

## 2. EVALUACION DE LA AMENAZA POR DESLIZAMIENTOS

Debido a las variaciones en las características y condiciones de cada evento, la clasificación y evaluación de remociones se dificultan enormemente, pero en general, la amenaza debido a la inestabilidad de los taludes, dependerá principalmente de las condiciones del medio natural, de la mecánica de las remociones y del accionar del hombre<sup>31</sup>.

### 2.1. Factores de evaluación

Para determinar la amenaza por deslizamientos, se pueden utilizar varios indicadores y los más importantes clasificarse en dos categorías<sup>32</sup>, las cuales son:

#### a. Factores de susceptibilidad

Son aquellos que forman parte de las propiedades y comportamiento del medio, es decir, constituyen los elementos pasivos: el relieve del terreno (topografía), la constitución litológica, las estructuras (fallas, pliegues, diaclasas, etc.), propiedades físicas y geomecánicas, condiciones usuales de humedad natural, etc.<sup>33</sup>.

#### b. Factores de disparo

Son los que desencadenan las inestabilidades o disminuciones graduales de las características de los materiales. Estas variaciones se ejercen en el estado de equilibrio de los taludes y son responsables, en gran medida, de la magnitud de los movimientos, actuando sobre el material, dando lugar a modificaciones en las condiciones iniciales de laderas, como la aplicación de cargas estáticas, cargas dinámicas (movimientos sísmicos naturales o inducidos), cambios en las condiciones hidrogeológicas (variaciones en los niveles freáticos), factores climáticos, variaciones en la geometría del talud, etc.<sup>34</sup>.

<sup>31</sup> FONDO ARGENTINO DE COOPERACION HORIZONTAL DE LA - OEA / INSIVUMEH. 1995

<sup>32</sup> MORA CASTRO, S.; VAHRSON, W.G. 1991. y FERRER... 1987.

<sup>33</sup> FERRER... 1987.

<sup>34</sup> IDEM

El agua en general, es el principal desencadenante de un gran número de movimientos de laderas, produciendo principalmente tres efectos en los materiales que humecta: Aumenta su presión de poros, incrementa su peso y produce lubricación de los mismos<sup>35</sup>.

## 2.2. Aspectos básicos

Para evaluar cualquier fenómeno de remoción, es necesario investigar el tipo y carácter de información necesaria para este fin y que se establezcan tanto el procedimiento como las etapas y acciones adecuadas que permitan calificar y zonificar el terreno de interés en función de las características y niveles de riesgo geodinámico<sup>36</sup>.

El desarrollo de las remociones implica la participación de varios agentes que determinan su origen, modalidad, magnitud y frecuencia y constituyen los aspectos básicos que deberán tomarse en cuenta en el análisis y evaluación del comportamiento de estos fenómenos en un área cualquiera. Entre los principales aspectos se encuentran los siguientes:

### a. Inventario de anteriores remociones en masa

Es el más importante en una evaluación por remociones en masa, ya que con él se detectan las pendientes potencialmente inestables<sup>37</sup> del terreno. Para esto, se hace necesario ayudarse de la fotointerpretación local, para inventariar los indicios de campo de anteriores remociones, para lo cual se marcan las pendientes cóncavas que pueden ser indicativos de zonas de arranque de movimientos antiguos, no solamente de movimientos recientes.

Debido a que las remociones que se producen en áreas muy pobladas como en la Ciudad de Guatemala, tienen un severo impacto sobre las personas y propiedades, el patrón de ocurrencia de deslizamientos es de mucha importancia para proveer información respecto a la probable distribución de remociones en masas similares en futuras ocasiones<sup>38</sup>.

---

<sup>35</sup> FONDO ARGENTINO...

<sup>36</sup> MEDINA R., J. 1991.

<sup>37</sup> FONDO ARGENTINO...

<sup>38</sup> HARP, E.L.; WILSON, R.C.; WIECZOREK, G.F. 1981.

## b. *Relieve*

Es el factor natural de mayor importancia, aunque este no necesariamente debe ser abrupto o muy accidentado. A partir de la presencia del relieve, los otros factores se influyen mutuamente dando lugar a una concentración de tensiones en partes determinadas del talud que pueden acabar produciendo la rotura total o parcial del mismo<sup>39</sup>.

La importancia de este factor, se encuentra en que aunque los otros factores (litología, actividad antrópica, etc.) indiquen condiciones muy adversas, simplemente no se desarrollan las remociones por falta de laderas de pendiente suficiente<sup>40</sup>. Es evidente que los relieves de muy elevado valor, deberían indicar la presencia de rocas de muy alta resistencia y por lo tanto estables, pero en la naturaleza, esto no necesariamente es cierto.

Hay que tomar en cuenta que no solamente el ángulo de la pendiente es el único que interviene en la generación de deslizamientos, ya que para una misma pendiente, un fenómeno podrá producirse o no según la profundidad a la que se encuentre la superficie sobre la cual se podría deslizar el material, y por lo tanto, la pendiente mínima necesaria para que se produzca un deslizamiento, dependerá de las características de los niveles en los que se produce la ruptura.

## c. *Litología y Estructura*

La influencia de la litología, es quizás de las de mayor importancia y al mismo tiempo la más complicada de evaluar<sup>41</sup>, debido a que las remociones pueden ocurrir en gran variedad de materiales, dependiendo de las condiciones estructurales y el estado de alteración en que se encuentren las rocas en un lugar cualquiera.

*La estratigrafía puede determinar la inestabilidad del terreno, ya que puede indicar la presencia de intercalaciones de estratos consolidados, poco o nada consolidados, permeables o impermeables<sup>42</sup>. En el campo, se deben diferenciar las unidades del substrato rocoso de los sedimentos recientes o suelos. Dentro de cada unidad, hay que apreciar la composición, textura, estructura, extensión en el terreno y calcular el volumen remocionable. Es importante observar también la naturaleza, el grado de alteración y el estado de conservación de las rocas.*

Al analizar la litología debe de tomarse en cuenta, al menos los siguientes factores: Resistencia al corte del material (cohesión, fricción interna, grados de alteración meteórica e hidrotermal); disposición espacial con respecto a las

---

<sup>39</sup> FERRER GIJON, M. 1987.

<sup>40</sup> MORA CASTRO, S.; VAHRSON, W.G. 1991.

<sup>41</sup> IDEM.

<sup>42</sup> MEDINA...

discontinuidades (diaclasas, esquistosidad, estratificación, etc.) y su relación con la geometría y orientación de las laderas; capacidad de drenaje; posición del nivel freático y de las zonas de saturación, así como los tipos de relleno en las discontinuidades (calcita, arcilla, fisuras limpias)<sup>43</sup>

En suelos o rocas blandas, debería, en lo posible, estudiarse la masa del talud en profundidad, tanto para definir correctamente la estratigrafía y condiciones hidrogeológicas como para determinar las propiedades geomecánicas, sobre todo en las proximidades de la rotura<sup>44</sup>.

Los movimientos previos, terremotos, condiciones climáticas y procesos erosivos, son condicionantes importantes para la generación de deslizamientos<sup>45</sup>, pero en general, al relacionar la distribución de derrumbes con la información de pendiente del terreno y litología, puede definirse la susceptibilidad regional de zonas inestables<sup>46</sup>.

#### **d. Geomorfología y fisiografía**

El estudio de las geoformas locales, ayuda a identificar los fenómenos geodinámicos en proceso de formación y desarrollo, ya que cada fenómeno crea formas características que le son propias<sup>47</sup>. Se deben observar y delimitar las formas terrestres, diferenciando las que se originan por acumulación de las que se producen por desgaste o erosión. Así debemos ubicar la superficie de estudio dentro de las geoformas de ámbito regional, como valles, montañas o zonas litorales y luego establecer las geoformas menores del ámbito local como terrazas, laderas, colinas u otros.

Debemos observar los procesos que desgastan y modelan la superficie terrestre, los agentes y los factores modeladores en el marco de la evolución del área, proyectando el comportamiento posterior del terreno en las condiciones climáticas extremas.

#### **e. Meteorología y clima**

Anteriormente, se ha notado que los deslizamientos superficiales traslacionales, corresponden con lluvias de duraciones cortas y de altas intensidades, mientras que las remociones de tipo rotacional son activados o reactivados por grandes cantidades de lluvias, normalmente producidas por lluvias de largas duraciones (temporales).

---

<sup>43</sup> MORA CASTRO...

<sup>44</sup> RODRIGUEZ ORTIZ, J.M. 1987.

<sup>45</sup> FERRER...

<sup>46</sup> BOHNENBERGER, O.; BARRILLAS-CRUZ, M. 1996.

<sup>47</sup> MEDINA...

Las variables climatológicas (por ejemplo la precipitación pluvial), determinan la velocidad de meteorización de las rocas así como la intensidad, frecuencia y magnitud de los fenómenos hidrometeorológicos (lluvias torrenciales, huracanes) que pueden activar o acelerar los fenómenos de remociones.

La importancia de las lluvias intensas, es más notoria en las regiones tropicales, donde constituyen importantes disparadores de remociones<sup>48</sup>. Las gotas de agua sobre el terreno, producen un efecto de "desgaste" en las rocas, principalmente en zonas sin vegetación, lo que genera una aceleración en la erosión y meteorización, la cual se intensifica a medida que el agua de lluvia se concentran en arroyadas para luego formar los cursos de agua mayores<sup>49</sup>.

La importancia que tiene la determinación de la humedad del suelo, se debe a varias razones: 1. La humedad, en asociación con temperaturas altas y la actividad orgánica, acelera fuertemente la meteorización, produciendo materiales deslizables de baja resistencia al corte. 2. Por el aumento de la presión de poros, un suelo húmedo saturado posee características de resistencia mecánica inferiores que los suelos más secos, provocando que eventos de disparo de menor magnitud pueden causar una activación más drástica de las remociones. 3. En caso de suelos parcialmente saturados, en forma similar pueden actuar fenómenos, como los de la pérdida de succión, presión de poros negativa<sup>50</sup>.

## f. Hidrología

El estudio del régimen y escurrimiento superficial de los cursos de agua (ríos, riachuelos, etc.), tratando además, en lo posible, de conocer el comportamiento de la escorrentía subterránea, la distribución de los acuíferos, son de utilidad para reconocer la influencia del agua en los materiales rocosos, suelos y cobertura vegetal<sup>51</sup>.

La información de caudales y niveles piezométricos necesarios para la evaluación, puede obtenerse en registros de aforos e inventarios de pozos de agua, pero en otros casos, será necesario hacer mediciones de campo y observaciones geomorfológicas de los caudales, buscando evidencias de las máximas crecidas y sus efectos. También es importante la información de la población del lugar más cercano.

Las corrientes superficiales que escurren por la superficie terrestre como parte del exceso de agua que sobrepasa la capacidad de infiltración del terreno, participan en el socavamiento de los taludes al aportar energía al proceso erosivo, así

---

<sup>48</sup> MORA CASTRO...

<sup>49</sup> MEDINA...

<sup>50</sup> MORA CASTRO...

<sup>51</sup> MEDINA...

como en el transporte y acumulación de los sedimentos que en ocasiones se realiza en medios acuosos (cuencas fluviales, lagos, etc.).

El agua de lluvia que se infiltra en el terreno lo satura, llegando a provocar un sobrepeso en las unidades de roca y la creación de presiones intersticiales que pueden generar alteración en las condiciones de estabilidad de los taludes, propiciando remociones. El comportamiento hidrogeológico de los materiales condiciona la distribución de los niveles freáticos en el talud y las características del flujo de agua, dificultando la determinación de la distribución de las presiones intersticiales que pueden generar fenómenos de remoción<sup>52</sup>.

### **g. Vegetación<sup>53</sup>**

La evaluación de la vegetación permite evaluar la extensión de la cobertura vegetal, su estado de conservación, posibilidades de regeneración y recuperación del equilibrio ecológico, con el fin de reducir al mínimo la erosión del suelo, una de las principales causas de las remociones.

Además, ayuda a conocer las familias y especies vegetativas que se desarrollan localmente, clasificando y diferenciando las especies "nativas" del lugar que se desarrollan sin la intervención del hombre, de otras especies "exóticas" impuestas y adaptadas por él.

### **h. Actividades antrópicas**

Frecuentemente el hombre, al excavar los pies de laderas en equilibrio o al sobrecargarlas al efectuar la construcción de edificios sobre laderas, excavaciones, construcción de presas y embalses, construcción de canteras de explotación de minerales, voladura en taludes o zonas cercanas, entre otros, y que provocan la variación de los estados tenso-deformacionales iniciales del material dispara los movimientos de las laderas<sup>54</sup>. Entre las actividades antrópicas que se realizan sobre el medio natural, que pueden afectar un área, se encuentran las siguientes<sup>55</sup>:

- **Agrícolas:** La ubicación y la forma como se utiliza el suelo y el agua para desarrollar cultivos; observar como se llevan a cabo las prácticas agrícolas, si los terrenos tienen las aptitudes para dicho uso, etc.

---

<sup>52</sup> FERRER...

<sup>53</sup> MEDINA...

<sup>54</sup> AYALA...

<sup>55</sup> IDEM.

- Forestales: Conocer la distribución de los bosques, su explotación y si existe diferenciación entre bosques de protección y bosques de producción. Ver si existe algún programa de forestación o reforestación del área de estudio.
- Minería: Ver sobre todo dónde se ubica y como se llevan a cabo las actividades extractivas, dónde se acumulan los desechos mineros, sus efectos de contaminación en los recursos de agua, suelo y atmósfera (impacto ambiental)
- Construcción de vías de acceso y explotación de canteras: Tienen como efecto colateral o directo la remoción indiscriminada de los materiales como roca, suelo y bosque, casi siempre en laderas escarpadas, depresiones próximas a los cauces de los ríos generando mayor inestabilidad y potenciando los efectos destructores de las remociones en masa.
- Ubicación y emplazamiento de obras de infraestructura (viviendas, poblados, carreteras, etc.): Todas estas instalaciones deben ser vistas desde su ubicación y construcción a fin de determinar las condiciones de seguridad frente a cualquier peligro natural, para estructurar el impacto que causan sobre el medio natural.

Estas actividades, se encuentran entre los factores que modifican las condiciones naturales de un talud, principalmente las actividades asociadas a geotecnia y al uso de los suelos, lo que puede provocar mayor inestabilidad de las laderas<sup>56</sup>. Esta situación puede indicar zonas que aún sin intervención del hombre, por sus condiciones naturales, están en un estado crítico y en donde el uso del suelo por parte del hombre debe hacerse con mucho cuidado<sup>57</sup>.

## i. Tectónica

La neotectónica es una fuente muy importante para el desarrollo de deslizamientos, ya que la energía liberada como producto de la activación de fallas, puede disparar gran cantidad de remociones, muchas de las cuales son capaces de transportar grandes volúmenes de material<sup>58</sup>. Por esta razón, se deben de identificar los agentes, los factores que intervienen, las causas y las condiciones en que ocurren estos fenómenos tectónicos, luego clasificar en función a su modalidad de ocurrencia, frecuencia y magnitud, y finalmente, delimitar el área de influencia de los fenómenos peligrosos y zonificar el terreno en función a los diferentes niveles de riesgo.

Con el objeto de definir la influencia de la actividad sísmica sobre la generación de deslizamientos, es aconsejable realizar un análisis retrospectivo local sobre un lapso de tiempo determinado. Para poder correlacionar el efecto que tiene la

---

<sup>56</sup> AYALA CARCEDO, F.J. 1987.

<sup>57</sup> MORA CASTRO...

<sup>58</sup> MEDINA...

distancia del foco, se ha intentado iniciar una correlación con aceleraciones pico y duraciones para aceleraciones mayores de 10% g<sup>59</sup>.

En regiones como Guatemala, este factor es de gran importancia en la generación de deslizamientos, ya que la neotectónica del país es reciente y muy abundante, tal y como se observa en la recurrencia de sismos en el territorio, principalmente en la Cordillera Central hasta la Costa del Pacífico.

#### **j. Mecánica de suelos**

Se deben analizar las propiedades de los materiales que constituyen la cobertura superficial inconsolidada y los macizos rocosos que afloran en el área, con la finalidad de conocer su comportamiento mecánico frente a las remociones y ante los diversos requerimientos del suelo, ya sea como fundación o cimiento, o como materiales de construcción en obras civiles<sup>60</sup>.

---

<sup>59</sup> MORA CASTRO...

<sup>60</sup> MEDINA...



## 3. EL VALLE DE GUATEMALA

El Valle de Guatemala se localiza en la parte sur-central del país y es el más urbanizado, debido a que en él se asienta la Capital (principal núcleo urbano, industrial y comercial del país) y que junto a las poblaciones adyacentes situadas a menos de 30 kilómetros de distancia, suman una población de casi 3 millones de habitantes.

### 3.1. Clima

En el valle predominan los siguientes tipos de clima: cálido seco con invierno benigno (al norte), semicálido húmedo con invierno benigno seco (al sur y noroeste), templado húmedo con invierno benigno seco (al oeste), semicálido húmedo con invierno benigno seco (al este) y semicálido sin estación fría bien definida y húmedo con invierno seco (al sur del lago de Amatitlán). Según el INSIVUMEH, para el valle de Guatemala, los datos climáticos reportados para la década 1980-89, son de 1,112.3 mm de precipitación pluvial en aproximadamente 124 días de lluvia, con una temperatura media de 24.3°C. La época lluviosa del año tiene una duración de casi seis meses, lo que permite definir las estaciones seca y húmeda. Dentro del período de lluvias, se puede distinguir la existencia de dos máximos, los que generalmente se presentan en junio y entre agosto y septiembre, desfasándose este último en ocasiones, entre septiembre y octubre<sup>61</sup>.

Como consecuencia de la influencia de las perturbaciones meteorológicas originadas en el Atlántico y Pacífico en forma de depresiones regionales, en el valle se forman lluvias ciclónicas, cuya influencia es muy generalizada en el área y que generan tormentas muy intensas al inicio, precipitando el 70% del total en los primeros treinta minutos<sup>62</sup>.

### 3.2. Fisiografía

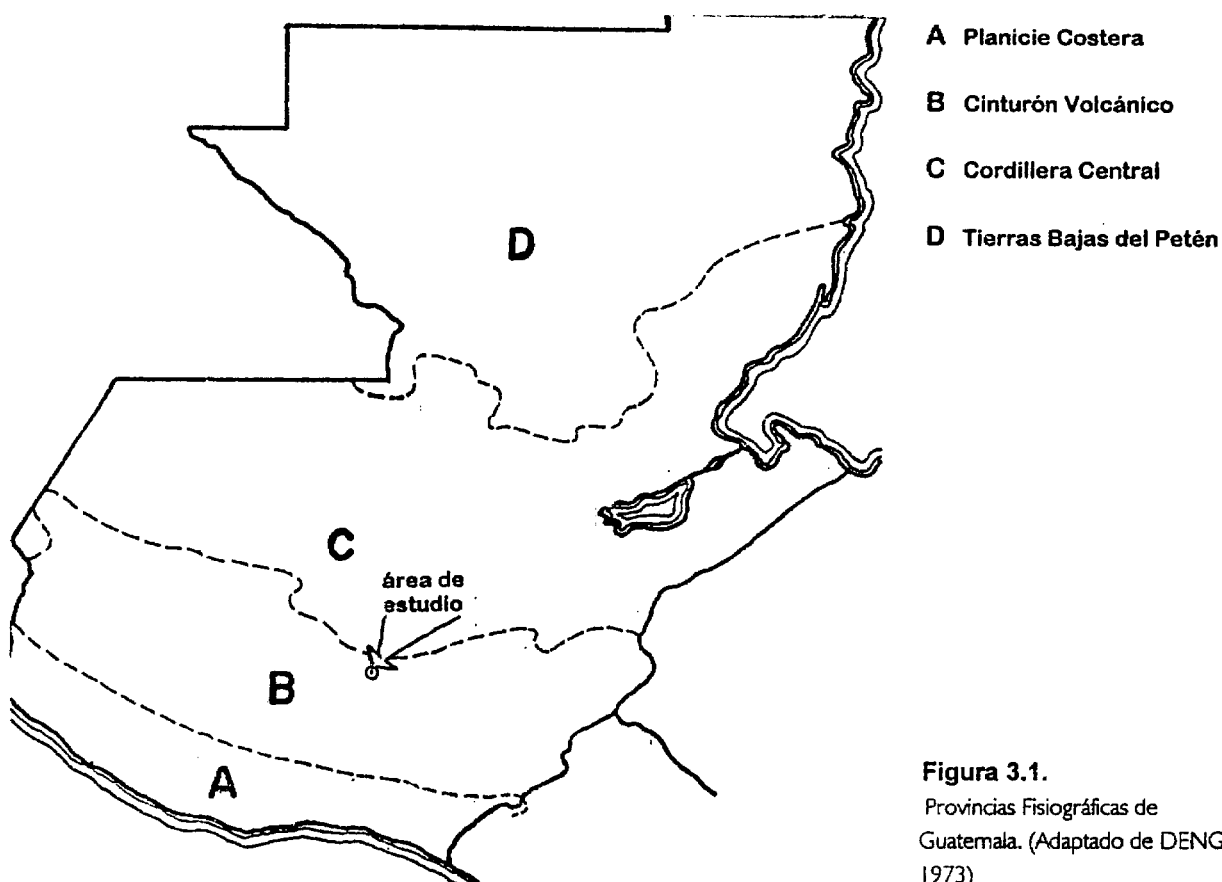
Según la clasificación mencionada por DENGO (1973)<sup>63</sup>, el Valle de Guatemala se localiza en la "Provincia Volcánica" (Figura 3.1), la cual se caracteriza por sus altas montañas, su cadena de volcanes y por la presencia de rocas

<sup>61</sup> Idem.

<sup>62</sup> GUATEMALA. INSIVUMEH / INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL / ONU. 1978.

<sup>63</sup> DENGO, G. 1973. "Estructura Geológica, Historia Tectónica, Morfología de América Central". México, A.I.D

volcánicas del Terciario y Cuaternario. En esta región se presentan enormes depresiones que contienen los lagos de Atitlán, Amatitlán y Ayarza, así como anchos valles constituidos por depósitos pomáceos del Cuaternario, entre los que está el de Guatemala<sup>64</sup>.

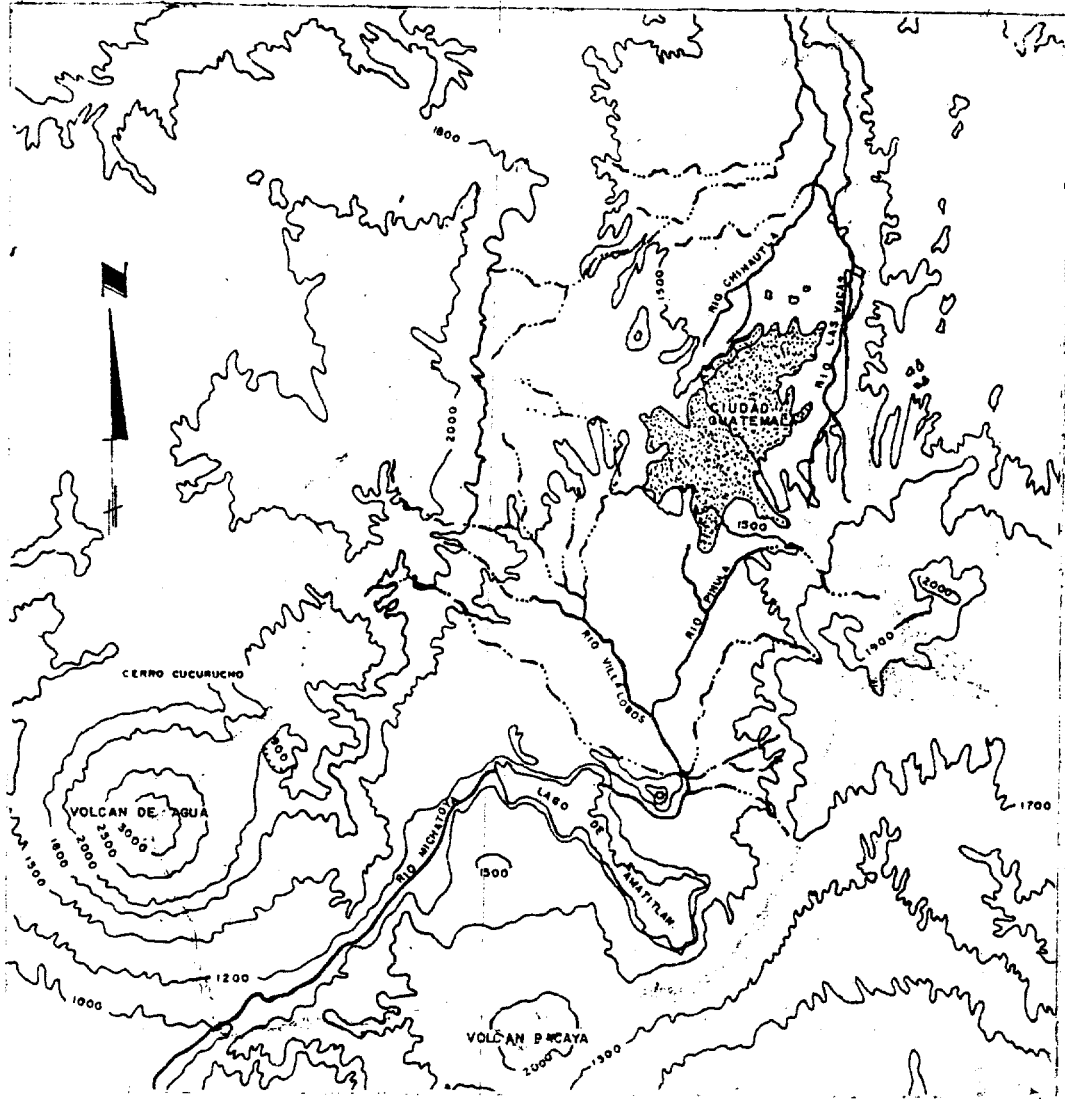


**Figura 3.1.**  
Provincias Fisiográficas de Guatemala. (Adaptado de DENGO, 1973)

El Valle de Guatemala forma una meseta que está cortada por la divisoria de aguas continentales que corre paralela a la cadena volcánica y que separa las corrientes de agua que drenan al Océano Atlántico de las que escurren hacia el Océano Pacífico. Esta meseta forma parte de un graben que presenta una orientación aproximada N 30° E que corta transversalmente la Sierra Madre y que se orienta de este a oeste, tal como se observa en la Figura 3.2.

El graben tiene un área aproximada de 800 kms<sup>2</sup>, está limitado al este por el escarpe principal del Sistema de Fallas de Santa Catarina Pinula (Falla de Pinula); al oeste por el escarpe principal del Sistema de Fallas de Mixco y hacia el Sur, por el

<sup>64</sup> GUATEMALA. UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS, CESEM. 1993.



**Figura 3.2.** Morfología e hidrología del Valle de Guatemala.

complejo volcánico de Pacaya; el límite norte no está claramente definido, aunque hacia el norte de Chinautla existen montañas que se alinean preferentemente al noreste, lo que podría ser el límite del graben.

La morfología del valle es el resultado de procesos en los que han intervenido la actividad volcánica, movimientos tectónicos y agentes naturales de meteorización y erosión sobre las rocas que lo forman. La superficie es típicamente plana, aunque sobresalen algunas elevaciones como los cerros del Carmen y El Naranjo, y presenta pendientes suaves hacia el norte y hacia el sur a partir de la divisoria continental de aguas<sup>65</sup>.

<sup>65</sup> GUATEMALA. INSIVUMEH / IGN / ONU...

La meseta está cortada por varias corrientes fluviales que forman una red de cañones angostos de profundidades de hasta 100 metros, los cuales se orientan hacia el norte y al sur a partir de la divisoria continental de aguas, y que separan mesetas relativamente planas. Los cañones se han originado por la erosión de las mesetas y por los derrumbes de las paredes de las mismas. A pesar de que los materiales que forman el suelo del valle, suelen ser densos y firmes, son fácilmente erosionables, facilitando que las corrientes de agua excaven los profundos cañones, a pesar de que debido a las características físicas de los componentes de estos depósitos, logran soportar laderas de casi 100 metros de altura que en ocasiones presentan pendientes subverticales a verticales<sup>66</sup>.

Los cañones presentan algunos valles profundos y escarpes de diferentes pendientes (75 a 90°), predominando las laderas casi verticales, las que pueden formar acantilados sobre los que se producen caídas de bloques o escombros, generando cicatrices de remociones (superficies cóncavas, las cuales tienden a juntar las aguas que provienen de un área grande y alta de la pendiente) y taludes al pie de estos frentes libres de la pendiente<sup>67</sup>. Hacia el oriente y occidente del valle, el relieve es resultado de la tectónica que ha formado escarpes que limitan el valle y que son las expresiones morfológicas del movimiento normal de las fallas de Mixco y Pinula.

La profundización fluvial de los cañones habilita las pendientes para las remociones en masa, mientras que las quebradas son ampliadas lateralmente por la acción de los procesos de meteorización y de las mismas remociones a lo cual hay que agregarle que las cabeceras de las corrientes retroceden, con lo que la meseta sobre la que se asienta la ciudad, es consumida en varias direcciones por erosión, permitiendo la pérdida de superficies planas, obligando a que la población se establezca sobre las pendientes de los cañones<sup>68</sup>.

### 3.3. Geología

El Graben de Guatemala, se originó durante el Terciario como resultado de la elevación relativa de los bordes oriental y occidental y el consiguiente hundimiento de la parte central, y está constituido por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias,

---

<sup>66</sup> HARP, E.L. *et al.* 1981.

<sup>67</sup> GUATEMALA. USAC, CESEM...

<sup>68</sup> FONDO ARGENTINO...

las que sobreyacen rocas intrusivas y metamórficas, así como algunas rocas sedimentarias<sup>69</sup>. Durante el Cuaternario, algunas erupciones intermitentes arrojaron pómez y ceniza, cubriendo la topografía preexistente con materiales que presentan una composición mineralógica bastante regular y una granulometría y clasificación variada. Esta actividad volcánica estuvo acompañada de períodos de meteorización y sedimentación, durante los cuales los materiales procedentes de los bordes se depositaron en la cuenca, dando origen a la formación de valles aluviales, terrazas, y por efecto de la erosión del agua y otros factores del medio externo, a la formación de cañones y taludes<sup>70</sup>.

### 3.3.1. Litología<sup>71</sup>

La columna litológica del valle de Guatemala, se presenta en la **Figura 3.3** y la descripción de cada una de las unidades, se describe a continuación.

#### **a. Rocas Paleozóicas**

Las rocas paleozóicas afloran en muy pocos puntos en la parte norte del valle de Guatemala, y están constituidas por rocas metamórficas e intrusivos. Las rocas metamórficas están muy tectonizadas y meteorizadas y afloran en pocos lugares del valle. Se pueden observar diversos tipos, pero las relaciones estratigráficas entre ellas no están claramente definidas.

En los alrededores de San Pedro Ayampuc se encuentran filitas, esquistos de mica con pequeñas segregaciones de cuarzo, intercalaciones de cuarcitas y capas calcáreas, además de gneisses en algunos lugares cercanos a los plutones graníticos. Estas rocas metamórficas están intruídas por rocas graníticas a dioríticas del Devónico Superior<sup>72</sup>.

#### **b. Rocas Cretácicas**

Las rocas Cretácicas más antiguas son dolomitas biomicríticas y calizas, las cuales presentan color gris oscuro con una estratificación muy gruesa e irregular y afloran al norte de la ciudad, constituyendo la llamada **Caliza Novella**. Estas

<sup>69</sup> GUATEMALA. USAC. CESEM...

<sup>70</sup> GUATEMALA. INSIVUMEH / IGN / ONU...

<sup>71</sup> La información litológica, fue tomada principalmente de: INSIVUMEH/IGN/ONU (1978).

<sup>72</sup> Idem.

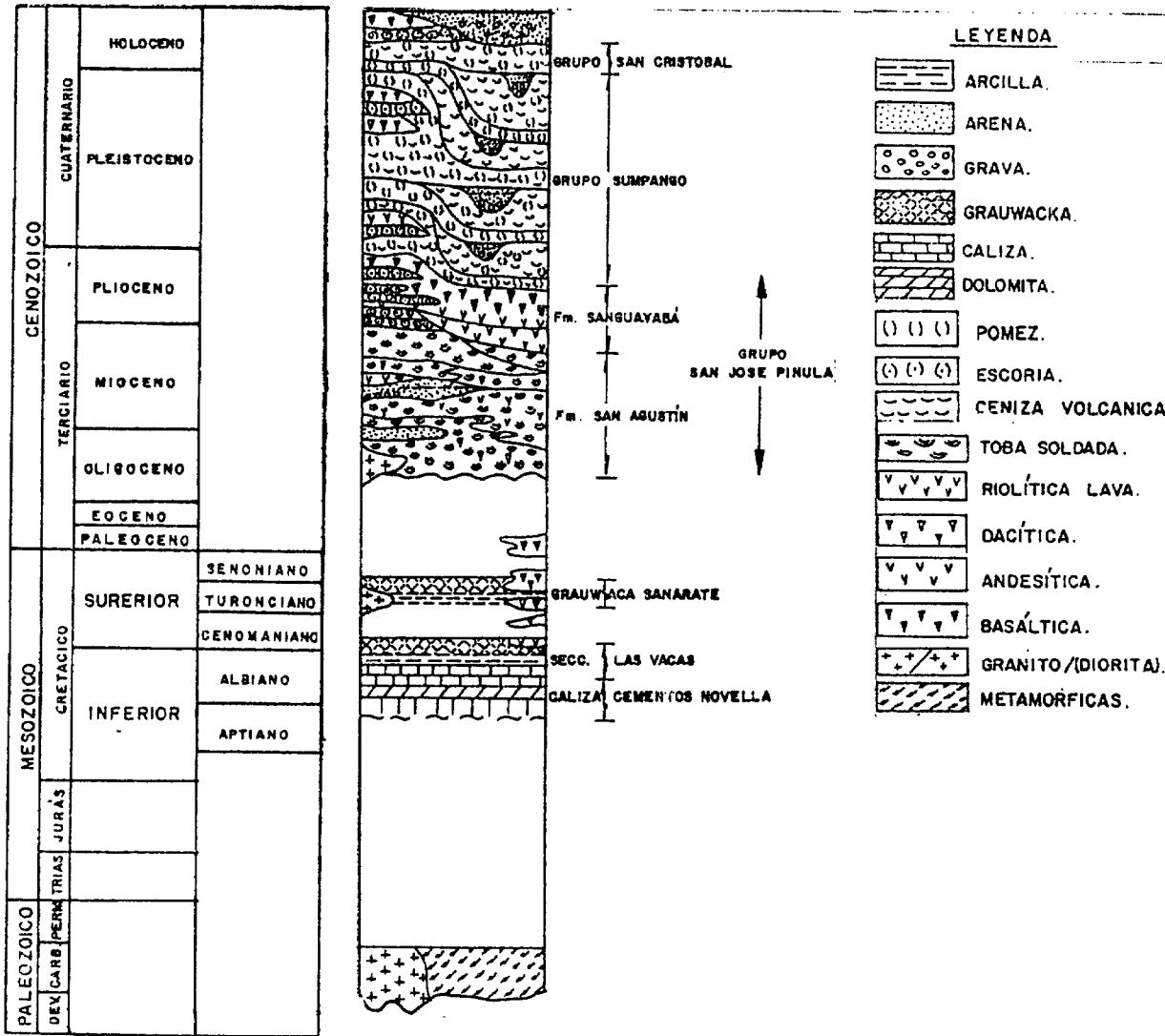


Figura 3.3. Columna estratigráfica simplificada del Valle de Guatemala (Adaptado de INSIVUMEH / IGN / ONU. 1978.)

rocas están muy fracturadas y su espesor se ha estimado mayor de 200 metros. Según lo presentado por el INSIVUMEH *et al* (1978), la datación de estas rocas fue realizada en base a análisis fosilíferos (sin que se definan cuales fueron los fósiles datados), ubicándolas en el Aptiano Superior y Albian Medio (Cretácico Inferior)<sup>73</sup>.

A estas rocas se intercalan estratos de calizas detríticas, arcillitas calcáreas y grauwacas conteniendo fragmentos detríticos de lavas basálticas (Secuencia Las Vacas) y que se encuentran intensamente plegadas y fracturadas. En el mismo

<sup>73</sup> Todos las dataciones de rocas que se presentan en el informe del INSIVUMEH *et al*, únicamente menciona los resultados, sin especificar por quien ni cuando fueron hechas.

informe del INSIVUMEH, se hace mención que en base al análisis fosilífero de las calizas, estas se ubican entre el Albiano Superior y Cenomaniano Inferior (transición entre el Cretácico Inferior a Superior), y refleja un ambiente marino profundo, en donde el volcanismo contemporáneo suministró el basalto de las grauwas.

Aparte de las rocas anteriores, se encuentran también rocas clásticas, volcánicas e intrusivas, probablemente Cretácicas, en el horst de San Pedro Ayampuc y al norte de la Secuencia Las Vacas, las cuales posiblemente son una continuación de las condiciones deposicionales y forman un contacto plegado y fracturado con la Secuencia Las Vacas.

Según el informe del INSIVUMEH *et al* (1978), la edad de estos sedimentos no ha podido ser establecida, pero (según dicho informe) posiblemente tienen la misma edad que las rocas de la Formación Sanarate (cuya localidad tipo se encuentra al NE de la capital) que han sido datadas en el Turoniano (Cretácico Superior) y que presentan condiciones deposicionales similares a las de la parte superior de la Secuencia de Las Vacas<sup>74</sup>. Al noreste del Río Las Vacas (cerca de San Pedro Ayampuc), se observan lavas muy finas predominantemente basálticas, de color rojizo, que están meteorizadas y fracturadas y que son contemporáneas con las grauwas y sedimentos asociados, y se han considerado como lavas Cretácicas<sup>75</sup>.

Según el informe del INSIVUMEH *et al* (1978), el límite norte del valle está formado por un intrusivo intensamente fracturado y meteorizado, similar al granito que corta rocas sedimentarias cretácicas en San Pedro Ayampuc y que ha sido datado con el método K/Ar, ubicándolo en el Cenomaniano-Turoniano (92 millones de años, en el Cretácico Superior)<sup>76</sup>.

### c. Rocas Terciarias

Las rocas del Terciario forman una gran acumulación de productos volcánicos de composición y formación muy variada y que afloran principalmente en los flancos oriental y occidental del Valle de Guatemala, y en menor cantidad al sur del mismo, formando las márgenes oriental y norte del Lago de Amatitlán y las bases de los volcanes de Pacaya y Agua. Estas rocas han sido afectadas considerablemente por la tectónica del Terciario y el Cuaternario, lo que ha dado lugar al intenso fracturamiento que se observa en ellas.

---

<sup>74</sup> Idem

<sup>75</sup> Según lo mencionado en INSIVUMEH *et al* (1978)

<sup>76</sup> Idem.

Los depósitos más antiguos afloran al oriente del Valle y forman una serie de tobas soldadas de composición riolítica, riódacítica o dacítica, a veces con pocos fragmentos líticos sin estratificación. Algunas tobas tienen aspectos texturales ignimbríticos, mostrando estructuras de flujo o soldadas y presentando colores claros, variando de blanco a verde o rosado-café.

Intercaladas entre las tobas, se encuentran algunas unidades de capas rojas constituidas por conglomerados y areniscas inmaduras de grano grueso, así como unidades de limonitas tobáceas. Estos sedimentos están bien clasificados y a veces presentan estratificación gradada. A pesar de que el espesor de las tobas es muy variable, se estima que pueden tener un espesor de 200 metros en el horst oriental que limita el valle.

Discordantemente sobre estas tobas, descansan tobas soldadas dacíticas y latíticas de color gris de poco espesor. Los afloramientos orientales de estas otras tobas, son bastante extensos y su espesor puede alcanzar hasta 200 metros, mientras que al occidente del valle, los depósitos de estas rocas no forman afloramientos tan extensos.

Todas las unidades tobáceas ya descritas, se encuentran meteorizadas, siendo parte de la **Formación San Agustín Las Minas** y sobreyaciéndolas parcialmente, existen flujos de lava de la **Formación Sanguayabá**<sup>77</sup>.

Los flujos más antiguos de la **Formación Sanguayabá**, son riolíticos, alcanzan espesores de casi 200 metros al oriente del valle, muestran estructuras de flujo y textura esferulítica y representan efusiones relacionadas a los grabens de Guatemala y de San José Pinula. Estas riolitas subyacen lavas de composición básica, que representan la unidad reciente de la misma **Formación** y que constituyen una serie de flujos andesíticos-basálticos de color gris oscuro que desarrollaron un fisuramiento columnar y que cubrieron parte de la topografía preexistente, con lo que localmente forman una cubierta inconforme sobre las tobas y lavas anteriores.

Entre los flujos de lava se intercalan lentes y estratos de vidrios volcánicos, lahares y sedimentos tobáceos derivados de los materiales provenientes de las tobas y lavas subyacentes. Localmente, el espesor de las riolitas y de las andesitas basálticas con sus intercalaciones, alcanza unos 200 metros de espesor.

---

<sup>77</sup> Esta Formación, junto con la Formación San Agustín Las Minas, forman el **Grupo San José Pinula**. Idem.



En los alrededores del Lago de Amatitlán y al sur de la población del mismo nombre, las acumulaciones de flujos lávicos andesíticos-latíticos, forman cortes que varían entre 150 y 350 metros de altura, fuertemente cortados por la acción fluvial y exhiben un fisuramiento columnar o paralelo bien desarrollado.

La edad de estas rocas aún no ha podido ser determinada con exactitud, pero en base a las dataciones propuestas por REYNOLDS (1980) para las rocas del Grupo San José Pinula, se han estimado edades aproximadas del Mioceno Medio a Superior (para la Formación San Agustín Las Minas) y Plioceno (para la Formación Sanguayabá).

#### **d. Rocas Cuaternarias**

Se caracterizan por depósitos piroclásticos depositados sobre el paleorelieve preexistente y que forman una cubierta muy extensa, gruesa y que se acumularon en grandes espesores principalmente en puntos topográficos bajos. Estos depósitos fueron producto de eventos explosivos de varios centros efusivos: Volcán de Pacaya, Volcanes Fuego/Acatenango, Volcán de Agua/Cerro Cucurucho y de las áreas del Lago de Atitlán y de la Laguna de Ayarza<sup>78</sup>. Además de los depósitos piroclásticos, fluyeron cuerpos lávicos que formaron grandes acumulaciones en las cercanías de los volcanes, los cuales presentan una constitución porosa, en donde las partículas y conjunto de partículas están interconectados o cementados por vidrio volcánico y sus derivados intemperizados<sup>79</sup>.

Estos depósitos constituyen 26 unidades de material transportado por aire y que presenta una buena clasificación, contiene clastos angulares de pómez y comúnmente de unos pocos centímetros a varios metros de espesor, cinco de las cuales cubren todo el valle; cuatro secuencias de flujos ardientes de ceniza pobremente clasificados que contienen fragmentos líticos y de pómez de tamaño de lapilli hasta tamaño de bombas en una matriz de ceniza fina a gruesa, pómez y fragmentos líticos y que varían desde 1 a 100 metros de espesor y cuatro unidades fluvioacustres, las cuales están intercaladas entre las anteriores unidades y compuestas de ceniza pumítica bien estratificada y pómez redondeada de tamaño de grava<sup>80</sup>.

Cerca del punto de emisión, los depósitos de caída tienen grandes espesores, el tamaño de los fragmentos es mayor y están poco clasificados; a mayor distancia, el espesor del depósito disminuye, su granulometría es más fina y la clasificación

---

<sup>78</sup> Idem.

<sup>79</sup> Idem.

<sup>80</sup> HARP...

es mejor. Debido a la ubicación de los centros efusivos, los espesores de estos depósitos disminuyen gradualmente hacia el norte y el este y la granulometría se vuelve más fina. Los espesores de estos depósitos, los que no varían con la altura topográfica, se encuentran con mayor frecuencia, mejor desarrollados sobre las partes altas de la topografía preexistente y presentan paleosuelos que sellan períodos de deposición.

La mayoría de estos depósitos está compuesta principalmente por bloques, bombas y lapilli y en menor cantidad de cenizas; la composición de los piroclastos es andesítica, dacítica o riolítica; el lapilli consiste en vidrio volcánico espumoso, frecuentemente vesicular, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo y algunos minerales máficos (biotita, anfíbol, piroxeno, olivino y magnetita), además, se han encontrado algunos fragmentos líticos de andesita y basalto y en algunos casos, de granito o granodiorita. La ceniza consiste de una mezcla de pómez, fragmentos de vidrio, cuarzo, plagioclasa y fragmentos líticos.

Los depósitos de flujo se acumularon en forma masiva sobre las partes bajas de la topografía preexistente, encontrándose depósitos de casi cien metros de espesor. Su graduación es muy variada y generalmente incluye fragmentos líticos de regular tamaño. En algunos casos, debido a las condiciones de presión y temperatura a las que han estado sujetos, se presentan en forma muy compacta.

Estos depósitos tienen características muy diferentes de distribución, de espesor y de granulometría que los depósitos de caída. Su distribución está controlada por el relieve topográfico al momento de la efusión: En los valles y depresiones se pueden acumular grandes volúmenes con espesores hasta de 100 metros, mientras que en terrenos elevados pueden no existir. Esta es la causa de que en el graben de Guatemala, que formaba una depresión topográfica al momento de la deposición de los flujos, se hayan acumulado volúmenes tan grandes y que por lo tanto, se haya formado la planicie del valle como efecto de esta actividad volcánica.

La composición litológica de los flujos es similar a la de los depósitos de caída, pero la pómez es más porosa, hay mayor presencia de fragmentos líticos y en ocasiones se encuentran fragmentos de madera carbonizada que ha permitido establecer la edad absoluta de ellos. Estas unidades presentan una mala clasificación y están compuestas principalmente por cenizas, la cual forma una matriz fina y en menos cantidad por bombas y bloques grandes de pómez.

Estos depósitos presentan una composición homogénea de pómez y fragmentos líticos (muy superior a la de las caídas de ceniza), presentan fragmentos líticos angulares y fragmentos de madera carbonizada (ausente en las caídas de ceniza). Generalmente, la parte superior de los depósitos de flujo ha sido retrabajada por acción fluvial y lacustre, por ejemplo, al norte del Lago de Amatitlán y al norte de Chinautla, estos sedimentos son lacustres o fluviales y más cerca a la divisoria continental de aguas, se encuentran únicamente los sedimentos fluviales. Contemporáneo a la depositación de los materiales piroclásticos, se realizó la efusión de derrames de lava de los volcanes Pacaya y Agua, los cuales se intercalaron entre las cenizas en los flancos de los conos volcánicos al sur y al oeste del Lago de Amatitlán.

Los sedimentos fluviales y lacustres que sobreyacen los depósitos de flujo y que aparecen muy esparcidos en el valle, se presentan en las partes bajas y altas de la topografía y en acumulaciones hasta de varios metros para los lacustres y como acumulaciones de valles antiguos de unos pocos metros de espesor para los sedimentos fluviales. Los depósitos lacustres consisten en extensas secuencias laminares de arcilla, limo y diatomitas (la presencia de las cuales permite establecer su edad absoluta), con espesores de hasta 20 metros, que en ocasiones se encuentran intercaladas con los depósitos fluviales o se presentan solos y tienen espesores de hasta 6 metros en un depósito de flujo<sup>81</sup>. Por otro lado, los depósitos fluviales presentan gravas y arenas estratificadas y clasificadas como pedazos redondeados de pómez, andesita y basalto, formando lentes elongados de espesores de hasta 25 metros.

Sobre casi todos los depósitos de caída se han formado paleosuelos, de los cuales no se encuentran evidencias sobre los depósitos de flujo ni en los sedimentos fluviales y lacustres. Los paleosuelos más antiguos son los que mejor se desarrollaron, presentando un contenido de arcilla que varía entre 20 y 40%, mientras que los paleosuelos recientes presentan menos contenido de arcillas (7 y 15%) y presentan fragmentos mayores. El espesor de los paleosuelos es reducido, variando entre 0.2 y 2 metros y generalmente debido a procesos erosivos, los paleosuelos se encuentran interrumpidos lo que permite que su presencia sea muy localizada.

Los depósitos volcánicos cuaternarios que cubren el valle de Guatemala, se subdividen en dos grupos: **Grupo Sumpango** y **Grupo San Cristóbal** (que sobreyace al anterior). Las cenizas volcánicas más antiguas del Grupo Sumpango, se

---

<sup>81</sup> GUATEMALA. INSIVUMEH / IGN / ONU...

generaron durante la fase final de la formación del Volcán de Pacaya, mientras que erupciones posteriores produjeron grandes cantidades de piroclastos y depósitos de flujo de los Grupos Sumpango y San Cristóbal.

La edad de los depósitos de los Grupos Sumpango y San Cristóbal no es muy bien conocida, pero datos radiométricos en la base del Grupo Sumpango, establecen edades de  $1.27 \pm 0.57$  millones de años (Pleistoceno Inferior a Medio)<sup>82</sup>, mientras que ROSE *et al.*, (1979), menciona que aunque la edad del Grupo San Cristóbal es incierta, la edad de la unidad de caída que constituye el límite entre ambos grupos, se ubica a finales del Pleistoceno e inicio del Holoceno (aproximadamente hace 62,000 años). Un análisis de polen en sedimentos del depósito de caída más reciente, determina que dicho depósito tendría una edad mayor de 3,000 años<sup>83</sup>.

Los aluviones se concentran al sur del valle, en donde la presencia de superficies planas permite que arenas, gravas y limos se acumulen en estratos bien clasificados. El material se deriva de las rocas piroclásticas y de lavas; el espesor de estos aluviones no es bien conocido, pues la información con que se cuenta ha dado, según la metodología empleada, valores que varían entre 80 y 310 metros, aproximadamente<sup>84</sup>.

### 3.3.2. Geología Estructural

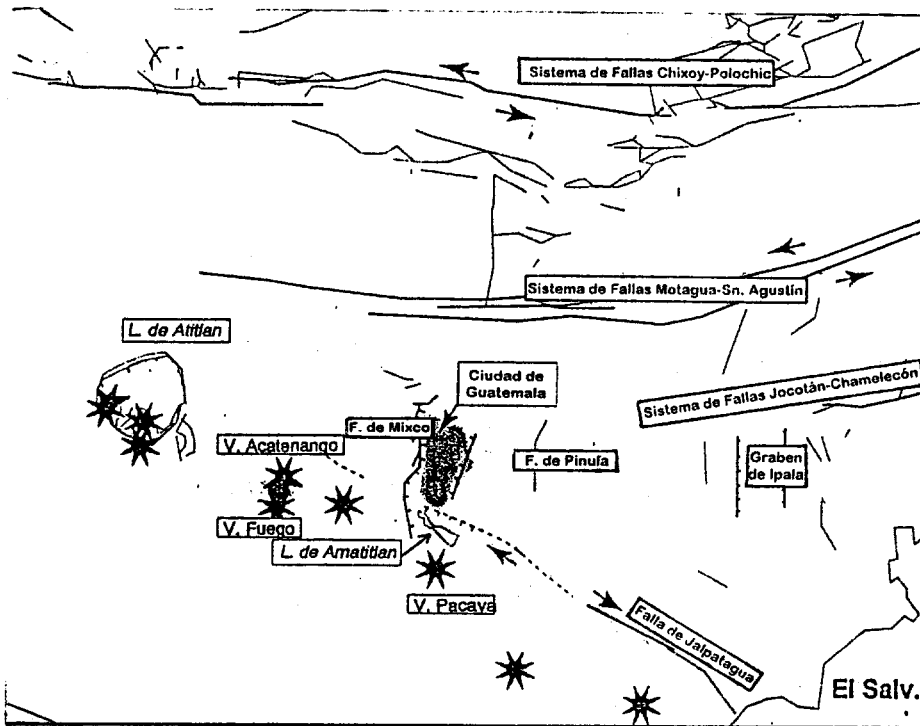
El marco tectónico del país se caracteriza por la intersección de tres placas tectónicas, cuyo movimiento relativo, constituye el motor de los procesos geodinámicos (externos e internos) que repercuten en superficie<sup>85</sup>. Al sur del país, la placa de Cocos se subduce bajo la del Caribe, generando la llamada "zona de subducción" en la llamada fosa Mesoamericana, en donde se genera el volcanismo y la sismicidad de la parte sur del país. Por otro lado, la interacción entre la placa del Caribe y la Norteamericana, consiste en el desplazamiento transcurrente sinistral, lo cual está evidenciado por el gran sistema de fallas de Polochic-Motagua y la sismicidad característicos de esta zona.

<sup>82</sup> Según lo mencionado en el documento del INSIVUMEH *et al.* (1978)

<sup>83</sup> *Idem.*

<sup>84</sup> *Idem.*

<sup>85</sup> ESCRIBÁ, J. *et al.* 1996.



**Figura 3.4.**  
Principales rasgos geotectónicos en la parte central de Guatemala (VILLAGRAN, J.C. 1995)

Conjuntamente con el sistema de fallas Motagua-San Agustín, se desarrollaron otros sistemas de gran importancia a nivel regional, tal es el caso de los sistemas de fallas Chixoy-Polochic, Jocotán-Chamelecón y la falla de Jalpatagua<sup>86</sup> (Figura 3.4). Todo este conjunto, forma un arco este-oeste convexo hacia el sur, que se extiende desde Chiapas hasta el Mar Caribe.

La interacción de las tres placas tectónicas ha generado esfuerzos tensionales en la placa del Caribe<sup>87</sup>, provocando sistemas de fallas normales de orientación norte-sur aproximadamente, y que han desarrollado estructuras escalonadas del tipo graben-horst, entre los que está el valle de Guatemala, limitado al este y oeste por los Sistemas de Fallas de Pinula y Mixco<sup>88</sup>.

El Valle de Guatemala se formó por el hundimiento de un bloque, relacionado con los sistemas de fallas que presentan un comportamiento oblicuo respecto a los mayores sistemas de fallas del país<sup>89</sup> (sistemas de fallas Chixoy-Motagua-Polochic y Jocotán). El bloque hundido consiste de numerosos bloques limitados por pequeñas fallas, algunas de ellas cubiertas por grandes depósitos pumíticos, mientras que otras pueden reconocerse por su expresión morfológica<sup>90</sup> (Figura 3.5). La

<sup>86</sup> GUATEMALA. USAC, CESEM...

<sup>87</sup> Según PLAFKER, G. (1978), los esfuerzos más importantes se producen en el sector occidental de la Placa del Caribe, entre el sistema de falla del Motagua y el arco volcánico.

<sup>88</sup> GUATEMALA. USAC, CESEM...

<sup>89</sup> GUATEMALA. MUNICIPALIDAD. 1995. Guatemala y el Contexto Nacional.

<sup>90</sup> BOHINENBERGER, O. 1996.

presencia de estos rasgos morfológicos en las unidades pumíticas y ceniza recientes, indica la presencia de un fallamiento activo en los últimos 90,000 años<sup>91</sup>.

El límite occidental del Graben de Guatemala está formado por la zona de Falla de Mixco, la cual tiene un movimiento normal generalizado<sup>92</sup>, hundiéndose al este y un rumbo variable (desde N30E al NW hasta N25W al sur) (Figura 3.5) y comprende una zona de 4 a 6 kilómetros de ancho en donde el espaciamiento entre fallas es de casi 200 metros, mientras que al sur, se presenta una sola falla con un escarpe de más de 500 metros de altura, la cual está menos afectada por la erosión fluvial, lo cual podría indicar un movimiento más reciente al sur<sup>93</sup>.

El límite oriental del graben está constituido por la Zona de Fallas de Pinula, la cual presenta un escarpe de 500 metros al SE de la ciudad y que disminuye progresivamente hacia el norte, hasta desaparecer al este de la capital. Al SE de la capital, el escarpe está formado por cinco fallas paralelas de rumbo norte, con distancias de 0.5 a 1 kilómetro entre ellas, todas con movimiento normal al oeste; estas fallas continúan hacia el sur con rumbo N35E, en dirección del Volcán Pacaya y forman los flancos orientales del Lago de Amatitlán<sup>94</sup>.

### 3.4. Neotectónica

Entre las fuentes sísmicas que han afectado y podrían afectar en el futuro al valle de Guatemala, están: Los sistemas de fallas de Motagua, de Polochic, de Jocotán, de Mixco, de Pinula, de Jalpatagua, del Graben de Ipala; el complejo volcano-tectónico Amatitlán-Pacaya; la faja volcánica occidental; la zona de subducción o zona de Benioff, la cual se divide en dos, una somera (profundidad menor a 70 kms.) y una profunda (profundidad mayor a 70 kms.)<sup>95</sup>.

En la Zona de Subducción, los sismos pueden alcanzar magnitudes  $> 7$  grados, con períodos de retorno estimados del orden de 30-50 años; la Cadena Volcánica se extiende paralela a la Zona de Subducción y se considera como zona

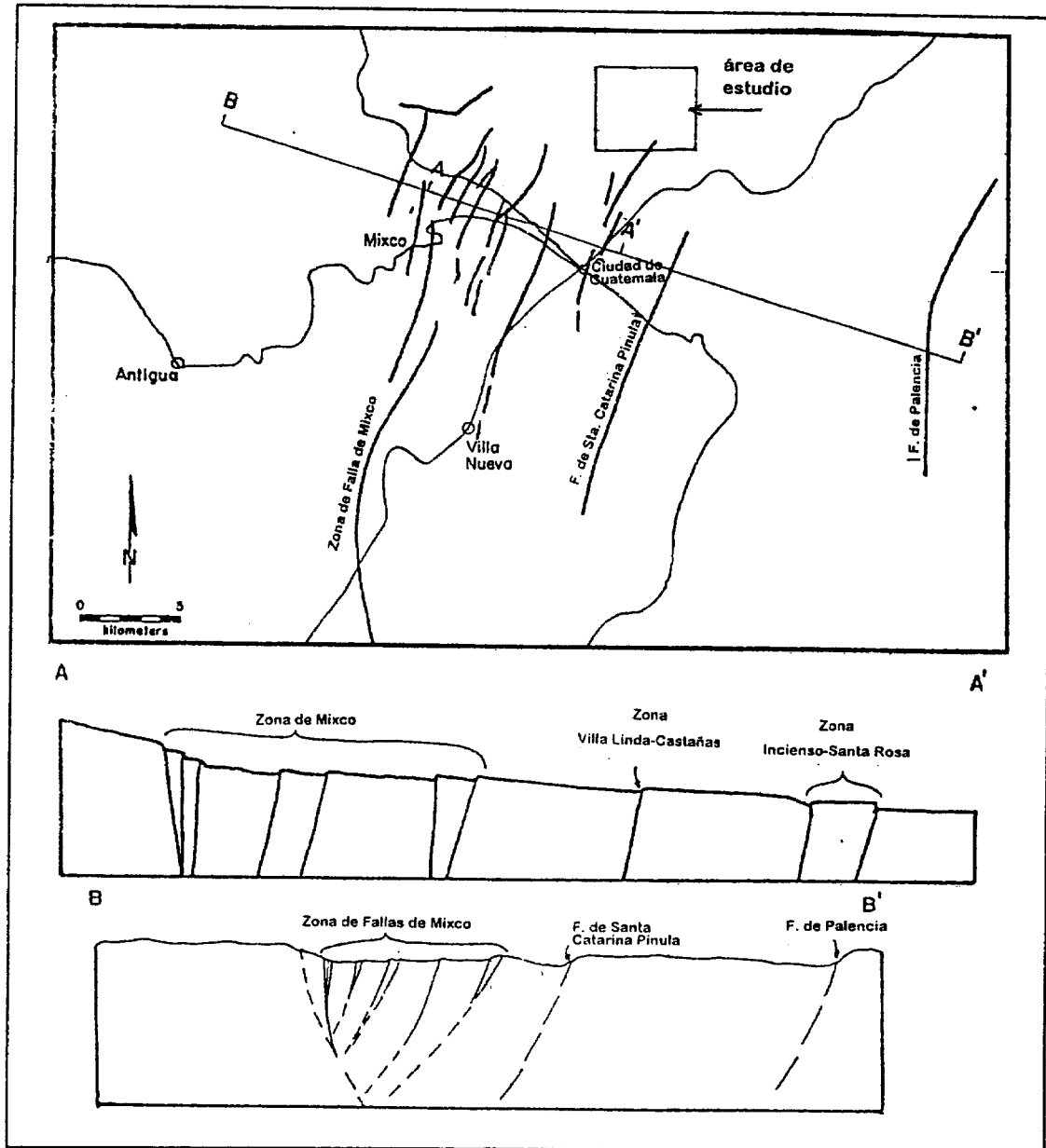
<sup>91</sup> BONIS, S. 1978.

<sup>92</sup> A pesar de esto, para el Terremoto de 1976, los segmentos de falla que se activaron en la zona de Mixco, tuvieron longitudes entre 0.1 y 3.5 kilómetros y tuvieron desplazamientos normales de no más de 14 centímetros y de rumbo dextral de menos de 6 centímetros.

<sup>93</sup> GUATEMALA. INSIVUMEH / IGN / ONU...

<sup>94</sup> Idem.

<sup>95</sup> Idem.



**Figura 3.5.** Esquema de las principales fallas geológicas en la zona metropolitana de Guatemala y sus secciones transversales: A-A', sección mostrando la zona de falla de Mixco que se activó para el Terremoto de 1976; B-B', Sección regional de las Fallas Secundarias que afectan el Valle de Guatemala (Adaptado de PLAFKER, 1978).

importante, no tanto como fuente de terremotos de elevada magnitud, sino por ser una zona de fallamiento secundario de importancia, en donde los movimientos principales se dan en un radio de 20 kms. respecto del epicentro.

La zona de falla Polochic-Motagua, es el elemento tectónico de la Placa Caribe que tiene influencia directa en la sismicidad del territorio nacional<sup>96</sup>. Estos sistemas de fallas de transcurrancia, consisten en fallas de movimiento lateral

<sup>96</sup> BOHNENBERGER, O. *et al.* 1996.