como la Cruz Roja Internacional y que usan mecanismos como entrevistas con líderes comunitarios y actores interesados, muestreos del área investigada y censos a pequeña escala. Cuando esta información es recolectada de manera sistemática puede ser posteriormente ordenada y procesada en una base de datos.

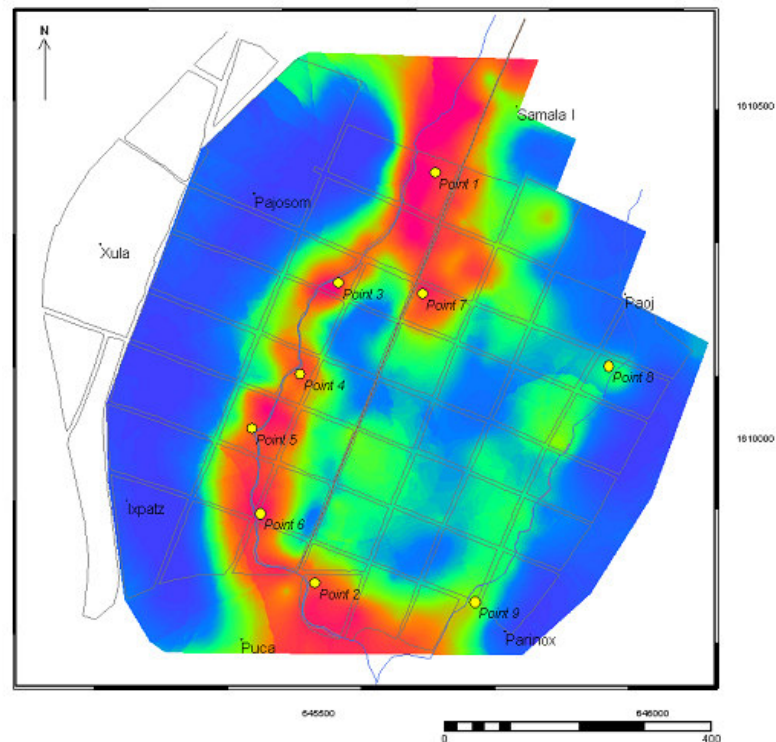
En el análisis se realizó inicialmente foto-interpretación convencional para determinar patrones y efectos de daños por inundación en el tiempo. Se utilizaron fotografías aéreas de 1964, 1991 y 2001, éstas últimas, proporcionadas por el Servicio Geológico de los Estados Unidos, de mayor resolución y precisión sirvieron para la elaboración de la base de datos catastral y digitalización de manzanas, lotes y techos. Los atributos físicos y socioeconómicos de la base de datos fueron recolectados por medio de muestreos y entrevistas personales directas para lo cual se contó con la colaboración de personal voluntario del Grupo FEMID (Fortalecimiento de Estructuras Locales para la Mitigación de Desastres), el cual opera en la localidad desde hace varios años gracias a proyectos de la Agencia de Cooperación Alemana (GTZ) y CONRED. Las entrevistas se centraron principalmente en la recopilación de datos de daños a viviendas y sus contenidos, altura alcanzada por el agua y otras características de la inundación provocada por el paso del Huracán Mitch en noviembre de 1988 (Fig. 27).





**Figura 27.** Mapa de Daños en Edificios (izquierda) y Altura de Agua (derecha) para la inundación Mitch 1998 en la zona urbana de San Sebastián. Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

Seguidamente, los puntos de altura de agua fueron interpolados (por el método de Krigging en ILWIS) y se generó un Modelo Digital que recrea la inundación de 1998 en el área de estudio (Fig. 28).



**Figura 28.** Modelo Digital de la inundación Mitch 1998 en la zona urbana de San Sebastián. La zona roja corresponde a las mayores profundidades de agua y en el otro extremo los tonos azules representan las zonas no afectadas. Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

El mapa de Altura de Agua muestra que la inundación de 1998 ocurrió en los 4 cantones urbanos de San Sebastián particularmente aquellos que están localizados cerca de los ríos Ixpatz y Cachel y a lo largo de la Avenida Central. El análisis a detalle de las áreas más afectadas revela que en cierto momento, la altura de la inundación alcanzó una altura mayor a los 130 cms en dos sectores (puntos 1 y 2 de la Fig. 28), en donde se reportaron 6 casas destruidas, 3 severamente dañadas y 16 altamente dañadas. Los adoquines que cubrían las principales calles y avenidas fueron completamente removidos y luego fueron utilizados por los vecinos para formar barreras de protección en el frente de sus casas. La carretera que comunica a San Sebastián con la Carretera Panamericana también sufrió graves daños ya que el asfalto fue totalmente removido y amontonado a ambos lados. En otros puntos críticos (8 y 9 de la Fig. 28), localizados a lo largo del río Cachel, se determinó que las causas principales del desbordamiento del río fueron la estrechez del canal derivado de la construcción de casas en sus riveras y el relleno del mismo con desechos y basuras arrojadas por los propios pobladores. A pesar que no existen datos puntuales de intensidades de lluvia se considera que las precipitaciones sucedidas durante el Huracán Mitch son una de las más fuertes en la historia reciente por lo que fácilmente pueden catalogarse hipotéticamente como valores máximos de inundaciones de 25 a 50 años de retorno.

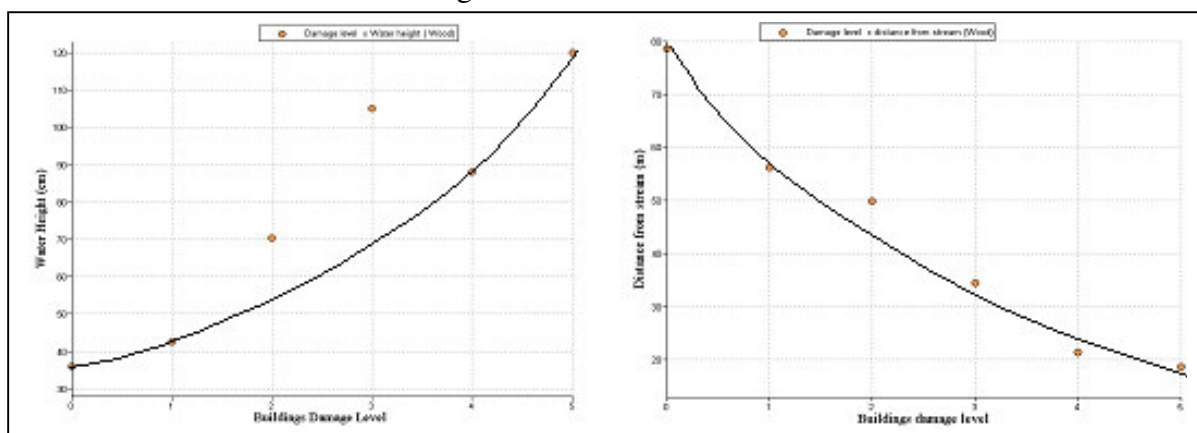
El análisis de vulnerabilidad se llevó a cabo para tres de los principales elementos urbanos: edificios, contenido de edificios y vías de comunicación. Para determinar la vulnerabilidad de los edificios ante una inundación como la evaluada se tomó en cuenta tres factores:

- ✓ **Altura de columna de agua afectando cada punto individual.** En este paso se tomó en cuenta la altura de la vivienda con respecto al nivel de la calle. Este valor se restó de la altura de la inundación en ese punto específico con el fin de determinar la ‘columna de agua’ precisa que afectó cada construcción.
- ✓ **Ubicación del lote con respecto a las corrientes de agua.** Se elaboró un mapa de distancias de los ríos Ixpatz y Cachel así como de la Avenida Central (que en aquel evento funcionó como canal) y luego se calcularon las distancias promedio de cada uno de los lotes a estas corrientes.
- ✓ **Material de construcción de las casas.** En este caso, se utilizó el material que tenían las viviendas antes de ser afectadas por la inundación, principalmente para aquellas viviendas que fueron destruidas completamente.

En general, se determinaron 3 principales tipos de materiales de viviendas: concreto reforzado y mampostería (columnas de concreto reforzado con hierro y paredes de ladrillo todas repelladas), madera (tableros horizontales o verticales sin cimientos) y mixtas (paredes de hasta 70 cm de block, ladrillo o piedra y coronadas por madera). Solamente las casas construidas de madera y mixtas sufrieron en algunos casos una destrucción total aunque las mixtas mostraron una mayor eficiencia contra el impacto de las corrientes debido a la pared basal de material resistente. Las casas edificadas de concreto reforzado en ningún caso fueron totalmente destruidas.

Los datos recolectados del daño sufrido por edificios fueron clasificados de acuerdo a la tabla 5. Para edificaciones del mismo tipo los niveles de daños

experimentados fueron ploteados versus la altura del agua que los provocó con el fin de encontrar una correlación. Igualmente, se hizo un ploteo del daño sufrido por los edificios versus la distancia de los mismos a las corrientes de agua, ya que esto se consideró como un indicador de la velocidad de flujo. Algunos de los resultados se muestran en la Figura 29.



**Figura 29.** Curvas de Vulnerabilidad: daño de construcciones en madera vrs. altura del agua (izquierda) y daño de construcciones en madera vrs. distancia a la corriente (derecha).

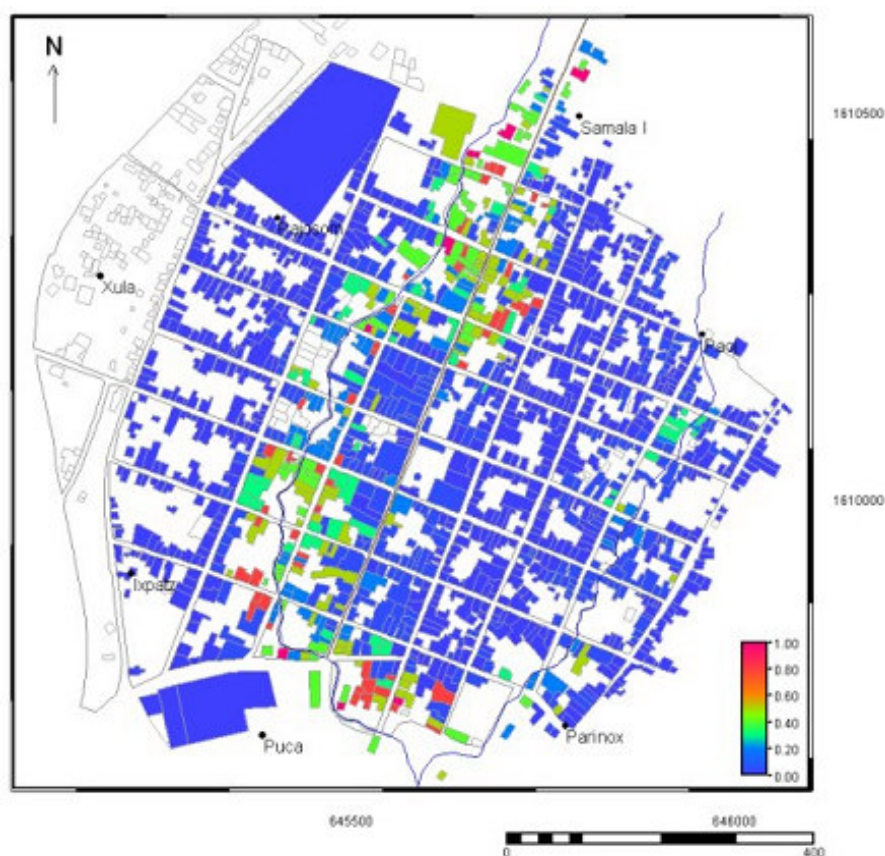
Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

A partir de estas gráficas fueron construidas curvas de daños desde 0 (sin daño) a 1 (daño total). Posteriormente se produjo un Mapa de Vulnerabilidad de las Construcciones ante Inundaciones (Fig. 30).

La vulnerabilidad de los contenidos de las construcciones fue determinada con base a factores de valor de reemplazo del contenido y al porcentaje de daño de los contenidos. Para tal efecto y con base en la valoración socioeconómica del área de estudio se definieron 4 clases principales: Clase Baja, Media Baja, Media y Media Alta. Esto se hizo debido a que los contenidos de las viviendas varían drásticamente en función de la clase socio-económica y del número de habitantes. En la investigación se encontraron 3 características implícitamente relacionadas:

- ✓ **Fuerte influencia indígena.** La mayoría de los habitantes tienden a mantener sus valores en forma de joyería en lugar de poseer utensilios y muebles de gran valor.
- ✓ **Número de habitantes/vivienda.** Se tomó un valor promedio reportado por estudios anteriores de 4.9 habitantes/vivienda para las clases Media y Media Alta y de 7.0 para las clases Baja y Media Baja.
- ✓ **Listado de contenidos estándar.** En muchos casos se detectó que ciertos artículos se encontraban en todas las clases de viviendas pero el precio y el número de los mismos por vivienda variaba de acuerdo al nivel de ingreso.

Teniendo en cuenta cuatro valores de altura del agua de inundación (menos de 30 cm, menos de 50 cm, menos de 90 cm y mayor de 90 cm) se evaluó el grado de vulnerabilidad de 0 a 1 para cada artículo en cada una de las listas. Este valor representa el porcentaje de daño esperado el cual se multiplicó por el precio del artículo. Posteriormente, se calculó un valor total de vulnerabilidad para cada lista (o nivel socioeconómico), por cada una de las alturas de agua evaluadas, sumando las pérdidas esperadas de los artículos individuales y dividiéndolo por el costo total de la lista.

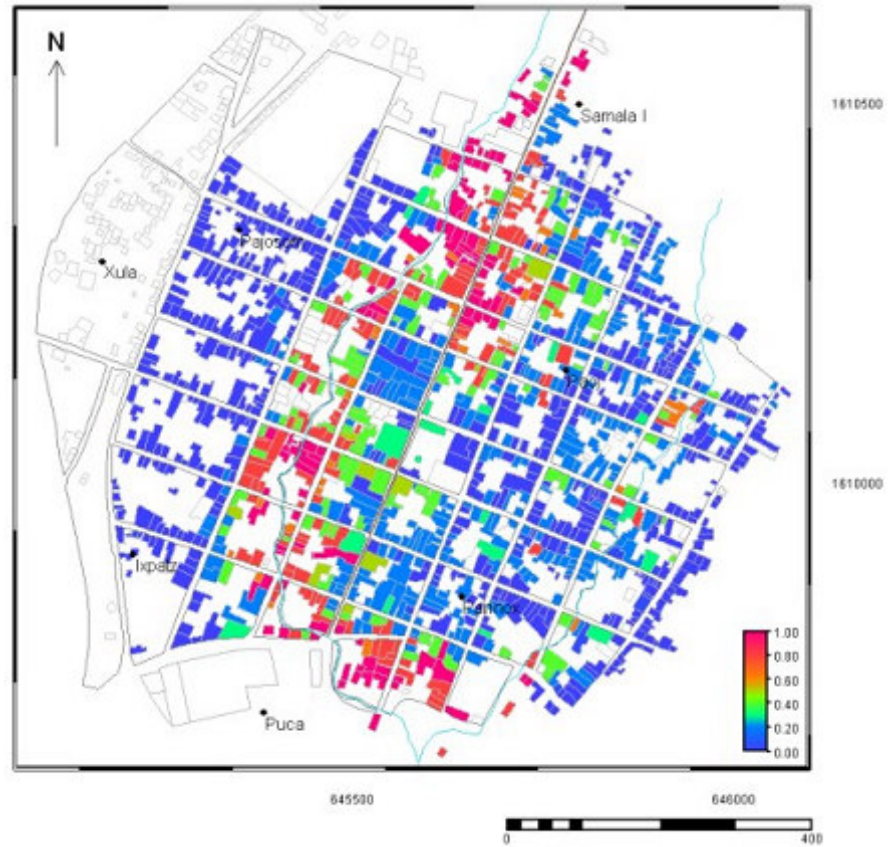


**Figura 30.** Mapa de Vulnerabilidad de las Construcciones en San Sebastián ante Inundaciones como la de 1998. Los colores azules indican las áreas menos vulnerables mientras que los colores rojos muestran las zonas determinadas como más vulnerables. Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

El mapa resultante se muestra en la Figura 31 y fácilmente se deduce que la vulnerabilidad de los contenidos de las viviendas es mucho más alto y más diseminado que la vulnerabilidad de las propias viviendas, lo cual puede estar influenciado por las clases socio-económicas.

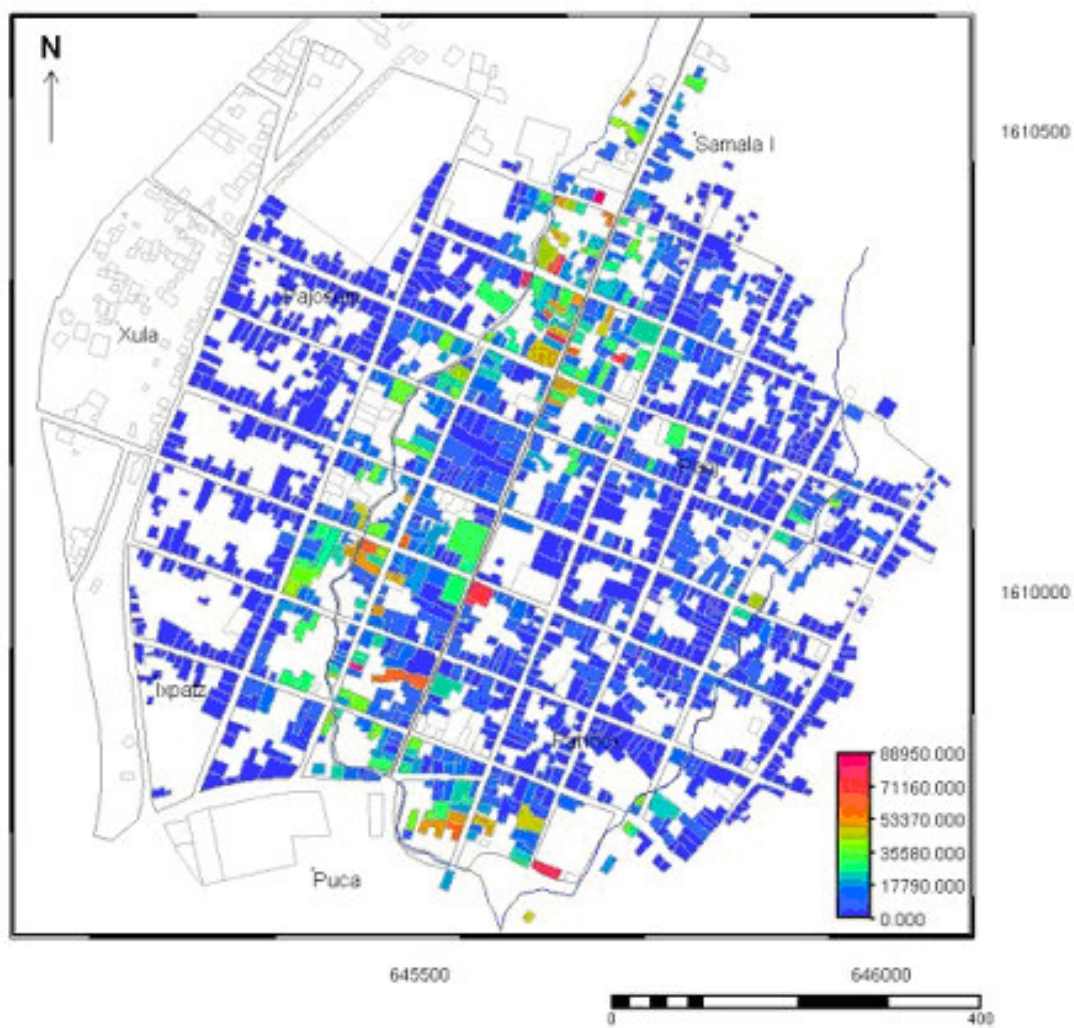
Debido a que no se pudo definir un período de retorno preciso para eventos como el de 1998 no fue posible calcular el riesgo total ante inundaciones de San Sebastián. En su lugar, se calculó la pérdida probable (daños) en las viviendas, contenidos y carreteras para dicho evento. Se obtuvieron algunos datos relacionados al valor comercial de los principales elementos en riesgo y se utilizaron para hacer estimaciones de daños con base a los siguientes pasos:

- ✓ Para los edificios, se multiplicó el Mapa de Vulnerabilidad (Fig. 30) por otro mapa que mostraba el valor comercial de cada parcela,
- ✓ Para contenidos de edificios, se multiplicó el Mapa de Vulnerabilidad de Contenidos de las edificaciones (Fig. 31) por otro mapa que mostraba el valor comercial de los contenidos de cada vivienda.



**Figura 30.** Mapa de Vulnerabilidad de Contenidos de Edificaciones en San Sebastián ante Inundaciones como la de 1998. Colores azules indican áreas de menor vulnerabilidad y colores rojos muestran las zonas más vulnerables. Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

Luego de estos cálculos, se elaboró un Mapa de Pérdidas Totales para toda el área urbana adicionando el daño de los edificios y el de sus contenidos (Figura 32). Los resultados finales muestran que una inundación como la que produjo el Huracán Mitch en San Sebastián puede derivar en pérdidas de hasta 88 mil quetzales por unidad habitacional, principalmente aquellas que están ubicadas en las cercanías de las corrientes de agua y en zonas topográficamente no aptas. Seguramente la combinación de los diferentes daños esperados que se muestran en el Mapa de la Fig. 32 resultaría en pérdidas de varios millones de quetzales.



**Figura 32.** Mapa de Daño Total Esperado de los elementos en riesgo.  
Tomado de Peters *et. al.*, en prensa.

## 6 PREPARACIÓN Y RESPUESTA ANTE EMERGENCIAS.

En los últimos años, la Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED) ha promovido varios proyectos y actividades para fortalecer la organización y capacitación de las comunidades y poblaciones ubicadas en las áreas de riesgo de la cuenca del Río Samalá. Entre los proyectos más importantes se pueden mencionar:

- ✓ **Fortalecimiento de Estructuras Locales para la Mitigación de Desastres (FEMID):** Fue financiado por la Agencia Alemana de Cooperación (GTZ). Se enfocó principalmente en la población de San Sebastián, Retalhuleu aunque también incluyó Instituciones y Organizaciones de la ciudad de Retalhuleu. Su principal objetivo fue identificar grupos ya organizados de ciudadanos para fortalecer sus capacidades en materia de prevención, mitigación y preparación ante desastres incluyendo los conceptos de Gestión Local del Riesgo y Género (Sánchez del Valle, 2002).
- ✓ **Sistema de Alerta Temprana ante Inundaciones (RELSAT):** Prácticamente fue un componente final de FEMID ya que aprovechó la organización y capacitación comunitaria ya realizada para la implementación del Sistema de Alerta. Básicamente, se instalaron puntos de observación en la parte alta de la cuenca (Sigmas 1 al 6 de la Tabla) en donde se monitorea la cantidad de lluvia y el nivel de los ríos. Estas bases son operadas en forma voluntaria por los propios pobladores bajo la consigna de que este servicio social favorece a las comunidades de la parte baja. Los datos del monitoreo son transmitidos a la Base Halcón, en la Base Aérea del Sur, la cual funciona como Centro de Mando y Toma de Decisiones. La comunicación esta ligada entre todas las bases de radio, incluyendo aquellas ubicadas en la parte baja de la cuenca (Sigmas 7 a 13). Cualquier emergencia es atendida por las Coordinadoras Locales (COLRED) coordinadas por las Coordinadoras Municipales (COMRED) o la Departamental (CODRED), lideradas por los Alcaldes Municipales y Gobernador, respectivamente.

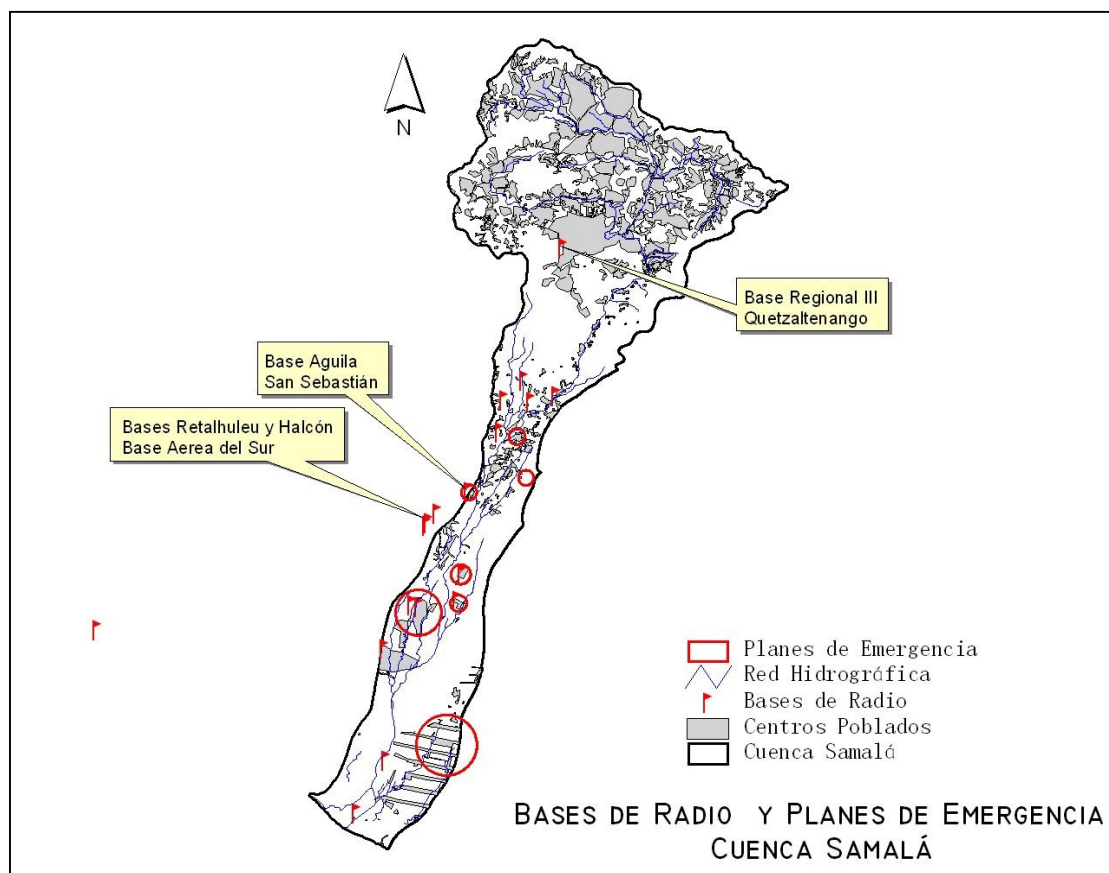
**Tabla 5.** Bases de radio en la Cuenca del Samalá.

6.1.1.1 Base de Radio	Localización
Sigma 1	Finca El Patrocinio, Reu.
Sigma 2	Finca Filadelfia, Reu.
Sigma 3	Finca Santa Marta, Reu.
Sigma 5	Finca La Florida, Reu.
Sigma 6	Finca El Rosario, Quetzaltenango
Sigma 7	San Vicente Boxomá, Santa Cruz Muluá
Sigma 8	La Lolita, Santa Cruz Muluá
Sigma 9	Polígono 8, San Andrés Villa Seca
Sigma 10 y 11	Las Pilas I y II, Retalhuleu

Sigma 12	Aldea El Coco
Sigma 13	Aldea El Chico, Champerico
Base Aurora	Aldea Candelaria
Base Retalhuleu	Base Aérea del Sur (INSIVUMEH)
Base Halcón	Base Aérea del Sur
Base Cantil	Bomberos Voluntarios de Retalhuleu
Base Águila	Municipalidad de San Sebastián
Regional III	Quetzaltenango

Los espacios sombreados indican la existencia de Plan de Emergencia.

Adicionalmente, de acuerdo con la Gerencia de Emergencia de la CONRED, se ha elaborado el Plan de Emergencia Departamental, los Planes Municipales de San Sebastián, San Andrés Villa Seca y San Felipe y los Planes Locales de La Lolita, San Vicente Boxomá, Polígono 7, Línea C-8 del Centro 2 La Máquina, Las Pilas I y II y Nueva Candelaria (ver Fig. 33). Estos Planes de Emergencia son coordinados y puestos en acción por el Gobernador, Alcaldes Municipales y Alcaldes Auxiliares, respectivamente. Incluyen la estructura organizativa de la Coordinadora Departamental, Municipal o Local para la Reducción de Desastres (CODRED, COMRED o COLRED, respectivamente), los recursos disponibles en situaciones de emergencia, Comisiones de Trabajo (Seguridad, Manejo de Albergues, Alimentación, etc.), Mapas de Amenaza, Rutas de Evacuación, etc.



**Figura 33.** Bases de radio y Planes de Emergencia en la cuenca del río Samalá. Con información de la Gerencia de Emergencias de CONRED.



## **7 DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES.**

En cada uno de los apartados discutidos en el Capítulo 4 (Metodologías y Resultados) se fueron presentando las conclusiones más relevantes obtenidas en los análisis de amenazas y determinación de vulnerabilidad y riesgo.

En forma general, se concluye que la actividad geo-hidrológica de la cuenca del río Samalá gobierna la ocurrencia de diversos escenarios de amenazas ya sea actuando individualmente o en forma compleja (multi-amenaza).

El complejo volcánico Santa María-Santiaguito ha registrado eventos de diferente magnitud, desde la erupción pliniana de 1902, los flujos piroclásticos de 1929 y 1973 y los eventos periódicos menores (flujos de lava, caída de ceniza, etc.). Estos eventos por sí solos constituyen una amenaza directa contra las poblaciones, infraestructura y actividad agrícola en los alrededores. Flujos piroclásticos derivados de columnas eruptivas de hasta 2,500 m de altura podrían afectar más de 40,000 personas en 120 centros poblados. Todo el material volcánico generado constituye una amenaza secundaria como “material fuente” para la generación de Lahares de diferente intensidad.

Durante los meses lluviosos (mayo-octubre) se ‘activan’ las amenazas húmedas por inundación y flujos de lodo. Los ríos Ixpatz y Cachel provocan daños a la población de San Sebastián como los registrados en 1998 durante el Huracán Mitch. Las pérdidas por eventos como este podrían alcanzar hasta los \$10 mil/vivienda y en su conjunto ocasionar daños hasta por varios millones de quetzales. Los Lahares originados en los ríos Nimá I, Nimá II y El Tambor, que luego son encausados al río Samalá, han provocado y seguirán provocando graves daños a las fincas cafetaleras de la región, los centros poblados y la infraestructura vial. La destrucción total de El Palmar en 1984 es una evidencia latente del peligro al que seguirán estando expuestas otras poblaciones como San Felipe, San Sebastián y Retalhuleu.

El nivel de preparación ante emergencias de las comunidades parece estar bastante aceptable. El hecho de que exista un monitoreo constante sobre el régimen lluvioso y el nivel de los ríos en la parte alta de la cuenca (con 6 puntos de observación) en comunicación permanente con las comunidades en riesgo en la parte media-baja, las Instituciones involucradas (Bomberos –Base Cantil, Ejército –Base Halcón y Alcaldes –Base Águila) y con la Base Central en Guatemala facilita la coordinación de actividades antes y durante la emergencia. Muchas de las comunidades en riesgo tienen implementado un Plan de Emergencia el cual es activado cuando las señales de alertamiento son de alto nivel. Muchas de las actividades propias de una emergencia (alertamiento, evacuación, manejo de albergues, etc.) ya han sido probadas durante simulacros y situaciones de la vida real.

## 8 REFERENCIAS.

- Acajabón Mendoza, A.D., 1973, Estudio hidrológico básico de la cuenca del río Samalá, Tesis, Facultad de Ingeniería, Universidad de San Carlos de Guatemala.
- Adams, M.C., Mink, L.L., Moore, J.N., White, L.I.D. and Caicedo, A., 1990a, Geochemistry and hydrology of the Zunil geothermal system, Guatemala, Geothermal Resources Council Transactions, vol. 14, part. II, pp. 837-844.
- Adams, A., Goff, F., Trujillo, E., Counce, D., Medina, V., Archuleta, J. and Dennis, B., 1990, Hydrogeochemical investigations in support of well logging operations at the Zunil geothermal field, Guatemala, Geothermal Resources Council Transactions, vol. 14, part. II, pp. 829-835.
- Adams, M.C., Moore, J.N., White L.I.D. and Mink, L.L., 1992, Fluid recharge of Zunil, Guatemala geothermal system, Geothermal Resources Council Transactions, vol. 16, pp. 113-117.
- Betancourt, H.R., Exploración geotérmica en Guatemala, Instituto Nacional de Electrificación (INDE), Inédito.
- Bethancourt, H.R. and Dominco, E., Characteristics of the Zunil geothermal field (Western Guatemala), Geothermal Resources Council Transactions, vol. 6, pp. 241-244.
- Bonini, W.E., Hargraves, R.B. and Shagam. R. *eds.*, 1984, The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, The Geological Society of America, Memoir 162, 421 p.
- Caicedo, A. and Palma, J., Present status of exploration and development of the geothermal resources of Guatemala, Geothermal Resources Council Transactions, vol. 14, part. I, pp. 97-105.
- Conde Carpio, M.V., 2000, Clasificación de Lahares, Volcán de Santiaguito, Reporte Técnico, FEMID/CEPREDENAC, GTZ, 35 p.
- de Joode, A. and van Steijn, H., PROMOTOR-*df*: a GIS-based simulation model for debris-flow hazard prediction, in press.
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984, Pyroclastic rocks, Ed. Springer-Verlag, Berlin.
- Flynn, T., Goff, F., van Eeckhout, E., Goff, S., Ballinger, J. and Suyama, J., 1991, Catastrophic landslide at Zunil I geothermal field, Guatemala, Geothermal Resources Council Transactions, vol. 15, pp. 425-433.
- Instituto Geográfico Nacional (IGN), 1983, Diccionario Geográfico de Guatemala, Tomo III, Guatemala, Centro América.

- Instituto Nacional de Estadística (INE), 2003, Población y locales de habitación particulares censados según departamento y municipio, 38 p.
- Malin, M.C. and Sheridan, M.F., 1982, Computer-assisted mapping of pyroclastic surges, *Science*, vol. 217, pp. 637-693.
- Mercado, R., Rose, W.I., Matias, O. y Giron, J., 1988, November 1929 Dome Collapse and Piroclastic Flow at Santiaguito Dome, Guatemala, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 69, pp. 1487.
- Ministerio de Agricultura, Ganadería y Alimentación (MAGA), 2001, Base de datos cartográfica digital 1:250,000, Programa de Emergencia por Desastres Naturales, Unidad de Políticas e Información Estratégica.
- Ministerio de Comunicaciones, Transporte y Obras Públicas, INSIVUMEH, Sección de Hidrología Aplicada, 1988, Estudio preliminar del problema de “El Palmar, Quetzaltenango”, Reporte Técnico, 111 p.
- Mink, L., Merida, L. and Caicedo, A., 1988, Zunil, Guatemala geothermal project, *Geothermal Resources Council Transactions*, vol. 12, pp. 185-191.
- Orozco, E., 2003, Análisis hidrológico e hidráulico en el río Samalá, Guatemala, Reporte Técnico.
- Peters-Guarin, G., van Westen, C. and Montoya, L., 2003, Community-based flood risk assessment using GIS for the town of San Sebastian, Guatemala, *in press*.
- Rose, W.I., 1972, Notes on the 1902 eruption of Santa Maria Volcano, Guatemala, *Bull. Volc.*, Vol. 36, pp. 29.
- Rose, W.I., 1987a, Santa Maria, Guatemala: Bimodal soda-rich calcalkalic stratovolcano, *J. Volcanol. Geoth. Res.*, 33 (in Stoiber Vol.), pp. 109.
- Rose, W.I., 1987b, Volcanic activity at Santiaguito volcano, 1976-1984, *Geological Society of America*, Special Paper 212.
- Sanchez del Valle, R., 2002, Lecciones aprendidas en la Gestión Local del Riesgo, Proyecto Fortalecimiento de Estructuras Locales para la Mitigación de Desastres –FEMID–, Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Ave. Hincapié 21-72 zona 13, Edif. de CONRED, Ciudad de Guatemala.
- Sánchez del Valle, R., 2002, Dimensión de género en la Gestión Local de Riesgo, Participación de mujeres en el proyecto Fortalecimiento de Estructuras Locales para la Mitigación de Desastres –FEMID–, Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Ave. Hincapié 21-72 zona 13, Edif. de CONRED, Ciudad de Guatemala.

- Sapper, K., 1903, Der ausbruch des vulkans Santa Maria en Guatemala, Centralblatt f. Mineral., Geol, und Palaont, p. 33-44.
- Sapper , K., 1904, Die vulkanischen Ereignisse in Mittelamerika in Jahre 1902, Neues Jahrbuch fur Mineralogie Geologie un Palontologie, 1, 39.
- Sheridan, M.F., 1979, Emplacement of pyroclastic flows: A review, Geological Society of America, Special Paper 180.
- Spencer, E.W., 1977, Introduction to the structure of the Earth, McGraw Hill Book Company, U.S.A., 640 p.
- Thonon, I., 2003, La aplicación del modelo de estabilidad de laderas ‘Catch’ en la cuenca volcánica del río Nimá I, Retalhuleu, Guatemala, Centro América, Reporte Técnico.
- von Huene, R., 1989, The Middle America convergent plate boundary, Guatemala, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v.N.
- Wadge, G. and Isaacs, M.C., 1988, Mapping the volcanic hazards from Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies using an image processor, Journal of the Geological Society, London, Vol. 145, p. 541-551.
- Wesseling, C.G., Karssenber, D., van Deursen, W.P.A. and Burrough, P.A., 1996, Integrating dynamic environmental models in GIS: the development of a Dynamic Modelling language, Transactions in GIS, vol. 1, pp. 40-48
- Williams, S.N. and Self, S., 1983, The October 1902 plinian eruption of Santa Maria Volcano, Guatemala, Journal of Volcanology and Geothermal Research, V. 16, p. 33-56.

## **8.1 SITIOS DE INTERNET**

- [http://volcano.und.nodak.edu/.....santa\\_maria.html](http://volcano.und.nodak.edu/.....santa_maria.html)  
Santa Maria and Santiaguito, Guatemala.
- <http://www.geo.mtu.edu/.....pyro.html>  
Pyroclastic Flows
- <http://www.geo.mtu.edu/.....lahars.html>  
Lahars
- <http://www.disaster-info.net/cepredenac/volcanes/index.htm>  
Síntesis de algunos volcanes activos y peligrosos de América Central.
- <http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/Santamaría/>  
Santa Maria Volcano, Guatemala