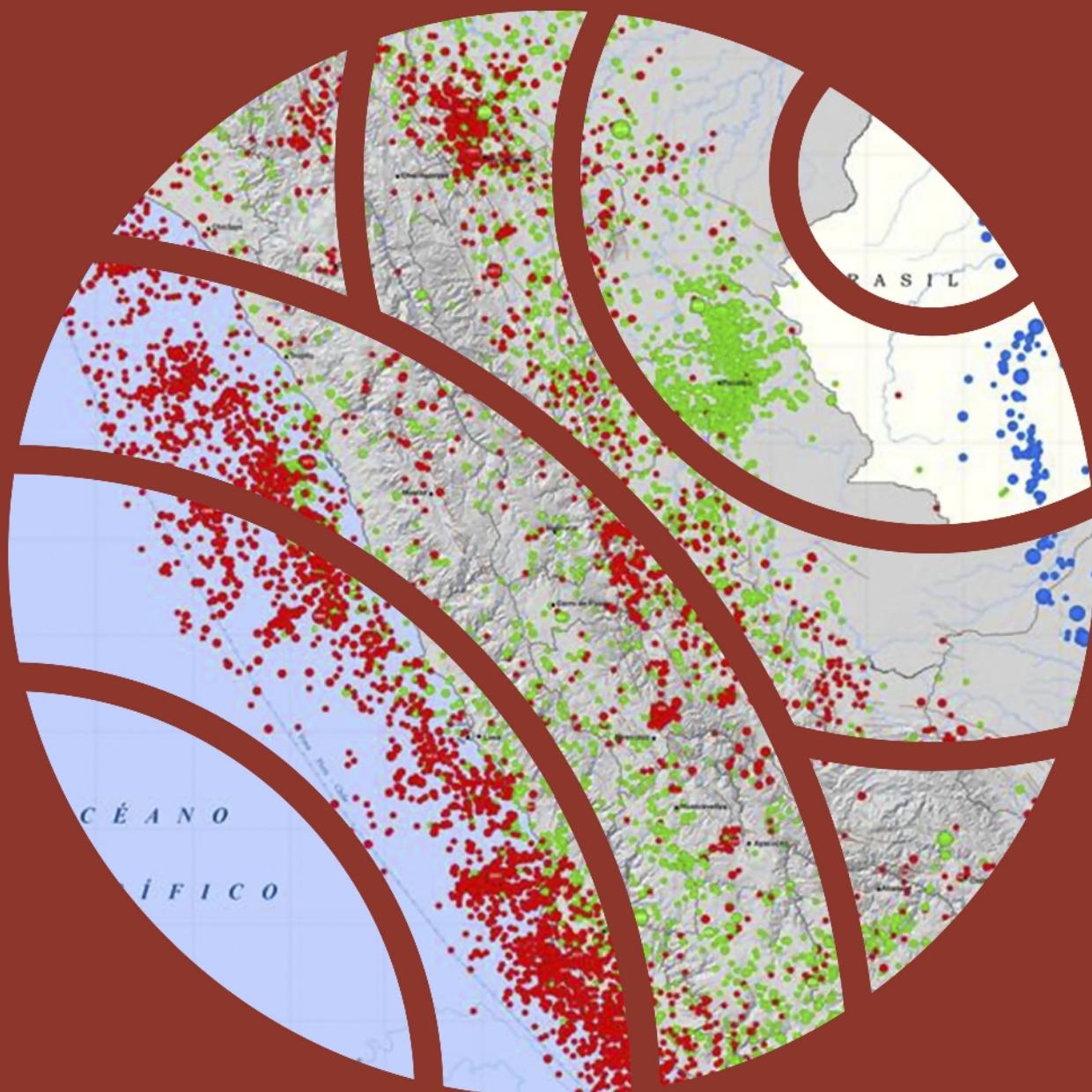


# Análisis y evaluación de los patrones de sismicidad y escenarios sísmicos en el borde occidental del Perú

Informe Técnico N° 004-2020/IGP



**Instituto Geofísico del Perú**

Presidente Ejecutivo: Hernando Tavera

Director Científico: Danny Scipión

**Informe Técnico**

Análisis y evaluación de los patrones de sismicidad y escenarios sísmicos en el borde occidental del Perú

**Autor**

Hernando Tavera

Este informe ha sido producido por el Instituto Geofísico del Perú

Calle Badajoz 169 Mayorazgo

Teléfono: 51-1-3172300

## RESÚMEN

A fin de evaluar los escenarios de posibles sismos de gran magnitud a ocurrir frente al borde occidental del Perú, se analiza los patrones de sismicidad y deformación cortical; además de los aportes científicos realizados por diversos autores sobre el pronóstico de ocurrencia de grandes sismos. El análisis espacial de sismos muestra su disminución frente a la costa de las regiones de Lima - Callao, Moquegua y Tacna, lo cual sugiere que en dichas áreas se está acumulando esfuerzos que se liberarían con un evento sísmico de gran magnitud. Asimismo, la distribución espacial de áreas de ruptura de grandes sismos muestra la presencia de lagunas sísmicas frente a la costa de Lima, Moquegua, Tacna y en toda la región norte del Perú. Estos resultados son coherentes con la identificación de asperezas en las mismas áreas, usando métodos estadísticos y bases de datos homogéneos.

Asimismo, el análisis y evaluación de datos GPS (Global Positioning System) han permitido identificar la presencia de zonas de máximo acoplamiento sísmico (ZMAS) sobre la superficie de fricción entre las placas de Nazca y Sudamericana, coincidiendo su ubicación con las áreas con ausencia de sismicidad, lagunas sísmicas y asperezas. Frente a la región Lima y el Callao, la ZMAS tiene un área de  $460 \times 150 \text{ km}^2$  que daría origen a un sismo de magnitud M8.8; frente a las regiones Ica-Arequipa un área de  $150 \times 100 \text{ km}^2$  que produciría un sismo de magnitud M7.9 y frente a las regiones Moquegua-Tacna de  $210 \times 130 \text{ km}^2$  que produciría un sismo de magnitud M8.2. En el caso de Lima Metropolitana y el Callao, el sismo de magnitud M8.8 produciría niveles de sacudimiento del suelo superior a  $500 \text{ cm/seg}^2$ .

## **ÍNDICE**

### **RESÚMEN**

#### **1.- INTRODUCCIÓN**

#### **2.- SISMICIDAD GLOBAL**

#### **3.- PREDICCIÓN Y PRONÓSTICO**

##### **3.1.- Predicción a corto plazo**

##### **3.2.- Predicción a largo plazo**

#### **4.- SISMICIDAD EN PERÚ**

##### **4.1.- Tipos de sismos**

##### **4.2.- Distribución espacial de la sismicidad**

##### **4.3.- Geometría de la subducción**

#### **5.- MAGNITUD E INTENSIDAD**

##### **5.1.- Magnitud**

##### **5.2.- Intensidad**

##### **5.3.- Sismo, temblor y terremoto**

#### **6.- PRONOSTICO DE SISMOS EN PERÚ**

##### **6.1.- Lagunas sísmicas**

##### **6.2.- Identificación de asperezas**

##### **6.3.- Zonas de máximo acoplamiento sísmico (ZMAS)**

#### **7.- MAGNITUD Y NIVELES DE SACUDIMIENTO DEL SUELO**

##### **7.1.- Magnitud del sismo en la región central**

##### **7.2.- Niveles de sacudimiento del suelo**

##### **7.3.- Intensidades regionales**

#### **8.- RIESGO POR EXPOSICIÓN**

#### **CONCLUSIONES**

#### **BIBIOGRAFIA**

## 1.- INTRODUCCIÓN

Nuestro planeta Tierra tiene una edad del orden de 4,543 miles de millones años y desde aproximadamente 250 millones, el único continente conocido como Pangea inicia su proceso de fragmentación en varios continentes que se desplazan en diferentes direcciones, permitiendo en el tiempo, que ocupen la actual posición (Figura 1). Todo este proceso fue científicamente sustentando con la teoría de la tectónica de placas y se desarrolló produciendo eventos sísmicos y erupciones volcánicas. Considerando que las placas tectónicas continúan desplazándose, a la fecha se ha logrado proyectar a futuro su nueva ubicación, por ejemplo, dentro de 150 millones de años (Figura 1). Los sismos y las erupciones volcánicas son dos de las más importantes manifestaciones de la evolución del planeta Tierra y los cambios que ellos producen y que visibles para el ser humano, son las continuas transformaciones de la superficie dando origen a la presencia de cordilleras, valles, quebradas, volcanes y cañones profundos.

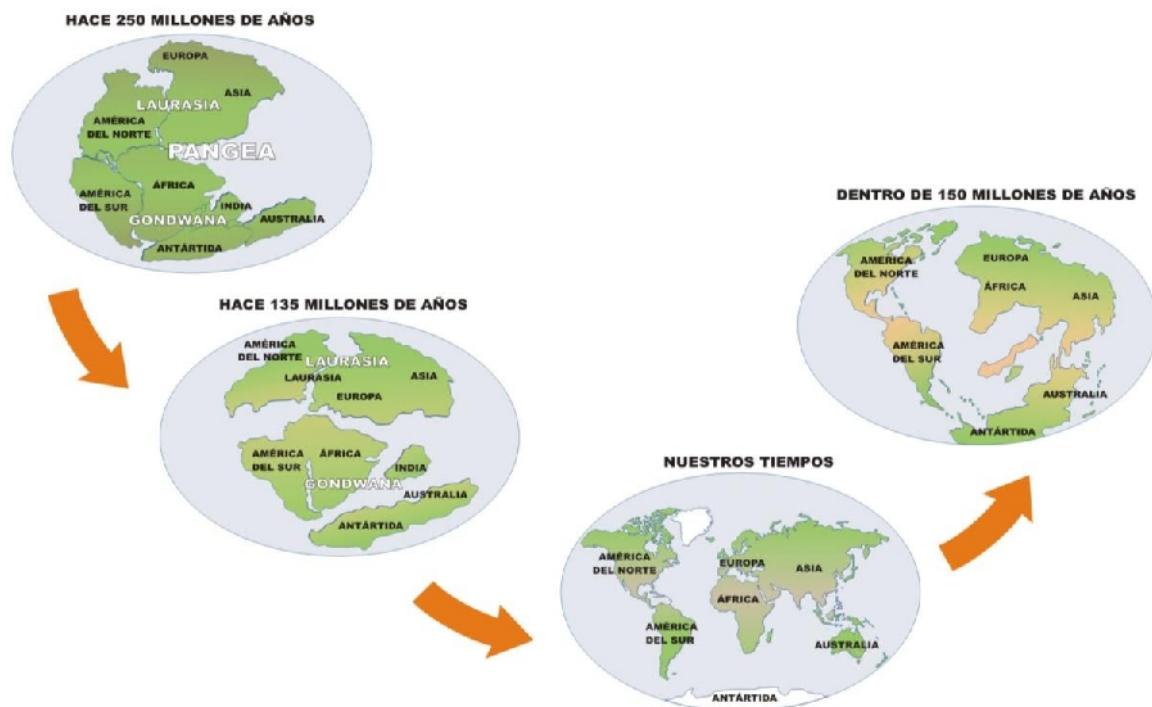


Figura 1: Deriva de los continentes en los últimos 250 millones de años (Fuente: [e-educativa.catedu.es](http://educativa.catedu.es))

Desde el punto de vista de la geofísica, la estructura interna de la Tierra está compuesta por un núcleo, un manto interno y externo, y una corteza, sea continental u oceánica. El núcleo está constituido por materiales de fierro sometido a temperaturas por encima de los 5000°C; por lo tanto, todas las rocas que lo rodean se encuentran en estado líquido y semilíquido que conforme se alejan del núcleo, cerca de la superficie, se enfrián para formar las placas. El núcleo, debido a sus altas temperaturas, moviliza el material líquido dando origen a las corrientes de convección que en su proceso (Figura 2), expulsan material caliente a la base de las placas oceánicas, que al introducir como cuñas, facilitan su fragmentación y en consecuencia, producen la expansión de los fondos oceánicos. Este proceso continuo moviliza a las placas en diferente dirección, produciendo en algunos casos su colisión y/o separación combinada; es decir, continente con respecto a otro continente, océano con respecto a otro océano o combinados.

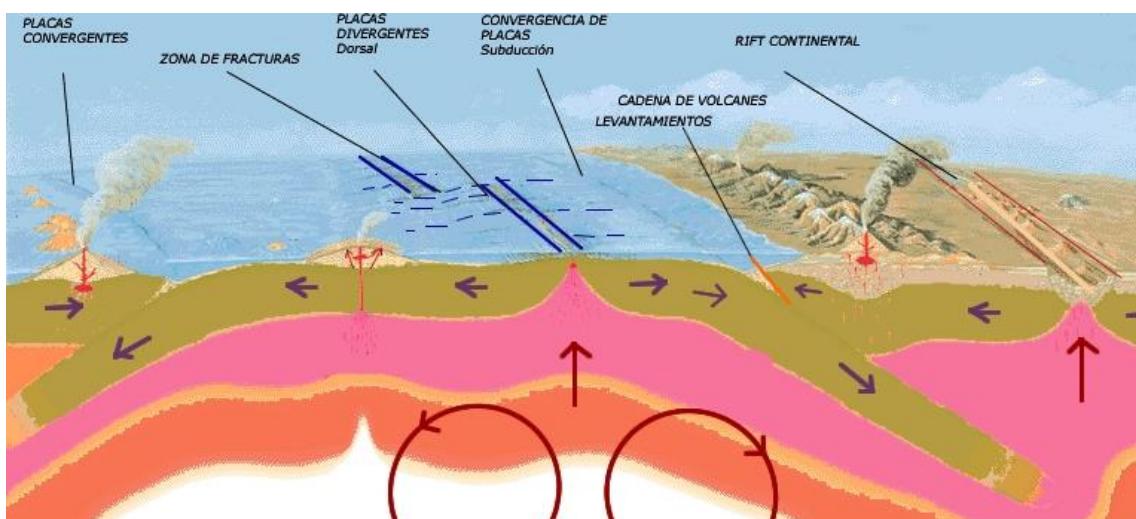


Figura 2: Esquema que muestra la tectónica de placas y la expansión de los fondos oceánicos  
(Fuente: [sites.google.com](http://sites.google.com))

En el caso del Perú, las placas de Nazca y Sudamericana colisionan frontalmente, permitiendo que la primera se introduzca por debajo de la segunda, dando origen al proceso conocido como subducción. Este proceso se desarrolla a una velocidad de 7 a 8 cm/año (DeMets et al, 1980; Norabuena et al, 1999; Villegas-Lanza et al, 2016) y en el tiempo provocó el levantamiento de la Cordillera Andina con una velocidad promedio de 4

mm/año (Deverchere et al, 1989), y en consecuencia su deformación, dando origen a la presencia de fracturas o fallas geológicas. En este escenario, surge otro agente erosivo como las lluvias y en conjunto, han dado origen a los valles, quebradas y cañones. Como parte de este proceso, se han formado las cadenas volcánicas a lo largo de todo el territorio peruano, habiendo cesado el proceso para la región centro y norte del Perú hace más de 8 millones de años atrás, quedando como únicos testigos la presencia de un gran número de fuentes termales, por ejemplo, en Cajamarca (Baños del Ica), Ancash (Chancos) y Lima (Churín). Actualmente, los volcanes activos se encuentran únicamente en la región sur del Perú y en mayor número en Ayacucho, Arequipa, Moquegua y Tacna.

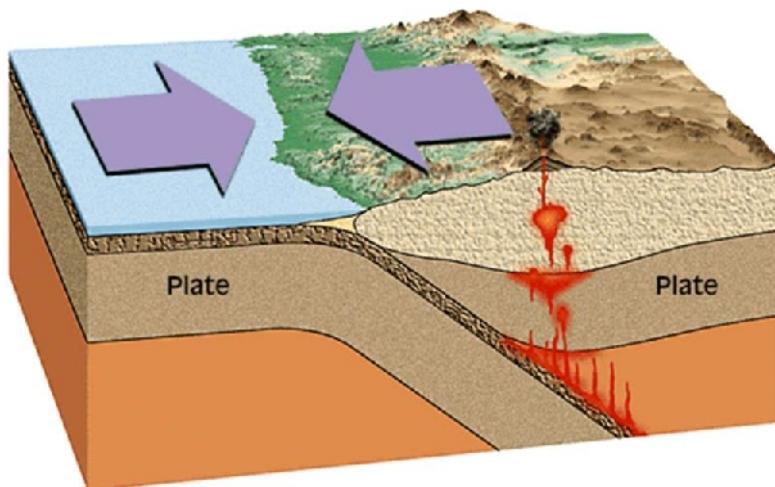


Figura 3: Esquema que muestra el desarrollo del proceso que permite la formación de volcanes en la región sur del Perú (Fuente: [geobas.blogspot.com](http://geobas.blogspot.com))

La evolución del planeta Tierra y la continua transformación de su morfología se ponen de manifiesto con erupciones volcánicas y con la ocurrencia continua de sismos de variada magnitud a diferentes niveles de profundidad. En este sentido, la ciencia busca predecir o pronosticar la ocurrencia de estos peligros y por otro lado, seguir los procedimientos necesarios para reducir la vulnerabilidad de la población y de sus ciudades.

## 2.- SISMICIDAD GLOBAL

La distribución geográfica de los terremotos en el mundo no es al azar; sino que existen zonas sísmicas muy bien definidas y otras donde hay ausencia total o parcial de sismos y que además, ocupan mayor superficie en el planeta. Además, la distribución de los sismos coincide con la distribución de los cinturones orogénicos recientes y de áreas volcánicas, tal es el caso del llamado Cinturón de Fuego del Pacífico (CFP), región donde la Tierra cada año libera más del 80% de la energía acumulada en su interior y lo hace con sismos y erupciones volcánicas.

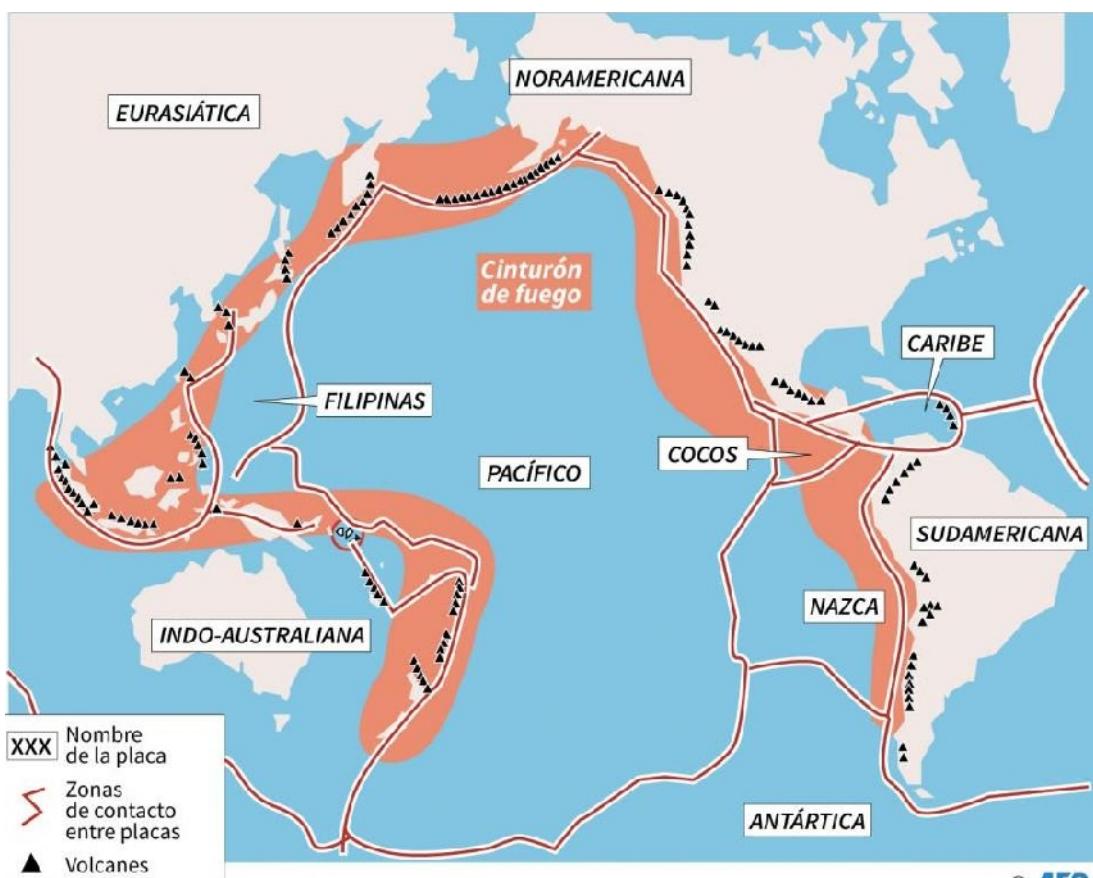


Figura 4: Cinturón de Fuego del Pacífico y distribución de volcanes y las principales placas tectónicas (Fuente: Código Público)

El CFP está conformado por el arco de las Islas Aleutinas, Kamtchatka, Kuriles y las costas orientales de las islas japonesas. La zona sísmica sigue por dos ramales, el primero pasa por Formosa y el arco de las Filipinas, y el

segundo sigue hacia el Este pasando por las islas Bonin, Marianas, Guam y las Carolinas occidentales. Ambos ramales se juntan en Nueva-Guinea cerrando el círculo en las islas Salomón, Nuevas Hébridas, las islas Fidji, Tonga y Kermadec, y Nueva Zelanda. En todas estas zonas, los focos sísmicos alcanzan profundidades de hasta 750 km y en profundidad definen las zonas conocidas como de subducción o Benioff (subducción de la placa oceánica bajo el continente), a excepción de Nuevas Hébridas. En el extremo sureste del Pacífico, la zona sísmica está asociada a un rift oceánico que se inicia en las islas Ballena en la Antártida pasando por la isla de Pascua y Galápagos, en donde los sismos presentan focos a profundidades menores a 60 km. En el extremo oriental del Pacífico, los sismos están presentes en las Antillas del Sur para remontarse a lo largo del litoral del Pacífico en América del Sur bajo la Cordillera Andina en donde los sismos nuevamente alcanzan profundidades del orden de 750 km, para luego seguir por las Antillas, México, California y Alaska, cerrando el círculo en las islas Aleutinas.

Otra de las zonas sísmicas es la llamada Zona Sísmica Transasiática, que considera a los sismos con origen en el sistema orogénico alpino, después de España y África del Norte, para luego llegar a las cadenas del Asia central pasando por Birmania e Indonesia y finalmente, unirse con el círculo circumpacífico en el mar de Banda. Asimismo, los Rifts Oceánicos (Indo-Atlántico e Indo-Antártico) reagrupan a los sismos que separan en dos partes al océano Atlántico y al Índico, siendo estos de magnitud moderada y focos a menos de 60 km de profundidad.

Al final, los alineamientos de sismos sobre el globo permiten delinear la geometría de las placas litosféricas en cuyos bordes ocurren los sismos. Estas placas son la Euroasiática, la Africana, la Americana, la Australiana, la placa del mar de Filipinas, la del Pacífico interior; así como las placas de Nazca, Cocos y placa Antártica. Estas placas presentan espesores del orden de 70 km y están constituidas en su parte superior por corteza granítica sobre los continentes y basáltica bajo los océanos, reposando ambas sobre una capa

semilíquida conocida como Astenósfera, en donde se desarrollan los procesos de convección. Debido a los movimientos que se producen en los bordes de las placas, se acumulan tensiones y/o esfuerzos, que son liberados con la ocurrencia de sismos y el surgimiento de cadenas y/o cordilleras en las placas continentales, por ejemplo, la Cordillera Andina. La convergencia de placas puede ser violenta o no y generan sismos en los siguientes escenarios (Figura 5):

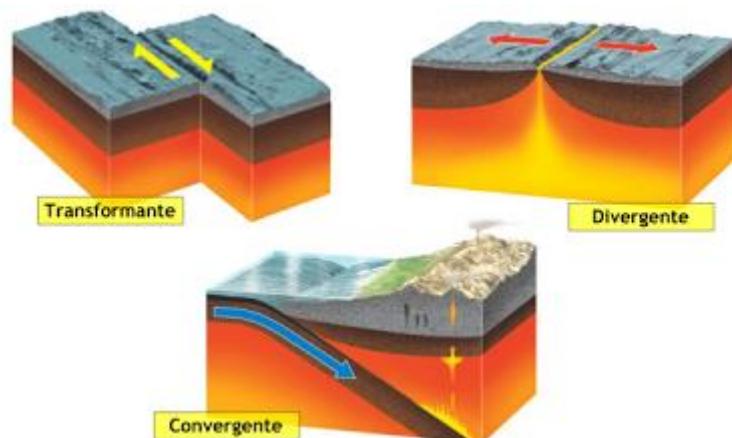


Figura 5: Principales tipos de convergencia de placas (Fuente: Emaze)

.- Sismos en límites transformantes: En estas zonas se originan sismos de foco superficial que producen altos niveles de sacudimiento del suelo (Ejemplo: falla de San Andrés).

.- Sismos en límites divergentes (dorsales): Estos sismos están asociados a movimientos distensivos, presentan focos superficiales (<30 km) y magnitudes pequeñas por tener su origen en un acoplamiento por distensión y por ello, no requieren acumular muchos esfuerzos.

- Sismos en límites convergentes (zonas de subducción y colisión): Estos sismos liberan más del 75% de la energía sísmica del globo. Consideran sismos de foco superficial (menor a 70 km), intermedios y profundos (71 a 700 Km), son menos frecuentes en el tiempo, pero cuando ocurren alcanzan grandes magnitudes.

En límites convergentes, las zonas de subducción muestran que la distribución en profundidad de los sismos sigue una superficie inclinada con buzamiento hacia la placa que cabalga y marca, con precisión, el perfil de la placa que se hunde en el manto. Por ejemplo, en el caso de Japón y de América del Sur, la profundidad de los hipocentros se incrementa hacia el lado continental (Figura 6).

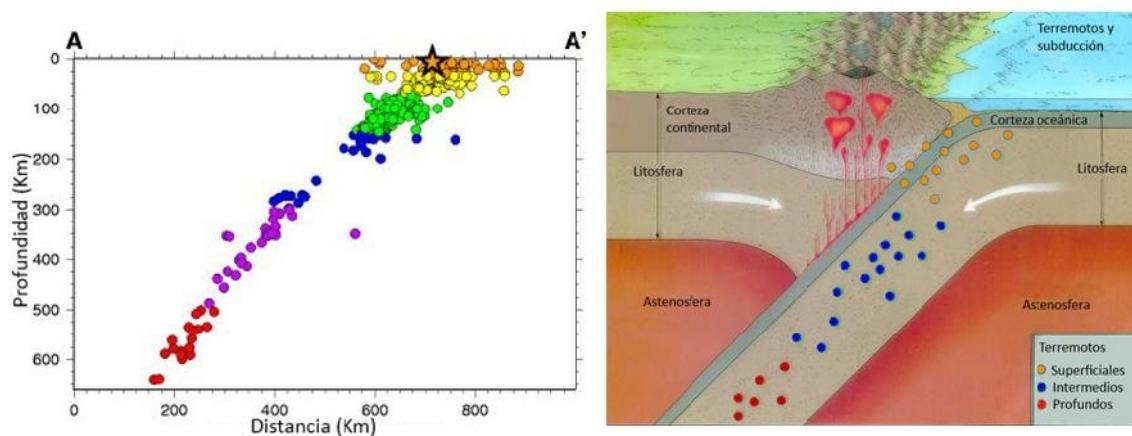


Figura 6: Distribución de sismos en profundidad y esquema del proceso de subducción

### **3.- PREDICCIÓN Y PRONÓSTICO**

Predecir la ocurrencia de un sismo es conocer, con la debida anticipación, la fecha y hora, ubicación, profundidad y magnitud de un determinado sismo, dentro de determinados límites de precisión. Al no conocerse la fecha y hora, se estaría realizando el pronóstico de ocurrencia del sismo. A pesar del esfuerzo que hacen los especialistas para encontrar el camino de la predicción, aún no es posible, y ello se debe a que cada vez que ocurre un sismo de gran magnitud siempre se aprende algo nuevo o se conoce más sobre la geodinámica de una determinada región, desconocida antes del sismo. Por otro lado, en tiempos cortos y en una determinada región, no ocurren tantos grandes sismos como para poner en práctica las hipótesis de algún investigador. Los sismos de gran magnitud suelen tener períodos de retorno que sobrepasan algunas décadas.

Se debe tener en cuenta que, por los años 70 la comunidad científica incrementó sus esfuerzos por encontrar el camino de la predicción de sismos y fue notable la gran cantidad de publicaciones por ellos realizadas, sean artículos científicos o libros. Sin embargo, el consenso permitió establecer la existencia de al menos dos tipos de predicción sísmica, predicciones a corto y largo plazo, aunque esta última por su aplicación puede ser considerada como pronóstico de sismos.

#### **3.1.- Predicción a corto plazo**

Las predicciones a corto plazo se basan en la identificación temprana de los llamados precursores sísmicos, como las variaciones en las velocidades sísmicas, resistividad eléctrica del suelo y cambios topográficos, ya que todo indica que estos se presentan previos a la ocurrencia de sismos y con el monitoreo apropiado, era posible pronosticar el sismo y dar la alerta. Aunque se hicieron predicciones, ellas no tuvieron el éxito que se esperaba y pronto fueron perdiendo fuerza y el interés de la ciencia.

Asimismo, la concentración de radón en fallas geológicas cercanas a la superficie ha sido utilizada como predictor de grandes sismos. El radón es radioactivo y fácil de detectar, y debido a su breve periodo de semidesintegración, cercano a 4 días, ha sido usado como predictor de corto plazo. La hipótesis se basa en que antes de ocurrir el sismo, el entorno de la falla es comprimida con la consecuente emisión de radón; sin embargo, investigaciones en detalle demostraron que no siempre los sismos eran precedidos por emisiones de radón y en otras regiones, se evidenció la emisión de radón sin la posterior ocurrencia de un sismo.

Por otro lado, se observó que días, semanas y meses antes de la ocurrencia de un sismo de gran magnitud, se producían una seguidilla de sismos de menor magnitud durante períodos de tiempo cortos y en otros casos, estos eventos llamados precursores se incrementaban de manera continua hasta ocurrir el sismo de mayor magnitud. Mayores investigaciones demostraron que, también ocurrían grandes sismos con ausencia total de eventos precursores y aunque en muchas investigaciones se discutieron sobre ambos escenarios, no se logró superar la incertidumbre del método propuesto (Figura 7)

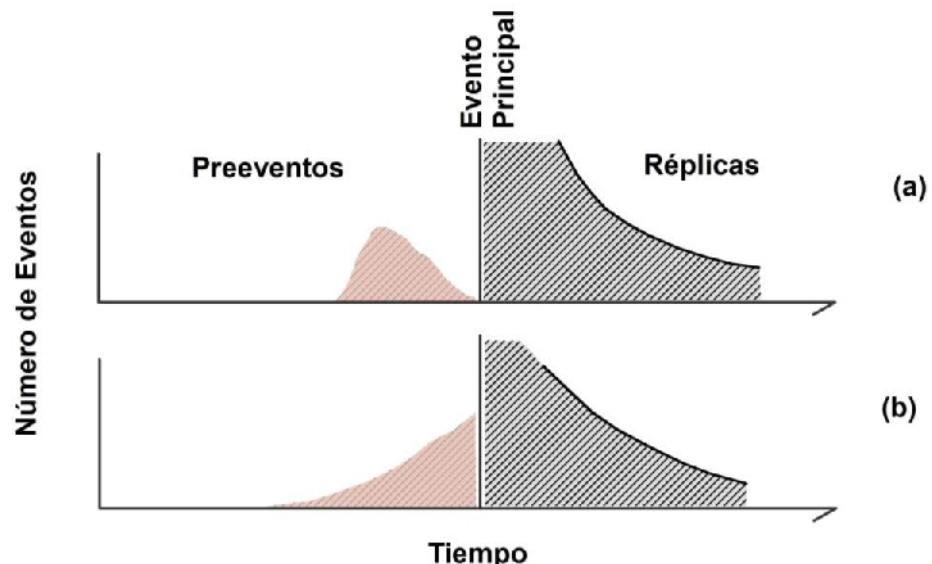


Figura 7: Ocurrencia y registro de eventos sísmicos precursores antes del sismo de gran magnitud. a) Ocurrencia temporal de precursores y b) ocurrencia continua de precursores previos al sismo de gran magnitud

Del mismo modo, los valores anómalos de diversos fenómenos eléctricos, eléctrico-resistivos y magnéticos fueron atribuidos a cambios físicos en las rocas debido al actuar de los esfuerzos que preceden a la ocurrencia de sismos. A pesar que algunos investigadores indicaban haberlos observado previos a la ocurrencia de un sismo, no se ha demostrado que realmente sean fenómenos precursores.

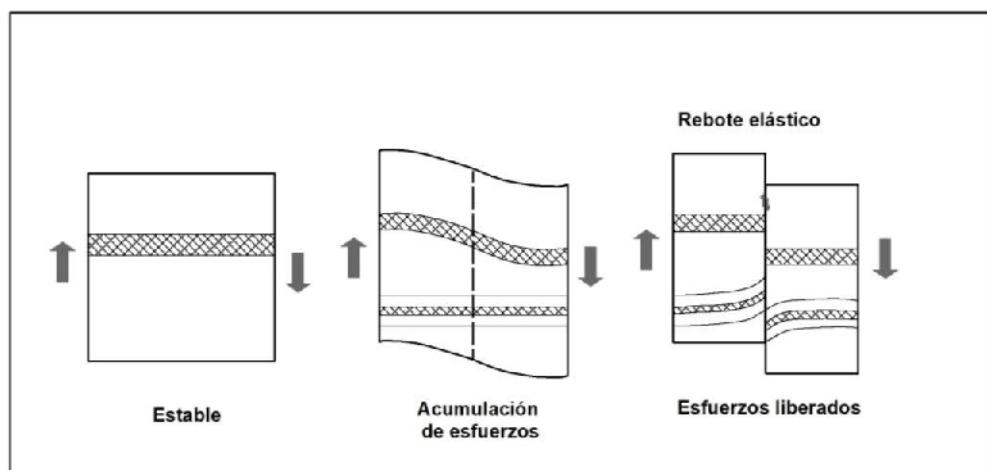
A pesar de estos avances tan importantes en la ciencia, desde hace siglos se ha tenido información sobre el comportamiento anómalo de animales antes o asociados a la ocurrencia de sismos. En general, se debe considerar que los animales responden a las ondas de presión que viajan en la corteza a velocidades de aproximadamente el doble que el de las ondas S que son las más destructoras. Entonces, los animales no predicen el sismo como tal, sino el arribo inminente de las ondas S que, precedidas por ondas de muy alta frecuencia, no son percibidas por el oído humano. Sin embargo, este comportamiento inusual observado en algunos animales previos a un sismo, tampoco se han presentado para otros; por lo tanto, no es realmente un indicador de predicción.

A pesar de todo este esfuerzo científico, la *Comisión Internacional de Predicción de Terremotos para la Protección Civil* (ICEF, 2011), consideró que la búsqueda de precursores útiles para la predicción de sismos a corto plazo no había tenido éxito.

### **3.2.- Predicción a largo plazo**

Hoy en día, la predicción a largo plazo es muy usada y su fundamento físico se basa en la teoría del rebote elástico (Reid, 1911). Debe entenderse que, durante intervalos largos de tiempo, los esfuerzos actuantes a ambos lados de una falla se van incrementando hasta vencer la resistencia de las rocas y que al romperse, dan origen a un sismo. Una vez liberado los esfuerzos, estos empiezan nuevamente a acumularse y en el tiempo volverá a

dar origen a otro sismo en el mismo lugar (Figura 8). Debido a este proceso continuo en el tiempo, se comprende que los sismos son cíclicos.



*Figura 8: Proceso temporal de deformación de rocas hasta producirse la ruptura y liberación de energía con la ocurrencia de un sismo*

Uno de los métodos más conocidos es el de lagunas sísmicas y este supone que, a lo largo de la superficie de contacto entre las placas tectónicas, donde no han ocurrido sismos de gran magnitud durante mucho tiempo, se viene acumulando deformación que al relajarse, produciría un sismo de gran magnitud. Este método aún sigue en vigencia y son muchos los sismólogos que recurren a la información histórica para identificar a los grandes sismos ocurridos en una determinada región y construir mapas de áreas de ruptura vs tiempo, a fin de identificar la presencia de lagunas sísmicas. Otro de los métodos es el de transferencia de esfuerzos y este se basa en que, los esfuerzos liberados por un gran sismo tienden a concentrarse en áreas cercanas de modo que en el futuro pueden generar, a su vez, otro sismo. Del mismo modo, para una determinada región se han analizado los patrones de sismicidad para identificar las áreas en donde no ocurren sismos durante mucho tiempo y que esto sea indicativo que un gran sismo está por ocurrir. Sin embargo, el seguimiento de la sismicidad también llegó a demostrar que algunas veces ocurren muchos sismos donde no eran frecuentes hasta que se produce un gran sismo.

## 4.- SISMICIDAD EN PERU

La geodinámica y geomorfología de todo el territorio peruano tiene su origen en el proceso de convergencia entre las placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental), con velocidades promedio del orden de 7-8 centímetros por año (DeMets et al, 1990; Norabuena et al, 1999, Villegas et al, 2016). Este proceso genera la ocurrencia de sismos de diversas magnitudes y focos ubicados a diferentes profundidades, siendo los mayores quienes producen, en ciudades y áreas urbanas, variados niveles de daño estructural y pérdida de vidas humanas.

### 4.1.- Tipos de sismos

En general, en el territorio peruano los sismos tienen diferentes fuentes de origen, pero todas ellas pueden ser reagrupadas principalmente en sismos interplaca, corticales e intraplaca, siendo sus características las siguientes (Figura 9):

.- Sismos interplaca: también llamados de interfase, considera a los sismos de foco superficial con origen en el proceso de convergencia y fricción de las placas de Nazca y Sudamérica, producto de las fuerzas que movilizan a ambas placas en sentido contrario. Históricamente, esta fuente dio origen a los sismos de mayor magnitud ocurridos en Perú en los años 1746 (Lima, M8.8) y 1868 (Arequipa, M8.8) y recientemente a los sismos de Arequipa del año 2001 (M8.2) e Ica del año 2007 (M8.0).

.- Sismos corticales: corresponde a los sismos con origen en la formación y reactivación de fallas geológicas distribuidas a lo largo de la cordillera Andina. Esta cordillera soporta deformación debido a la presencia de esfuerzos compresivos y extensivos, dando origen a sismos de magnitudes menores a M6.5. El sistema de fallas Moyobamba – Rioja dio

origen a los sismos de 1990 y 1991 (San Martín, M6.0 – 6.5) y al sismo del 2014 (Cusco, M5.1).

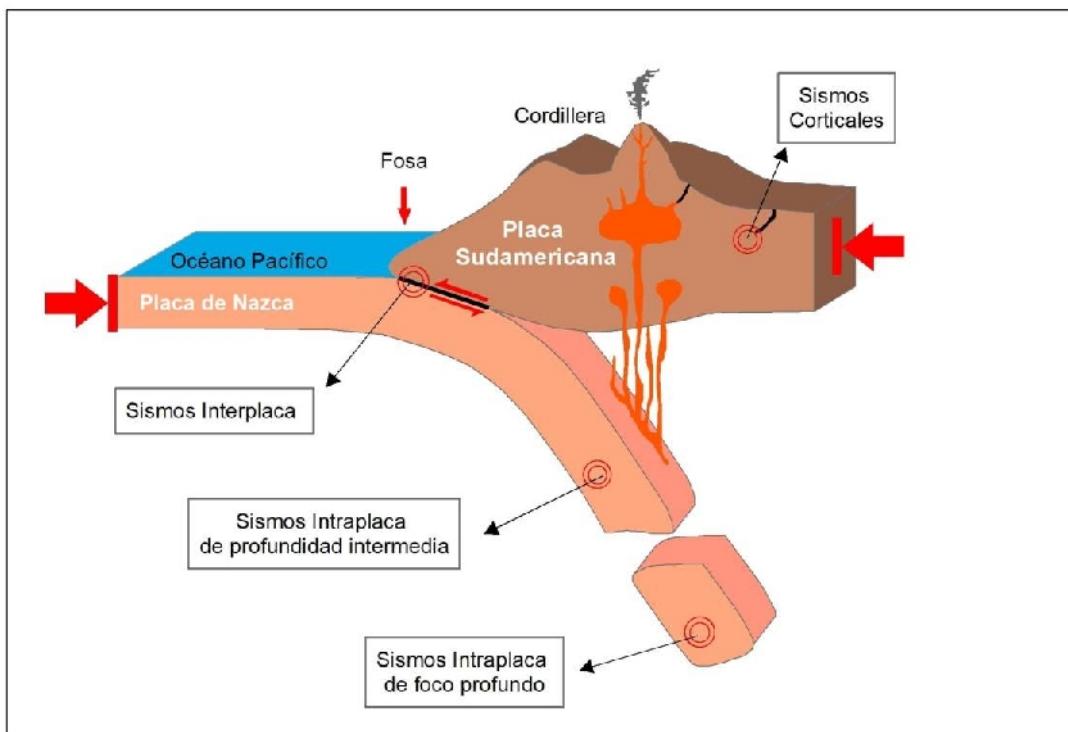


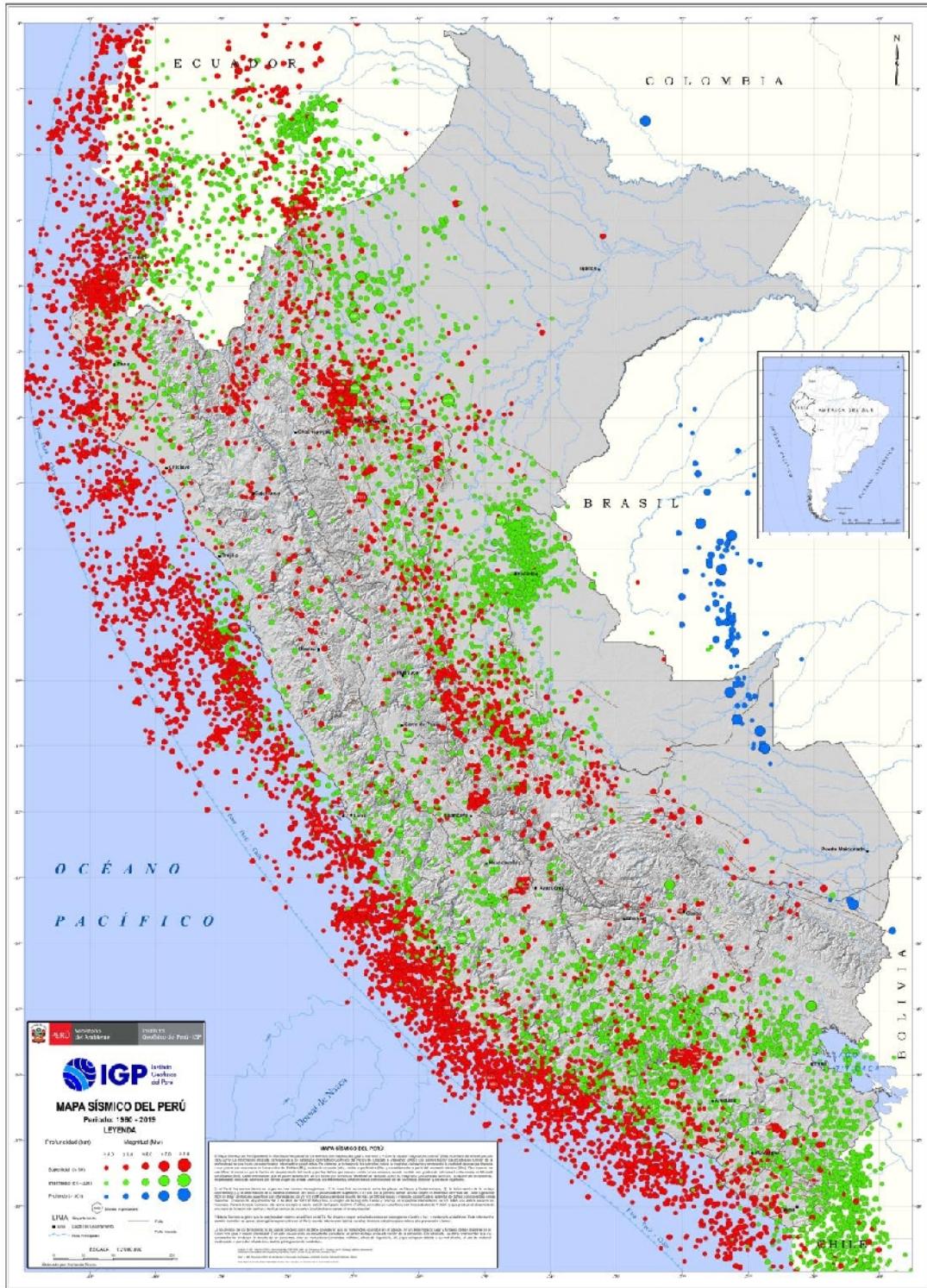
Figura 9: Esquema que muestra a los diferentes tipos de sismos que ocurren en zonas de convergencia de placas: Placas de Nazca y Sudamericana.

.- **Sismos intraplaca:** considera a los sismos que tienen su origen en la deformación interna de la placa de Nazca, que se introduce por debajo de la corteza continental como parte del proceso llamado subducción. La placa de Nazca tiende a deformarse por la presencia de esfuerzos, que evitan su desplazamiento en la zona de interfase y las fuerzas que tienden a introducirla al interior del manto. Estos sismos alcanzan magnitudes de hasta M8.0, siendo percibidos a distancias muy grandes y generando en superficie procesos de licuación de suelos y deslizamientos. Estos sismos pueden presentar profundidades intermedias (61 a 300 km) como el sismo ocurrido en Loreto en el año 2019 (148 km, M8.0) o ser muy profundos (mayor a 500 km) como el ocurrido en el año 1994 (700 km, M8.4) en la frontera Perú – Bolivia

#### **4.2.- Distribución espacial de la sismicidad**

De acuerdo a la historia sísmica del Perú, se puede afirmar que toda la población ha sido testigo, en el tiempo, de la ocurrencia continua de sismos de gran magnitud y por lo tanto, afectados en diferente grado. En la Figura 10 se muestra el mapa de sismicidad para el Perú, periodo 960 a 2019. En este mapa se ha representado con círculos rojos los sismos de foco superficial (profundidades menores a 60 km), con círculos verdes a los de foco intermedio (profundidades entre 61 y 300 km) y con círculos azules los sismos de foco profundo (profundidades mayores a 500 km).

Los sismos de foco superficial se distribuyen entre la línea de costa y la fosa peruano – chilena, como producto del proceso de fricción que se desarrolla entre las placas de Nazca y Sudamericana. Estos sismos ocurren a profundidades que van desde la superficie hasta los 60 km, siendo mayor la profundidad cerca de la línea de costa. Algunos de estos sismos han alcanzado grandes magnitudes y han afectado principalmente a las ciudades y áreas urbanas ubicadas en la zona costera. En la región sur del Perú, los sismos de gran magnitud ocurrieron en los años 1604 (M8.5), 1868 (M8.8) y recientemente, el sismo del 2001 (M8.2) que produjeron daños importantes en personas e infraestructuras de las actuales regiones de Arequipa, Moquegua y Tacna. En la región centro, el sismo de mayor magnitud ocurrió en el año 1746 (M9.0), seguido de otros en los años 1940 (M7.8), 1942 (M8.0), 1966 (M7.8), 1970 (M7.7), 1974 (M7.7) y 2007 (M8.0) que afectaron a las actuales regiones de Ica, Lima y Ancash. Para la región norte, no existe mayor información sobre la ocurrencia de sismos de gran magnitud, pero muchos investigadores consideran al sismo ocurrido en el año 1619 (M8.0) como el más importante en esta región (Tavera 2014, 2017).



*Figura 10: Mapa sísmico del Perú para el periodo 1960 a 2019. Los colores y tamaños de los círculos indican los rangos de profundidad y magnitud de los sismos.*

Sismos de foco superficial o cortical ocurren en el interior del continente, asociados a la formación de la cordillera Andina y a la formación y/o reactivación de los principales sistemas de fallas activas distribuidas en todo el país. Entre los principales sistemas se tiene a los ubicado en las regiones de San Martín (sistema de fallas Rioja – Moyobamba), Amazonas (falla Recodo), Ancash (sistemas de fallas de la Cordillera Blanca), Junín (falla Huaytapallana), Ayacucho (fallas del sistema Ayacucho), Cusco (sistema de fallas de Tambomachay, Figura 11), Arequipa (sistema de fallas Huambo y Cabancaconde) y Tacna (sistema de fallas de Incapuquio). En general, los sismos con origen en fallas activas presentaron magnitudes menores a M6.5 y aun así, produjeron daños importantes en superficie debido a que ocurren a poca profundidad. Entre los sismos más recientes se tiene los ocurridos en San Martín en los años 1990 y 1991 (M6.0 – 6.5) y en Cusco en el año 2014 (M5.1).

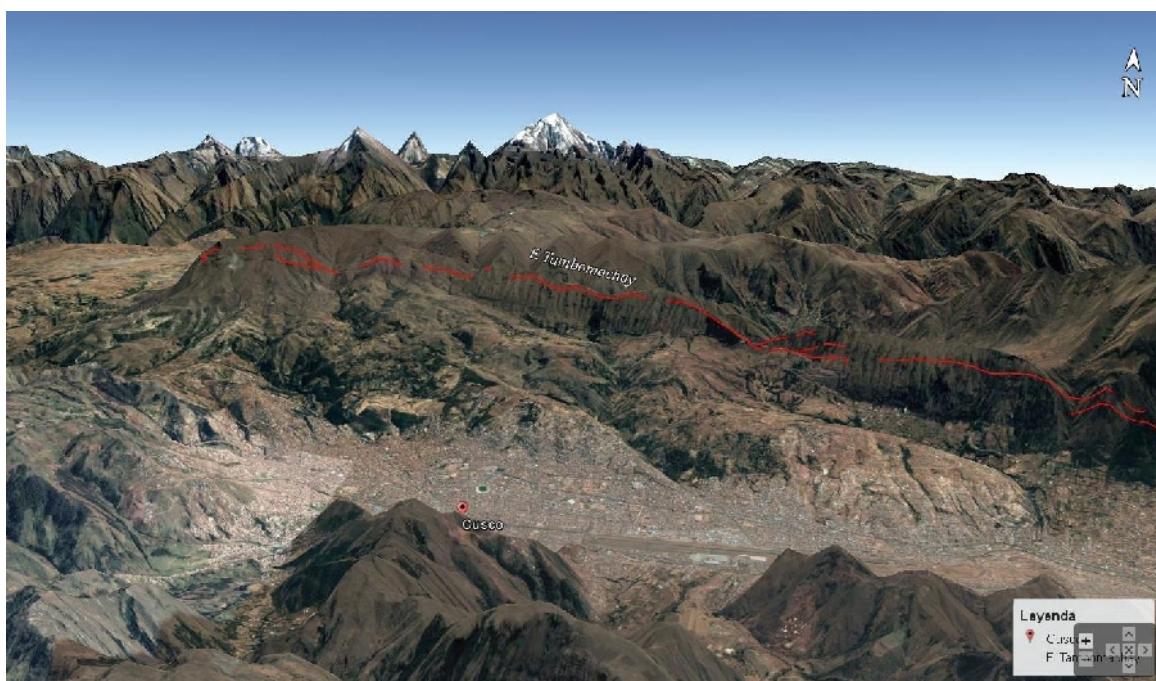


Figura 11: Vista panorámica de la ciudad del Cusco y ubicación de la falla de Tambomachay. Esta falla de tipo normal, permite que la zona de cordillera soporte un proceso de levantamiento continuo dando origen a sismos de moderada magnitud.

Los sismos de foco intermedio ocurren en todo el territorio peruano, aunque con mayor frecuencia en la región sur del Perú, debido

probablemente a la presencia de la cadena volcánica. Asimismo, la mayor concentración de estos sismos se da en el extremo norte de la región Pucallpa, aunque los de mayor magnitud (hasta M8.0) han ocurrido en el borde oriental de las regiones San Martín y Amazonas. De estos sismos, el más reciente ocurrió en las cercanías de la ciudad de Yurimaguas en el año 2019 (M8.0) a una profundidad de 140 km y el sacudimiento del suelo fue percibido prácticamente en todo el territorio peruano.

Finalmente, los sismos de foco profundo se encuentran distribuidos a lo largo del límite Perú – Brasil, desde la región Puno hasta la región Loreto. La magnitud de estos sismos muchas veces ha alcanzado valores de M8.4 (frontera Perú – Bolivia, año 1994), pero al ocurrir a tanta profundidad, raramente son percibidos en superficie.

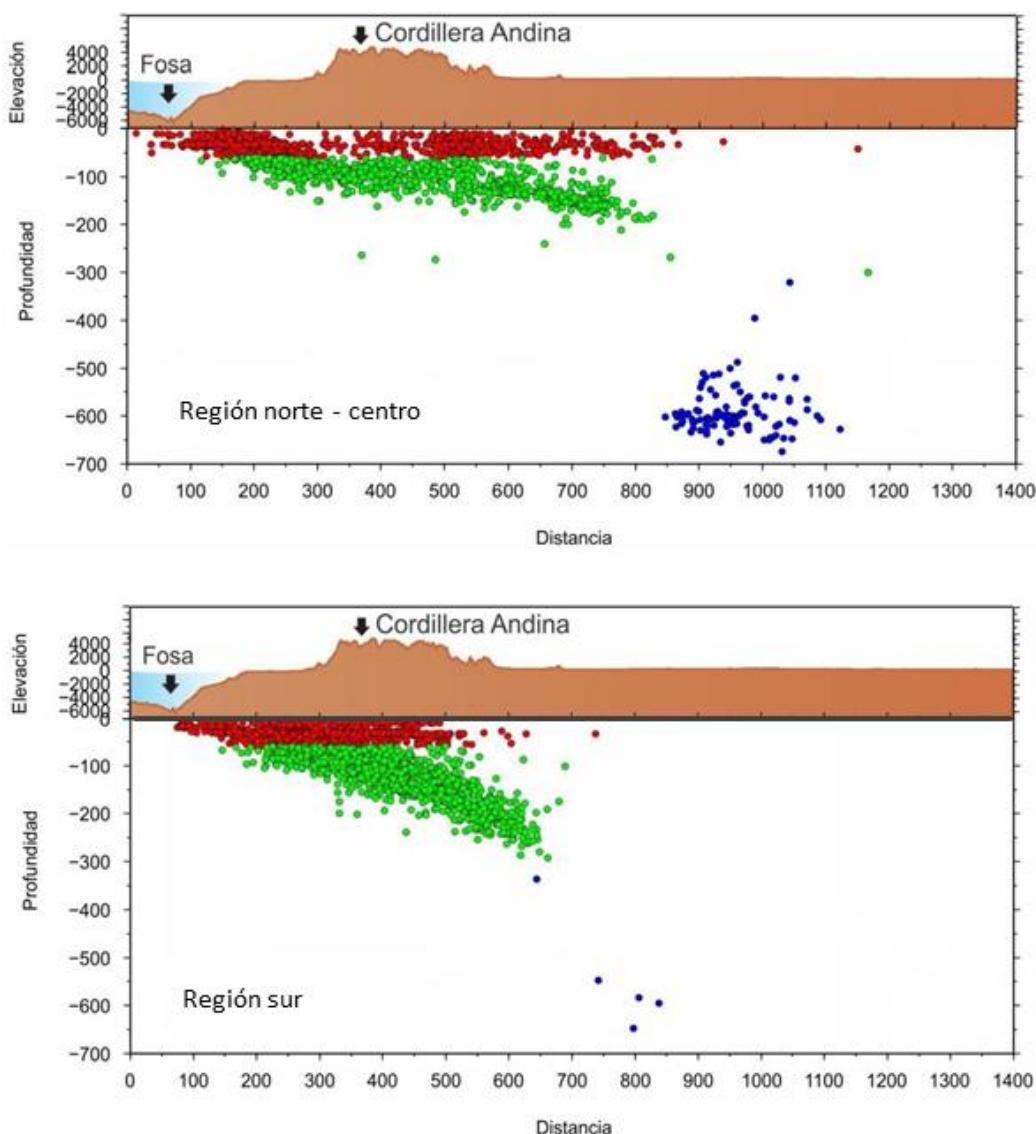
Según la historia sísmica del Perú, los sismos interface y corticales son los que han generado los mayores niveles de sacudimiento del suelo provocando daños importantes en superficie, tales como daños en viviendas, edificios y sobretodo, un gran número de personas afectadas.

### **3.3.- Geometría de la subducción**

La disponibilidad de bases de datos cada vez más completas y con los parámetros que caracterizan a un evento sísmico más precisos (hora origen, ubicación geográfica, profundidad del foso sísmico y magnitud), han permitido realizar un mejor análisis de la distribución espacial de los sismos en profundidad para una determinada región y, por lo tanto, configurar la geometría de sus fuentes de origen. En el caso del Perú, la distribución espacial de los sismos ha permitido configurar la geometría de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción (Tavera y Buforn 1998, 2001).

En la Figura 12, se muestran dos secciones verticales de sismicidad para las regiones norte - centro y sur del Perú. En estas secciones se observa

que, en las regiones norte – centro los sismos se distribuyen por debajo de la cordillera Andina de manera casi horizontal hasta alcanzar distancias desde la fosa, del orden de 800 km. En la región sur y por debajo de la cordillera, los sismos siguen una tendencia casi constante hasta llegar a profundidades del orden de 300 km. En ambas secciones se muestra con círculos azules, la ubicación de los sismos de foco profundo, ocurriendo todos ellos a profundidades entre 500 a 700 km.



*Figura 12: Perfiles de sismicidad para las regiones norte – centro y sur del Perú. Obsérvese la diferente tendencia de los sismos en función de la profundidad de sus focos sísmicos.*

Una manera de conocer la geometría de la subducción es construyendo un numero variado de perfiles de sismicidad orientados en dirección perpendicular y paralelos a la fosa. Luego, usando ajustes poligonales y una malla de puntos georreferenciados, es posible construir un esquema 3D para distinguir los dos tipos de subducción en el borde occidental del Perú, tal como se muestra en la Figura 13.

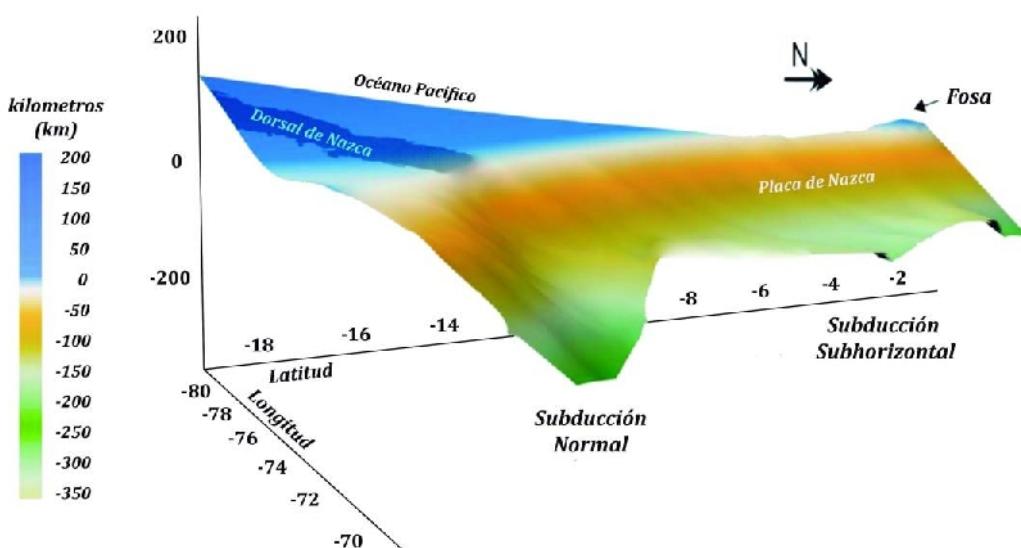


Figura 13: Esquema de la geometría de la placa de Nazca dentro del proceso de subducción en el borde occidental del Perú

En las regiones norte – centro, el modo de introducirse la placa de Nazca por debajo del continente es conocida como subducción subhorizontal y en la región sur como subducción normal. La zona donde la placa se contorsiona para pasar de un tipo de subducción a otra, se encuentra a la altura de la región Ica coincidiendo con la llegada de la dorsal de Nazca en su borde occidental. La subducción normal permite la presencia de volcanes. Aquí la placa de Nazca al llegar a profundidades de 200 a 300 km y estar sometida a altas temperaturas, facilita a que el agua atrapada en su interior se evapore y se mezcle con los materiales del manto para formar el magma. Este nuevo material con diferente densidad busca salir a superficie y construir las estructuras volcánicas (Figura 14).

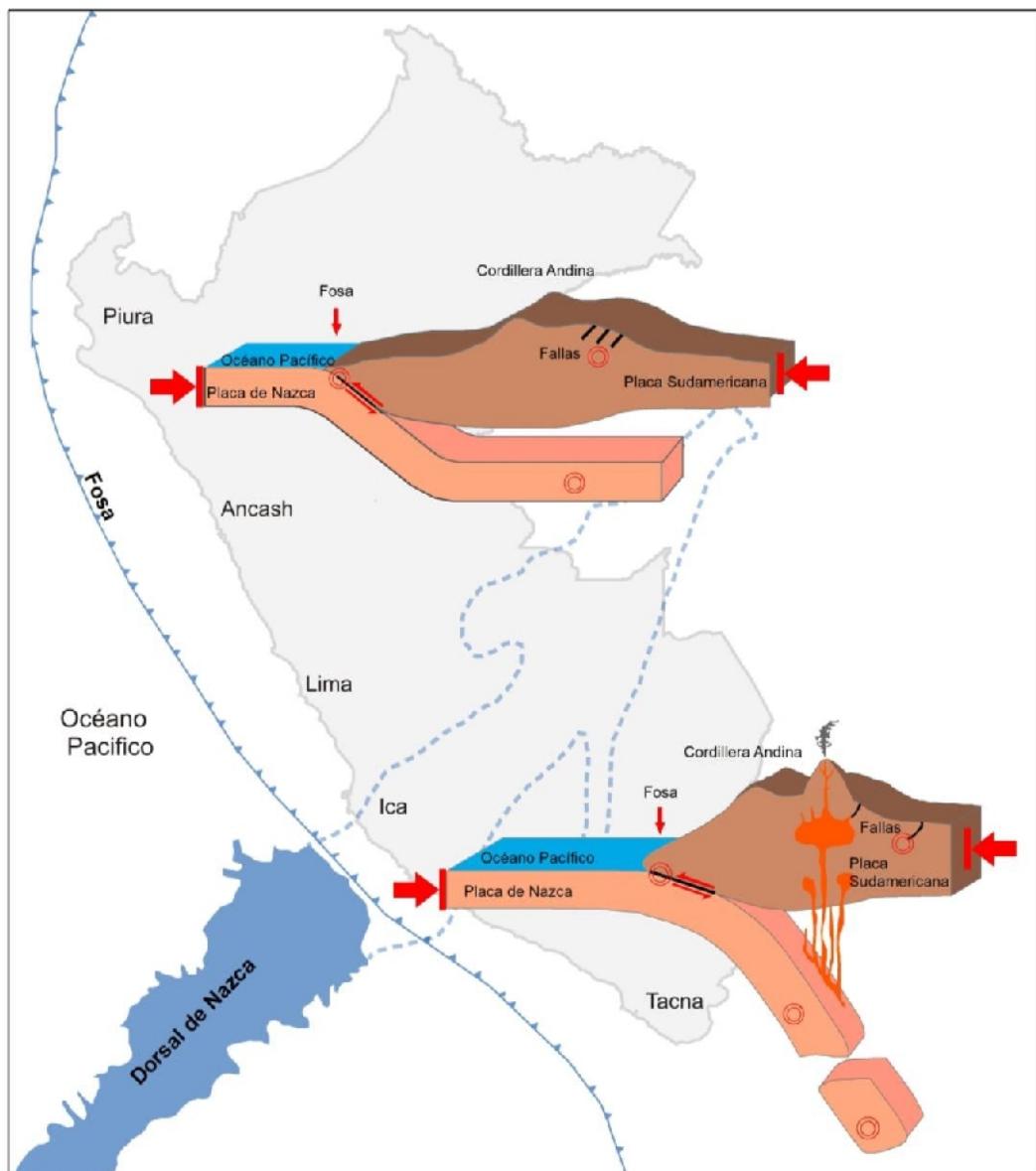


Figura 14: Esquema que muestra los dos tipos de subducción en el Perú (subhorizontal y normal) y ubicación de la dorsal de Nazca (la línea discontinua indica su proyección por debajo del continente)

## 5.- MAGNITUD E INTENSIDAD

La magnitud y la intensidad son diferentes maneras de medir el tamaño de los sismos y para no confundirlos es necesario realizar una revisión precisa de sus conceptos, evolución y aplicación para el estudio de sismos de gran magnitud, ya que éstos son los que afectan con mayor severidad a la población y áreas urbanas.

### 5.1.- Magnitud

La magnitud es una medida cuantitativa de la cantidad de energía liberada por el sismo y sin importar en qué ciudad, país o continente sea registrado por los sensores sísmicos, le corresponde un valor único. La primera escala de magnitud fue definida por Richter (1935) como magnitud local (ML), aunque era conocida como "escala de Richter". Esta escala fue válida para sismos ocurridos a distancias cortas y con registros conteniendo señales de altas frecuencias. Para su aplicación (Figura 15), Richter propuso un procedimiento gráfico que mostraba una escala para las diferencias del tiempo de llegada de las fases P y S correlacionadas con las distancias epicentrales (1); además de otra que grafica el valor de la amplitud máxima leída en la señal de la onda S (2). Para conocer la magnitud del sismo solo se debe unir los valores de Ts-Tp con los de la amplitud máxima (3), tal como se muestra en la Figura 15.

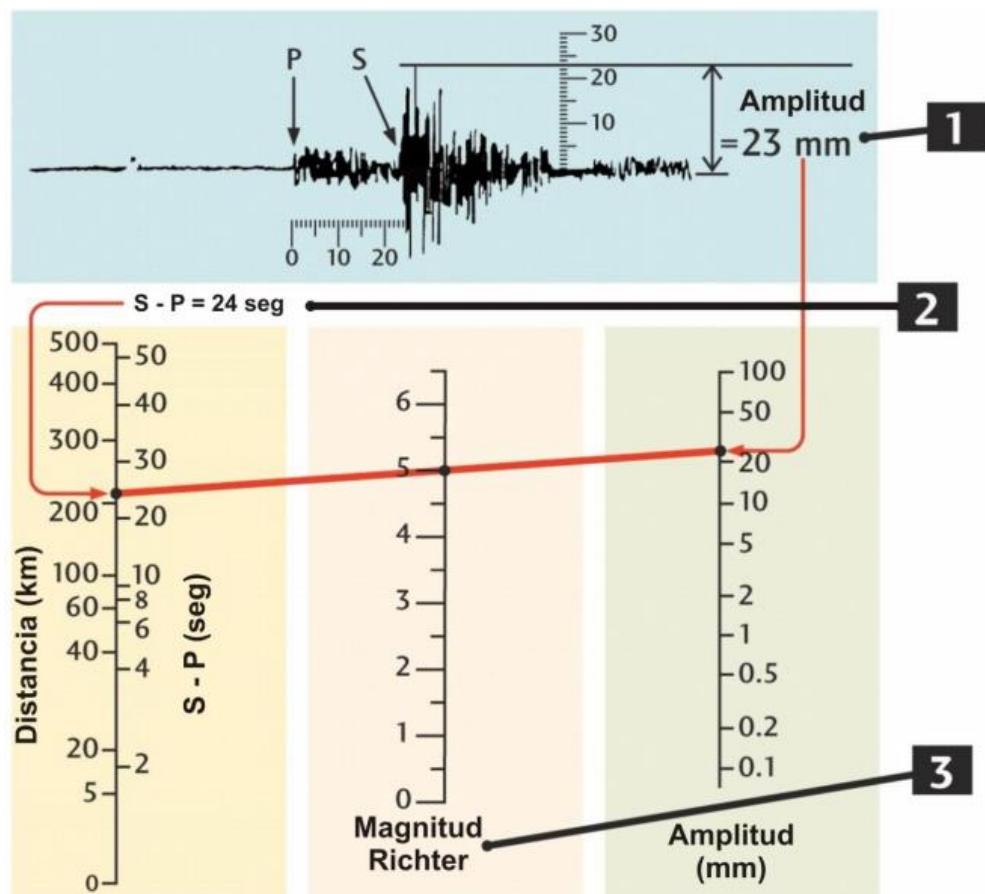


Figura 15: Procedimiento grafico para estimar la magnitud local o Richter

Siendo la escala de Richter propuesta para sismos ocurridos a distancias cortas (500 km), era necesario disponer de otras escalas que permitieran calcular la magnitud para sismos muy grandes haciendo uso de registros obtenidos a mayores distancias. Para este objetivo, se procedió a hacer uso de los diferentes trenes de ondas que caracterizaban a un sismo (Figura 16). Por ejemplo, haciendo uso del tren de ondas P y S se definió la escala de magnitud de ondas de volumen más conocida como "mb" y haciendo uso del tren de ondas Rayleigh u ondas superficiales, la escala "Ms". Considerando que esta última presenta periodos muy largos, era usada para estimar la magnitud de los sismos de mayor magnitud ocurridos en el mundo. Todas estas escalas hacían uso de datos del sismo obtenidos de los sismogramas impresos en papel fotográfico; por lo tanto, no era posible asignarles unidades físicas a los valores de magnitud, quedando el término "grados" como referencial.

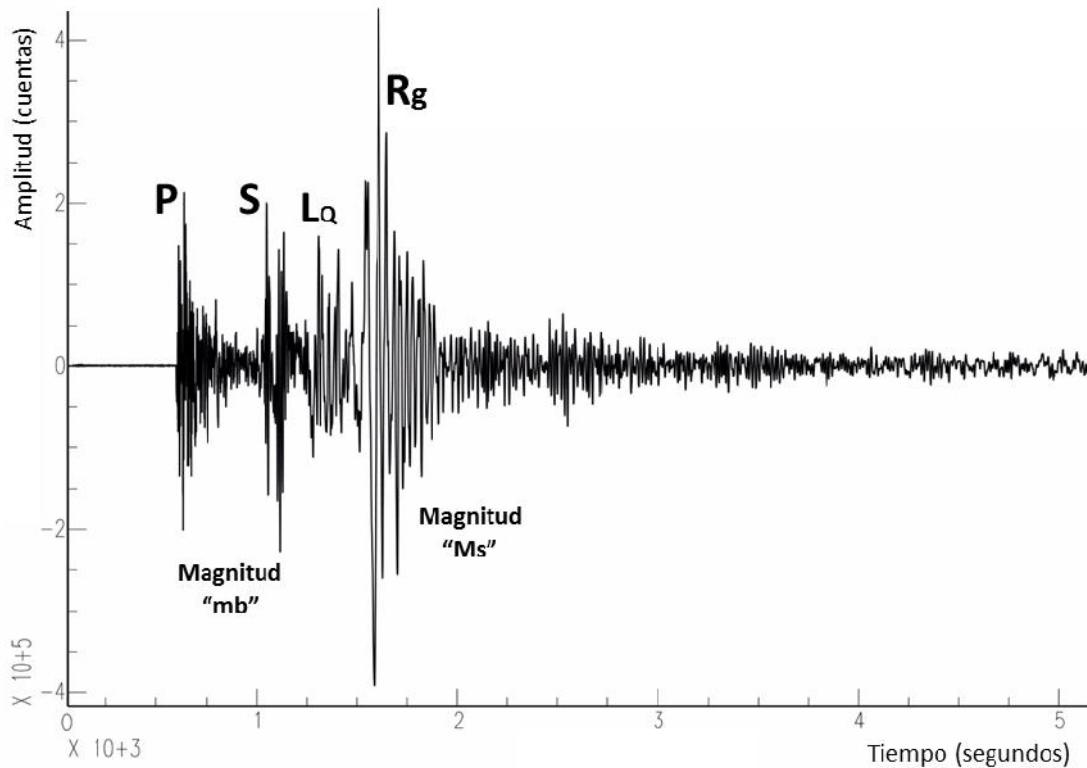


Figura 16: Sismograma mostrando los grupos de ondas P y S para calcular la magnitud "mb", ondas Love (LQ) y ondas superficiales o Rayleigh para calcular la magnitud "Ms".

A finales de la década de los años 70, Hanks y Kanamori (1979) propusieron la escala de magnitud momento (Mw) y desde entonces, su uso se ha implementado de manera internacional para describir el tamaño de los sismos. La magnitud momento (Mw) mide el tamaño de los sismos en términos de la cantidad de energía liberada y para ello utiliza los registros digitales del sismo, que a diferencia de los sismogramas (registro en papel) no presentarán saturación y es válido para sismos de cualquier tamaño.

La magnitud de momento sísmico (Mw) resume en un único número la cantidad de energía liberada por el terremoto definido por el momento sísmico ( $M_0$ ). La relación entre Mw y  $M_0$  está dada por la siguiente relación:

$$M_w = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \frac{M_0}{N \cdot m} - 9,1 \right) = \frac{2}{3} \left( \log_{10} \left( \frac{M_0}{dina \cdot cm} \right) - 16,1 \right)$$

En esta relación, la magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ) se obtiene a partir de una función logarítmica con argumento adimensional y, por lo tanto, es una variable adimensional. En cambio, el momento sísmico ( $M_0$ ), al ser una variable que mide la energía (fuerza x desplazamiento), tiene como unidades N.m y dina.cm. El momento sísmico ( $M_0$ ) es definido a partir del área de ruptura, el desplazamiento sobre el plano de ruptura y la resistencia o rigidez de las rocas mediante la siguiente relación:

$$M_0 = \mu \cdot A \cdot u$$

Dónde:

$M_0$  = momento sísmico

$\mu$  = rigidez de las rocas

A = Área de ruptura

$u$  = desplazamiento a lo largo de la falla

A pesar de la evolución de las escalas de magnitud, es común seguir afirmando que la magnitud del sismo está en la escala de Richter, cuando en realidad fue dada en la escala magnitud momento ( $M_w$ ). En realidad, esto no puede considerarse como un error en razón a que las escalas son coincidentes, pero a la fecha se ha considerado indicar simplemente "magnitud" y evitar el uso de la palabra grados para evitar errores.

## 5.2.- Intensidad

La primera escala de intensidad fue propuesta por Schiantarelli en Italia en 1783, tras evaluar los daños causados por un sismo de gran magnitud ocurrido en Calabria y la escala de intensidad, tal como se le conoce ahora, fue elaborada por P. Egen en 1828, después de estudiar un sismo de gran magnitud ocurrido en Bélgica. Luego se propusieron diversas escalas hasta llegar a la Escala de Mercalli Modificada (Wood y Newman, 1931), más conocida como escala "MM" y cuyos grados están representados por números romanos. La escala de intensidad es subjetiva porque depende del daño que

producen los sismos en superficie, de la percepción de las personas y de la experiencia del evaluador (Figura 17). A diferencia de la escala de magnitud, la de intensidad puede tomar varios valores, siendo los más elevados para caracterizar áreas de daños severos y los menores para áreas en donde el sismo es casi desapercibido.

A pesar de estas consideraciones, la escala de intensidad MM aún se sigue utilizando sin considerar la gran diversidad de viviendas e infraestructuras existentes en las ciudades, lo cual no permite describir a cabalidad y de manera homogénea los daños y efectos producidos por los sismos en superficie de una área determinada.

Escala de Mercalli	
I.	Casi nadie lo ha sentido.
II.	Muy pocas personas lo han sentido.
III.	Tremor notado por mucha gente, sin embargo, no suele darse cuenta de que es un terremoto.
IV.	Se ha notado en el interior de los edificios por mucha gente. Parece un camión que ha golpeado el edificio.
V.	Sentido por casi todos; mucha gente se despierta. Pueden verse árboles y postes oscilando.
VI.	Sentido por todos; mucha gente corre fuera de los edificios. Los muebles se mueven, pueden producirse pequeños daños.
VII.	Todo el mundo corre fuera de los edificios. Las estructuras mal construidas quedan muy dañadas; pequeños daños en el resto.
VIII.	Las construcciones especialmente diseñadas dañadas ligeramente, las otras se derrumban.
IX.	Todos los edificios muy dañados, desplazamiento de muchos cimientos. Grietas apreciables en el suelo.
X.	Muchas construcciones destruidas. Suelo muy agrietado.
XI.	Derrumbe de casi todas las construcciones. Puentes destruidos. Grietas muy amplias en el suelo.
XII.	Destrucción total. Se ven ondulaciones sobre la superficie del suelo, los objetos se mueven y voltean.

Figura 17: Descripción resumida de la escala de intensidad de Mercalli (MM)

### 5.3.- Sismo, temblor y terremoto

La ocurrencia continua de sismos en el territorio peruano ha llevado, quizás como en muchas partes del mundo, a etiquetar a los sismos con nombres propios en base a los efectos que ellos producen en superficie. Por ejemplo, si el evento sísmico produce gran destrucción de viviendas y la pérdida de vidas humanas, se les llama terremotos y cuando es todo lo contrario, es decir leves movimientos de las estructuras y percepción de las personas, temblor. En este escenario, una pregunta muy común siempre ha sido, ¿desde qué magnitud un sismo es temblor o terremoto?

Si el nombre “terremoto” define al evento que produce destrucción en superficie y la pérdida de vidas humanas, los eventos sísmicos ocurridos en Pisco (2007) y Paruro (2014) serían catalogados como terremotos; sin embargo, el sismo de Pisco presento una magnitud de M8.0 y el de Paruro (Cusco) tan solo de M5.1 (Figura 18); es decir, el evento de Pisco libero 27 mil veces más energía que el sismo de Paruro. Esta contradicción sugiere que no existe relación entre los daños observados en superficie y la magnitud del evento sísmico.

Un escenario similar al anterior se presentó con el sismo ocurrido en el año 1994 en la frontera Perú - Bolivia con una magnitud de M8.4 y el que ocurrió el 26 de octubre de 2020 en Arequipa con una magnitud de M4.0. En ambos casos los sismos solo alertaron a la población y fueron recordados como temblores. En este caso, la diferencia está en que el sismo de 1994 ocurrió a una profundidad de 700 km, siendo suficiente para atenuar la energía liberada por este gran sismo; mientras que, el de Arequipa ocurrió a tan solo 22 km de profundidad. Ante estas incoherencias, se hace más útil llamar a todos estos eventos pequeños, moderados o grandes como sismos y dar mayor importancia a los niveles de sacudimiento del suelo; es decir, un evento sísmico de menor magnitud pero que ocurre cerca de una determinada área urbana, en distancia y profundidad, puede producir



Figura 18: Escenarios de daños producidos por sismos ocurridos en las ciudades de Pisco en el 2007 (M8.0) y Paruro en el 2014 (M5.1). Obsérvese que las viviendas que han colapsado fueron construidas con materiales similares.

similares niveles de sacudimiento del suelo que un sismo de gran magnitud que ocurre a mayor distancia y profundidad (Figura 19). Desde el punto de vista de la ingeniería, los niveles de sacudimiento del suelo se miden en términos de aceleración y es el causante de los daños, menores o mayores en superficie.

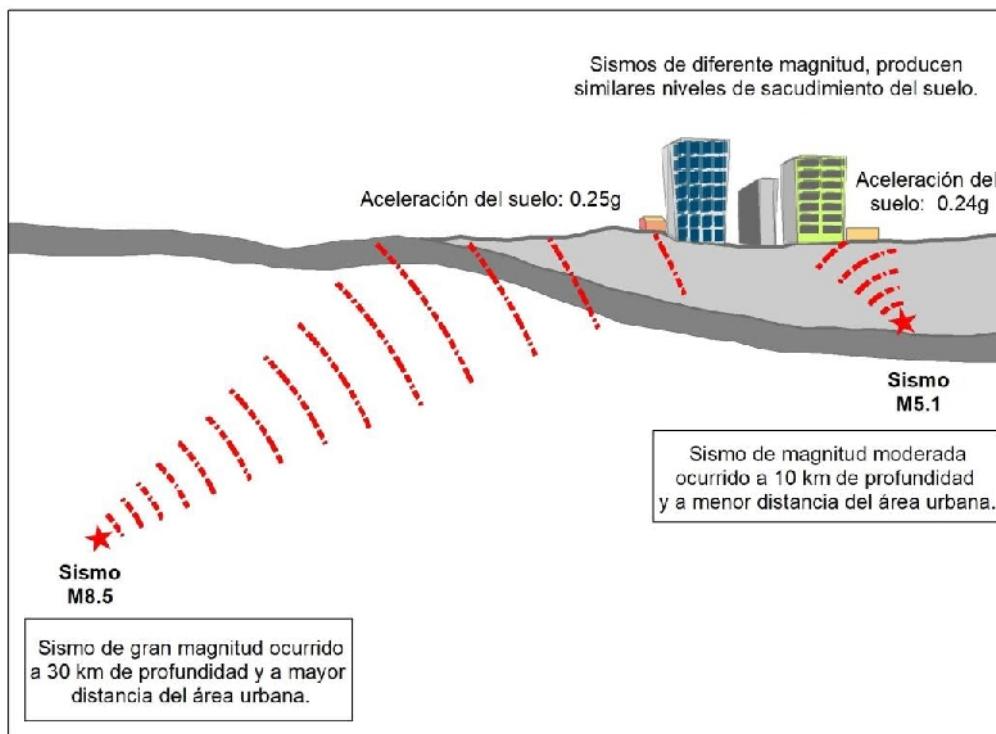


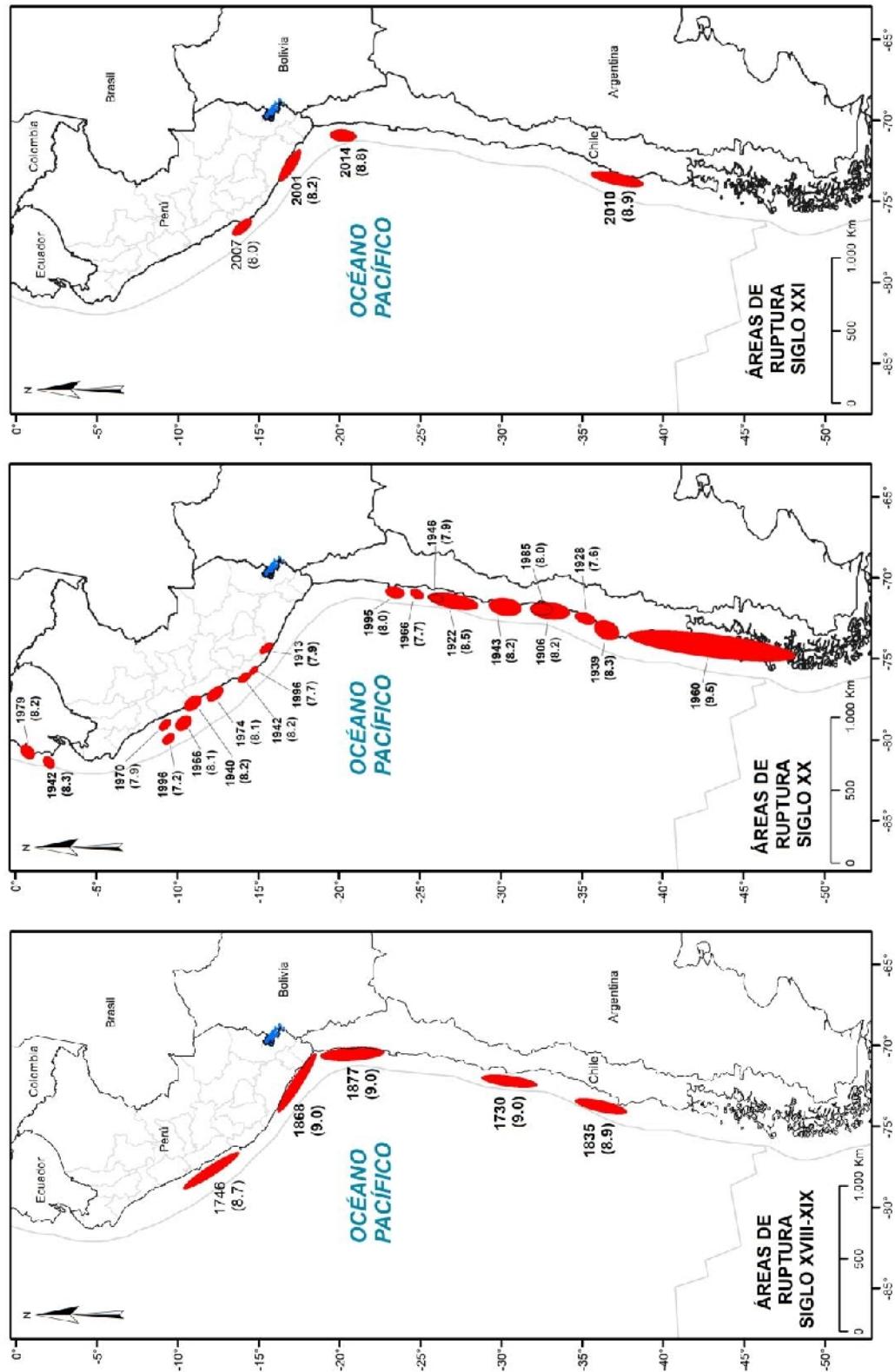
Figura 19: Esquema que muestra efectos similares en superficie debido a la ocurrencia de dos sismos de diferente magnitud, distancia y profundidad de su foco sísmico.

## 6.- PRONÓSTICO DE SISMOS EN PERÚ

Desde hace muchos años, los científicos han tratado de desarrollar algún método que permita la predicción de los terremotos, con la certeza suficiente para desarrollar una correcta gestión del riesgo y prevención a fin de salvar vidas. Entiéndase por predicción cuando se dice con anticipación el lugar, fecha, hora y magnitud de un sismo; mientras que, pronóstico es cuando se conoce la región geográfica, un periodo de tiempo aproximado (años) y un rango de magnitud. En el Perú, el esfuerzo por predecir y pronosticar los grandes sismos ha sido una constante preocupación y en estos últimos años se ha logrado avances importantes que han permitido, desde ahora, proyectar mejoras en la gestión del riesgo de desastres a favor de la población peruana.

### 6.1.- Lagunas sísmicas

El concepto de lagunas sísmicas supone que, a lo largo de la superficie de contacto entre las placas tectónicas donde no han ocurrido sismos de gran magnitud durante mucho tiempo y que está rodeada por otras donde sí ocurrieron sismos, es un área donde la deformación se está acumulado y la energía solo se liberaría con la ocurrencia de un sismo de gran magnitud. Para el caso del borde occidental del Perú, los primeros estudios sobre lagunas sísmicas fueron realizados por Kelleher (1972), Kelleher y McCann (1976), McCann et al. (1979), Nishenko (1985), y Kagan y Jacson (1991), llegando todos ellos a identificar la presencia de una importante laguna sísmica frente a la zona costera de la región sur. Posteriormente, Tavera y Bernal (2005) recopilan y actualizan la información sobre las áreas de ruptura asociadas a la ocurrencia de grandes sismos en el borde occidental del Perú y Chile, a fin de evaluar la presencia de lagunas sísmicas y sus resultados son (Figura 20):



*Figura 20. Principales áreas de ruptura de sismos históricos ocurridos en el borde occidental de Perú y Chile, y presencia de lagunas sísmicas*

.- Durante los Siglos XVIII - XIX, la distribución espacial de las áreas de ruptura de grandes sismos ocurridos en el borde occidental de Perú-Chile (áreas de color rojo), muestran la existencia de algunas áreas en las cuales no habrían ocurrido sismos, como por ejemplo, las áreas ubicadas frente a la zona costera del sur y centro de Chile, y áreas ubicadas frente a las zonas centro-sur y norte de Perú. Estas áreas son identificadas como "lagunas sísmicas".

.- Durante el Siglo XX, en la región sur de Chile, la laguna sísmica de mayor tamaño dio origen al gran sismo de 1960 (M9.5). Luego ocurrieron otros sismos con menores áreas de ruptura, desde la zona costera de la ciudad de Concepción hasta Antofagasta (Chile), para luego mostrar un notable vacío o laguna sísmica que se extiende hasta la región sur de Perú. Esta laguna sísmica corresponde a los sismos de 1868 y 1877, ambos con magnitudes mayores a M8.5. Al norte de la zona costera de la región Arequipa, se tienen pequeñas áreas de ruptura hasta la zona costera del departamento de Ancash, para luego presentarse una nueva laguna sísmica que viene del siglo pasado y que considera, además, la zona costera de la región sur del Ecuador.

.- Durante el Siglo XXI, ocurrieron los sismos de Arequipa del 2001 (M8.2), Pisco del 2007 (M8.0), Chile del 2010 (M8.8) y Chile del 2014 (M8.0). De todos ellos, solo el ocurrido en el año 2010 es considerado como repetitivo del sismo ocurrido en el año 1835, el resto de sismos solo habrían liberado parcialmente la energía acumulada en cada región, desde la ocurrencia del último gran sismo. Las lagunas sísmicas se encontrarían frente a la zona costera de Ecuador y regiones norte y centro del Perú, así como las algunas sísmicas ubicadas en el extremo norte de Arequipa y frente a la zona costera de las regiones de Moquegua y Tacna. En Chile se debe mencionar la gran laguna sísmica que va desde la zona costera de Arica hasta la ciudad de Concepción, en donde ocurrió un gran sismo en el año 2010.

De acuerdo a la distribución espacial de las áreas de ruptura en el borde occidental del Perú, para la región centro se ha identificado la presencia de una laguna sísmica que probablemente viene acumulando deformación desde el año 1746, fecha en que habría ocurrido, quizás el evento sísmico de mayor magnitud en el Perú. Los sismos ocurridos en los años 1940, 1966, 1970, 1974 y 2007 presentaron magnitudes igual o menores a M8.0; por lo tanto, no habrían liberado el total de la energía aún acumulada en la región central (Figura 21).

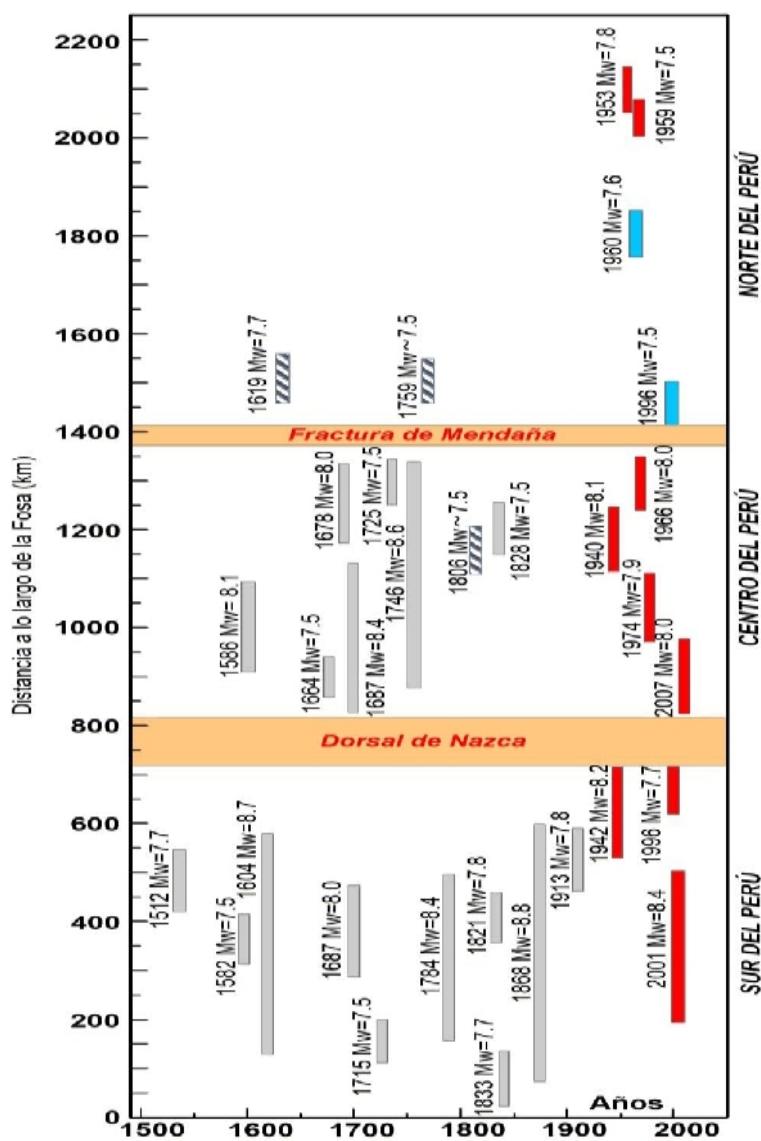


Figura 21: Distribución espacial de longitudes de ruptura de sismos históricos ocurridos en el borde occidental de Perú

En la región sur del Perú, la laguna sísmica viene del año 1868, fecha en la cual habría ocurrido el sismo de mayor magnitud en esta región. El sismo del 2001 (M8.2) habría liberado parte de la energía acumulada en esta región. Para la región norte de Chile, la laguna sísmica estaría presente desde el año 1877, siendo el único evento sísmico histórico identificado para esta región y el reciente sismo del 1° de abril del 2014 (M8.2) habría liberado parte de la energía que se venía acumulando en la región.

## 6.2.- Identificación de asperezas

En zonas de subducción, la superficie de contacto entre dos placas no se encuentra en un estado uniforme de distribución de esfuerzos y deformación acumulada, sino que existe una continua liberación de energía en forma de sismos sobre algunas áreas, dejando otras con mayor acumulación de deformación llamadas asperezas (Figura 22). El tamaño de la aspereza o asperezas definen la magnitud del sismo y las dimensiones del área total de la ruptura

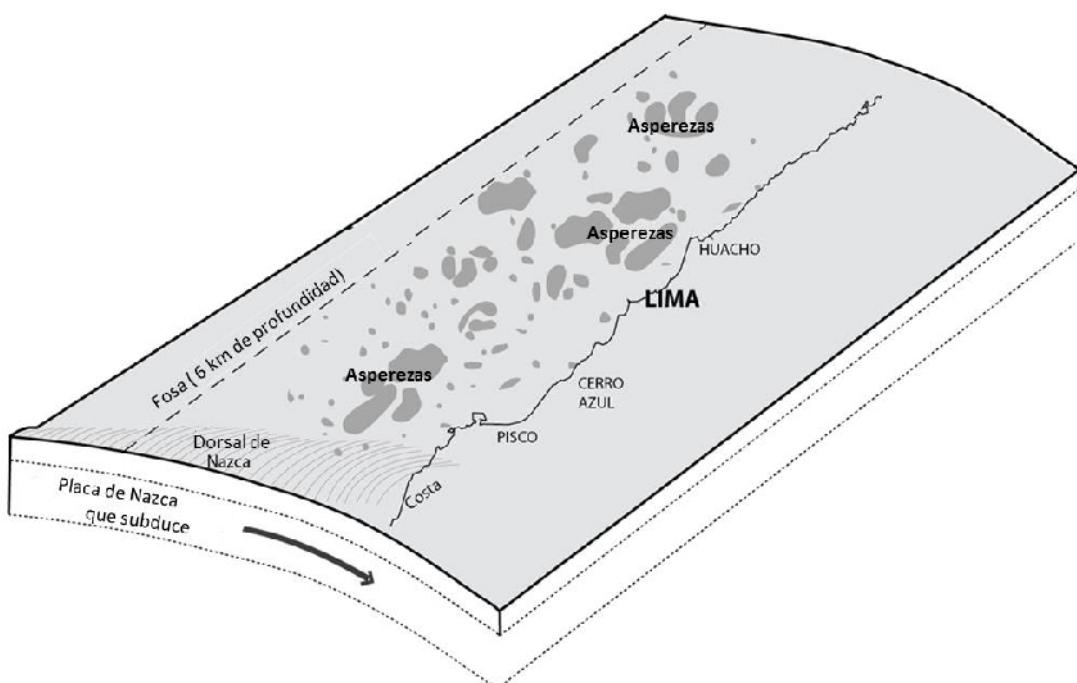


Figura 22: Esquema que muestra la superficie de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana en la cual se observa la presencia de asperezas (áreas de color gris) con diferentes dimensiones

De acuerdo a lo indicado, el siguiente sismo debe originarse en estas asperezas o zonas de mayor acumulación de deformación, siendo aún imposible conocer la fecha en que este sismo ocurrirá. A raíz de estas observaciones, Wiemer y Wyss (1997) desarrollaron una metodología netamente estadística para identificar la presencia y ubicación geográfica de dichas asperezas en base al análisis de la variación en el espacio – tiempo del parámetro “b”. Este parámetro es fundamental en la relación de frecuencia – magnitud de los sismos ( $\log N = a - b M$ ) definida por Gutemberg y Richter (1956). Para la aplicación de este método se requiere disponer de bases de datos sísmicos homogéneas y para un periodo de tiempo bastante largo, esto en consideración que los sismos de gran magnitud requieren muchas veces de siglos de acumulación de deformación antes de su ocurrencia.

Para la aplicación de esta metodología en el Perú, se ha hecho uso de una base de datos sísmicos para el periodo de 1970 a 2010 (Condori y Tavera, 2012) y el análisis, evaluación y selección de los parámetros que caracterizan a los sismos, hasta la aplicación de la metodología desarrollada por Wiemer y Wyss (1997), fue realizada usando el paquete computacional ZMAP. Finalmente, los resultados obtenidos para el borde occidental del Perú permitieron identificar la presencia de hasta 5 asperezas cuyas características se detallan a continuación (Figura 23).

.- La primera aspera fue identificada en la región sur (A1), frente a la zona costera de las regiones de Arequipa, Moquegua y Tacna, y estaría asociada con el sismo de 1868. De acuerdo a las dimensiones de la aspera, el sismo podría alcanzar una magnitud de M8.8. El reciente sismo ocurrido en el año 2001 (M8.2) habría liberado parte de esta energía y la restante posiblemente sea la causante de otro sismo de gran magnitud.

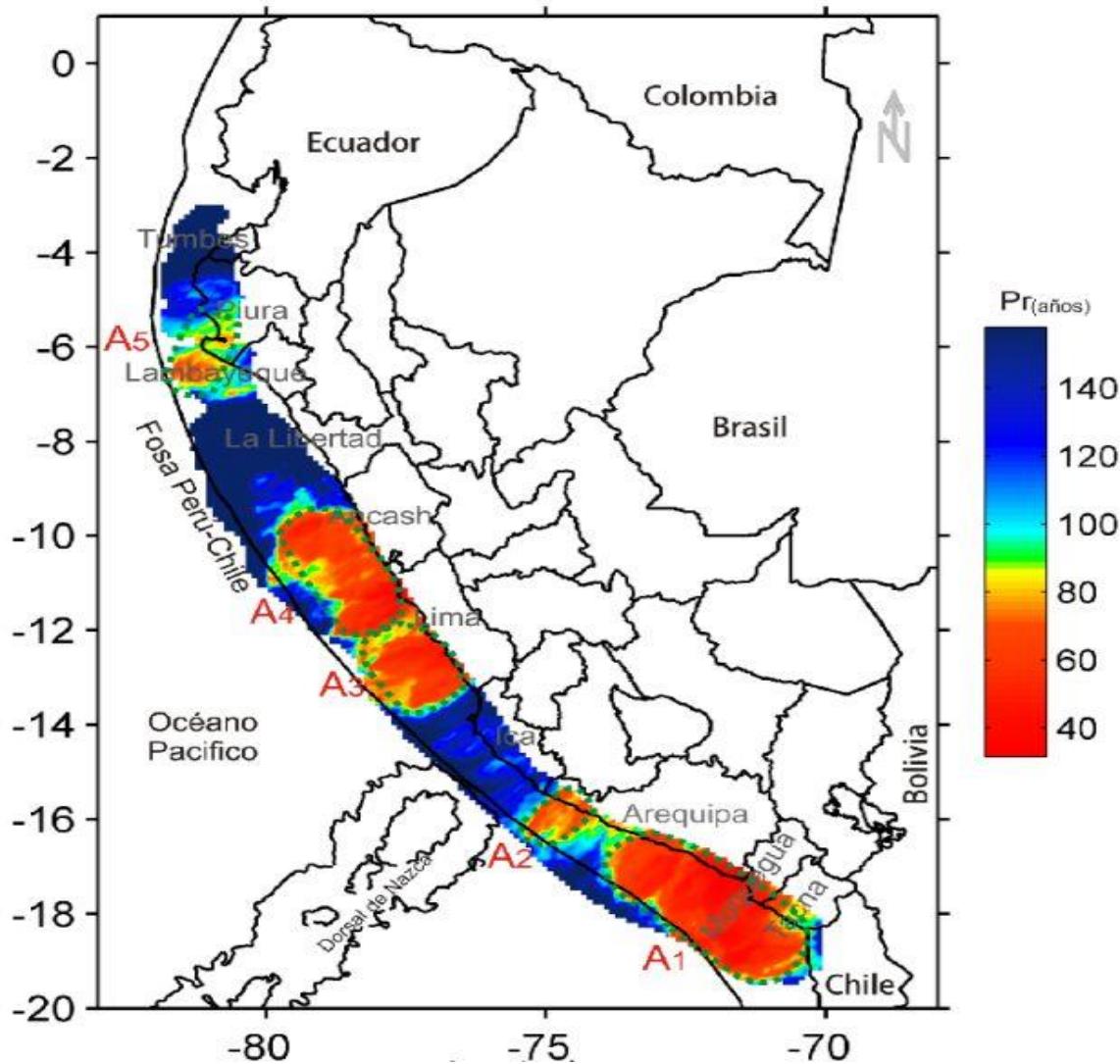


Figura 23: Distribución espacial de las principales asperezas identificadas en el borde occidental del Perú

.- La segunda aspereza (A2) se encuentra ubicada frente a la zona costera del extremo noroeste de la región Arequipa (Yauca – Acari), estando asociada al terremoto ocurrido en la misma área en el año 1913. El área de esta aspereza permite estimar la ocurrencia de un sismo con magnitud del orden de M7.5.

.- La tercera y cuarta aspereza (A3, A4) se encuentran en la zona costera de la región Lima y el Callao, y estarían asociadas a la deformación acumulada dese el año de 1746, fecha en que ocurrió probablemente uno de los sismos de mayor magnitud en el Perú. De acuerdo a las

dimensiones de dichas áreas, el sismo podría presentar una magnitud de M8.8.

.- La quinta aspereza (A5), se encuentra frente a la zona costera de la ciudad de Chiclayo y podría estar asociada a la energía acumulada desde el año 1619. Esta aspereza de menor tamaño correspondería a un sismo con magnitud del orden de M7.7.

Tal como se ha indicado, esta metodología se basa en técnicas estadísticas y de acuerdo a ello, las asperezas identificadas tienen una probabilidad mayor a 70% de producir sismos importantes en los próximos 50 años.

### **6.3.- Zonas de máximo acoplamiento sísmico (ZMAS)**

Con el desarrollo de la instrumentación geofísica, los nuevos equipos GPS (Global Positioning System) son capaces de monitorear y registrar con precisión los desplazamientos mínimos de la corteza terrestre tomando como referencia un punto estático. La pronta disponibilidad de los datos GPS obtenidos a nivel mundial, ha permitido el desarrollo de nuevas metodologías de investigación para muchos campos de la ciencia y en el caso de los sismos, para el pronóstico de ocurrencia de sismos de gran magnitud con bastante éxito.

Para el pronóstico de sismos, debe entenderse que dentro de una zona de subducción como la que se desarrolla en el borde occidental del Perú, la placa Sudamericana avanza continuamente sobre la de Nazca a una velocidad que depende del estado de los esfuerzos regionales actuantes, la misma que sería fácilmente monitoreada y conocida usando datos provenientes de equipos GPS. En este escenario, si las superficies de contacto entre estas dos placas fueran completamente lisas, los desplazamientos se realizarían a una velocidad constante y generando probablemente sismos de

magnitud menor, y sin riesgo para las poblaciones cercanas. Pero en realidad y tal como se explicó anteriormente, sobre las superficies de contacto de ambas placas existen las asperezas que evitan que las placas se desplacen, siendo estas áreas las responsables de la deformación que se produce en el borde occidental de la placa Sudamericana con el consecuente retroceso y levantamiento de la corteza (Figura 24). En el tiempo, la acumulación de deformación llegará a un límite que vencerá la resistencia ofrecida por la aspera y se producirá el salto repentino del continente sobre la placa oceánica produciendo el sismo y la liberación instantánea de energía sísmica. En la Figura 24, la aspera está indicada con una línea roja que en realidad define a un área, ahora conocida como "Zona de máximo acoplamiento sísmico (ZMAS)". Se debe tener en cuenta que a mayor periodo de acumulación de deformación, mayor será la energía liberada por el sismo y por ende, el sismo tendría mayor magnitud.

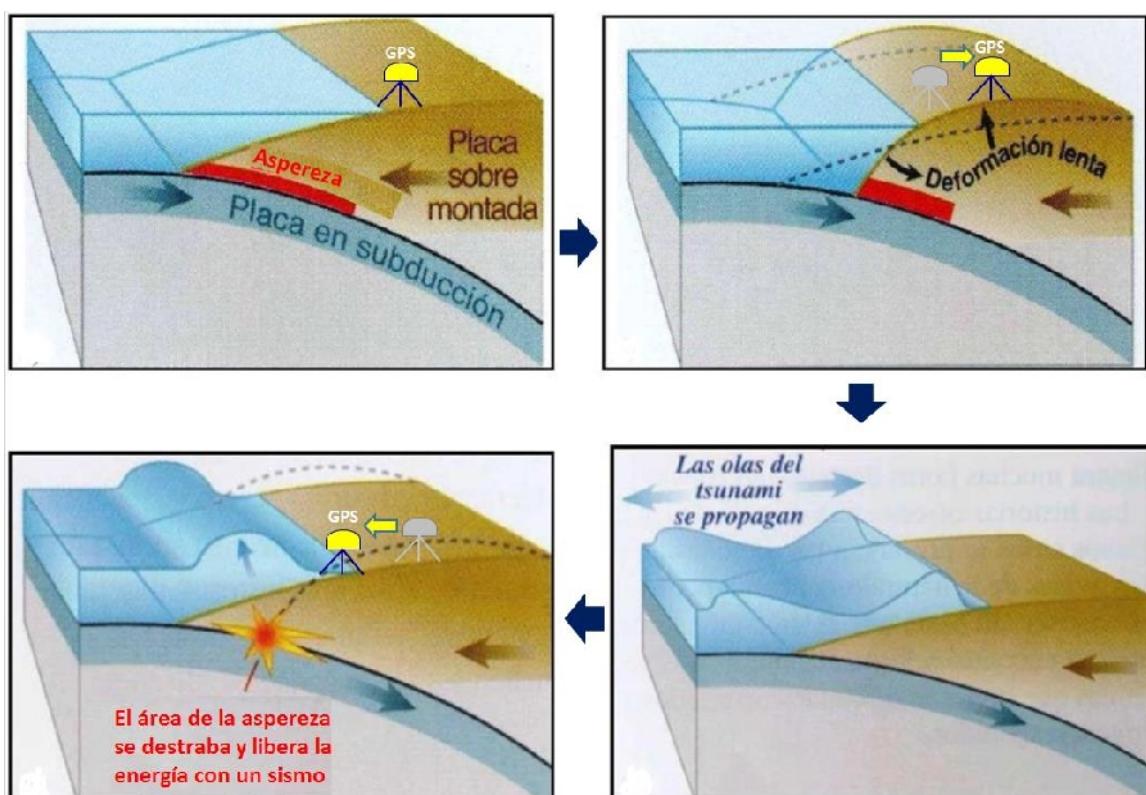


Figura 24: Esquema que muestra el proceso de deformación por la presencia de una aspera o ZMAS en zonas de subducción antes de la ocurrencia de un sismo

Esta metodología ha sido aplicada en varias regiones sísmicas del mundo con notable éxito y ha permitido identificar la ubicación de las ZMAS que dieron origen a los sismos de Sumatra (2005, 2007), Chile (2010, 2014, 2015), Japón (2011), Pisco (2007) y Ecuador (2016). En el caso del Perú, el monitoreo constante del desplazamiento de la placa continental se ha venido realizando desde el año 1995 en áreas específicas y después del año 2010 usando una red densa de estaciones GPS. Los datos recolectados permitieron inicialmente conocer los desplazamientos producidos durante la ocurrencia de los sismos de Nazca del año 1996 (Norabuena et al, 1998) y Arequipa del año 2001 (Ocola y Ellis, 1998; Ruegg et al., 2001; Ocola, 2008).

Posteriormente, Chlieh et al. (2011) recolecta datos de diversas campañas GPS (1998-2005) realizadas entre la ciudad de Lima (Perú) y Antofagasta (Chile) a fin de analizarlos y proceder a identificar la ubicación de las ZMAS asociadas a la convergencia de las placas de Nazca y Sudamericana. Los resultados obtenidos por estos autores muestran la existencia de 4 zonas ZMAS en el borde occidental la región de estudio (Figura 25), todas con variadas geometrías y tamaños, siendo sus principales características las siguientes:

.- En la región central (A-1), existen dos ZMAS que en conjunto forman un área cuyo eje mayor tiene una longitud de 350 km paralelo a la zona costera. Esta área ZMAS estaría acumulando deformación desde el año 1746, fecha en que ocurrió, quizás el sismo de mayor magnitud en el territorio peruano.

.- En la región sur (A-2), la ZMAS se encuentra ubicada frente a la zona costera de las ciudades de Nazca (Ica) y Yauca (Arequipa) con un área cuyo eje mayor tiene una longitud de 150 km paralelo y muy cerca de la zona costera. El área ZMAS estaría acumulando deformación desde el año 1913, fecha en que ocurrió el último sismo de mayor magnitud en esta zona.

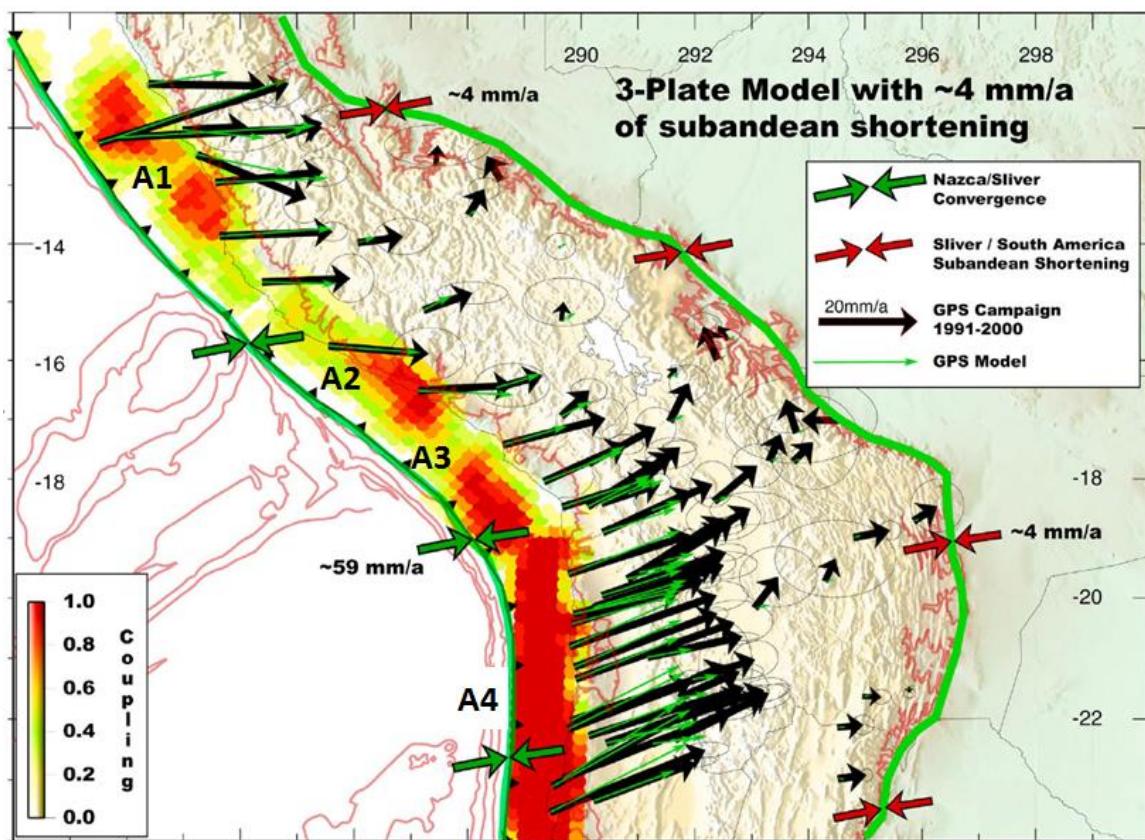


Figura 25: Mapa de zonas de acoplamiento sísmico en el borde occidental de Perú-Chile obtenido a partir de datos de GPS. Las flechas negras corresponden a las medidas de GPS in situ y las verdes a las obtenidas con el modelo teórico. La buena correlación sugiere la existencia de hasta 4 zonas de acoplamiento sísmico (Chlieh et al., 2011).

.- En la región sur (A-3), la ZMAS está presente frente a la zona costera de las regiones Moquegua y Tacna con un área cuyo eje mayor, paralelo a la costa, presenta una longitud de 160 km. Esta ZMAS sería el remanente del sismo ocurrido en la región sur del Perú en el año 2001 (M8.2) y estaría acumulando deformación desde el año 1868, fecha en que ocurrió el sismo de mayor magnitud en esta región.

.- En la región norte de Chile (A-4), el área ZMAS abarca desde la frontera Perú – Chile hasta la ciudad de Antofagasta en Chile. Su eje mayor, paralelo a la línea de costa, tiene una longitud del orden de 500 km y estaría acumulando deformación desde el año 1877, fecha en que ocurrió probablemente el evento sísmico de mayor magnitud en esta región. Recientemente, cerca de la ciudad de Iquique, ocurrieron dos

sismos de magnitud M8.2 (2014 y 2015) que habrían liberado parte de los esfuerzos acumulados, principalmente en el extremo norte de la ZMAS.

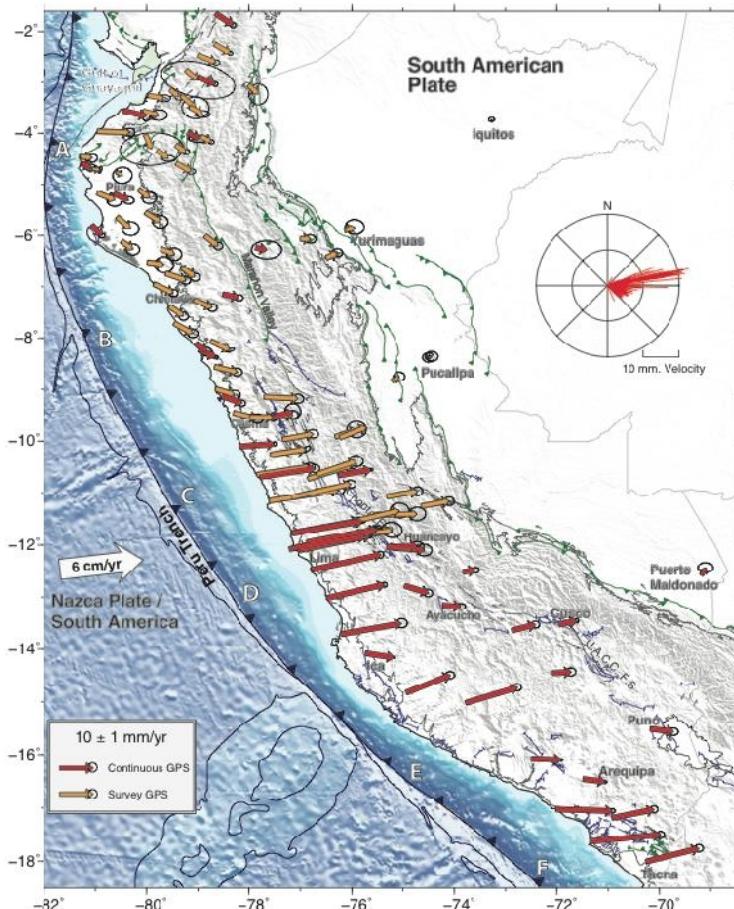


Figura 26. Distribución de los vectores de velocidad de deformación cortical en el borde occidental del Perú (Villegas-Lanza, et al, 2016)

Posteriormente, Villegas-Lanza et al. (2016) realizan un estudio integral para todo el borde costero del Perú utilizando datos GPS recolectados hasta el año 2015, esto como parte de proyectos en cooperación con la Universidad de Nice (Francia). Los resultados obtenidos por estos autores permiten tener una visión global de los vectores de velocidad de deformación cortical, siendo estos mayores en las zonas costeras de las regiones centro y sur del Perú con una orientación próxima a E-O, lo cual indica que la acumulación de esfuerzos es mayor que las áreas circundantes (Figura 26). Contrariamente, en la región norte del Perú, los

vectores de velocidad de deformación cortical presentan menor longitud y una orientación cercana al SE, sugiriendo el desarrollo de un patrón de deformación diferente, desde la zona costera del Ecuador hasta la región Áncash aproximadamente. Los autores proponen la existencia de un bloque cortical independiente que controla la deformación en Ecuador y región norte del Perú.

Asimismo, Villegas-Lanza et al (2016) identifica para el borde occidental de Perú la existencia de hasta 4 ZMAS con diferentes áreas y geometrías, siendo sus características las siguientes (Figura 27):

.- Región Norte (B-1): Los vectores de desplazamiento indican el retroceso de la placa continental con una velocidad del orden de 4 mm/año, lo cual sugiere que las placas de Nazca y Sudamericana no estarían del todo acopladas y por lo tanto, existe una probabilidad muy baja para la ocurrencia de un sismo de gran magnitud. Sin embargo, se ha identificado la presencia de una pequeña ZMAS cerca de la fosa (Área: 90x60 km<sup>2</sup>) que podría dar origen a un sismo de magnitud moderada con la consecuente ocurrencia de un tsunami, tal como ocurrió con el sismo y tsunamis de febrero de 1996 (M7.6).

.- Región Central (B-2): Se identifica la presencia de una ZMAS que abarca el área comprendida entre la localidad de Huacho (Lima) por norte hasta Pisco (Ica) por el Sur, sobre una longitud de aproximadamente 450 km (Área: 460x150 km<sup>2</sup>), estando el área de mayor tamaño en el extremo norte de la ZMAS. En esta zona, se podría producir un sismo de magnitud importante y probablemente sea el repetitivo del que ocurrió en el año 1746 (M8.8).

.- Región Sur (B3 y B4): De estas dos ZMAS, la primera está ubicada sobre la zona costera al sur de la región Ica y norte de la región Arequipa, próxima a la ciudad de Nazca con una área de

aproximadamente 150x100 km<sup>2</sup>. Esta ZMAS estaría asociada al sismo ocurrido en la zona en el año 1913. La segunda ZMAS se encuentra frente a la costa de las regiones de Moquegua y Tacna, y sería el remanente del sismo ocurrido en el año 2001 y que en conjunto, tendrían relación con el área de ruptura del sismo ocurrido en esta región en el año 1868 (M8.8). Esta ZMAS presenta un área de 210x130 Km<sup>2</sup>.

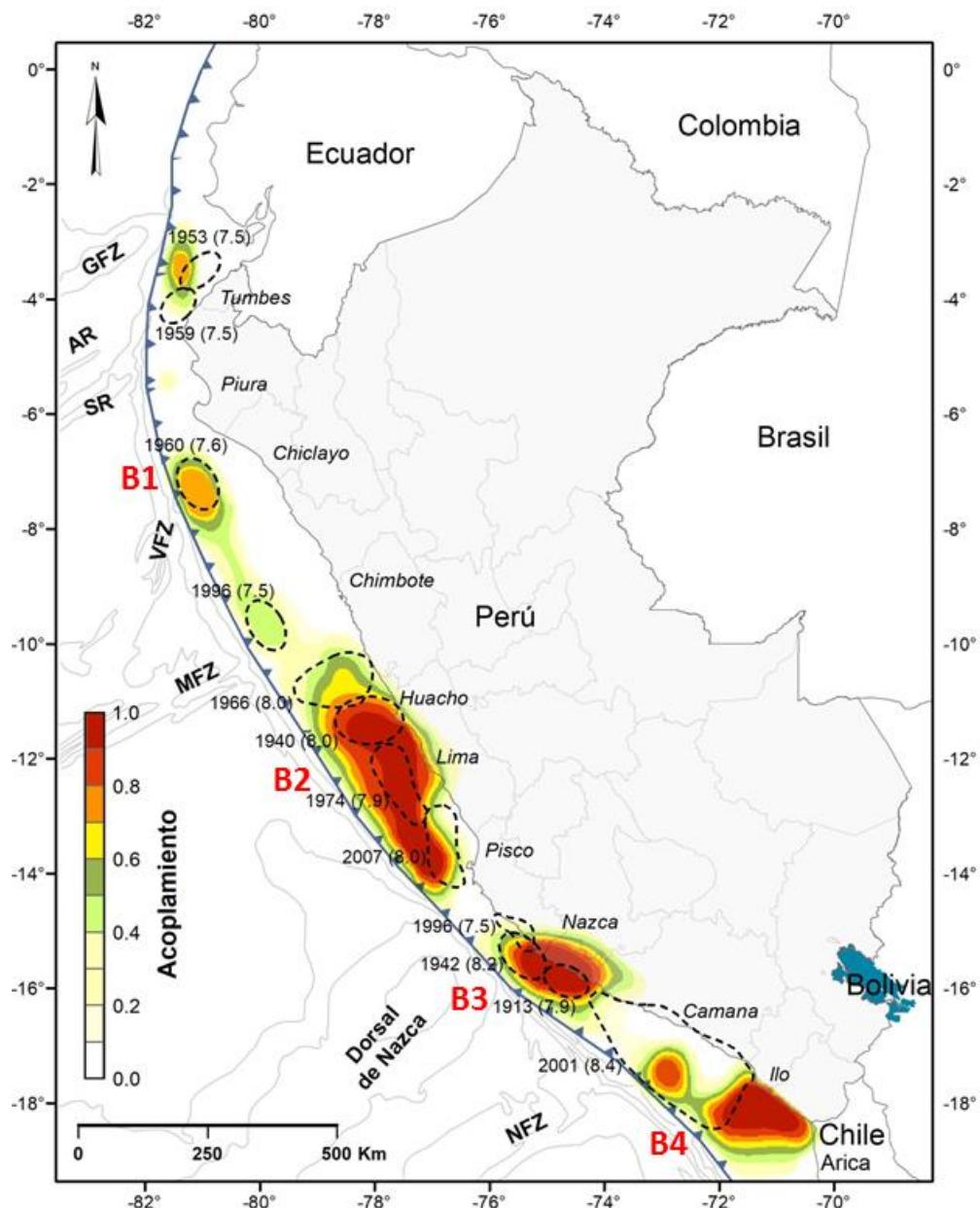


Figura 27: Distribución de ZMAS en el borde occidental del Perú de acuerdo a los resultados obtenidos por Villegas-Lanza et al (2016)

En general, las metodologías seguidas para el pronóstico de grandes sismos ha venido evolucionando en el tiempo, las primeras investigaciones mostraban el resultado de la búsqueda de información histórica para construir bases de datos homogéneas que permita en una primera etapa, elaborar los mapas de isosistas y a partir de estos, estimar el epicentro del sismo, su profundidad y sobretodo su magnitud. Con esta información se procedía a estimar sus áreas de ruptura que, al ser georreferenciados en mapas, era posible identificar las áreas con ausencia de sísmicos de gran magnitud y así definir el concepto de Lagunas Sísmicas. Posteriormente, los esfuerzos se centraron en construir bases de datos sísmicos o los llamados catálogos sísmicos, buscando que los parámetros hipocentrales de todos los eventos sean homogéneos; es decir, calculados con los mismos procedimientos, sobre todo para la magnitud de los sismos que sea expresada en la misma escala. Luego se definieron métodos estadísticos que permiten identificar zonas de mayor o menor frecuencia de sismos y zonas con mayor o menor nivel de deformación acumulada, llegándose a definir la existencia de las “asperezas”; es decir, las áreas en donde ocurrirían los próximos sismos en una determinada región.

Años después, los métodos observacionales y estadísticos, dieron paso a otros más cuantitativos usando imágenes satelitales y las técnicas de interferometría, y también el monitoreo del desplazamiento continuo de las placas tectónicas usando datos GPS. Este importante adelanto en sismología ha permitido mejorar enormemente el pronóstico de ocurrencia de grandes sismos en el Perú y el mundo.

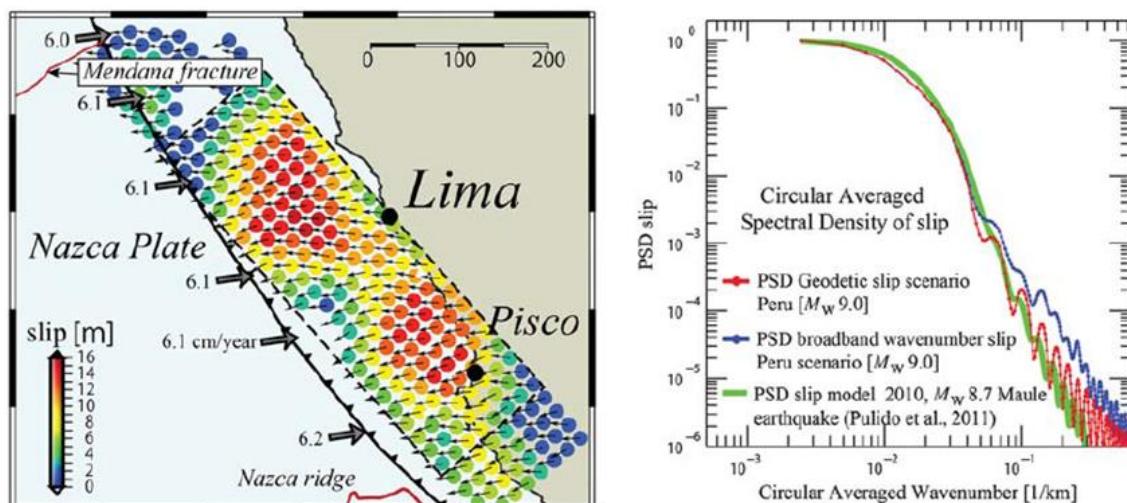
## 7.- MAGNITUD Y NIVELES DE SACUDIMIENTO DEL SUELO

Una vez conocidas las áreas y geometrías de la ZMAS presente en la en el borde occidental del Perú, se procedió a estimar la magnitud de los sismos que podrían ocurrir al momento de producirse la relajación de las deformaciones acumuladas. Para este objetivo se hizo uso de los resultados obtenidos por Chlieh et al, (2011) para la ZMAS ubicada en la región central del Perú y por Villegas-Lanza et al (2016) para sismos que podrían ocurrir en la región sur del Perú.

### 7.1.- Magnitud del sismo en la región central

Sobre la ZMAS identificada por Chlieh et al, (2011) para el borde costero de la región central del Perú, Pulido et al, (2012, 2015) procedió a su descomposición en círculos unitarios a fin de distribuir las deformaciones acumuladas en la zona durante 272 años con una velocidad de 6 cm/año (Figura28). El objetivo fue simular el evento sísmico y obtener el registro teórico del sismo, al cual se le aplica una simple transformada de Fourier. La parte plana del espectro obtenido equivale al tamaño del evento sísmico; es decir, su magnitud y en este caso, el sismo presentaría una magnitud próxima a M8.8. Una manera de corroborar este valor de magnitud fue aplicar la misma técnica al registro del sismo de Chile del 2010 (M8.8) y el resultado a obtenerse incluirlo para comparación en la Figura 28. En esta figura se observa que los espectros son muy similares; por lo tanto, la ZMAS identificada para la región central del Perú, daría origen a un sismo de magnitud del orden de M8.8 – 9.0.

Por otro lado, para estimar la magnitud de los sismos que podrían generarse en las ZMAS definidas por Villegas-Lanza et al (2016) se ha considerado la relación propuesta por Dorbath et al, (1990) en base a la longitud del eje mayor del área de ruptura o ZMAS:



*Figura 28: Geometría de la ZMAS y distribución espacial de las deformaciones acumuladas en el borde costero de la región central del Perú (Figura izquierda). Espectros de Fourier para las señales teóricas correspondientes al sismo con origen en ZMAS (líneas roja y azul) y sismo de Chile del 2010 (línea verde) (Figura derecha).*

$$M_w = 1.62 \log L + 4.44 \quad (L \text{ en km})$$

De acuerdo a la Figura 27, el ZMAS ubicado frente a la costa de la región La Libertad daría origen a un sismo de magnitud M7.6; la ZMAS ubicada frente a la región central del Perú daría origen a un sismo de magnitud M8.8; la ZMAS ubicada frente a la zona costera de las regiones Ica y Arequipa, daría origen a un sismo de magnitud M7.9; y la ZMAS ubicada frente a la costa de las regiones de Moquegua y Tacna daría origen a un sismo de magnitud M8.2 (Tabla 1). Estos valores de magnitud son coherentes con anteriores sismos ocurridos en la misma región y representan un peligro importante para las áreas urbanas ubicadas en cada región.

*Tabla 1. Valores de magnitud para los sismos en ZMAS (Figura 27)*

ZMAS	Región	Longitud ruptura (km)	Magnitud (M <sub>w</sub> )
ZMAS - B1	Norte	90	7.6
ZMAS - B2	Centro	460	8.8
ZMAS - B3	Sur	150	7.9
ZMAS - B4	Sur	210	8.2

## 7.2.- Niveles de sacudimiento del suelo

Una vez conocida la geometría del área que caracteriza a la ZMAS ubicada en la zona costera de la región central del Perú, así como la magnitud el sismo que podría ocurrir, se ha procedido a estimar los niveles de sacudimiento del suelo que podría experimentarse en Lima Metropolitana y el Callao. En general, el registro de un sismo es el producto de la convolución de los procesos que se desarrollan en la fuente sísmica, la atenuación del medio, los efectos de sitio y las características del sensor (Figura 29). De todos estos procesos, el que debe conocerse en detalle son los efectos de sitio que considera las propiedades físicas de las capas superficiales del subsuelo hasta una profundidad promedio de 30 metros ( $V_{s30}$ ), debido a que ellas de acuerdo a su composición amplifican o atenúan a las ondas sísmicas.

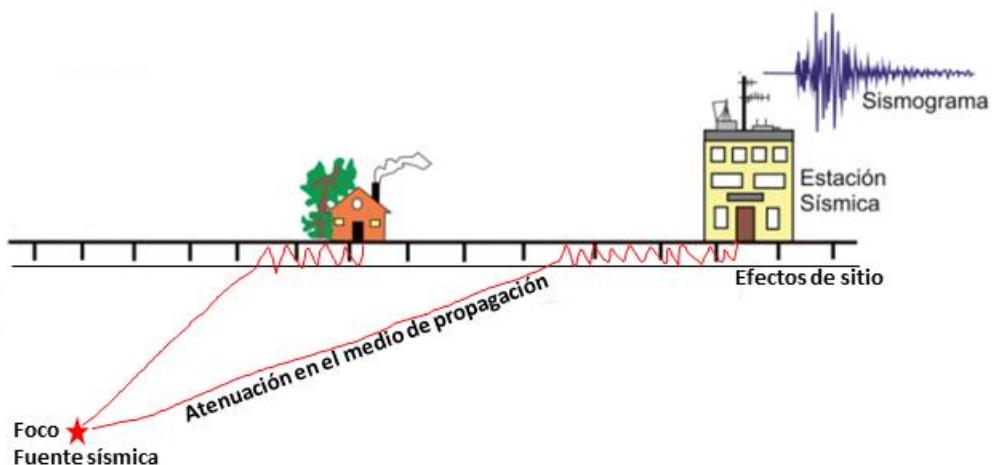


Figura 29: El sismograma es el resultado de la convolución de la información de la fuente sísmica, atenuación del medio, efectos de sitio y del sensor sísmico.

Para conocer la composición geológica y propiedades físicas de los suelos de Lima Metropolitana y el Callao, Pulido et al (2012, 2015) utilizó la información generada por el proyecto SATREPS (Calderón et al, 2013) a partir de ensayos geofísicos (Figura 30). Conocer la velocidad de las ondas sísmicas y los espesores de la capa sedimentaria superficial, ayuda a identificar en qué distritos se podría esperar mayores niveles de sacudimiento del suelo. Para la base rocosa por debajo de los suelos de Lima, se consideró los valores de velocidad para las ondas sísmicas obtenidos por Krabbenhoft et al.

(2004), dentro del proyecto alemán de sísmica marina conocido con las siglas "GEOMAR".

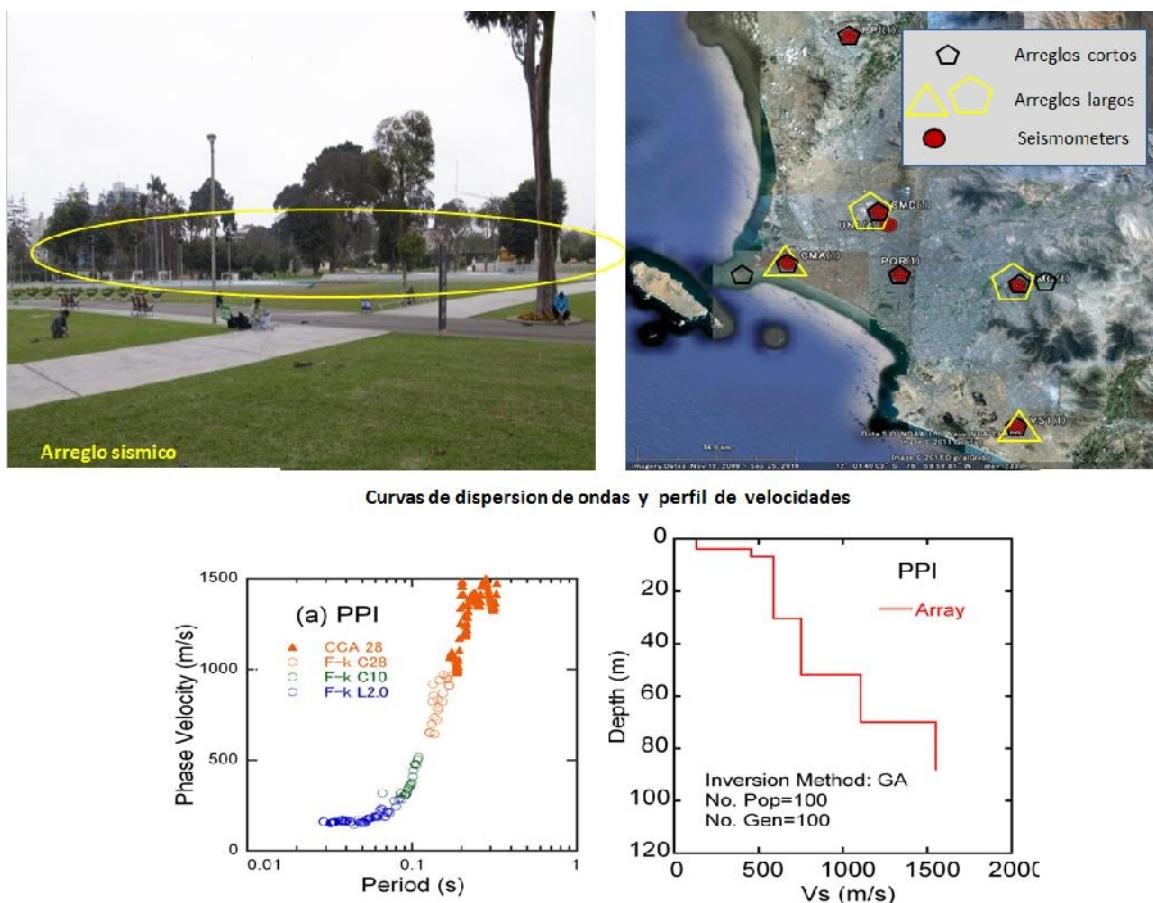
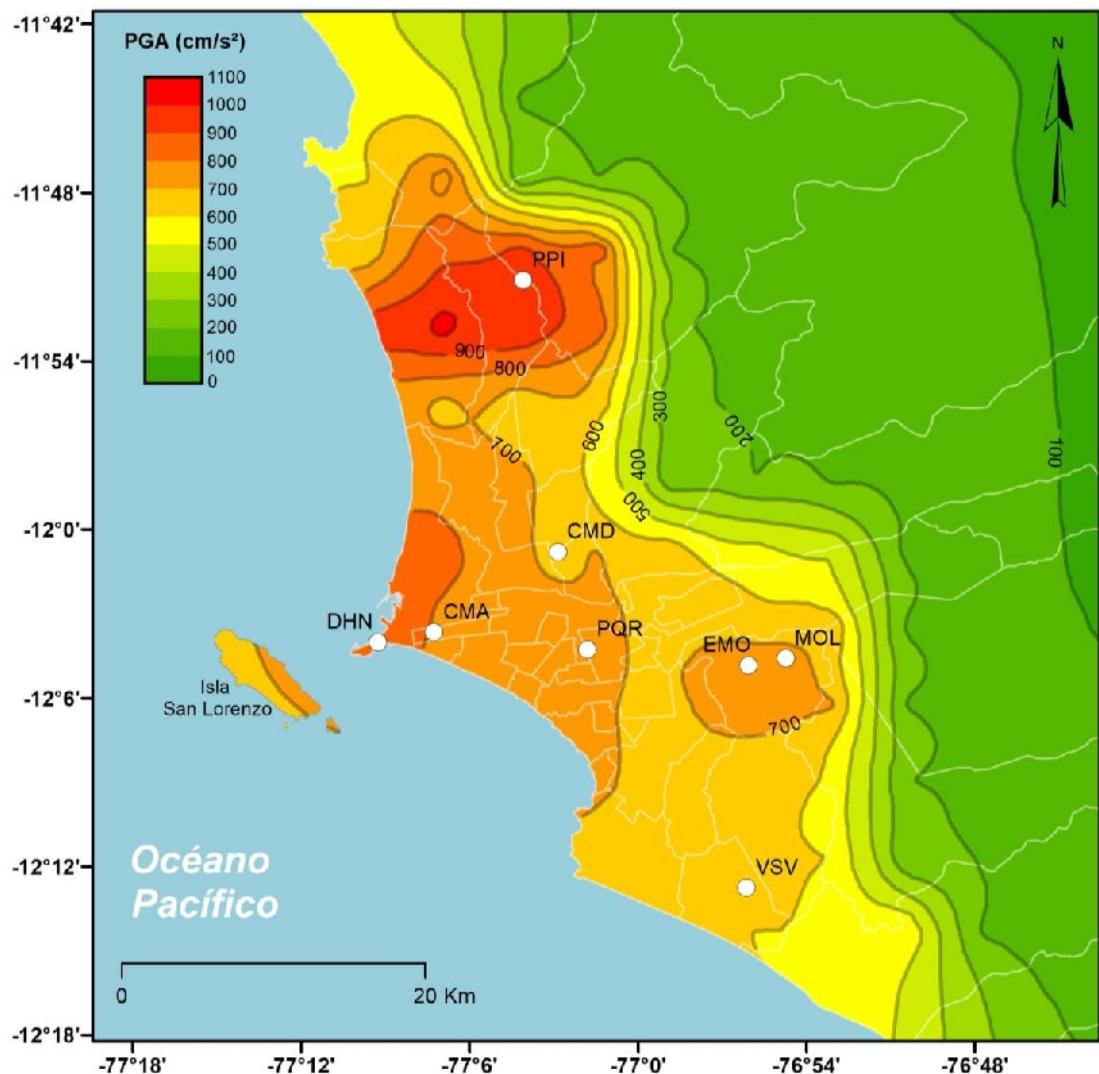


Figura 30: Ensayos geofísicos realizados en Lima Metropolitana y el Callao para conocer las velocidad de las ondas sísmicas en las capas superficiales (Calderón et al, 2012)

Conocida la geometría del área ZMAS ( $460 \times 150 \text{ km}^2$ ), el tamaño del sismo que podría producirse (M8.8), la velocidad de las ondas de corte en las capas superficiales de Lima Metropolitana y el Callao, se procedió a construir los registros de aceleración teórica del suelo para varios puntos del área de estudio. Posteriormente, considerando que ZMAS es un área bastante grande, se generaron los registros de aceleración asumiendo varios escenarios para el inicio del proceso de ruptura del sismo en estudio; es decir, ¿cuál sería la aceleración del suelo si el sismo inicia su ruptura en el extremo sur del ZMAS, al norte y al frente de la zona costera de Lima Metropolitana y el Callao? Al final del proceso, los resultados obtenidos permiten conocer la aceleración del suelo considerando sus efectos de sitio. Los valores de aceleración obtenidos

para cada punto fueron interpolados para construir el mapa de la Figura 31 y los resultados obtenidos fueron los siguientes (Pulido et al. 2012, 2015):



*Figura 31: Valores de aceleración PGA para Lima Metropolitana y el Callao considerando como escenario un sismo con origen en la ZMAS identificada para la zona costera de la región central del Perú (Pulido et al, 2012, 2015)*

De producirse el sismo frente a la costa de la región central del Perú, los suelos de la ciudad de Lima Metropolitana podrían demandar niveles de aceleración mayores a  $500 \text{ cm/s}^2$  y en El Callao, desde Ventanilla hasta la zona portuaria, del orden de 700 a 900  $\text{cm/s}^2$ . Para tener una idea de estos valores, durante el terremoto de Pisco 2007 (M8.0), los suelos de la ciudad de Ica soportaron niveles de sacudimiento del orden de  $400 \text{ cm/s}^2$  (aceleración) y en Lima del orden de  $80 \text{ cm/s}^2$ . Estos valores de aceleración

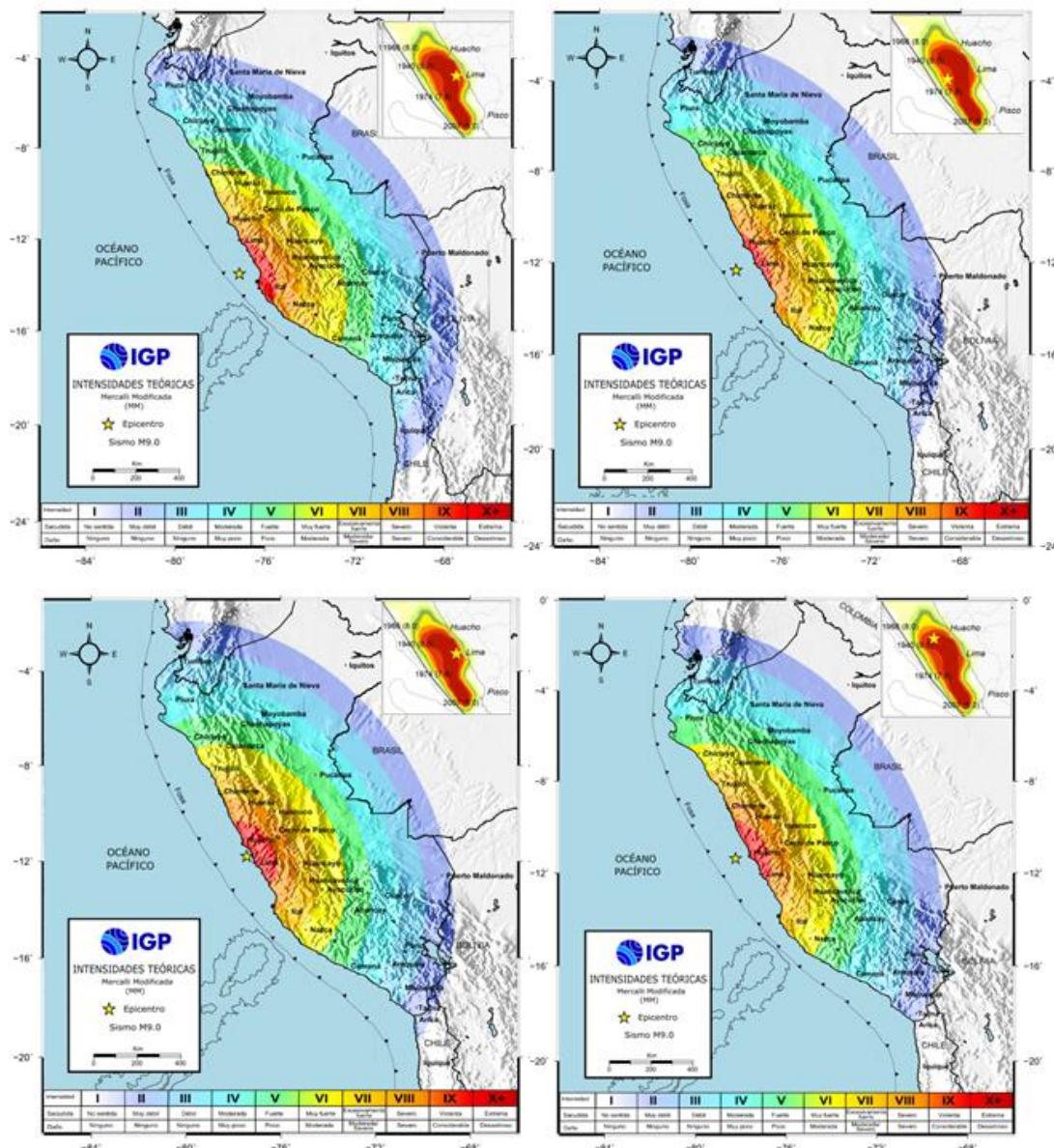
del suelo son entre 6 y 11 veces menor del que podría producirse en Lima y el Callao si ocurriera el sismo asociado a la ZMAS. En este contexto, es importante indicar que durante la ocurrencia del sismo de Chile del 2010 (M8.8), en la ciudad de Santiago de Chile los suelos se sacudieron con aceleraciones que llegaron a  $900 \text{ cm/s}^2$  y en Japón, durante el terremoto del 2011 (M9.0), en algunas zonas se registraron aceleraciones del orden de  $1200 \text{ cm/s}^2$ . De acuerdo a estos resultados, es de entenderse que los grandes sismos logran generar altos niveles de sacudimiento del suelo, siendo estos mayores para algunas áreas en donde los suelos podrían no ser competentes.

### **7.3.- Intensidades regionales**

A fin de disponer de información complementaria que permita conocer el área de afectación debido a la ocurrencia de sismos de gran magnitud con origen en las ZMAS de la Figura 27, se ha construido para cada sismo los mapas de intensidades sísmicas teóricas en la escala de Mercalli Modificada (MM), siendo sus características las siguientes:

.- Considerando que la ZMAS (B2) ubicada frente a la zona costera de la región central del Perú presenta una gran área de ruptura ( $460 \times 150 \text{ km}^2$ ), se ha considerado 4 escenarios para un sismo de magnitud M8.8 (Figura 32): el primero considera un epicentro ubicado a 180 km en dirección SO con respecto al Callao (extremo sur de ZMAS), el segundo con epicentro a 110 km en dirección oeste, el tercero con epicentro a 40 km en dirección oeste y el cuarto con epicentro a 180 km en dirección noroeste con respecto al Callao. Para todos estos escenarios, la intensidad máxima sería de IX-X (MM) con la diferencia que, para el tercer escenario, el área es 3 veces mayor que para el primer escenario; además, el área de intensidades de VI (MM) abarca por el sur con la ciudad de Nazca, por el oriente con la ciudad de Pucallpa y por el norte, con la ciudad de Chiclayo. En general, y con intensidades menores, el

sismo sería percibido por el sur, en la ciudad de Arica (Chile); por el oriente hasta la frontera Perú – Brasil y por el norte, hasta la ciudad de Guayaquil en Ecuador.



*Figura 32: Mapas de intensidades sísmicas teóricas en la escala MM elaborados para 4 escenarios de sismos de gran magnitud ocurridos en el área ZMAS (B2) ubicada frente a la costa de la región central del Perú*

.- El mapa de intensidades teóricas elaborado para un sismo de magnitud M7.9 con origen en la ZMAS (B3) ubicada frente a la zona costera de la región Ica y Arequipa (Figura 33), muestra que las intensidades máximas de VII-VIII (MM) se presentarían entre las

localidades de Chala (Arequipa) hasta las proximidades de Nazca (Ica). El área de percepción del sismo considera a la ciudad de Arequipa por el sur, Abancay por el oriente y el distrito de Chilca (Lima) por el norte.

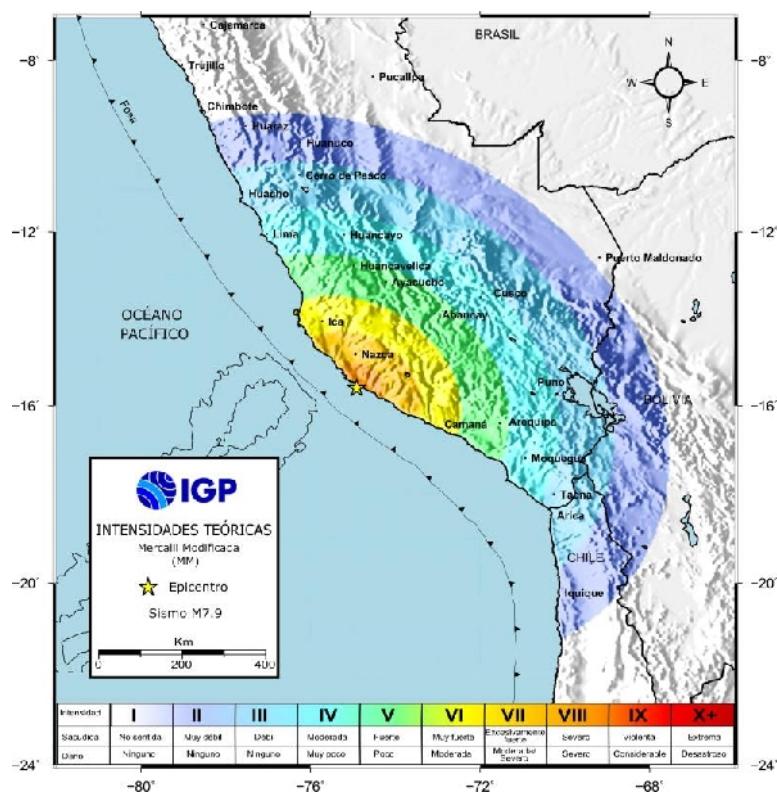


Figura 33: Mapa de intensidades teóricas elaborado para un sismo de magnitud M7.9 con origen en la ZMAS (B3) ubicada frente a la zona costera de las regiones Ica y Arequipa

.- El mapa de intensidades teóricas elaborado para un sismo de magnitud M8.2 con origen en la ZMAS (B4) ubicada frente a la zona costera de las regiones Moquegua y Tacna (Figura 34), muestra que el área de mayor intensidad VII-VIII (MM) considera a las regiones Moquegua y Tacna, además de casi el 80% del área de la región Arequipa e Iquique en Chile. El sismo sería percibido hasta la ciudad de Iquique por el sur, hasta la ciudad de Puno por el oriente y hasta la ciudad de Nazca por el norte.

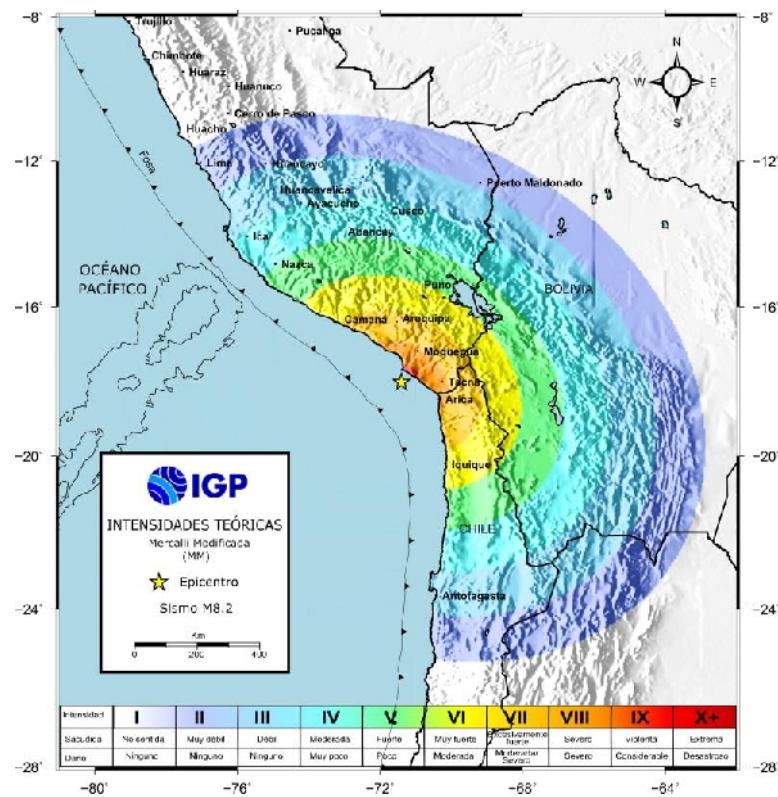


Figura 34: Mapa de intensidades teóricas elaborado para un sismo de magnitud M8.2 con origen en la ZMAS (B4) ubicada frente a la zona costera de las regiones Moquegua y Tacna

## 8.- RIESGO POR EXPOSICIÓN

Cuando se trata de evaluar el riesgo por exposición de un área urbana a la ocurrencia de un sismo, se debe considerar la suma de muchos factores como:

- .- Composición de los suelos: la composición geológica y su comportamiento dinámico a la ocurrencia de un sismo puede atenuar o amplificar a las ondas sísmicas producto de la ocurrencia de un sismo.
- .- Calidad y tipo de construcciones: el uso de materiales inadecuados durante la construcción de viviendas, la combinación de materiales, su antigüedad y sus geometrías incrementan el riesgo de colapsar parcial o totalmente durante la demanda sísmica.
- .- La morfología del terreno: el uso inadecuado de suelos ubicados en las quebradas, riberas de los ríos y laderas de los cerros se suman para incrementar el riesgo ante la demanda sísmica.
- .- Escasa cultura de prevención: el crecimiento desordenado de las áreas urbanas en base a la autoconstrucción y ocupando áreas de alto riesgo por el tipo de suelo, su morfología y/o el uso inadecuado de materiales de construcción, son el reflejo de una escasa cultura de prevención. A esto se suma la poca participación de la población en los simulacros de sismo y tsunami que se realizan cada año.

En el tiempo, los factores indicados han permitido que las ciudades y áreas urbanas se incrementen de manera irresponsable llegando a ser cada día más vulnerables. Estudios recientes han demostrado que los sismos de gran magnitud que ocurren en una determinada región, presentan similares procesos de ruptura y por lo tanto, los niveles de sacudimiento del suelo son semejantes ante la demanda sísmica. Si estos sismos ocurren separados, uno del otro por un tiempo de 50 años, durante ese periodo lo único que ha cambiado en las áreas urbanas son el incremento de viviendas autoconstruidas

sobre suelos no adecuados y la superpoblación, lo cual ha incrementado el riesgo de dichas áreas. Por ejemplo, dos años antes de ocurrir el sismo de 1974 (M7.7), último evento importante en Lima y el Callao, la población era de 3'418,452 habitantes, en el año 1993 llegó a 6'434,323 habitantes y hoy alcanza un número de aproximadamente 11'628,470 habitantes; es decir, en 46 años se ha producido un incremento en la población del orden de 340%. Del mismo modo, el área ocupada por la población ha crecido en un 300% al año 2019 (Figura 35).

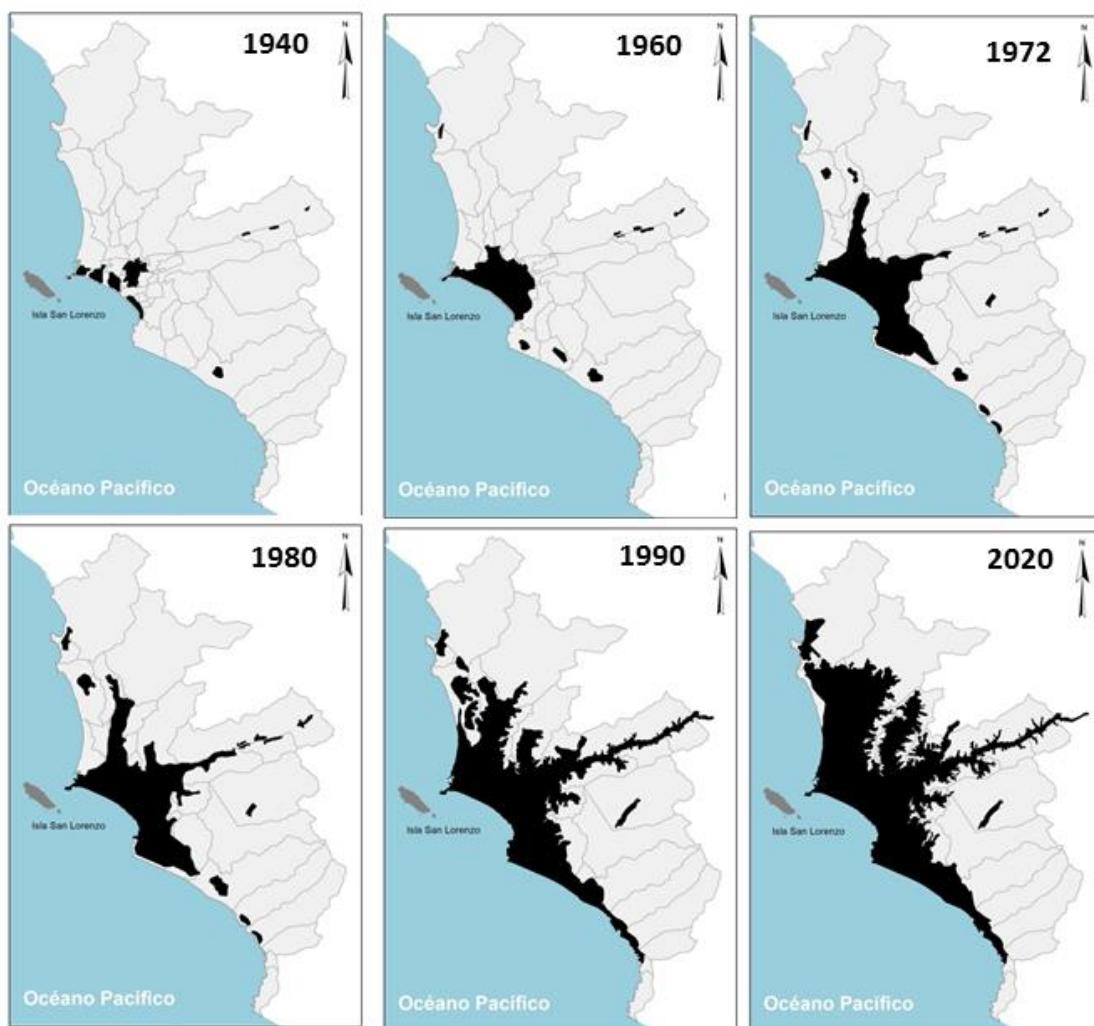


Figura 35: Crecimiento de las áreas de ocupación en Lima Metropolitana y el Callao desde el año 1940 a la fecha.

Por otro lado, según la información histórica que relatan los daños y efectos producidos en el Perú por el sismo de 1746, quizás el sismo de mayor magnitud ocurrido en la región central del Perú (M8.8), se indicó que el 10% de la población, de un total de 6000 habitantes, perdieron la vida. En el año 2020 la población de Lima es del orden de 11'628,470 habitantes y del Callao de aproximadamente 1'129,854 habitantes, siendo el 10% de esta cantidad, 1'275,832 mil personas que podrían ser afectadas, cifras posibles al considerar el modo de crecimiento de Lima Metropolitana y el Callao. En este escenario, es importante considerar que al día siguiente de ocurrido el sismo de Pisco del 2007 (M8.0), el número de personas afectadas fue de 22, número que fue creciendo exponencialmente conforme pasaban los días para luego, después de una semana, llegar al número de 600 personas. Estas estadísticas muestran claramente que las personas no son afectadas por el sismo, sino por el colapso parcial o total de sus viviendas y/o edificio públicos.

De acuerdo a todo lo indicado, se hace complicado generar escenarios cuantitativos sobre los daños estructurales y sociales que pudieran presentarse ante la ocurrencia de un sismo de gran magnitud. Sin embargo, según las experiencias vividas con los dos últimos sismos de gran magnitud ocurridos en Perú (Arequipa 2001 y Pisco 2007), se ha observado que las viviendas dañadas y población afectada se encuentran en áreas encerradas por las curvas de isosistas de grado VI (MM). Este nivel de intensidad es equivalente a aceleraciones del suelo del orden de 100 cm/seg<sup>2</sup> (USG, 2020); por lo tanto, de ocurrir los sismos con origen en las ZMAS descritos en capítulos anteriores, se podrían presentar daños importantes y afectación de la población según el siguiente detalle:

.- Sismo de magnitud M8.8 con origen en la ZMAS (B2) de la región central del Perú: De acuerdo al mapa de intensidades teóricas de la Figura 32, dentro del área de isosistas de VI a XIX (MM) se tendría un total de 974 distritos; 4'696,540 viviendas y 18'208,452 habitantes que podrían ser afectados (Tabla 2).

*Tabla 2: Distritos, viviendas y población afectadas entre VI - IXI (MM)*

Sismo de magnitud M9.0 en la región central del Perú			
	IX	IX a VIII	IX a VII
Distritos	161	431	720
Viviendas	2'612,872	3'017,187	3'818,630
Población	10'293,623	11'804,865	14'827,180
			18'208,452

.- Sismo de magnitud M7.9 con origen en la ZMAS ubicada frente a la zona costera de las regiones de Ica y Arequipa: De acuerdo al mapa de intensidades teóricas de la Figura 33, dentro del área de isosistas de VI a VIII (MM) se tiene un total de 216 distritos; 334,213 viviendas y 1'198,061 habitantes que podrían ser afectados (Tabla 3).

*Tabla 3: Distritos, viviendas y población afectadas entre VI - VIII (MM)*

Sismo de magnitud M7.9 en la costa de Nazca - Arequipa		
	VIII	VIII a VII
Distritos	15	55
Viviendas	10,317	64,318
Población	34,962	219,504
		1'198,061

.- Sismo de magnitud M8.2 con origen en la ZMAS ubicada frente a la zona costera de las regiones de Moquegua y Tacna: De acuerdo al mapa de intensidades teóricas de la Figura 34, dentro del área de isosistas de VI a VIII (MM) se tiene en el territorio peruano un total de 144 distritos; 533,080 viviendas y 1'859,032 habitantes que podrían ser afectados (Tabla 4).

*Tabla 4: Distritos, viviendas y población afectadas entre VI - VIII (MM)*

Sismo de magnitud M8.2 en la costa de Moquegua - Tacna		
	VIII	VIII a VII
Distritos	12	80
Viviendas	32,567	388,261
Población	100,960	1'417,272
		1'859,032

Es importante reiterar que en esta información no se detalla el tipo de daño que podría presentarse de ocurrir los sismos antes indicados, pero como información “referencial” es válida para ser utilizada en la gestión del riesgo de desastres.

## CONCLUSIONES

Históricamente, el borde occidental del Perú ha sido afectado de manera reiterativa por eventos sísmicos que han causado diversos niveles de daño en las principales ciudades y núcleos urbanos cercanos a la zona costera. Es por ello que, surge la inquietud de conocer la probabilidad de ocurrencia de un evento sísmico de gran magnitud para realizar proyectos orientados a la Gestión del Riesgo de Desastres.

Dentro de este contexto, las investigaciones en ciencias sismológicas se vieron favorecidas con el desarrollado de otras, como la geodesia espacial (GPS). Los aportes hechos por Chlieh et al. (2011), Pulido et al (2012, 2015) y Villegas-Lanza et al (2016) para el Perú, han permitido identificar en la zona costera de la región central del Perú, la presencia de hasta 4 Zonas de Máximo Acoplamiento Sísmico (ZMAS) o asperezas que podría dar origen en el futuro a sismos de gran magnitud.

En la región norte del Perú, la ZMAS identificada presenta un área de 90x60 km<sup>2</sup> y podría dar origen a un sismo de magnitud M7.6 (zona costera de Lambayeque). En la región central, la ZMAS presenta un área de 460x150 km<sup>2</sup> y podría dar origen a un sismo de magnitud M8.8 (zona costera de Lima y el Callao). Las ZMAS presentes en la región sur con áreas de 150x100 km<sup>2</sup> (zona costera de Ica y Arequipa) y 210x130 km<sup>2</sup> (zona costera de Moquegua y Tacna) darían origen a sismos con magnitudes de M7.9 y M8.2.

Considerando las características de la ZMAS ubicada en la región central del Perú, la magnitud del sismo que podría producirse y las propiedades geofísicas de los suelos de Lima Metropolitana y el Callao, Pulido et al (2012, 2015), estiman que los posibles niveles de sacudimiento del suelo sobrepasarían los 500 cm/s<sup>2</sup> (0.5g).

Por otro lado, los mapas de intensidades sísmicas teóricas en la escala MM elaborados para el sismo a ocurrir en la región central del Perú indican valores máximos de hasta VIII-IX en un área que considera a las regiones de Ancash, Lima e Ica. Para el sismo a ocurrir frente a la costa de Ica – Arequipa, la intensidad máxima sería de VII-VIII (MM) para un área que abarca desde la localidad de Chala por el sur hasta Chilca por el norte. Finalmente, el sismo a producirse frente a la costa de Moquegua y Tacna, considera valores máximos de intensidad de VII-VIII (MM) que afectaría a un área que abarca desde la ciudad de Arica (Chile) hasta la localidad de Camaná (Arequipa)

Asimismo, considerando la base de datos del CENSO 2007 y el mapa de intensidades teóricas en la escala MM, el sismo a producirse en la región central del Perú (M8.8) afectaría a 216 distritos; 334,213 viviendas y 1'198,061 habitantes. El sismo que podría producirse frente a la costa de Ica – Arequipa (M7.9) afectaría a 144 distritos; 533,080 viviendas y 1'859,032 habitantes. El sismo a producirse frente a la costa de Moquegua – Tacna (M8.2) afectaría a 144 distritos; 533,080 viviendas y 1'859,032 habitantes.

Al ser los sismos cílicos en el tiempo, es de esperarse que las áreas afectadas por un sismo de gran magnitud en el pasado, sean afectadas nuevamente en el futuro con un nuevo sismo que desarrolle similares procesos de ruptura y niveles de sacudimiento del suelo. En este escenario y considerando que en el tiempo las ciudades han crecido y la población se ha incrementado, es de esperarse que también el riesgo por exposición se incremente y por ende, el desastre será mayor que en el pasado.

## **AGRADECIMIENTOS**

Este documento técnico fue elaborado por encargo del CENEPRED a fin de actualizar el estado del conocimiento sobre los escenarios sísmicos a presentarse en el borde occidental del Perú. Mi agradecimiento a los Ingenieros Rubén Castro, Ademir Cuya y Julio Martínez por su apoyo en la elaboración de los mapas y figuras que acompañan a este documento.

## BIBLIOGRAFÍA

- Calderón et al (2013). Estimation of Deep shear-wave velocity profiles in Lima, Peru, using seismometers arrays. Journal of Disaster Research, V 8, 2, 252-258.
- Chlieh et al. (2011). Interseismic coupling and seismic potential along the central Andes subduction zone; J. G. R. vol. 116, doi:10.1029/2010JB008166, 2011
- Condori y Tavera (2012), Áreas probables de ruptura sísmica en el borde occidental del Perú, a partir de la variación del parámetro b. Bol. Soc. Geol. Perú, 106, 23-36.
- DeMets et al (1990). Current plate motions. Geophys. J. Int. 101, 425-478.
- Deverchere, J., C. Dorbath, and L. Dorbath (1989), Extension related to a high topography: Results from a microearthquake survey in the Andes of Peru and tectonic implications, Geophys. J. Int., 98, 281–292
- Dorbath, L., Cisternas, A. y Dorbath, C. (1990). Assessment of the size of large and great historical earthquakes in Peru. Bull. Seism. Soc. Am., 80, 551-576.
- Gutenberg, B., Richter, C. F., 1956. Magnitude and Energy of Earthquakes. Annali di Geofisica, 9: 1–15.
- Hanks, T. y H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, Journal of Geophysical Research. 84(B5): 2348-2350.doi:10.1029/JB084iB05p02348.
- Kagan Y. y Jackson, D. (1991) Seimic gap hypothesis: Ten years after. JGR, 96, 21419-21431
- Kelleher, J. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77, 2087-2103.
- Kelleher, J. y W. McCann (1976). Buoyant zones great earthquakes and unstable boundaries of subduction. J. Geophys. Res. 81, 4885-4908.
- Krabbenhöft, A. (2004) Crustal Structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. Geophysical Journal International 159(2):749-764
- McCann et al (1979). Seismic gaps and plate tectonics seismic potential for major boundaries. Pageoph, 117, 1082-1147.
- Nishenko, S. (1999). Circum-Pacific seismic potential 1989-1999., PAGEOPH, 135, 169-259.
- Norabuena et al (1999). Deceleration Nazca-Souht America and Nazca-Pacific Plate Motios. Gephys. Res. Lett., 26, 3405-3408.

- Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A. Dixon, T. (1998). Space geodetic observations of Nazca-South America Convergence. *Science*, 279, 358-362.
- Ocola, L. (2008). Southern Peru coseismic subsidence: 23 June 2001 8.4 Mw earthquake. *Adv. Geosci.*, 14, 79-83.
- Pulido, N., Tavera, H., Aguilar, Z., Calderón, D. (2012). Mega-earthquakes ruptures scenarios and strong motion simulations for Lima, Perú. International Symposium CISMID, TS-6-2. Lima, Perú.
- Pulido, N., Aguilar, Z., Tavera, H., Chlieh, M., Calderón, D., Sekiguchi, T., Nakai, S., Yamazaki, F. (2015). Scenario Source Models and Strong Ground Motion for Future Megaearthquakes: Application to Lima, Central Peru. *BSSA*, Vol. 105, doi:10.1785/0120140098
- Richter, F. (1935) An Instrumental Magnitude Scale. *Bull. Seismol. of Amer.*, vol. 25, pp. 1-32.
- Ruegg, J. C., Olcay, M., and Lazo, D. (2001): Co- post – and Pre(?) -seismic Displacements Associated with the Mw 8.4 Southern Peru Earthquake of 23 June 2001 from Continuous GPS Measurements, *Seis. Res. Lett.*, 72(6), 673–678.
- Silgado, E. (1978). Historia de los sismos más notables ocurridos en Perú, 1513-1974. *Inst. Geol. Minero de Perú*, 131 págs.
- Tavera, H. (2017). Actualización del escenario por sismo, tsunami y exposición en la región central del Perú, SCTS – IGP, 25 págs.
- Tavera, H. (2014) Escenario de sismo y tsunami en el borde occidental de la región central del Perú, SCTS – IGP, 32 págs.
- Tavera, H. (2014). Evaluación del peligro asociado a los sismos y efectos secundarios en Perú. SCTS – IGP, 45 págs.
- Tavera, H. y E. Buorn (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. *Journal of Seismology*. 5, 519-539.
- Tavera, H. y E. Buorn, (1998). Sismicidad y sismotectónica de Perú. En: A Udias y e. Buorn (eds). *Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la Tierra UCM*, N°10, 187-219.
- Villegas-Lanza, JC., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., Nocquet, J-M. (2016). Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *JGR*, 10.1002/2016JB013080

Wiemer S. y Wyss M. (1997). Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: an improved technique to calculate recurrence times? Jour. Geophys. Res. 102, 15115-15128

Wood, H. O., and Neumann, Frank (1931). Modified Mercalli Intensity Scale of 1931: Seismological Society of America Bulletin, v. 21, no. 4, p. 277-283