

CARACTERIZACION DE LA ZONAS SISMOGENICAS Y SU APLICACIÓN EN EL PERU – RESULTADOS PREVIOS

Víctor Manuel Uribe⁽¹⁾, Laurence Audin⁽²⁾, Hugo Perfettini⁽²⁾, Hernando Tavera⁽³⁾

¹Universidad Nacional Mayor de San Marcos, vm_uribe@yahoo.es

²Instituto de Investigación para el Desarrollo – IRD, Teruel 357 - Lima 18

³Instituto Geofísico del Perú, Calle Badajoz 169, Lima 3

RESUMEN

El borde Oeste de Sudamérica es una de las más importantes fuentes sismogénicas en el mundo debido a la alta velocidad con la cual convergen las placas de Nazca (Oceánica) y la Placa Sudamericana (Continental) esta velocidad es del orden de 8 cm./año. El proceso de fricción entre las placas se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto; es decir sobre una longitud de 7000 Km. aproximadamente, pero los deslizamientos que dan origen a los sismos solamente involucran segmentos de longitud menor, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas zonas de convergencia son conocidas como ZONAS SISMOGENICAS. Las dimensiones y características de estas zonas acopladas pueden ser estimadas a partir de la distribución de sus réplicas, y en caso de sismos históricos, a partir de las áreas de intensidad Máxima.

Utilizando la Base de datos de la Red Sismográfica Nacional (IGP) y la red Temporal implementada por F. Grange (1984), determinamos de manera preliminar las características y límites de la zona sismogénica para el Perú

LA ZONA SISMOGÉNICA

La continua fricción entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana da origen a los sismos más violentos conocidos a lo largo de la historia del Perú (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b; Rodríguez & Tavera, 1991). Esta fricción se realiza a lo largo de toda su superficie de contacto; es decir, sobre una longitud de 7000 Km. aproximadamente, pero los deslizamientos que dan origen a la actividad sísmica solamente involucran segmentos de longitud menor, permitiendo considerar áreas pequeñas de ruptura. Estas áreas son conocidas como «zonas sismogénicas», y sus superficies de fricción no son visibles debido a que se encuentran por debajo del nivel del mar; sin embargo sus dimensiones pueden ser estimadas a partir de la distribución de las réplicas de los eventos más importantes (Tavera & Bernal, 2005)

La longitud promedio global de la zona sismogénica se encuentra entre los 10 y 40 Km. de profundidad (Hyndman et al., 1997). Shimamoto et al, (1993) dividieron a la zona sismogénica en tres principales áreas:

1. Límite asísmico superior (updip seismogenic limit).
2. Zona sismogénica propiamente dicha y (superficie de fricción)
3. Límite asísmico profundo (downdip seismogenic limit).

LIMITES DE LA ZONA ACOPLADA

El updip ó límite superior está definido por eventos de baja magnitud y réplicas de sismos de gran magnitud, denominándosele también “frente asísmico” (Pacheco et al, 1993), estos autores proponen que este fragmento de la zona bloqueada (updip asísmico) acarrea sedimentos terrígenos provenientes de la erosión del prisma de acreción, permitiendo un deslizamiento estable entre las Placas por tener una fricción baja o nula, lo que origina una zona asísmica. Posteriormente, las zonas de la subducción pueden volverse sísmicas cuando alcanzan las zonas sin sedimentos, que es la zona donde prácticamente se inicia el contacto entre las dos Placas. Pacheco et al (1983), también notaron que el límite superior (updip) coincide con el punto donde, por efectos de temperatura, se produce deshidratación y el reemplazamiento de arcilla estable (esmectita) a arcilla rica en illita-clorita que

ocurre a 100 ó 150°C y a profundidades de 5 a 15 Km. Esta transición muestra como los sedimentos arcillosos provenientes de la corteza juegan un rol importante en la definición del *updip*.

Por su parte, el *downdip* o límite profundo, posee dos límites, dependiendo del tipo de subducción y estructuras adyacentes. Para zonas de subducción calientes relativamente jóvenes quizá esté limitado termalmente (Savage et al, 1991). Ya que a ciertas profundidades las rocas alcanzan una temperatura donde su comportamiento se vuelve plástico. Esta transición frágil-dúctil ha sido definida como la razón principal de que la mayoría de sismos corticales continentales estén confinados a profundidades menores de 30 Km. Algunas mediciones obtenidas en laboratorios indican que ésta temperatura crítica sería ~350°C. (Tse & Rice, 1986).

Otra alternativa de límite del *downdip* sería la zona de antearco del manto (Figura 3) (Tichelaar & Ruff, 1991). Este límite se define para zonas de subducción de arco de isla y/o debajo de corteza continental. Estas zonas del manto superior son usualmente asísmicas debido a la presencia de serpentinas muy deslizantes y bastante dúctiles, alterando las propiedades de la subducción en esta zona. La localización del contacto entre la falla (subducción) y el antearco del manto depende de las estructuras de la corteza, para márgenes continentales, ésta zona de contacto se encuentra a ~40 Km. de profundidad, es decir a ~100 Km. de distancia del eje de fosa. Este límite concuerda con el límite en profundidad del acoplamiento sísmico (*seismic coupling*) estimado Tichelaar & Ruff (1993).

Por su parte Reinen & Tullis, (1995) han mostrado que la serpentina exhibe un deslizamiento estable con una tasa de deformación muy baja, por lo tanto, un sismo de ruptura de origen superficial se propagaría a corta distancia, ya que la serpentina haría que la velocidad de propagación para sismos fuertes sea mucho menor, originando que posea un comportamiento asísmico (límite del *downdip*). El estilo estructural (*steep slab* y/o *flat slab*) y la estructura termal pueden modificar el tamaño de la zona sismogénica. Además no olvidar que la temperatura juega un papel importante durante la fricción de las Placas ya que, produce la variación de las propiedades de los materiales en contacto como la dureza y/o ductibilidad. Entonces la zona de ruptura de grandes terremotos sería más grande si la interfase es más fría, esta zona de ruptura está definida por la distribución de réplicas. El tamaño de la zona sismogénica es de gran interés porque es proporcional a la liberación máxima de terremotos intraplaca (Gutscher et al, 2000).

Hyndman et al. (1997) recopilaron datos termales para las principales zonas de subducción en el mundo, para la subducción de la Placa de Nazca (sur de Chile) encontraron que había poca generación de calor, lo cual difería totalmente con otras zonas de subducción. Esto podría deberse a que la Placa de Nazca subduce con un ángulo de buzamiento bajo. Entonces el límite del *downdip* no podría estar controlado termalmente (~350°C), entonces estaría definido por la reaparición de rocas débiles como la serpentina (Stern, 2002), la cual le da a esta zona un comportamiento estable (deslizamiento) produciendo una zona sismogénica más angosta. (Hyndman et al, 1997). En el Perú los sismos históricos (Silgado, 1978, Dorbath et al., 1990b) corresponden a las zonas más fuertemente bloqueadas (zona sismogénica del Perú).

LA ZONA SISMOGÉNICA EN EL PERU

Para poder apreciar mejor el tamaño de la zona sismogénica en el Perú (Figura 2), debemos observar el histograma de profundidad, la cual da una idea del tamaño medio de la zona sismogénica. F. Grange (1984), implementó una red temporal bastante densa (43 estaciones sísmicas) para el periodo 1980-1981 (Fig. 1) localizando eventos de hasta 300 Km. de profundidad durante el periodo íntersísmico. Esta red permite mostrar de una manera más adecuada la zona sismogénica media para el sur del Perú (Figuras 1 y 2). Para las zonas norte, centro y sur utilizamos la base de datos del IGP referida en los capítulos anteriores, de tal manera que podamos comparar los resultados con ambas bases de datos. Hay que resaltar que los datos obtenidos por el IGP pueden tener un margen de error (± 5 Km. de profundidad), debido a la menor cantidad de estaciones necesarias para registrar la sismicidad, en comparación con la red sísmica desarrollada por F. Grange (1984)

	Profundidad media de la zona sismogénica (Km.)		
	Región Norte	Región Centro	Región Sur
Red local (IGP)	47	45	45
Red temporal (Grange,1984)	--	--	38

Tabla 1. Profundidad media de la zona sismogénica (Km.). Usando datos del IGP (local: Periodo 1982 – 2005) y de F. Grange (Temporal: Periodo 1980 – 1981)

Basándonos en los análisis anteriores, los principales factores que facilitan el deslizamiento y los límites de la zona sismogénica en el área de la subducción donde ocurren eventos fuertes son:

1. La baja temperatura y el deslizamiento estable, especialmente en zonas con presencia de arcillas terrígenas (límite de updip).
2. Temperaturas corticales altas, que producen deslizamiento estable (límite del downdip)
3. El manto de serpentinita que se encuentra a temperaturas entre 100°C y 200°C, dependiendo del tipo de subducción y los límites de ruptura cosísmicos.

De acuerdo con Bernal (2002), se puede considerar que el ángulo de contacto entre las Placas de Nazca y sudamericana es casi homogéneo en las regiones norte, centro y sur del Perú con un valor de 30° aproximadamente hasta los 120 Km. de profundidad, a partir de la cual varía en las 3 zonas. A fin de realizar un análisis más detallado de la zona sismogénica, utilizamos los histogramas de profundidad de la sismicidad, la cual nos dará una idea de su tamaño.

PERSPECTIVAS

1. Desarrollar un modelo Termal para una mejor caracterización y ubicación de los límites de la zona sismogénica.
2. Ubicación de afloramientos de “Adakitas” (Ramos et al., 2004), consideradas como productos de la fusión de corteza oceánica, ya que su formación puede ser atribuida a fusión de corteza continental engrosada o fusión de material procedente de la erosión cortical por subducción.
3. Mejora y relocalización de la base de datos sismológica.

REFERENCIAS

- Bernal, I. 2002. Aproximación a un Modelo Detallado de la Sismicidad en el Perú: Características y Evaluación de la Energía Sísmica Liberada. *Tesis de grado UNSA*. p. 170.
- Dorbath, L., Cisternas A., and Dorbath C. 1990b. Quantitative assessment of great earthquakes in Peru. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80: p. 551–576
- Gutscher, MA, SpaKman, W., Bijwaard, H. and Engdahl, E. R. 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomography constrains from the Andean margin. *Tectonics*, 19: p. 810-833
- Hyndman, R. D., Yamano, M. and Oleskevich, D. A. 1997. The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults. *The Island Arc*, 6: p. 244-260.
- Pacheco J., Sykes L. and Scholz C., 1993. Nature of seismic coupling along simple plates boundaries of the subduction types. *Journal of Geophysical Research*, 98: p. 14133-14159.
- Grange F., Cunningham P., Gagnepain J., Hatzfeld D., Molnar P., Ocola L., Rodriguez A., Roecker S., Stock J. and Suarez G. 1984. The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in Southern Peru. *Geophysical Research Letters*, 11(1): p. 38-41.
- Ramos V., Kay S. y Singer B. 2004. Las adakitas de la Cordillera Patagónica: Nuevas evidencias geoquímicas y geocronológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): p. 693-706
- Reinen L. & Tullis T. 1995. Microstructural evidence of strain localization and distributed strain in serpentine friction experiments. *EOS Transactions (American Geophysical Union Fall Meeting)*, p. 76-560
- Rodríguez, L. & Tavera, H. 1991. Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú Central. *Revista Brasileira de Geofísica*. Vol.9(2): p. 141-159.
- Silgado E. 1978. Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1974), *Instituto de Geología y Minería, Boletín 3C*: 131 pp., Lima.
- Shimamoto T., Seno T. y Uyeda S. 1993. A simple rheological framework for comparative subductology. In Akai K. & Dmowska R. eds. Relating Geophysical Structures and Process: The Jeffreys Volume. *Geophysical Monograph Series 76*: 39-52. AGU, Washington DC.

- Savage J. C., Lisowski M. and Prescott W. H. 1991. Strain accumulation in Western Washington. *Journal of Geophysical Research*, 96: p. 14493-14507
- Tavera & Bernal I. 2005. Distribución especial de las áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, Volumen Especial N° 6: p. 89-102
- Tichelaar W. & Ruff L. 1991. Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 96: p. 11997-12022.
- Tichelaar W. & Ruff L. 1993. Depth of seismic coupling along subduction zones. *Journal of Geophysical Research* 98: p. 2017-2037.
- Tse S. & Rice J. 1986. Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *Journal of Geophysical Research* 91: p. 9452-9472.
- Stern C.R., 2002. Subduction zones. *Reviews of Geophysics - AGU*, 40 (4).

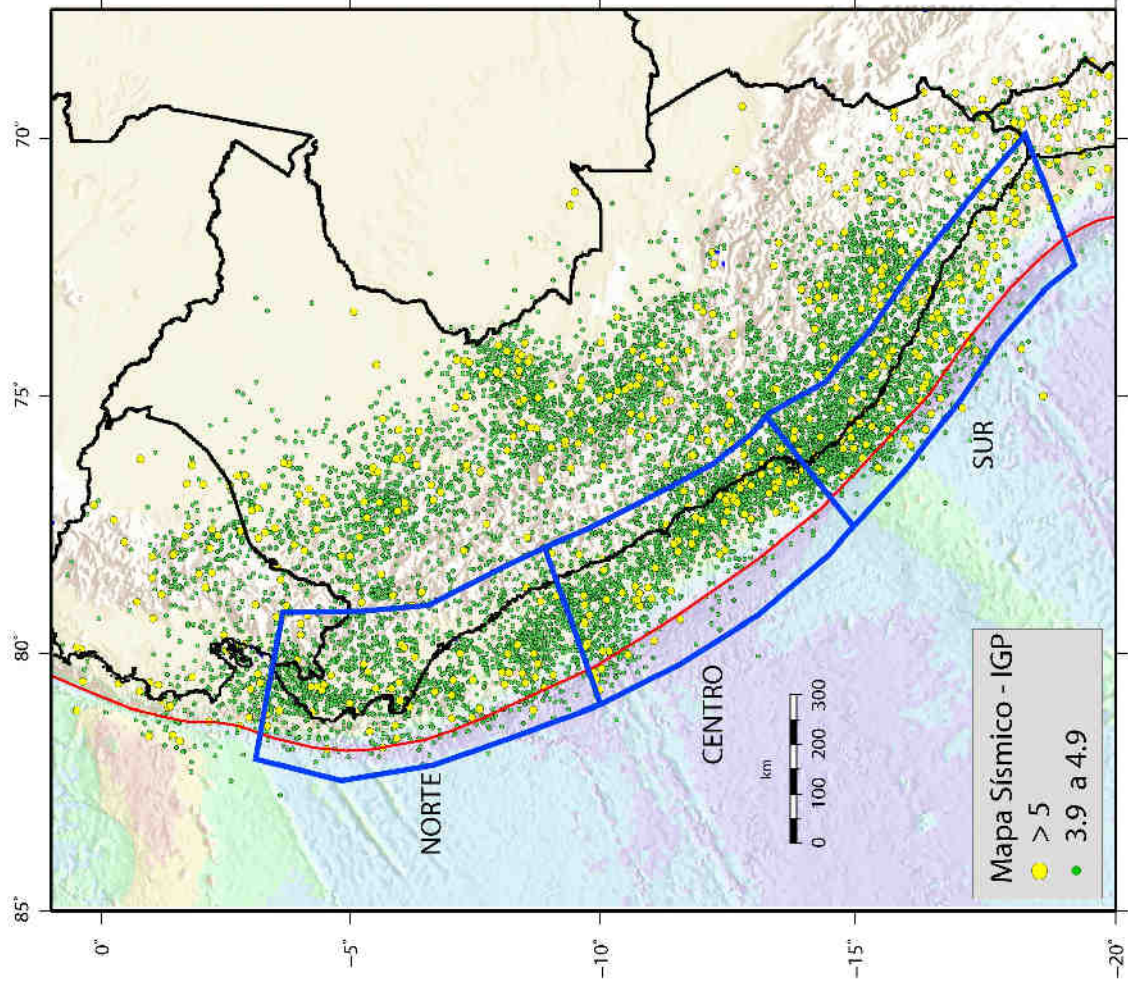
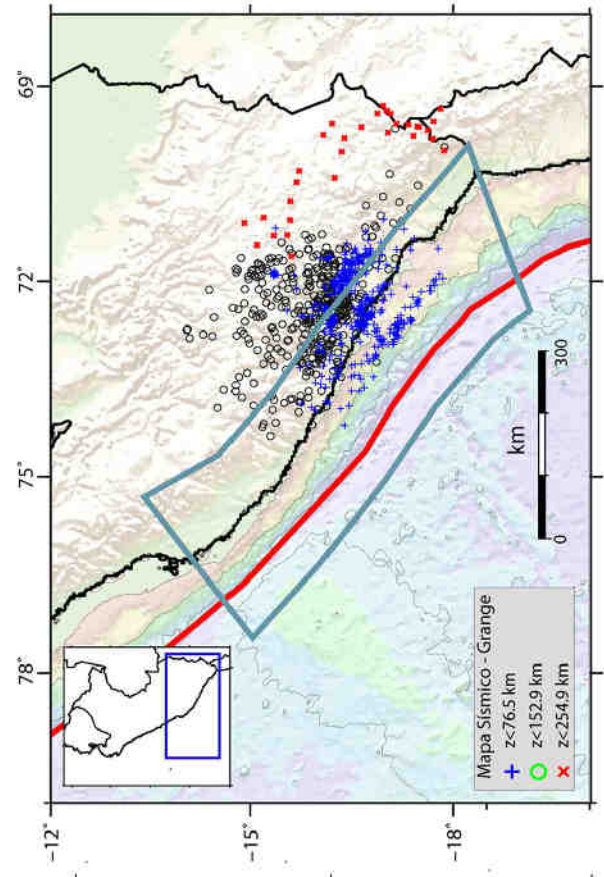


Figura 1 a) Mapa sísmico del Perú con datos del IGP depurado, mostrando las áreas del norte centro y sur del Perú utilizadas en la determinación de la zona sísmogénica. b) Mapa sísmico del Perú con datos temporales de F. Grange (1984), mostrando el área sur del Perú utilizadas en la determinación de la zona sísmogénica.



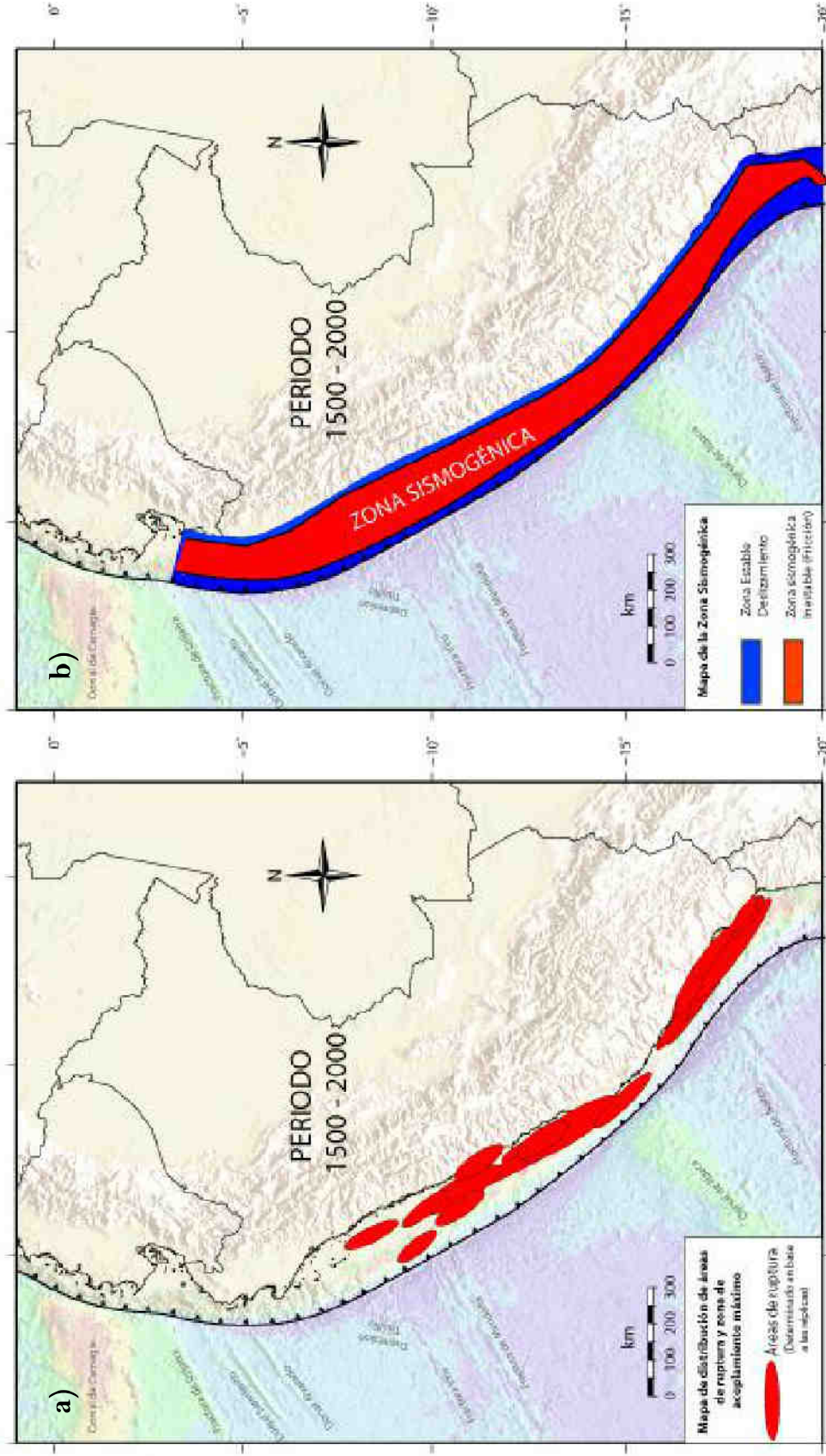


Figura 2 a) Distribución espacial de las áreas de ruptura asociados a los sismos de mayor magnitud e intensidad ocurridos en el borde Oeste de Perú a partir del año 1500. b) Mapa de ubicación de los límites de la zona sísmogénica (zona inestable y de acoplamiento máximo) para el Perú. (Modificado de Tavera & Bernal, 2005)

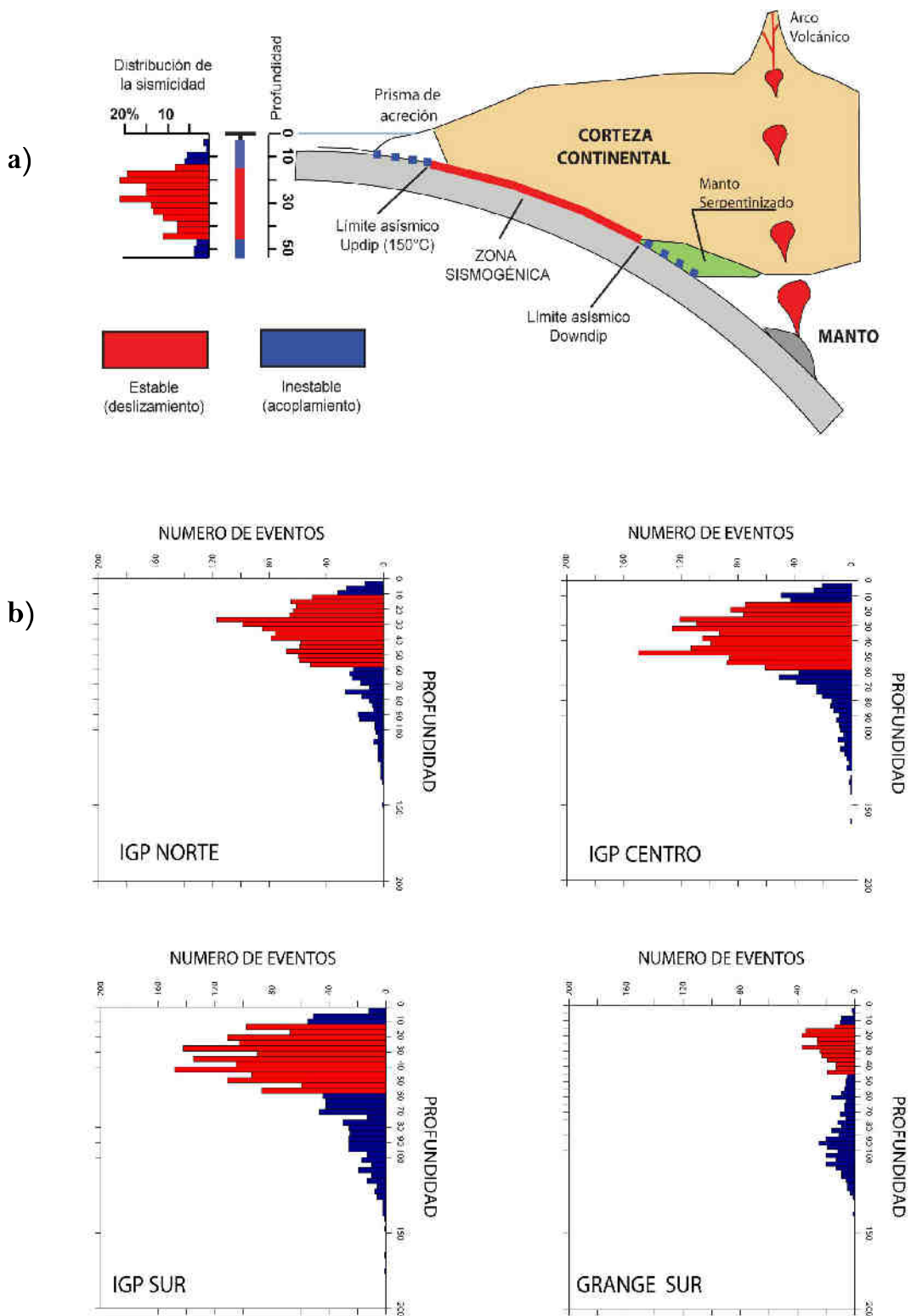


Figura 3 a) Características y límites asísmicos de la zona sismogénica de la subducción en el sur del Perú usando datos de Grange (1984). b) Histogramas mostrando la profundidad media de la zona sismogénica para en norte, centro y sur del Perú. Los datos de GRANGE SUR son los mismos que en (a) (Modificado de Scholz, 1998).