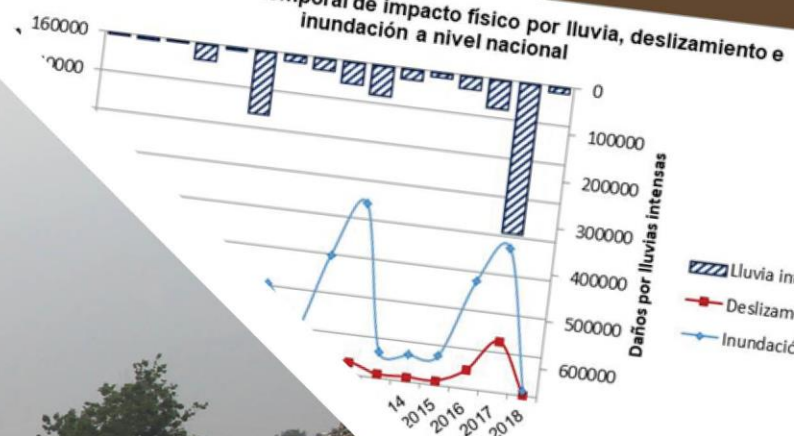


MOVIMIENTO EN MASA POR LLUVIAS INTENSAS EN EL PERÚ



Comportamiento temporal de impacto físico por lluvia, deslizamiento e inundación a nivel nacional



© C. Pantoja, 2017

MOVIMIENTO EN MASA POR LLUVIAS INTENSAS EN EL PERÚ





DIRECTORIO

Dr. Ken Takahashi Guevara
PRESIDENTE EJECUTIVO DEL SENAMHI

Ing. Oscar Felipe Obando
DIRECTOR DE HIDROLOGÍA DEL SENAMHI

PhD. Waldo Lavado Casimiro
SUBDIRECTOR DE ESTUDIOS E INVESTIGACIONES HIDROLÓGICAS DEL SENAMHI

REVISOR DEL ESTUDIO

Dr. Waldo Lavado Casimiro
SUBDIRECTOR DE ESTUDIOS E INVESTIGACIONES HIDROLÓGICAS DEL SENAMHI

RESPONSABLE DEL ESTUDIO

Dr. Juan Julio Ordoñez Gálvez
Especialista en Hidrología del SENAMHI

DISEÑO, DIAGRAMACIÓN Y EDICIÓN

Bach. Ing. Miriam Rocío Casaverde Riveros
Especialista en Hidrología del SENAMHI

Lima - Perú
Diciembre – 2019

Citar como:

Ordoñez, J. Movimiento en masa por lluvias intensas en el Perú. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú –SENAMHI. Dirección de Hidrología –DHI. Diciembre, 2019.

CONTENIDO

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN.....	3
1.1 Realidad problemática.....	4
1.2 Antecedentes	11
1.3 Objetivos	23
2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	24
2.1 Marco teórico.....	24
2.2 Marco conceptual.....	34
3. MATERIALES Y MÉTODOS	44
3.1 Descripción del área de estudio	44
3.2 Información requerida.....	50
3.3 Metodología	50
4. ANÁLISIS Y RESULTADOS.....	52
5. CONCLUSIONES.....	70
5.1 Conclusiones.....	70
6. REFERENCIAS	73

Lista de Figuras

Figura 1.1 Número de eventos de deslizamiento fatales de tierra 2004 / 2016.....	4
Figura 1.2 Eventos de deslizamiento de tierra provocado por la lluvia de 2004 / 2016,	5
Figura 1.3 Número promedio de deslizamiento por pentada a lo largo del ciclo anual,	5
Figura 1.4 Mapa del Perú con sus tres.....	6
Figura 1.5 Movimiento de masas en la zona de Ancash	7
Figura 1.6 Deslizamiento de tierras e inundación en Trujillo.....	7
Figura 1.7 Pérdidas generadas por desastres en el período 1990 / 2014 en Perú.....	8
Figura 1.8 Relación entre números de eventos extremos y fallecidos	10
Figura 1.9 Relación entre desastre total y remoción en masa	10
Figura 1.10 Relación entre porcentaje de fallecidos y porcentajes de eventos.....	11
Figura 1.11 Estación de Tatopani - río Bhote Koshi	11
Figura 1.12 Distribución espacial de la precipitación y su relación con	13
Figura 1.13 Movimiento en masa en Ruanda	16
Figura 1.14 Serie histórica de deslizamiento para el periodo 1996/2013 en Colombia.....	17
Figura 1.15 Relación temporal entre el OMI y eventos de remoción en masa - Colombia.....	18
Figura 1.16 Criterios de un SAT	19
Figura 1.17 Ubicación espacial de eventos de remoción en masa en la región Andina de América del Sur	19
Figura 1.18 Factores incrementan la remoción en masa en Colombia.....	21
Figura 1.19 Remoción en masa, con pendientes y población	22
Figura 1.20 Relación entre humedad de suelo y la precipitación en la zona	22
Figura 2.1 Relación entre la intensidad – duración - distrito de Badulla	28
Figura 2.2 Representación de una sección con pendiente para análisis del modelo Chasm	29
Figura 2.3 Esquema metodológico de la investigación.....	31
Figura 2.4 Relación entre intensidad y duración de lluvia	32
Figura 2.5 Relación de la duración de la lluvia y lluvia acumulada	33
Figura 2.6 Esquema metodológico de un sistema de alerta temprana	34
Figura 2.7 Flujo de escombros – Buttle Lake-2006.....	35
Figura 2.8 Tipos de movimiento en masa	36
Figura 2.9 Factores que propician los movimientos en masa.....	37
Figura 2.10 Deslizamiento de masa de lodo	37
Figura 2.11 Deslizamiento de lodo por acción de la precipitación	38
Figura 2.12 Ángulo de reposo.....	39
Figura 2.13 Bosque ribereño	41
Figura 2.14 Partes del cauce de un río	42
Figura 2.15 Erosión de suelo y deslizamiento en el río Santos Highwa - Brasil.....	42
Figura 2.16 a) Relación entre la duración e intensidad para los 152 eventos de precipitación	43
b) Relación entre la duración e intensidad, para eventos de precipitación con una duración de 12 horas.	
Las curvas de umbral mínimo (azul) y máximo (rojo) de precipitación	
Figura 3.1 Cuencas hidrográficas que conforman el territorio y su disponibilidad hídrica.....	44
Figura 3.2 Geomorfología de la costa.....	45
Figura 3.3 Geomorfología de la sierra	45
Figura 3.4 Geomorfología de la selva	45

Figura 3.5 Transeptos transversales para la zona baja, media y alta en el territorio.....	46
Figura 3.6 Las 8 regiones naturales del Perú	47
Figura 3.7 Población total y tasa de crecimiento.....	47
Figura 3.8 Distribución porcentual de la población por regiones	48
Figura 3.9 Superficie total de bosques en el Perú	48
Figura 3.10 Escenario de deforestación de la Amazonía Peruana	49
Figura 3.11 Mapa climático del Perú	49
Figura 3.12 Esquema integral de los procesos a generar	50
Figura 3.13 Esquema de análisis temporal y regional de emergencias.....	51
Figura 4.1 Mapa de susceptibilidad por movimiento de masa del Perú	52
Figura 4.2 Criterio de susceptibilidad por movimiento en masa	52
Figura 4.3 Impacto social por lluvias intensas, deslizamientos e inundación	53
Figura 4.4 Impactos físicos por lluvia intensa, deslizamientos e inundación	54
Figura 4.5 a) Correlación entre impactos por lluvias intensas e inundaciones. b) Correlación entre impactos por lluvias intensas y deslizamientos	55
Figura 4.6 Correlación entre impactos por inundación y deslizamiento	56
Figura 4.7 Impactos por eventos extremos en las regiones naturales del Perú	56
Figura 4.8 a) Correlación entre impactos por lluvias intensas y deslizamientos.....	57
Figura 4.9 Comportamiento de eventos extremos (deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, a nivel de provincias, para los departamentos de la sierra incluyendo Amazonas y Cajamarca	60
Figura 4.10 Comportamiento de eventos extremos (deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, a nivel de provincias, para los departamentos de la sierra y selva	61
Figura 4.11 Gradiente altitudinal de los impactos por deslizamientos a nivel nacional	63
Figura 4.12 Gradiente altitudinal de los impactos por huaycos a nivel nacional	64
Figura 4.13 (A) Gradiente altitudinal de los impactos por inundación a nivel nacional	65
Figura 4.13 (B) Gradiente altitudinal de los impactos por inundación a nivel nacional	65
Figura 4.14 Gradiente altitudinal de los impactos por lluvias intensas a nivel nacional	68
Figura 4.15 Perfil altitudinal de las provincias por tipo de evento registrado: D (deslizamientos), H (huaycos), I (inundación), L (lluvia intensas) y N (no registra).....	69
Figura 4.16 Porcentaje de provincias con impactos Fuente: Elaboración propia	69

Lista de Tabla

Tabla 1.1 Número de emergencias ocurridas durante el período 2015 / 2018	8
Tabla 1.2 Ciudades con alto riesgo	9
Tabla 1.3 Relación de eventos de remoción en masa en la región andina	20
Tabla 2.1 Característica del tipo de movimiento y material	35
Tabla 2.2 Escala de velocidad de remoción en masa	40

RESUMEN

Entendemos que los procesos de remoción en masa o movimiento en masa, generan en el territorio nacional grandes impactos, relacionados básicamente con la presencia de la intensidad de la precipitación, la cual se conjuga estratégicamente con las condiciones de vulnerabilidad física de la cuenca, las cuales están asociadas básicamente a sus características geológicas (pendiente del terreno, tipo de suelos, zonas deforestadas y degradadas), para dar origen a los diferentes tipos de flujo de lodos y materiales por las laderas de la cuenca, generando a su paso grandes impactos adversos a la infraestructura civil y a la población. El objetivo general de la investigación es la caracterización de los impactos generados por los movimientos en masa en el país, durante el período 2003/2018. Los análisis desarrollados partieron desde el nivel provincial, regional, temporal y espacial, lo cual nos ha llevado en cada uno de los procesos de análisis generar resultados importantes sobre la caracterización de la variabilidad de los impactos relacionados a los deslizamientos, huaycos, inundaciones y lluvia intensas.

A nivel temporal, los patrones de comportamiento de los impactos por las lluvias intensas, deslizamientos e inundaciones, están caracterizada por expresiones algebraicas de tipo polinómica de primer grado y segundo grado; en ambos casos la diferencia más resaltante es que en el 2017 se registraron los mayores impactos por lluvias intensas; sin embargo los impactos por inundación y deslizamientos no tuvieron una respuesta directamente proporcional en sus impactos, como lo demuestra los años 2006, 2008 y 2012.

A nivel regional, el comportamiento de los impactos por deslizamientos, lluvias intensas e inundaciones mantienen un patrón de comportamiento uniforme representado por una expresión algebraica de tipo polinómica de primer orden, donde los mayores impactos están concentrado en la sierra - componente social; sin embargo, las regiones de la selva baja y alta, desde el punto de vista social, presenta cierta discrepancia con la distribución analizada, dado que en algunos casos muestras impactos mínimos (deslizamiento, huaycos) y en otros casos los impactos son superiores (inundaciones).

A nivel de provincial, se ha identificado que los departamentos de Cajamarca (Celendín y Jaén y San Ignacio), Amazonas (Utcubamba y Condorcanqui), Piura (Ayabaca y Morropón), Lima (Yauyos y Lima), Huancavelica (Huancavelica y Churcampa), Junín (Satipo y Chanchamayo), Pasco (Carrión y Pasco), Huánuco (Leoncio Prado y Dos de Mayo), San Martín (Cáceres), Apurímac (Abancay), Ayacucho (La Mar y Huamanga) y Cusco (La Convención y Quispicanchis) son las que experimentan los mayores impactos relacionados con los deslizamientos, inundaciones, huaycos y lluvias intensas.

En relación a los gradientes de los impactos generados por los deslizamientos, inundaciones y lluvias intensas, hemos encontrado que el comportamiento espacial de los impactos analizados se caracterizan por presentar una relación inversamente proporcional con la altitud; es decir, que los mayores impactos se registran en aquellas provincias con un rango altitudinal de 0 msnm hasta 2000 msnm; mientras que para altitudes mayores a los 2000 msnm los impactos son menos severos, pero generan de igual manera fuertes daños a la población y la infraestructura física. Esto queda reforzado en el perfil longitudinal de los impactos por provincias, encontrándose que la mayor cantidad de provincias afectadas por eventos extremos, están relacionadas a impactos por inundaciones y lluvias intensas.

1. INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa o movimientos en masa, generalmente ocurren por acciones o mecanismo naturales y antrópicos, los cuales tiene como factor detonante a la precipitación y las condiciones hidrogeomorfológicas de la cuenca. Para Suárez (1998), considera que el gradiente topográfico, sismicidad, meteorización de la roca y las lluvias intensas, son factores relevantes en la presencia de este tipo de eventos extremos que ocurren generalmente en el país durante el período de precipitaciones.

Cada uno de estos eventos, relacionados con la precipitación, se ha visto que generan fuertes impactos, tanto a nivel espacial como temporal, lo que no obliga a buscar entender su propia dinámica y sus procesos de interacción, y como estos de alguna manera caen dentro del proceso de remoción en masa o movimiento en masa (deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvias intensas). Los cuales se activan de manera inmediatas con las fuertes intensidades de las precipitaciones y las características adversas que tienen los ecosistemas en cada una de las cuencas hidrográficas.

Para nuestro caso, consideramos importante iniciar la investigación a través de la recopilación de la mayor cantidad de información relevante en la temática seleccionada, que nos ayude a entender los mecanismos de su formación, evolución y tendencia, a través de investigaciones desarrolladas a diferentes latitudes y longitudes, aspecto que han sido enmarcados dentro de los antecedentes, marco teórico y conceptual. Además, se consideró importante incluir en el proceso el análisis de los impactos registrados por eventos extremos tales como deslizamiento, inundación, huaycos y lluvias intensas, lo que nos ayudara a entender no solo su evolución y característica sino su recurrencia en el tiempo.

La base de datos utilizada en la presente investigación, corresponde a las emergencias ocurridas en el Perú durante el Período 2003 – 2018, la cual está conformada por un total de 69 423 datos que describen los impactos generados por las diferentes emergencias ocurridas a nivel de distritos, provincias y departamentos. El procesamiento, análisis y caracterización de los datos, se han realizado sobre la base de los impactos generados en las estructuras físicas y en la componente social; permitiendo con ellos generar una caracterización espacial y temporal, a nivel de regional, provincial, así como su dinámica altitudinal y variabilidad temporal.

Por ello la importancia de la presente investigación estuvo centrada en conocer no solo la variabilidad de los impactos, a nivel nacional, sino además como estos se relacionan directamente con el rango altitudinal donde se presentan, lo que nos ha llevado a obtener patrones de comportamiento que muestra una relación inversamente proporcional, para cada uno de los eventos analizados. Sin embargo, consideramos que el trabajo se puede enriquecer aún más, si en los análisis se pudiera contemplar los datos de precipitaciones, para una próxima investigación.

Finalmente es importante aclarar, que de acuerdo a la base de datos de INDECI, hay algunas provincias que no han experimentado ningún tipo de eventos extremo relacionado con la remoción en masa o movimiento en masa.

1.1 Realidad problemática

A nivel mundial, de acuerdo a la base de datos consultada sobre deslizamientos fatales durante el período comprendido entre 2004 al 2016, se han registrado un total de 4862 eventos de los cuales el 95%, involucro fallas en la pendiente del terreno (**Figura 1.1**). La distribución de este tipo de eventos es claramente heterogénea, habiéndose registrado áreas con alta incidencia en: (Froude Milanie J. et al., 2018)

- América central (entre costa rica y México)
- Las islas del caribe
- América del sur
- África oriental Asia con el 75 % de los eventos
- Turquía, Irán y los Alpes europeos

El factor común entre las regiones identificadas, sería el nivel de pobreza y el grado de susceptibilidad a los deslizamientos de tierra (Hong et al., 2007; Stanley y Kirschbaum, 2017). Ambos aspectos directamente están relacionados con un fuerte componente social, la cual genera en los centros urbanos y rurales, hacinación de zonas que únicamente generan harta vulnerabilidad (Alexander, 1989; Anderson, 1992; Petley, 2009), así como también a lo largo de las carreteras (Hearn, 2011; Lee et al., 2018) y en sitios ricos en recursos naturales (Zou et al., 2018).

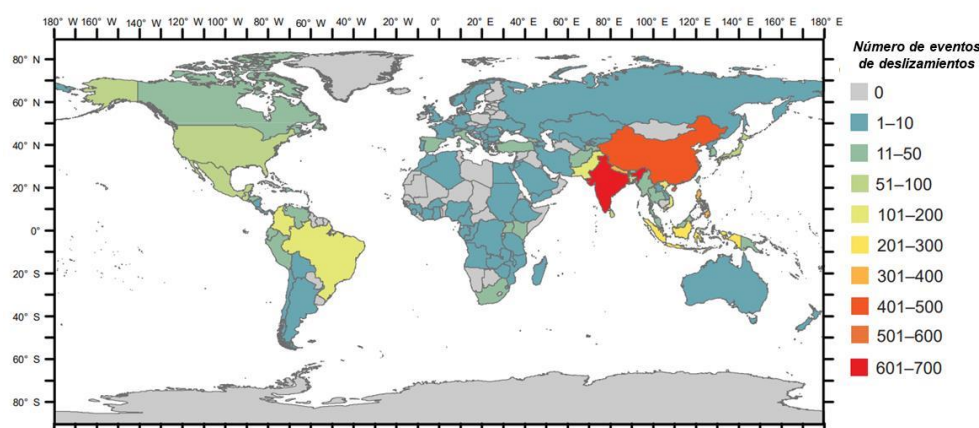


Figura 1.1 Número de eventos de deslizamiento fatales de tierra 2004 / 2016
Fuente: Froude M.J. et al., 2018

También se ha logrado detectar que la lluvia es el principal detonante de los deslizamientos, con un 79%, mientras que la minería solo explica el 16%; sin embargo, a partir de 2006, se viene apreciando un aumento en el deslizamiento de tierra por esta actividad. Además, de los análisis generados con la información de la base de datos (2004 / 2016 – **Figura 1.2**), se ha podido determinar un patrón

estacional de ocurrencia de deslizamiento de tierra dentro del ciclo anual como lo señala (Froude MJ. et al., 2018; Petley, 2012).

En Asia, se tiene que la India y Nepal, los deslizamientos de tierra por efecto de la lluvia, están en el orden 16% y 10% del total; mientras que China contribuye con el 15% de todos los eventos registrados. En Sudamérica, tenemos que la mayoría de los deslizamientos fatales registrados están entre Brasil (37%) y Colombia (32%) (Figura 1.3).

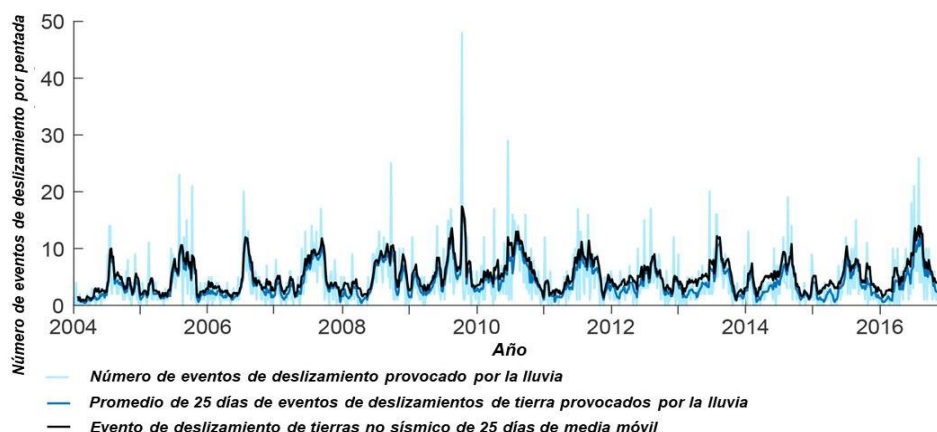


Figura 1.2 Eventos de deslizamiento de tierra provocado por la lluvia de 2004 / 2016, con datos analizados por pentadas (5 días)

Fuente: Froude MJ. et al., 2018

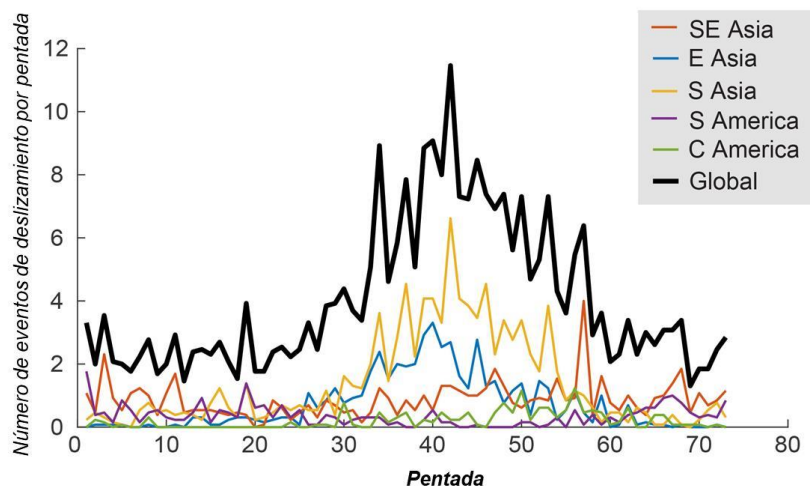


Figura 1.3 Número promedio de deslizamiento por pentada a lo largo del ciclo anual, para deslizamiento de tierra provocado por la lluvia y por región geográfica

Fuente: Froude MJ. et al., 2018

Entre el 2005, 2009, 2010 y 2011, en varias regiones se experimentaron deslizamientos de tierra; siendo el 2010 el que presento los más altos impactos de deslizamientos a nivel mundial (Kirschbaum et al., 2012, 2015; Petley, 2012; Sepúlveda y Petley, 2015). Dicho patrón de comportamiento ha sido atribuido a la presencia de una Niña moderada (NOAA, 2018a).

En el 2010, México y Guatemala, registraron un total de 43% y 37% de deslizamientos de tierra; siendo la tormenta tropical Agatha, la que provocó un total de 8 deslizamientos de tierra, generando un total de 825 muertos; mientras que el huracán Karl, generó en México un total de 12 muertos (NOAA, 218b).

El Perú, ubicado en la zona central de América del sur, hacia el océano Pacífico, limita con Ecuador y Colombia por el norte, Chile al Norte y con Brasil y Bolivia al Este. El territorio peruano comprende una amplia gama de características físicas en su relieve topográfico, ya que se encuentra entre una zona tropical y montañas de los andes, dividiendo al país en tres regiones hidrográficas (**Figura 1.4**): Pacífico (es en gran parte árido), Atlántico (conformados por la amazonia peruana) y Titicaca. Todo esto permite que el territorio peruano presente 28 de los 32 climas de mundo y 84 de las 103 zonas de vida presentes en el planeta.

Figura 1.4 Mapa del Perú con sus tres regiones hidrográficas
Fuente: Editorial Santa María



A través de la historia, el Perú ha experimentado la ocurrencia de eventos extremos a lo largo y ancho de su territorio, están relacionadas a la geodinámica interna (movimientos sísmicos) y externa (movimiento en masas); las cuales han originado cambios significativos en la geomorfología de las cuencas y enormes pérdidas socio económicas al país. Estos eventos extremos, en los últimos años se vienen acelerando en función al crecimiento demográfico que se registran en las diferentes cuencas hidrográficas.

Para Gaillard (2007), los peligros naturales son fenómenos que representan una amenaza para las comunidades urbanas y rurales, entre las más ellas tenemos terremotos, erupciones volcánicas, tsunamis, huracanes, tormentas y ciclones, inundaciones, deslizamientos de tierra, Aludes de lodo, sequías, El Niño / La Niña y marejadas ciclónicas (Gaillard 2007; Oliver-Smith 1999; Zaman 1999; Philander 2004). En el Perú, por lo general se presentan terremotos, avalanchas, inundaciones, aludes y fenómenos de El Niño / La Niña (Morales 1966; Carey 2005; McEntire y Fuller, 2002; Oliver-Smith 1999; Trenberth 1997).

Entre los eventos extremos registrados en el Perú, tenemos: El 10 de enero de 1962, ocurrió un gran aluvión a las 18:30 horas el valle de santa, originado por un desprendimiento de la parte oeste del glaciar Huascarán (**Figura 1.5**), dejando en la zona una pérdida de 4000 personas y sepultados nueve pueblos pequeños entre los cuales tenemos Ranrahirca, Yanama chico, Shacsha y Huarascucho (Morales, 1966; Carey, 2005). El movimiento sísmico registrado el 31 de mayo de 1970 a las 5:23

horas, en la ciudad de Huaraz, tuvo una intensidad de 7.7 en la escala de Richter (**Figura 1.4**), generando el peor desastre en la zona con una pérdida de vida de 70 000 personas, afectando a otros 140 000 y sepultados a las localidades de Yungay y Ranrahirca (Oliver-Smith y Goldman 1988; Oliver-Smith 1999a; Oliver-Smith 1999b, Doughty 1999; Carey 2005). Entre 1970 al 2003, en la zona de Ancash, se han registrado un total de 1446 desastres, experimentando un incremento acelerados en los últimos años.

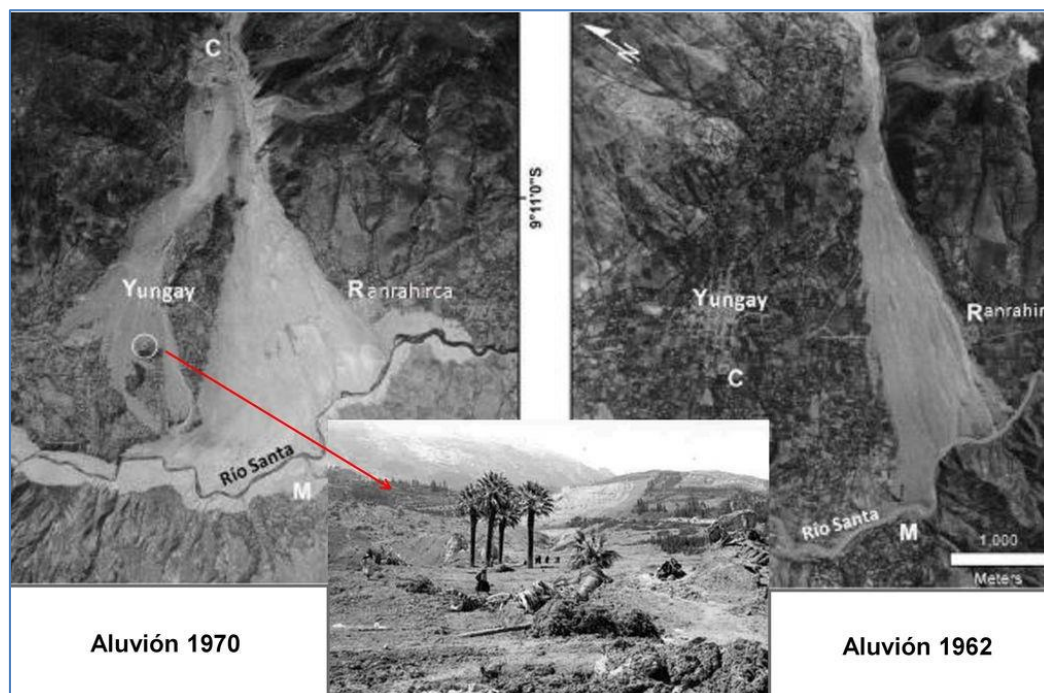


Figura 1.5 Movimiento de masas en la zona de Ancash
Fuente: Tantalean del Aguila, 2010

También, en el Perú, se presentan deslizamientos de tierras que son muy recurrentes en la sierra, afectando la infraestructura del país, entre las zonas que experimentan este tipo de eventos tenemos: la costa y los valles amazónicos altos, y los valles interandinos de los ríos Huallaga, Marañón, Apurímac y Urubamba. Además tenemos en este tipo de eventos a las inundaciones repentinas, avalanchas y los flujos torrenciales descendentes de tierras y rocas saturadas de agua (Huaycos) (**Figura 1.6**) (GFDRR, 2009).



Figura 1.6 Deslizamiento de tierras e inundación en Trujillo
Fuente: Casey N. and Zarate A. (2017)

Otro eventos que generan vulnerabilidad en el país, son las oscilaciones de El Niño, las cuales se caracterizan por lluvias torrenciales prolongadas, en las regiones de Tumbes, Piura, Lambayeque, La Libertad, Ancash, Lima, Ica, Arequipa, Tacna, Cuzco, Ayacucho y Puno, generando en su superficie la recurrencia de huaycos, desbordes e inundaciones en las cuencas, como las ocurridas durante El Niño 1982/3, 197/98 y 2016/17, que han generado importantes pérdidas socio económicas a las zonas afectadas (GFDRR, 2009).

Entre los eventos extremos, que se registran en el territorio peruano, y que generan fuertes vulnerabilidad a las poblaciones, están los friajes, heladas, huaycos, inundaciones, sequías y sismos; habiéndose registrados durante el período 2015 / 2017 incrementos significativos, en la presencia de huaycos e inundaciones (**Tabla 1.1**), los cuales están sujeto básicamente a las precipitaciones concentradas en pocos intervalos de tiempo.

Tabla 1.1 Número de emergencias ocurridas durante el período 2015 / 2018

<i>Evento Extremo</i>	<i>2015</i>	<i>2016</i>	<i>2017</i>	<i>Total</i>
<i>Friaje</i>	<i>26</i>	<i>47</i>	<i>41</i>	<i>114</i>
<i>Heladas</i>	<i>609</i>	<i>952</i>	<i>406</i>	<i>1965</i>
<i>Huaycos</i>	<i>93</i>	<i>83</i>	<i>557</i>	<i>733</i>
<i>Inundaciones</i>	<i>267</i>	<i>128</i>	<i>385</i>	<i>780</i>
<i>Sequías</i>	<i>25</i>	<i>850</i>	<i>54</i>	<i>929</i>
<i>Sismos</i>	<i>28</i>	<i>56</i>	<i>46</i>	<i>130</i>
Total	1048	2116	1489	

Fuente: INDECI, 2018

Según UNISDR (2015), en el Perú se han registrado pérdidas a nivel nacional para el período 1990 / 2014, las cuales están conformadas por perdidas por mortalidad y perdidas económicas, tal como se aprecia en la **Figura 1.7**, donde las mayores mortalidades se han registrado eventos como Terremoto, Aluvión y Escarchas; mientras que las mayores pérdidas económicas se presentaron en los eventos de terremotos e inundaciones.

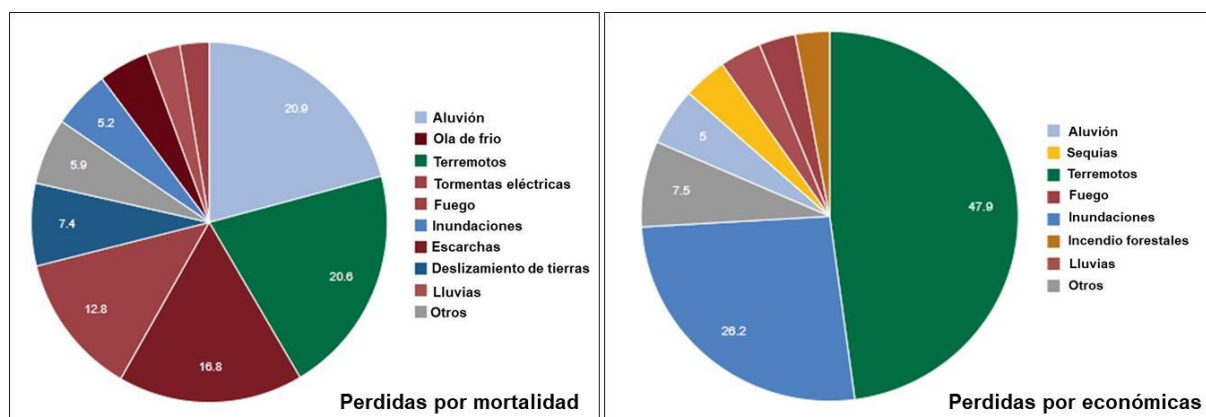


Figura 1.7 Pérdidas generadas por desastres en el período 1990 / 2014 en Perú

Fuente: UNIDDR, 2015

Sobre la base de los eventos extremos que se generan a nivel mundial, INFORM (2018), elaboró el análisis de las ciudades de América de Sur con alto riesgo, tal como se muestra en la **Tabla 1.2**, en la cual apreciamos que Perú se encuentra entre los 09 países con los mayores valores de riesgo.

Dentro de esa misma línea, el número de víctimas que genera no solo la totalidad de los eventos extremos, sino también el de la remoción en masa en la región Andina, vienen experimentando incrementos de recurrencia especialmente en los países e Colombia y Perú que son los más afectados con la mayor cantidad de víctimas fatales. Esto nos lleva a confirma lo que manifestó Nadim et al. (2006), que la zona norte este de Sudamérica es la más propensa a los riesgos de remoción en masa. Según la base de datos de EM-DAT (2019), se ha podido apreciar cómo evoluciona la totalidad de los desastres a nivel mundial y en forma especial los relacionados con los deslizamientos, los cuales se pueden apreciar en la **Figura 1.8**.

Tabla 1.2 Ciudades con alto riesgo

ALTO RIESGO INFORM										
CIUDAD	RIESGO INFORM	PELIGRO Y EXPOSICIÓN	NATURAL	HUMANA	VULNERABILIDAD	SOCIO ECONÓMICO	GRUPOS VULNERABLES	FALTA CAPACIDAD RECUPERACIÓN	INSTITUCIONAL	INFRAESTRUCTURA
Bolivia	6.1	5.4	5.9	4.8	6.5	7.3	5.6	6.6	7.1	6.1
Colombia	7.1	7.8	7.4	8.2	7.1	4.8	8.5	6.4	7.1	5.5
Dominican Republic	6.2	6.1	6.9	5.2	5.6	5.7	5.5	6.9	7.5	6.1
Ecuador	6.3	6.6	7.6	5.4	6.2	5.0	7.2	6.2	6.0	6.4
El Salvador	6.8	8.3	7.2	9.1	5.0	6.1	3.6	7.7	8.9	5.9
Mexico	6.2	8.4	8.3	8.5	5.6	4.6	6.5	5.1	5.7	4.5
Nicaragua	6.6	6.8	8.0	5.0	5.6	6.7	4.2	7.4	7.1	7.6
Peru	6.0	5.8	7.1	4.2	6.2	5.2	7.1	6.1	5.8	6.3
Venezuela	6.9	8.2	6.7	9.2	6.1	4.7	7.2	6.6	7.8	4.9

Fuente: INFORM, 2018

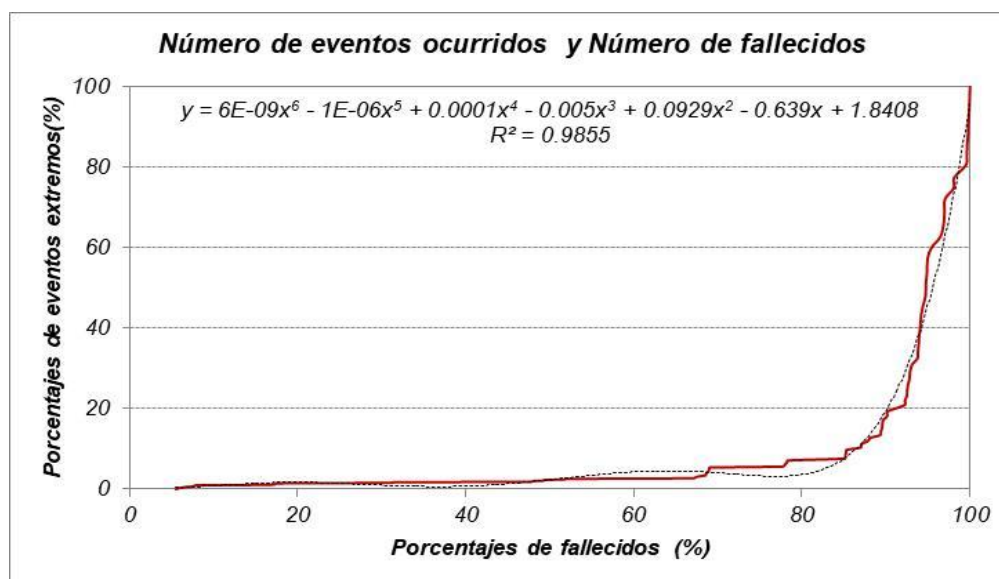


Figura 1.8 Relación entre números de eventos extremos y fallecidos
Fuente: Elaboración propia (base de datos de EM-DAT 1900/2018)

Mientras que en la **Figura 1.9**, apreciamos el análisis comparativo entre los desastres totales y los originados por la remoción en masa, observándose claramente una diferencia muy marcada entre ambos factores que generan grandes pérdidas sociales en las zonas con las mayores afectaciones. Esto se puede corroborar cuando solo analizamos los eventos originados por la remoción en masa y la cantidad de fallecidos que provoca, como lo apreciamos en la **Figura 1.10**.

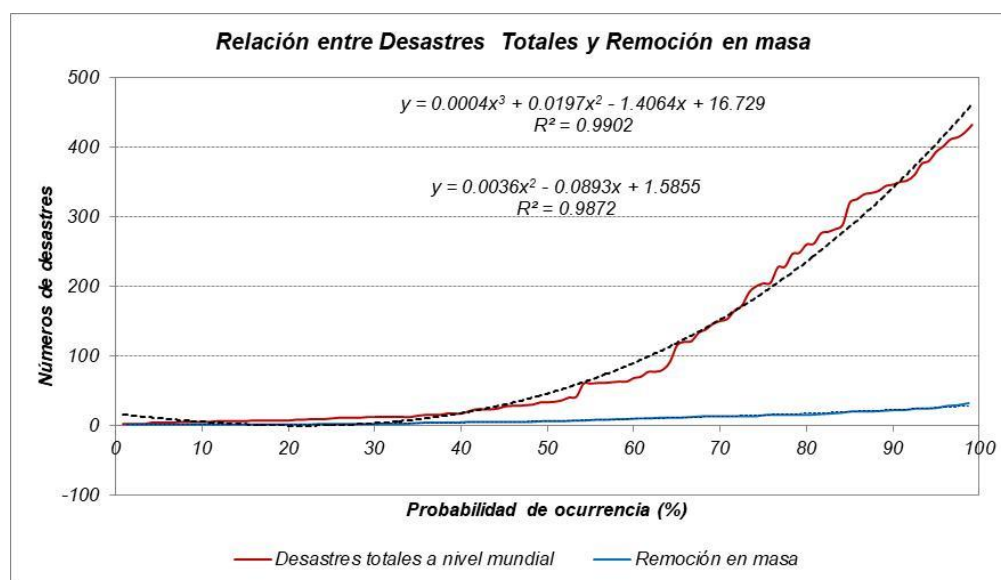


Figura 1.9 Relación entre desastre total y remoción en masa
Fuente: Elaboración propia (datos de EM-DAT 1900/2018)

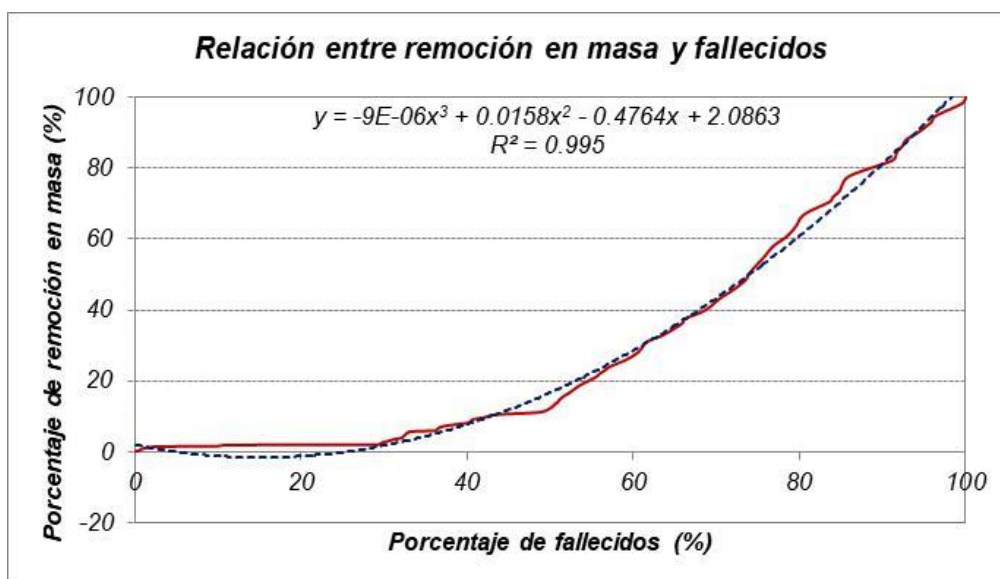


Figura 1.10 Relación entre porcentaje de fallecidos y porcentajes de eventos
 Fuente: Elaboración propia (datos de EM-DAT 1900/2018)

En ambas figuras, se aprecia que la recurrencia de los eventos extremos, han experimentado incrementos significativos a partir de la probabilidad de 30%, el cual corresponde en promedios al año 1970, sindicado como el inicio de las alteraciones del sistema climáticos a consecuencias del cambio climático y por ende la presencia de manera recurrente de eventos extremos, entre los cuales tenemos la remoción en masa relacionados a las fuertes precipitaciones en pocos intervalos de tiempo.

1.2 Antecedentes

Los movimientos sísmicos, dependiendo de su severidad, originan deslizamientos de tierra y pérdida de masa, las cuales se producen por el desequilibrio de la estabilidad estructural de las línea de equilibrio, como lo ocurrido en el terremoto de 2015 en Nepal, en la zona de frontera de Tatopani entre Nepal y China; la cual se encuentra ubicada en la cuenca del río Bhote Koshi, donde las flechas amarillas indican las direcciones de los deslizamientos (**Figura 1.11**) (Collins y Jibson, 2015; Hashash et al., 2015; Kargel et al., 2016).

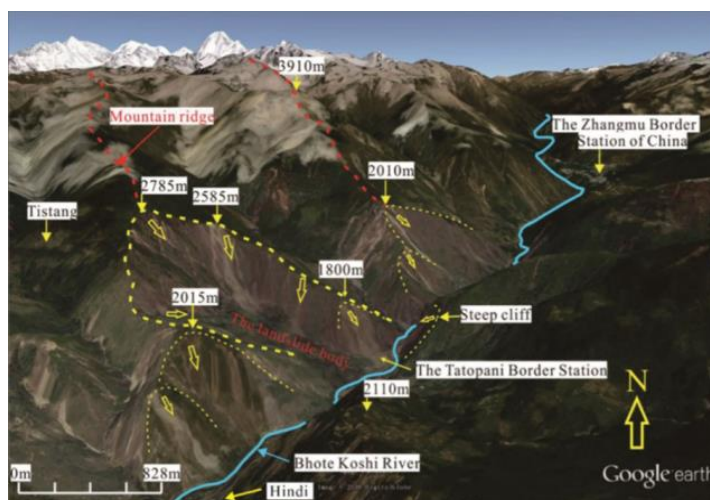


Figura 1.11 Estación de Tatopani - río Bhote Koshi
 Fuente: Guo Wu et. al., 2017

Los factores tales como las pendientes empinadas, rocas erosionadas y las intensas lluvias monzónica del Himalaya nepalí, crean condiciones ideales para los deslizamientos de tierra; que es un agente primario en la degradación de laderas y por lo tanto constituyen un extremo del espectro de los

procesos de modificación de pendientes en la región del Himalaya (Shroder y Bishop, 1998; Hasegawa et al., 2009).

Chi-When, Chen et al. (2017), en la investigación titulada “Analyzing rainfall-induced mass movements in Taiwan using the soil water index”, utiliza el índice de agua en el suelo (SWI, por sus siglas en inglés) para determinar el contenido conceptual de agua del suelo; sobre la bases de la influencia de la precipitación actual y antecedente, como mecanismo de análisis del movimiento de masas inducido por la precipitación en Taiwán. La investigación analizó un total 263 movimientos de masas causados por fuertes precipitaciones durante el período 2006 / 2012 y 19 movimientos de masas que se produjo en 2013 para verificar resultados. Los análisis de SWI con métodos estadísticos, permitió generar familias de curvas que establecieron umbrales de comportamiento del índice de agua en el suelo, en función al inicio del evento de lluvia y la ocurrencia del movimiento de masas; cuando el SWI, antes de los eventos de lluvia, se incrementan de <17.5 a > 35 , el umbral superior tiende a disminuir. Esto quedo corroborado con el evento de 2013; permitiendo, además, clasificar las condiciones de lluvia que dan origen al movimiento de masa en dos tipos: de corta duración: alta intensidad (SH – asociado a un rápido aumento de SWI) y larga duración - baja intensidad (LL – asociado a un aumento gradual de SWI), en base a un análisis de componentes principales (PCA).

Estudios desarrollados en Japón, utilizaron el SWI, para evaluar y predecir el movimiento de masas potenciales; así como establecer sistemas de alerta temprana; debido a que el sismo en la prefectura de Niigata Medio en 2004, estuvo previamente acompañada por fuertes precipitaciones que provocaron números deslizamiento de tierra, el cual mediante la aplicación del SWI, se pudo predecir con éxito la ocurrencia de movimientos masivos y verificados solo en Japón (Okada et al., 2001; Sassa, 2005; Osanai et al., 2010; Saito et al., 2010b; Saito y Matsuyama, 2012; Oku et a., 2014; Osanai et al., 2010).

También Chen-Wen et al. (2015), en su investigación “Rain intensity-duration conditions for mass movements in Taiwan”, analizaron movimiento en masa registrados durante un periodo de 7 años (2006/12), habiéndose recopilado un total de 263 eventos, 156 deslizamiento de tierra, 91 flujos de escombros y 16 eventos con ambos. Los datos de precipitación fueron obtenidos a través de pluviómetros instalados, con los cuales se determinaron relaciones funcionales entre la intensidad y duración (I – D), generándose umbrales de lluvia que dan origen a los movimientos en masa, entre los cuales tenemos:

$$I = 18.10 (\pm 2.67) * D^{-0.17(\pm 0.04)} \quad (1.1)$$

$$I_{MAP} = 0.0060 * (\pm 0.0009) * D^{-0.17(\pm 0.04)} \quad (1.2)$$

Dónde:

- I* Intensidad de la precipitación media (mm/h)
- D* Es el tiempo (h) entre el comienzo de un evento de lluvia y el movimiento en masa resultante.
- I_{MAP}* Intensidad de lluvia escalada
- MAP* Es el mínimo para las áreas montañosas de Taiwán (3000 mm)

Esto nos permite inferir que en Taiwán, existe una relación funcional entre la intensidad de la precipitación y los orígenes de los movimientos en masa; así como también, dichos movimientos por lo general ocurren sobre la base de una alta intensidad de precipitación, provocando que el 74.9% de los movimientos en masa se presentan dentro de las 7 horas de la precipitación máxima de , aunque otros ocurren antes o después del pico de la lluvia, estando sujetos a la duración de la lluvia y a factores no meteorológicos como la topografía local y la geología.

En esta misma línea, Peruccacci S. et al. (2017) en su investigación “Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy” determina relaciones funcionales entre las variables precipitación y deslizamientos de tierra, para lo cual analizaron un total de 2 309 eventos de lluvia registrados durante el período 1996/2014, permitiendo con ello la obtención de la duración (horas) y la lluvia acumulada (mm). A través de un modelo de umbral de ley de potencial, se determinó los umbrales de lluvia acumulada-duración de la lluvia, con una probabilidad de excedencia del 5%. Esto ha permitido definir para Italia, un nuevo umbral, 26 umbrales regionales, para lo cual se ha tenido en consideración: subdivisiones ambientales basada en topografía, litología, uso de suelo, cobertura del suelo, clima y meteorología.

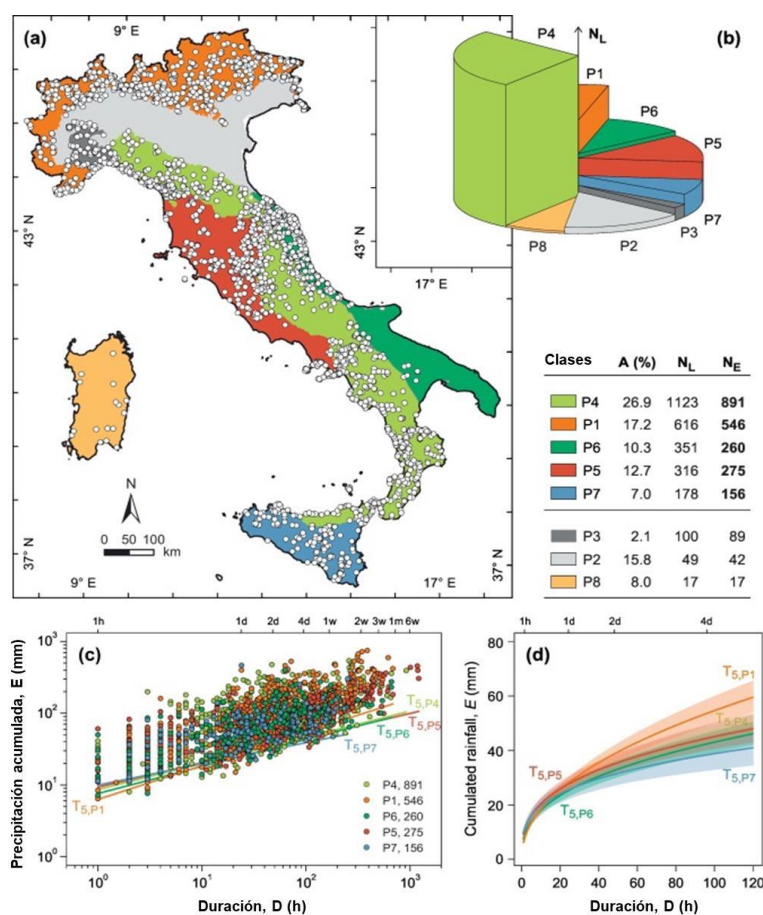


Figura 1.12 Distribución espacial de la precipitación y su relación con los deslizamientos en Italia
Fuente: Peruccacci S. et al. (2017)

En la **Figura 1.12**, se muestra: a) mapa con la subdivisión de Italia en ocho provincias topográficas (Guzzetti y Reichenbach, 1994); entre las cuales tenemos: P1, Sistema de Montaña

Alpina; P2, Llanura del norte de Italia; P3, zona de transición alpino-apenina; P4, Sistema de Montaña de los Apeninos; P5, Margen del Tirreno ; P6, Bordia Adriática; P7, Sicilia y P8, Cerdeña. b) muestra las provincias, número de deslizamientos inducidos por la lluvia (N_L , altura del sector) y N_E número de deslizamientos por provincia. c) Precipitación acumulada E (mm) frente a la duración de las precipitaciones D (h). d) Umbrales $T_{5, P1}$, $T_{5, P4}$, $T_{5, P5}$, $T_{5, P6}$ y $T_{5, P7}$ en el rango $1 h \leq D \leq 120 h$, con incertidumbre asociada representada por áreas sombreadas, en coordenadas lineales.

Para Cheng-Yu Ku et al. (2017), en la investigación titulada “Transient modeling of regional rainfall-triggered shallow landslides”, utilizaron la ecuación de Richards, para desarrollar el modelado transitorio de deslizamiento de tierra poco profundidad, generado por la lluvia. En el proceso se lograron integrar las variaciones de la distribución regional de los datos de geología, nivel de agua subterránea, características hidrogeológicas, intensidad y duración de precipitaciones. Taiwán al ser una isla montañosa y estar expuesta a la presencia a monzones de Asia oriental, recibe un promedio anual de precipitación de 2502 mm. Durante el 2009, el tifón Morakot generó 1 400 mm de lluvia en un solo día, provocando deslizamientos de tierra en el condado de Kaohsiung que provocaron 600 residentes de la aldea de Siaolin, Kaohsiung, fueron enterrados vivos, y 150 residentes fueron trasladados a un lugar seguro (Dong et al., 2011). Los resultados obtenidos de la investigación, mostraron que la distribución del factor de seguridad es consistente con la distribución del deslizamiento real, lo cual fue corroborado mediante la precisión del modelo propuesto que fue del 88,91% y la precisión del área de deslizamiento del 70,17%.

Según Lynos N.J., et al. (2014), en su investigación titulada “Improving mass-wasting inventories by incorporating debris flow topographic signatures” nos indican que el flujo de escombros es un tipo de destrucción masiva prevalente y destructiva en muchas regiones montañosas del mundo; por ello la importancia de identificar la firma topográfica en los flujos de escombros, a través de los modelos de elevación digital, que fue aplicado en la cuenca montañosa del río Oconaluftee de los Apalaches del sur-USA. Mediante este proceso se logró que la detección de flujo de escombros se incrementara en un 12%, cuando el inventario se limita a la parte del paisaje que exhibe la firma topográfica del flujo.

Thilanki D., et al. (2018), en su investigación titulada “An Improved Data-Driven Approach for the Prediction of Rainfall-Triggered Soil Slides Using Downscaled Remotely Sensed Soil Moisture” utilizan un modelo estadístico de regresión logística que utiliza el contenido de humedad del suelo, sobre la base de la medición de la infiltración del agua de lluvia en las laderas del suelo, lo que origina un incremento de la presión en los poros y la destrucción de la matriz de succión; provocando una reducción en la resistencia al corte y la inestabilidad de la pendiente, lo que lleva a la generación de deslizamientos. Se utilizó para ello, la medición de la humedad del suelo mediante sensoramiento remoto, proceso que ha permitido obtener una buena precisión en la determinación de la humedad del suelo y su consiguiente riesgo de deslizamiento. Además, la reducción del contenido de humedad del suelo mejora la precisión de la predicción.

El umbral determinado con los datos generados en la investigación llego a 0.55; mientras que la precisión del modelo llego a 93% (Oregón) y 80,5% (Kentucky), con lo cual el modelo tiene la capacidad de clasificar las zonas propensas a deslizamiento de suelo.

Para Brocca L., et al. (2012) en su investigación “Improving landslide forecasting using ASCAT-derived soil moisture data: A case study of the torgiovannetto landslide in central Italy” determino la relación entre la lluvia, las condiciones de humedad del suelo detectada por el satélite ASCAT (SCATterometer avanzado) y el deslizamiento mediante el uso de movimientos registrados de una pendiente rocosa ubicada en el centro de Italia; obteniéndose que los valores del SWI es un buen predictor confiable de la aparición del desprendimiento de rocas. Mientras que Ray et al., (2010), uso la humedad del suelo derivada del AMSR-E (Radiografía de barrido por microondas avanzada), para determinar la susceptibilidad al desprendimiento de tierra en la región de Cleveland corral en California.

Perera E.N.C. et al. (2017) en su investigación titulada “A Rainfall Intensity-Duration Threshold for Mass Movement in Badulla, Sri Lanka” indican que el movimiento de masas en Sri Lanka son producto de las presencias de precipitaciones, razón por la cual la necesidad de realizar los análisis de las variables intensidad – duración de la lluvia en Sri Lanka. Por ello la investigación se centró en establecer modelos que permitan identificar umbrales de lluvia para movimientos en masa en los distritos de Badula; considerándose para ello cuarenta y cuatro (44) eventos de lluvia que originaron en la misma cantidad de deslizamiento de tierra en las últimas tres décadas. El modelo originado de los análisis, muestran que la relación del umbral de precipitación se ajusta a una expresión algebraica de tipo lineal logarítmica de la función exponencial. Esto nos llevó a determinar que las intensidades de lluvias medias más altas provocan flujos de escombros; mientras que eventos de lluvias de larga duración pueden desencadenar tanto en deslizamiento de tierra como flujos de escombros.

Froude M.J. et al. (2018), en su investigación titulada Suceso global de deslizamiento de tierra fatal de 2004 a 2016, manifiestan que los deslizamientos de tierra son un peligro en los ambientes terrestres y que además causan pérdidas de vidas humanas en las zonas urbanas y rurales. Para ello han realizado análisis de la información almacenada en la base de datos globales referente a deslizamientos, durante el período 2004 al 2016, los cuales generan fuerte impacto en la sociedad y permiten identificar las áreas de mayor riesgo. Durante dicho período, se tiene registrado un total de 55 997 personas fallecidas y 4862 eventos, siendo la región de Asia la que presenta mayor predominancia; mientras que los años con mayor activación están sujetos patrones de comportamiento de la precipitación regional provocados por anomalías climáticas. Además, también se concluye que los deslizamientos de tierras esta aumentado por acción de las actividades humanas que se desarrollan en la construcción, minería ilegal y otras (Hearn y Shakya, 2017).

Holcombe et al. (2016) nos dice que la política de planificación no es suficiente para controlar el riesgo de deslizamiento, debido a la informalidad en los mecanismos de construcción y a los bajos ingresos de los residentes. Además, también se ha observado que los asentamientos humanos se construyen alrededor de las ciudades y cerca de las vías de comunicación; por lo beneficios que implica de manera indirecta en los servicios y el empleo (Smyth and Royle, 2000; Oven et al., 2008; Lennartz, 2013; Anhorn et al., 2015). El desarrollo de estas actividades implica la necesidad de realizar tala de árboles y cortes de pendientes, las que en su conjunto generan un aumento de la incidencia de deslizamiento de tierras (Glade, 1998).

Es importante recordar que la cobertura vegetal juega un papel preponderante en la estabilidad de las pendientes, a través de los efectos mecánicos e hidrológicos que la vegetación genera a través de las raíces, la transferencia de carga del peso propio, la fuerza del viento, la interceptación de la lluvia, la evapotranspiración y el proceso de la infiltración. A pesar de los beneficios que nos provee la vegetación dentro del campo de la bioingeniería, como mecanismos para reducir la erosión de suelo, no se tiene cuantificada su participación en los procesos de estabilización de pendientes; donde las raíces juegan un papel preponderante en el proceso de estabilización de los deslizamientos críticos en relación a las influencias mecánicas e hidrológicas de la vegetación y las variaciones de las propiedades de las plantas (Campbell et al., 2007, p. 13; Norris y Greenwood, 2006).

En Ruanda se ha registrado un acelerado proceso de desarrollo urbano con un gran aumento de población por metro cuadrado, lo que sumando a las fuertes precipitaciones; se están presentando desde el 2000, deslizamientos de tierras y lodo, los cuales están ocasionando pérdidas de vida, desplazamientos de poblaciones y pérdidas de suelo por la erosión hídrica (**Figura 1.13**). Por ello no se puede subestimar la influencia del suelo en el movimiento de masas, ya que es parte del subproducto del proceso de deslizamiento de tierra y además es un factor causal importante, en base a sus propiedades, características, pendiente, taludes y clima. La inclinación afecta a los mecanismos como a la intensidad de los deslizamientos; es decir, cuanto mayor es la altura, la inclinación y la convexidad de las pendientes, mayor serán los volúmenes de los deslizamientos (Hussein, B. and Osman S., 2015).



Figura 1.13 Movimiento en masa en Ruanda

Fuente: MINEMA, 2018

Para Hussein B. and Osmsan S. (2015), uno de los factores desencadenantes, que dan origen a los deslizamientos de tierra, es la precipitación, que condiciona los procesos de infiltración y escurrimiento; es decir, que lluvias prolongadas con intensidad baja dan una infiltración alta y profunda y una menor escorrentía en las áreas con pendiente. Además, en esta zona, las lluvias torrenciales incrementan la escorrentía y dan una menor cantidad de infiltración; sin embargo,

también generan fuerte influencia en el contenido de humedad y la presión de los poros en los suelos, lo que se traduce en un aumento de la masa específica de las rocas en un 30% y una disminución de la resistencia al corte de un 50% (Ngeu, W.M. and Ichangi, D.W., 1998; Nyssem, J., et al., 2003).

Para Hussein B. et al. (2015), los procesos de deslizamientos seguirán ocurriendo en vista que la población y la demanda de tierras están incrementándose; razón por la cual se irán generándose asentamientos en áreas propensas a sufrir deslizamiento y con altas precipitaciones en el país, por ello es importante el estudio de: Factores geomorfológico (la geología, la topografía y el relieve) y la precipitación como factor desencadenante a los deslizamientos en Ruanda (p. 6).

Para Ramos, A. et al. (2015), en la investigación desarrollada analiza un total de 2208 eventos de movimientos en masa ocurridos en el perímetro urbano de Bogotá, entre 1996 al 2013, para lo cual obtienen las variables de tipo de suelo, tipo de movimiento, posible causa detonante del evento, cobertura de suelo, pendiente promedio del lugar de la inestabilidad y el volumen de material deslizado, lo que ha permitido encontrar la relación funcional entre la lluvia y la ocurrencia de movimiento en masa, de tipo bimodal en los máximos, para los meses de abril-mayo y noviembre-diciembre. Además, se ha logrado encontrar una tendencia con el Índice Oceánico del Niño (ONI), sobre la base de los análisis de la serie histórica, observándose que para el período 2010/2012, se registró un incremento, como se aprecia en la **Figura 1.14**, periodo que coincide con la ola invernal asociada con el fenómeno La Niña, la cual está asociada a la generación de eventos extremos relacionados o bien con las inundaciones o sequías. Ambos procesos, están vinculados con el índice macro climático OMI (Oceanic Niño Index).

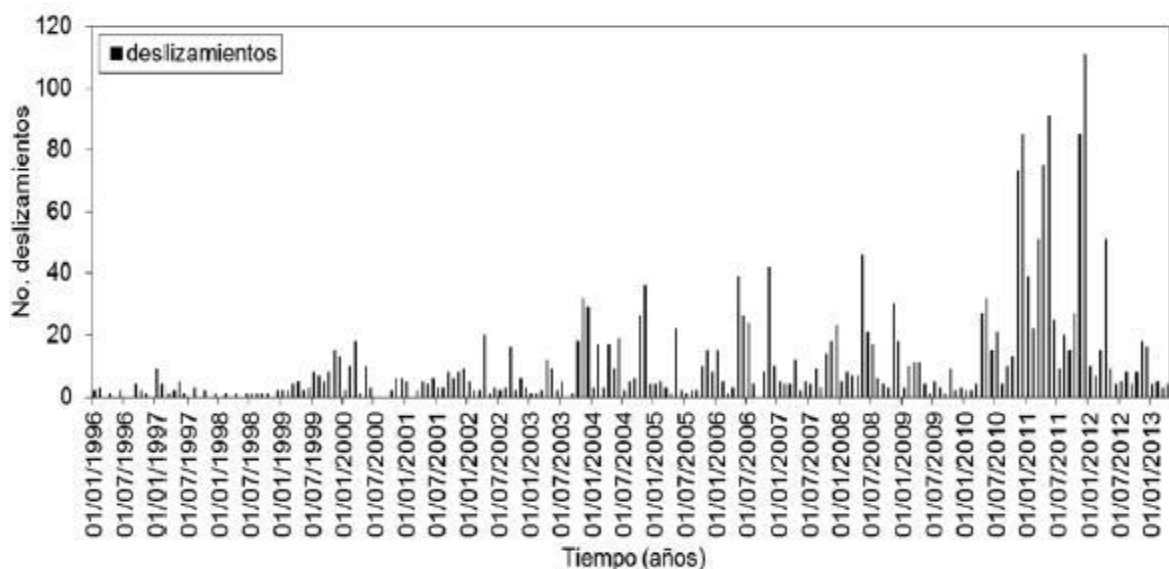


Figura 1.14 Serie histórica de deslizamiento para el periodo 1996/2013 en Colombia

Fuente: Ramos et al., 2015

En la **Figura 1.15**, se muestran esta relación funcional entre el OMI y el número de eventos de remoción en masa, que están directamente asociados a la presencia de La Niña, como lo corroboran

los períodos 1996/97, 1998/2001, 2007/2008 y 210/2012; mientras que, durante los períodos 1998/1998, 2002/2003 y 2009/2010, están relacionado con la época de El Niño.

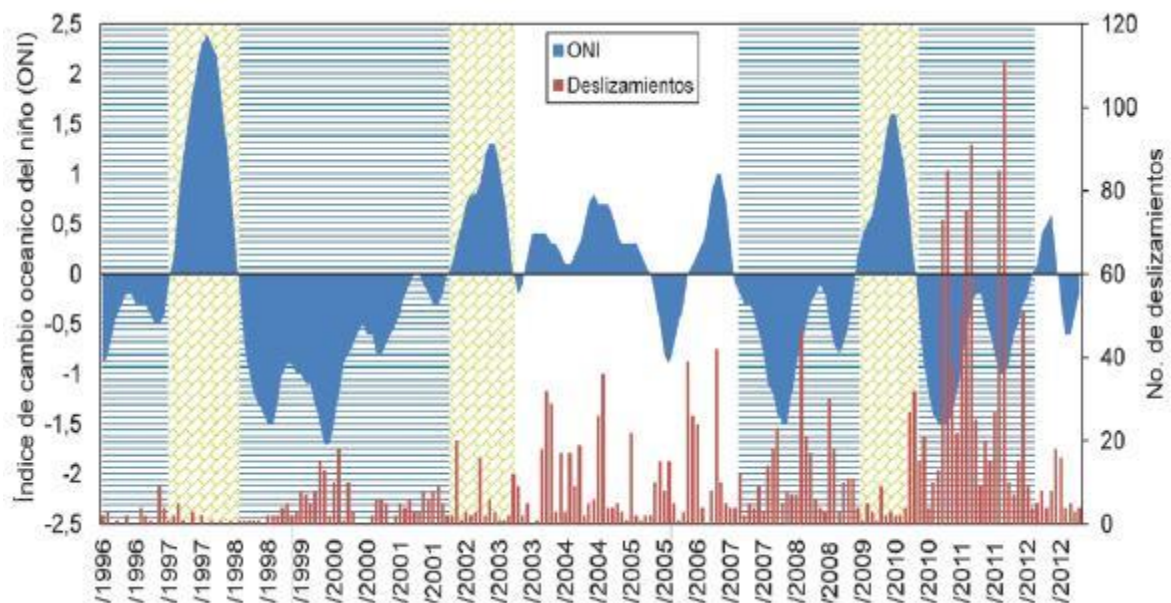


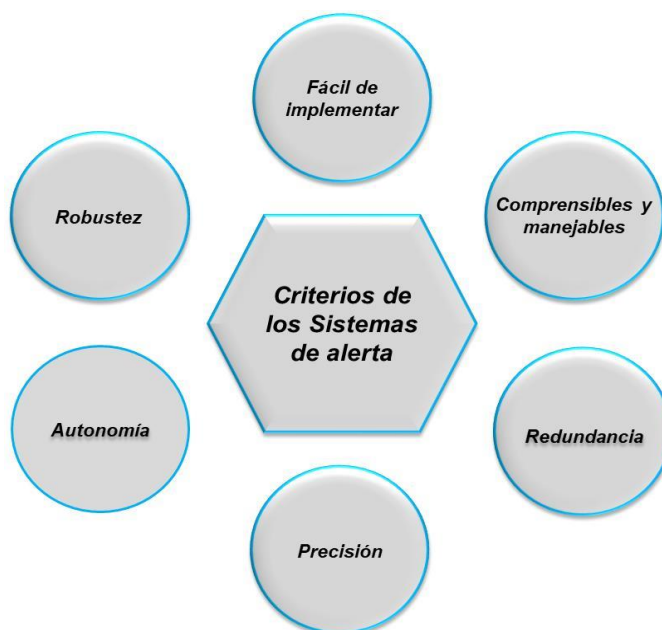
Figura 1.15 Relación temporal entre el OMI y eventos de remoción en masa - Colombia
Fuente: Ramos et al., 2015

Sabemos que los deslizamientos superficiales (flujos de lodos o flujos de detritos) están asociados a lluvias intensas de corta duración; mientras que los deslizamientos profundos están relacionadas con las lluvias acumuladas en largos periodo, lo que nos lleva a inferir que no existe un único parámetro derivado de lluvia que sirva como determinante universal para la generación de cualquier tipo de proceso de remoción en masa (Corominas y Moya, 1990; Aleotti, 2004; Coe et al., 2000; Bonnard y Noverraz, 2001; Dahal et al., 2006; Ramos A. et al., 2015).

Esto lleva a plantear nuevos enfoques de gestión de riesgos sostenible, dentro de los cuales se tiene los sistemas de alerta temprana (SAT) para movimiento masivos rápidos (RMM) como un elemento esencial en la gestión integral de riesgo en todo el mundo, teniendo como objetivos básicos alerta a las personas de los peligros inminentes y permitirles que se pongan a salvo (Stahli, M. et al., 2015; Glade y Nadim, 2014).

Para UNEP (2012), los sistemas de alerta temprana incluyen cuatro elementos básicos: a) Evaluación integral de los riesgos, b) sistema de monitoreo a través de sensores, c) Plan de difusión de alertas y d) Estrategias para respuestas. Según Stahli M. et al., (2015), los sistemas de alertas se pueden clasificar en: i) Alarma, el cual permite detectar los parámetros generadores de eventos y emitir una alarma automática, ii) Advertencias, están centrados en detectar cambios significativos en el ambiente y iii) Sistema de pronósticos, que ayudan a predecir el nivel del peligro de un proceso de RMM. Además, Michoud et al., 2013; Glantz, 2003; ONU / EIRD, 2006, nos indican que los sistemas de alerta temprana deben cumplir con ciertos criterios, los cuales han sido plasmados en la **Figura 1.16**; los cuales, para su implementación deberán tener precios asequibles.

Figura 1.16 Criterios de un SAT
Fuente: Elaboración propia



A nivel de la región andina, GEMMA (2007), desarrollo un análisis integral sobre el movimiento en masa en la región andina – una guía para la evaluación de amenazas, en la cual participaron los países de Argentina, Bolivia, Canadá, Chile, Colombia, Ecuador, Perú y Venezuela, mostrándonos la serie de 29 eventos registrado en la región como producto de los factores desencadenantes, tal como se muestra en la **Figura 1.17** donde los tipos de movimientos en masa, que se presentaron van desde los lentos no

catastróficos hasta los movimientos rápidos o extremadamente rápido y catastróficos (**Tabla 1.3**). Como es conocido, el territorio Sudamérica que abarca desde los Andes Antárticos hasta la región Andina Venezolana, se caracteriza por ser una franja continua de alta montaña al oeste y de amplias llanuras interrumpidas hacia el este. Lo que origina que en dicha zona se presente todo tipo de movimiento de masa, fluctuando en intensidad, frecuencia y magnitud.



Figura 1.17 Ubicación espacial de eventos de remoción en masa en la región Andina de América del Sur
Fuente: Ramos et al., 2015

Tabla 1.3 Relación de eventos de remoción en masa en la región andina

Símbolo	Descripción
A.2	Caída de bloques en el litoral de Huicha, isla de Chiloe, Chile
A.3	Caída de rocas Puente del Inca, Ruta Nacional N° 7 Mendoza – Argentina
A.4	Deslizamiento de la ladera Sur del Viaducto N° 1, Autopista Caracas - La Guaira, Venezuela
A.5	Deslizamiento rotacionales en la ciudad de La Paz, Bolivia
A.6	Deslizamiento en la comunidad Paccha, Achupallas, Chimborazo – Ecuador
A.7	Deslizamiento rotacional de Cuarto Centenario, Bolivia
A.8	Deslizamiento multi-rotacionales del río San Pedro 1960 Chile
A.9	Deslizamiento traslacional de Huamancharpa, Cusco - Perú
A.10	Deslizamiento traslacional – flujo de detritos de Manmarca - Perú
A.11	Deslizamiento de Guasuntos, Alausí, Chimborazo – Ecuador
A.12	Movimiento traslacional del Cerro Pucaloma Población de Chima, La paz – Bolivia
A.13	Deslizamiento traslacional y represamiento, valle de Allpacoma, ciudad de La Paz – Bolivia
A.14	Deslizamiento planar (pandeo), quebrada de La Troya, La Rioja – Argentina
A.15	Deslizamiento de E Mirador, carretera Bogotá – Villavicencio – Colombia
A.16	Deslizamiento de flujos de detritos de Auyos. Asia, Pataz – Perú
A.17	El deslizamiento – represamiento de La Josefina - Ecuador
A.18	Deslizamiento de Villatina, Medellín, Antioquia - Colombia
A.19	Flujo torrencial del río Limón, al norte de Maracay, Estado Aragua – Venezuela
A.20	Deslizamientos múltiples. El caso del evento de 1990 en San Carlos, Antioquia – Colombia
A.21	Flujos de detritos (aluvión) del 4 de abril de 2001 1990 de Palma Sola, Jujuy - Argentina
A.22	Flujos de detritos (huayco) de Tambo de Viso, Lima – Perú
A.23	Flujo de detritos de Antofagasta 1991 – Chile
A.24	Flujo de tierra de San Cayetano, Cundamarca
A.25	Colapso y flujo de detritos de Aobamba, Lima – Perú
A.26	Flujo de barro del valle de Aconcagua – Chile
A.27	Avalancha de detritos de Las Moras, Alausí, Chimborazo - Ecuador
A.28	Avalancha de rocas del Campo de Arenal, Catamarca – Argentina
A.29	Avalancha de rocas de Las Cuevas, valle del río Cuevas
A.30	Deformación gravitacional profunda – corriente de tierra, Mendoza – Argentina

Fuente: Ramos et al., 2015

En su trabajo de investigación Mergili M., et al. (2015), manifiestan que la remoción en masa en la región andina a través de procesos geomorfológicos que son desencadenados por factores geológicos, topográficos, climáticos, actividad sísmica, volcánica, vegetación y antropogénicas; ha llevado a que se realicen investigaciones en esta temática como las de Schuster y Highland (2001); Schuster, Salcedo y Valenzuela, (2002) y PM-GCA, (2007), con la finalidad de conocer no solo el comportamiento sino su variabilidad espacial y temporal, ya que no solo se le ve como un desastre natural sino como desastre socio económico originado por la falta de estrategias de mitigación (Felgentreff y Glade, 2008). Colombia, es un país afectado por la remoción en masa y es básicamente producido por cuatro factores: clima tropical húmedo, Actividad siso-tectónica, Actividad volcánica y Crecimiento urbano; cada uno de ellos de manera integrada alteran el equilibrio dinámico de las pendientes, como se aprecia en la **Figura 1.18**.

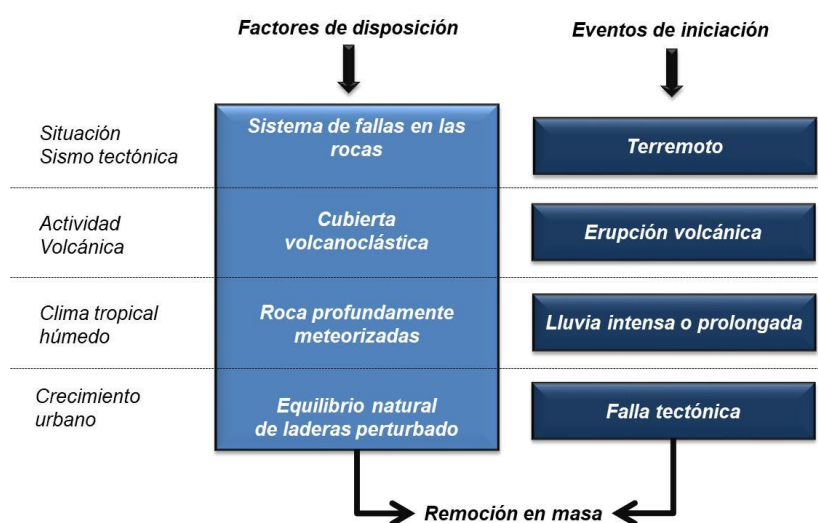


Figura 1.18 Factores incrementan la remoción en masa en Colombia
Fuente: Elaboración propia (extraído de Mergili M. et al., 2015)

A pesar de estos factores, los ejemplos registrados en Manizales y Pereira, nos hace ver que hay otro factor crítico: el poblamiento de las zonas montañosas andinas en Colombia, como consecuencia de la fuerte migración interna surgida a consecuencias de la situación política, que originó la ocupación de las laderas formando rocas residuales fuertemente fracturadas y meteorizadas, las cuales se agravaron por una mala ingeniería no adecuada para las pendientes, aumentando la vulnerabilidad de la población y por ende la ocurrencia de eventos de remoción en masa (**Figura 1.19**).

Sánchez-Núñez, J. et al. (2012), en su investigación "Proceso de movimiento de masas en la cuenca de Motozintla, Chiapas, sur de México", manifiesta los desafíos que se presentan en las zonas montañosas, la identificación y la pérdida de los procesos de remoción en masa, para lo cual se han realizado procesos de mapeo geológico y estructural, mediante la interpretación y técnicas de SIG, lo que ha permitido obtener un inventario de 88 potenciales procesos de remoción en masa, entre los cuales tenemos: avalanchas, caída de rocas, deslizamiento y flujos de escombros. Cada uno de ellos, se activan por su propia actividad tectónica y lluvia, los cuales generan fallas mecánicas afectando la litológica de diferentes maneras. Dichos procesos se han visto incrementados por los eventos hidrometeorológicos que inducen a vulnerabilidad y amenazas a las poblaciones locales.

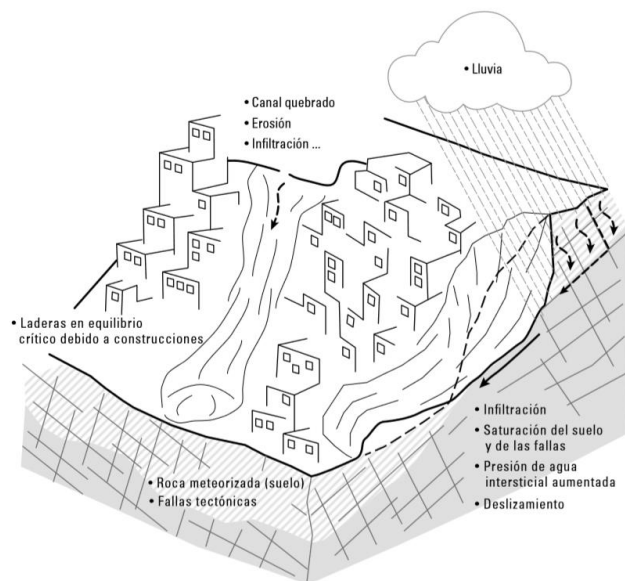


Figura 1.19 Remoción en masa, con pendientes y población
Fuente: Mergili M. et al., 2015

Para Gutiérrez Alvis DE. et al. (2018) en su trabajo de investigación “Sistema de alerta temprana por movimiento en masa inducido por lluvia para Ciudad Bolívar (Colombia), generaron una red con sensores de humedad de suelos y temperatura, con el fin de determinar el nivel del contenido de humedad, con fines de prevención ante la posible ocurrencia de un movimiento en masa. Para ello se generaron datos relacionados a dichas variables, permitiendo caracterizar cada una de las variables y poder definir en base a ellas; umbrales de respuestas que permitan avisar con la debida anticipación sobre la probabilidad de ocurrencia de algún evento extremos relacionados con las intensidades y duración de la precipitación en la zona de Ciudad Bolívar. En la **Figura 1.20**, se aprecia los valores obtenidos durante la medición realizada en la zona de estudio, apreciándose que la humedad a las 06:40 llega al nivel de 85%, sobrepasando el umbral definido y por ende se presenta el movimiento en masa en la zona.

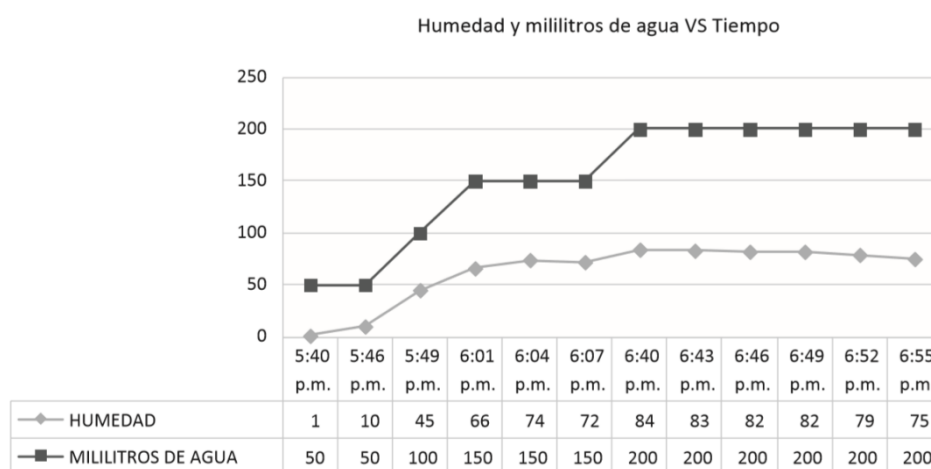


Figura 1.20 Relación entre humedad de suelo y la precipitación en la zona
Fuente Gutiérrez Alvis, DE. et al., (2018)

1.3 Objetivos

1.3.1. General

- Evaluar los impactos por los tipos de movimiento en masas, ocasionado por las lluvias intensas en Perú.

1.3.2. Específicos

- Conocer el marco teórico y conceptual de los factores de formación y ocurrencia de los movimientos en masas.
- Caracterizar los tipos de movimiento en masa y su relación con la precipitación.
- Identificar los movimientos en masas en Perú, activados por la precipitación.
- Caracterización espacial y temporal de los impactos por movimiento en masa relacionada con la precipitación en Perú.

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Marco teórico

Los llamados flujos de escombros, según el sistema de clasificación utilizado por Cruden y Varnes (1996), es un tipo poco profundo de pérdida de masa por gravedad, el cual está compuesto de agua, roca, suelo y vegetación y que es desencadenado por precipitaciones intensas y/o frecuentes. Esto lleva a que la masa fluya en un plano entre o regolito y el lecho rocoso o entre capas heterogéneas de suelo (Southworth et al., 2005). Dicha masa fluye pendiente abajo dependiendo de las condiciones y características de la zona como la longitud del canal hidráulico y los ángulos de unión. Proceso que deja un perfil longitudinal distinto al original, dando una idea general de la magnitud del flujo de escombros e inclusive indicar las diferentes fases de la evolución de la topografía del paisaje (Howard, 1994; Tucker y Slingerland, 1997; Pazzaglia et al., 1998; Crosby y Whipple, 2006).

Los deslizamientos de tierras, que por lo general ocurren en las laderas, como es el caso de las áreas aledañas del oeste de Taiwán (Cheng-Yu Ku, et al., 2017), que suelen denominarse deslizamiento superficial, flujo o deslizamiento que tienen una superficie de ruptura superficial (Varnes, 1978). El deslizamiento superficial, especialmente los inducidos por la lluvia, está atrayendo cada vez más la atención de la investigación (Montgomery y Dietrich, 1994; Baum et al., 2002; Frattini et al., 2004; Tsai y Chen, 2010; Tsai y Wang, 2011).

Sabemos que la estabilidad del suelo asociado a una pendiente natural, se logra a través del equilibrio de fuerzas internas y externas que actúan sobre él. La inestabilidad que da origen al deslizamiento, muchas veces es debido a un factor desencadenante, como la lluvia, la actividad sísmica, las erupciones volcánicas o los incendios forestales (Polemio M., 2000).

La precipitación es uno de los factores principales en el proceso de inducción del deslizamiento de la tierra (Polemio y Sdao, 1999; Polemio y Petrucci, 2010; Galanti et al., 2016). Por lo cual la precipitación acumulada y su intensidad, son utilizadas generalmente en las investigaciones sobre deslizamientos inducidos por la lluvia

Los movimientos en masas, se origina por la integración de tres factores desencadenantes: lluvia, terremotos y deshielo rápido (Keefer, 1984; Guzzetti et al., 2002; Malamud et al., 2004a, b; Tiranti et al., 2013) los cuales dependen básicamente de la articulación de la topografía, la litología, la estructura geológica, el contenido de humedad del suelo y la influencia antrópica (Crozier, 1999; Glade et al., 2000; Saito et al., 2017).

Uno de los factores desencadenantes más común es la lluvia (Thilanki D., 2018; Polemio M., 2000; Ray R.L., 2007). El movimiento de masa, generado por la presencia de la lluvia se presenta en suelos residuales con pendientes, los cuales se estabilizan naturalmente por una presión negativa del agua en los poros. La infiltración del agua de lluvia, origina un aumento del contenido de humedad en el suelo, lo que provoca una disminución de la tensión efectiva, la resistencia al cizallamiento y aumento del peso del suelo, causando inestabilidad en la pendiente (Dahigamuwa T., 2017).

Para describir el comportamiento del contenido de agua del suelo, que es un factor esencial que influye en la conductividad hidráulica en zonas insaturadas; se utiliza la ecuación de Richards, cuya expresión algebraica es de tipo no lineal y gobernada por relaciones físicas no lineales. Las relaciones físicas no lineales se pueden describir utilizando curvas características del suelo y el agua (Van Genuchten, 1980; Fredlund y Xing, 1994).

Sobre la base de lo expresado en los párrafos anteriores, podemos decir que conocer el contenido de la humedad del suelo, nos ayudaría a tener un predictor para evaluar los peligros por deslizamiento, lo que nos llevaría a mejorar aún más la precisión con los datos de lluvia; sin embargo, para Ray R.L., (2007) y Brocca L., (2012) la medición de la humedad del suelo es un atarea con gran dificultad por las cantidad de requisitos que debe cumplir el equipamiento a utilizar y la falta de fiabilidad en las lecturas de los instrumentos.

Thilanki D., (2000), en su investigación plantean el uso de la medición del contenido de humedad de suelo en base a la aplicación de la técnica de sensoramiento remoto, como una alternativa para cuantificar los niveles del aumento de la humedad, ya que muchos métodos actuales de predicción emplean procesos indirectos como el uso de factores de acondicionamiento hidrológico, distancia al dren principal, densidad de drenaje y el índice de humedad topográfica (Ray R.L., 2007; Sujit M., 2015; Van W., et al., 2008)

Para Zhang F. et al., (2012) y Chauhan N.S., (2003), un suelo que presenta una conductividad hidráulica alta drenar rápidamente la humedad debido a la infiltración de la lluvia y, por lo tanto, crear condiciones menos favorables para la falla de la pendiente, en comparación con un suelo que tiene una conductividad hidráulica baja.

La necesidad de evaluar los movimientos de masas gravitacionales como: avalanchas de escombros, flujos de escombros, lahares, avalanchas de roca (hielo), desprendimientos de rocas y avalanchas de nieve, requiere de una serie de factores detonantes entre los cuales tenemos: tipo de material, pendiente pronunciadas y un disipador; por ello la necesidad de utilizar modelos de simulación en 2D, los cuales se dividen en métodos empírico estadístico, analítico determinista y modelos celulares (Barpi F. et al., 2007; Chiari M. and Sheidl C., 2015; D'ambrosio D. et al., 2006; Iovine G. et al., 2005; Scheidl C., 2010; Scheidl C., 2011).

Por ello, es importante desarrollar inventarios de pérdida de masa, que es un componente importante en el desarrollo del modelado de peligros (Brardinoni et al., 2003; Malamud et al., 2004; Carrara and Pike, 2008). Dentro de los modelos que utilizan esta componente, tenemos el de inestabilidad de taludes, como el Shallow Landsliding Stability Model (Dietrich et al., 1992) y Stability Index Mapping (Pack et al., 1998), que les permiten evaluar resultados del modelo o calibrar los parámetros (Wooten et al., 2008).

Dentro de las técnicas utilizadas para el desarrollo de los inventarios de pérdida de masa, la gran mayoría utiliza los principales pasos siguientes (Wegman, 2006):

Paso 1: Selección del área con antecedentes de actividad de pérdida de masa.

Paso 2: Técnica para delinear e identificar la pérdida de masa en la zona de interés.

En dicho proceso, se han hecho uso de la interpretación de fotografías aéreas, para crear estos inventarios; mientras que las nuevas técnicas cuantitativa, más sólidas y menos subjetivas pasan por el uso de la disponibilidad de modelos digitales de elevación (DEM), sistemas de información geográfica (GIS) y software de procesamiento de fotografías (Carrara and Pike, 2008).

Dentro de las metodologías utilizadas para evaluar y predecir los peligros originados por un movimiento de masas, tenemos a los modelos hidrológicos o estadísticos que permiten generar un mapeo de la susceptibilidad o probabilidad del movimiento de masas. Dentro de los parámetros que utilizan los modelos hidrológicos, está el topográfico, hidrológico y de textura del suelo, mediante los cuales se busca evaluar la estabilidad de la pendiente en la cuenca (Bishop, 1955; Janbu et al., 1956; Morgenstem y Price, 1965; Spencer, 1967; Capparelli y Tiranti, 2010).

Por otro lado, los modelos estadísticos sobre la base del análisis de la geología, la topografía, el clima, el uso del suelo y la vegetación, buscan evaluar la estabilidad de la pendiente. Dentro de estos tipos de modelos tenemos: la regresión logística (Guzzetti et al., 1999; Dai y Lee, 2002; Ayalew y Yamagishi, 2005; Bui et al., 2016), redes neuronales artificiales (Chang y Chao, 2006; Lee et al., 2007; Melchiorre et al., 2008; Gorsevski et al., 2016), y modelos de árbol de decisión (Pal y Mather, 2003; Xu et al., 2005; Bou Kheir et al., 2008; Schneevoigt et al., 2008; Saito et al., 2009; Tsangaratos e Ilia, 2016).

Suponiendo que los movimientos masivos ocurrirán en el futuro debido a las mismas condiciones que los activaron en el pasado, las evaluaciones de susceptibilidad predicen la ubicación de los movimientos masivos futuros (Guzzetti et al., 1999, 2005, 2006; Segoni et al., 2015b; Paudel et al., 2016).

La precipitación es considerada como uno de los principales factores desencadenante del movimiento de masas; razón por la cual, se han realizado estudios sobre su caracterización en términos de la intensidad, la duración, acumulación y procesos antecedentes dentro de un intervalo de tiempo adecuado que permita identificar las condiciones climatológicas que dan origen al inicio del movimiento de masas (Caine, 1980; Keefer et al., 1987; Crozier, 1999; Glade et al., 2000 Aleotti, 2004; Guzzetti et al., 2007; Saito et al., 2010a; Tiranti y Rabuffetti, 2010; Chen et al., 2015). De ellos, la intensidad y duración son los más utilizados y aplicados a nivel mundial (Caine, 1980; Larsen y Simon, 1993; Guzzetti et al., 2007; Brunetti et al., 2010; Saito et al., 2010a; Chen et al., 2015; Rosi et al., 2016).

Uno de esos métodos de evaluación es el índice de agua del suelo (SWI), el cual permite conocer el contenido conceptual de agua del suelo influenciado por la lluvia actual y anterior (Okada et al., 2001). El índice utiliza un valor calculado de la profundidad total del agua de un modelo de tanque de tres capas con parámetros fijos (Sugawara et al., 1974; Ishihara y Kobatake, 1979).

Entre los modelos de simulación, tenemos el de fluido equivalente, el cual es considerado como uno de los más complejos en la práctica de ingeniería; debido a que consideran dentro de su componente el aspecto físico y la conservación de energía del flujo, lo que genera la necesidad de definir los parámetros de resistencia al flujo apropiados a las condiciones y características de los materiales evaluados (Christen M. et al., 2010; Fraccarollo L. and Papa M., 2000; Hungr O., 1995; Hungr O. and McDougall S., 2009; Medina M. et al., 2008; Mergili M. et al., 2012 y O’Brien J.S. et al., 1993; Iverson R.M., 1997; Barbolini M. et al., 2000).

Otro de los modelos utilizados en la evaluación del movimiento de masa, es el de regresión logística utilizado por Wang I.J. et al., (2016), quien realizó un estudio comparativo para evaluar los riesgos de deslizamiento de tierra en Mizunami City – Japón, donde incluyo grupos de decisión, factores de condicionamiento en el deslizamiento, permitiendo con ello obtener un mejor resultado en la clasificación de las zonas propensas a dichos eventos. La probabilidad de que ocurra un error puede ser considerado como un “índice de peligro” para la ocurrencia de deslizamiento del suelo. Para ello el modelo de regresión logística puede expresarse como:

$$P(f) = \frac{1}{1+e^{-(\beta_0+\beta_1x_1+\dots+\beta_kx_k+\dots)}} \quad (2.1)$$

Dónde:

$P(f)$	es la probabilidad de falla
X_1	representa la variable continua
X_k	representa variables categóricas
β_0	es la constante
β_1 y β_k	son las estimaciones de los parámetros correspondientes de las variables anteriores

En relación a los métodos para predecir las condiciones de precipitación que se espera puedan ocasionar movimientos en masa, se han centrado básicamente en los parámetros de intensidad, duración, lluvia acumulada y lluvia antecedente; siendo las variables intensidad y duración las estimaciones más comunes (Perera ENC., et al., 20127; Vasu, NN., et al., 2016; Chen CW., et al., 2015; Tuhua M., et al., 2015; Caune N., 1980; Brunetti MT., et al., 2010; Guzzeti F., et al., 2004)). En relación a estas variables, se han definido un umbral de lluvia para el deslizamiento, los cuales se han propuesto a escala mundial, regional y local, generándose diferentes métodos empíricos de aplicación, los cuales para el caso especial de la Indica se basan en la lluvia de eventos totales y umbrales de eventos de lluvia (Varnes DJ., 1978; Kaungo DP., et al., 2014).

Uno de los métodos más utilizados, que relaciona la intensidad de la lluvia y la duración, es una función algebraica de tipo exponencial y lineal:

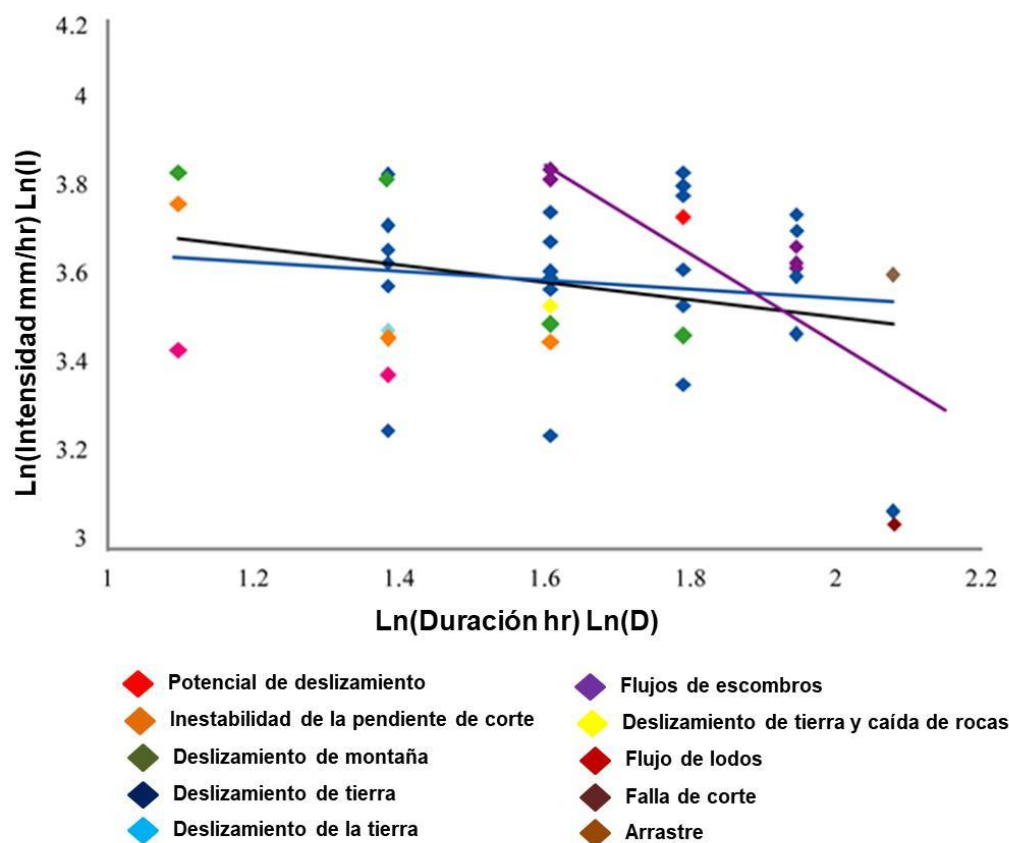
$$Y_o = \alpha * D^{-\beta} \quad (2.2)$$

$$\ln(Y_o) = \ln(\alpha) - \beta * \ln(D) \quad (2.3)$$

Dónde:

- α → Es una constante de escala (intercepción)
- β → Es el parámetro de forma (pendiente)

La aplicación de la expresión (3), a los datos generados para el distrito de Badulla (Sir Lanka), permitió generar la **Figura 2.1**, que muestran los diferentes tipos de movimiento de masa (flujo de escombros, deslizamiento de tierra, flujo de lodo, fallas de pendiente, etc), en base a los datos analizados y representados mediante la expresión algebraica 3 (Persichillo MG., et al., 2016).



Mejor ajuste para deslizamiento de tierra: $\text{Ln}(I) = 3.8892 - 0.1614 * \text{Ln}(D)$, $R^2 = 0.54$
 Mejor ajuste para el flujo de escombros y lodo: $\text{Ln}(I) = 5.8892 - 0.8475 * \text{Ln}(D)$, $R^2 = 0.47$
 En general el mejor ajuste: $\text{Ln}(I) = 3.98892 - 0.1574 * \text{Ln}(D)$, $R^2 = 0.59$

Figura 2.1 Relación entre la intensidad – duración - distrito de Badulla
 Fuente: Perera ENC., et al., (2017)

Holcombe E. et al., (2016), utiliza el modelo Chasm, para representar la infiltración de la lluvia, flujos de agua subterránea, presiones de poros y el factor de pendiente a lo largo del tiempo, permitiendo con ello predecir las condiciones seguras / fallidas de las pendientes del suelo tropical para diferentes eventos de lluvia (Anderson, 1990; Holcombe, 2006). Donde la pendiente se ha representado mediante una malla bidimensional regular de columnas y celdas, tal como se aprecia en la **Figura 2.2**.

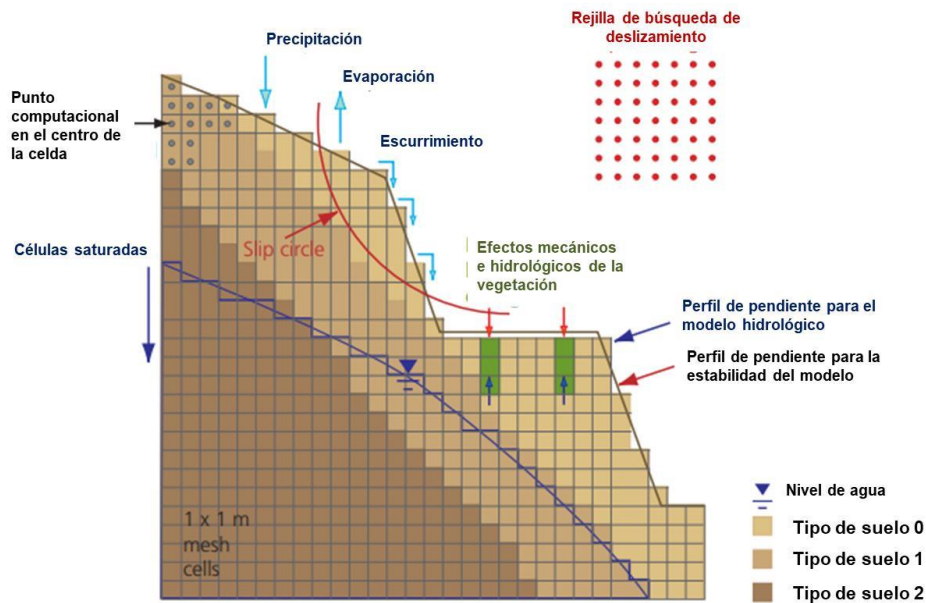


Figura 2.2 Representación de una sección con pendiente para análisis del modelo Chasm
 Fuente: Holcombe E. et al., 2016

El proceso de solución fue planteado mediante la ecuación de Richards y Darcy (Darcy, 1856; Richards, 1831), utilizando el método de diferencia finitas explícitas para flujos insaturados y saturado. El proceso desarrollado mediante la aplicación del modelo Chasm, fue encontrar respuestas a la estabilidad de diferentes pendientes, considerando para este caso, tres ángulos y tres tipos de suelo, en relación al desarrollo de las urbanizaciones observadas en el Caribe Oriental y lugares tropicales húmedos, considerándose en los pasos siguientes: remoción de vegetación, corte de la pendiente y carga del sitio (Smyth and Royle, 2000).

Para Stahli, M. et al., (2015), consideran que para evaluar los flujos masivos asociados a movimiento de masas rápidas (RMM), es necesario el desarrollo de modelos de flujo basados en la física, principio de conservación de masa, impulso y energía; los cuales nos permiten describir la fricción de un deslizamiento de tierra, entre los cuales tenemos: RAMMS (Christen et al., 2010), FLO-2D (O'Brien et al., 1993), SPH 2-D (Žic et al., 2014) y DAN-3D (Hungry and McDougall, 2009), habiendo sido aplicado a muchos casos prácticos de movimiento de masas, avalanchas de hielo y roca, flujos de escombros, lahars o flujos hiperconcentrados.

En cada uno de los procesos que se han mencionados en el desarrollo del marco teórico, nos damos cuenta que la base fundamental para el desarrollo de todo análisis de remoción en masa, parte desde la recopilación de información de los diferentes tipos de deslizamientos producidos en una determinada área. Según Ramos A. et al. (2015) nos indican que esto permitiría explorar alternativas para encontrar relaciones entre las características hidrogeomorfológicas y climatológicas que interviene de manera directa e indirecta en la generación de la remoción en masa. Dichas funciones algebraicas, se desprenderán de los análisis temporales y espaciales de la data histórica, de la aplicación de modelos basados en los aspectos físicos de la cuenca, así como de la experiencia de los expertos geotecnistas, además de la formulación de modelos estocásticos y de observaciones experimentales, que buscan describir la inestabilidad de los taludes y la dinámica de movimiento en

forma de flujos (Iverson, 2000; Iverson y Denlinger, 2001; Pudasaini *et al.*, 2005; Rickenmann *et al.*, 2006; Wang *et al.*, 2008; Luna *et al.*, 2012 y Ouyang *et al.*, 2013).

Investigaciones vinculadas a los análisis e interpretaciones estadísticas de los datos recopilados sobre este tipo de eventos, han permitido generar expresiones algebraicas entre la precipitación y deslizamientos, que nos ayuden a definir los niveles de umbrales que permitan inferir sobre la base de la lluvia la probabilidad de ocurrencia de un procesos de remoción en masa (Glade, 1998; Glade *et al.*, 2000; Guzzetti *et al.*, 2007, 2008; Dai y Lee, 2001; Li *et al.*, 2011).

Jeong SS. *et al.* (2017), en su investigación relacionada al análisis de deslizamiento de tierra inducidos por precipitaciones en taludes no saturados, desarrollado en Seul – Corea, comprobaron que están directamente con la precipitación, las propiedades del suelo, la pendiente del terreno y la cobertura vegetal, para lo cual utilizo información generada durante el deslizamiento de tierra que se presentó en Umyeonsa - Seúl Corea en el 2011; así como también, los procesos inducidos en laboratorio, pruebas de campo y análisis numéricos, que han permitido desarrollar la caracterización hidrogeológica y distribución de los deslizamientos. Dichos procesos contemplaron análisis de aerofotogrametría, análisis de registros de lluvia que fueron generados por dos pluviómetros automáticos instalados en las estaciones de Seocho y Namhyun. En el proceso de la identificación de las especies, existentes en la zona, se realizó un trabajo de campo con el fin de conocer la distribución de las especies y su diversidad estructural. La perforación de 06 pozos, permitieron realizar las pruebas de penetración estándar (SPT) y pruebas de permeabilidad saturada y de cizallamiento.

Para conocer la influencia de las precipitaciones en la generación de la distribución de los deslizamientos, se hicieron uso de los análisis numéricos para entender la relación funcional entre el régimen pluviométrico y la capacidad de infiltración del suelo que nos puede llevar a los deslizamientos por la capacidad de succión matricial. Para ello, se recurrió al uso del programa FEM sobre la base de la expresión algebraica (I):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y \frac{\partial H}{\partial y} \right] + q = m_w \gamma_w \frac{\partial H}{\partial t} \quad (2.4)$$

Dónde:

K_x y K_y	Son los coeficientes de permeabilidad en las direcciones x e y
H	Es el nivel freático
q	Es la precipitación
m_w	Es la pendiente

Todo el proceso metodológico de la investigación, se muestra en la **Figura2.3**.

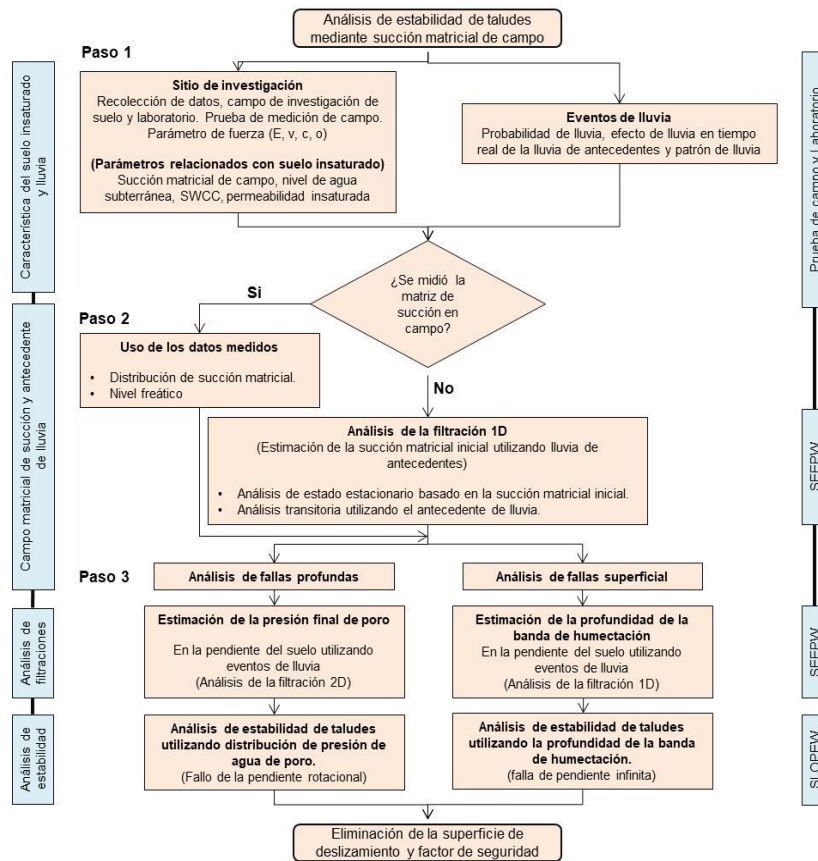


Figura 2.3 Esquema metodológico de la investigación

Fuente: Jeong SS. et al. (2017)

Chi-Wen Chen et al. (2015), en su investigación referente a movimiento en masa y precipitación, desarrollan la determinación de umbrales críticos, sobre la base de los parámetros de la intensidad de la lluvia, la duración, la lluvia acumulada y la lluvia de antecedentes; encontrándose que la relación más utilizada son la intensidad de la lluvia (I) y la duración (D) (Guzzetti et al., 2007, 2008; Brunetti et al., 2010; Saito et al., 2010a, 2014). Es por ello que en el proceso de predecir movimientos masivos y avisos para los tomadores de decisión, se utilizan dichas relaciones y en forma especial con la intensidad máxima de la lluvia y el inicio del movimiento en masa (Hong et al., 2005; Cannon et al., 2008; Coe et al., 2008; Dahal y Hasegawa, 2008).

La expresión algebraica (2), es la que mayormente es utilizada para definir el umbral de I – D, que representa la lluvia total mínima que da origen a un movimiento en masa. Actualmente se utilizan criterios matemáticos / estadístico para definir y determinar el límite inferior, para lo cual se han utilizados el método de inferencia bayesiano (Guzzetti et al., 2007), un enfoque frecuentista (Brunetti et al., 2010) y un método de regresión de cuantiles (Saito et al., 2010a),

$$Y_o = \alpha * D^{-\beta} \quad (2.5)$$

Dónde:

- α Una constante de escala (intercepción)
- β Es el parámetro de forma (pendiente)

Para el método frecuentista, el umbral fue definido con el 5% de la (I-D), mientras que los parámetros α y β , fueron determinados mediante el método de muestreo aleatorio, para lo cual 2/3 de ellos fueron muestreados al azar y con una repetición de 100 veces, calculándose la media y la desviación estándar (Figura 2.3). Para la relación entre el tiempo de movimiento de masas e intensidad máxima de lluvia, se utilizó la expresión (3):

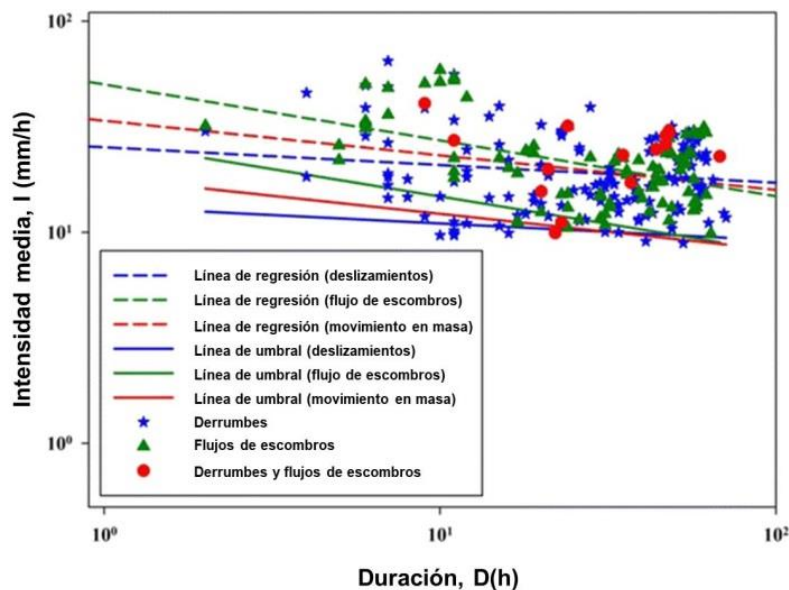


Figura 2.4 Relación entre intensidad y duración de lluvia
Fuente: Chi-Wen Chem et al., 2015

$$T_{re} = \text{Tiempo de movimiento en masa} - \text{Tiempo de intensidad de precipitación} \quad (3)$$

Valores positivos de T_{re} nos indican que el movimiento en masa se produjo después del pico; mientras que valores negativos nos indican que el movimiento en masa se produjo antes del pico.

Peruccacci Silvia et al. (2017), en su trabajo de investigación “Umbrales de lluvia para un posible deslizamiento de tierra en Italia”, utilizan el modelo de umbral de lluvia representado por una curva de ley potencial (Brunetti et al., 2010 y Peruccacci et al., 2012):

$$E = (\alpha \pm \Delta\alpha) * D^{(\gamma \pm \Delta\gamma)} \quad (2.6)$$

Dónde:

E	→	La precipitación acumulada total (mm)
D	→	Duración del evento (horas)
α	→	Es un parámetro de escala (intersección)
γ	→	Es la pendiente de la curva de ley de potencia
$\Delta\alpha$ y $\Delta\gamma$	→	Son las incertidumbres asociadas a α y γ

El método determina los umbrales en función a las probabilidades de excedencia, para lo cual se seleccionaron como umbral de ED el 5%, lo que garantiza que de la serie de puntos seleccionado el 5% estén por debajo de la línea del umbral. La incertidumbre, permite conocer la variación del umbral en relación a una línea de tendencia central el cual depende de factores múltiples, entre los cuales la cantidad y distribución de los puntos que reflejan las diferentes condiciones de lluvia que han dado lugar a deslizamiento de tierra. Para que los valores medios de los parámetros α y γ , se mantengan estables, se debe cumplir que el número mínimo de eventos de precipitación debe ser mayor que 75 y además:

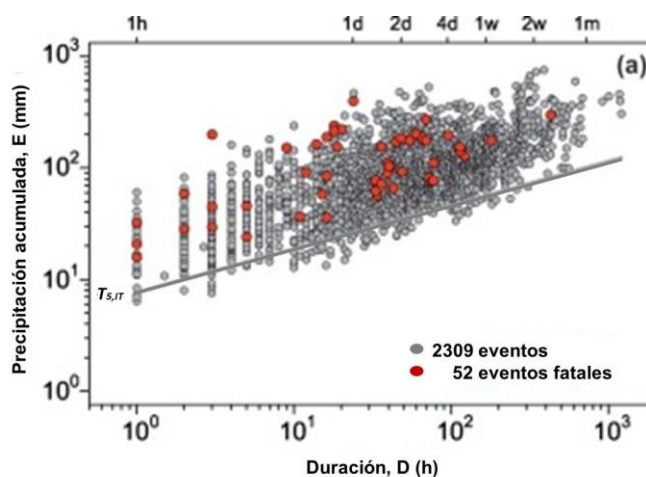
$$\left| \frac{\alpha_{N_E} - \alpha_n}{\alpha_{N_E}} \right| \leq 2\% \quad ; \quad \left| \frac{\gamma_{N_E} - \gamma_n}{\gamma_{N_E}} \right| \leq 1\% \quad (2.7)$$

Donde n es el número de condiciones de lluvia responsable de los deslizamientos de tierra utilizados para calcular el umbral ($n = 75, \dots, N_E$).

Este número mínimo de eventos, depende básicamente de la distribución de los puntos de precipitación, para nuestro caso se ha seleccionado como mínimo un total de 100 eventos, para poder tener la seguridad de reducir la incertidumbre asociado a los parámetros α y γ (Figura 2.5).

Figura 2.5 Relación de la duración de la lluvia y lluvia acumulada

Fuente: (Peruccacci S. et al., 2017)



Además, también se utilizó en la investigación información ambiental entre los cuales tenemos: Mapa de las subdivisiones topográficas de Italia (Guzzetti and Reichenbach, 1994), mapa geológico de Italia, mapa pedológico de Italia (Constantini et al., 2012) y el mapa de cobertura terrestre, el mapa mundial de clasificación climática de Koppen – Geiger (Peel et al., 2007), mapa de la precipitación media anual en Italia (Desiato et al., 2014) y finalmente se complementa con la distribución de los deslizamientos dentro de la subdivisión ambiental específica.

Entendiendo la problemática que generan los procesos originados por las fuertes incidencias de la precipitación en intensidad y duración, se hace indispensable no solo conocer su comportamiento sino que además la necesidad de prevenir su ocurrencia, lo que llevo a Gutiérrez Alvis et al. (2018) a plantear un sistema de alerta temprana por movimiento en masa inducido por la precipitación en la ciudad de Bolívar (Colombia), el cual permita alertar de manera oportuna y confiable sobre la posibilidad de la ocurrencia de un evento; para ello se recurrió a:

- Instalar una red de sensores activos, porque brindan datos las 24 horas en tiempo real,
- Los sensores instalados fueron de humedad del suelo (FC28) y sensores de temperatura (LM35),
- Se utilizó una topología de malla, debido a que brinda una mayor confiabilidad durante el proceso de la transmisión de la data generada,
- Sobre la base de la información histórica registrada, en la localidad de Ciudad Bolívar: Precipitación 135 mm y humedad de 80% y temperatura de 14,3 °C, se hicieron análisis de caracterización para definir:
 - Humedad igual o mayor a 80% = Alerta
 - Precipitación de más de 130 mm = Alerta

La operatividad del sistema desarrollado se muestra en la **Figura 2.5**, que va desde las fases de inicio, procesos, análisis, definición de los niveles de umbrales y generación de niveles de alertas. Este esquema metodológico desarrollado, bajo la aplicación de tecnología de punta y programación bajo entorno Arduino, lleva a sociabilizar dichas herramientas sobre la base de la mejorar de la calidad de vida de la población afectada por la ocurrencia de eventos de movimiento en masa.

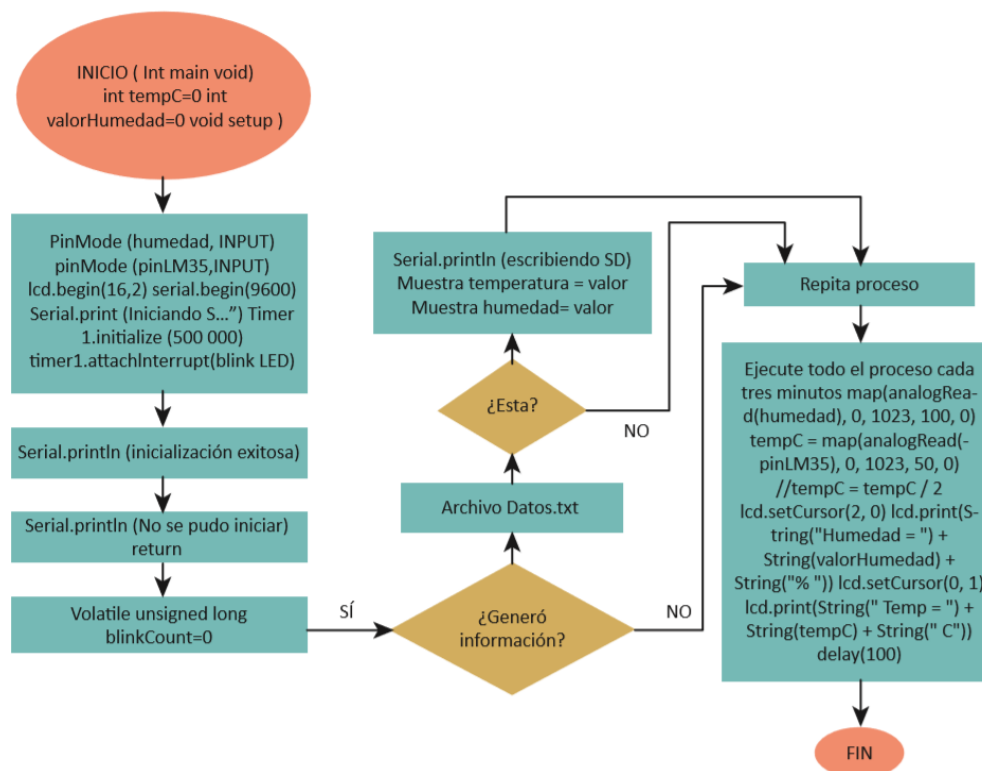


Figura 2.6 Esquema metodológico de un sistema de alerta temprana

Fuente: Gutiérrez Alvis et al. (2018)

2.2 Marco conceptual

- **Movimiento en masa**

Es el movimiento del suelo, roca y escombros, que se presentan cuesta abajo debido a la fuerza de gravedad. Este fenómeno natural, se desencadena por una serie de factores, entre los cuales tenemos al agua como uno de los principales mecanismos de acción el cual puede aumentar o disminuir la estabilidad del suelo controlando el proceso de erosión (**Figura 2.7**). Los tipos de movimiento de masa, ocurren según el tipo de masa involucrada, el tipo de movimiento involucrado y el tipo de efecto que generan en una región. Por lo tanto, su clasificación está de acuerdo con la velocidad y la fuerza del proceso que van desde deslizamiento demasiado lentos hasta muy rápidos y dramáticos. (Balasuramanian, 2011).



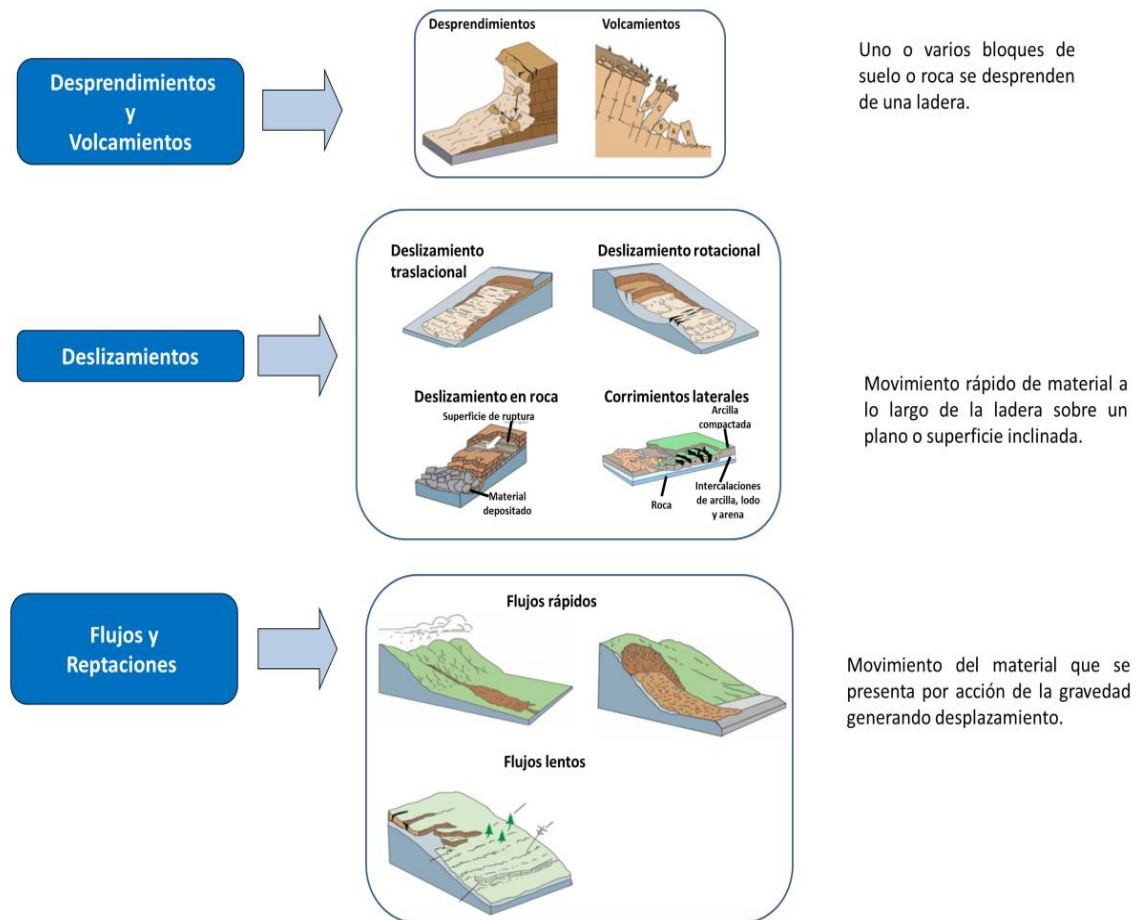
Figura 2.7 Flujo de escombros – Buttle Lake-2006
 Fuente: Earle, S. 2015

En la **Tabla 2.1** y **Figura 2.8**, apreciamos los tipos de fallas que se presentan por activación de mecanismos de geodinámica interna, externa e hidrometeorológico, que son reflejadas en el tipo de movimiento y en otros factores más.

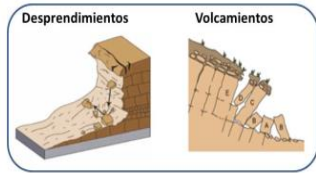
Tabla 2.1 Característica del tipo de movimiento y material

Tipo de falla	Tipo de material	Tipo de movimiento	Tasa de movimiento
Caída de rocas	Fragmento de roca	Caída vertical o casi vertical (más rebote en muchos caso)	Muy rápido (> 10 m/s)
Deslizamiento de rocas	Un gran cuerpo de roca	Movimiento como una unidad a lo largo de una superficie plana (deslizamiento traslacional)	Normalmente muy lento (mm/año 0 cm/año) pero algunos puede ser más rápidos
Avalancha de rocas	Un gran cuerpo de roca que se desliza y luego se rompe en pequeños fragmentos	Flujo (altas velocidades, la masa de fragmentos de roca se suspende en un colchón de aire)	Muy rápido (> 10 m/s)
Creep o solifluction	Suelo u otra sobrecarga: En algunos casos, mezclado con hielo	Flujo (aunque también puede ocurrir un movimiento deslizante)	Muy lento (mm/año o cm/año)
Depresión	Depósitos gruesos (de m a 10s de m) de sedimentos no consolidados	Movimiento como una unidad a lo largo de una superficie curva (deslizamiento de rotación)	Lento (cm/año a m/año)
Mudflow	Sedimento suelto con un importante componente de limo y arcilla	Flujo (una mezcla de sedimento y agua se mueve por un canal)	Moderado a rápido (cm/s a m/s)
Flujos de escombros	Arena grava y fragmentos más grandes	Flujo (similar a un flujo de lodo, pero típicamente más rápido)	Rápido (m/s)

Fuente: Earle Steven, 2015

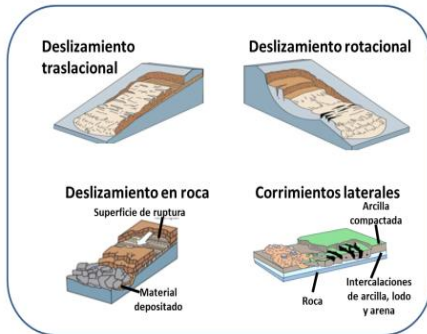


Desprendimientos y Volcamientos



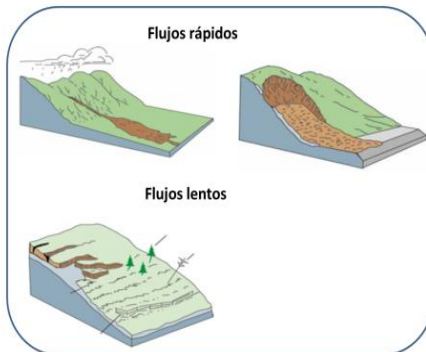
Uno o varios bloques de suelo o roca se desprenden de una ladera.

Deslizamientos



Movimiento rápido de material a lo largo de la ladera sobre un plano o superficie inclinada.

Flujos y Reptaciones



Movimiento del material que se presenta por acción de la gravedad generando desplazamiento.

Figura 2.8 Tipos de movimiento en masa
Fuente: USGSS (2008)

Según los trabajos desarrollados por Alcántara (2000) y Borja, R. (2004), los factores que están relacionados con la presencia de la remoción en masa pueden agruparse en geológicos, procesos físicos, la morfología y las actividades antrópicas; cuya respuesta origina el rompimiento del equilibrio entre las fuerzas internas y externas, que mantiene la estabilidad de las laderas (**Figura 2.9**).

Para Cassale y Margottini (2000), el régimen pluviométrico que está siendo alterado por el cambio climático concentra lluvias en intervalos de tiempo más corto, lo que viene provocando el incremento de los deslizamientos en conjunción con otros factores de degradación de los ecosistemas.

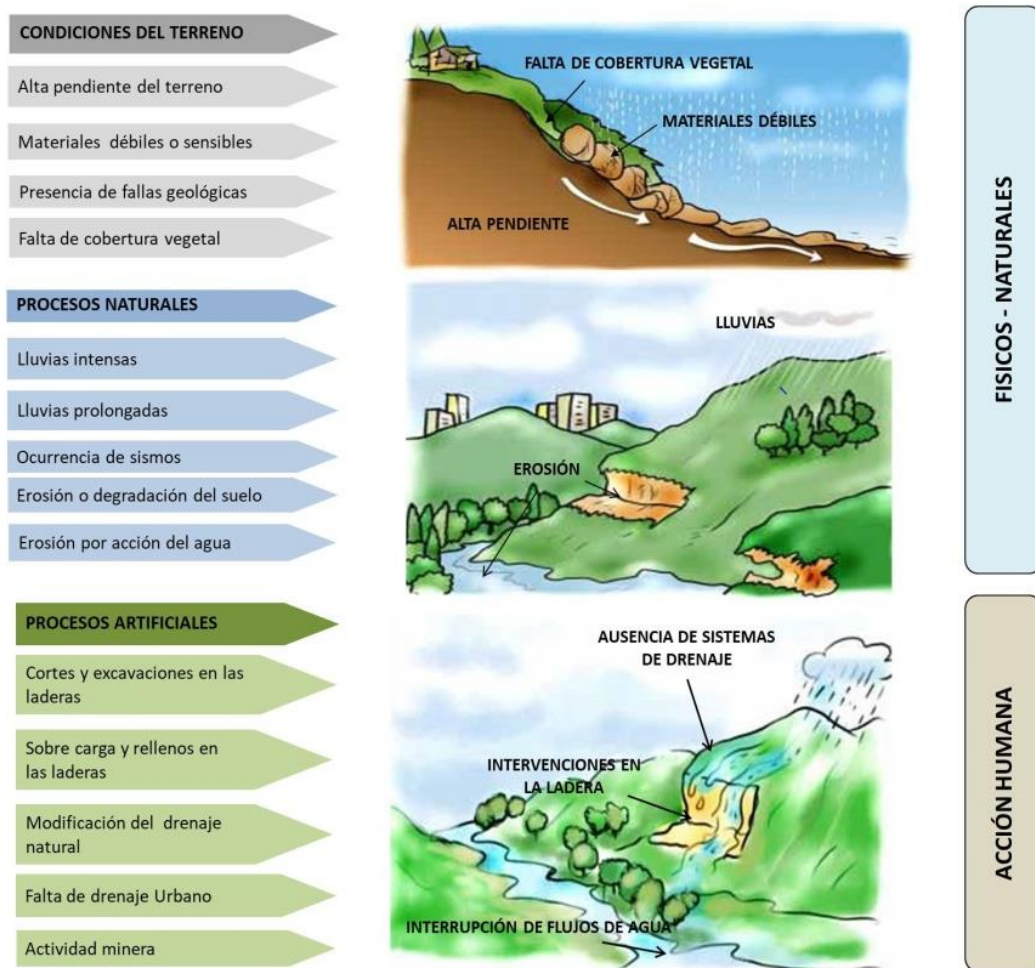


Figura 2.9 Factores que propician los movimientos en masa
Fuente: USGSS (2008)

• **Deslizamiento**

Es el movimiento de masa que se presenta en las laderas hacia abajo, a través de una superficie de corte debido a la falta de equilibrio especialmente en las zonas de fallas, tal como se aprecia en la **Figura 2.10**. Entre los tipos de deslizamiento tenemos: rotacional y traslacional.

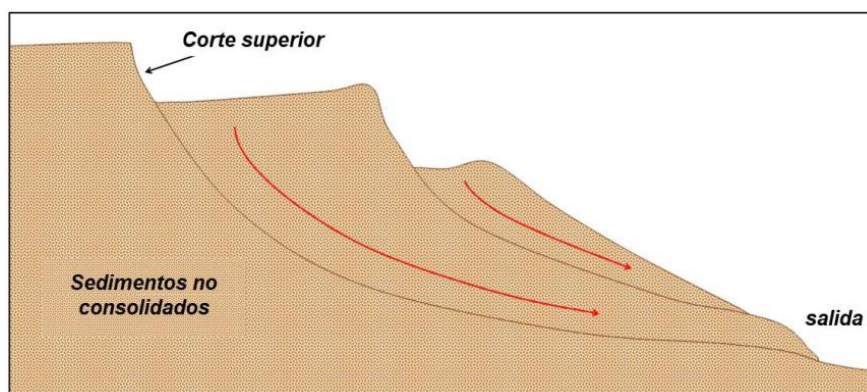


Figura 2.10 Deslizamiento de masa de lodo
Fuente: Earle Steven, 2015

- **Deslizamiento rotacional**

De acuerdo a la superficie de ruptura generada, el deslizamiento rotacional, ocurre a lo largo de superficies curvas y cóncavas. Por lo general, este tipo de movimiento se da en zonas con material homogéneo (rellenos). También, dentro de este proceso tenemos los deslizamientos sucesivos y regresivos, que generan morfología de tipo escalones en la cabecera de la superficie, debido a que parte de la masa se desliza formando escalones o contrapendiente (**Figura 2.10**).

- **Deslizamiento traslacional**

En este tipo de deslizamiento, la línea de cizallamiento, aproximadamente es plana, originando que la masa se deslice por una superficie menos resistente relacionada básicamente a procesos de fallas o discontinuidades dentro de la estructura del suelo. Por lo general, este tipo de evento se presenta a nivel superficial.

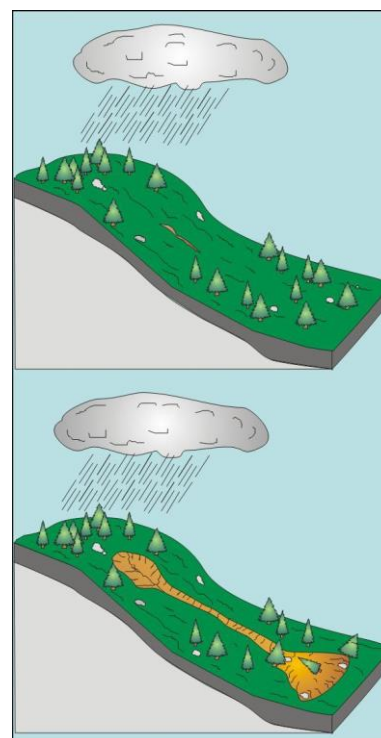
- **Flujo de lodo y escombros**

Mezcla fluida de escombros y agua, que generalmente se mueve por un canal. Puede ocurrir después de fuertes lluvias o debido a la actividad volcánica.

Típicamente ocurre en áreas donde la vegetación es escasa. Un flujo de lodo es una mezcla de agua y sedimento fino.

Los flujos de lodo son comunes en entornos tropicales con una profunda erosión de los suelos y abundantes lluvias, especialmente tormentas tropicales y huracanes (**Figura 2.11**)

Figura 2.11 Deslizamiento de lodo por acción de la precipitación
Fuente. FUB - Bodecker María, 2019



- **Ángulo de reposo**

El ángulo de reposo es la pendiente máxima que puede sostenerse sin que el material se deslice cuesta abajo (**Figura 2.12**).

- Para la mayoría de los materiales no consolidados, el ángulo de reposo es de entre 25 y 40 grados.
- El astrágalo (material grueso y angular) tiene un ángulo de reposo más alto (hasta 45 grados).

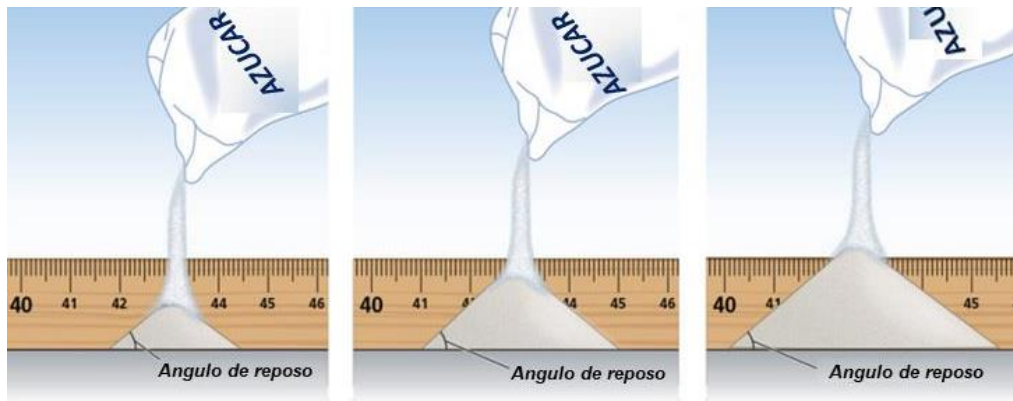


Figura 2.12 Ángulo de reposo
 Fuente: University Oxford, 2016

- **Agentes desencadenantes de remoción en masa**

Para Wiczeorek (1996), es un factor externo que genera una respuesta que se traduce en una remoción en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de una ladera, lo que lleva a un proceso de respuesta rápida entre la causa y el efecto. Dentro de ellos tenemos:

- **Precipitación**

Las precipitaciones como uno de los factores desencadenantes de la remoción en masa, está relacionada con su intensidad, duración y distribución; es decir, su presencia en pocas intensidades, pero en periodos de tiempos prolongados y aquellas con gran intensidad y períodos cortos de tiempo, originan la presencia de eventos de remoción en masas en aquellas zonas donde el escenario es favorable para ello (Gonzales et al., 2002; Aleotti, 2004; Kim et al., 2004).

Debido a este condicionante, se hace indispensable estimar umbrales de precipitación, que permitan identificar potenciales ocurrencias de remoción en masa, en función a la intensidad y duración; Estas características se vienen acelerando con mayor recurrencia debido a la presencia del cambio clima, que altera los patrones de comportamiento del ciclo hidrológico.

- **Vegetación**

La presencia de la vegetación en las laderas, permite su estabilidad en relación a los efectos del clima y la topografía (Prieto, 1985). Para Lara M. et al. (2008), la vegetación permite disminuir el efecto erosivo en las laderas, como producto del accionar de la cobertura vegetal en el proceso de la transpiración, de tal manera que regula el contenido de humedad de agua en el suelo; permitiendo además que las raíces logren estabilizar las laderas actuando como anclajes de reforzamiento. Además, nos indica que los bosques es lo ideal para la estabilización de laderas complementado con suelos cubiertos de pasto o hierva; permitiendo la intercepción de la precipitación, la regulación del escurrimiento superficial e incrementar el proceso de la evapotranspiración.

○ **Geomorfología**

Los rasgos geomorfológicos de la cuenca, condicionan la presencia de la remoción en masa, a través de su topografía, pendientes laterales, cambios fuertes de pendiente y alturas de las laderas; características que inciden en la velocidad, energía, volumen de las remociones y la forma y superficie de la cuenca (Popescu, 2002).

Una topografía escarpada y con pendientes abruptas, es uno de los primeros factores geomorfológicos que se deben considerar en la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes. En cada uno de los casos, es indispensable que exista material susceptible a ser movilizado.

○ **Clima**

Entre los factores climáticos que generan erosión de laderas tenemos; las precipitaciones, temperatura, viento y radiación solar; las cuales se conjugan para generar procesos de degradación de la estructura del suelo y condiciona la ocurrencia de remoción en masa. Entendiéndose que la temperatura condiciona también la precipitación (sólida o líquida), así como también, controlando el punto de fusión de la nieve y modificando la humedad del suelo. El viento, influye de manera directa en la variabilidad del ángulo de incidencia de las gotas de lluvia y en la desestabilización de las laderas con cobertura vegetal, en esta acción, también incide la radiación solar, en la humedad del material reduciendo de esta manera la resistencia de las laderas y generando la inestabilidad de las laderas (Lara, M. y Sepulveda, S., 2008).

● **Velocidad**

Los movimientos de remoción en masa, presentan diversas tasas de velocidad que van desde los extremadamente rápidos a extremadamente lentos, por lo cual es importante tener una relación de valoración de la tasa de movimiento la cual se presentan en la **Tabla 2.2**, donde apreciamos los rangos de las velocidades sujetas a cada tipo de flujo presente en estos tipos de eventos.

Tabla 2.2 Escala de velocidad de remoción en masa

<i>Clase según velocidad</i>	<i>Descripción</i>	<i>Velocidad (m/s)</i>	<i>Velocidad típica (m/s)</i>
7	<i>Extremadamente rapido</i>	5	5 m/s
6	<i>Muy rapido</i>	0,05	3 m/min
5	<i>Rapido</i>	5×10^{-4}	1,8 m/hr
4	<i>Moderado</i>	5×10^{-6}	13 m/mes
3	<i>Lento</i>	5×10^{-8}	1,6 m/año
2	<i>Muy lento</i>	5×10^{-10}	16 mm/año
1	<i>Extremadamente lento</i>	25×10^{-10}	<16 mm/año

Fuente: Cruden & Varnes, 1996.

- **Vegetación de ribera**

La vegetación es el conjunto de plantas que crece en el entorno de los ríos, en las orillas, dentro del cauce y en los espacios de inundación (**Figura 2.13**). Hay muchas especies adaptadas a los espacios ribereños y que constantemente están en procesos dinámico de remoción. Esta vegetación ribereña, tiene un papel fundamental a la hora de frenar el flujo de la corriente fluvial, especialmente en crecidas. Además de frenar el agua, la vegetación contribuye a la sedimentación de la carga en suspensión que lleva el río, generando un sustrato muy rico en nutrientes y creando hábitats de especial interés para las diferentes especies animales y vegetales que viven asociadas a los ambientes fluviales. Esta función de corredor verde sirve para una mejor interacción del río con los ambientes adyacentes y es un espacio de gran riqueza (Ballarín, et al., 2013).



Figura 2.13 Bosque ribereño
 Fuente: Ballarín, et al., 2013

- **Cauce**

Otra cosa es la definición de cauce desde un punto de vista legal o reglamentario y desde el punto de vista físico, como podemos ver en el cuadro.

- Álveo o cauce natural de una corriente continua o discontinua es el terreno cubierto por las aguas en las máximas crecidas ordinarias. La determinación de este terreno se realizará atendiendo a sus características geomorfológicas, ecológicas y teniendo en cuenta las informaciones hidrológicas, hidráulicas, fotográficas y cartográficas que existan, así como las referencias históricas disponibles (**Figura 2.14**).
- Forma de relieve construida y dimensionada por el sistema fluvial para el transporte eficiente del caudal líquido y sólido. Puede ser simple o múltiple (trenzado, anastomosado), rectilíneo sinuoso, con mayor o menor tendencia meandriforme. Presenta un encajamiento que permite su delimitación y por él circula el caudal la mayor parte del año. Sus caracteres (sección, profundidad, número de brazos, morfología del lecho, orillas y textura) son el resultado de la interacción entre las condiciones geomorfológicas del terreno (litología, pendiente, etc.) y las características del flujo (caudales, regímenes variables, caudal sólido, etc.).

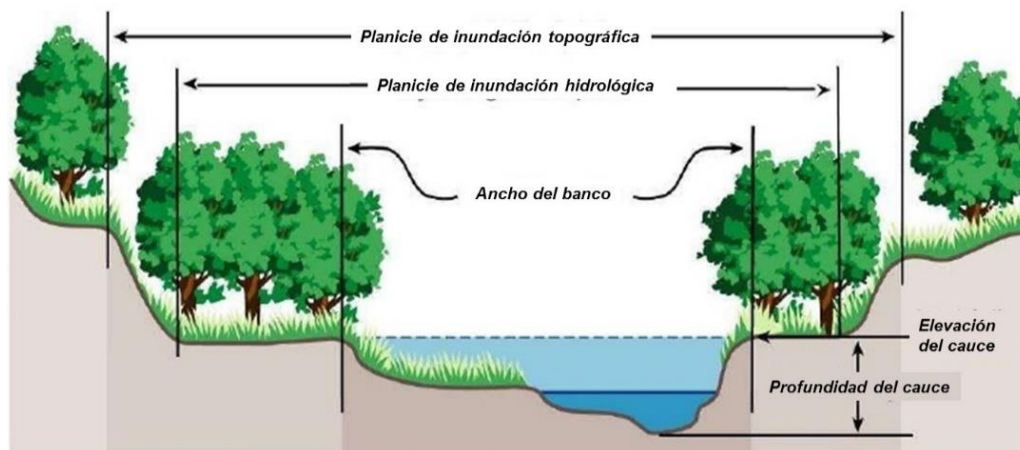


Figura 2.14 Partes del cauce de un río
Fuente: Dunne and Leopold, 1978

- **Erosión**

Para Texeira G. JA., et al. (2016), el proceso de movimiento en masa, está directamente relacionado con la erosión de suelo, el cual está asociado a factores físicos y humanos, por ello es importante destacar la diferencia entre 'erosión natural del suelo' y 'erosión acelerada del suelo'. La primera es lo que también podemos llamar 'erosión geológica', que es el agua que fluye en la superficie del suelo, posiblemente transportando sedimentos y, en consecuencia, reduciendo espesor del suelo, pero durante un largo período de tiempo, y generalmente muy lentamente. En este caso, la meteorización, que ocurre en las rocas debajo del suelo, puede compensar el suelo erosionado. La erosión acelerada del suelo generalmente ocurre en campos agrícolas y suelos desnudos y depende de varios factores (**Figura 2.15**).

La cantidad de sedimentos transportados por los movimientos masivos a los ríos es mucho mayor que la transportada por riachuelos y barrancos (Morgan, 2005).



Figura 2.15 Erosión de suelo y deslizamiento en el río Santos Highwa - Brasil
Fuente: María do Carmo Oliveira Jorge, 2009

- **Umbral de precipitación**

Durante el desarrollo de la presente investigación, hemos podido confirmar que la precipitación es uno de los elementos principales para la generación de deslizamiento de tierra; a través del proceso de infiltración en el suelo, provocando el incremento de la presión en los poros y una disminución en la capacidad de succión del suelo. Sin embargo,

no toda precipitación genera necesariamente deslizamiento, por ello la necesidad de encontrar relaciones funcionales entre la precipitación y el deslizamiento de tierra para definir umbrales críticos de precipitaciones (Crozier, 1986; Cannon y Ellen, 1988; Wieczorek y Sarmiento, 1988; Jibson, 1989; Wilson, 2000; Chien-Yuan et al., 2005).

Gianechini, R., (2006), realizó un análisis entre la duración/intensidad para un conjunto de 152 eventos, los cuales fueron correlacionados con los deslizamientos de suelo que se hayan generado. En dicho proceso, se considero todos los eventos recopilados y los que tenían una duración menor o igual a 12 horas; obteniéndose los resultados que se muestran en la **Figura 2.16**, donde se han definido los niveles de umbrales mínimo (azul) y máximos (rojo) de la precipitación en relación a su duración e intensidad; para tres tipos de eventos:

Evento A: Que indujeron a deslizamientos e inundaciones

Evento B: Que indujeron algunos deslizamientos y pequeñas inundaciones

Evento C: Que no indujeron a deslizamientos e inundaciones

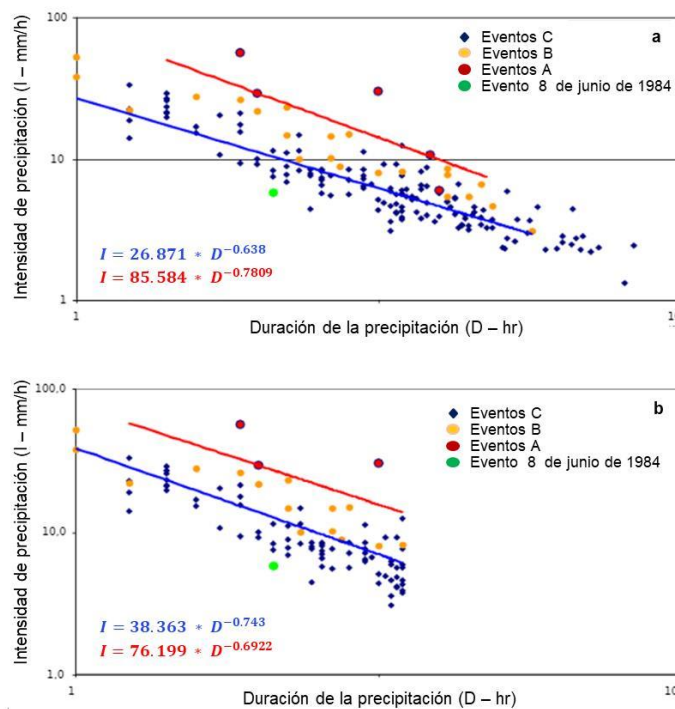


Figura 2.16 a) Relación entre la duración e intensidad para los 152 eventos de precipitación

b) Relación entre la duración e intensidad, para eventos de precipitación con una duración de 12 horas

Las curvas de umbral mínimo (azul) y máximo (rojo) de precipitación

Fuente: Gianechini, R., (2006)

3. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 Descripción del área de estudio

El Perú se encuentra situado en la parte central - occidental de América del Sur, abarcando una extensión de 1.285.215,60 km². El Perú se encuentra determinado por la presencia de la Cordillera de los Andes, que atraviesa el territorio del Sur al Norte, configurando tres áreas claramente diferenciadas: Costa, sierra y selva. Asimismo, tres son las cuencas hidrográficas que se encuentran en el territorio peruano: la Cuenca Hidrográfica del Pacífico (ríos que atraviesan los valles costeros), la Cuenca Hidrográfica del Amazonas y la Cuenca Hidrográfica del Lago Titicaca (**Figura 3.1**).

La cuenca hidrográfica del Pacífico, cubre una superficie de 278.892 km², y está conformada por 53 cuencas. Los ríos en esta zona, tiene un régimen estacional producto del aporte de precipitaciones que se presentan durante el periodo comprendido entre enero – abril. Esta zona, aporta con un total de 2,2% del total del recurso hídrico disponible en el país (**Figura 3.1**).

La cuenca hidrográfica del Atlántico, que ocupa un territorio total de 957.486 km², está conformada por 84 cuencas que drenan al río Amazonas, aportando una disponibilidad hídrica que representa el 97,3% del total del recurso hídrico disponible en el Perú (**Figura 3.1**).

Figura 3.1 Cuencas hidrográficas que conforman el territorio y su disponibilidad hídrica
Fuente: MINAM, 2008



La cuenca hidrográfica del Titicaca, abraza una superficie total de 48.838 km², estando conformada por 13 cuencas que desembocan en el lago Titicaca, aportando con una disponibilidad de 0,6% del total del recurso hídrico en el Perú (**Figura 3.1**).

La geomorfología del territorio peruano es accidentada, encontrándose en la costa valles, pampas, desiertos, tablazos, depresiones, estribaciones andinas, barrancos y lomas, las cuales permiten definir dos tipos de climas: el semi tropical (Tumbes hasta Piura) y el sub tropical (Lambayeque hasta Tacna), tal como se pre presentan en la **Figura 3.2**. Dicha zona, se caracteriza por presentar un rango de variabilidad altitudinal de 500 metros de altitud, con una longitud media de 3080 km y una superficie de 137133 km², representando el 10,6% del territorio nacional y donde se concentra la mayor cantidad de población (Montenegro, 2014).

Figura 3.2 Geomorfología de la costa
 Fuente: Sicha P. MA., 2012

Para la zona de la sierra, la cual está conformada por la cordillera de los Andes, van desde los 500 msnm hasta los 6768 msnm; abarcando una superficie de 404.989 km², el cual representa el 35,5% del territorio nacional, encontrándose en dicha zona montañas, quebradas mesetas, cañones fluviales, nudos orográficos, depresiones, valles interandinos, pasos o abras, volcanes y glaciares, tal como se aprecia en la **Figura 3.3**.

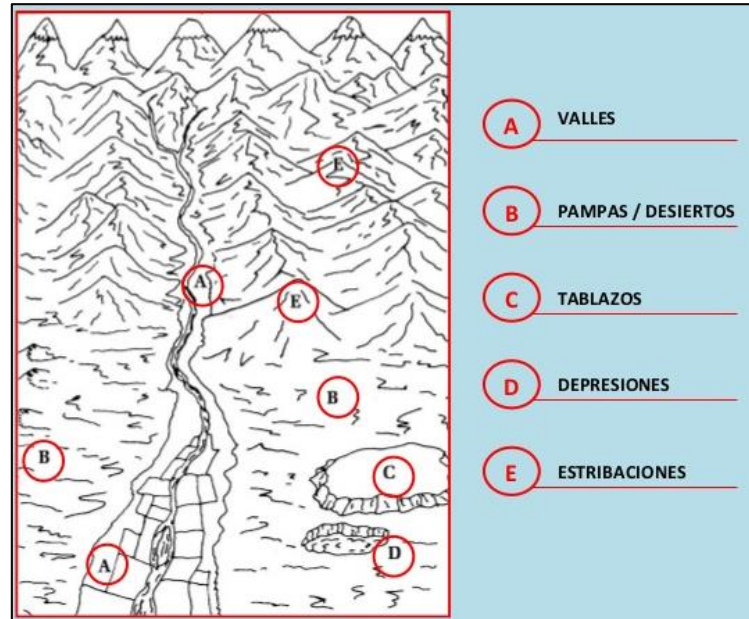


Figura 3.3 Geomorfología de la sierra
 Fuente: Sicha P. MA., 2012

La selva, que es la región más extensa y lejana, está cubierta por cobertura vegetal, se divide en selva baja y selva alta; presenta en su superficie pongos, valles longitudinales, terrazas fluviales, estribaciones andinas orientales y amazónicas, depresiones y barrizales (**Figura 3.4**), lo que permite caracterizar su clima con temperaturas que oscilan entre 25°C y 35°C, siendo la zona muy húmeda, lluviosa y nubosa. La selva baja, es inundable en las zonas cercanas a las confluencias de los grandes ríos. El rango de variación altitudinal es de 1000 msnm.

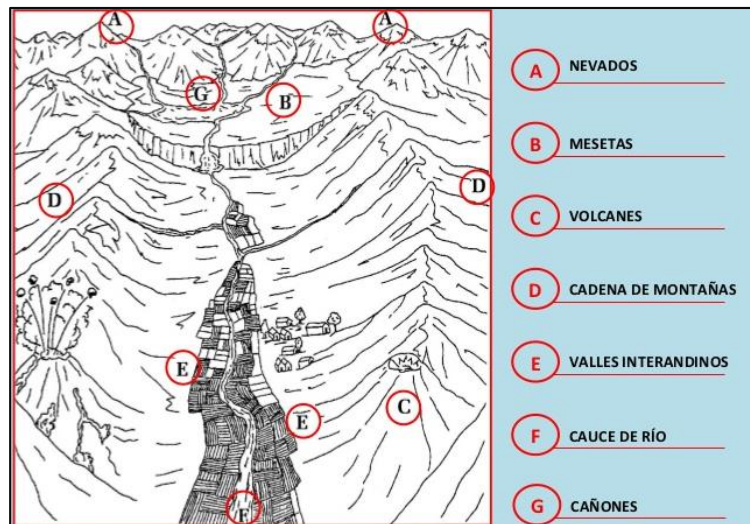
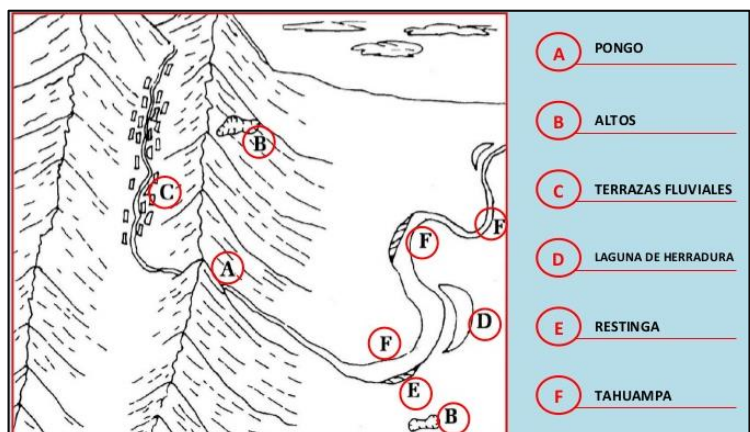


Figura 3.4 Geomorfología de la selva
 Fuente: Sicha P. MA., 2012



Estas características, relacionadas al relieve del territorio peruano, teniendo como base principal la variabilidad en sus rangos altitudinales, nos permite conocer los transeptos seleccionados para la parte baja (Tacna, Puno), la parte media (Lima, Junín y Huánuco) y la parte alta (Piura, Amazonas y Loreto), tal como se aprecia en la **Figura 3.5**.

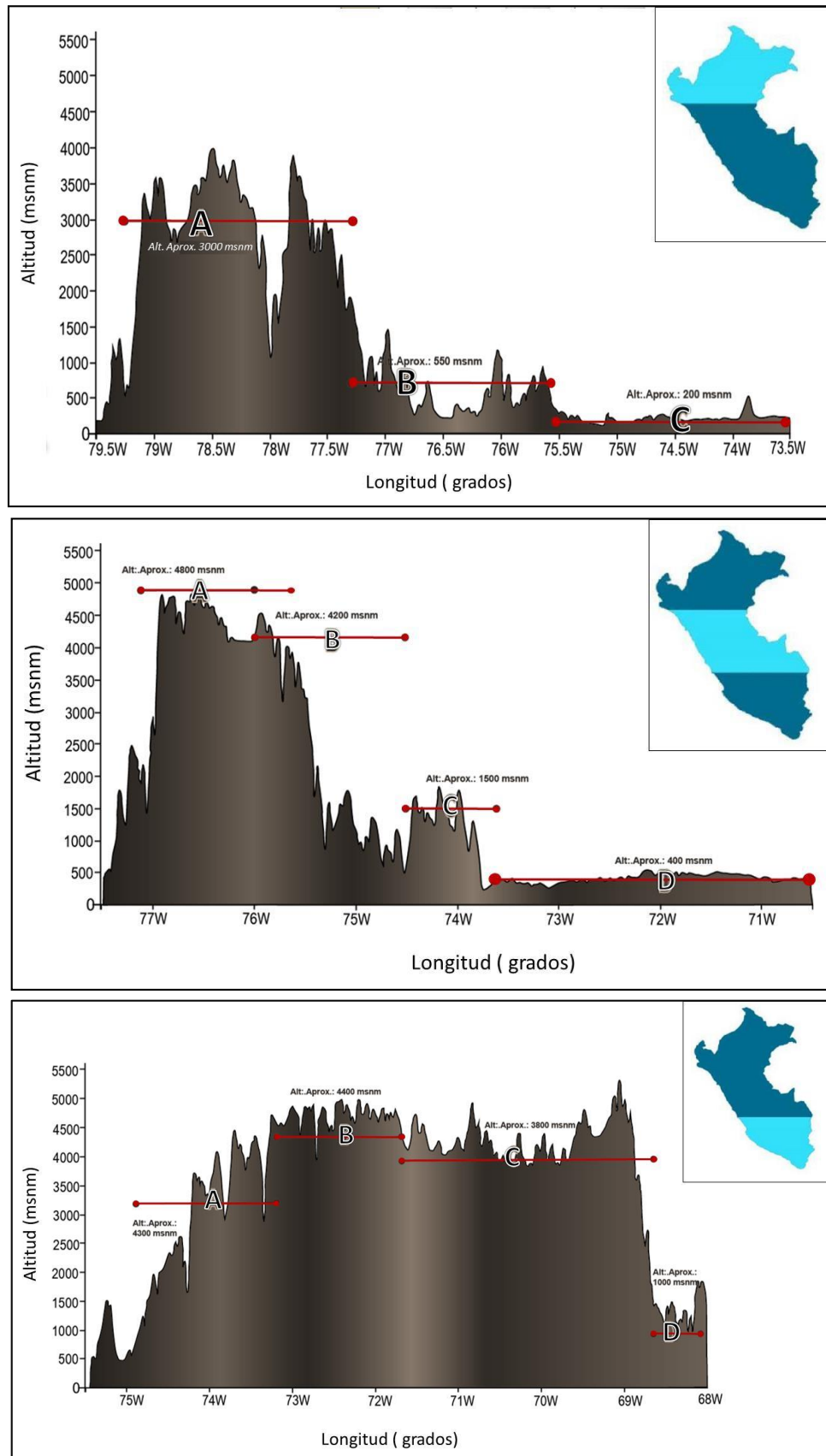


Figura 3.5 Transeptos transversales para la zona baja, media y alta en el territorio
Fuente: Senamhi, 2015

En función a las características geomorfológicas, que gobierna el territorio nacional, se han clasificados ochos (08) regiones naturales (**Figura 3.6**), las cuales presentan climatologías muy marcadas que permiten el desarrollo poblacional, actividades productivas y de extracción; las cuales, generan fuertes impactos sobre el ecosistema como son: degradación de la biodiversidad, reconversión de uso del suelo, deforestación y contaminación del aire, suelo y agua (Montenegro, 2014).

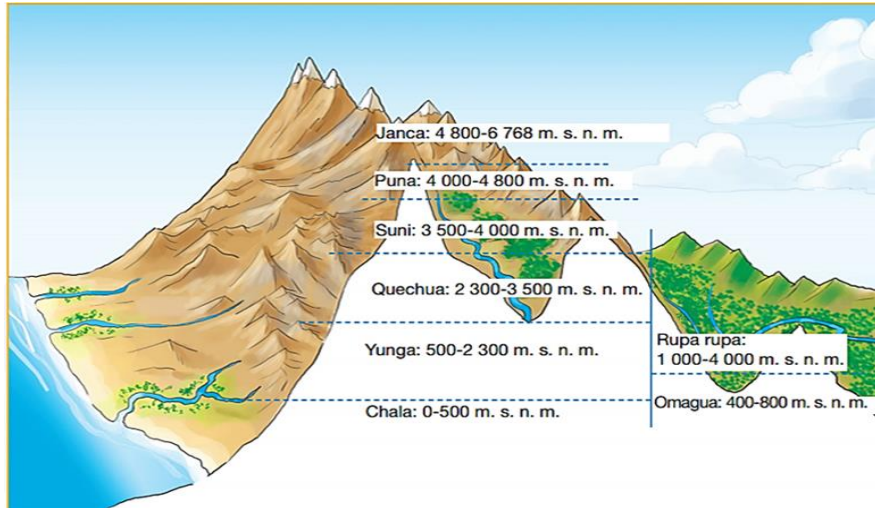


Figura 3.6 Las 8 regiones naturales del Perú
Fuente: Ministerio de Educación del Perú, 2016

La integración de cada uno de estos procesos, está alterando la variabilidad climática provocando la alteración de los patrones de comportamiento del sistema climático, lo que conocemos como cambio climático. Dicho proceso, nos está llevando a registrar fuertes precipitaciones con intensidades de corta duración, las cuales se traducen en la generación de movimiento en masa (huaycos, inundaciones y desbordes); que tiene como principales agentes detonantes a la lluvia y condiciones del terreno (pendiente, cobertura, geología y topografía). Las zonas propensas a la ocurrencia de este tipo de evento, está concentrada en las regiones Yunga, Quechua, Sumi, Puma, Janca y Rupa rupa.

a) Población

Según el INEI (2017), la población total es de 31.237.385 habitantes, que comparado con el 2007, nos da un incremento medio de 3.016.621 habitantes, lo que refleja un crecimiento de 10,7% para dicho período. Sin embargo, para el período comprendido entre 1961 – 2017, se aprecia una tendencia media decreciente en la tasa de crecimiento promedio anual, tal como se aprecia en la **Figura 3.7**.

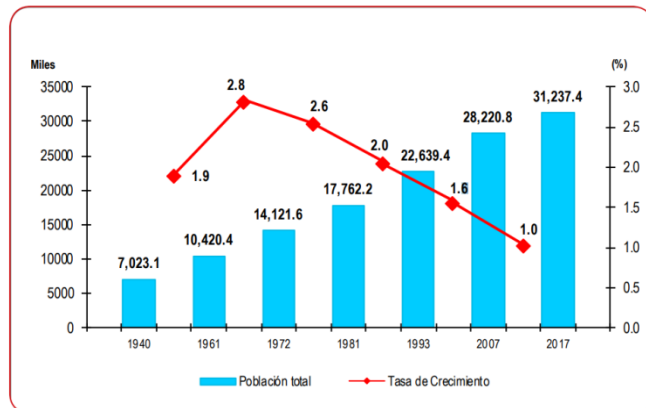


Figura 3.7 Población total y tasa de crecimiento
Fuente: INEI, 2017

En relación a la distribución de la población por regiones naturales, apreciamos que en la costa se tiene 17.037.2967 habitantes, mientras que en la sierra llega a 8.268.183 habitantes y en la selva a 4.076.404 habitantes. En relación con el censo de 2007, apreciamos que tanto en la Costa y Selva se registra un aumento de la población; mientras que en la sierra se experimenta una disminución, tal como se muestran en la **Figura 3.8**.

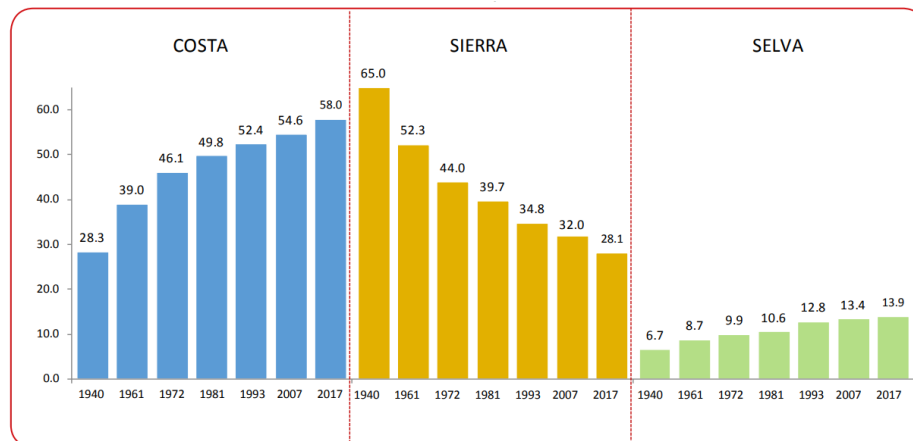


Figura 3.8 Distribución porcentual de la población por regiones
Fuente: INEI, 2017

b) Deforestación

Dentro del territorio peruano se tiene 73 millones de hectáreas de bosques, dentro del cual tenemos bosques amazónicos con un 94% del área forestal, bosques secos con un 5% y bosques andinos con 0,5% (**Figura 3.9**). Sabemos que dichos ecosistemas experimentan fuertes presiones; siendo la principal, la deforestación que afecta tanto a las vertientes occidental, oriental andina y laderas de valles interandinos (Global Green Growth Institute, 2015; MINAM & MINAGRI, 2011).

Figura 3.9 Superficie total de bosques en el Perú
Fuente: MINAM & MINAGRI, 2011



Las zonas caracterizadas como bosques no amazónicos, que están siendo sometidos a procesos de deforestación, fragmentación y degradación; lo cual se traduce en una fuerte degradación de los ecosistemas, por la pérdida de la cobertura vegetal que cumple un rol importantísimo en el proceso de la sostenibilidad del ciclo hidrológico. Se conoce que los bosques secos, ubicados en su gran mayoría en los departamentos de Piura y Lambayeque (90%), vienen experimentando una pérdida anual de 22.000 ha por efecto de la actividad agroindustrial de exportación y al cultivo de la caña para biocombustible. Los bosques andinos, ha pérdida entre el 90 – 95%, estando en riesgo de extinción por el avance de la agricultura y la ganadería. Estas causas directas de la deforestación, alcanzan entre el 54% (agricultura) y 39% (ganadería); mientras que entre as causas indirectas

tenemos a la construcción de infraestructura, redes viales, migración, cambio de uso de suelo, etc. Dourojeanni et al. (2009), presenta un escenario de la deforestación de la Amazonía Peruana al 2021, lo que refleja claramente lo que se espera que suceda en cada una de las actividades identificadas como fuentes generadoras de la deforestación y su impacto en la degradación de los ecosistemas (Figura 3.10).

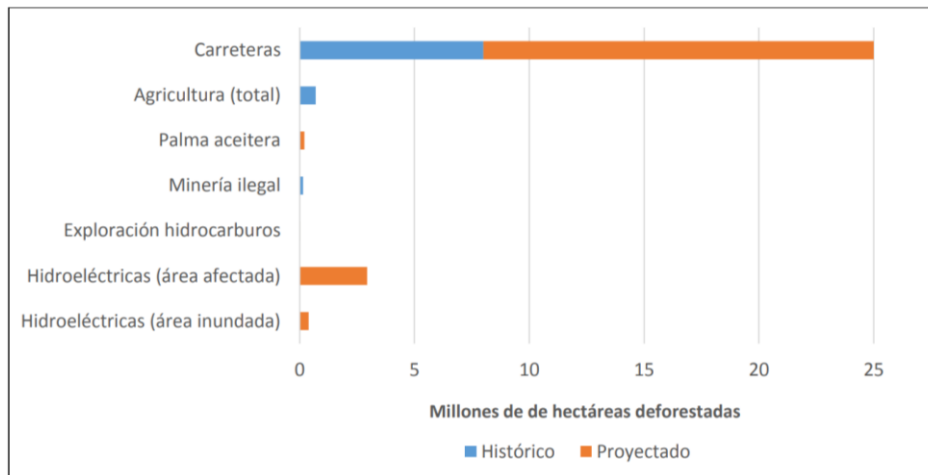


Figura 3.10 Escenario de deforestación de la Amazonía Peruana

Fuente: Dourojeanni et al., 2009

c) Clima

El territorio peruano, caracterizado por sus tres regiones geomorfológicas y climáticas que define a la Costa, la Sierra y la Selva. Cada una de ellas, de manera particular presenta las características generales siguientes:

La Costa, es de clima seco con escasas precipitaciones durante el año, a excepción de la zona norte del país donde se presentan fuertes precipitaciones cada vez que ocurre la presencia de El Niño. Ante estas características, los ríos de la zona tienen un régimen irregular; el cual está directamente relacionado con el periodo estacional de las precipitaciones (enero – abril) que se presentan en la parte media y alta de la cuenca (Figura 3.11).

Figura 3.11 Mapa climático del Perú
Fuente: Senamhi, 2002



Sobre la base del esquema integral, lo que se pretende con la presente investigación es recabar la amplitud de información referente a la remoción en masa o movimiento de masa, desde su aspecto conceptual, pasando por el marco teórico, procesos metodológicos de evaluación, clasificación e impactos que genera su sola presencia, así como los mecanismos desencadenantes de dichos eventos. Esto nos permitió amalgamar técnicas, procesos, modelos empíricos y teóricos que nos ayudan a caracterizar cada una de las etapas que genera la probabilidad de ocurrencia de los deslizamientos de laderas por acción de la precipitación y de las condiciones reinantes en la zona de interés.

Además, todo esto fue complementado con los análisis correspondientes a la cantidad de daños y pérdidas que generan cada uno de los eventos identificados dentro de la remoción en masa, a través de la base de datos del INDECI, con lo cual pretendemos no solo entender la cuantificación de los impactos generados por la acción de la precipitación sobre las condiciones de cobertura vegetal y del tipo de suelo. Para ellos, se realizó los análisis a nivel temporal para el período comprendido entre el 2003 / 2018 y los análisis a nivel de regiones naturales, tal como se aprecia en la **Figura 3.13**.

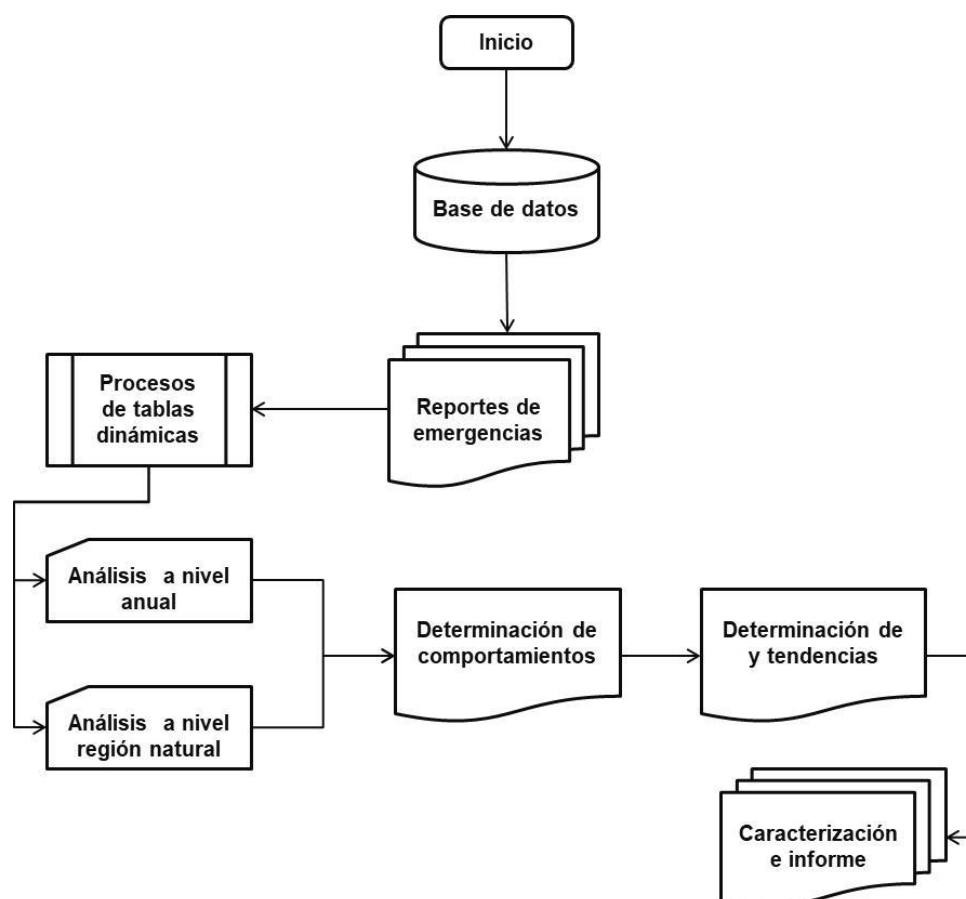


Figura 3.13 Esquema de análisis temporal y regional de emergencias
Fuente: Elaboración propia

4. ANÁLISIS Y RESULTADOS

Dentro de la línea de investigación que se ha desarrollado, es importante indicar que el INGEMMET a través de Villacorta Sandra et al. (2012), desarrollaron un mapa de susceptibilidad por movimiento en masa en Perú, con el fin de establecer un modelo que permita identificar las zonas propensas a los eventos de movimientos de masas, contribuyendo con ello a la gestión de riesgo. Además, se identificó aquellas zonas con alta probabilidad de presencia de movimiento de masa, la cual está centrada en la zona andina afectando a las regiones de: Cajamarca, La Libertad, Ancash, Lima, Huancavelica, Ayacucho, Apurímac, Cusco, Puno, Arequipa, Moquegua y Tacna, Junín, Pasco, Huánuco, San Martín y otras de menor envergadura, tal como se aprecia en la Figuras 4.1 y 4.2.

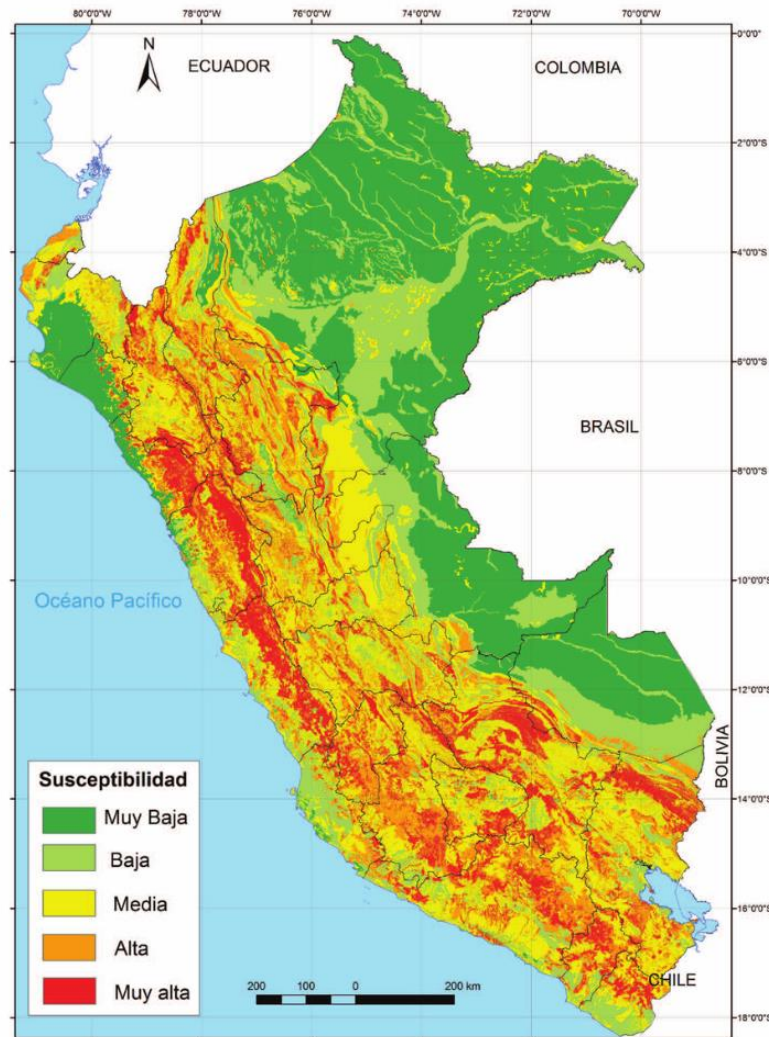


Figura 4.1 Mapa de susceptibilidad por movimiento de masa del Perú
Fuente: Villacorta Sandra et al. 2012

	Muy Alta: Laderas con zonas de falla, masas de rocas intensamente meteorizadas, saturadas y muy fracturadas; con discontinuidades desfavorables, depósitos superficiales inconsolidados, laderas con pendiente entre 30° a 45°, movimientos en masa anteriores y/o antiguos. En estos sectores existen alta posibilidad que ocurran movimientos en masa.
	Alta: Laderas que tienen zonas de falla, masas de roca con meteorización alta a moderada, fracturadas con discontinuidades desfavorables; depósitos superficiales inconsolidados, materiales parcialmente a muy saturados, laderas con pendientes entre 25° a 45°, donde han ocurrido movimientos en masa o existe la posibilidad de que ocurran.
	Medios: Laderas con algunas zonas de falla, erosión intensa o materiales parcialmente saturados, moderadamente meteorizados, laderas con pendientes entre 20° y 30°, donde han ocurrido algunos movimientos en masa y no existe seguridad completa de que no ocurrieron movimientos en masa. Estos pueden ser "detonados" por sismos y lluvias excepcionales.
	Baja: Laderas con materiales poco fracturados, moderada a poca meteorización, parcialmente erosionados, no saturados, con pocas discontinuidades favorables. Pendientes entre 10° a 20°. Zonas que tienen pocas condiciones para originar movimientos en masa, salvo que puede ser afectados por movimientos en masa ocurridos en zonas de susceptibilidad alta a muy alta frecuencia a ellas, detonadas principalmente por lluvias excepcionales.
	Muy Baja: Laderas no meteorizadas, con discontinuidades favorables. Terrenos con pendientes menores a 5° donde no existen indicios que especifiquen pre decir deslizamientos.

Figura 4.2 Criterio de susceptibilidad por movimiento en masa
Fuente: Villacorta, Sandra et al. 2008

A raíz de los eventos suscitados durante el período 2010 – 2011, entre los cuales tenemos:

- La avalancha Delaware Rodeopampo (Cajamarca, 2010)
- Flujo de detritos de Ambo (Huánuco, 2010)
- Flujos de detritos de Huarcapay Lucre, Cusco, Zurite y Taray (Cusco, 2010)
- Flujo de detritos de Ayacucho (Ayacucho, 2010)
- Flujo por deslizamiento de Yoroco (Puno, 2011)
- Deslizamiento de Amanta (Moquegua, 2011)

Estos fueron localizados en las zonas identificadas con alta a muy alta susceptibilidad (tonalidad de color rojo).

Con el fin de conocer a nivel espacial y temporal, el comportamiento de los eventos extremos asociados a movimiento en masa, que se han registrado en el país, se hizo uso de la base de datos de INDECI, donde se han registrado los eventos extremos durante el período 2003/2018, con un total de registro de 69 419 datos.

Para nuestro caso se han seleccionado solo los datos correspondientes a los eventos relacionados con el deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvia intensas, extrayéndose para cada uno de ellos el número de impactos que han generado en los temas sociales y físicos. Se han seleccionado estos aspectos claves, en la investigación, por ser inherente a su ocurrencia la presencia de la precipitación, la cual acelera o intensifica la ocurrencia de dichos eventos.

Para los impactos sociales registrados durante el período 2003/2018, se ha encontrado que los impactos registrados por deslizamientos, inundaciones y lluvias intensas, guardan relación directa, no solo en duración e intensidad como se muestra en la **Figura 4.3**, donde se tiene que para los años 2012 y 2018, los impactos registrados por inundación son los más altos registrados, lo que también coincide de cierta manera con los impactos por las lluvias intensas y deslizamientos, este último en menor magnitud.

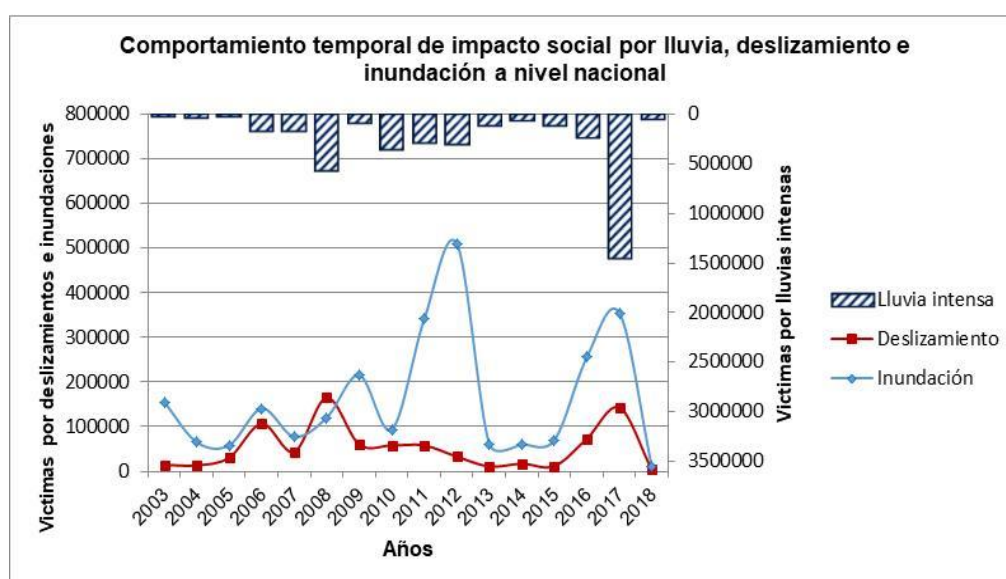


Figura 4.3 Impacto social por lluvias intensas, deslizamientos e inundación
Fuente: Elaboración propia

Con relación a los impactos físicos, también se aprecia el mismo tipo de comportamiento para los años 2012 y 2017; sin embargo, en una menor intensidad que los impactos sociales (**Figura 4.4**). En términos generales, podemos indicar que la tendencia que se viene registrando es a incrementarse los eventos extremos relacionados a deslizamiento, inundaciones y lluvias intensas.

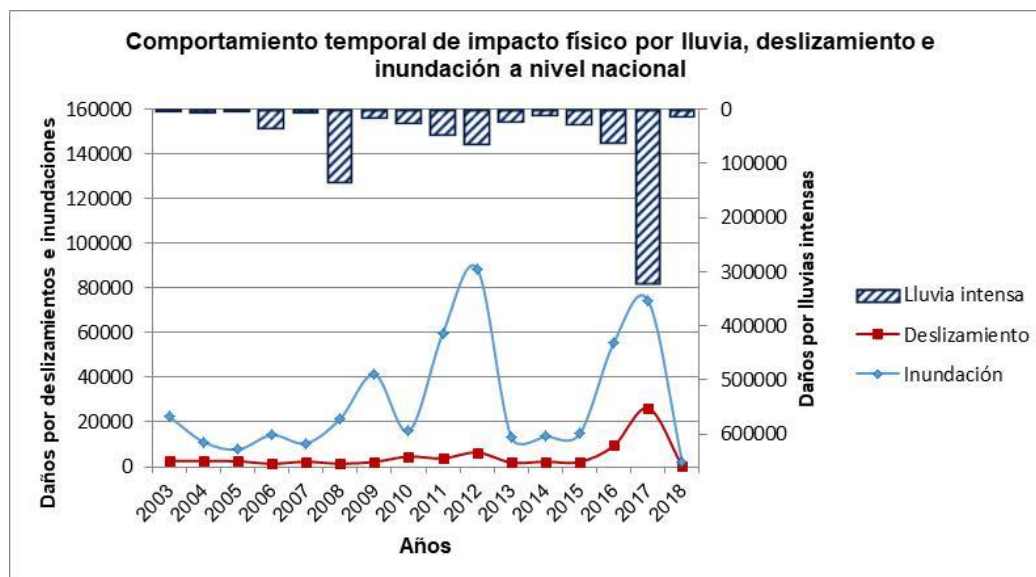


Figura 4.4 Impactos físicos por lluvia intensa, deslizamientos e inundación
Fuente: elaboración propia

Esto ha permitido analizar el grado de correlación entre las variables analizadas, con el fin de determinar los patrones de comportamiento, tal como se muestra en la **Figura 4.5** donde apreciamos que la relación entre los impactos ocurridos por las lluvias intensas e inundaciones, muestran dos tipos de comportamiento los cuales han sido representado sobre la base de dos ajustes teóricos generados (lineal y parabólico). En cada uno de los casos apreciamos que los valores ploteados (puntos **rojos**), están representados por los años 2004, 2005, 2007, 2008, 2010, 2013/15, 2017 y 2018; mientras que para los puntos **azules** tenemos los años 2003/2006, 2009, 2011/12, 2016 y 2018, presentándose los mayores impactos por inundación; pero no necesariamente, estos hayan reflejado impactos severos por lluvias intensas (**Figura 4.5 a**). En ambos casos, existen relación directa entre los impactos generados por las lluvias intensas y las inundaciones.

En la **Figura 4.5 b**), apreciamos que la relación funcional entre las lluvias intensas y los deslizamientos también muestran dos tipos de comportamientos los cuales fueron ajustados a expresiones algebraica de tipo lineal, que buscan representar la tendencia de los años: **Línea roja**: 2003/05, 2007, 2010/2015 y 2017/18 y **línea azul**: 2006, 2008, 2009 y 2016, siendo esta última la que registran los mayores impactos relacionados a los deslizamientos, pero con poca incidencia cuantitativa en impactos por deslizamientos.

Mientras que en la **Figura 4.6**, apreciamos las relaciones funcionales entre los impactos por inundaciones y deslizamientos, representadas por dos expresiones algebraicas de segundo orden; que representan el comportamiento de ciertos años a niveles de impactos, donde se identifican

claramente como esta ordenada la distribución de los puntos ploteados y a los ajustes realizados, apreciándose que:

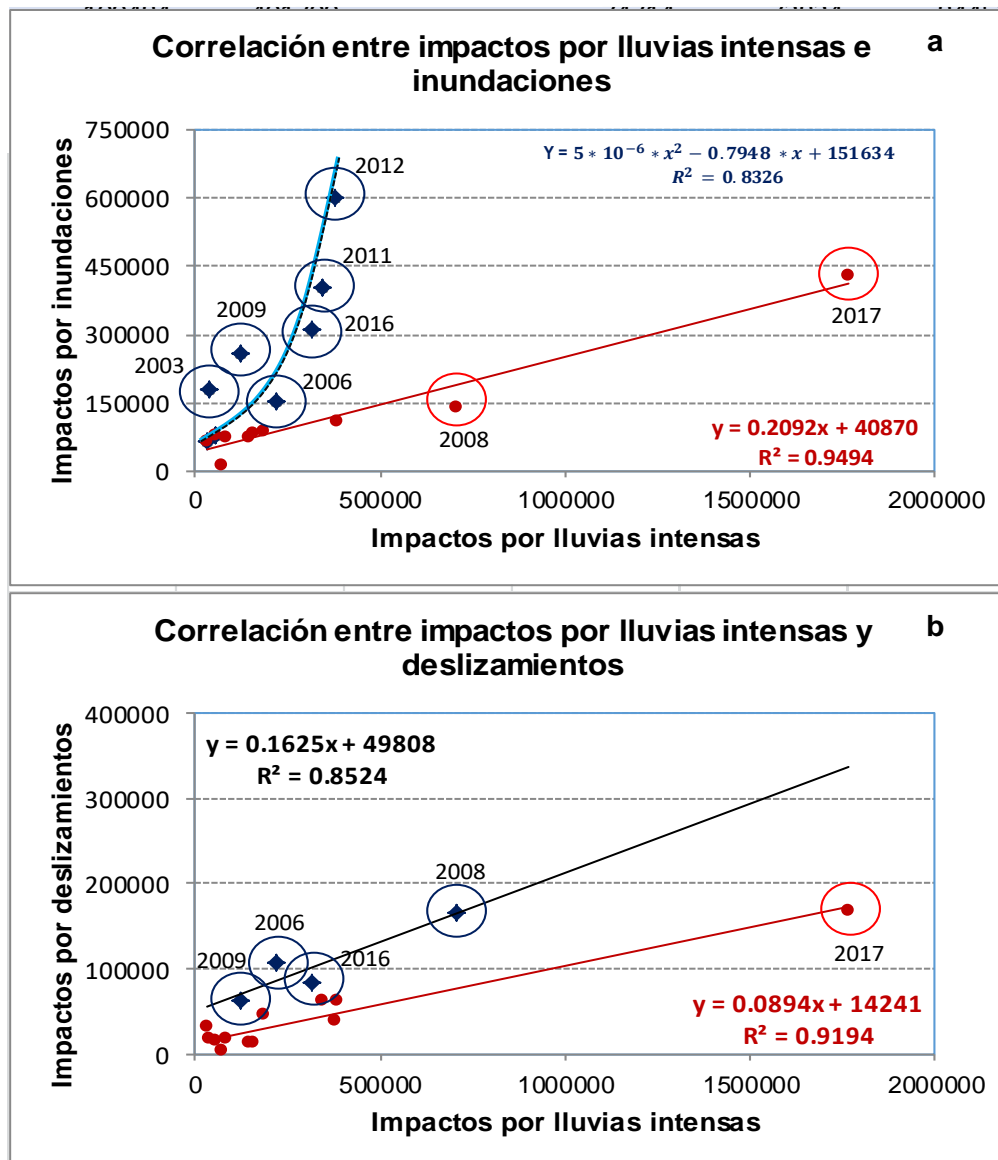


Figura 4.5 a) Correlación entre impactos por lluvias intensas e inundaciones. b) Correlación entre impactos por lluvias intensas y deslizamientos
 Fuente: Elaboración propia

- **Línea roja;** conformada por los años 2003, 2004, 2009, 2015, 2016, 2017 y 2018, reflejando una tendencia creciente en este tipo de eventos y especialmente en los últimos tres años.
- **Línea azul;** engloba a los años 2004, 2005, 2006, 2007, 2010, 2014 y 2018, que tuvieron un aporte de precipitación deficiente; sin embargo, están sujetos a la ocurrencia de inundaciones y deslizamientos. Es bueno recordar que los años 2005 y 2010, están catalogados como secos en la cuenca Amazónica Peruana.

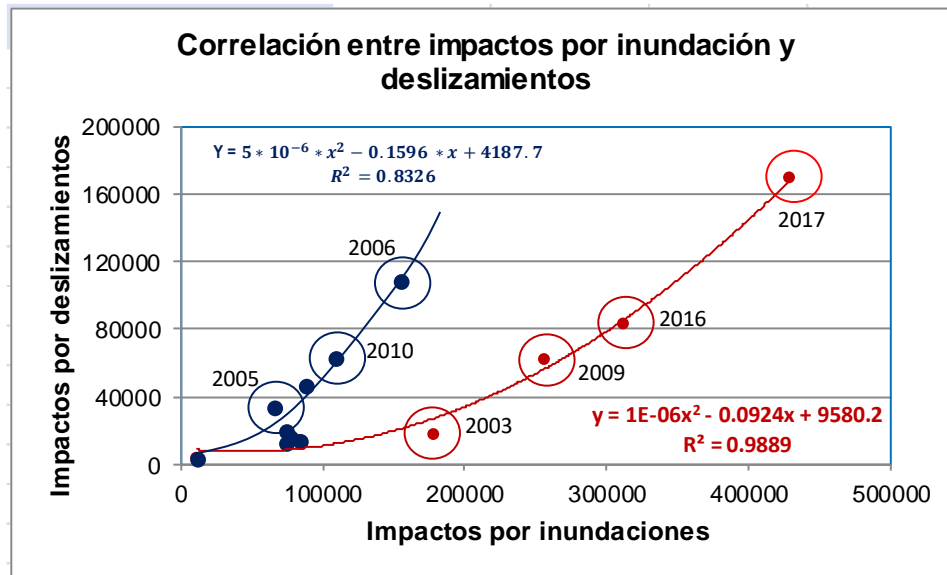


Figura 4.6 Correlación entre impactos por inundación y deslizamiento
Fuente: Elaboración propia

Buscando discretizar los impactos generados por los eventos extremos en las regiones naturales del país, procedimos a extraer de la base de datos los valores correspondientes para cada una de las regiones naturales en función a los tipos de eventos priorizados en la investigación entre los cuales tenemos: deslizamiento, lluvias intensas, erosión, inundación, alud y huaycos; tal como se aprecia en la **Figura 4.7**, donde los mayores impactos se registran bajo la presencia de las lluvias intensas, deslizamiento y huaycos, los cuales se presentan con mayor incidencias en las regiones de la sierra y con menor envergadura en las zonas de la costa y selva. Los impactos asociados a estos procesos, se dan con mayor recurrencia a la parte social y en las infraestructuras físicas.

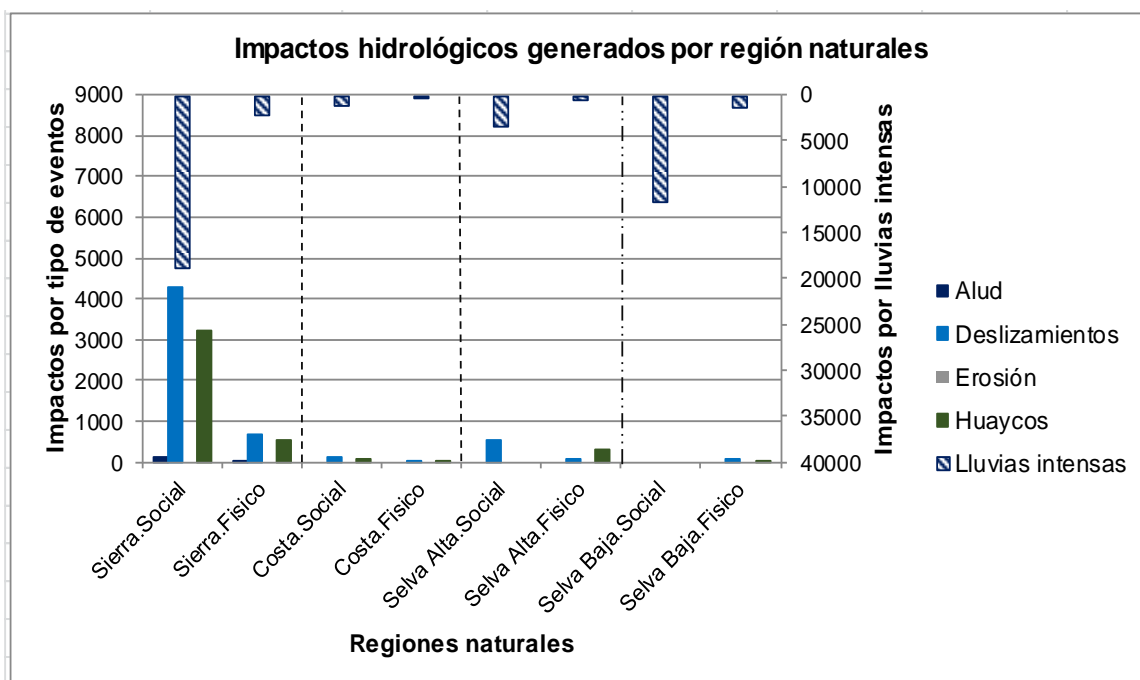


Figura 4.7 Impactos por eventos extremos en las regiones naturales del Perú
Fuente: Elaboración propia

Bajo este análisis desarrollado, creímos conveniente la necesidad de poder determinar los niveles de correlación entre los impactos regionales generados por los eventos seleccionados, elaborándose para ello la **Figura 4.8**, donde se muestra el comportamiento y distribución de los valores planteados por regiones.

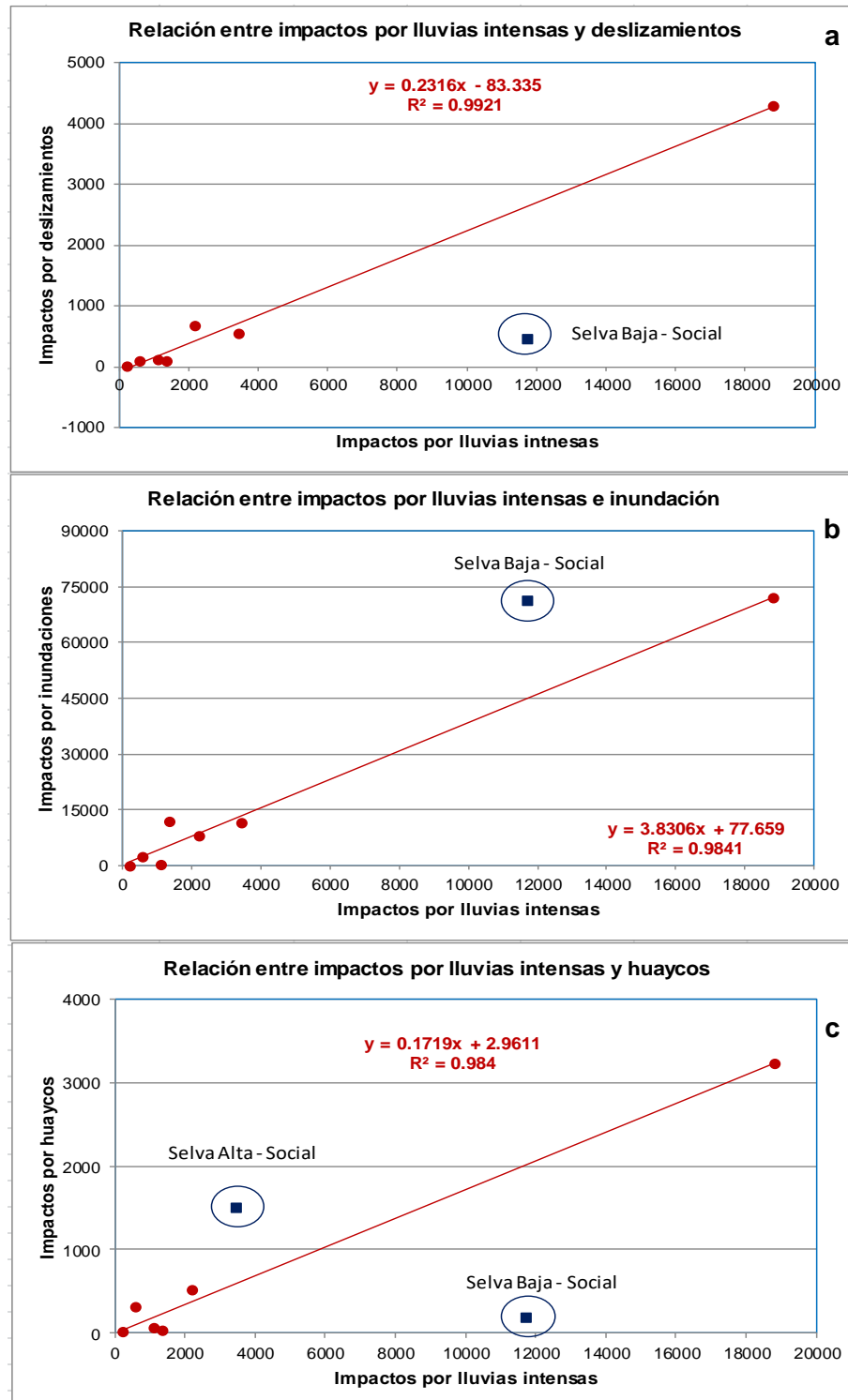


Figura 4.8 a) Correlación entre impactos por lluvias intensas y deslizamientos.
b) Correlación entre impacto por lluvia intensa e inundación
c) Correlación entre impacto por lluvia intensa y huaycos

Fuente: Elaboración propia

En las **Figuras 4.8 a, b y c**, apreciamos que los valores se ajustan a una expresión algebraica de primer orden, la cual representa el comportamiento de los impactos asociados a las costa, sierra y selva, en los aspectos sociales y físicos, y en la parte superior tenemos la región de la sierra en temas sociales. Los puntos azules están relacionados a la selva baja y alta, cuyos impactos son de tipo social, los cuales no siguen los patrones de comportamiento establecidos por la mayoría de los impactos. Además, podemos inferir de este comportamiento que en la selva baja, no hay deslizamiento y huaycos significativos que generen pérdidas o daños sociales en las comunidades; sin embargo, si generan muchas pérdidas las inundaciones en la selva baja (**Figura 4.8 b**)

En relación a los eventos extremos relacionados con los movimientos en masa, se ha analizado estos desde el punto de vista de su impacto a nivel de provincias, con el fin de apreciar las mayores recurrencias de los mismos, en función a la ubicación geográfica en el territorio nacional. Para ellos se han elaborado las **Figuras 4.9 y 4.10** respectivamente.

En la **Figura 4.9**, presentamos los resultados generados para los departamentos y provincias ubicadas en la costa incluyendo a Cajamarca y Amazonas. De acuerdo a la información analizada, se ha logrado identificar los aspectos siguientes:

- **Lambayeque:** no registra ningún impacto relacionado con los eventos extremos seleccionados.
- **Tumbes:** solo se han presentado impactos relacionados con las lluvias intensas en las provincias de Tumbes y en menor grado en la provincia de Zarumilla.
- **La Libertad:** las lluvias intensas que han generado los mayores impactos se ha presentado en la provincia de Ascope y en menor grado en la provincia de Carrión; mientras que los mayores impactos por deslizamientos se ha dado en Patate, en relación a huaycos solo se tiene en la provincia de Bolívar.
- **Ancash:** los mayores impactos por lluvias intensas e inundaciones, se dan en las provincias de Huaraz; mientras que los mayores impactos por deslizamientos se presenta en Ocos y Pallasca, en relación a huaycos estos se dan en Pallasca.
- **Lima:** en las provincias de Yauyos, Huarochirí y Lima, se registran los mayores impactos por lluvias intensas; mientras que los impactos por deslizamientos e inundaciones se dan en Lima. En relación a los huaycos, estos se presentan en las provincias de Yauyos y Cañete.
- **Ica:** los mayores impactos generados por las lluvias intensas, se han presentado en la provincia de Ica; mientras que en la provincia de Chincha se han registrado deslizamientos e inundación.
- **Arequipa:** las lluvias intensas que han generado los mayores impactos se ha dado en las provincias de Caylloma, Arequipa y La Unión; mientras que en la provincia de Condesuyo se ha presentado fuertes impactos por inundación. La presencia de deslizamientos, se ha dado en menor grado en la provincia de Castilla.
- **Tacna:** los mayores impactos relacionados con las lluvias intensas, se da en la provincia de Jorge Basadre; mientras que los impactos por sequías se presentan en las provincias de Jorge Basadre, Tacna y Tarata.

- **Moquegua:** las lluvias intensas que generaron los mayores impactos se presentaron en la provincia de Sánchez Cerro, y en la provincia de Mariscal Nieto, se han presentado deslizamientos.
- **Lambayeque:** según la base de datos del Indeci, las provincias de esta zona no presentan impactos.
- **Amazonas:** los mayores impactos relacionados a las lluvias intensas se han presentado en las provincias de Condorcanqui, Luya y Bagua; mientras que los impactos por inundación se han registrado en las provincias de Bagua, Chachapoyas. En relación a los impactos generados por los huaycos, estos se han presentado en las provincias de Utcubamba y Condorcanqui.
- **Cajamarca:** las lluvias intensas con los mayores impactos, se han presentado en las provincias de Celendín, San Marcos, San Ignacio y Hualgayoc; mientras que, en las provincias de Cajabamba, Celendín, Jaén y San Ignacio, se han registrado los mayores impactos por inundación, huaycos, deslizamientos.

Es importante recalcar, que cada uno de estos eventos seleccionados, tiene como patrón funcional de respuestas la incidencia de precipitaciones en duración, intensidad y frecuencia, que vienen siendo alteradas por las acciones del cambio climático.

En la **Figura 4.10**, apreciamos los impactos presentados en cada uno de los departamentos y provincias que conforman la región de la sierra y la selva, donde se aprecia que:

- **Madre de Dios:** los mayores impactos relacionados con lluvias intensas, se dan en las provincias de Manu y Tambopata; mientras que los impactos relacionados con las inundaciones se presentan en las provincias de Manu y Tambopata.
- **Ucayali:** los mayores impactos generados por las lluvias intensas se dan en las provincias de Coronel Portillo y Abad, por las inundaciones en las provincias de Atalaya y Coronel Portillo, por deslizamientos en las provincias de Atalaya, Coronel Portillo.
- **Loreto:** los mayores impactos por lluvias intensas se presentan en la provincia de Datem Marañón, por inundaciones en las provincias de Datem Marañón, Loreto, Maynas y Castilla; mientras que los deslizamientos se dan en Requena y Ucayali.
- **San Martín:** Los mayores impactos por lluvias intensas se dan en las provincias de Cáceres, Picola y San Martín; mientras que por inundaciones se dan en las provincias de Cáceres, Dorado, San Martín, Moyobamba y Lamas, y con ligera presencia de huaycos en Moyobamba.
- **Huánuco:** se registran los mayores impactos por lluvias intensas en la provincia de Puerto Inca, Ambo y Marañón; mientras que los relacionados a inundaciones se dan en Puerto Inca y Marañón, y por acción del huayco en Leoncio Prado.
- **Cerro de Pasco:** la mayor incidencia de impactos en relación a las lluvias intensas se da en la provincia de Carrión; mientras que las inundaciones se presentan en Pasco y Oxapampa. Los huaycos y deslizamientos, se dan en menor magnitud en las provincias de Carrión y Pasco.
- **Junín:** presenta los mayores impactos por lluvias intensas en la provincia de Huancayo y Satipo; mientras que las inundaciones en la provincia de Satipo. En menor grado los huaycos y deslizamiento se dan en Satipo y Chanchamayo.

- **Huancavelica:** las lluvias intensas, son las que generan los mayores impactos en las provincias de Huancavelica y Tayacaja; mientras que los deslizamientos se presentan en Huaytara y Churcampa.
- **Apurímac:** en las provincias de Abancay y Aymaraes, se presentan los mayores impactos por lluvias intensas; mientras que las inundaciones se dan en Andahuaylas. Los huaycos se dan en Abancay y en menor grado los deslizamientos en Aymaraes y Grau

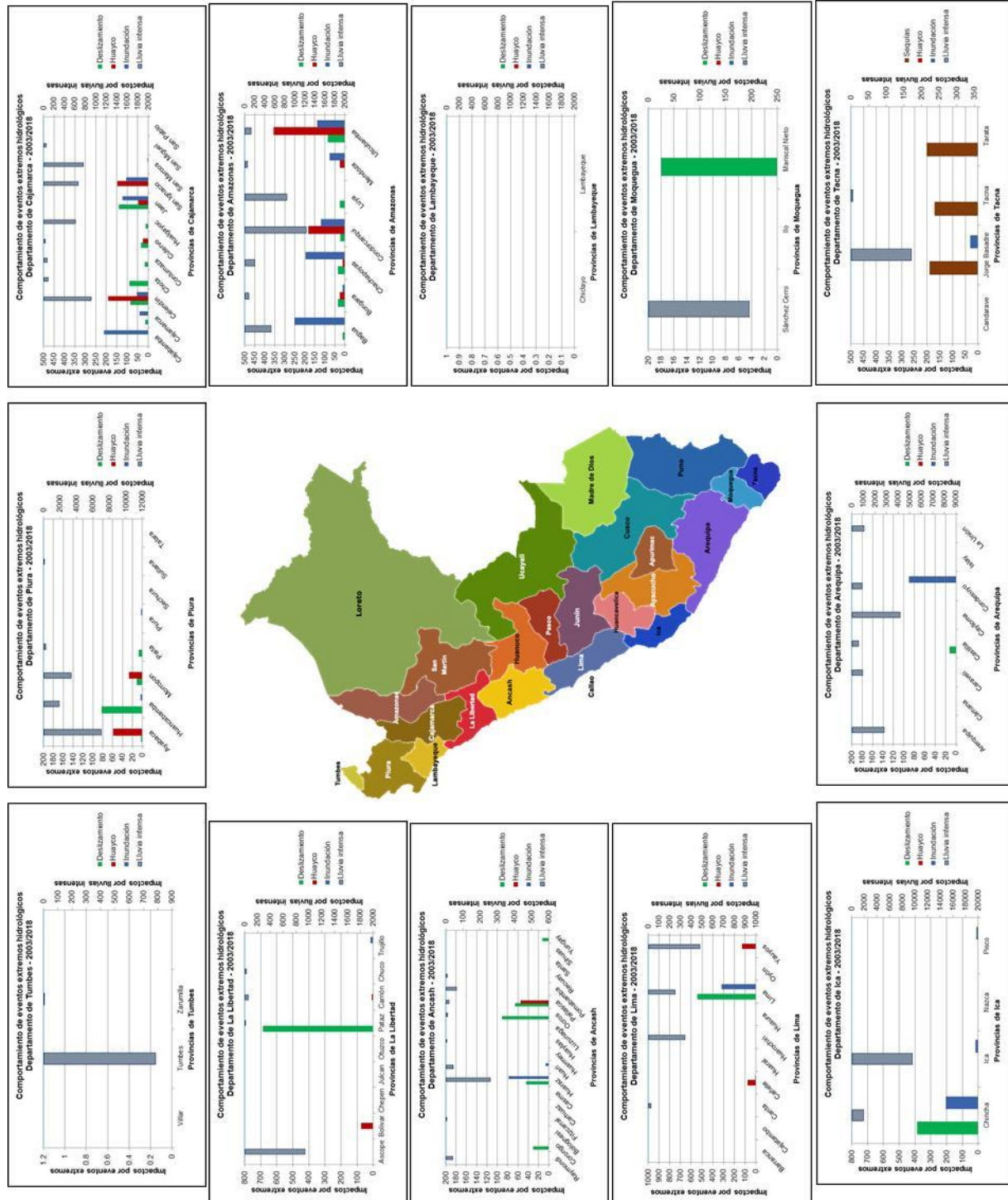


Figura 4.9 Comportamiento de eventos extremos (deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, a nivel de provincias, para los departamentos de la cosas incluyendo Amazonas y Cajamarca
Fuente: Elaboración propia

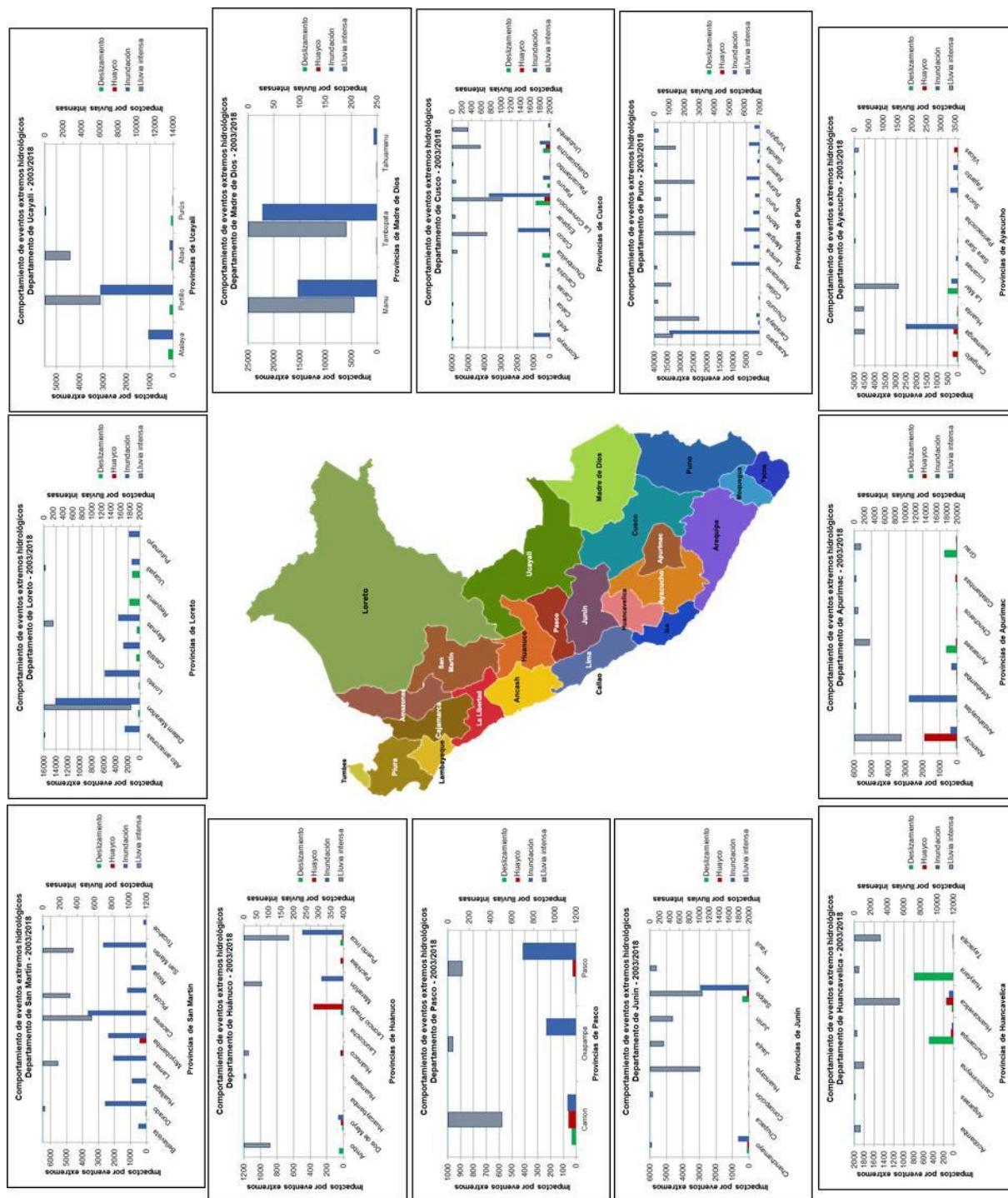


Figura 4.10 Comportamiento de eventos extremos (deslizamiento, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, a nivel de provincias, para los departamentos de la sierra y selva
Fuente: Elaboración propia

- **Ayacucho:** los mayores impactos por lluvias intensas se dan en la provincia de La Mar; mientras las inundaciones se registran en Huamanga. En menor grado se dan los huaycos y deslizamientos en Cangallo, Huamanga, La Mar y Vilcas.

- **Puno:** las lluvias intensas se dan en las provincias de Carabaya, Melgar y Putina; mientras que las inundaciones se dan en Azángaro, Huancané, Melgar y Putina. En algunas provincias los impactos por deslizamiento son en menor cantidad.
- **Cusco:** los mayores impactos por lluvias intensas se dan en las provincias de La Convención, Cusco y Quispicanchi; mientras que por inundación se da en Convención y Cusco. En menor cantidad se registran por acción de los deslizamientos y huaycos (La Convención y Quispicanchi).

Se ha podido apreciar que, en esta parte del territorio peruano, las incidencias relacionadas a la presencia de precipitaciones intensas, está directamente relacionadas a eventos extremos que generan impactos severos por lluvias intensas, inundaciones, y en menor grados los debidos a deslizamientos y huaycos.

En relación a los rangos de variación altitudinal que presentar el territorio peruano en sus tres regiones, creímos conveniente desarrollar los análisis de gradientes altitudinal en relación a los deslizamientos, inundaciones, huaycos y lluvias intensas, con el fin de entender la dinámica de su distribución y evolución, tanto a nivel espacial como temporal. Sobre esta base conceptual y teórica, se han obtenido los resultados siguientes:

En la **Figura 4.11**, presentamos la distribución de los puntos ploteados de las variables altitud e impactos por deslizamientos, registrados en el territorio peruano; apreciándose que la nube de puntos muestra una distribución dispersa, lo que nos ha obligado a analizar y discretizar dicho comportamiento y caracterizarlos a través del ajuste de tres expresiones algebraicas que tratan de describir no solo su variabilidad sino también su tendencia.

- Los puntos graficados con asteriscos de **color morado** (*), nos indican los deslizamientos registrados en las ciudades de Bagua, Condorcanquil, Castilla, Leoncio Prado, Puerto Inca, Tahuamanu, Morropón, Paita, Dorado y San Martín, las cuales se encuentran ubicadas en un rango altitudinal de 0 a 650 msnm., por ende los valores de impactos relacionados a este tipo de evento extremos es mínimo, tal como se aprecia en la **Figura 4.11**.
- Los puntos ploteados de **color azul**, vienen a representar el comportamientos de los impactos por deslizamientos, registrados en las ciudades de Bogara, Chachapoyas, Luyo, Utcubamba, Sihuas, Andahuaylas, Chincheros, Fajardo, Cajamarca, Contumaza, Hualgayoc, Jaén, Anta, Calca, Paucartambo, Tayacaja, Ambo, Lauricocha, Pachitea, Chanchamayo, Datem Marañón, Loreto, Tambopata, Pasco, Ayabaca, Atalaya, Portillo y Purús, las cuales están ubicadas dentro de un rango altitudinal que va desde los 90 a 3500 msnm. Los menores impactos se presentan en las ciudades cuya altitud media está entre los 2000 a 3500 msnm; mientras que aquellas ciudades ubicadas entre los 90 a 1000 msnm, registran impactos significativos. Esta distribución ha sido ajustada a una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado (**Figura 4.11**).

- Los puntos graficados con un **círculo rojo** registran un patrón de comportamiento de los deslizamientos registrados en las ciudades de Corongo, Huaraz, Ocros, Pallasca, Abancay, Antabamba, Cotabamba, Cangallo, Huamanga, Huanta, Vilcas, Celendín, Chota, Cutervo, Cusco, Paruro, Huancavelica, Dos de Mayo, Chíncha, Huancayo, Satipo, Lima, Castilla, Maynas, Carrión, Pasco, Huancabamba y Abad, las cuales están ubicadas dentro de un rango altitudinal de 50 a 3 600 msnm. Las ciudades ubicadas entre los 2 500 a 4 000 msnm, registran impactos moderados; mientras que aquellas ubicadas entre los 50 y 1 000 msnm, los impactos son severos. Esta distribución ha sido ajustada a una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.11**.
- La distribución de puntos de **color verde**, registran el comportamiento de los impactos generados por deslizamientos en las ciudades de Aymaraes, Grau, La Mar, Chumbivilca, La Convención, Quispicanchis, Churcampa, Huaytara, Pataz, Requena, Ucayali, Carabaya y Sandía, las cuales se encuentra dentro de un rango altitudinal que va de 90 a 4500 msnm. En estas ciudades, se registran los mayores impactos relacionados con los deslizamientos. La distribución fue ajustada a una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se muestra en la **Figura 4.11**.

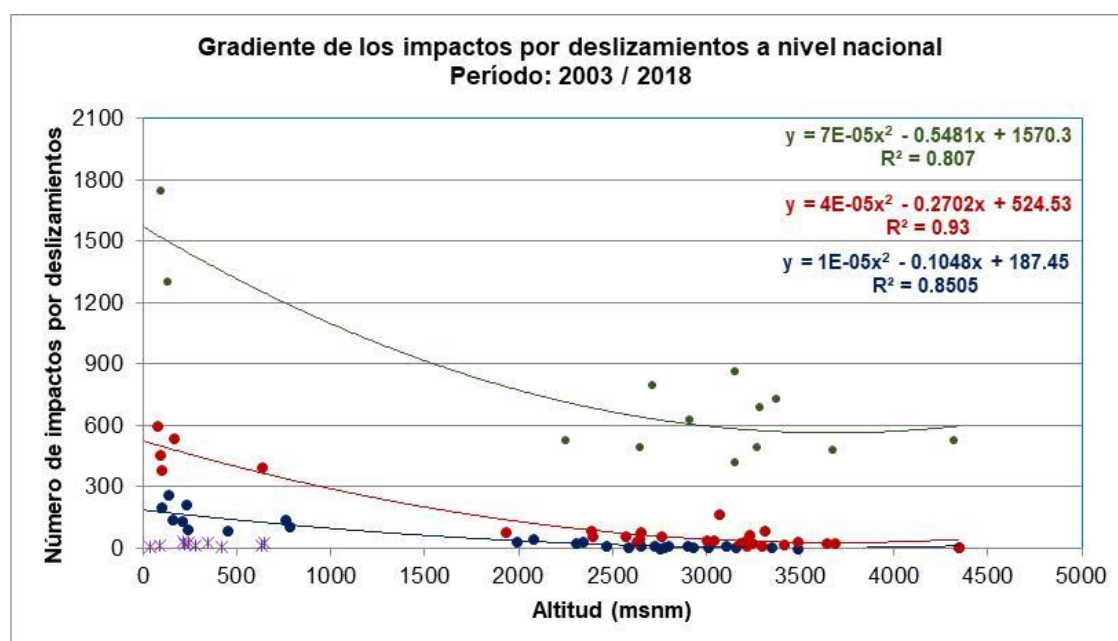


Figura 4.11 Gradiente altitudinal de los impactos por deslizamientos a nivel nacional
Fuente: Elaboración propia

En la **Figura 4.12**, se muestra la distribución de los puntos ploteados para las variables altitud e impactos por huaycos, que se han registrado en cada una de las provincias a nivel nacional; observándose que la nube de puntos muestra un comportamiento aleatoria nivel global, lo que nos ha obligado a realizar los análisis de discretización con el fin de encontrar patrones de comportamiento que permitan describir su dinámica evolutiva a través de expresiones algebraica. Entre los resultados encontrados tenemos:

- Los puntos plateados de **color azul**, representan el comportamiento de los impactos generados por acción de los huaycos, registrados en las ciudades: Bogara, Chachapoyas, Condorcanqui, Mendoza, Antabamba, Chincheros, Huanta, La Mar, Sara Sara, Sucre, Cutervo, Jaén, Calca, Canas, Paucartambo, Tayacaja, Huánuco, Pachitea, Chanchamayo, Satipo, Carrión, Cañete y Abad; las cuales se ubican en un rango altitudinal de 0 a 4 000 msnm. La mayor recurrencia de huaycos, se han presentado entre 1 500 a 4 000 msnm, mientras que los mayores impactos se presentan entre 0 a 1 000 msnm. Este análisis ha permitido ajustar una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.12**.
- Para los puntos plateados de **color rojo**, que representan el comportamiento de los impactos por acción de la presencia de huaycos y registrados en las ciudades de: Utcubamba, Pallasca, Antabamba, Aymaraes, Cotabamba, Grau, Sucre, San Ignacio, Acomayo, Canas, Cusco, Churcampa, Dos de mayo, Leoncio Prado, Bolívar, Yauyos, Carrión, Huancanbamba, Moyobamba y Abad, que se encuentran ubicadas entre los rangos altitudinales de 500 a 4 000 msnm. La mayor cantidad de impactos se registran entre las altitudes de 1 500 a 4 000 msnm; mientras que los mayores impactos se presentan entre los 500 y 1 000 msnm. Del análisis realizado, se ha logrado ajustar a la serie de puntos una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.12**.

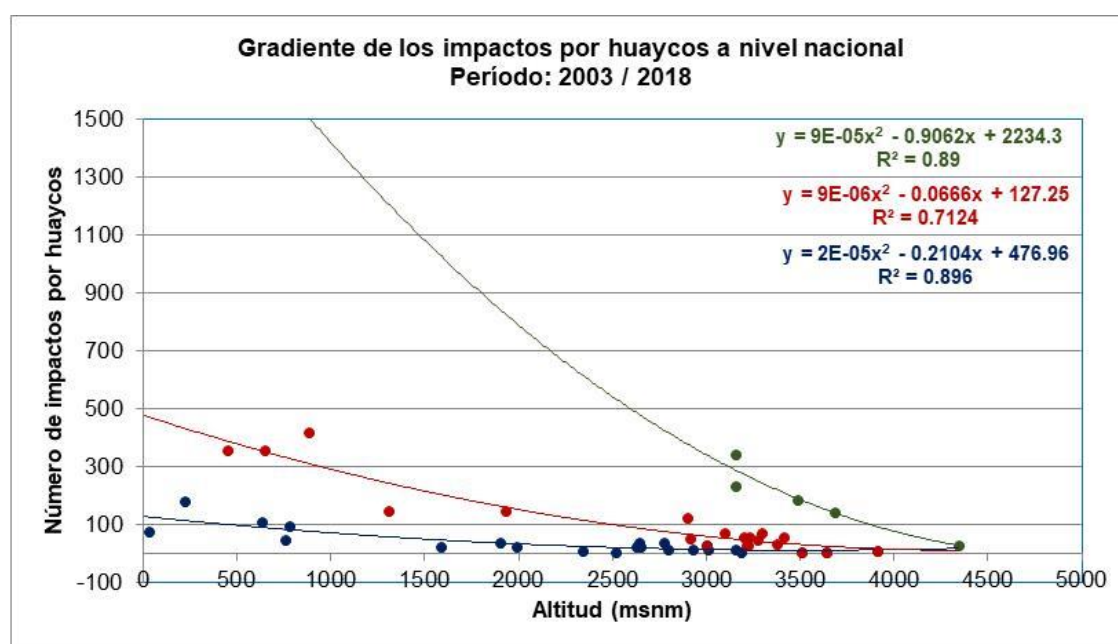


Figura 4.12 Gradiente altitudinal de los impactos por huaycos a nivel nacional

Fuente: Elaboración propia

- Los puntos de **color verde**, que representan el comportamiento de los impactos generados por acción del huayco, y registrados en las ciudades de: Vilcas, La Convención, Quispicanchis, Huancavelica y Pasco, las cuales se ubican entre los 3000 y 4500 msnm. En estas ciudades se registran los mayores impactos por acción de los

huaycos. Para dicha distribución de puntos, se ha ajustado una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.12**.

En la **Figura 4.13 a y b**, se muestran los puntos ploteados entre la altitud y los impactos por inundaciones, registradas en las provincias a nivel nacional; dicha distribución presenta un comportamiento aleatorio muy disperso, lo que nos ha llevado a plantear análisis de discretización con el fin de generar patrones de comportamiento espacial y temporal, habiéndose obtenido lo siguiente:

- Los puntos ploteados de **color morado**, que representan el comportamiento de los impactos generados por las inundaciones en las ciudades: Bogara, Huari, Huanta, San Marcos, Canas, Paucartambo, Angaraes, Huánuco, Leoncio Prado, Ica, Pisco, Chupaca, Trujillo, Cañete, Huancabamba, Piura y Purús, las cuales se encuentran ubicadas dentro de un rango altitudinal que va desde los 500 hasta los 4000 msnm. Como se aprecia en la **Figura 4.13a**, los impactos registrados en dichas ciudades no son tan significativos en términos de impactos sociales y físicos; sin embargo, dicha distribución ha sido ajustada a una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado.

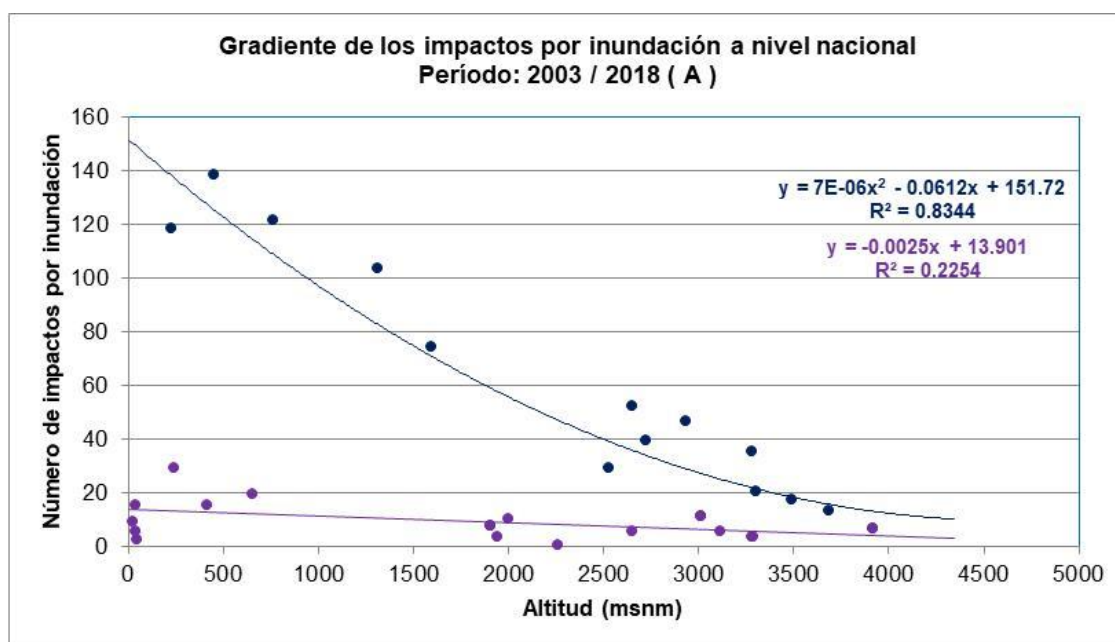


Figura 4.13 (A) Gradiente altitudinal de los impactos por inundación a nivel nacional
 Fuente: Elaboración propia

- En los **puntos azules**, se muestran el comportamiento de los impactos generados por las inundaciones en las ciudades: Condorcanqui, Mendoza, Utcubamba, Cajabamba, Sara Sara, Vilcas, Cajamarca, Celendín, Jaén, San Ignacio, Calcas, Canas, Chumbivilca, Paucartambo, Angaraes y Huánuco, las cuales se encuentran ubicadas dentro de un rango altitudinal que va desde los 0 hasta los 4000 msnm. Los mayores impactos se presentan en aquellas ciudades que se encuentran ubicadas entre 0 y 1500 msnm. Finalmente, a la distribución de puntos se le ha ajustado una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.13 (A)**.

- Los puntos ploteados con el **color celeste**, representan la distribución de los impactos generados por las inundaciones en las ciudades de: Chachapoyas, Huaraz, Abancay, Grau, Condesuyo, La Mar, Lucanas, Fajardo, Cajabamba, Espinar, Paruro, Urubamba, Huancavelica, Dos de mayo, Marañón, Puerto Inca, Chanchamayo, Concepción, Ucayali, Tahuamanu, Carrión, Oxapampa, Collao, Bellavista, Huallaga, Picota, Rioja y Atalaya, las cuales se encuentran situadas dentro de un rango altitudinal que va desde los 100 hasta los 4000 msnm. Los mayores impactos se presentan entre los 100 msnm y 1000 msnm. A la serie de puntos generados, se le ha ajustado una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado como puede apreciarse en la **Figura 4.13 (B)**.
- La distribución de los puntos de **color rojo**, representan los impactos generados por las inundaciones en las ciudades de: Antabamba, Sucre, Acomayo, Canchis, Quispicanchis, Satipo, Alto Amazonas, Castilla, Maynas, Putumayo, Pasco, Chucuito, Sandia, Dorado, Lamas, Moyobamba, Cáceres, San Martín y Portilla, las cuales se encuentran situadas dentro de un rango altitudinal de 50 a 4500 msnm. Los mayores impactos relacionados a las inundaciones, se han registrado en las ciudades ubicadas entre los 50 msnm y 1000 msnm. La serie de puntos generados, muestran un comportamiento inversamente proporcional con la altitud, lo que nos ha llevado a ajustar una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se muestra en la **Figura 4.13 (B)**.

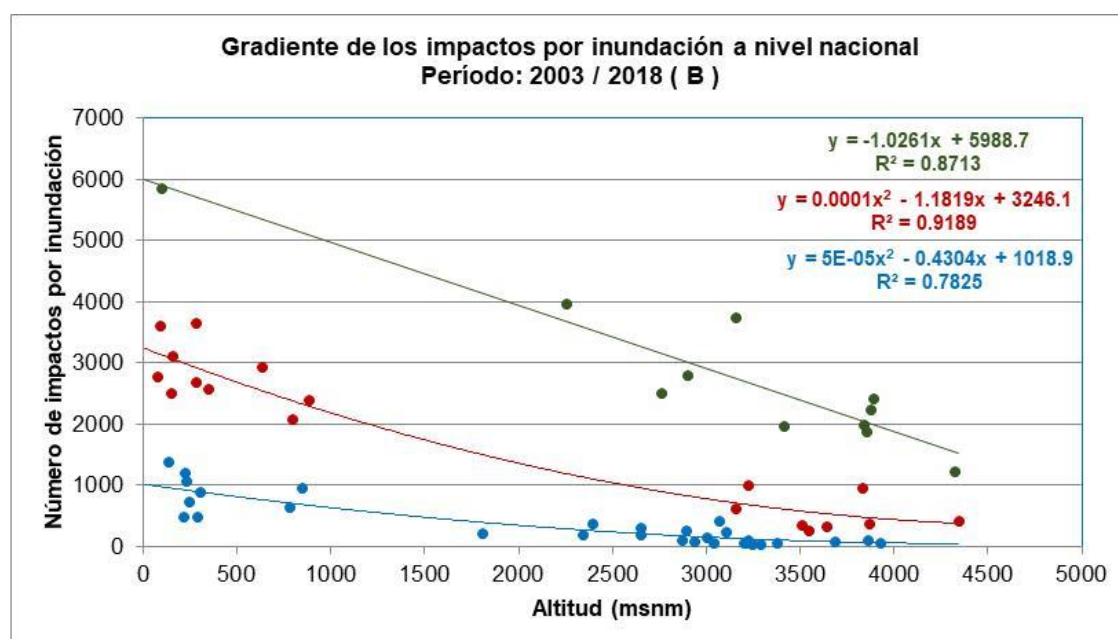


Figura 4.13 (B) Gradiente altitudinal de los impactos por inundación a nivel nacional
Fuente: Elaboración propia

- La distribución de los puntos de color verde, representan el comportamiento de los impactos generado por las inundaciones en las ciudades de: Andahuaylas, Huamanga, Cusco, La Convención, Loreto, Carabaya, Lampa, Moho, Puno, Sandia y Yunguyo, las cuales se encuentran ubicadas en un rango altitudinal que va desde los 100 msnm hasta los 4000 msnm. Los mayores impactos se han presentado en Loreto. La serie de puntos

generados ha sido ajustada a una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se muestra en la **Figura 4.13 (B)**.

En la **Figura 4.14**, se muestra la distribución de los puntos ploteados en relación a la altitud e impactos generados por las lluvias intensas, cuyo comportamiento se caracteriza por su variabilidad y niveles de dispersión, lo que nos ha llevado a realizar un análisis de discretización, con el fin de encontrar patrones de comportamiento entre los cuales tenemos.

- Los puntos ploteados con **color azul**, representan los impactos generados por acción de las lluvias intensas en las ciudades de: Bagua, Bogara, Mendoza, Utcubamba, Fitzcarral, Huaylas, Ocros, Pallasca, Recuay, Sara Sara, Huánuco, Puerto Inca, Chanchamayo, Lima, Alto Amazonas, Maynas, Ucayali, Manu, Tambopata, Oxapampa, Paíta, Sullana, Dorado, Lamas, Cáceres, Picota, San Martín, Tocache, Purús, las cuales se encuentran ubicadas dentro de un rango altitudinal de 0 a 350 msnm. La relación entre los impactos y las altitudes es inversamente directamente, lo que ha generado que el ajuste sea representado por una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.14**.
- Los valores ploteados con puntos de **color rojos**, representan los impactos generados por las lluvias intensas, las cuales se han presentado en las ciudades de: Chachapoya, Condorcanqui, Raymondo, Huaraz, Huari, Pomabamba, Andahuaylas, Antabamba, Cotabamba, Astillo, Huanta, Sucre, Fajardo, Vilcas, Celendín, Chota, Contumaza, Jaén, San Ignacio, San Marcos, Acomayo, Anta, Calca, Chumbivilca, Espinar, Paruro, Paucartambo, Angaraes, Churcampa, Ambo, Humalies, Marañón, Chíncha, Concepción, Jauja, Junín, Satipo, Tarma, Yauli, Ascope, Pataz, Carrión, Chuco, Canta, Huarochiri, Datén Marañón, Pasco, Chucuito, Huancané, Puno, Ramón y Yunguyo, las cuales se encuentran ubicadas dentro de un rango altitudinal de 0 a 4 000 msnm. Dicho comportamiento ha permitido generar un ajuste mediante una curva de tipo polinómica de segundo grado, que representa el comportamiento inversamente proporcional entre los impactos y las altitudes, tal como se muestra en la **Figura 4.14**. Los mayores impactos están concentrados en las ciudades ubicadas entre los 0 msnm y 1 000 msnm.
- Los puntos de **color verde**, representan los impactos generados por las lluvias intensas en las ciudades de: Luyo, Chincheros, Grau, Caravelí, Condesuyo, La Unión, Huamanga, La Mar, Cajamarca, Cutervo, Cusco, La Convención, Quispicanchis, Urubamba, Acobamba, Castrovirreyna, Huaytara, Huancayo, Yauyos, Carrión, Huancabamba, Morropón, Azángaro, Collao, Moho, Sandía y Portillo, las cuales se encuentran ubicadas dentro de un rango altitudinal de 100 a 4 000 msnm. La distribución de los puntos ploteados presentan un comportamiento inversamente proporcional, lo que ha permitido ajustar una curva de tipo polinómica de segundo grado, tal como se muestra en la **Figura 4.14**. Los mayores impactos se presentan en las ciudades ubicadas entre 100 y 500 msnm.

- Los puntos de **color negro**, representan el comportamiento de los impactos de las lluvias intensas en las ciudades de Aymaraes, Arequipa, Tayacaja, Ica, Carabaya, Melgar, Putina y Abad, las cuales se encuentra ubicadas dentro de un rango altitudinal de 500 a 4 000 msnm, presenta un comportamiento inversamente proporcional con la altitud, registrándose los mayores valores de impactos en la provincia de Ica. El ajuste realizado a la distribución de puntos, fue mediante una expresión algebraica de tipo polinómica de segundo grado, tal como se aprecia en la **Figura 4.14**.

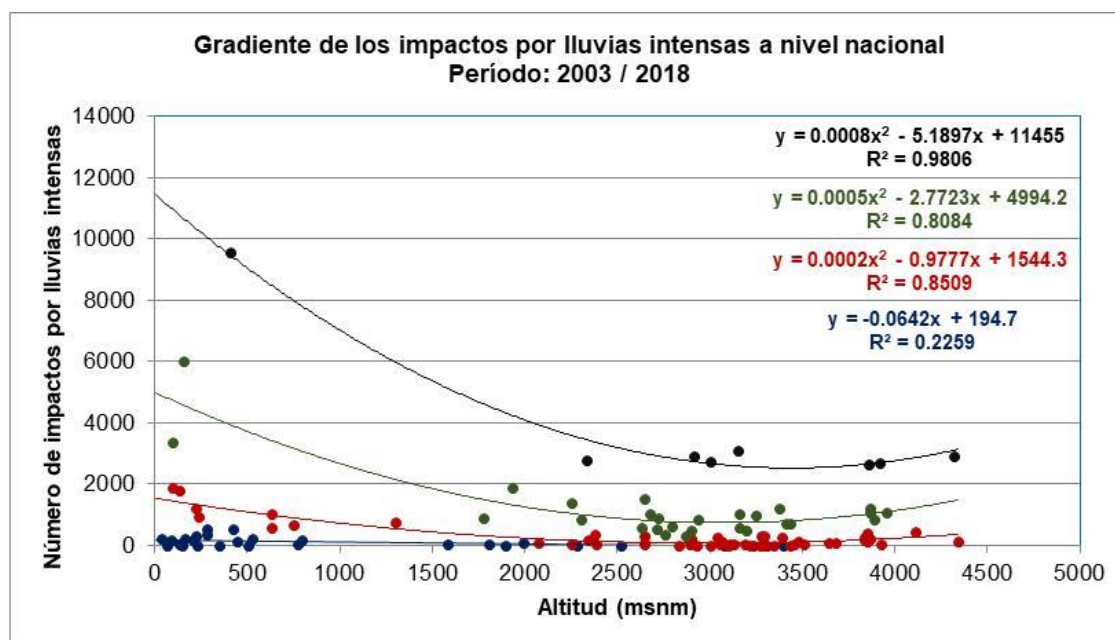


Figura 4.14 Gradiente altitudinal de los impactos por lluvias intensas a nivel nacional
Fuente: Elaboración propia

Sobre la base de los resultados obtenidos, se ha logrado identificar que la relación funcional entre los impactos generados por las lluvias intensas es inversamente proporcional con la altitud, habiendo registrado a nivel nacional los mayores impactos en aquellas provincias que se encuentran ubicadas entre los 0 a 1500 msnm. Lo que se ha podido apreciar dentro de los análisis, es que las lluvias intensas provocan impactos de diferente magnitud entre las provincias, lo que ha llevado a identificarlas y caracterizar su comportamiento espacial y temporal. Esto se puede ver con una mayor claridad en la **Figura 4.15**, donde se ha logrado agrupar las provincias por tipos de impactos registrados: deslizamiento, huayco, inundación, lluvias intensas y aquellas que no registran nada, según la base de datos de INDECI.

Se ha identificado que los impactos generados por las lluvias intensas e inundaciones, son las que mayormente se presentan en una gran cantidad de provincias; las cuales se registran a diferentes pisos altitudinales, siendo las de mayor recurrencia para el rango altitudinal de 1 000 msnm hasta 3 500 msnm; mientras que los deslizamientos y huaycos se presentan en una menor cantidad de provincias, con pisos altitudinales superiores a los 1 000 msnm.

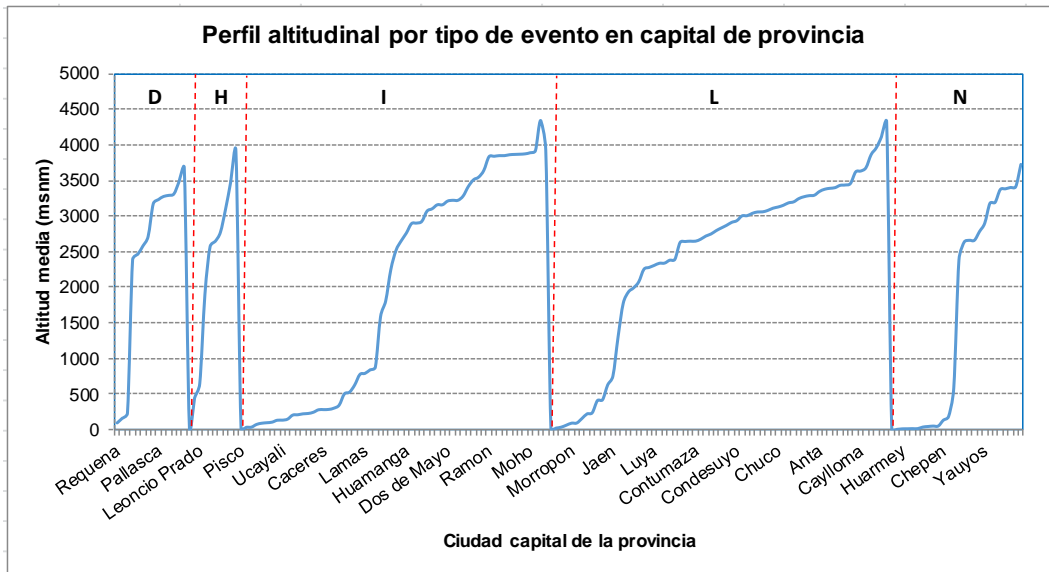


Figura 4.15 Perfil altitudinal de las provincias por tipo de evento registrado: D (deslizamientos), H (huaycos), I (inundación), L (lluvia intensas) y N (no registra)
Fuente: Elaboración propia

En términos generales, se ha logrado entender la dinámica evolutiva de la remoción en masa o movimiento en masa, sus factores inherentes al inicio de su ocurrencia, la importancia y necesidad de su estudio, sobre la base de los innumerables impactos que generan, a nivel social y estructural, en el país y a nivel mundial. Se resalta mucho que uno de esos factores es la precipitación, la cual en contacto con zonas altamente degradadas, dan paso no solo a la saturación del suelo sino además a su movimiento asociado al tipo de pendiente y gravedad; que se conjugan estrechamente para dar paso al flujo de lodos.

Mas halla de reforzar y confirmar, estas hipótesis teóricas, conceptuales y empíricas, quisimos entender la variabilidad espacial y temporal de los impactos que generan estos eventos extremos, quedando plasmados en la **Figura 4.15**, como se vienen presentando los impactos ligados a los deslizamientos, huaycos, inundaciones y lluvias intensa, y cuál es su grado de recurrencia y a cuantas provincias viene afectado en el país. Es importante aquí resaltar, que las mayores zonas identificadas con recurrencias permanentes de eventos extremos, está ubicada sobre los 1 500 msnm. Además, los impactos de inundaciones y lluvias intensas, son las que mayormente afecta a una gran cantidad de provincias a nivel nacional, registrándose dichas afectaciones sobre los 1 000 msnm de altitud.

En la **Figura 4.16**, apreciamos el porcentaje de provincias que experimentan impactos por eventos extremos relacionados con movimiento en masa, a nivel nacional.

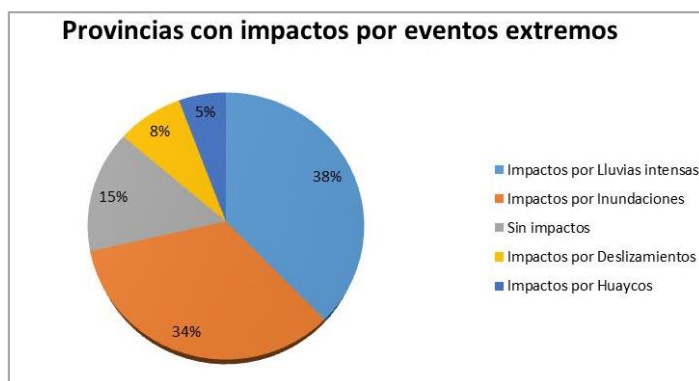


Figura 4.16 Porcentaje de provincias con impactos Fuente: Elaboración propia

5. CONCLUSIONES

5.1 Conclusiones

a) A nivel temporal

- En relación a los impactos generados por las lluvias intensas, deslizamientos e inundaciones, los mayores están relacionados directamente con la componente social, seguida por los aspectos físicos.
- Los mayores impactos relacionados a las lluvias intensas, se presentan en el 2017; mientras que los relacionados a inundaciones se han registrado en el 2012, y por deslizamientos en el 2017.
- Los impactos relacionados a deslizamientos, inundaciones y lluvias intensas, presentan correlación significativa entre ellas, las cuales han quedado representada mediante expresiones algebraicas de tipo polinómica de primer y segundo grado.
- La relación entre los impactos generados por las lluvias intensas y los deslizamientos, están caracterizadas mediante una expresión algebraica de tipo polinómica de primer grado
- La relación funcional entre los impactos generados por las inundaciones y deslizamientos, están caracterizadas por expresiones algebraicas de tipo polinómica de segundo grado.
- En los tres casos analizados, los impactos registrados en el 2017 son los más significativos de la serie histórica analizada; sin embargo, fue el 2012, el año en que se registró los mayores impactos por inundación.

b) A nivel de región natural

- Se ha encontrado que los mayores impactos registrados por alud, deslizamientos, erosión, huaycos y lluvias intensas se han presentado en la región de la sierra, en los aspectos sociales y físicos.
- En la selva baja, los mayores impactos por lluvias intensas se dan en la componente social.
- La relación funcional entre los impactos por lluvias intensas, deslizamientos e inundación, presentan correlaciones significativas, representada mediante expresiones algebraicas de tipo polinómica de primer grado.
- Se ha detectado que en la selva baja los impactos cuantificados por eventos extremos, no presenta el mismo comportamiento que en las demás regiones naturales. En el caso de los deslizamientos y huaycos, estos son mínimos; mientras que en las inundaciones son muy significativas.
- En la sierra baja, es donde se han registrado los mayores impactos por deslizamientos, inundaciones y lluvias intensas.

- c) A nivel de Departamento y Provincia
- Los departamentos con las mayores incidencias en los impactos por inundación, deslizamientos, huaycos y lluvia intensas, se dan en Amazonas, Cajamarca, Piura y Lima.
 - Las provincias ubicadas en la costa con las mayores recurrencias de impactos relacionados con deslizamientos, inundaciones, huaycos y lluvias intensas son: Celendín, Jaén, San Ignacio, Utcubamba, Condorcanqui, Morropón, Ayabaca, Yauyos, Huaraz, Pallasca y Lima.
 - Las provincias ubicadas en la sierra, con los mayores impactos por inundaciones, deslizamientos, huaycos y lluvias intensas, son: Pasco, Carrión, Huancavelica, Abancay, La Convención, Quispicanchis y Huamanga.
 - En relación a los impactos por lluvias intensas e inundaciones, estas se presentan con mayor notoriedad en Manu, Tambopata, Azángaro, Portillo, Datem Marañón y Cáceres.
 - En términos general, la zona conformada por la sierra central y norte, son las que presentan los mayores impactos relacionado con la remoción en masa o movimiento en masa.
- d) A nivel de Gradiente
- La relación entre los impactos generados por deslizamientos, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, presenta un comportamiento inversamente proporcional con la altitud de la provincia; es decir, que los mayores impactos se registran dentro de un rango altitudinal que va desde 0 msnm hasta los 2 000 msnm, mientras que para altitudes mayores a 2 000 msnm los impactos son de menor intensidad.
 - Los niveles de intensidad de los impactos por deslizamientos, huaycos, inundaciones y lluvias intensas, se caracterizan por ser muy variables entre las provincias; sin embargo, dicho comportamiento ha podido ser ajustados a expresiones algebraica de tipo polinómica de segundo grado, que permiten describir su comportamiento espacial.
 - A nivel de deslizamiento, la provincia de Bagua y Requena, son las que presentan los mayores valores de impactos; mientras que la provincia de Ucayali es la que experimenta los mayores impactos por acción de los huaycos.
 - a nivel de inundación, los mayores impactos se han registrado en la provincia de Loreto; mientras que, por lluvias intensas, estos impactos se registraron en la provincia de Ica respectivamente.
- e) A nivel de Perfil
- Se ha podido detectar que los impactos registrados por lluvias intensas, se han presentado en 66 provincias, los impactos por inundaciones se han registrado en 59 provincias, los impactos por deslizamientos fueron en 14 provincias y los debido a huaycos totalizaron 10 provincias.
 - La presencia de los impactos por deslizamientos, se presentan dentro de un rango altitudinal que va desde los 161 msnm (Lima) hasta los 3678 msnm (Chunbivilca);

mientras que los impactos por los huaycos, se presentan en un rango altitudinal de 28 msnm (Cañete) hasta los 3 910 msnm (Canas).

- Los impactos generados por las inundaciones, están presentes dentro de un rango altitudinal que va desde los 15 msnm (Pisco) hasta los 4342 msnm (Pasco); mientras los impactos por las lluvias intensas están presentes en un rango altitudinal de 14 msnm (Zarumilla) hasta 4 321 msnm (Carabaya).
- Según la base de datos del INDECI, en 26 provincias no se han registrado impactos relacionados directamente con el deslizamiento, inundación, lluvias intensas y huaycos; provincias que se ubican dentro de un rango altitudinal que va desde los 15 msnm (Talara) hasta los 37285 msnm (Yauli).

6. REFERENCIAS

- Alcántara-Ayala, I. (2000), "Landslides: ¿deslizamientos o movimientos del terreno? Definición, clasificaciones y terminología", Investigaciones Geográficas, Boletín, núm. 41, Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 7-25.
- Aleotti, P., Chowdhury, R. (1999). Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. Bulletin of Engineering Geology and Environment 58, pp. 21-44.
- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. EngGeol73. pp. 247–265.
- Anderson, MG. (1990). A feasibility study on mathematical modelling of slope hydrology and stability. Geotechnical Control Office, Hong Kong, CE 23/90.
- Anhorn, J., Lennartz, T. and Nüsser, M. (2015). Rapid urban growth and earthquake risk in Musikot, mid-western hills, Nepal, Erdkunde, 69, pp. 307–325.
- Ayalew, L. and Yamagishi, H. (2005). The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda–Yahiko Mountains, Central Japan. Geomorphology 65. pp. 15–31.
- Barbolini, M., Gruber, U., Keylock, C., Naaim, M. and Savi, F. (2000). Application of statistical and hydraulic-continuum dense-snow avalanche models to five real european sites. Cold Reg. Sci. Technol. 31(2). pp. 133–149.
doi:10.1016/S0165-232X(00)00008-2
- Barpi, F., Borri-Brunetto, M. and Veneri, L.D. (2007). Cellular-automata model for dense-snow avalanches. J. Cold Reg. Eng. 21(4). pp. 121– 140.
- Baum, RL., Savage, WZ., Godt, JW. (2002). TRIGRS—a Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope stability analysis. US Geological Survey Open file report 02-424, Virginia.
- Bishop, AW. (1955). The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. Geotechnique 5. pp. 7–17.
- Bonnard, C. and Noverraz, F. (2001). Influence of climate change on large landslides: Assessment of long-term movements and trends. International Conference on Landslides: Causes, Impacts and Countermeasures, pp. 121-138.
- Borja, Roberto, C. (2004). Procesos de remoción en masa y riesgo asociados en Zacapoxtla, Puebla. Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM ISSN 0188-4611, Núm. 53, pp. 7-26.

- Brardinoni, F., Slaymaker, O. and Hassan, MA. (2003). Landslide inventory in a rugged forested watershed: a comparison between air-photo and field survey data. *Geomorphology* 54. pp. 179–196.
- Brocca, L., Ponziani, F., Moramarco, T., Melone, F., Berni, N. and Wagner, W. (2012). Improving landslide forecasting using ASCAT-derived soil moisture data: A case study of the torgiovanetto landslide in central Italy. *Remote Sens.* 4, pp. 1232–1244. [CrossRef].
- Brunetti, MT., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D. and Guzzetti, F. (2010). Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10. pp. 447–458.
<https://doi.org/10.5194/nhess-10-447-2010>
- Bou, Kheir R., Chorowicz, J., Abdallah, C. and Dhont, D. (2008). Soil and bedrock distribution estimated from gully form and frequency: a GIS-based decision-tree model for Lebanon. *Geomorphology* 93. pp. 482–492.
- Bui, DT., Tuan, TA., Klempe, H., Pradhan, B. and Revhaug, I. (2016). Spatial prediction models for shallow landslide hazards: a comparative assessment of the efficacy of support vector machines, artificial neural networks, kernel logistic regression, and logistic model tree. *Landslides* 13. pp. 361–378.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler Series A, Physical Geography*, 62, pp. 23–27.
- Campbell, SDG, Shaw, R., Sewell, RJ. and Wong, JCF. (2007). Guidelines for Bioengineering Applications on Natural Terrain Landslide Scars. Geotechnical Engineering Office, Civil Engineering and Development Department, The Government of Hong Kong Special Administrative Region, Hong Kong, PR China, GEO report 227.
- Cannon S., Gartner J., Wilson R., Bowers J., Laber J. (2008). Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology* 96:250–269.
doi:[10.1016/j.geomorph.2007.03.019](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.019)
- Cannon, S. H. and Ellen, S. D. (1988). Rainfall that resulted in abundant debris flows activity during the storm, Landslides, floods, and marine effects of the storm of 3–5 January, 1982, in the S. Francisco Bay Region, California, edited by: Ellen, S. D. & Wiczorek, G. F., U.S. Geological Survey Professional Paper, 1434, pp. 27–33.
- Capparelli, G. and Tiranti, D. (2010). Application of the MoniFLaIR early warning system for rainfall-induced landslides in Piedmont region (Italy). *Landslides* 7. pp. 401–410.

- Carey, M. (2005). Living and dying with glaciers: People's historical vulnerability to avalanches and outburst floods in Peru. *Global and Planetary Change* 47. pp. 122-134.
- Carrara, A. and Pike RJ. (2008). GIS technology and models for assessing landslide hazard and risk. *Geomorphology* 94. pp. 257–260.
- Casale, R. y Margottini, C. (2000), *Floods and landslides: Integrated Risk Assessment*, Springer, Berlin.
- Casey, Nicholas and Zarate, Andrea. (2017). Mud Erased a Village in Perú, a sign of larger Perils in South America. *The New York Times*.
<https://www.nytimes.com/2017/04/06/world/americas/peru-floods-mudslides-south-america.html>
- Chang, TC. and Chao, RJ. (2006). Application of back-propagation networks in debris flow prediction. *Eng Geol* 85. pp. 270–280.
- Chauhan, N.S., Miller, S., and Ardanuy, P. (2003). Spaceborne soil moisture estimation at high resolution: A microwave-optical/IR synergistic approach. *Int. J. Remote Sens.* 24. pp. 4599–4622. [CrossRef].
- Chen, CW., Saito, H. and Oguchi, T. (2015). Rainfall intensity–duration conditions for mass movements in Taiwan. *Progress in Earth and Planetary Science*, 2. pp. 1–13.
<https://doi.org/10.1186/s40645-015-0049-2>
- Cheng-Yu, Ku, Chih-Yu, Liu, Yan, Su, Jim-En, Xiao and Chi-Chao, Huang. (2017). Transient modeling of regional rainfall-triggered shallow. *Environ Earth Sci* (2017) 76:570. pp. 1 - 18.
doi 10.1007/s12665-017-6902-4
- Chi.Wen, Che, Hitoshi Saito and Takashi Oguchi. (2015). Rainfall intensity-duration conditions for mass movements in Taiwan. *Progress in Earth and Planetary Science* 2,14.
<https://doi.org/10.1186/s40645-015-0049-2>
- Chi-Wen, Chen, Hitohi, Saito and Takachi, Oguchi. (2017). Analyzing rainfall-induced mass movements in Taiwan using the soil water index. *Landslides* 14. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2016. pp. 1031 – 1041.
doi:10.1007/s10346-016-0788-1
- Chiari, M. and Scheidl, C. (2015). Application of a new cellular model for bedload transporting extreme events at steep slopes. *Geomorphology* 246. pp. 413–419.
- Chien-Yuan, C., Tien-Chien, C., Fan-Chieh, Y., and Chun-Chieh, T. (2005). Rainfall duration and debris-flow initiated studies for realtime monitoring, *Environmental Geology*, 47, pp. 715–724.

- Christen, M., Kowalski, J. and Bartelt, P. (2010). Ramms Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Reg. Sci. Technol.* 63(1). pp. 1–14.
- Christen, M., Kowalski, J., and Bartelt, P. (2010). RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 63, pp. 1–14.
- Coe, J.A., Kinner, D.A. and Godt, J.W. (2008). Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology* 96(3), pp. 270–297.
[doi:10.1016/j.geomorph.2007.03.017](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.017)
- Collins, BD. and Jibson, RW. (2015). Assessment of existing and potential landslide hazards resulting from the April 25, 2015 Gorkha, Nepal Earthquake Sequence: U.S. Geological Survey Open-File Report 2015–1142. pp. 50.
[doi:10.3133/ofr20151142](https://doi.org/10.3133/ofr20151142)
- Corominas, J. and Moya, J. (1999). Reconstructing recent landslide activity in relation to rainfall in the Llobregat river basin, Eastern Pyrenees, Spain. *Geomorphology* 30(1), pp. 79–93.
- Costantini E.A.C., L'Abate G., Barbetti R., Fantappie M., Lorenzetti R. and Magini S. (2012). Soil map of Italy. Consiglio per la Ricerca e la Sperimentazione in Agricoltura, S.EL.CA Pub., Florence, Italy scale 1:1,000,000.
- Crosby, BT. and Whipple, KX. (2006). Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82. pp. 16–38.
- Crozier, M. J. (1999). Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surf Proc Land* 24. pp. 825–833.
- Crozier, M. J. (1986). *Landslides: causes, consequences and environment*, Routledge, London-New York, 252.
- Cruden DM. and Varnes DJ. (1996). Landslide types and processes. In: Turner AK, Schuster RJ (eds) *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Washington D.C, pp 36–75.
- Dai, FC. and Lee, CF. (2002). Landslide characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology* 42. pp. 213–228.
- Dahal, R.K., Hasegawa, S., Masuda, T. and Yamanaka, M. (2006). Roadside slope failures in Nepal during torrential rainfall and their mitigation. *Disaster mitigation of debris flow, slope failures and landslides*, (Interpraevent 2007), Universal Academy Press, Tokyo, 2, 503–514.

Dahal R. and Hasegawa S. (2008). Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology* 100:429–443.

doi:[10.1016/j.geomorph.2008.01.014](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.014)

Dahigamuwa, T. and Gunaratne, M. (2017). Stochastic Investigation of the Feasibility of Using Remotely Sensed Moisture Data for Rainfall Induced Landslide Hazard Assessment. In *Advancing the Culture of Living with Landslides*; Springer: Cham, Switzerland, 2017; Volume 2. pp. 679–688.

D'Ambrosio, D., Spataro, W. and Lovine, G. (2006). Parallel genetic algorithms for optimizing cellular automata models of natural complex phenomena: an application to debris flows. *Comput. Geosci.* 32(7). pp. 861–875.

doi:[10.1016/j.cageo.2005.10.027](https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.10.027)

Darcy, H. (1856). *Les Fontaines Publique de la Ville de Dijon*. Dalmont, Paris, France (in French).

Desiato F., Fioravanti G., Frascchetti P., Perconti W. and Piervitali E. (2014). Valoriclimatici normali di temperatura e precipitazione in Italia. ISPR, Stato dell'Ambiente 55/ 2014, ISBN 978-88-448-0689-7, (in Italian).

Dietrich, WE., Wilson, CJ., Montgomery, DR., McKean, J. and Bauer, R. (1992). Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology* 20. pp. 675–679.

Dong, JJ., Li, YS., Kuo, CY., Sung, RT., Li, MH., Lee, CT., Chen, CC. and Lee, WR. (2011). The formation and breach of a short-lived landslide dam at Hsiaolin village, Taiwan—part I: post-event reconstruction of dam geometry. *Eng Geol* 123. pp. 40–59.

Doughty, P. L. (1999). Plan and pattern in reaction to earthquake: Peru, 1970-1998. || pp. 234- 256 in Oliver-Smith, Anthony and Hoffman, Susanna M. (1999). *The Angry Earth: Disaster in Anthropological Perspective*. Routledge: New York, NY.

Dourojeanni Marc, Barandiarán, Alberto y Dourojeanni, Diego. (2009). Amazonía peruana en 2021. Explotación de recursos naturales e infraestructura: ¿Que está pasando? ¿Qué es lo que significa para el futuro?. *Pronaturaleza – Fundación Peruana para la Conservación de la Naturaleza*. pp. 160.

www.amazonia-andina.org/content/libro-amazonia-peruana-en-2021

Earle, S. (2015). *Physical Geology*. Victoria, B.C.: BCcampus. Retrieved from <https://opentextbc.ca/geology/>.

Felgentreff, Carsten y Thomas Glade, orgs. (2008). *Naturrisiken und Sozialkatastrophen. Kolumbien*: Springer.

- Fraccarollo, L. and Papa, M. (2000). Numerical simulation of real debrisflow events. *Phys. Chem. Earth Part B* 25(9). pp. 757–763.
- Frattini, P., Crosta, GB., Fusi, N. and Negro, PD. (2004). Shallow landslides in pyroclastic soil: a distributed modeling approach for hazard assessment. *Eng Geol* 73. pp. 277–295.
- Fredlund, DG. and Xing, A. (1994). Equations for the soil–water characteristic curve. *Can Geotech J* 31. pp. 521–532.
- Froude, Melanie, J. and Petley, David, N. (2018). Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 18, pp. 2161–2181.
<https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>
- FUB, 2019. Erosion by gravity - Freie Universitat Berlin - Mountain Building Group (MBG)
https://www.geo.fu-berlin.de/en/v/geolearning/mountain_building/weathering/Erosion3/index.html
- Gaillard, J. (2007). Resilience of traditional societies in facing natural hazards. *Disaster Prevention and Management* 16(4). pp. 522-544.
- Galanti, Y., Giannecchini, R., D’Amato Avanzi, G., Barsanti, M. and Benvenuto, G. (2016). Rainfall thresholds for triggering shallow landslides in Vara Valley (Liguria, Italy). In: Aversa et al (eds) *Landslides and engineered slopes. Experience, theory and practice*. Associazione Geotecnica Italiana, Rome, Italy, pp. 943–950.
- GEMMA. (2015). *Movimiento en masa en la >Región Andina: una guía para la evaluación de amenazas – Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para la Comunidades Andinas*. Servicio Nacional de Geología y Minería Publicación Geológica Multinacional N° 4. ISSN 0717-3733. pp. 432.
- GFDRR (2009). *Disaster Risk Management in Latin America and the Caribbean Region: GFDRR Country Notes – Perú*. Banco Mundial. pp. 12.
- Giannecchini, R. (2006). Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences*. Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union, Sci. 6, pp. 357 – 364.
DOI: [10.5194 / nhess-6-357-2006](https://doi.org/10.5194/nhess-6-357-2006)
- Glade, T. (1998). Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology* 35(2–3): pp. 160–174.

- Glade, T., Crozier, M. and Smith, P. (2000). Applying probability determination to refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical antecedent daily rainfall model. *Pure Appl Geophys* 157. pp. 1059–1079.
- Glade, T. and Nadim, F. (2014). Early warning systems for natural hazards and risks, *Nat. Hazards*, 70, pp. 1669–1671.
- Global Green Growth Institute. (2015). Interpretación de la dinámica de la deforestación en el Perú y lecciones aprendidas para reducirla. *Deutsches Institut für Entwicklungspolitik . die. German Development Institute – Servicio Nacional Forestal y de fauna Silvestre*. Pp. 42.
<https://www.serfor.gob.pe/wp-content/uploads/2016/03/Interpretacion-de-la-dinamica-de-la-deforestacion-en-el-Peru-y-lecciones-aprendidas-para-reducirla-1.pdf>
- González-Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J., Cendrero, A. (2002). A methodological approach for the análisis of the temporal occurrence and triggering factors of landslides. *Geomorphology* No. 30, Elsevier, p. 95-113.
- Gorsevski, PV., Brown, MK., Panter, K., Onasch, CM., Simic, A. and Snyder, J. (2016). Landslide detection and susceptibility mapping using LiDAR and an artificial neural network approach: a case study in the Cuyahoga Valley National Park, Ohio. *Landslides* 13. pp. 467–484.
- Guo, Wu, Dickson, Cunningham, Ren-mao, Yuan, Qing, Zhou, Xinfu, Zeng and Xiao Ping, Yang. (2017). Mass-wasting effects induced by the 2015 Gorkha (Nepal) = Mw 7.8 earthquake within a large paleo-landslide site adjacent to the Tatopani Border station, Nepal: Implications for future development along the critical Bhote Koshi River valley transport corridor between Nepal and China. *Landslides* 14. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. p. 14.
doi:10.1007/s10346-016-0792-5
- Gutierrez Alvis, DE., Bornacher Zarte, LS. y Mosquera Palacios, DJ. (2018). Sistema de alerta temprana por movimiento en masa inducido por lluvia para Ciudad Bolívar (Colombia). *Revista Ingeniería Solidaria*, vol. 14, no. 26, pp 1-13.
doi: <https://doi.org/10.16925/in.v14i26.2453>.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. and Reichenbach, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, central Italy. *Geomorphology* 31. pp.181–216.
- Guzzetti F., Malamud BD., Turcotte DL. and Reichenbach P. (2002). Power-law correlations of landslide areas in central Italy. *Earth Planet Sc Lett* 195. pp. 169–183.
- Guzzetti, F. and Tonelli, G. (2004). Information System on Hydrological and Geomorphologic Catastrophes in Italy (SICI): A Tool for Managing Landslide and Flood Hazards. *Natural Hazards and Earth System Science*, 4, pp. 213-232.

<https://doi.org/10.5194/nhess-4-213-2004>

Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M. and Ardizzone, F. (2005). Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology* 72. pp. 272–299.

Guzzetti, F., Reichenbach, P., Ardizzone, F., Cardinali, M. and Galli, M. (2006). Estimating the quality of landslide susceptibility models. *Geomorphology* 81. pp. 166–184.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Stark, C. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorog Atmos Phys* 98. pp. 239–267.

doi:[10.1007/s00703-007-0262-7](https://doi.org/10.1007/s00703-007-0262-7)

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M. and Stark, C.P. (2008). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides* 5(1), pp. 3-17.

doi:[10.1007/s10346-007-0112-1](https://doi.org/10.1007/s10346-007-0112-1)

Guzzetti F., Cardinalia M. and Reichenbach P. (1994). The AVI project: a bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy. *Environ. Manag.* 18, 623 – 633.

<http://dx.doi.org/10.1007/bf02400865>

Hasegawa, S., Dahal, RK., Yamanaka, M., Bhandary, NP., Yatabe, R. and Inagaki, H. (2009). Causes of large-scale landslides in the lesser Himalaya of Central Nepal. *Environ Geol* 57(6). pp. 1423–1434.

doi:10.1007/s00254-008-1420-z

Hashash, YMA., Tiwari, B., Moss, RES., Asimaki, D., Clahan, KB., Kieffer, DS., Dreger, DS., Macdonald, A., Madugo, CM., Mason, HB., Pehlivan, M., Rayamajhi, D., Acharya, I. and Adhikari, B. (2015). Geotechnical field reconnaissance: Gorkha (Nepal) earthquake of April 25, 2015 and related shaking sequence. Geotechnical Extreme Event Reconnaissance GEER Association Report No. GEER-040, Version 1.1, August 7, 2015. pp. 1–250.

Hearn, GJ. and Shakya, NM. (2017). Engineering challenges for sustainable road access in the Himalayas.

<https://doi.org/10.1144/qjegh2016-109>.

Holcombe, EA. (2006). Modelling Landslide Risk on Highway Cut Slopes in Developing Countries. PhD thesis, University of Bristol, Bristol, UK.

Holcombe, EA., Beesley, M.E.W., Vardanega, PJ. and Sorbie, R. (2016). Urbanisation and landslides: hazard drivers and better practices, *Proc. Inst. Civ. Eng.-Geotech. Eng.*, 169, pp. 137–144.

<https://doi.org/10.1680/jcien.15.00044>,

- Hong Y., Hiura H., Shino K., Sassa K., Suemine A. and Fukuoka H. et al. (2005). The influence of intense rainfall on the activity of large-scale crystalline schist landslides in Shikoku Island, Japan. *Landslides* 2:97–105.
doi:[10.1007/s10346-004-0043-z](https://doi.org/10.1007/s10346-004-0043-z)
- Howard, A. (1994). A detachment-limited model of drainage-basin evolution. *Water Resour Res* 30. pp. 2261–2285.
- Hungr, O. (1995). A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. *Can. Geotech. J.* 32(4). pp. 610–623.
- Hungr, O. and McDougall, S. (2009). Two numerical models for landslide dynamic analysis. *Comput. Geosci.* 35(5), pp. 978–992.
- Hussein, Bizimana and Osman, Sonmez. (2015). Landslide Occurrences in The Hilly Areas of Rwanda, Their Causes and Protection Measures. *International Journal of Environmental Research and Public Healt.* 15(243), pp. 1 - 23.
doi:10.3390/ijerph15020243
- INEI. (2018). Perú: Crecimiento y distribución de la población, 2017 – Primeros Resultados. Censo Nacionales 2017: XXII de Población y VII de Vivienda. Instituto de Estadística e Informática. pp. 48.
https://www.inei.gob.pe/media/MenuRecursivo/publicaciones_digitales/Est/Lib1530/libro.pdf
- INFORM. (2018). Index for risk management for latin america and the caribbean lac-inform 2018 update - Contributing to more effective risk management of crises and disasters in Latin America and the Caribbean. Inter Agency standing Committee – IASC, pp. 17.
http://www.inform-index.org/Portals/0/InfoRM/2018/Subnational/LAC_INFORM_2018_v005_MainResults_Eng.pdf?ver=2018-03-09-082636-400
- Iovine, G., D’Ambrosio, D. and Gregorio, S.D. (2005). Applying genetic algorithms for calibrating a hexagonal cellular automata model for the simulation of debris flows characterised by strong inertial effects. *Geomorphology* 66, pp. 287–303.
doi:10.1016/j.geomorph.2004.09.017
- Ishihara, Y. and Kobatake, S. (1979). Runoff model for flood forecasting. *Bulletin of Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University* 29, pp. 27–43.
- Iverson, R.M. (1997). The physics of debris flows. *Rev. Geophys.* 35(3), pp. 245–296.
- Iverson, R.M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* 36(7): pp. 1897-1910.

- Iverson, R.M. and Denlinger, R.P. (2001). Flow of variably fluidized granular masses across three-dimensional terrain 1. Coulomb mixture theory. *Journal of Geophysical Research* 106(B1): pp. 537-552.
- Janbu, N., Bjerrum, L. and Kjaernsli, B. (1956). Stabilitetsbere Bning for Fyllinger Skjaeringer Ognaturlige Skraninger. Norwegian Geotechnical Publication 16, Oslo, Norway
- Jeong, SS, Lee, K., Kim, J., y Kim, Y. (2017). Análisis de deslizamientos inducidos por la lluvia en pendientes de suelos insaturados. *Sostenibilidad (Suiza)*, 9 (7), [1280]. <https://doi.org/10.3390/su9071280>
- Jibson, R. W. (1989). Debris flows in Southern Puerto Rico, *Geological Soc. Amer.*, 236, pp. 29–55.
- Kanungo, DP. and Sharma, S. (2014). Rainfall Thresholds for Prediction of Shallow Landslides around Chamoli-Joshimath Region, Garhwal Himalayas, India. *Landslides*, 11, pp. 629-638.
<https://doi.org/10.1007/s10346-013-0438-9>
- Kargel, JS., Leonard, GJ., Shugar, DH., Haritashya, UK., Bevington, A., Fielding, EJ., Fujita, K., Geertsema, M., Miles, ES. (2016) Geomorphic and geologic controls of geohazards induced by Nepal's 2015 Gorkha earthquake. *Science* 351:0036–8075.
doi:10.1126/ science.aac8353
- Keefer DK., (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geol Soc Am Bull* 95: pp. 406–421
- Malamud BD., Turcotte DL., Guzzetti F. and Reichenbach P. (2004a). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf Proc Land* 29: pp. 687–711
- Keefer DK., Wilson R., Mark R., Brabb E., Brown W., Ellen S., Harp E., Wieczorek G., Alger C. and Zatkan R. (1987). Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science* 238, pp. 921–925.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J. (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology* No. 75, Elsevier, pp. 251-262.
- Kirschbaum D.; Adler R.; Adler D.; Peters-Lidard C. and Huffman G. (2012). Global Distribution of Extreme Precipitation and High Impact Landslides in 2010 Relative to Previous Years, *J. Hydrometeorol.*, 13, pp. 1536–1551.
<https://doi.org/10.1175/JHM-D12-02.1>
- Kirschbaum D.; Stanley T. and Zhou Y. (2015). Spatial and temporal analysis of a global landslide catalog, *Geomorphology*, 249, pp. 4-15.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.016>

- Lara, C.M. y Sepulveda, V.S. (2008). Remociones en masa. Universidad de Chile – Departamento de geología – Facultad de ciencias físicas y matemáticas. p. 63.
- Larsen, M. and Simon, A. (1993). A rainfall intensity–duration threshold for landslides in a humid-tropical environment: Puerto Rico. *Geogr Ann A* 75. pp. 13–23.
- Lee, S., Ryu, J. and Kim, I. (2007). Landslide susceptibility analysis and its verification using likelihood ratio, logistic regression, and artificial neural network models: case study of Youngin, Korea. *Landslides* 4. pp. 327–338.
- Lennartz, T. (20132). Constructing Roads–Constructing Risks? Settlement Decisions in View of Landslide Risk and Economic Opportunities in Western Nepal, *Mt. Res. Dev.*, 33, pp. 364–371. <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-13-00048.1>
- Li, C., Ma, T., Zhu, X. and Li, W. (2011). The power-law relationship between landslide occurrence and rainfall level. *Geomorphology* 130(3), pp. 221-229.
- Lynos, N.J., Motosova, H. and Wegamm, K.W. (2014). Improving mass-wasting inventories by incorporating debris flow topographic signatures. *Landslides* 11. pp. 385–397.
Doi 10.1007/s10346-013-0398-0
- Luna, B.Q., Remaître, A., van Asch, T.W., Malet, J.P. and van Westen, C.J. (2012). Analysis of debris flow behavior with a one dimensional run-out model incorporating entrainment. *Engineering Geology* 128, pp. 63-75.
- Malamud, BD., Turcotte, DL., Guzzetti, F. and Reichenbach P. (2004). Landslide inventories and their statistical properties. *Earth Surf Process Landforms* 29. pp. 687–711.
- Malamud, BD., Turcotte, DL., Guzzetti, F. and Reichenbach, P. (2004b). Landslides, earthquakes and erosion. *Earth Planet Sc Lett* 229. pp.45–59
- McEntire, D.A. and Fuller, C. (2002). The need for a holistic theoretical approach: An examination from El Nino disasters in Peru. *Disaster Prevention and Management* 11(2). pp. 128-140.
- Medina, V., Hrlimann, M. and Bateman, A. (2008). Application of flatmodel, a 2d finite volume code, to debris flows in the northeastern part of the iberian peninsula. *Landslides* 5, pp. 127–142.
- Melchiorre, C., Matteucci, M., Azzoni, A. and Zanchi, A. (2008). Artificial neural networks and cluster analysis in landslide susceptibility zonation. *Geomorphology* 94. pp. 379–400.
- Mirgili Martin, Marchant S., Carla y Moreiras, Stella M. (2015). Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina. *Revista colombiana de geografía*. Vol 24, n° 2, jul-dic de 2015. pp. 113-131.
doi: dx.doi.org/10,15446/rcdg.v24n2.50211

- Mergili, M., Schratz, K., Ostermann, A. and Fellin, W. (2012). Physically based modelling of granular flows with open source gis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12(1), pp. 187–200. doi:10.5194/nhess-12-187-2012.
- MINAM. (2008). Disponibilidad de agua en el Perú según región hidrográfica. Dirección General de Investigación e Información Ambiental – DGIA-MINAM.
<https://sinia.minam.gob.pe/sites/default/files/archivos/public/docs/745.jpg>
- MINAM. (2008). Disponibilidad de agua en el Perú según región hidrográfica. Dirección General de Investigación e Información Ambiental – DGIA-MINAM.
<https://sinia.minam.gob.pe/sites/default/files/archivos/public/docs/745.jpg>
- MINEDU. (2016). Las 8 Regiones naturales del Perú. Ministerio de Educación del Perú. Carpeta Pedagógica – Plataforma educativa de recursos digitales.
<http://cienciageografica.carpetapedagogica.com/2011/08/8-regiones-naturales-del-peru.html>
- MINEMA. (2019). Disaster Management. Ministry in charge of emergency management.
https://www.flickr.com/photos/midimar_gov/page2/
- Montenegro Agreda, Sara María. (2014). Geografía del Perú. Universidad Alas Peruanas - UAP. Facultad de Turismo, Hotelería y Gastronomía UAP. pp. 200.
- Montgomery, DR. and Dietrich, WE. (1994). A physically based model for the topographic control on shallow landslides. *Water Resour Res* 30(4): pp. 1153–1171
- Morales, B. (1966). The Huascarán avalanche in the Santa Valley, Peru. In *Proceeding, International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches*, Davos, Switzerland, 5-10 April 1965, International Association Scientific Hydrology Publication No. 69, pp. 304-315.
- Morgan R P C. (2005). *Soil Erosion and Conservation*. Blackwell, Oxford, 304pp.
- Morgenstem, NR. and Price, VE. (1965). The analysis of the stability of general slip surface. *Geotechnique* 15. pp.79–93.
- Nadim, Farrokh, Oddvar Kjekstad, Pascal Peduzzi, Christian Herold y Christian Jaedicke. (2006). “Global Landslide and Avalanche Hotspots”. *Landslides* 3: pp. 159-173. doi: 10.1007/s10346-006-0036-1.
- Ngecu, W.M. and Ichangi, D.W. (1998). The environmental impact of landslides on the population living on the eastern footslopes of the Aberdare ranges in Kenya: a case study of Maringa village landslide. *Environmental Geology*, 38 (3): pp. 259-264.

- Nyssen, J., Moeyersons, J., Poesen, J., Deckers, J. and Mitiku H. (2003). The environmental significance of the remobilization of ancient mass movements in the Atbara-Tekeze headwaters near Hagere Selam, Tigray, Northern Ethiopia, *Geomorphology*.
- NOAA. (2018a). Cold and Warm episodes by season, Historical El Nino/La Nina episodes (1950–present), National Oceanic and Atmospheric Administration National Hurricane Center, available.
http://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php
- NOAA. (2018b). Historical Hurricane Tracks, available at: <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>, last access: 20 February 2018.
- Norris, JE. and Greenwood, JR. (2006). Assessing the role of vegetation on soil slopes in urban areas. In *IAEG2006: Engineering Geology for Tomorrow's Cities – Proceedings of the 10th IAEG International Congress*, Nottingham, UK. The Geological Society of London, London, UK, IAEG paper 744 (CD-ROM).
http://iaeg2006.geolsoc.org.uk/cd/PAPERS/IAEG_744.pdf
- O'Brien, J.S., Julien, P.Y. and Fullerton, W. (1993). Two-dimensional water flood and mudflood simulation. *J. Hydraul. Eng.* 119, pp. 244–260.
- Okada, K., Makihara, Y., Shimpo, A., Nagata, K., Kunitsugu, M. and Saito K. (2001). Soil water index. *Tenki* 47. pp. 36–41.
- Oku, Y., Yoshino, J., Takemi, T. and Ishikawa, H. (2014). Assessment of heavy rainfall-induced disaster potential based on an ensemble simulation of Typhoon Talas (2011) with controlled track and intensity. *Nat Hazard Earth Sys* 14. pp. 2699–2709.
- Oliver-Smith, A. (1996). Anthropological research on hazards and disaster. || *Annual Review of Anthropology* 25: pp. 303-328.
- Oliver-Smith, A. (1999). Peru's five-hundred-year earthquake: Vulnerability in historical context. pp. 74-88. in Oliver-Smith, Anthony and Hoffman, Susanna M. (1999). *The Angry Earth: Disaster in Anthropological Perspective*. Routledge: New York, NY.
- Oliver-Smith, A. (1999). The brotherhood of pain: Theoretical and applied perspective on post-disaster solidarity. pp. 156-172 in Oliver-Smith, Anthony and Hoffman, Susanna M. (1999). *The Angry Earth: Disaster in Anthropological Perspective*. Routledge: New York, NY.
- Oliver-Smith, A. and Goldman, R.E. (1988). Planning goals and urban realities: Post-disaster reconstruction in a third world city. || *City & Society* 2. pp. 105-126.

- Okada, K., Makihara, Y., Shimpo, A., Nagata, K., Kunitsugu, M. and Saito, K. (2001). Soil water index. *Tenki* 47. pp. 36–41.
- Osanai, N., Shimizu, T., Kuramoto, K., Kojima, S. and Noro, T. (2010). Japanese early-warning for debris flows and slope failures using rainfall indices with radial basis function network. *Landslides* 7. pp. 325–338.
- Ouyang, C., He, S., Xu, Q., Luo, Y. and Zhang, W. (2013). A MacCormack-TVD finite difference method to simulate the mass flow in mountainous terrain with variable computational domain. *Computers & Geosciences* 52, pp. 1-10 .
- Oven, K.J., Petley, D.N., Rigg, J.R., Dunn, C.E. and Rosser, N.J. (2008). Landscape, livelihoods and risk: A study of community vulnerability to landslide events in Central Nepal, in: *Climate change and disaster risk reduction*, edited by: Aryal, K. R. and Gadema, Z., Disaster and Development Centre, School of Applied Science, Northumbria University, pp. 94–102.
- Pack, RT., Tarboton, DG. and Goodwin, CN. (1998). The SINMAP approach to terrain stability mapping. 8th Congress of the International Association of Engineering Geology, Vancouver, British Columbia, Canada. pp. 21–25. September 1998.
- Pal, M. and Mather, P. (2003). An assessment of the effectiveness of decision tree methods for land cover classification. *Remote Sens Environ* 86. pp. 554–565.
- Paudel, U., Oguchi, T. and Hayakawa, Y. (2016). Multi-resolution landslide susceptibility analysis using a DEM and random Forest. *Int J Geosci* 7. p. 726.
- Pazzaglia, FJ., Gardner, TW. and Merritts, DJ. (1998). Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union* 107. pp. 207–236.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L. and McMahon, T.A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 11, pp. 1633–1644.
<http://dx.doi.org/10.5194/hessd-4-439-2007>
- Perera, ENC., Jayawardana, DT. and Jayasinghe, P. (2017). A Rainfall Intensity-Duration Threshold for Mass Movement in Badulla, Sri Lanka. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 5. pp. 135 – 152.
<http://www.scirp.org/journal/gep>
ISSN Online: 2327-4344
ISSN Print: 2327-4336
- Persichillo, MG., Bordoni, M. and Meisina, C. (2016). The Role of Land Use Changes in the Distribution of Shallow Landslides. *Science of the Total Environment*, 574, pp. 924-944.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.125>

Peruccacci, S., Brunetti, M.T., Luciani, S., Vennari, C. and Guzzetti, F. (2012). Lithological and seasonal control of rainfall thresholds for the possible initiation of landslides in central Italy. *Geomorphology* 139-140. pp. 79–90.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.10.005>.

Peruccacci, S., Brinetti, M., Gariano, S., Melillo, M., Rossi, M. and Guzzetti, F. (2017). Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Elservier - Geomorfología*, 290-140 (2017). pp. 39–57.

<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.03.031>

Petley, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides, *Geology*, 40, pp. 927–930, <https://doi.org/10.1130/G33217.1>,

Philander, S.G.H. (2004). On El Nino & the uncertain science of global warming. *Daedalus* 133(2). pp. 105-108.

PMA-GCA (Proyecto Multinacional Andino-Geociencias para las Comunidades Andinas). (2007). *Conozcamos los peligros geológicos en la región andina*. Santiago de Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería, *Publicación Geológica Multinacional* 5.

Polemio, M. and Sdao, F. (1999). The role of rainfall in the landslide hazard: the case of the Avigliano urban area (Southern Apennines, Italy). *Eng Geol* 53(3). pp 297–309.

Polemio, M. and Petrucci, O. (2000). Rainfall as a Landslide Triggering Factor: An Overview of Recent International Research. In *Landslides in Research, Theory and Practice, Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides*, Cardiff, UK, 26–30 June 2000; Thomas Telford Ltd.: London, UK. Volume 3, 8p.

Polemio, M. and Petrucci, O. (2010). Occurrence of landslide events and the role of climate in the twentieth century in Calabria, southern Italy. *Q J Eng Geol Hydrogeol* 43(4). pp. 403–415.

Popescu, M.E. (2002). Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. Keynote Lecture, *Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures*, Singapore, pp. 61-81.

Prieto, C. (1985). Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas. *Geología y prevención de riesgos por inundaciones*, Instituto Geológico y Minero de España, pp. 117-192.

Pudasaini, S.P., Wang, Y. and Hutter, K. (2005). Modelling debris flows down general channels. *Natural Hazards and Earth System Science* 5(6), pp. 799-819.

Ramos, A., Trujillo-Vela, M. y Prada, L. (2015). Análisis descriptivos de procesos de remoción en masa en Bogotá. *Obras y Proyectos* 18, pp. 63-75

<http://dx.doi.org/10.4067/S0718-28132015000200006>

Ray, R.L. and Jacobs J.M. (2007). Relation ships among remotely sensed soil moisture, precipitation and landslide events. *Nat. Hazards* 2007, 43. pp. 211–222. [CrossRef]

Ray R.L.; Jacobs J.M. and Cosh M.H. (2010). Landslide susceptibility mapping using downscaled AMSR-E soil moisture: A case study from Cleveland Corral, California, US. *Remote Sens. Environ.* 2010, 114. pp. 2624–2636. [CrossRef]

Richards, LA. (1931). Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Journal of Applied Physics* 1(5): pp. 318–333.

Rickenmann, D., Laigle, D.M.B.W., McArdell, B.W. and Hübl, J. (2006). Comparison of 2D debris-flow simulation models with field events. *Computational Geosciences* 10(2), pp. 241-264.

Rosi, A., Peternel, T., Jemec-Auflič, M., Komac, M., Segoni, S. and Casagli, N. (2016). Rainfall thresholds for rainfall-induced landslides in Slovenia. *Landslides* (Article in Press)

Saito, H., Nakayama, D. and Matsuyama, H. (2009). Comparison of landslide susceptibility based on a decision-tree model and actual landslide occurrence: the Akaishi Mountains, Japan. *Geomorphology* 109. pp. 108–121.

Saito, H., Nakayama, D. and Matsuyama, H. (2010a). Relationship between the initiation of a shallow landslide and rainfall intensity–duration thresholds in Japan. *Geomorphology* 118. pp. 167–175.

Saito H., Nakayama D. and Matsuyama H. (2010b). Two types of rainfall conditions associated with shallow land slide initiation in Japan as revealed by Normalized Soil Water Index. *SOLA6*. pp. 57–60.

Saito H. and Matsuyama H. (2012). Catastrophic landslide disasters triggered by record-breaking rainfall in Japan: their accurate detection with normalized soil water index. *SOLA 8*. pp. 81–84.

Saito H., Murakami W., Daimaru H. and Oguchi T. (2017). Effect of forest clear cutting on landslide occurrences: analysis of rainfall thresholds at Mt. Ichifusa, Japan. *Geomorphology* 276. pp. 1–7.

Sassa K. (2005). Landslide disasters triggered by the 2004 Mid-Niigata Prefecture earthquake in Japan. *Landslides* 2. pp. 135–142.

Sánchez-Núñez, Juan Manuel, Macias, José Luis, Zamorano-Orozco, José Juan, Saucedo, Ricardo, Torres, José Ramón, & Novelo, David. (2012). Mass movement processes at the Motozintla Basin, Chiapas, Southern Mexico. *Geofísica internacional*, 51(2), 169-186. Recuperado en 19 de julio de 2019

http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0016-71692012000200006&lng=es&tlng=en.

Stahli, M., Sattelle, M., Huggel, C., McCardell, B.W., Lehmann, P., Van Hwijnen, A., Berne, A., Schleiss, M.,Springman, M. (2015). Monitoring and prediction in early warning systems for rapid mass movements. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, pp. 905–917.

www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/15/905/2015/

doi:10.5194/nhess-15-905-2015

Scheidl C. and Rickenmann D. (2010). Empirical prediction of debris-flow mobility and deposition on fans *Earth Surf Process Landf.* 35(2). pp. 157–173.

Scheidl C. and Rickenmann D. (2011). Top flow DF - a Simple Gis Based Model to Simulate Debris-Flow Runout on the Fan. In: Genevois, D.P.A., Hamilton, R. (eds.) 5Th International Conference on Debris-Flow Hazards: Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment.

Schuster, Robert y Lynn M. Highland. (2001). Socioeconomic and Environmental Impacts of Landslides in the Western Hemisphere. U. S.: Dept. of the Interior, U. S. Geological Survey.

Schuster, Roberth, Daniel A. Salcedo y Luis Valenzuela. (2002). “Overview of Catastrophic Landslides of South America in the Twentieth Century”. *Reviews in Engineering Geology* 15:1-34.

Schneevoigt N., VanderLinden S., Thamm H. and Schrott L. (2008). Detecting Alpine landforms from remotely sensed imagery. A pilot study in the Bavarian Alps. *Geomorphology* 93. pp. 104–119.

Segoni S., Lagomarsino D., Fanti R., Moretti S. and Casagli N. (2015b). Integration of rainfall thresholds and susceptibility maps in the Emilia Romagna (Italy) regional-scale landslide warning system. *Landslides* 12. pp. 773–785.

Senamhi. (2015). Boletín semanal de lluvias: Regiones Costa, Andina y Amazónica. Informe de lluvias de la semana del 25 de enero de 2015 y Pronósticos de lluvias para la semana del 31 de enero al 06 de febrero de 2015. Dirección de Meteorología.

Senamhi. (2002). Mapa climático del Perú. Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú.

<https://debconsulting.weebly.com/peruacute-clasif-climat-senamhi---wt.html>

Sepúlveda S. A. and Petley D.N. (2015). Regional trends and controlling factors of fatal landslides in Latin America and the Caribbean, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, pp. 1821–1833.

<https://doi.org/10.5194/nhess-15-1821-2015>,

- Shroder JF. and Bishop MP. (1998). Mass movement in the Himalaya: new insights and research directions. *Geomorphology* 2. pp. 13–35.
- Sicha Pérez, Marco Antonio. (2012). *Geomorfología del Territorio Peruano*. Instituto de Ciencias y Humanidades – Colegio Bertolot Brecht.
<https://pt.slideshare.net/MARCOASP/geomorfologia-del-territorio-peruano-12245411>
- Smyth C.G. and Royle S.A. (2000). Urban landslide hazards: incidence and causative factors in Niterói, Rio de Janeiro State, Brazil, *Appl. Geogr.*, 20, pp. 95–118.
[https://doi.org/10.1016/S01436228\(00\)00004-7](https://doi.org/10.1016/S01436228(00)00004-7),
- Southworth S., Schultz A., Denenny D. and Triplett J. (2005). *Surficial geologic map of the Great Smoky Mountains National Park Region, Tennessee and North Carolina*. US Geological Survey Professional Report and Geological Map, scale 1:100,000.
- Spencer E. (1967). A method of analysis of the stability of embankments assuming parallel inter-slice forces. *Geotechnique* 12. pp. 11–26.
- Suárez, J. (1998). *Deslizamientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales*. Ed. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia
- Sugawara M., Ozaki E., Watanabe I. and Katsuyama Y. (1974). Tank model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. *Res Note Natl Res Center Disaster Prev* 11. pp. 1–64.
- Sujit M. (2015). Upslope Contributing Area, Topographic Wetness and Landsliding: A Case study of the Shivkhola Watershed, Darjiling Himalaya. *Int. Res. J. Earth Sci.* 3. pp. 2321–2527.
- Tantalean del Aguila M.A. (2010). *El Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres en el Perú*. Secretaría de Gestión del Riesgo de Desastres – Presidencia del Consejo de Ministro. p. 30.
- Texeira Guerra, Antonia J., Agustine Fullen, Michael, Oliveira Jorge, María do Carmo and Rodríguez Bezerra, Fernando J. (2016). Slope Processes, Mass Movements and Soil Erosion: A Review. *Pedosphere* ISSN 1002-0160/CN 32-1315/P. pp. 23.
<http://www.cnki.net/kcms/detail/32.1315.P.20160627.1639.038.html>
doi:10.1016/S1002-0160(15)600
- Tiranti D. and Rabuffetti D. (2010). Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for an operational warning system implementation. *Landslides* 7. pp. 471–481.
- Tiranti D., Rabuffetti D., Salandin A. and Tararbra M. (2013). Development of a new translational and rotational slides prediction model in Langhe hills (north-western Italy) and its application to the 2011 March landslide event. *Landslides* 10. pp.121–138.

- Trenberth, K. E. (1997). The Definition of El Nino. || Bulletin of the American Meteorological Society 78(2). pp. 2771-2777.
- Tsai TL., Chen HF. (2010) Effects of degree of saturation on shallow landslides triggered by rainfall. Environ Earth Sci 59(6). pp. 1285–1295.
- Tsai TL., Wang JK. (2011) Examination of influences of rainfall patterns on shallow landslides due to dissipation of matric suction. Environ Earth Sci 63(1). pp. 65–75.
- Tsangaratos P. and Iliá I. (2016). Landslide susceptibility mapping using a modified decision tree classifier in the Xanthi Perfection, Greece. Landslides 13. pp. 305–320.
- Tucker G. and Slingerland R. (1997). Drainage basin responses to climate change. Water Resour Res 33. pp. 2031–2047.
- Tuhua M., Lu ZM. and Changjiang Li. (2015). Rainfall Intensity-Duration Thresholds for the Initiation of Landslides in Zhejiang Province, China. Geomorphology, 245, pp. 193-206.
- UNEP (United Nations Environment Programme) (2012). Early Warning Systems: A State of the Art Analysis and Future Directions. Division of Early Warning and Assessment (DEWA), United Nations Environment Programme (UNEP), Nairobi, ISBN: 978-92-8073263-4.
- UNIDRR (2015). Perfil de riesgo y desastre en Perú – Estadísticas e indicadores básicos de país (2014). Wordbank.
<https://www.preventionweb.net/countries/per/data/>
- University Oxford. (2016). Chapter 12 – Mass Wasting.
<https://cpb-us-w2.wpmucdn.com/u.osu.edu/dist/6/14404/files/2016/03/Nance-Chapter-12-Lecture-PPT-2hwtopf.pdf>
- USGS (2008) Manual de derrumbes: Una guía para entender todo sobre los derrumbes. Publicación conjunta por Lynn M. Highland (USGS) y Peter Bobrowsky (GSC).
- Van Genuchten MT. (1980). A closed-form equation for predicting hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Sci Soc Am J 44. pp. 892–898.
- Van Westen C.J., Castellanos E. and Kuriakose S.L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: An overview. Eng. Geol. 102, pp. 112–131. [CrossRef]
- Varnes DJ. (1978). Slope Movement Types and Processes. In: Schuster, R.L. and Krizek, R.J., Eds., Landslide Analysis and Control, Special Report 176, Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC, pp. 12-33.

Vasu NN., Lee S., Pradhan AMS., Kim Y., Kang S. and Lee D. (2016). A New Approach to Temporal Modeling for Landslide Hazard Assessment Using an Extreme Rainfall Induced-Landslide Index. *Engineering Geology*, 215, pp. 36-49.

<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.10.006>

Villacorta Sandra, Fidel Lionel y Zavala Bilberto. (2012). Mapa de susceptibilidad por movimiento en masa del Perú. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 69(3). Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. pp. 393 – 399.

https://www.researchgate.net/publication/258627841_Mapade_susceptibilidad_por_movimientos_en_masa_del_Peru

Wang, C., Li, S. and Esaki, T. (2008). GIS-based two-dimensional numerical simulation of rainfall-induced debris flow. *Natural Hazards and Earth System Science* 8(1), pp. 47-58.

Wegmann KW. (2006). Digital landslide inventory for the Cowlitz County urban corridor, Washington; version 1.0: Washington Division of Geology and Earth Resource Report of Investigations 35, 24 pp., 14 maps, scale 1:24,000.

Wieczorek, G. F., 1996. Landslide Triggering Mechanisms in Landslides – Investigations and Mitigation. Special Report 247. A. K. Turner y R. L. Schuster, Editores. Transportation Research Board. National Research Council, National Academic Press, Washington, DC, USA, p.76-90.

Wieczorek, G. F. and Sarmiento, J. (1988). Rainfall, piezometric level and debris flows near La Honda, California, in storms between 1975 and 1983, Landslides, floods, and marine effects of the storm of 3–5 January, 1982, in the S. Francisco Bay Region, California, edited by: Ellen, S. D. and Wieczorek, G. F., U.S. Geological Survey Professional paper, 1434, pp. 43–62.

Wilson, R. C. (2000). Climatic variations in rainfall thresholds for debrisflow activity, Proc. EGS Plinius Conf. Mediterranean Storms, Maratea, Italy, pp. 415–424.

Wooten R., Gillon KA., Witt AC., Latham RS., Douglas TJ., Bauer JB., Fuemmeler SJ. and Lee LG. (2008). Geologic, geomorphic, and meteorological aspects of debris flow triggered by Hurricanes Frances and Ivan during September 2004 in the Southern Appalachian Mountains of Macon County, North Carolina (Southeastern USA). *Landslides* 5. pp. 31–44.

Xu M., Watanachaturaporn P., Varshney P. and Arora M. (2005). Decision tree regression for soft classification of remote sensing data. *Remote Sens Environ* 97. pp. 322–336.

Zaman M.Q. (1999). Vulnerability, disaster, and survival in Bangladesh: Three case studies. || pp. 192-212 in Oliver-Smith, Anthony and Hoffman, Susanna M. (1999). *The Angry Earth: Disaster in Anthropological Perspective*. Routledge: New York, NY.

Zhang F., Chen W., Liu G., Liang S., Kang C. and He F. (2012). Relationships between landslide type and topographic attributes in a loess catchment, China. *J. Mt. Sci.* 9. pp. 742–751. [CrossRef] 14.

Žic, E., Arbanas, Ž., Bićanić, N., and Ožanić, N. (2015). A model of mudflow propagation downstream from the Grohovo landslide near the city of Rijeka (Croatia), *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 15, pp. 293–313.

doi:10.5194/nhess-15-293-2015,