

TOMO I
METODOLOGÍA DE MODELACIÓN PROBABILISTA DE
RIESGOS NATURALES

INFORME TÉCNICO ERN-CAPRA-T1-2
DESCRIPCIÓN GENERAL DE AMENAZAS
NATURALES



CEPRENAC



Inter-American Development Bank



opportunities for all



Consortio Evaluación de Riesgos Naturales
- América Latina -
Consultores en Riesgos y Desastres

Consortio conformado por:

Colombia

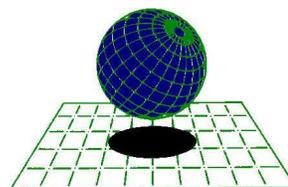
Carrera 19A # 84-14 Of 504
Edificio Torrenova
Tel. 57-1-691-6113
Fax 57-1-691-6102
Bogotá, D.C.



INGENIERIA TECNICA Y CIENTIFICA LTDA

España

Centro Internacional de Métodos Numéricos
en Ingeniería - CIMNE
Campus Nord UPC
Tel. 34-93-401-64-96
Fax 34-93-401-10-48
Barcelona



C I M N E

México

Vito Alessio Robles No. 179
Col. Hacienda de Guadalupe Chimalistac
C.P.01050 Delegación Álvaro Obregón
Tel. 55-5-616-8161
Fax 55-5-616-8162
México, D.F.



ERN Ingenieros Consultores, S. C.

ERN Evaluación de Riesgos Naturales - América Latina
www.ern-la.com

Dirección y Coordinación de Grupos de Trabajo Técnico – Consorcio ERN América Latina

Omar Darío Cardona A.
Dirección General del Proyecto

Luis Eduardo Yamín L.
Dirección Técnica ERN (COL)

Gabriel Andrés Bernal G.
Coordinación General ERN (COL)

Mario Gustavo Ordaz S.
Dirección Técnica ERN (MEX)

Eduardo Reinoso A.
Coordinación General ERN (MEX)

Alex Horia Barbat B.
Dirección Técnica CIMNE (ESP)

Martha Liliana Carreño T.
Coordinación General CIMNE (ESP)

Especialistas y Asesores – Grupos de Trabajo

Miguel Genaro Mora C.
Especialista ERN (COL)

César Augusto Velásquez V.
Especialista ERN (COL)

Karina Santamaría D.
Especialista ERN (COL)

Mauricio Cardona O.
Asistente Técnico ERN (COL)

Andrés Mauricio Torres C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Diana Marcela González C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Yinsury Sodel Peña V.
Asistente Técnico ERN (COL)

Andrei Garzón B.
Asistente Técnico ERN (COL)

Carlos Eduardo Avelar F.
Especialista ERN (MEX)

Benjamín Huerta G.
Especialista ERN (MEX)

Mauro Pompeyo Niño L.
Especialista ERN (MEX)

Isaías Martínez A.
Asistente Técnico ERN (MEX)

Edgar Osuna H.
Asistente Técnico ERN (MEX)

José Juan Hernández G.
Asistente Técnico ERN (MEX)

Marco Torres
Asesor Asociado (MEX)

Johner Venicio Correa C.
Asistente Técnico ERN (COL)

Mabel Cristina Marulanda F.
Especialista CIMNE(ESP)

Jairo Andrés Valcárcel T.
Especialista CIMNE(ESP)

Juan Pablo Londoño L.
Especialista CIMNE(ESP)

René Salgueiro
Especialista CIMNE(ESP)

Nieves Lantada
Especialista CIMNE(ESP)

Álvaro Martín Moreno R.
Asesor Asociado (COL)

Mario Díaz-Granados O.
Asesor Asociado (COL)

Liliana Narvaez M.
Asesor Asociado (COL)

Asesores Nacionales

Osmar E. Velasco
Guatemala

Sandra Zúñiga
Nicaragua

Alonso Brenes
Costa Rica

Banco Mundial – Gestión de Riesgo de Desastres / Región Latinoamérica y el Caribe

Francis Ghesquiere
Coordinador Regional

Oscar A. Ishizawa
Especialista

Joaquín Toro
Especialista

Fernando Ramírez C.
Especialista

Edward C. Anderson
Especialista

Stuart Gill
Especialista

Banco Interamericano de Desarrollo – Medio Ambiente / Desarrollo Rural / Desastres Naturales

Flavio Bazán
Especialista Sectorial

Cassandra T. Rogers
Especialista Sectorial

Hori Tsuneki
Consultor Interno

Tabla de contenido

1	Amenaza sísmica.....	1-1
1.1	Definición.....	1-1
1.2	Tectónica y sismicidad.....	1-1
1.2.1	Deriva continental y tectónica de placas	1-1
1.3	Fallas geológicas	1-3
1.4	Parámetros de movimiento fuerte.....	1-5
1.5	Principales efectos.....	1-6
1.5.1	Movimiento del terreno	1-6
1.5.2	Daño estructural.....	1-6
1.5.3	Licuefacción.....	1-7
1.5.4	Deslizamientos	1-8
1.5.5	Tsunami.....	1-9
2	Amenaza por tsunami.....	2-1
2.1	Definición.....	2-1
2.2	Eventos históricos importantes.....	2-1
2.3	Parámetros de intensidad de los tsunamis	2-3
2.4	Tsunami tectónicos.....	2-4
2.5	Sistemas de alerta temprana.....	2-5
2.6	Principales efectos.....	2-5
2.6.1	Inundación.....	2-6
2.6.2	Daño estructural.....	2-6
3	Amenaza por huracán	3-1
3.1	Aspectos físicos.....	3-1
3.2	Formación y decadencia	3-2
3.2.1	Etapa formativa.....	3-3
3.2.2	Etapa de inmadurez.....	3-3
3.2.3	Etapa estable	3-4
3.2.4	Etapa de decadencia	3-4
3.2.5	Clasificación de los ciclones tropicales	3-5
3.2.6	Clasificación de los huracanes.....	3-5
3.2.7	Partes del huracán.....	3-6
3.3	Efectos de los ciclones tropicales.....	3-6
4	Amenaza por lluvias intensas e inundación	4-1
4.1	Definición de lluvias.....	4-1
4.1.1	Condensación.....	4-1

4.1.2	Coalescencia.....	4-2
4.1.3	Cristales de hielo.....	4-2
4.1.4	Convección.....	4-3
4.2	Tipos de lluvia.....	4-3
4.2.1	Lluvias convectivas o por corrientes ascendentes de aire más cálido.....	4-4
4.2.2	Lluvias orográficas o de relieve.....	4-4
4.2.3	Lluvias frontales o ciclónicas.....	4-4
4.3	Avenidas torrenciales, transito de crecientes y avalanchas.....	4-4
4.3.1	Avenidas torrenciales.....	4-6
4.3.2	Aludes torrenciales.....	4-7
4.4	Definición de inundaciones.....	4-9
4.5	Tipos de inundación.....	4-11
4.5.1	Inundaciones pluviales y fluviales.....	4-11
4.5.2	Inundaciones costeras.....	4-11
4.5.3	Inundaciones lacustres.....	4-11
4.5.4	Inundaciones repentinas o súbitas.....	4-12
4.5.5	Inundaciones lentas (pasivas).....	4-12
4.6	Causas principales de las inundaciones.....	4-12
4.7	Efectos principales de las inundaciones.....	4-13
4.7.1	Desbordamiento de ríos.....	4-13
4.7.2	Represamiento en puentes y vías de comunicación.....	4-14
4.7.3	Fallas en puentes.....	4-15
4.7.4	Deslizamientos y depósito de sedimentos.....	4-16
4.7.5	Daños directos a los edificios.....	4-16
4.7.6	Daños agrícolas.....	4-17
5	Amenaza por deslizamientos.....	5-1
5.1	Definición.....	5-1
5.2	Factores que definen la ocurrencia del fenómeno.....	5-1
5.3	Tipos de movimientos de tierra.....	5-3
5.4	Clasificación según la velocidad del movimiento.....	5-5
5.5	Efectos de los deslizamientos.....	5-6
6	Amenaza volcánica.....	6-1
6.1	Tipos de volcanes.....	6-2
6.1.1	Estratovolcanes.....	6-2
6.1.2	Volcanes en escudo o domos.....	6-3
6.1.3	Calderas.....	6-4
6.1.4	Fisuras eruptivas.....	6-4
6.1.5	Conos piroclásticos.....	6-5
6.1.6	Conos de lava.....	6-6
6.2	Partes principales de los volcanes.....	6-6

6.2.1	Cámara magmática.....	6-6
6.2.2	Chimenea.....	6-7
6.2.3	Cráter	6-7
6.2.4	Cono volcánico.....	6-7
6.3	Procesos eruptivos.....	6-7
6.3.1	Caída de cenizas (“Thepra”).....	6-8
6.3.2	Flujos piroclásticos.....	6-9
6.3.3	Flujos de lava	6-9
6.3.4	Proyecciones balísticas	6-10
6.3.5	Lahares o flujos de lodo.....	6-10
7	Referencias.....	7-1

Índice de figuras

FIGURA 1-1 LÍMITES DE PLACAS TECTÓNICAS	1-2
FIGURA 1-2 CICLO DE GENERACIÓN Y SUBDUCCIÓN DE LA CORTEZA TERRESTRE.....	1-3
FIGURA 1-3 DISTRIBUCIÓN DE EPICENTROS DE SISMOS A NIVEL MUNDIAL.....	1-3
FIGURA 1-4 EJEMPLOS DE DAÑOS ESTRUCTURALES PRODUCIDOS POR SISMOS.	1-7
FIGURA 1-5 EJEMPLOS DE EFECTOS DE LA LICUEFACCIÓN	1-8
FIGURA 1-6 DESLIZAMIENTO DETONADO POR SISMO EN SANTA TECLA. SISMO DE EL SALVADOR, 13 DE FEBRERO DE 2001.....	1-8
FIGURA 2-1 DEVASTADOR EFECTO DEL TSUNAMI DE INDONESIA, DICIEMBRE DE 2004.	2-3
FIGURA 2-2 INUNDACIÓN GENERADA POR TSUNAMI. ONOGAWA, JAPÓN. TSUNAMI DE CHILE DE 1960.	2-6
FIGURA 2-3 EJEMPLOS DE AFECTACIÓN GENERADA POR EL TSUNAMI DE CHILE DE 1960.	2-7
FIGURA 3-1 INTENSIDAD DE LA RADIACIÓN SOLAR.....	3-1
FIGURA 3-2 CENTRO DE BAJA (B) Y ALTA PRESIÓN (A)	3-2
FIGURA 4-1 INUNDACIONES EN TULANCINGO, HIDALGO (MÉXICO).....	4-5
FIGURA 4-2 INUNDACIONES EN GUATEMALA (ARRIBA) Y EL SALVADOR (ABAJO).....	4-5
FIGURA 4-3 AVENIDA TORRENCIAL.....	4-7
FIGURA 4-4 FOTO DE UN ALUD DE ROCAS.	4-8
FIGURA 4-5 ALUD DE LODOS (RÍO BELHAM, MONTSERRAT).	4-9
FIGURA 4-6 LAS CAUSAS, EFECTOS E IMPACTOS DE INUNDACIONES.....	4-10
FIGURA 4-7 CAUCE EN CONDICIONES NORMALES AL CRUZAR UN PUENTE	4-14
FIGURA 4-8 EFECTO DE REPRESAMIENTO CUANDO EL CAUCE PRESENTA UN CAUDAL EXTRAORDINARIO.....	4-14
FIGURA 4-9 CAUCE EN CONDICIONES NORMALES AL CRUZAR SOBRE UNA PILA DEL PUENTE.....	4-15
FIGURA 4-10 CAUCE EN CONDICIONES EXTRAORDINARIAS AL CRUZAR SOBRE UNA PILA DEL PUENTE, PROVOCANDO LA SOCAVACIÓN Y SU POSIBLE FALLA	4-15
FIGURA 5-1 PRINCIPALES TIPOS DE DESLIZAMIENTO.....	5-4
FIGURA 5-2 TAPONAMIENTO DE INFRAESTRUCTURA VIAL COMO CONSECUENCIA DE DESLIZAMIENTOS.	5-6
FIGURA 5-3 DAÑO EN LA CARRETERA DEL PASO CANOAS, COSTA RICA, DEBIDO A DESLIZAMIENTO.	5-7
FIGURA 5-4 DESLIZAMIENTO DE LAS COLINAS, GRANDES MOVIMIENTOS DE TIERRA, EL SALVADOR 2003.....	5-7
FIGURA 5-5 DESLIZAMIENTO EN LAS COLINAS PRODUJO LA MUERTE A CERCA DE 600 PERSONAS, DESTRUYÓ 6 MANZANAS, Y UN BARRIO UBICADO AL PIE DEL CERRO. EL SALVADOR.....	5-8
FIGURA 5-6 DESLIZAMIENTO CAUSADO POR EL SISMO DE FEBRERO DE 1976 EN GUATEMALA.....	5-8
FIGURA 5-7 DESLIZAMIENTO EN EL VOLCÁN LA CASITA EN NICARAGUA. EROSIÓN INTENSA.	5-9
FIGURA 6-1 ERUPCIÓN EN VOLCÁN ARENAL, COSTA RICA.....	6-2
FIGURA 6-2 ESTRATOVOLCÁN ARENAL, COSTA RICA.	6-3
FIGURA 6-3 VOLCANES EN ESCUDO O DOMO EN LAS ISLAS DE HAWAI. (EM) EAST MAUI, (K) KOHALA, (MK) MAUNA KEA, (ML) MAUNA LOA, (H) HUALALAI.....	6-3
FIGURA 6-4 CALDERA DEL VOLCÁN LAS SIERRAS A LA DERECHA LA CIUDAD DE MASAYA, NICARAGUA.	6-4
FIGURA 6-5 FISURA ERUPTIVA EN EL VOLCÁN KUCHINOERABU, JAPÓN.....	6-5
FIGURA 6-6 CONO PIROCLÁSTICO CERRO NEGRO, NICARAGUA.	6-5
FIGURA 6-7 CONO DE LAVA EN EL CEBORUCO, MÉXICO.	6-6
FIGURA 6-8 ALGUNOS PROCESOS QUE PUEDEN OCURRIR DURANTE UN EVENTO ERUPTIVO.....	6-8
FIGURA 6-9 FOTOGRAFÍA DE LLUVIAS DE CENIZA Y COLUMNA DE HUMO.....	6-8
FIGURA 6-10 FOTOGRAFÍAS DE ALGUNOS FLUJOS PIROCLÁSTICOS.....	6-9
FIGURA 6-11 FOTOGRAFÍAS DE FLUJOS DE LAVA.....	6-10
FIGURA 6-12 PROYECCIONES BALÍSTICAS EN ALGUNOS VOLCANES DE CENTRO AMÉRICA.....	6-10
FIGURA 6-13 FOTOGRAFÍAS DE ALGUNOS EFECTOS POR LA OCURRENCIA DE LAHARES.....	6-11

Índice de tablas

TABLA 1-1 CAPACIDAD DE LOS PARÁMETROS DE MOVIMIENTO FUERTE PARA REPRESENTAR LAS CARACTERÍSTICAS DEL MOVIMIENTO.....	1-5
TABLA 2-1 ESCALAS DE INTENSIDAD Y MAGNITUD DE TSUNAMI.....	2-4
TABLA 3-1 CLASIFICACIÓN DE LOS CICLONES TROPICALES.....	3-5
TABLA 3-2 ESCALA DE HURACANES SAFFIR-SIMPSON	3-5
TABLA 4-1 CLASIFICACIÓN DE LAS INTENSIDADES DE LA LLUVIA.....	4-3
TABLA 5-1 CLASIFICACIÓN DE TIPOS DE MOVIMIENTOS DE TIERRA.....	5-3
TABLA 5-2 CLASIFICACIÓN DE DESLIZAMIENTOS SEGÚN SU VELOCIDAD.....	5-5

1 Amenaza sísmica

1.1 Definición

Los sismos se definen como un proceso paulatino, progresivo y constante de liberación súbita de energía mecánica debido a los cambios en el estado de esfuerzos, de las deformaciones y de los desplazamientos resultantes, regidos además por la resistencia de los materiales rocosos de la corteza terrestre, bien sea en zonas de interacción de placas tectónicas, como dentro de ellas. Su efecto inmediato es la transmisión de esa energía mecánica liberada mediante vibración del terreno aledaño al foco y de su difusión posterior mediante ondas de diversos tipos, a través de la corteza y a veces del manto y el núcleo terrestre.

El movimiento sísmico genera ondas de diversa índole en el terreno, principalmente de dos tipos: compresión y cortante. Las ondas de cortante inducen sollicitaciones importantes en las estructuras, y son las responsables de las tragedias históricas generadas por sismos de elevada magnitud. El avance de las ondas sísmicas por la corteza terrestre implica una disipación de energía, lo que se traduce en una atenuación progresiva de la intensidad, en función de la distancia al epicentro.

La mayoría de los sismos se genera dentro y en los alrededores de la interacción de las placas tectónicas. Dicha interacción se produce a velocidades de desplazamiento lentas. Por ejemplo, en la región Centroamericana, la placa de Cocos se subduce bajo la placa del Caribe a una velocidad de entre 5 y 8 cm/año. La sismicidad es recurrente (episódica) y los sismos de magnitudes bajas y medianas (e.g $M_w \leq 6$) tienen una probabilidad mayor de producirse ($T_r=50$ años o menos), mientras que el periodo de recurrencia de los sismos de magnitudes superiores (e.g $M_w \geq 6$) pueden superar los 50 años en cada una de sus fuentes sismogénicas (así sea inter-placa o intra-placa). La variabilidad de la recurrencia, según las magnitudes, implica la necesidad de modelar la sismicidad de manera probabilística.

La amenaza sísmica de una región determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales pueden ser difíciles de cuantificar en la actualidad. Sin embargo, se han desarrollado modelos simplificados que permiten estimar las variables fundamentales involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual permite dar un tratamiento científico al problema.

1.2 Tectónica y sismicidad

1.2.1 *Deriva continental y tectónica de placas*

La teoría de la deriva continental, fue planteada por primera vez en la década de 1910, pero no se le prestó atención sino hasta la década de 1960. Desde entonces, esta teoría se ha desarrollado e implantado mediante la utilización de datos geofísicos, sismológicos y geotectónicos. La teoría moderna de la tectónica de placas plantea que la corteza terrestre

se encuentra dividida en 15 placas tectónicas, las cuales interactúan entre sí debido al desplazamiento de material magmático hacia la superficie, impulsado por el gradiente térmico terrestre. Las zonas de interacción están definidas por los límites de placas, aceptados internacionalmente como se muestra en la Figura 1-1.

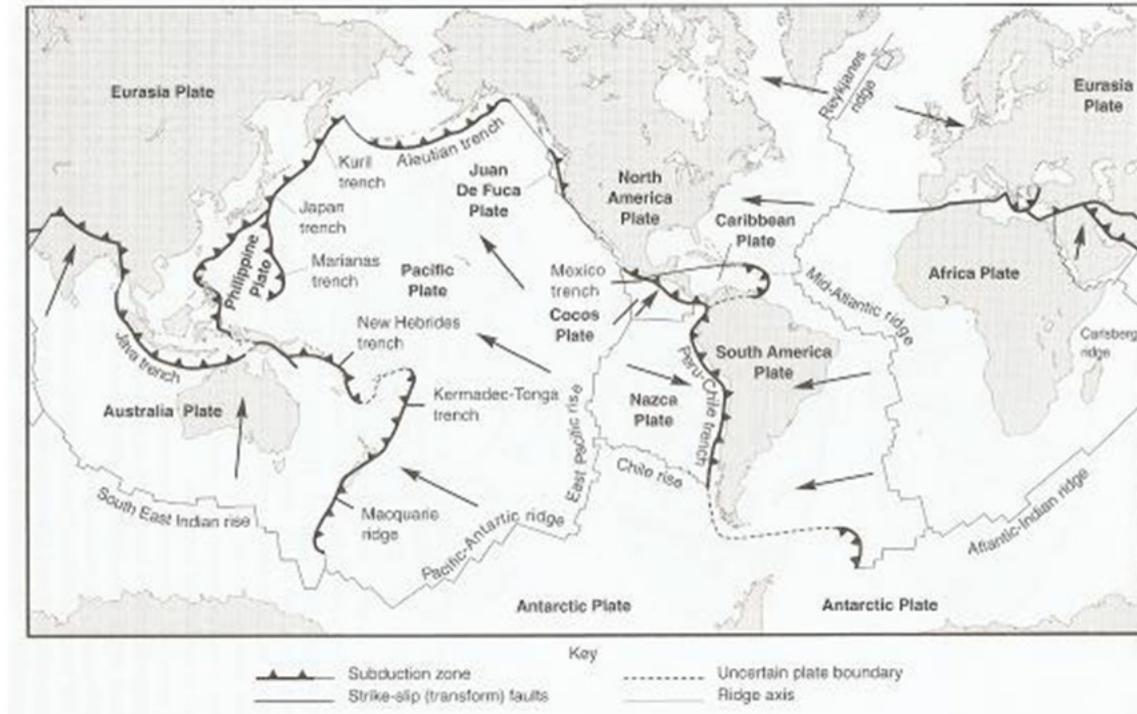


Figura 1-1

Límites de placas tectónicas

(Fuente: Kramer S., *Geotechnical Earthquake Engineering*, Ed. Prentice Hall., 1996)

Los límites de las placas tectónicas son de dos tipos: dorsales (*ridge*) y fosas (*trench*). Las *dorsales* son en las que se produce la liberación del magma desde el manto terrestre, generando de esta manera nuevo material cortical que se adiciona a la placa, debido a la solidificación de la materia expulsada. Las *fosas* corresponden con la interacción entre placas tectónicas, que son principalmente zonas de subducción o zonas de deslizamiento horizontal. En la Figura 1-2 se muestra una interacción típica de zona de subducción, como la que se presenta en la costa pacífica de Centroamérica, donde la placa Cocos se subduce bajo la placa Caribe, generando un esquema neotectónico complejo con elevada tasa de actividad sísmica y volcánica.

forman por fractura de las rocas superficiales de la corteza, cuando las fuerzas tectónicas superan la resistencia de las mismas. La zona de ruptura se caracteriza por presentar un volumen de material triturado, el cual se posiciona alrededor de un plano más o menos bien definido, o *plano de falla*. El desplazamiento de las masas de tierra es siempre tangencial a éste plano. Las fallas presentan generalmente una tasa de movimiento episódica que genera deformaciones en la corteza. Las fallas pueden variar en longitud desde cientos de metros, hasta cientos de kilómetros, y extenderse desde la superficie hasta decenas de kilómetros en profundidad.

1.4 Mecanismos de generación de terremotos

El mecanismo de generación de terremotos, o *mecanismo focal*, se define a partir de las características del movimiento relativo entre bloques contiguos de la corteza terrestre, el cual es determinante de las magnitudes máximas que pueden esperarse, y consecuentemente de la extensión del rompimiento.

El movimiento de bloques de la corteza, bien sea de placas tectónicas como tal (por ejemplo zonas de subducción), o de porciones de una misma placa (fallas intraplaca), tiene características particulares que indican el tipo de terremotos que se pueden generar. Los movimientos entre bloques se pueden clasificar como de tipo *divergente*, *convergente* o *transcurrente*. Los mecanismos focales con movimiento divergente, representan bloques que se separan relativamente entre sí, causando en su movimiento una depresión o disminución en la altitud de uno de los bloques. La interacción con movimiento convergente implica el levantamiento o cabalgamiento de uno de los bloques sobre el otro. Por otra parte, el movimiento transcurrente implica el desplazamiento lateral de los bloques, sin un cambio significativo en su altitud. El mecanismo focal se representa gráficamente mediante diagramas estereográficos en los cuales se plasma el estado de esfuerzos tectónicos en la zona de ruptura. Estos diagramas dan una idea clara de la manera como se generó la ruptura en el foco sísmico, y permiten hacer inferencias sobre las características del movimiento en la zona de falla. La Figura 1-4 presenta mecanismos focales de movimiento divergente, convergente y transcurrente.

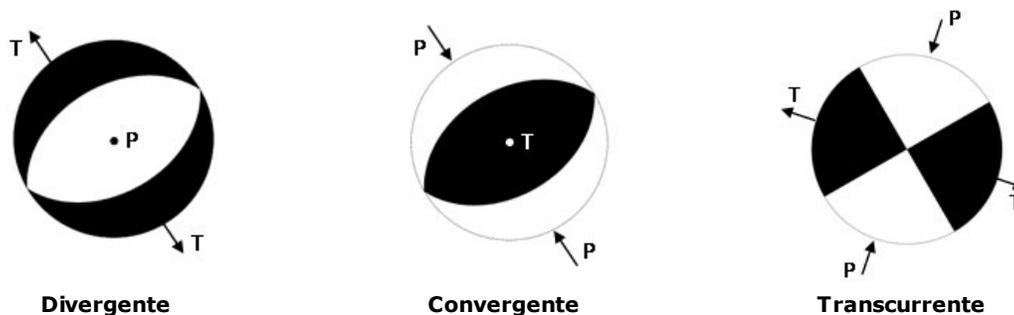


Figura 1-4

Mecanismos focales de los principales tipos de movimiento.

(Los vectores T y P representan esfuerzos de tensión y compresión, respectivamente)

1.5 Parámetros de movimiento fuerte

Los parámetros de movimiento fuerte permiten definir la amenaza en un área en particular, por lo cual se constituyen en el objetivo primordial de los estudios y análisis de amenaza sísmica. El movimiento del terreno se caracteriza por tener variables representativas tanto en amplitud, como frecuencia y duración. Algunos parámetros logran caracterizar el movimiento en uno de estos componentes, mientras otros pueden caracterizar los tres. Dada la complejidad asociada al tránsito de las ondas sísmicas por la corteza terrestre, resulta prácticamente imposible reproducir perfectamente el movimiento del terreno en un sitio determinado, por muy complejo que sea el modelo que se adopte. De acuerdo con esto, la elección del modelo de estimación del movimiento fuerte debe hacerse de acuerdo con los alcances del estudio que se realice.

La Tabla 1-1 presenta algunos de los parámetros de movimiento más empleados en ingeniería sísmica, indicando su capacidad de representar alguna de sus características primordiales.

Tabla 1-1
Capacidad de los parámetros de movimiento fuerte para representar las características del movimiento.

		Característica de movimiento fuerte		
Parámetro de movimiento fuerte		Amplitud	Contenido frecuencial	Duración
Aceleración máxima	<i>PGA</i>	x		
Velocidad máxima	<i>PGV</i>	x		
Desplazamiento máximo	<i>PGD</i>	x		
Espectro de Fourier	<i>EAF</i>	x	x	x
Espectro de respuesta	<i>ER</i>	x	x	
Duración	<i>Td</i>			x

La manera más sencilla y común de definir un movimiento fuerte es a partir de un *acelerograma*. Un acelerograma es simplemente una representación gráfica de aceleración contra tiempo. Esta gráfica contiene toda la información necesaria asociada al movimiento, como por ejemplo los valores de amplitud máxima, contenido frecuencial y duración. Esta señal de aceleración puede ser convertida a velocidad o desplazamiento, mediante la integración numérica directa del registro. Los acelerogramas se registran en estaciones acelerográficas, provistas de sensores en tres ejes ortogonales. Uno de esos ejes se hace coincidir con la vertical, mientras los otros dos se hacen coincidir con las líneas NS y EO respectivamente.

1.6 Principales efectos

Los terremotos han probado a lo largo de la historia, ser una de las amenazas naturales con mayores niveles de afectación tanto económica como social. La ocurrencia de eventos sísmicos importantes que afecten una ciudad o zona de concentración de población, está inevitablemente asociada con pérdidas económicas y de vidas humanas. Esta afectación está asociada a los efectos que un terremoto genera, de los cuales se describen los principales en las secciones siguientes.

1.6.1 *Movimiento del terreno*

Cuando sucede un terremoto se generan ondas sísmicas que se desplazan, alejándose rápidamente desde la fuente. Cuando estas ondas alcanzan la superficie, se produce una sacudida. La intensidad y duración del movimiento en un sitio determinado depende del tamaño y localización del sismo, así como de las características geotécnicas, geológicas, geomorfológicas y topográficas del sitio. El desplazamiento de las ondas por la corteza terrestre conlleva un gasto de energía que se traduce en una atenuación de la intensidad en función de la distancia. Un sismo ocurrido a poca distancia de una población vulnerable, puede generar daños y efectos sorprendentemente altos.

Aunque las ondas sísmicas se desplazan, la mayor parte de su recorrido en roca firme, las condiciones de sitio en el lugar de interés son altamente determinantes del tipo, intensidad y duración del movimiento en la superficie. Los depósitos de suelo blando actúan como amplificadores de las ondas sísmicas solo en los rangos frecuenciales propios de la respuesta libre del suelo. En otras palabras, el suelo “filtra” la onda al amplificar el movimiento en ciertas frecuencias y atenuándolo en otras. Debido a que las condiciones geotécnicas y tipos de suelo pueden variar considerablemente en una distancia relativamente corta, implica la variación del movimiento del terreno en áreas pequeñas. Las condiciones topográficas afectan también de manera determinante las características del movimiento en superficie. Por ejemplo una región de orografía escarpada presentará amplificaciones puntuales de las ondas sísmicas, debidas a la reflexión de las ondas en la superficie del terreno.

De lo anterior puede concluirse que el movimiento en la superficie del terreno no es un problema de solución universal, sino que depende fuertemente de las condiciones de cada caso bajo estudio. Adicionalmente es este efecto sísmico el de mayor importancia, dado que de aquí se derivan los demás. Por este motivo, es crucial el análisis de la respuesta sísmica en la superficie, para obtener estimaciones confiables de sus efectos posteriores.

1.6.2 *Daño estructural*

Diferentes parámetros tales como la magnitud de le evento sísmico, la distancia de ocurrencia y los efectos de sitio, son sin duda los efectos más relevantes a la hora de determinar el daño de las estructuras sometidas a un sismo, ya que se relacionan directamente con las pérdidas económicas y de vidas humanas. La infraestructura de

cualquier tipo puede ser vulnerable a una intensidad de movimiento particular, sin embargo, las tragedias sísmicas más grandes e impactantes que se han producido en la historia están relacionadas con el daño y colapso de edificaciones.

En las últimas décadas, el diseño sismorresistente de las estructuras ha tenido avances considerables, especialmente para el caso de edificaciones. Los adelantos en el conocimiento de la respuesta dinámica de las estructuras, comportamiento no lineal de materiales constructivos, vulnerabilidad sísmica de infraestructura y contenidos, y la interacción dinámica suelo-estructura, han llevado a una actualización continua de las normas y códigos de construcción en todo el mundo.



Colapso del nivel intermedio de una edificación. Sismo de Ciudad de México 1985, México.



Colapso de la cubierta de una casa de adobe. Sismo de Popayán 1983, Colombia.

Figura 1-5

Ejemplos de daños estructurales producidos por sismos

1.6.3 Licuefacción

Las condiciones geotécnicas particulares en determinado sitio, pueden provocar la licuefacción de los suelos superficiales en condición de movimiento sísmico. Esto se traduce en la pérdida casi instantánea de la resistencia al corte y por lo tanto de la capacidad soportante, a tal punto que los suelos se comportan como un fluido. Es evidente que una estructura cimentada sobre suelos potencialmente licuables, corre el riesgo de perder soporte y sufrir daños importantes en la cimentación y hasta un posible volcamiento. La licuefacción se presenta principalmente en suelos granulares superficiales, específicamente en las arenas saturadas, con tamaños de grano homogéneo hasta una profundidad <20m, en condiciones de saturación y nivel freático somero. En caso de presentarse un movimiento sísmico importante, la presión de poros del suelo saturado aumenta drásticamente, separando entre sí los granos de suelo, y eliminando los puntos de contacto entre granos que son los que proveen la resistencia al suelo, por este motivo la estructura del suelo colapsa. La disipación de la presión de poros puede darse por desplazamiento lateral del suelo casi líquido, en ocasiones sobre distancias considerables, o mediante la expulsión abrupta de agua hacia la superficie (al aumentar su funcionalidad) a través de lo que se conoce como “*sand boil*”.



Volcamiento de edificaciones causado por falla de la cimentación debida a un evento de licuefacción. Edificios Kawagishi-cho. Sismo de Niigata 1964, Japón.



Sand boil generado en campo de arroz, luego del sismo de Niigata 1964, Japón.

Figura 1-6
Ejemplos de efectos de la licuefacción

(Fuente: <http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/what/what2.html>)

1.6.4 Deslizamientos

En regiones con condiciones geotécnicas y topográficas propicias, es común que los sismos detonen deslizamientos de tierra. Los deslizamientos tienen la particularidad de ser altamente destructivos, especialmente en zonas densamente pobladas ubicados en zonas de pendientes topográficas elevadas.



Figura 1-7

Deslizamiento detonado por sismo en Santa Tecla. Sismo de El Salvador, 13 de Febrero de 2001.

(Fuente: www.geologosdelmundo.org)

1.6.5 *Tsunami*

El movimiento vertical del lecho oceánico, ocasionado por la ruptura de la corteza durante un terremoto, puede generar ondas marinas llamadas tsunamis. El evento sísmico induce el desplazamiento de una onda de agua a grandes velocidades, alejándose del foco del evento. En mar abierto es difícil detectar un tsunami, dado que la altura de la ola es generalmente inferior a un metro. Sin embargo, al llegar a la costa, la disminución en la profundidad del lecho oceánico, levanta la lámina de agua, y en algunos casos la amplifica, generando una pared de agua que puede adentrarse varios kilómetros dentro del continente, con una fuerza devastadora. Los eventos de tsunami se describen en detalle en el siguiente numeral.

2 Amenaza por tsunami

2.1 Definición

Se conoce como *tsunami* a la onda gravitacional generada en el océano cuando un fenómeno detonante desplaza verticalmente una gran masa de agua. Esta onda puede viajar por miles de kilómetros e impactar simultáneamente las costas de varios continentes generando daños, destrucción y muerte en las franjas costeras correspondientes. Un sismo que suceda en zonas de interacción tectónica o fallamiento interoceánico induce el desplazamiento vertical de una gran masa de agua, el cual induce la generación de una onda que toma las características de un tsunami al desplazarse por el océano y llegar a la costa. En mar abierto es muy difícil o imposible detectar un tsunami, dado que la altura de la ola es generalmente inferior a un metro. Sin embargo, al llegar a la costa, la disminución en la profundidad del lecho oceánico, levanta la lámina de agua, generando una pared de agua que se adentra varios kilómetros en el continente. La energía de un tsunami, y en consecuencia su intensidad y capacidad destructiva, depende de la altura de la ola y su velocidad de impacto al entrar en la costa.

Los tsunamis se diferencian principalmente a partir del mecanismo detonante que los genera. Se conocen como *tsunamis tectónicos* a los generados a partir de sismos. Cualquier otro tipo de tsunami no lleva este nombre, y no se cuenta con un término científico común o particular para describirlos. Estos se refieren a tsunamis generados por deslizamientos, actividad volcánica (lahares) o incluso eventos aún más aislados y de baja probabilidad de ocurrencia como impactos de meteoritos. En este trabajo se considerarán únicamente como relevantes los tsunamis tectónicos que puedan generarse por la actividad sísmica en las costas pacífica y caribe de Centroamérica.

2.2 Eventos históricos importantes

A lo largo de la historia se han presentado sismos importantes que han generado tsunamis de proporciones catastróficas para las comunidades afectadas. Es importante tener como referencia este tipo de eventos, dado que permiten entender su potencial destructivo. A continuación se presenta una breve reseña de algunos tsunamis históricos importantes.

Tsunami de Chile 1960

El 22 de Mayo de 1960, un poderoso sismo sacudió el sur de Chile, en cercanías a la población de Valdivia. Corresponde con el sismo de mayor magnitud registrado en la historia mundial de terremotos ($M_w = 9.5$). Generó un tsunami que produjo la muerte a cerca de 5,000 personas en Chile, y 22 horas después arribó a la costa oeste de Japón donde cobró la vida de cerca de 200 personas.

Tsunami de Nicaragua 1992

El 1° de Septiembre de 1992 ocurrió un sismo de magnitud 7.7 (Mw) en la zona de subducción del pacífico nicaragüense, a pocos kilómetros de la costa del país. El evento generó un tsunami que alcanzó la costa pacífica de Nicaragua 45 minutos después del sismo, alcanzando alturas de ola entre 4 y 10 metros en una gran extensión de costa, afectando 34 poblaciones y causando la muerte de más de 170 personas, en su mayoría niños.

Tsunami de Okushiri 1993

El 12 de Julio de 1993 ocurrió un sismo al suroeste de Hokkaido (Mw = 7.8), cerca de la isla japonesa de Okushiri. Dada la cercanía de la isla con el epicentro, el movimiento del terreno inducido por el sismo se vio acompañado pocos minutos después por el embate de las olas contra la isla. Alrededor de 200 personas murieron como consecuencia de este evento, el cual alcanzó alturas de olas entre los 5 y 10 metros.

Tsunami de Papua Nueva Guinea 1998

El 17 de Julio de 1998 un sismo de magnitud 7.1 (Mw) ocurrido en la costa norte de la isla de Nueva Guinea generó un tsunami con olas de hasta 15 m de altura, que cobró la vida a cerca de 2000 personas. La mayor afectación se dio en una franja costera relativamente corta (aproximadamente 40 km), lo cual indica la importante incidencia de las condiciones locales en la amplificación de los efectos destructivos del tsunami.

Tsunami de Indonesia 2004

El 26 de Diciembre de 2004, un sismo de magnitud 9.1 sacudió la costa oeste de Sumatra, Indonesia, generando un tsunami con olas de más de 30 metros de altura, lo que produjo la muerte de más de 225,000 personas en once países, con Indonesia, Sri Lanka, India y Tailandia entre los más afectados. El evento es considerado como uno de los mayores desastres de la historia. Los fondos de ayuda internacional recolectados sumaron cerca de US\$ 7 mil millones (dólares de 2004), con el objeto de cubrir las pérdidas económicas derivadas de la tragedia.



Localización de Banda Aceh, en Indonesia.
(Fuente: http://en.wikipedia.org/wiki/Banda_Aceh)



Costa Banda Aceh, Indonesia.
Antes del paso del tsunami (Fuente: sistema Google Earth)



Costa Banda Aceh, Indonesia.
Después del paso del tsunami (Fuente: sistema Google Earth)

Figura 2-1
Devastador efecto del tsunami de Indonesia, Diciembre de 2004.

2.3 Parámetros de intensidad de los tsunamis

La manera de definir qué tan grande es un evento tsunamigénico, en términos de la energía asociada en su generación y propagación, así como en los niveles de impacto que el tsunami es capaz de generar, se basa en escalas de intensidad y magnitud definidas principalmente por medios empíricos. La *intensidad* califica los niveles de impacto o de potencial destructivo del tsunami, mientras que la *magnitud* provee información acerca de la energía involucrada en su desarrollo.

A lo largo de la historia se han propuesto diferentes escalas de intensidad y magnitud, en función de la cantidad de información disponible en el momento de su publicación, relacionada con la comprensión física del tsunami y de sus efectos. La Tabla 2-1 presenta un resumen de las principales escalas de intensidad y magnitud existentes para la caracterización de tsunami.

Tabla 2-1
Escalas de intensidad y magnitud de tsunami

Autor	Año	Descripción
Escalas de Intensidad		
Sieberg	1927	Intensidad subjetiva. Escala de 6 niveles
Ambraseys	1962	Intensidad subjetiva. Escala de 6 niveles
Shuto	1991	Intensidad subjetiva. Escala de 6 niveles
Papadopoulos & Imamura	2001	Intensidad subjetiva. Escala de 12 niveles
Imamura -Iida	1960's	Medida de intensidad basada en registros de altura de ola
Hatori	1979	Escala Imamura-Iida modificada. Incluido el efecto de la distancia al epicentro
Soloviev	1970	Medida de intensidad basada en registros de altura de ola. Equivalente a Imamura-Iida
Escalas de Magnitud		
Abe	1979 - 1981	Escala comúnmente aceptada. Caracterización de tsunami transpacíficos y regionales
Murty - Loomis	1980	-

2.4 Tsunami tectónicos

La generación de tsunami tectónicos está asociada con el desplazamiento vertical del lecho marino inducido por un sismo generado en una zona oceánica de subducción o fosa tectónica. El problema de generación está asociado con el comportamiento del sistema *agua-lecho*, y la manera como las ondas sísmicas influyen en las ondas hidrodinámicas que se generan. Es posible aproximar este problema por medio de dos planteamientos contrarios:

- a) *Sistema acoplado*: Un sistema agua-lecho acoplado significa que las ondas sísmicas que viajan por la corteza, influyen en el comportamiento de la masa de agua. Se trata de un sistema complejo en el cual deben tenerse en cuenta las variaciones en la forma del lecho marino dentro del análisis de propagación del tsunami.
- b) *Sistema desacoplado*: El sistema desacoplado indica que no existe una relación directa entre la deformación del lecho y el movimiento de la masa de agua. Las deformaciones elásticas de la corteza se consideran despreciables en la mayoría de casos. Dada la situación particular en que se requiera incluir la deformación del lecho en el análisis, se emplea esta misma aproximación suponiendo un lecho rígido de geometría igual a la máxima deformación elástica inducida por el sismo.

Dada la baja compresibilidad del agua, las dos aproximaciones anteriores tienden a dar resultados muy similares. En otras palabras, el acoplamiento entre la corteza y el océano es muy leve y su inclusión en los análisis no derivará en resultados considerablemente más exactos.

Por otra parte, se debe establecer la relación entre los desplazamientos verticales del lecho marino y la superficie del agua. Existen algunas aproximaciones analíticas, basadas en generación de ondas gravitacionales en el océano, que permiten establecer que para las condiciones típicas de un tsunami se puede asumir que los desplazamientos verticales del lecho marino y de la superficie del agua son iguales.

2.5 Sistemas de alerta temprana

Dada la diferencia en velocidad de translación de las ondas sísmicas con las ondas tsunamigénicas, es posible implementar sistemas de alerta temprana que permitan establecer si un evento sísmico determinado es capaz o no de generar un tsunami, y que tan grande sería el evento. Una vez identificado el epicentro y la magnitud del sismo, haciendo uso de redes sismográficas de cobertura mundial o regional, es posible estimar los tiempos de arribo de las ondas tsunamigénicas a las diferentes costas y poblaciones expuestas.

El Centro de Alerta por Tsunami del Pacífico, ubicado en Hawai, emite alarmas directamente a las entidades oficiales de los países posiblemente afectados, una vez se detecta el epicentro del tsunami, su correspondiente diagrama de refracción y se ha identificado el evento como potencialmente peligroso. El Centro de Alerta por Tsunami de la Agencia Meteorológica Japonesa (JMA) es un tipo de centro de alarma local, compuesto de seis emplazamientos especializados, ubicados a lo largo de la costa pacífica japonesa, donde se emiten varios niveles de alarma según sea el caso (Tsunami severo, Tsunami, Tsunami leve, No tsunami), en menos de dos minutos desde la ocurrencia de cualquier terremoto con potencial de generación de tsunami.

2.6 Principales efectos

Los desastres derivados de la ocurrencia de un tsunami son relativamente raros en comparación con otras amenazas naturales. Sin embargo, se ha visto a lo largo de la historia su alta capacidad destructiva sobre todo ante la alta vulnerabilidad de ciertas regiones costeras. Es por esto que el eventual riesgo por tsunami en una zona de condiciones y características óptimas para su generación y arribo es importante y no debe ser desestimado. Tragedias como la del gran tsunami de Indonesia, donde alrededor de 225,000 personas perdieron la vida, son pruebas fehacientes del gran poder destructivo de estos eventos. Los principales efectos derivados de la ocurrencia de un tsunami, y que están directamente asociados con las pérdidas económicas y de vidas humanas, se enuncian a continuación.

2.6.1 Inundación

La incursión de grandes cantidades de agua en el continente, como consecuencia del arribo de ondas tsunamigénicas a una región costera, implica la inundación de vastas áreas litorales. Es de esperarse que muchas de las pérdidas se presenten no por el embate directo de las olas sobre la infraestructura y la población, sino por la inundación constante impulsada por una fuerte corriente de agua marina tierra-adentro. La Figura 2-2 muestra el alcance de la inundación presentada en la provincia japonesa de Onogawa tras la ocurrencia del tsunami de Chile de 1960. Se puede observar la rápida incursión del agua dentro de las zonas residenciales.



4:40 am. Llegada de la corriente marina a la zona.



4:45 am. Rápida extensión de la inundación.



4:50 am. Inundación en su máximo nivel.



7:30 am. Retroceso de aguas.

Figura 2-2

Inundación generada por tsunami. Onogawa, Japón. Tsunami de Chile de 1960.
(Fuente: Atwater et. al., *Surviving a Tsunami – Lessons from Chile, Hawaii, and Japan.*, USGS Circular 1187., 2005)

2.6.2 Daño estructural

El embate de las olas de tsunami sobre componentes de infraestructura de cualquier tipo, así como las inundaciones posteriores, puede generar daños estructurales importantes. Las poderosas olas pueden literalmente arrasar con construcciones y edificaciones que

encuentren a su paso. Estos daños están directamente asociados con las pérdidas inducidas por el tsunami. El costo de reparación o demolición de viviendas afectadas, reubicación de familias, recolección de escombros, y labores humanitarias de identificación y recuperación de víctimas, son algunos ejemplos de las actividades que deben desarrollarse una vez termine el evento. La Figura 2-3 presenta algunos ejemplos del potencial destructivo de los tsunami, y permite hacerse una idea de la extensión del desastre que desencadenan.



Daños generados en Hilo, Hawaii



Daños generados en la provincia de Maullín, Chile



Extensión de inundación y daños en la provincia de Queule, Chile.

Figura 2-3

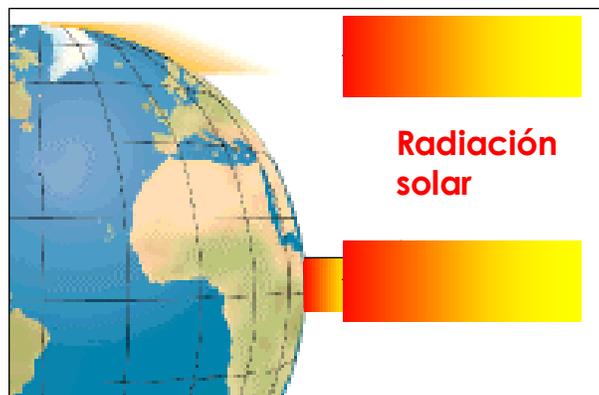
Ejemplos de afectación generada por el tsunami de Chile de 1960.

(Fuente: Atwater et. al., Surviving a Tsunami – Lessons from Chile, Hawaii, and Japan., USGS Circular 1187., 2005)

3 Amenaza por huracán

3.1 Aspectos físicos

La atmósfera terrestre se encuentra en perpetuo movimiento. La translación que la tierra realiza sobre su órbita elíptica durante un año da lugar a las estaciones climatológicas y el movimiento de rotación que se completa cada 24 horas da origen al día y la noche. Por otro lado el Sol irradia calor que se trasmite en el espacio y alcanza a la atmósfera terrestre. La superficie de la Tierra no recibe por igual la misma energía, la superficie del ecuador se calienta más por la acción solar que la de los polos debido a que recibe más cantidad de radiación por unidad de superficie.



*Figura 3-1
Intensidad de la radiación solar*

La energía calorífica de la radiación solar es la que genera todos los procesos meteorológicos y climáticos que se dan en la Tierra. Al incidir sobre el planeta, atraviesa el gas atmosférico calentándolo ligeramente, mientras que si produce un calentamiento significativo a la superficie terrestre, se transmite el calor al aire atmosférico en contacto con ella.

La atmósfera, cuyo espesor medio es de 130 km, está conformada con aire de distintas densidades, según su altura y posición en la superficie terrestre. El aire seco está compuesto por nitrógeno, 78%, oxígeno, 20%, neón y ozono menos del 1%, polvo y otros gases el 1% restante. Debido a los cambios térmicos se pueden presentar moléculas de agua en la composición del aire que cambian su densidad. La densidad del aire tiene un valor medio de 1.2 kg/m³ pero puede tener variaciones de hasta el 20 por ciento según la época del año y la latitud del sitio.

La temperatura varía según la latitud y altura sobre el nivel del mar en que se encuentre el sitio de interés. En la superficie terrestre se presentan procesos circulatorios de masas de aire debido a la variación de la temperatura atmosférica con la altura, también denominada gradiente térmico. Esto origina que se produzcan intercambios térmicos entre las zonas más

calientes y las más frías para establecer el equilibrio: el aire caliente se desplaza hacia los polos y el aire frío hacia el ecuador. De este modo, las masas de aire nivelan y suavizan el clima en la Tierra y establecen los principios de la circulación general. Al presentarse el movimiento del aire caliente hacia arriba se genera un centro de baja presión, el cual absorbe el aire frío de la atmósfera fortaleciendo este ciclo.

En el centro de baja presión el viento tiende a desplazarse hacia el centro, donde se acumula y asciende verticalmente. Al elevarse, la masa de aire se expande, pierde energía y se enfría. Si se dan las condiciones de temperatura y humedad necesarias, el vapor de agua del aire se condensa generando nubes. En los centros de alta presión o anticiclones ocurre lo contrario. El viento tiende a dispersarse desde el centro del sistema hacia el exterior. Se produce un movimiento descendente y como consecuencia una compresión y un calentamiento. Esta es la razón por la cual en los anticiclones no hay nubes (Figura 3-2).

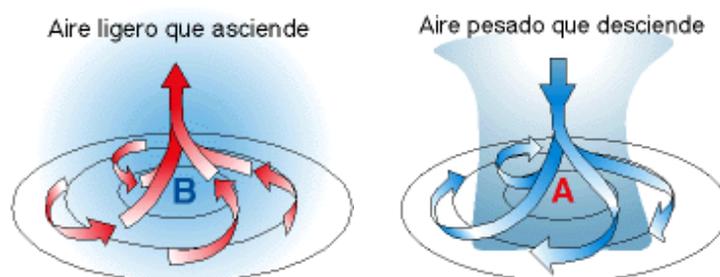


Figura 3-2
Centro de baja (B) y alta presión (A)

3.2 Formación y decadencia

El proceso de formación de los ciclones tropicales requiere por lo menos tres factores:

- Que la temperatura del agua del mar sea superior a 27/28 °C generando una rápida evaporación y condensación en las capas superiores.
- Que la cuantía de la evaporación dé lugar a un centro de baja presión, de dimensión intermedia y de gran proyección vertical.
- Que exista una continua entrada de aire más frío en las capas altas como consecuencia por ejemplo de los vientos alisios.

Las depresiones tropicales pueden o no desarrollarse en sistemas ciclónicos relevantes dependiendo de las condiciones físicas y ambientales dominantes en la región y momento en que se generan. Cuando estas depresiones tropicales embrionarias encuentran las condiciones apropiadas pueden desarrollarse y generar tormentas tropicales o huracanes. Todos estos eventos se originan bajo condiciones meteorológicas similares y exhiben el mismo ciclo de vida. Las distintas etapas del desarrollo de estos procesos están definidas por la "velocidad sostenida" de los vientos del sistema, los niveles de velocidad del viento

que se mantienen por lo menos durante un minuto, cerca del centro del sistema. En las etapas formativas, la circulación cerrada isobárica, se conoce como depresión tropical. Si la velocidad sostenida de los vientos excede los 63 Km/h (39 mph) según la escala de Saffir-Simpson, se convierte en una tormenta tropical. En esta etapa ya se le da un nombre y ya puede llegar a representar algún tipo de peligro. Cuando los vientos exceden los 119 Km/h (74 mph), el sistema se convierte en un huracán, la forma más severa de las tormentas tropicales. El decaimiento ocurre cuando la tormenta llega a aguas no tropicales o cruza una masa de tierra. Si se desplaza a un ambiente no tropical se le conoce como una tormenta subtropical ó depresión subtropical. Si lo que ocurre es el desplazamiento sobre tierra, los vientos se desaceleran y nuevamente se convierten en una tormenta y depresión tropical. A continuación se describen las etapas formativas y de decadencia de los huracanes.

3.2.1 *Etapa formativa*

Comienza con la aparición de la primera isobara cerrada. La presión superficial en el centro no cae por debajo de los 1000 hPa. (Hectopascal). En esta etapa, el vórtice ciclónico alcanza la categoría de depresión tropical, sus vientos máximos sostenidos son menores o iguales a los 63 Km/h. Los vientos más fuertes se concentran sólo en un cuadrante, hacia el polo y el este desde el centro (si la dirección del huracán es hacia el norte). La profundización del vórtice ciclónico, es un proceso lento que requiere días, pero en ocasiones, puede ser un proceso explosivo, que convierte al sistema en un ciclón bien estructurado en sólo 12 horas.

En este estado la tormenta puede desplazarse grandes distancias sin sufrir cambios considerables y manteniendo las condiciones extremas de velocidad del viento e intensidad de precipitación en las cercanías del vórtice. Si las condiciones de formación aumentan, el sistema puede fortalecerse disminuyendo la presión en el centro, desarrollando anillos de viento alrededor del vórtice y definiendo patrones de nubosidad estables. En la categoría de huracán la tormenta alcanza vientos máximos superiores a los 119 Km/h.

3.2.2 *Etapa de inmadurez*

Si los factores que propician el sistema se intensifican, la presión mínima cae rápidamente por debajo de los 1000 hPa, y al menos en una zona dentro del sistema ciclónico, el viento alcanza fuerza de huracán. La depresión tropical alcanza la categoría de tormenta tropical, y sus vientos máximos sostenidos son superiores a los 63 Km/h pero inferiores a los 119 Km/h, en esta categoría adopta un nombre.

A partir de este momento, se presentan dos maneras de continuar el desarrollo del fenómeno. En la primera, el ciclón tropical adquiere fuerza de huracán sólo en una zona o cuadrante y viaja a grandes distancias sin que se presenten mayores desarrollos. En la segunda, el ciclón tropical se profundiza fuertemente y la presión mínima central disminuye rápidamente. Los vientos huracanados forman un anillo alrededor del centro. Los patrones de nubosidad y lluvia cambian de chubascos desorganizados a bandas espirales bien

organizadas, aunque sólo influyen sobre un área relativamente pequeña. Cuando los vientos máximos sostenidos son superiores a los 119 Km/h, la tormenta tropical alcanza la categoría de huracán.

3.2.3 *Etapa estable*

En esta etapa del sistema, la presión central y la velocidad del viento se estabilizan, el patrón se expande y la tormenta se convierte en huracán.

Esta etapa puede durar por varios días, si el sistema se mantiene sobre una masa de agua y de condiciones constantes. En este ciclo los vientos pueden aumentar la velocidad hasta 300/350 Km/h. El área de influencia del fenómeno varía de un evento a otro pero pueden alcanzar de 100 a 300 km y los más grandes hasta 1000 km.

3.2.4 *Etapa de decadencia*

La etapa de decadencia inicia cuando cualquiera de los parámetros del huracán empiezan a debilitarse. A menudo esto ocurre cuando el huracán recurva y entra en la faja de los Oestes de latitudes extratropicales, aunque al mismo tiempo puede perder sus características tropicales y convertirse o asumir el carácter de un ciclón extratropical. También puede entrar en decadencia cuando un huracán entra a tierra, momento en el cual se debilita gradualmente al perder su fuente primaria de energía y estar sometido a una gran fricción superficial. En general, el huracán puede perder sus características tropicales en alguna de las siguientes formas:

- Al tocar tierra, la tormenta pierde el contacto con el agua cálida que necesita para seguir su desarrollo y rápidamente se debilita. Muchos ciclones muy poderosos se desintegran rápidamente en áreas de baja presión a uno o dos días de tocar tierra. Sin embargo, hay posibilidades de que un huracán se pueda regenerar si logra volver a salir a mar abierto. Si una tormenta pasa por un área montañosa, se debilitará rápidamente aunque el contacto sea breve.
- El huracán permanece mucho tiempo en una misma área de agua, consumiendo todo el calor superficial disponible.
- El huracán experimenta cizalladura, que provoca una pérdida de dirección de la convección desintegrando su estructura
- Si la tormenta es débil, puede ser absorbida por otra área de baja presión, con la que se fusionaría para formar un área mayor de tormentas no-ciclónicas.
- El huracán se traslada a aguas más frías, pierde sus características tropicales y se convierte en un ciclón extratropical.

Aún después de que un ciclón haya perdido sus características tropicales o se haya disipado, puede producir vientos poderosos y lluvias copiosas.

3.2.5 Clasificación de los ciclones tropicales

Un ciclón tropical es una manifestación extrema del flujo atmosférico alrededor de un centro de muy baja presión sobre la superficie terrestre. Los ciclones tropicales inician su desarrollo como pequeñas perturbaciones atmosféricas en las zonas del planeta y en épocas del año que cumplen con las condiciones necesarias para su formación e intensificación. Los ciclones tropicales se clasifican de acuerdo con la velocidad máxima de los vientos que produce. La Tabla 3-1 resume la clasificación general de ciclones tropicales.

Tabla 3-1
Clasificación de los ciclones tropicales

Clasificación	Velocidad Máxima Vientos de superficie (Km/h)
Depresión Tropical	< 62
Tormenta Tropical	63 a 118
Huracán	> 119

3.2.6 Clasificación de los huracanes

Un ciclón tropical entra a la categoría de Huracán cuando la velocidad promedio de los vientos máximos de superficie es igual o mayor a 119 Km/h. Los huracanes se clasifican de acuerdo con su intensidad en cinco categorías según la escala denominada Saffir-Simpson. Con base en esta escala, los huracanes Categoría 1 serían los más débiles y los de Categoría 5 los más fuertes. Sin embargo estos términos son relativos ya que una tormenta de baja categoría puede causar un daño mucho más grave que el de un huracán más intenso, dependiendo del lugar que impacten y del potencial de generación de otros peligros asociados (como tornados, deslizamientos o inundaciones). En la Tabla 3-2 se indican estas categorías con sus principales características.

Tabla 3-2
Escala de huracanes Saffir-Simpson

Tipo	Categoría	Presión	Velocidad del viento		Marea	Potencialidad de Daño	Color
		(mbar)	(knot)	(mph)	(ft)		
Depresión Tropical	TD	-	< 34	< 39	-	-	Verde
Tormenta tropical	TS	-	34-63	39-73	-	-	Amarillo
Huracán	1	> 980	64-82	74-95	4-5	Destructivo	Rojo
Huracán	2	965-980	83-95	96-110	6-8	Muy destructivo	Rojo claro
Huracán	3	945-965	96-112	111-130	9-12	Altamente destructivo	Magenta
Huracán	4	920-945	113-135	131-155	13-18	Enormemente destructivo	Magenta claro
Huracán	5	< 920	>135	>155	>18	El más destructivo	Blanco

3.2.7 Partes del huracán

El huracán en plena madurez está conformado por las siguientes partes:

- (a) Ojo del Huracán: es la zona central del huracán. Se caracteriza por presentar vientos débiles, poca presencia de nubes y precipitación ligera. Puede llegar a presentar 20 a 35 km de ancho y se desplaza a velocidades entre 20 y 35 Km/h.
- (b) Pared del ojo: en torno al ojo del huracán, se encuentra una zona de nubes en la cual se presentan los vientos más fuertes y las lluvias más intensas.
- (c) Alrededor de la pared del ojo: son las zonas adyacentes con amplia presencia de nubes y en las cuales los vientos tienen una dirección hacia el centro del huracán, aumentando la humedad y el calor de éste.

3.3 Efectos de los ciclones tropicales

Las consecuencias directas de los ciclones tropicales son: vientos fuertes alrededor de zonas de baja presión, las variaciones en el nivel del mar que se traducen en mareas de tormenta o marejadas (también por los cambios de presión atmosférica) y los cambios en las condiciones de precipitación en una zona de influencia alrededor del centro de baja presión. Dependiendo de la intensidad del sistema y de sus efectos asociados se generan efectos variables sobre las condiciones geoambientales generales de las zonas de influencia y sobre la población e infraestructura expuesta.

El potencial de daños de los diferentes efectos relacionados con los ciclones tropicales está directamente relacionado con la intensidad de cada uno de ellos, asociados siempre a una distribución geográfica determinada, de la siguiente manera:

- Viento: los vientos de un huracán pueden dañar o destruir completamente edificios, caminos, vehículos, etc., además de convertir desechos y escombros en proyectiles que son lanzados al aire a gran velocidad. Para el viento se utiliza como parámetro la velocidad de viento pico para ráfagas de 3 segundos.
- Marea: los huracanes producen un incremento en el nivel del mar, que puede inundar comunidades costeras. Este es el efecto más dañino, ya que el 80% de las víctimas de un ciclón mueren en los lugares donde estos tocan tierra. Se utiliza como parámetro la altura máxima de la ola que se genera y la zona geográfica de afectación.
- Lluvia torrencial: las precipitaciones intensas pueden provocar deslaves en zonas montañosas, además de desbordar masas acuáticas cercanas. Para su cuantificación se utilizan en general las curvas de intensidad-duración-frecuencia.
- Tornados: la rotación continua de un huracán muchas veces fomenta la formación de tornados. Aunque estos tornados normalmente no son tan fuertes como sus contrapartes no-tropicales, pueden provocar graves daños.

A causa de lo previamente mencionado, pueden producirse inundaciones, deslizamientos y aludes torrenciales. En general para toda Centroamérica y en especial en su región norte, resulta de suma importancia los efectos de los vientos huracanados de ciclones tropicales provenientes de la costa del Atlántico y del Pacífico. La temporada de huracanes se presenta todos los años entre los meses de mayo y noviembre, aunque también se pueden generar ciclones fuera de esta temporada.

En muchas ocasiones, después del paso de un ciclón tropical, los efectos secundarios de estos siguen afectando a la población, estos incluyen:

- Epidemias: el ambiente húmedo que queda tras el paso de un huracán, combinado con la destrucción de instalaciones sanitarias y un clima cálido, es propicio para inducir epidemias que pueden seguir cobrando vidas.
- Apagones: los ciclones tropicales generalmente provocan apagones masivos que dificultan la comunicación y obstaculizan los esfuerzos de rescate.
- Dificultades para el transporte: las tormentas dañan puentes y carreteras, complicando los esfuerzos para transportar alimentos, agua para consumo humano y medicamentos a las áreas que lo necesitan.

4 Amenaza por lluvias intensas e inundación

4.1 Definición de lluvias

La lluvia es un término ligado al concepto de precipitación, el cual se define como la caída directa de agua en estado líquido o sólido sobre la superficie terrestre. El término precipitación incluye la lluvia, la llovizna, el granizo y la nieve, entre otros. No obstante, para efectos del presente proyecto se hace referencia únicamente a las lluvias intensas, pues estas constituyen los eventos pluviales más significativos en la hidrología de las regiones tropicales expuestas al desarrollo de sistemas sinópticos peligrosos y no se hace referencia directa a fenómenos asociados como son el granizo o la nieve. Estas lluvias desencadenan procesos hidrológicos que pueden llegar a ser catastróficos, como las inundaciones, los deslizamientos o los aludes torrenciales. Adicionalmente, dichos procesos en combinación con otros como por ejemplo los sismos, pueden generar situaciones catastróficas extraordinarias. Por otro lado, tampoco se incluye en el presente análisis, las lluvias asociadas directamente con huracanes (lluvias huracanadas) los cuales tienen un tratamiento independiente (ver capítulo 3).

La lluvia es un proceso atmosférico iniciado con la condensación del vapor de agua en las nubes. Según la definición oficial de la Organización Meteorológica Mundial la lluvia es la precipitación de partículas de agua líquida de diámetro mayor de 0.5 mm o de gotas menores pero muy dispersas. Si no alcanza la superficie terrestre no sería lluvia sino virga y si el diámetro es menor sería llovizna.

La fuente principal de las lluvias son las nubes, pero no se llegan a producir hasta que las partículas diminutas que las constituyen se unen y consiguen un tamaño suficientemente grande como para vencer la fuerza ascendente de las corrientes atmosféricas. La posibilidad que se produzca la lluvia depende de tres factores principales: la presión atmosférica, la temperatura y especialmente la radiación solar.

La formación de la lluvia incluye las siguientes etapas:

- (a) Condensación
- (b) Coalescencia
- (c) Cristales de hielo
- (d) Convección

4.1.1 Condensación

La formación de la lluvia impone la existencia de la condensación dentro de la atmósfera, debida a su enfriamiento. Esta condensación se facilita por la presencia, en la atmósfera, de partículas o moléculas, denominadas núcleos de condensación, entre los que destacan el

polvo, las moléculas de cloruro sódico así como productos de la combustión del azufre y compuestos nitrosos.

Existen diversas formas de condensación:

Por elevación frontal: cabalgamiento del aire húmedo sobre el aire frío.

Por elevación orográfica: elevación de una masa de aire húmedo cuando intenta traspasar un obstáculo o una región montañosa.

Por elevación convectiva: se produce por el calentamiento del aire (sobre todo en verano) que hace que se genere una corriente de convección que arrastra toda la masa de aire húmedo hacia arriba.

En los inicios de la condensación se generan microgotas con tamaños de 10 a 30 micras; estas tienen una velocidad de caída muy baja, por lo que la turbulencia de la atmósfera las mantiene en suspensión, siendo este fenómeno el que logra mantener la nube en situación de equilibrio.

4.1.2 *Coalescencia*

Basándose en la formación de las microgotas, se puede producir un proceso de captura de estas partículas por atrapamiento de las gotas más próximas, es decir, si una microgota atrapa en su caída a otra, aumenta su volumen y su velocidad de caída, por lo que también aumenta la probabilidad de atrapar a un mayor número de microgotas. Por otra parte, la gota que ha crecido por el efecto de la coalescencia hasta alcanzar los 3/5 mm, puede fraccionarse en varios trozos que iniciarían un nuevo proceso de coalescencia, tras chocar con otras o tras alcanzar un diámetro excesivo.

4.1.3 *Cristales de hielo*

Este proceso se basa en la existencia de cristales de hielo en las denominadas “nubes frías”. Estos cristales (copos), de forma arborescente (sistema cristalino hexagonal) tienen una gran capacidad de absorción del vapor de agua y de microgotas, por lo que aumentan de tamaño rápidamente e inician la precipitación, que puede ser en forma de lluvia si se funden en su caída o en forma de nieve o granizo si no se produce la fusión.

La coalescencia y los cristales de hielo pueden producirse de forma simultánea, aunque los últimos son más frecuentes en las partes altas de las nubes frías, mientras que la coalescencia se da en la parte baja de las nubes “cálidas”.

4.1.4 Convección

Las lluvias intensas usualmente se producen por procesos de convección. La convección en la atmósfera terrestre involucra la transferencia de enormes cantidades del calor absorbido por el agua. Además, forma nubes de gran desarrollo vertical (como cúmulos Congestus y, sobre todo, Cumulonimbos, que son los tipos de nubes que alcanzan mayor desarrollo vertical). Estas nubes son las típicas portadoras de tormentas eléctricas y de grandes aguaceros. Al alcanzar una altura muy grande (por ejemplo, unos 12 ó 14 km) y enfriarse violentamente, pueden producir lluvias intensas con tormentas de granizo, ya que las gotas de lluvia se van congelando al ascender violentamente y luego se precipitan al suelo ya en estado sólido.

4.2 Tipos de lluvia

La lluvia se clasifica con respecto a la cantidad de precipitación por hora en unidades de mm/h, de acuerdo con la Tabla 4.1.

*Tabla 4-1
Clasificación de las intensidades de la lluvia*

Tipo de Lluvia según Intensidad	Rango de Intensidad en mm/h	
Débiles	0	2
Moderadas	2	15
Fuertes	15	30
Intensas	30	60

Es importante distinguir entre lluvias intensas e inundaciones. El primer concepto es de tipo meteorológico y el segundo de carácter hidrológico. Mientras que en el primer caso sólo influyen factores atmosféricos, en el segundo intervienen factores variados como la pendiente del terreno, el tipo del suelo o cubierta, elementos y construcciones humanas circundantes a la zona afectada, etc. En igualdad de condiciones meteorológicas, los efectos de las inundaciones pueden ser muy variados dependiendo de las demás variables mencionadas.

Según su origen las lluvias se pueden clasificar en:

- (a) Convectivas
- (b) Orográficas
- (c) Ciclónicas

4.2.1 *Lluvias convectivas o por corrientes ascendentes de aire más cálido*

Este tipo de lluvias se forma por procesos de evaporación debidos a la insolación, de forma que el aire húmedo de las capas bajas asciende por calentamiento a las capas altas, donde se enfría produciéndose la condensación y la lluvia.

Este proceso es clásico en zonas tropicales y en latitudes templadas, donde existen fenómenos análogos durante los períodos estivales pero con menor intensidad. Durante el verano y por efecto de la insolación se producen nubes de desarrollo vertical que en su ascensión se enfrían y pueden producir tormentas.

4.2.2 *Lluvias orográficas o de relieve*

Se producen en las zonas montañosas donde las masas de aire húmedo se enfrían al elevarse por la presencia de la pared montañosa. Dicho enfriamiento lleva consigo la condensación y posterior precipitación.

Cuando los vientos húmedos que provienen del mar tropiezan con una montaña o relieve elevado se ven obligados a ascender para salvar esa barrera orográfica; a medida que el aire asciende por la ladera de barlovento, se enfría, se condensa, se forman nubes y, se produce entonces la precipitación. Traspasada la cumbre, el aire desciende por la ladera de sotavento y se recalienta, pero como no hay una fuente de humedad se forman las áreas áridas orográficas o sombras pluviométricas. Para que se produzcan este tipo de lluvias la montaña debe tener alturas superiores a los 1.500 m.

4.2.3 *Lluvias frontales o ciclónicas*

Una masa de aire frío puede actuar como una barrera montañosa, pues es más densa que las más cálidas y permanece en niveles más bajos. Como las masas de aire generalmente no se mezclan, cuando una masa de aire caliente se topa con una fría se ve obligada a ascender, se condensa, se forman nubes y se producen lluvias en la zona afectada por la superficie del frente, es decir, donde contactan las dos masas de aire.

Estas lluvias son características de latitudes medias y altas y comúnmente se asocian a los ciclones extratropicales o borrascas que producen lluvias generalizadas.

4.3 Avenidas torrenciales, transito de crecientes y avalanchas

El problema mayor de las inundaciones no se da por la acumulación local del agua sobre el lugar en donde se precipita. De hecho, de no fluir dicha agua, aún para casos importantes (láminas de 250 mm), la acumulación local apenas alcanzaría unos 30 cm de altura. El

mayor peligro se presenta al fluir toda esta agua hacia áreas más bajas al concentrarse en las cañadas, arroyos, ríos, lagos, presas y lagunas costeras.

La Figura 4-1 muestra el agua acumulada durante varios días de precipitación en la ciudad de Tulancingo (México), en octubre de 1999. La Figura 4-2 muestra diferentes inundaciones que se han presentado en Guatemala y el Salvador.



Figura 4-1
Inundaciones en Tulancingo, Hidalgo (México)



Figura 4-2
Inundaciones en Guatemala (arriba) y El Salvador (abajo)

(Fuente: <http://guatemala.blogalaxia.com>, <http://www.entrebites.cl/foros/actualidad>,
<http://www.snet.gob.sv>, www.caritas-malaga.org)

4.3.1 Avenidas torrenciales

Una avenida torrencial se caracteriza por el paso de caudales superiores a los normales en los ríos de alta pendiente, que dan lugar a elevaciones en los niveles de agua por encima de los valores máximos recurrentes y con la posibilidad de producir el desbordamiento del cauce e impactos en la conformación general del cauce y de las zonas aledañas. Este es un proceso natural (que en algunos casos puede ser detonado por la actividad antrópica) al cual no se le asigna periodicidad, es decir, no tiene un período de recurrencia especificado, y que presenta consecuencias ambientales debido a los incrementos repentinos del caudal en los ríos y quebradas. La avenida torrencial es la que da lugar a la inundación de tipo aluvial rápida o torrencial.

Estos incrementos extraordinarios del caudal pueden generar consecuencias ambientales muy diferentes a las de los procesos de tránsito hidráulico normal, ya que se sobrepasa la capacidad hidráulica de los ríos, por ende acelerando y modificando los procesos normales de erosión, transporte y sedimentación en la cuenca.

En zonas montañosas se presentan avenidas súbitas, las cuales son eventos muy rápidos y violentos, con gran capacidad de erosión y transporte, con un tiempo de concentración mínimo, difíciles de predecir, de muy corto tiempo de reacción y producidos por precipitaciones de fuerte intensidad horaria o por fenómenos ajenos a la cuenca como por ejemplo la ruptura de presas o erupciones volcánicas, el deshielo de picos nevados o sismos intensos que generan la falla de taludes en zonas inestables y húmedas.

Por su misma naturaleza, este tipo de procesos pueden generar impactos importantes a las poblaciones, infraestructura y terrenos adyacentes y cercanos al cauce del río o quebrada. Representan en sí un grave peligro a la población de las riberas de los ríos caudalosos. Debido a su alta capacidad de transporte, las avenidas torrenciales presentan altos grados de concentración de sólidos, lo cual aumenta la capacidad destructiva y de arrastre y eleva los niveles de agua.

El flujo de partículas suspendidas en el agua a gran velocidad tiene gran poder de destrucción de erosión debido a la combinación entre alta concentración de sólidos y velocidad. El flujo de partículas es un flujo de dos fases compuesto de agua, arena, gravas y cantos rodados. Estos flujos pueden transportar desde arcillas hasta cantos rodados teniendo como resultado una composición no uniforme.

La velocidad y el tiempo de duración de la creciente determinan las características de la misma. Estos parámetros que caracterizan el flujo varían continuamente en el tiempo y en el espacio, desde su origen hasta el final. Estas diferencias se ven reflejadas en los hidrogramas de las crecientes. Los hidrogramas se caracterizan por tener una curva ascendente que refleja un rápido proceso de concentración de caudal, luego una punta de crecida y finalmente una curva descendente que refleja el descenso de las aguas.



Figura 4-3

Avenida torrencial.

(Fuente: Instrumentos de apoyo para el análisis y la gestión de riesgos naturales, COSUDE 2002)

4.3.2 Aludes torrenciales

Los aludes torrenciales, corresponden a flujos extraordinarios con capacidad de arrastrar lodos y detritos en altas proporciones y que son generados por lluvias intensas, deslizamientos de gran magnitud, rotura de represamientos, erupción volcánica (lahares), deshielo de nevados o cualquier otro evento detonante de alta potencialidad. Hidráulicamente hablando, el cauce por donde transitan un alud torrencial se puede subdividir en cuatro zonas principales:

- zona de generación de la alud torrencial (evento generador y formación de lodos)
- zona de transporte (conducción y deslizamiento)
- zona de transición e inicio del depósito
- zona de depósito final.

La magnitud del alud torrencial va a depender de la intensidad, duración y frecuencia de la lluvia o del volumen inicial de agua proporcionada por el evento detonante extraordinario o de la intensidad del sismo y/o erupción volcánica. A medida que el agua y material proporcionado por el evento detonante comienza su movimiento, se inicia el arrastre de material, el cual a su vez se va mezclando con el agua para formar los lodos. Estos lodos posteriormente se mezclan con las corrientes naturales, las cuales, dependiendo de su capacidad de transporte, depositan o arrastran el material a las zonas de transporte. En las zonas de transporte, el flujo sigue arrastrando material del lecho y de las laderas e incluso siga recibiendo aportes de sedimento de los tributarios. Esta zona generalmente se caracteriza por tener pendientes altas que permiten que el material sea transportado. Luego viene una zona de transición, en la cual las pendientes del cauce disminuyen, con lo cual la velocidad del flujo también disminuye y se inicia un proceso de depositación del material transportado por la corriente, primero las partículas de mayor tamaño. Finalmente, cuando el alud torrencial llega a las planicies y la pendiente es muy pequeña se produce el depósito total del material transportado.

En el frente del alud torrencial se presenta una profundidad mayor que la del flujo que sigue, llamada “cabeza” del alud torrencial. En esta se presenta una mezcla intensa y el rompimiento de olas muy importantes en el control del alud torrencial. Dependiendo de la superficie sobre la cual se mueva el alud torrencial dependerá el tamaño de la cabeza. Cuando el alud torrencial transita sobre una pendiente, el tamaño relativo de la cabeza aumenta con el ángulo de la pendiente. Para el caso de una superficie horizontal, la cabeza del alud torrencial permanece casi constante.

Las superficies inclinadas de las zonas montañosas juegan un papel importante en la formación y desarrollo de un alud torrencial. No importa que pendiente tenga la ladera, la velocidad del flujo del frente, para una tasa de flujo dada, es casi constante y tiene un valor aproximado de 60% de la velocidad media. Para entender porqué la velocidad de flujo varía poco con la pendiente hay que pensar que aunque las fuerzas gravitacionales aumentan, las entradas en la cabeza del alud torrencial y en el flujo que viene detrás también aumentan.

4.3.2.1 Tipos de aludes

Los aludes van desde el transporte de una masa seca hasta el flujo de corrientes fluidas en el cual puede ocurrir flujo de lodos. Estos flujos tienen un gran contenido de agua y pueden provenir de pendientes que se han desintegrado con efectos catastróficos. Las erupciones volcánicas son responsables de diversos flujos controlados de gravedad incluyendo partículas y flujos de lodo.

Aludes con material rocoso: los aludes con material rocoso pueden ser causadas por arrastre del suelo, congelación – derretimiento, pero la causa más importante son los terremotos. Las avalanchas de roca que se presentan en regiones montañosas son generalmente de volumen pequeño y la extensión del depósito de este tipo de alud depende del volumen y no de la altura desde la cual se desprende el material.



Figura 4-4
Foto de un alud de rocas.

Aludes de lodo y partículas: la característica principal de los aludes de lodo y partículas es que esta se mueve como un líquido y es capaz de transportar cantos rodados grandes. En canales bien gradados los flujos de partículas tienen un espesor uniforme pero con un modo de inestabilidad bajo ciertas condiciones de velocidad, densidad y pendiente.



Figura 4-5
Alud de lodos (Río Belham, Montserrat).

4.4 Definición de inundaciones

Se considera inundación al flujo o invasión de agua, por exceso (desbordamiento) de escurrimientos superficiales o por su acumulación en terrenos planos, ocasionada por la falta o insuficiencia de drenaje tanto natural como artificial. Una inundación se produce cuando el caudal de las avenidas generadas en una cuenca supera la capacidad del cauce (desbordamiento). En general, la magnitud de una inundación provocada por procesos de origen hidrometeorológico, depende de la intensidad de las lluvias, de su distribución en el espacio y tiempo, del tamaño de las cuencas hidrológicas afectadas, de las características del suelo y del drenaje natural o artificial de las cuencas.

Los desbordamientos son un evento natural y recurrente para un río. Como resultado de lluvias fuertes o continuas que sobrepasan la capacidad de absorción del suelo y la capacidad de carga de los ríos y riachuelos. Esto hace que un determinado curso de aguas rebese su cauce e inunde tierras adyacentes. Las llanuras de inundación son, en general, aquellos terrenos sujetos a inundaciones recurrentes con mayor frecuencia, y ubicados en zonas adyacentes a los ríos y cuerpos de agua. Las llanuras de inundación están propensas a eso, a la inundación, y representan así elementos de riesgo para los asentamientos humanos y actividades de desarrollo.

La definición de llanuras de inundación depende de la perspectiva con que se analice. Como categoría topográfica se trata de una zona muy plana al lado del cauce de un río; geomorfológicamente, es una forma de terreno compuesto primariamente de material depositado no consolidado, derivado de sedimentos transportados por el río en cuestión;

hidrológicamente, está mejor definida como una forma de terreno sujeta a inundaciones periódicas por un río padre. Una combinación de estas características posiblemente cubre los criterios esenciales para definir una llanura de inundaciones. Más sencillamente, una llanura de inundación se define como una franja de tierra relativamente plana, junto a un río y que se desborda de las aguas durante las crecidas (Leopold et al., 1964, de www.oas.org.)

La complejidad y magnitud de una inundación puede verse directamente afectada por la acción de la intervención humana sobre la cuenca y/o el cauce del río. El daño generado por la inundación es usualmente la consecuencia de las actividades del hombre en áreas propensas a las inundaciones y pueden presentarse como resultado de cambios en el uso de la tierra como por ejemplo al utilizar un terreno aledaño al cauce de un río como zona de cultivos, y la transformación de la cobertura natural del suelo durante el proceso de urbanización. La Figura 4-6 esquematiza las causas, los efectos y los impactos normalmente generados por las inundaciones.

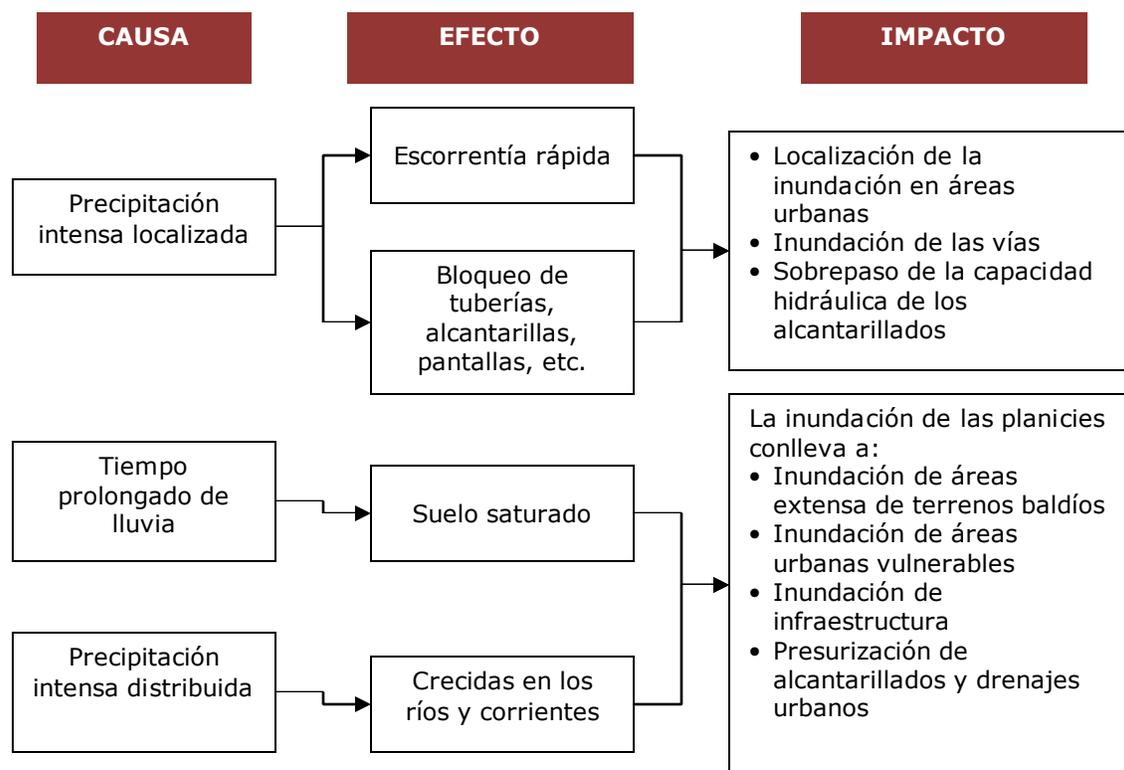


Figura 4-6
Las Causas, Efectos e Impactos de Inundaciones
 (Fuente: CIACUA – CEDERI, 2006)

4.5 Tipos de inundación

Las inundaciones se producen cuando lluvias intensas o continuas sobrepasan la capacidad de retención e infiltración del suelo, la capacidad máxima de transporte del río o arroyo es superada y el cauce principal se desborda e inunda los terrenos cercanos a los cursos de agua. Las inundaciones son un evento natural y recurrente para un río.

Las inundaciones pueden clasificarse según su origen y según su tiempo de aparición. De acuerdo con su origen las inundaciones se clasifican en pluviales, fluviales, costeras y lacustres. Por otro lado y de acuerdo con la velocidad con la que se presenta la inundación estas pueden clasificarse en repentinas o súbitas y lentas.

4.5.1 Inundaciones pluviales y fluviales

Las inundaciones pluviales, causadas directamente por la lluvia, y las fluviales, causadas por el desbordamiento de los ríos, son consecuencia de las precipitaciones que se producen cuando la humedad contenida en los mares, océanos y otros grandes cuerpos de agua es transportada hacia tierra por el viento; al ascender el vapor de agua y disminuir su temperatura, la humedad se precipita en forma de lluvia, nieve o granizo. El proceso puede originarse debido a ciclones tropicales, vientos normales, frentes polares y procesos convectivos.

4.5.2 Inundaciones costeras

Además de las inundaciones pluviales y fluviales, las zonas costeras pueden ser afectadas por las marejadas, donde la sobreelevación del nivel medio del mar hace que éste penetre tierra adentro afectando en algunas ocasiones áreas muy amplias. A este proceso se suma el oleaje y juntos causan daños importantes, como la socavación de los cimientos en los edificios costeros, el naufragio de embarcaciones, la destrucción de instalaciones portuarias, la rotura de las obras de protección costera y la erosión de las playas y riscos. El efecto del agua no sólo es destructivo al avanzar tierra adentro, sino también en su retirada hacia el mar. Un ejemplo de este tipo de procesos y los daños correspondientes, ocurrió en 1988 en las playas de Cancún, Quintana Roo, debido al paso del huracán Gilberto.

4.5.3 Inundaciones lacustres

Se originan en los lagos o lagunas por el incremento de sus niveles y son peligrosas para los asentamientos cercanos a las áreas de embalse.

4.5.4 *Inundaciones repentinas o súbitas*

No todas las inundaciones se dan a través de un crecimiento paulatino del nivel del agua en el cauce y un desbordamiento relativamente pacífico. En zonas desérticas o en las cuencas pequeñas, con altas pendientes, sobre todo si se encuentran deforestadas, se producen tiempos de concentración muy cortos y la inundación puede ser repentina, con sólo unos minutos para reaccionar.

Las crecientes repentinas se caracterizan porque las aguas desarrollan grandes velocidades y un gran caudal, lo que genera fuerza y turbulencia en sus aguas. Por lo general se arrastra gran cantidad de maleza, piedras, troncos, escombros y otros materiales.

Los efectos de una inundación son difíciles de evaluar sin el auxilio de datos geográficos específicos. Como ejemplo se tiene el caso del huracán Paulina (1997), sobre la zona urbana de Acapulco en la costa Pacífico Sur de México. Al afectar dicho puerto turístico el huracán Paulina ya se encontraba en franco estado de disipación, transitando a lo largo de la costa con su centro de giro muy cerca del litoral. El observatorio meteorológico más cercano, a unos 20 Km de la zona, midió más de 400 mm de lluvia acumulada en un lapso de 8 horas.

4.5.5 *Inundaciones lentas (pasivas)*

Se presentan cuando el agua proviene de lluvias o del desbordamiento de una corriente de agua que cubre poco a poco las zonas cercanas a su cauce, llenando de agua las planicies y valles que rodean el río, así como las viviendas, construcciones, cultivos, etc. Son típicas de llanuras bajas, litorales y áreas deltáicas.

Con los aguaceros fuertes y prolongados que caen sobre llanuras y planicies, el agua puede ser absorbida por el suelo a manera de una esponja. Al continuar la lluvia, esta especie de esponja natural se satura de agua, facilitando el encharcamiento y luego la inundación. En otros casos, si los aguaceros son fuertes y prolongados en las partes altas de la cuenca, los niveles del río irán aumentando lentamente hasta superar la capacidad del cauce y producir así la inundación por desbordamiento. Así mismo, la actividad humana juega un papel esencial al producir erosión de los suelos, cuyos sedimentos al ser arrastrados por las aguas son depositados posteriormente en las partes bajas. Estas acumulaciones hacen que se disminuya la capacidad del cauce y se produzcan nuevas inundaciones y cambios en el curso.

4.6 Causas principales de las inundaciones

Las causas principales de las inundaciones son las siguientes:

Ciclones tropicales: las precipitaciones fuertes y abundantes que provocan los ciclones tropicales, la marejada ocasionada por los fuertes vientos que soplan hacia la costa y la

diferencia de presión atmosférica entre el ciclón y los alrededores generan grandes olas que inundan las costas.

Tormentas convectivas: este tipo de precipitaciones comúnmente llamadas trombas o chubascos, cubren áreas de entre 5 y 10 km de diámetro y se presentan acompañadas de descargas eléctricas, intensos vientos y granizo.

Granizo: el granizo consiste en lluvia helada que cae con fuerza en forma de proyectiles y tapa las redes de alcantarillado, lo que impide el desalojo de las aguas en zonas urbanas.

Nieve: se considera como agente de inundación debido a que, con el deshielo (primavera), ocasiona escurrimientos que se acumulan y alteran el desarrollo de actividades.

Ruptura de presas: cuando se rompe una presa toda el agua almacenada en el embalse es liberada bruscamente y se forman grandes inundaciones.

Actividades humanas: los efectos de las inundaciones se ven agravados por algunas actividades humanas, por ejemplo:

- Al pavimentar y techar cada vez mayores superficies se impermeabiliza el suelo, lo que impide que el agua se absorba a través del mismo y acelera la escorrentía hacia a los cauces de los ríos a través de desagües y cunetas.
- La tala de bosques y los cultivos que desnudan al suelo de su cobertura vegetal facilitan la erosión, con lo que llegan a los ríos grandes cantidades de materiales en suspensión, lo que agrava el efecto de la inundación.
- Las canalizaciones solucionan los problemas de inundación en algunos tramos del río pero los agravan en otros a los que el agua llega mucho más rápidamente.
- La ocupación de los cauces por construcciones reduce la sección útil para evacuar el agua y reduce la capacidad de la llanura de inundación del río. La consecuencia es que las aguas suben a un nivel más alto y llega mayor cantidad de agua a los siguientes tramos del río, porque no ha podido ser embalsada por la llanura de inundación, provocando mayores desbordamientos.

Lahares: se forman en las erupciones de los volcanes cuando se mezclan los materiales volcánicos con agua o nieve.

Los deslizamientos de laderas: se obstruyen los cauces de los ríos y pueden regresar aguas de tal forma que cuando se rompen causan graves inundaciones.

4.7 Efectos principales de las inundaciones

4.7.1 Desbordamiento de ríos

El desbordamiento de los ríos es la manifestación destructiva de las lluvias intensas que más se conoce. Aunque este proceso no se encuentra restringido al caso de lluvias

ciclónicas, en las condiciones geográficas de Centroamérica, las tormentas y ciclones tropicales constituyen los procesos hidrometeorológicos que más frecuentemente producen desbordamiento de ríos.

Se define como capacidad de conducción del cauce de un río al caudal más grande que puede transportar sin que el nivel de agua exceda la elevación de los bordes. Cuando en la cuenca de drenaje del río ocurre una tormenta o lluvia intensa, se produce un flujo sobre la superficie del suelo que al llegar a los ríos hace que su caudal aumente hasta un máximo, comúnmente llamado caudal pico. En el lapso en que el caudal excede a la capacidad de conducción del río, el agua sale del cauce y genera un desbordamiento luego inundación. La extensión de la zona de inundación depende del volumen de agua que escapa del cauce.

4.7.2 Represamiento en puentes y vías de comunicación

Generalmente los taludes de los caminos tienen una forma muy similar a la de las presas de materiales graduados y enrocamiento. Cuando un camino cruza el cauce de un río, el puente se construye sobre éste, y en ocasiones sólo una sección del mismo (Figura 4-7). Mientras el caudal del río sea capaz de fluir solamente por ese cauce y pasar sin restricción por debajo del puente, el camino no afecta de ninguna manera el comportamiento del río. Sin embargo, en condiciones extremas, sobre todo si el agua ha invadido ya la llanura de inundación, el camino empieza a operar como una presa (Figura 4-8).

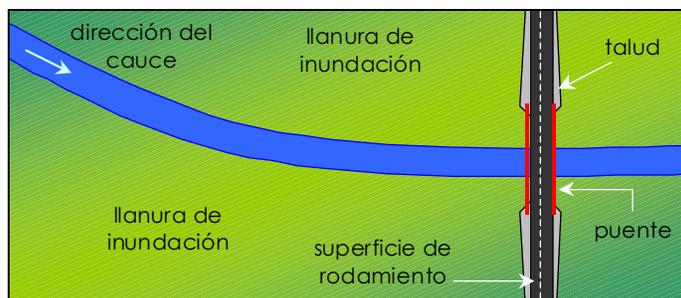


Figura 4-7

Cauce en condiciones normales al cruzar un puente

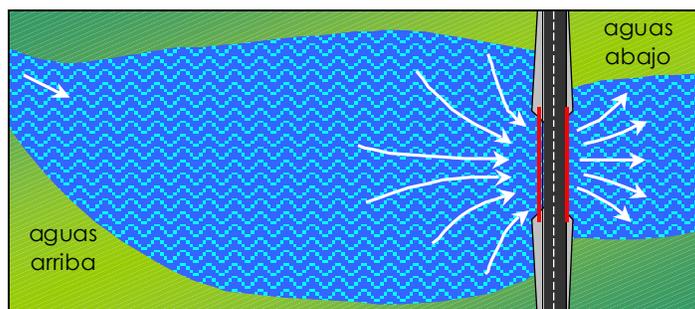


Figura 4-8

Efecto de represamiento cuando el cauce presenta un caudal extraordinario

La restricción que el camino impone sobre el flujo libre del río en la llanura de inundación produce que el nivel aguas arriba se incremente, con lo que la velocidad de flujo bajo el puente aumenta. Sin embargo, los rellenos de los caminos no se construyen con especificaciones orientadas para soportar el empuje del agua, como en las presas, y pueden llegar a fallar bajo esta condición. El nivel del agua pudiera alcanzar proporciones que permitieran el flujo pasar por arriba de la carpeta de rodamiento y, puesto que no están diseñados para soportar flujo de alta velocidad, esto podría producir erosión y la falla.

El efecto más común del camino a través de la llanura de inundación es el remanso: el nivel aguas arriba crece y este efecto se puede extender por una gran distancia en dicha dirección.

4.7.3 Fallas en puentes

Los puentes que se encuentran sobre cañadas, arroyos y ríos son algunas de las estructuras que están más expuestas durante las crecidas producidas por las lluvias intensas (Figura 4-9). La mayor parte de las fallas en los puentes se deben a la socavación del fondo del río en el que se encuentran empotradas las cimentaciones de las pilas del puente. Cuando un río conduce un caudal extraordinario, la velocidad de flujo es mucho mayor que en condiciones normales, y por ello tiene la capacidad de suspender y arrastrar material suelto del fondo. De hecho, el obstáculo que representan las pilas del puente facilita el proceso de socavación. Así pues, oculto a la vista de los usuarios del puente, bajo sus pies presenta un peligro considerable durante una crecida. La totalidad de la pila puede quedar sin apoyo. Y bajo las fuerzas laterales que el flujo ejerce sobre el puente, éste puede fallar en forma repentina.

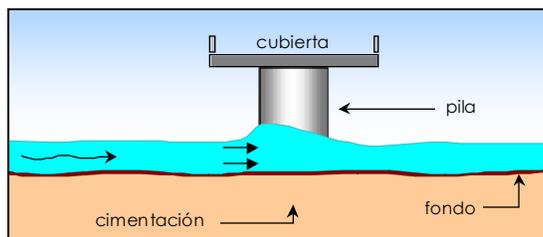


Figura 4-9

Cauce en condiciones normales al cruzar sobre una pila del puente

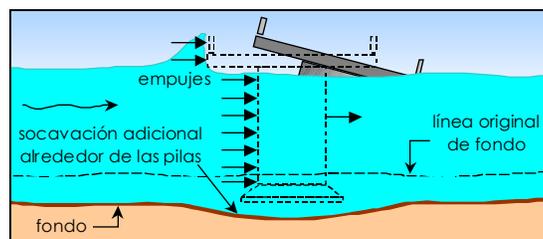


Figura 4-10

Cauce en condiciones extraordinarias al cruzar sobre una pila del puente, provocando la socavación y su posible falla

Un momento especialmente peligroso al aumentar el nivel del río, es aquél en que el agua alcanza la cubierta del puente. En este momento se incrementa el área que opone resistencia al flujo, crea así un aumento en las fuerzas de empuje sobre el puente (Figura 4-10). Un puente que ya se encuentra en condiciones precarias debido a la socavación puede fallar una vez que el agua alcanza la cubierta del mismo. Aunque un puente no falle de inmediato, el agua fluyendo por encima de la carpeta de rodamiento representa un peligro extremo para todos los vehículos y demás usuarios.

4.7.4 *Deslizamientos y depósito de sedimentos*

Otro de los puntos vulnerables a considerar son los asentamientos al pie de montañas, pues es común que éstas tengan deslizamientos de materiales que los afectan. La estabilidad de un talud depende de la fricción interna entre las partículas que lo forman. En condiciones secas y naturales los taludes son normalmente estables. Durante las lluvias torrenciales, el agua que se infiltra en el terreno reduce la fricción interna entre las partículas del talud.

Otro de los efectos destructivos importantes durante las intensas lluvias es el de arrastre de los sedimentos de las zonas erosionadas a las zonas de depósito. Las zonas de erosión son aquellas que dependen del tipo de suelo, configuración del terreno y de altas velocidades de flujo, normalmente en las partes altas de la cuenca. Conforme la pendiente del cauce se reduce hacia la parte baja, se requiere un mayor nivel (y menor velocidad de flujo) para conducir la misma cantidad de agua. Este flujo de menor velocidad es incapaz de mantener en suspensión a todo el sedimento y lo deposita paulatinamente en las zonas inundadas. Si ocurre un desbordamiento en una llanura donde las velocidades de flujo son pequeñas, se depositan los sedimentos, pudiendo quedar enterradas edificaciones completas. Los costos de remoción de estos sedimentos son sumamente altos.

4.7.5 *Daños directos a los edificios*

Las acumulaciones locales de lámina de lluvia, aún en caso extremo, no producen condiciones de peligro para la población. Estas se producen al fluir naturalmente el agua hacia las zonas más bajas por efecto de la gravedad. Sin embargo, la simple caída de lluvia sí produce daños en las edificaciones. Estos son los llamados daños directos por lluvia. Las causas de que los edificios sufran algunos daños por ésta razón se deben principalmente a:

- Vidrios rotos o mal colocados
- Muros y azotea con agrietamientos
- Falta de mantenimiento

Los daños que produce en el exterior pueden ser en:

- Acabados
- Área de jardín

Una vez que el agua de lluvia entra al edificio produce daños en:

- Muebles
- Alfombras
- Acabados
- Plantas de luz
- Elevadores
- Sótanos
- Equipos
- Tuberías
- Sistema eléctrico
- Sistema de drenaje
- Tuberías de agua lluvia y alcantarillado
- Instalaciones en sótanos y plantas bajas

Los daños directos no necesariamente ponen en peligro a las personas o a las construcciones, pero afectan principalmente a la economía del propietario o a las compañías de seguros.

4.7.6 Daños agrícolas

Aunque la densidad de daños (pesos por unidad de área) es mucho más importante en zonas pobladas, los daños a las actividades agropecuarias pueden también alcanzar magnitudes importantes para el caso de una inundación.

Dada la fertilidad natural de las llanuras de inundación de los ríos, es poco racional mantenerlas sin desarrollo agropecuario alguno. Sin embargo, la amenaza de inundación extraordinaria debe ser considerada cuantitativamente en la planificación económica. Bajo algunas circunstancias, la concientización sobre el riesgo puede orientar los tipos de cultivo que se establecen en la región inundable o plantear planes de contingencia para los eventuales eventos esperados.

5 Amenaza por deslizamientos

5.1 Definición

Los deslizamientos se definen como el movimiento lento o rápido del material superficial de la corteza terrestre (suelo, arena, roca) en una zona con pendiente baja o alta, debido a un aumento de peso, pérdida de la consistencia de los materiales, acciones externas, o algún otro factor detonante que genere un desequilibrio en las condiciones de estabilidad de la ladera.

La susceptibilidad de una zona a presentar un fenómeno de remoción en masa depende de aspectos como el uso de la tierra, la deforestación, el manejo de aguas en la zona, las aguas subterráneas, las acciones antrópicas incluyendo obras de infraestructura cercanas o presencia de tuberías y otros sistemas, los aspectos climáticos no solo instantáneos sino históricos, los procesos de deterioro o afectación del terreno y en general todos los factores locales, regionales, ambientales, climáticos o antrópicos que puedan afectar las condiciones de equilibrio de un terreno con una pendiente determinada.

Por otro lado la ocurrencia o no de un determinado deslizamiento depende de que se presente un evento detonante el cual está normalmente asociado a un régimen especial de lluvias, a un evento sísmico cercano o a un evento volcánico. También se han reportado casos de eventos detonantes debido a acciones de la naturaleza tales como efectos de socavación o crecientes de ríos que desestabilizan un determinado talud o efectos mismos de erosión. Dentro de los eventos asociados con la actividad del hombre y que se pueden convertir en detonantes, cabe mencionar la realización de excavaciones o movimiento de tierras, la rotura de tuberías, el manejo inadecuado de aguas, la sobrecarga en zonas inadecuadas, la colocación de rellenos sin compactación adecuada, entre otras.

Los parámetros anteriores se consideran los más importantes a tomar en cuenta para el análisis de susceptibilidad, lo que lleva a que el tema de amenaza por movimientos de tierra sea un tema de alta complejidad el cual, para efectos del presente proyecto, solo puede aproximarse mediante el empleo de modelaciones simplificadas.

5.2 Factores que definen la ocurrencia del fenómeno

Los principales factores que contribuyen a la eventual ocurrencia de un movimiento de tierra son los siguientes:

Topografía: los movimientos de tierra ocurren con mayor frecuencia en terrenos de pendiente pronunciada, y desprovistos de vegetación. Sin embargo dependiendo del tipo de suelo y de las demás condiciones geológicas y geotécnicas también pueden presentarse movimientos de tierra en terrenos con bajas pendientes y con vegetación.

Geología: aporta un número de parámetros importantes para comprender la inestabilidad de las laderas.

- *Litología:* los tipos de rocas y la calidad de los suelos determinan en muchos casos la facilidad con que la superficie se degrada por la acción de los factores externos (meteorización, intemperismo, etc.)
- *Estructuras:* determinan zonas de debilidad (fallas, diaclasas y plegamientos), y la colocación de los materiales en posición favorable a la inestabilidad (estratos).

Lluvias: los aspectos climáticos, y en particular la intensidad, duración y acumulación de lluvias en el tiempo, pueden favorecer la inestabilidad del subsuelo al aportar una suficiente cantidad de agua que genera la saturación de los suelos superficiales. Esto debido al aumento en el peso de suelo susceptible de deslizarse y a la presión que ejerce el líquido en los poros y fisuras del suelo. Así mismo, las lluvias y la formación de corrientes de agua por la superficie (escorrentía superficial) favorecen los procesos de erosión, los cuales a su vez pueden detonar la ocurrencia de fenómenos de movimiento de tierra.

Las altas precipitaciones en combinación con el tipo de suelo conformado en algunos casos por material muy alterado, fomentan la formación y aceleración de los movimientos de tierra debido a las siguientes razones:

- El suelo normalmente con altos contenidos de suelo fino, se satura por la cantidad de agua recibida con lo cual se hace más pesado.
- Debido al alto contenido de humedad, las propiedades del suelo tales como la cohesión o la fricción pueden verse afectadas disminuyendo en algunos casos en forma considerable, aumentando de esta manera la susceptibilidad al deslizamiento.

Otros detonantes:

- *Sismicidad:* las vibraciones provocadas por sismos pueden ser lo suficientemente fuertes como para generar movimientos de tierra de diversa magnitud, afectando extensas áreas.
- *Vulcanismo:* es un elemento detonante de fenómenos de inestabilidad, tanto por la propia actividad volcánica (sismos volcánicos y deformación del aparato volcánico), como por la acumulación progresiva de materiales fragmentarios (cenizas, bloques, etc.) que por sus características físicas favorecen la inestabilidad de los terrenos en áreas aledañas al aparato volcánico.
- *Erosión:* normalmente los periodos lluviosos prolongados traen consigo la ocurrencia de crecientes en ríos y quebradas los cuales por sus altos caudales generan actividad de erosión en los márgenes. Esta erosión y socavación lateral debilita la base de taludes adyacentes detonando con esto eventos de movimientos

de tierra que en situaciones normales no se presentarían. En algunas ocasiones dichas inestabilidades pueden generar taponamientos parciales o totales de cauces de aguas con posibles consecuencias devastadoras al romperse dichos diques accidentales.

- *Factores antrópicos (actividad del hombre):* todos los fenómenos descritos anteriormente forman parte del natural equilibrio geológico y que puede romperse por la actividad constructiva y destructiva del hombre. De esta manera, el ser humano contribuye a provocar o acelerar estos fenómenos. Esto sucede, cuando la actividad humana se realiza sin una adecuada planificación, especialmente en obras viales (carreteras y puentes) explotación de tajos, desarrollos urbanísticos, rellenos mal hechos, corte en el perfil natural de laderas, deforestación, prácticas agrícolas deficientes en la conservación de suelos, entre otros. Todo esto promueve procesos de inestabilidad en suelos que en cierta medida son naturalmente vulnerables a esta clase de fenómenos y que tienen graves consecuencias en el futuro.

5.3 Tipos de movimientos de tierra

El término movimiento de tierra o de terreno (también llamado movimiento en masa o remoción en masa) describe una amplia variedad de procesos que resultan en un movimiento descendente y hacia afuera de los materiales que conforman una ladera incluyendo roca, suelo, relleno artificial o la combinación de éstos. Los materiales pueden ser movidos por caída, volcamiento, deslizamiento, propagación lateral o flujo. Los movimientos de tierra pueden diferenciarse por el tipo de material involucrado y las características del movimiento. La Tabla 5-1 y la Figura 5-1 describen los tipos de movimientos de terreno más usuales.

Tabla 5-1
Clasificación de tipos de movimientos de tierra
(Fuente: Suárez, 2001.)

Tipo de movimiento	Tipo de material		
	Lecho rocoso	Suelos	
		Predomina grano grueso	Predomina grano fino
CAÍDAS	Caídas de roca	Caídas de detritos	Caídas de tierra
VOLCAMIENTO	Volcamiento de roca	Volcamiento de detritos	Volcamiento de tierra
DESIZAMIENTOS	ROTACIONAL	Deslizamiento de roca	Deslizamiento de detritos
	TRANSLACIONAL		
PROPAGACIÓN LATERAL	Propagación de roca	Propagación de detritos	Propagación de tierra
FLUJOS	Flujo de roca (reptación profunda)	Flujo de detritos	Flujo de tierra
		(reptación de suelo)	
COMPLEJO	Combinación de dos o más tipos principales de movimiento.		

Caída: es el movimiento de rocas, principalmente a través del aire y en forma rápida sin dar tiempo a eludirlas.

Volcamiento: consiste en el giro hacia delante de una o varias rocas ya sea por acción de la gravedad o presiones ejercidas por el agua.

Deslizamiento: es el movimiento del suelo, generalmente por acción de una falla o debilidad del terreno y se puede presentar de dos formas:

- *Deslizamiento rotacional (hundimientos):* Son los desplazamientos de suelos o rocas blandas a lo largo de una depresión del terreno.
- *Deslizamiento translacional:* Consiste en movimientos de capas delgadas de suelo o rocas fracturadas a lo largo de superficies con poca inclinación

Flujos de tierra: son movimientos lentos de materiales blandos. Estos flujos frecuentemente arrastran parte de la capa vegetal.

Flujos de lodo: se forman en el momento en que la tierra y la vegetación son debilitadas considerablemente por el agua, alcanzando gran fuerza cuando la intensidad de las lluvias y su duración es larga.

Reptación: es la deformación que sufre la masa de suelo o roca como consecuencia de movimientos muy lentos por acción de la gravedad. Se suele manifestar por la inclinación de los árboles y postes, el tensionamiento de las raíces de los árboles, el corrimiento de carreteras y líneas férreas y la aparición de grietas.

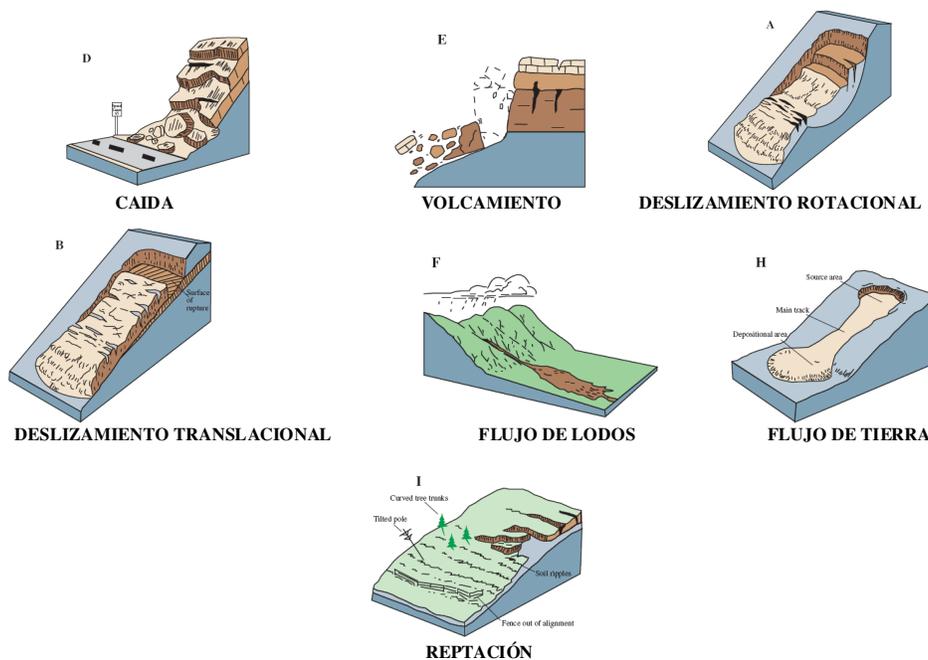


Figura 5-1
Principales tipos de deslizamiento
 (Fuente: *Landslides Types and Processes*, USGS)

En adelante en este documento se hará referencia exclusiva al término “deslizamiento” como referencia principal a los deslizamientos como tal según la clasificación anterior (translacionales o rotacionales), pero que por el método de análisis propuesto, resulta igualmente válido como indicador de susceptibilidad de los otros fenómenos de movimiento de terreno

5.4 Clasificación según la velocidad del movimiento

Dependiendo de la velocidad, los deslizamientos se pueden clasificar en un rango de categorías que va desde lentos hasta rápidos.

Deslizamientos rápidos: Alcanzan velocidades hasta de metros por segundo y se pueden originar en zonas con pendientes muy fuertes, donde domina la caída de rocas y residuos que se acumulan formando un talud, o se puede producir al deslizarse una gran masa en segundos o minutos. Entre ellos tenemos, desprendimientos y flujos de lodo.

Deslizamientos lentos: Las velocidades son del orden de centímetros o metros por año. Se caracterizan por transportar gran cantidad de material. Evidencias que muestran la presencia de un deslizamiento lento son: la inclinación de los árboles a favor de la pendiente, la inclinación de cercas, el agrietamiento de casas, etc.

En un mayor grado de refinamiento, los deslizamientos pueden clasificarse según la velocidad de acuerdo con la Tabla 5-2.

Tabla 5-2
Clasificación de deslizamientos según su velocidad

Clase	Descripción	Velocidad		Poder destructivo
7	Extremadamente rápida	5×10^3 mm/s	5 m/s	Catástrofe de violencia mayor; edificios destruidos por el impacto o el material desplazado, muchas muertes; escape improbable.
6	Muy rápida	5×10^1 mm/s	3 m/min	Algunas pérdidas de vidas; velocidad demasiado alta para permitir a todas las personas escapar.
5	Rápida	5×10^{-1} mm/s	1.8 m/h	Escape posible; estructuras, propiedades y equipos destruidos.
4	Moderada	5×10^{-3} mm/s	13 m/mes	Algunas estructuras temporales y poco sensitivas pueden mantenerse temporalmente.
3	Lenta	5×10^{-5} mm/s	1.6 m/año	Construcciones remediabiles pueden llevarse a cabo durante el movimiento. Algunas estructuras insensitivas pueden mantenerse con mantenimiento frecuente.
2	Muy lenta	5×10^{-7} mm/s	16 mm/año	Algunas estructuras permanentes no son dañadas por el movimiento.
1	Extremadamente lenta	$< 5 \times 10^{-7}$ mm/s	< 16 mm/año	Imperceptibles sin instrumentos; construcciones posibles pero deben tenerse precauciones.

5.5 Efectos de los deslizamientos

Los principales efectos de los deslizamientos son los siguientes:

- Ruptura o agrietamiento del suelo
- Erosión intensa
- Destrucción y taponamiento de infraestructura
- Derrumbes y grandes movimientos de tierra
- Desestabilización de terrenos adyacentes
- Represamiento y generación de embalses en cauces fluviales con desarrollo de eventuales avalanchas de lodo y rocas.
- Pérdida de vidas humanas

Las fotografías anexas ilustran algunos efectos de los deslizamientos.

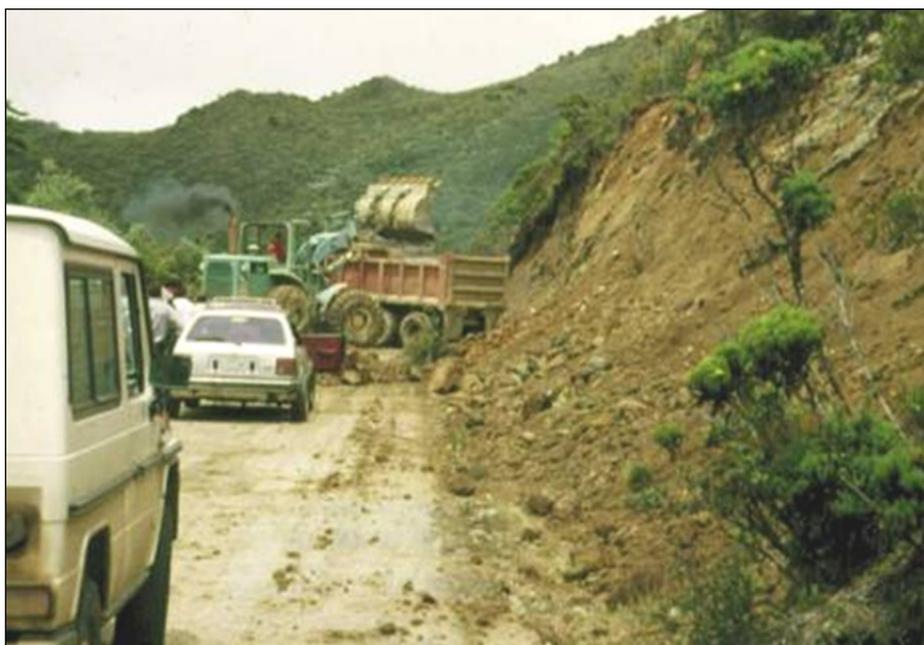


Figura 5-2
Taponamiento de infraestructura vial como consecuencia de deslizamientos.
(Fuente: weblogs.madrimasd.org)



Figura 5-3
Daño en la carretera del Paso Canoas, Costa Rica, debido a deslizamiento.
(Fuente: CRID)



Figura 5-4
Deslizamiento de las Colinas, grandes movimientos de tierra, El Salvador 2003
(Fuente: www.geo.mtu.edu)



Figura 5-5
Deslizamiento en Las Colinas produjo la muerte a cerca de 600 personas, destruyó 6 manzanas, y un barrio ubicado al pie del cerro. El Salvador.
(Fuente: INETER)



Figura 5-6
Deslizamiento causado por el sismo de febrero de 1976 en Guatemala
(Fuente: E.L. Harp, U.S. Geological Survey)



Figura 5-7
Deslizamiento en el volcán la casita en Nicaragua. Erosión intensa.
(Fuente: K.M. Scott, U.S. Geological Survey)

6 Amenaza volcánica

Los volcanes son en esencia aparatos geológicos que establecen una comunicación temporal o permanente entre la parte profunda de la litósfera y la superficie terrestre.

Cuando el magma asciende a la superficie, este presiona sobre la corteza para salir al exterior generando con esto una erupción volcánica. El magma al salir forma un cono o edificio volcánico formado por la superposición de productos piroclásticos, flujos de lava, lahares y cenizas volcánicas generando con esto los llamados estrato-volcanes. Los volcanes se clasifican dependiendo del tipo de producto volcánico, la estructura de su formación y a los procesos eruptivos característicos.

Los volcanes constituyen el único evento que pone en comunicación directa la superficie de la tierra con los niveles profundos de la corteza terrestre; es decir, son el único medio para la observación y el estudio de los materiales líticos de origen magmático, que constituyen aproximadamente el 80 % de la corteza sólida.

En la profundidad del manto terrestre, el magma bajo presión asciende, creando cámaras magmáticas dentro o por debajo de la corteza terrestre. Las grietas en las rocas de la corteza proporcionan una salida para la intensa presión con lo cual se conforma una erupción con diversos materiales como vapor de agua, humo, gases, cenizas, rocas y lava los cuales son lanzados a la atmósfera en el proceso.

La mayoría de los países de América Central se encuentran sometidos a un amplio espectro de amenazas originado por la subducción de la placa de Cocos bajo la placa Caribe, creando un cinturón de fuego que va desde México a Panamá en América Central. La zona de subducción del Pacífico genera una inusitada concentración de volcanes activos que emergen en forma paralela a la costa y se prolonga de norte y sur a todo lo largo de Centro América. Los volcanes de Nicaragua (19 del Holoceno) y Costa Rica (10 del Holoceno) han tenido actividad volcánica eruptiva pequeña o moderada en tiempos históricos. Por ejemplo el volcán Momotombo es un volcán joven (estrato-volcán) que se proyecta en forma prominente por encima del borde nor-oeste del Lago de Managua, conformando una de las características geomorfológicas más reconocidas de Nicaragua. Este mismo volcán en 1605-1606 destruyó la ciudad de León, originalmente la capital de Nicaragua. Desde 1524, este volcán ha generado 15 erupciones, la más reciente de ellas en 1905. Por ser una zona de subducción, los estratovolcanes (ver clasificación de volcanes abajo) son lo más frecuentes en la zona al igual que las calderas, presentándose los volcanes tipo domo y escudo con menos frecuencia.

Otro ejemplo que merece ser citado es el volcán Arenal (estratovolcán), ubicado en el costado occidental de la provincia de Alajuela en Costa Rica, el cual registra una actividad importante reciente. El periodo eruptivo reciente del volcán Arenal comenzó en 1968 con una explosiva erupción de gran magnitud, presentando desde entonces actividad frecuente.

La Figura 6-1 presenta una fotografía de la erupción del 15 de junio de 1997 en el volcán Arenal.



Figura 6-1
Erupción en volcán Arenal, Costa Rica
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.1 Tipos de volcanes

Con respecto a la clase y tipo de volcanes, estos se clasifican de acuerdo con su estructura de formación y procesos eruptivos característicos. Los principales tipos de volcanes corresponden a estrato-volcanes, volcanes en escudo, calderas, fisuras eruptivas, conos piroclásticos y conos de lava. A continuación se da una breve descripción de cada uno de estos tipos de volcanes.

6.1.1 Estratovolcanes

Llamados así por la forma en que los depósitos de lava fluida y fragmentos piroclásticos se han depositado en estratos sucesivos formando estructuras que rara vez exceden la pendiente de materiales fragmentados en reposo (30°)(ver Figura 6-2). Las lavas más comunes en este tipo de estructuras son de tipo andesitas y dacitas, cuya alta viscosidad y baja temperatura difieren de las basálticas de baja viscosidad y alta temperatura. Los estrato-volcanes corresponden a la estructura volcánica más común en la tierra (cerca del 60% de los volcanes son de este tipo) y se localizan generalmente en zonas de subducción. La tasa de producción de magma es baja por lo cual el tiempo de reposo entre erupciones en este tipo de volcanes es normalmente prolongado.

Los estrato-volcanes han causado más muertes y destrucción que cualquier otro tipo de volcán pues a pesar de ser el tipo de volcán más común, su estructura es fruto de la acumulación de materiales en depósito poco consolidados susceptibles de ser removidos en masa por fenómenos como lluvias torrenciales o sismos, resultando en flujos de lodo avalanchas o deslizamientos en los costados de la estructura, como sucedió en eventos históricos como la erupción del Monte San Helena en el estado de Washington, EEUU, en

1980 y en el Nevado del Ruiz - Colombia durante una corta erupción en 1985 con devastadoras consecuencias para la población de Armero (cerca de 50.000 muertos).



Figura 6-2
Estratovolcán Arenal, Costa Rica.
(Tomado de VolcanoWorld <http://volcano.und.edu>)

6.1.2 Volcanes en escudo o domos

A diferencia de los estratovolcanes, los volcanes en escudo o domos deben su estructura y forma a la acumulación sucesiva de material fluido por lo tanto no alcanzan las elevadas alturas ni pendientes de los estratovolcanes. Estos se forman comúnmente producto de placas divergentes o en puntos donde el magma se encuentra a menor profundidad. Son casi exclusivamente basálticos que es un tipo de lava muy fluida y de elevadas temperaturas, por lo cual es muy común su presencia en los puntos volcánicos calientes. Un ejemplo de estos volcanes son los que dieron origen a las islas Hawaianas, las islas Galápagos y las islas Canarias. La Figura 6-3 presenta un ejemplo de un escudo o domo y que corresponde a las islas Hawai.



Figura 6-3
Volcanes en escudo o domo en las islas de Hawai. (EM) East Maui, (K) Kohala, (MK) Mauna Kea, (ML) Mauna Loa, (H) Hualalai.
(Tomado de VolcanoWorld <http://volcano.und.edu>)

6.1.3 Calderas

Son grandes depresiones formadas por la expulsión de una gran cantidad de material en explosiones de gran magnitud. Es el tipo de volcán más explosivo a pesar de no parecer un volcán propiamente. El prominente tamaño de las depresiones se asocia a tamaños de calderas importantes con lo cual los efectos de las erupciones en calderas pueden propagarse por miles de kilómetros cuadrados en múltiples direcciones. Las calderas se pueden generar por depresiones a causa de explosiones múltiples durante largos periodos de reposo o por deslizamiento o erosión de estructuras volcánicas. La mayor parte de las calderas dan lugar a prominentes lagunas que a su vez son escenarios eruptivos de potencial impacto, al involucrar volúmenes de agua importantes en el proceso. Al igual que los estratovolcanes, las calderas típicamente están ubicadas en zonas de subducción.

La Figura 6-4 presenta un ejemplo de la gran caldera del volcán Las Sierras, Nicaragua, del Pleistoceno. En su interior se encuentran numerosas estructuras como fisuras, estratovolcanes y conos de ceniza.



Figura 6-4
Caldera del volcán Las Sierras a la derecha la ciudad de Masaya, Nicaragua.
(tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.1.4 Fisuras eruptivas

Se trata de fisuras producidas por la fractura del material superficial o del cono volcánico a causa de la intrusión de magma o gases eruptivos. Estas fisuras pueden ser fuente de procesos eruptivos y consecuentemente generar otro tipo de estructura como calderas o conos. Esta actividad en ocasiones se presenta a lo largo de grandes distancias. Erupciones masivas en este tipo de estructuras pueden generar prominentes planicies y cubrir grandes extensiones de tierra. La Figura 6-5 presenta un ejemplo de fisura eruptiva correspondiente al volcán Kuchinoerabu en Japón



Figura 6-5
Fisura eruptiva en el volcán Kuchinoerabu, Japón.
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.1.5 Conos piroclásticos

Estas estructuras están conformadas por el depósito de sucesivas erupciones de material piroclástico y se conocen también como conos de ceniza o escoria. Principalmente formados en periodos eruptivos cortos, los conos piroclásticos pueden ser parte de estructuras más grandes como estratovolcanes o estructuras independientes.

La Figura 6-6 presenta un ejemplo de cono piroclástico correspondiente al Cerro Negro en Nicaragua.



Figura 6-6
Cono piroclástico Cerro Negro, Nicaragua.
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.1.6 Conos de lava

Son estructuras conformadas por la acumulación sucesiva de flujos viscosos de baja velocidad. Al igual que los conos Piroclásticos pueden ser parte de estructuras de mayor dimensión o ser estructuras independientes. Por el proceso de conformación son estructuras no muy prominentes en altura pero que pueden ocupar grandes extensiones de superficie.

La Figura 6-7 presenta un ejemplo de cono de lava en el volcán Ceboruco al oeste de México



Figura 6-7
Cono de lava en el Ceboruco, México.
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.2 Partes principales de los volcanes

Las partes principales de un volcán son la cámara magmática, la chimenea, el cráter y el cono volcánico.

6.2.1 Cámara magmática

La cámara magmática está localizada a una gran profundidad y se comunica con la superficie por medio de la chimenea. El magma a altas temperaturas contiene en disolución diferentes sustancias tales como gases y vapor de agua. En la cámara magmática se pueden identificar tres zonas diferentes desde la parte más superficial hasta la parte más profunda:

- Epimagma: es la parte alta de la cámara magmática donde la presión hidrostática confinante resulta dominada por la presión de gas por lo cual el fundido es aquí una espuma porque el magma se ha separado en lava y volátiles.
- Piromagma: corresponde a la parte media de la cámara donde se forman las burbujas que nutren la parte superior, la presión de gas es igual a la presión de carga, es decir que la presión de confinamiento es intermedia. Esta es la zona de nucleación del fundido.

- Hipomagma: parte más profunda de la cámara magmática donde la presión de gas está dominada por la presión confinante, y por lo tanto los volátiles están en la fase líquida participando del fundido, es decir, aquí no existe lava sino magma.

6.2.2 *Chimenea*

La chimenea es el ducto que comunica la cámara magmática con la superficie, convirtiéndose en la zona de transporte del magma. Periódicamente el material es vertido a través de la chimenea sobre la superficie en forma de erupciones volcánicas. Para el caso de edificios altos o cuando por alguna razón se taponan el ducto principal de la chimenea, se posibilita la formación de respiraderos laterales. En la zona de transporte del magma, las rocas son elásticas en profundidad y rígidas hacia la superficie, por lo que el magma inicialmente se desplaza como una onda de expansión térmica hasta alcanzar las fracturas y fallas de las porciones superiores. Por la contaminación de la zona de transporte, la fusión de la roca encajante es más difícil y así el vulcanismo trata de atenuarse y emigrar al tiempo a lo largo de la fractura que le sirve de control.

6.2.3 *Cráter*

Es el orificio de salida del magma. El cráter principal es la porción terminal de la chimenea por donde se vierten los productos a la superficie, mientras que los extremos finales de los respiraderos reciben el nombre de cráteres parásitos, adventicios o secundarios.

6.2.4 *Cono volcánico*

Es la acumulación de material arrojado por el mismo volcán y que conforma por lo general la forma característica de conos de los volcanes.

6.3 **Procesos eruptivos**

En el entorno a la actividad volcánica se generan diversos procesos eruptivos de potencial impacto en la región. Los principales procesos eruptivos son la caída de cenizas frías (“ash/tephra”), los flujos piroclásticos, los flujos de lava, los flujos de escombros fríos o lahares o flujos de lodos y las proyecciones balísticas (“ballistic large tephra fall”).

La Figura 6-8 ilustra algunos de los procesos que pueden ocurrir durante un evento eruptivo.

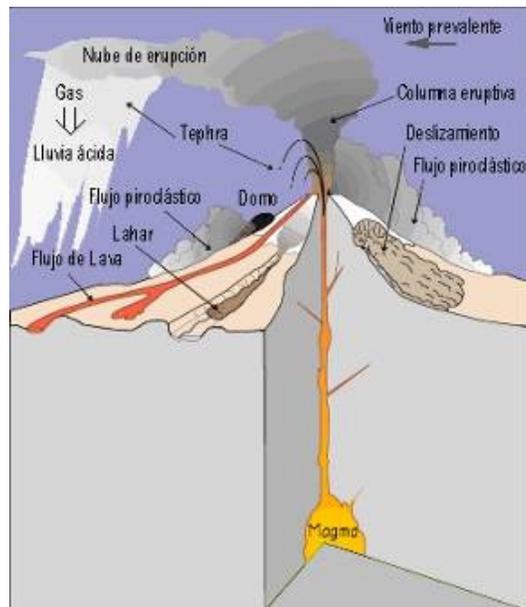


Figura 6-8

Algunos procesos que pueden ocurrir durante un evento eruptivo
(fuente: <http://volcanoes.usgs.gov>)

6.3.1 Caída de cenizas ("Thepra")

Este proceso se presenta por la expulsión de pequeñas partículas a la atmósfera de material magmático, impulsadas por los gases ascendentes producidos durante algunas erupciones volcánicas. Esta masa de material es transportada hasta grandes distancias dependiendo de las corrientes de viento presentes, y dispersada por la turbulencia atmosférica sobre grandes áreas generando cambios climáticos en zonas distantes del evento eruptivo.

A causa del enfriamiento y condensación de la masa de material, éste se deposita por acción de la gravedad sobre grandes extensiones de tierra causando daños no solo de tipo climático sino también en propiedades y bienes de infraestructura expuesta. La Figura 6-9 presenta ejemplos típicos de columnas de humo y caídas de cenizas en poblaciones cercanas a volcanes.



Mount St. Helens, Washington, columna eruptiva



Automóviles y carreteras cubiertos por cenizas



Colapso de sistemas por caída de cenizas

Figura 6-9

Fotografía de lluvias de ceniza y columna de humo
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.3.2 Flujos piroclásticos

Los flujos piroclásticos están compuestos de material granular y gases eruptivos de elevada temperatura acumulados durante el proceso eruptivo en la columna de erupción, que por su alta densidad colapsa desplazándose ladera abajo por el edificio volcánico, alcanzando velocidades de flujo importantes, por lo cual es uno de los procesos eruptivos más destructivos que puedan llegar a generarse. Su curso es guiado generalmente por la topografía y puede alcanzar velocidades de hasta 80 Km/h y temperaturas de cientos de grados centígrados, detonando diversos materiales combustibles a su paso. La Figura 6-10 presenta ejemplo de flujos piroclásticos.



flujo piroclástico



Flujo piroclástico y columna de humo



Resto de piedras y madera arrastrados por un flujo piroclástico

Figura 6-10
Fotografías de algunos flujos piroclásticos
 (Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.3.3 Flujos de lava

Los flujos de lava son corrientes de roca fundida que dependiendo de la composición química y gases disueltos puede variar de viscosidad, y consecuentemente de velocidad y distancia cubierta por el flujo. Los principales factores que afectan la velocidad de los flujos de lava y las distancias que cubren dependen principalmente de las características del material expulsado aunque también intervienen factores como la tasa de expulsión, pendiente y accidentes del terreno en el que es vertida la lava (tales como canales o planicies de poca pendiente) y la forma o estructura del edificio volcánico. Por ejemplo en los lugares en donde las erupciones se caracterizan por ser periódicas y muy viscosas, los flujos de lava no alcanzan mayores distancias y terminan acumulándose en capas para formar domos. Al igual que los flujos piroclásticos, los flujos de lava destruyen todo en la corriente de flujo pues las elevadas temperaturas calcinan cualquier elemento que se encuentren, destruyendo incluso el mismo terreno el cual puede durar mucho tiempo en recuperarse.

La intrusión de los flujos de lava en depósitos de nieve o hielo puede generar lahares de gran magnitud, o la intrusión en depósitos de agua superficial puede generar, por la ebullición violenta, explosiones con desprendimientos de roca fundida. La Figura 6-11 presenta ejemplos de flujos de lava.



*Fuente de lava Kilauea,
Hawai'i*



Flujo de lava basáltica fluida, Mauna Loa, Hawai'i



Flujo de lava Kilauea, Hawai'i

Figura 6-11

Fotografías de flujos de lava

(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.3.4 Proyecciones balísticas

Las proyecciones balísticas son piroclastos expulsados por la boca eruptiva que por el tamaño y fuerza con la que son eyectados no son arrastrados por los gases ascendentes de la erupción, sino que adoptan cursos de proyectil alcanzando distancias de hasta algunos kilómetros.

La Figura 6-12 presentan unas ilustraciones de proyecciones balísticas características.



*Proyecciones balísticas, Pacaya,
Guatemala 1988*



*Trayectoria de múltiples bombas
volcánicas, Cerro Negro, Nicaragua
1968*



*Trayectorias piroclastos, Volcán Irazú,
Costa Rica, 1965*

Figura 6-12

Proyecciones balísticas en algunos volcanes de Centro América

(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

6.3.5 Lahares o flujos de lodo

Los lahares son grandes flujos de agua, lodos y piedras de diferentes tamaños que se mueven en las laderas de volcanes o cuencas de ríos. Estos pueden variar en tamaño dependiendo de las condiciones del sitio en las que se producen. Los lahares pequeños no alcanzan largas extensiones ni altas velocidades por lo que sus efectos no son de gran magnitud. En cambio los grandes lahares corren a una velocidad considerable y alcanzan distancias importantes, afectando grandes extensiones de territorio y generando efectos

masivamente destructivos. Un ejemplo de este tipo de eventos corresponde a la erupción del volcán Nevado del Ruiz, Colombia, en el año de 1985 y que generó un lahar de grandes proporciones afectando 5.000 viviendas y generó más de 23.000 muertos en la población de Armero.

Los lahares pueden iniciarse por la acción eruptiva o térmica de un volcán a causa del deshielo rápido de cumbres cubiertas por nieve o expulsión masiva de cuerpos de agua ubicados en cráteres. Este tipo de eventos generalmente sucede en estratovolcanes, que por su estructura de costados empinados, poco consolidados y en muchos casos cubiertos por nieve, conforman el escenario perfecto para la eventual generación de un lahar.



*Lahar que destruyó Armero
Colombia 1985*



*Puente destruido por un lahar en el monte
St Helens, USA 1980*



*Lahar en el volcán Casita
Nicaragua 1998*

Figura 6-13
Fotografías de algunos efectos por la ocurrencia de lahares
(Tomado de Global Volcanism Program - Smithsonian Institute)

7 Referencias

- Atwater, B., Cisternas, M., Bourgeois, J., Dudley, W., Hendley, J., Stauffer, P. 2005. Surviving a Tsunami—Lessons from Chile, Hawaii, and Japan., USGS Circular 1187.
- CIACUA-CEDERI 2006. Estudio para proponer la metodología para la evaluación, zonificación y reducción de riesgos por inundaciones y avenidas torrenciales y su articulación con los POT, aplicación de zonificación de amenazas en un caso piloto del Distrito de Bogotá.
- COSUDE - Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación. 2002. Instrumentos de apoyo para el análisis y la gestión de riesgos naturales.
- CRID – Centro Regional de Información sobre Desastres para América Latina y el Caribe. <http://www.crid.or.cr/>
- Geólogos del Mundo. <http://www.geologosdelmundo.org>
- INETER – Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales. <http://www.ineter.gob.ni>
- Kramer S., Geotechnical Earthquake Engineering, Ed. Prentice Hall., 1996.
- Smithsonian Institute. Global Volcanism Program. <http://www.volcano.si.edu/>
- Suárez Díaz, Jaime. 2001. Deslizamientos y Estabilidad de Taludes. Universidad Industrial de Santander.
- USGS. 2004. Landslides Types and Processes.
- USGS. Volcano Hazards Programa. <http://volcanoes.usgs.gov>