

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGÍA GEOFÍSICA Y MINAS

ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**“DETERMINACIÓN DE LA SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO
INTERPLACA EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ”**

*Tesis presentado por el bachiller
en Ciencias Geofísicas*

Patricia Alejandra Guardia Anampa

*Para optar el título de
INGENIERO GEOFÍSICO*

AREQUIPA-PERÚ

2011

RESUMEN

El borde occidental de Sudamérica es considerado, a nivel mundial, como el de mayor potencial sísmico y el Perú forma parte de esta región, por ello a través de su historia a sido afectado de manera reiterativa con la ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud. El mayor número de estos eventos han tenido su origen en el proceso de convergencia entre las Placas de Nazca y Sudamericana, el mismo que se desarrolla, en promedio en dirección N75°E a una velocidad de 7-8 cm/año. Los sismos que se producen sobre la superficie de fricción de Placas han presentado sus focos a diversas profundidades, siendo a la fecha, no conocida las dimensiones de la Superficie de Acoplamiento Sísmico (SAS) presente en el borde Occidental del Perú.

Para algunas áreas, la ocurrencia de un gran número de réplicas han permitido inferir las dimensiones de la SAS, aun así es necesario utilizar mayor cantidad de datos homogéneos y métodos para lograr mayor precisión en el conocimiento de esta fuente sismogénica. En este estudio se hace uso del catalogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) y del catálogo de mecanismos focales de la Universidad de Harvard (CMT) determinar la profundidad de la SAS analizando la frecuencia de sismos en profundidad y la distribución de los principales ejes de deformación (P y T) en superficie y profundidad.

Los resultados obtenidos indican que la profundidad de la SAS esta en función del tipo de subducción presente en el borde occidental de Perú (normal y sub-horizontal): en la región norte entre 10 y 70 km; en la región centro, entre 10-65 y en la región sur, entre 10 y 70 km. Por encima de los 10 km, la frecuencia de sismos es mínima, y la deformación se desarrolla de manera heterogénea, y por debajo de la SAS, existe en algunos casos ocurrencia de sismicidad y/o deformación heterogénea. En la SAS, se produce el mayor número de eventos sísmicos, todos debido al desarrollo de deformación netamente compresiva (eje principal de deformación, P).

Dedicada a

Mis padres

Teófila Anampa y Julián Guardia

A quienes amo profundamente. Gracias por brindarme todo su amor, apoyo en los momentos más difíciles y consejos que me orientaron a tomar las mejores decisiones.

A mis hermanos Danisa y Wilber, gracias por todo.

ÍNDICE

Resumen

Agradecimientos

Índice

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivos	3
1.2 Ubicación del Área de Estudio	4
CAPITULO II: LA TECTONICA DE PLACAS	6
2.1 Deriva Continental y Tectónica de Placas	8
2.2 Argumentos para Justificar la Hipótesis de la Deriva Continental	10
2.3 Conceptos Reologicos: Litósfera y Astenósfera	13
2.3.1 Características Reológicas de la Corteza	13
2.3.2 Litósfera y Astenósfera	16
2.4 Las Placas Tectónicas	21
2.4.1 Principales Placas Tectónicas	22
2.4.2 Limites de las Placas Tectónicas	24
2.4.3 Tipos de Contactos entre Placas Tectónicas	25
2.4.4 Consecuencias del Movimiento de Placas	27
CAPITULO III: PROCESO DE SUBDUCCIÓN	29
3.1 Tipos de Subducción	31
3.2 Anomalías de Densidad y Temperatura	33
3.3 Cambios de Fases en el Manto	37
3.4 Acoplamiento Sísmico	40
3.5 Variación del Esfuerzo de Acoplamiento	44
3.6 Limites de la Superficie de Acoplamiento Sísmico	50
3.7 Tipos de Eventos en Zonas de Subducción	54
3.8 Tipos de Esfuerzos en Zonas de Subducción	56
3.9 La Subducción Perú-Chile	59

CAPITULO IV: MÉTODOS PARA INFERIR LA SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO	62
4.1 Frecuencia Sísmica	63
4.2 Distribución de Esfuerzos P y T	63
4.3 Tomografía Sísmica	65
CAPITULO V: SUBDUCCIÓN EN EL PERÚ	67
5.1 Aspectos Tectónicos	67
5.2 Principales Unidades Geomorfológicas	71
5.3 Proceso de Subducción en Perú	74
5.4 La Fosa Perú-Chile	81
5.5 Situación de la Dorsal de Nazca	85
CAPITULO VI: CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ	88
6.2 Distribución de la Sismicidad Superficial	89
6.3 Distribución de la Sismicidad Intermedia	90
6.4 Distribución de la Sismicidad Profunda	90
6.5 Sismicidad Histórica	92
6.6 Terremotos Históricos e Instrumentales en el Perú	95
CAPITULO VII: SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ	102
7.1 Frecuencia Sísmica	102
7.1.1 Hipótesis	102
7.1.2 Recopilación de datos	103
7.1.3 Análisis de la Base de Datos	106
7.1.4 Metodología	106
7.1.5 Secciones Verticales de Sismicidad	109
7.1.6 Superficie de Acoplamiento Sísmico	110
7.2 Distribución de Esfuerzos P y T	111
7.2.1 Mecanismos Focales	112
7.2.2 Catálogo de Mecanismos Focales	115
7.2.3 Análisis de la Sismicidad	116

7.2.4	Distribución de Esfuerzos	123
7.2.5	Distribución de Esfuerzos en Profundidad	128
7.2.5.1	Secciones Verticales de Esfuerzos	130
7.2.6	Superficie de Acoplamiento Sísmico	138

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

ANEXOS

ANEXO A: **Guardia, P., y Tavera H (2010).** Inferencias sobre la Superficie de Contacto entre Placas en Perú Nazca y Sudamericana. *XV Congreso Peruano de Geología, Cusco - Perú (Octubre 2010).*

ANEXO B: **Guardia, P. (2009),** Estimación del Contacto Sismogénico en el borde Occidental del Perú. Compendio de trabajos de investigación realizadas por estudiantes. *Volumen 10. P 65-85.*

CAPITULO I

INTRODUCCION

La actividad sísmica a lo largo de las zonas de subducción, constituye, una de las principales fuentes de riesgo sísmico en el planeta. Esto debido a que dan origen a terremotos de gran magnitud que trae consigo la destrucción de ciudades, localidades y de la población en general. De todos los terremotos, los que ocurren en la zona de contacto entre Placas Oceánicas subducente y la continental, liberan la mayor cantidad de energía a nivel global. Por ejemplo, el terremoto de Japón (11/03/2011, Mw 9.0), que sin duda, el más reciente evento de gran poder destructor. Otros ejemplos de terremotos, igualmente importantes, son el de Nazca 12/11/1996, (Mw 7.7); Arequipa 23/06/2001, (Mw 8.0); Pisco, 15/08/2007, (Mw 8.0); Chile, 27/03/2010, (Mw 8.8); Indonesia, 26/12/2004, (Mw 9.1) y Sumatra, 26/12/2004, (Mw 9.2).

Como es sabido el Perú forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico y su sismicidad tiene su origen en el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, el mismo que se desarrolla con una velocidad promedio del orden de 7-8 cm/año (DeMets et al, 1980; Norabuena et al, 1999). Esta velocidad de convergencia esta asociada a un contacto sismogénico fuertemente acoplado que genera eventos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. Como todos los

países con un margen de subducción, el Perú ha sido, es y seguirá siendo afectado por terremotos.

En el Perú, el proceso de subducción de la placa oceánica (Nazca) bajo la placa continental (Sudamericana), genera una constante acumulación de energía que se libera en forma de terremotos, en tanto esto ha motivado a muchos investigadores a realizar diversos estudios para conocer la geometría de la subducción, así como zonificar las áreas de mayor deformación superficial en el interior del continente. El cálculo de los parámetros hipocentrales de terremotos ocurridos en el Perú, ha mostrado que estos ocurren a diferentes profundidades, teniendo como máximo la profundidad de 700 Km. esta características ha permitido clasificar a los sismos de acuerdo a la profundidad de sus focos en superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($60 < h \leq 350$ km) y profundos ($h > 350$ km).

En este estudio se realiza una contribución para el conocimiento de la geometría de la principal fuente sismo génica generadora de terremotos en el Perú y para ello se hace uso del catálogo sísmico del IGP y la base de datos de la Universidad de Harvard (CMT). Se realiza la determinación de la máxima profundidad en la cual las Placas presentan un máximo acoplamiento en todo el borde occidental del Perú.

El presente estudio se ha estructurado en siete Capítulos, que se detallan a continuación:

El Capítulo I, esta constituido por la introducción, los objetivos y la presentación del estudio.

En el Capítulo II, se describe la tectónica de Placas, la deriva de los continentes, las propiedades físicas de la corteza, las principales Placas tectónicas y sus límites, las diferentes formas de contacto y procesos anómalos en su dinámica.

En el Capítulo III, se describe el proceso de subducción y sus principales tipos, las propiedades físicas del proceso y esfuerzos que se generan como parte del proceso.

En el Capítulo IV, se describe algunos métodos desarrollados y aplicados para caracterizar la superficie de acoplamiento sísmico en zonas de subducción.

En el Capítulo V, se describe el contexto geodinámico de la convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, motor de la génesis de las principales unidades geomorfológicas e importantes rasgos tectónicos, que hoy en día, controlan el proceso de deformación en el borde occidental del Perú.

En el Capítulo VI, se describe las características de la sismicidad en Perú, superficial, intermedia y profunda; así como las diferentes formas de subducción presente en la región Norte, Centro y Sur del Perú. Finalmente se realiza la descripción de los terremotos más notables ocurridos en Perú.

En el Capítulo VII, se realiza la aplicación del método de Frecuencia Sísmica (Número de Sismos vs. profundidad), y la Distribución de los ejes de esfuerzos (P y T) en profundidad, correlacionando con los mecanismos focales, obtenidos de la base de datos de la Universidad de Harvard (CMT), para determinar la máxima profundidad de acoplamiento sísmico entre las Placas de Nazca y Sudamericana.

Y finalmente se detallan las conclusiones a las que se ha llegado después de concluido el presente estudio de investigación

1.1 OBJETIVOS

- Determinar la máxima profundidad de la superficie de acoplamiento sísmico interplaca entre las Placas de Nazca y Sudamericana en el Borde Occidental del Perú.
- Identificar las zonas de mayor deformación y generación de sismos en el Perú, principalmente los relacionados con la Placa Oceánica de Nazca.
- Estimar la máxima profundidad de la Superficie de Acoplamiento Sísmico en el Borde Occidental del Perú aplicando los métodos de Frecuencia Sísmica

(número de sismos vs profundidad) y Distribución de Esfuerzos (ejes principales P y T).

1.2 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La deformación y generación de terremotos en el territorio del Perú esta controlado por el proceso de convergencia de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, siendo esta la fuente principal de generación de los grandes sismos ocurridos en el país.

El área de estudio (Figura 1.1) comprende todo el borde occidental del Perú. Esta área considera toda la superficie sobre la cual se genera el proceso de subducción de Placas (Nazca y Sudamericana).

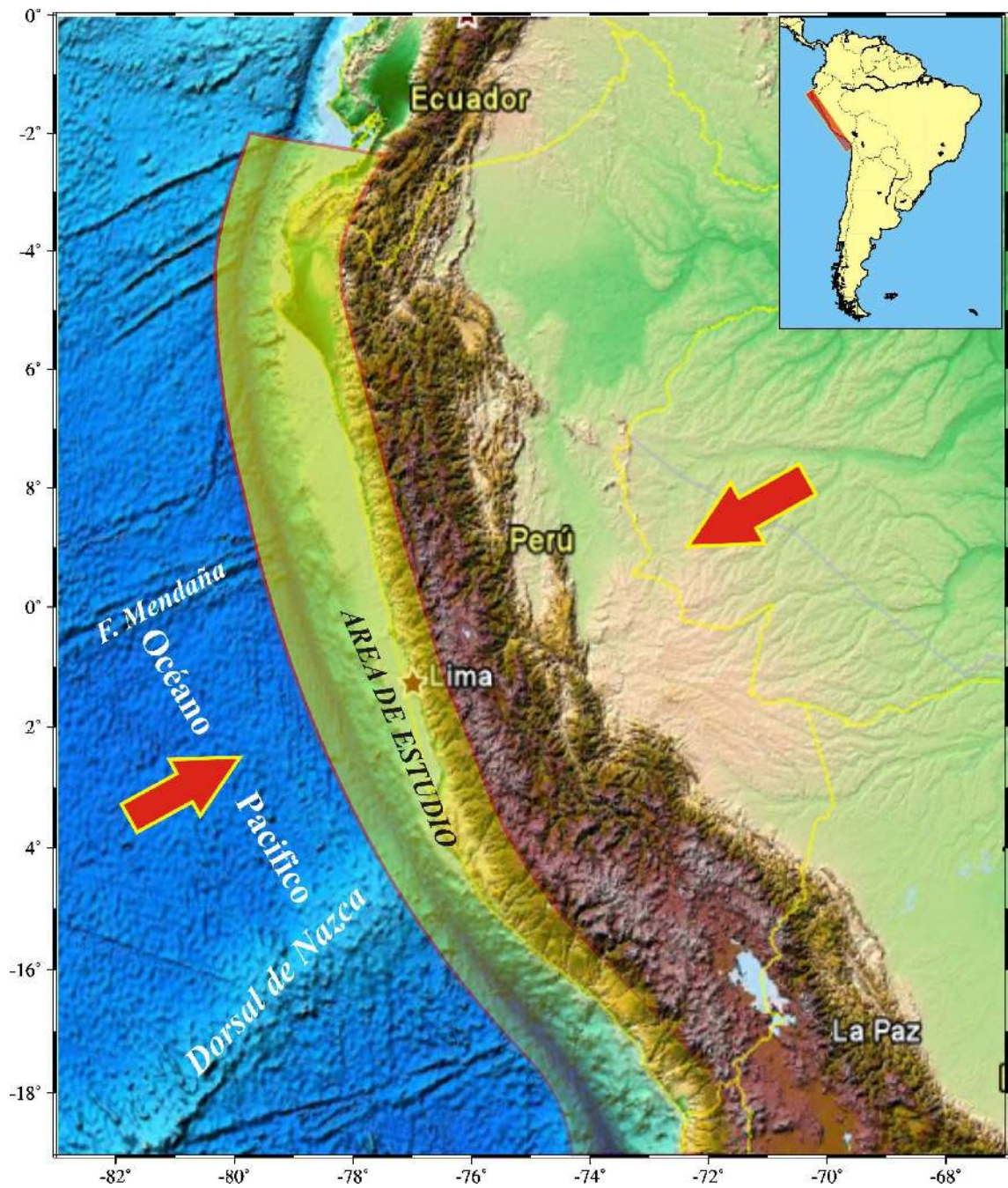


Figura 1.1 Área de estudio a lo largo del borde occidental del Perú. Las flechas indican la dirección de convergencia de Placas.

CAPITULO II

TECTONICA DE PLACAS

La palabra tectónica viene del griego *τεκτονικός* que significa "perteneciente a la construcción o la estructura", se refiere al estudio de los procesos que dan forma a los grandes rasgos de la corteza terrestre mediante la creación de continentes y océanos, de montañas y trincheras marinas. Las placas son trozos (más o menos rígidos) de la parte más superficial de la tierra que se mueven unos con respecto a otros, las interacciones entre estas placas dan lugar a los procesos tectónicos.

Durante millones de años se ha ido produciendo un lento, pero continuo desplazamiento de las placas que forman la corteza del planeta Tierra, originando la llamada "tectónica de placas", una teoría que complementa y explica la deriva continental. Los continentes se unen entre sí o se fragmentan, los océanos se abren, se levantan montañas, modifica el clima, influyendo todo esto, de forma muy importante en la evolución y desarrollo de los seres vivos. Se crea nueva corteza en los fondos marinos, se destruye corteza en la trinchera oceánica y se producen colisiones entre continentes que modifican el relieve.

Aunque la teoría de la tectónica de placas fue formalmente establecida en los años 1960 y en los 1970, en realidad esta es producto de más de dos siglos de observaciones

geológicas y geofísicas. Por ejemplo, en el siglo XIX se observó que existieron numerosas cuencas sedimentarias en el pasado de la Tierra, con espesores estratigráficos de hasta diez veces los observados en el interior de los continentes, y que estas fueron deformadas posteriormente por procesos desconocidos originando cordilleras montañosas. A estas cuencas se les denominó geosinclinal y al proceso de deformación orogénesis.

Otro descubrimiento del siglo XIX fue la documentación de una cadena montañosa o "dorsal" en medio del Océano Atlántico que observaciones posteriores mostraron que se extendía formando una red continua por todos los océanos. Un avance significativo en el problema de la formación de los geosinclinales y sus orogenias ocurrió entre 1908 y 1912 cuando Alfred Wegener propuso que las masas continentales estaban en movimiento y que estas se habían fragmentado de un supercontinente que denominó Pangea.

El movimiento de las masas continentales deformaría los sedimentos geosinclinales acumulados en sus bordes, levantando nuevas cadenas montañosas. Wegener creía que los continentes se deslizaban sobre la superficie de la corteza bajo los océanos como un bloque de madera sobre una mesa y que esto se debía a fuerzas producto de deriva de los polos. Sin embargo, pronto fue demostrado que estas fuerzas son del orden de una diez millonésima a una centésima de millonésima de la fuerza de gravedad, lo que hacía imposible que estas se pudieran plegar y levantar las masas de las cordilleras montañosas.

La teoría de la Tectónica de placas explicó, finalmente, que todos estos fenómenos (deriva continental, formación de cordilleras continentales y submarinas) son manifestaciones de procesos de liberación del calor original que la Tierra adquirió durante su formación. Estos procesos fragmentan la litósfera en placas, hacen que se separen, deriven y deformen la superficie terrestre. La teoría de la tectónica de placas no ofrece solución a todas las incógnitas con respecto a la Tierra, si bien en su forma actual, explica bastante bien el panorama global.

2.1 DERIVA CONTINENTAL Y TECTÓNICA DE PLACAS

Por siglos los científicos han intentado describir el origen de los más importantes rasgos de la superficie de la tierra, tales como las cuencas oceánicas, los continentes y los cordones montañosos, y con esto, comprender las causas de algunas manifestaciones geológicas como las erupciones volcánicas y los terremotos. Ha sido la teoría de la Tectónica de Placas la que ha proveído las respuestas necesarias para comprender procesos como los anteriormente indicados. Según esta teoría, la capa más exterior de la Tierra, la litósfera, está compuesta de grandes placas rígidas que se mueven sobre una capa más dúctil, densa y de las altas temperaturas: la astenósfera.

En el año 1924, la primera concepción de dicha teoría fue propuesta por el Geofísico-meteorólogo Alfred Wegener (1880-1930), quien propuso que los continentes “flotaban” sobre el interior subyacente de la tierra, y que periódicamente estos se fracturaban derivando en diferentes direcciones. Wegener aseveró que todos los continentes de la tierra habían estado unidos hacia 200 millones de años formando un gran continente llamado “Pangea” (que significa “todas las tierras”) (Figura 2.1).

Después de un vasto periodo de tiempo, dichos continentes se habrían fracturado, formando otros que emigraron a diferentes regiones del globo. Wegener llamó a esta dispersión la Deriva Continental. Esta teoría considera los siguientes aspectos:

1. Antes del comienzo de la era paleozoica, las placas estaban unidas formando un único continente, la Pangea I.
2. Luego, la Pangea I se fragmentó y dio lugar a cuatro grandes bloques, y a una serie de masas continentales menores. Estas placas, sometidas a la deriva continental formaron, al final de la era Paleozoica, un nuevo supercontinente, la Pangea II. En este se distinguían claramente dos sectores, Gondwana y Laurasia. Gondwana estaba integrada por América del Sur, Australia, India, Nueva Zelanda, África, Madagascar, y la Antártida; Laurasia estaba integrada por Eurasia y América del Norte.

3. Durante la era Mesozoica, la Pangea II comenzó a fraccionarse nuevamente hasta llegar a adquirir el aspecto actual de los continentes.

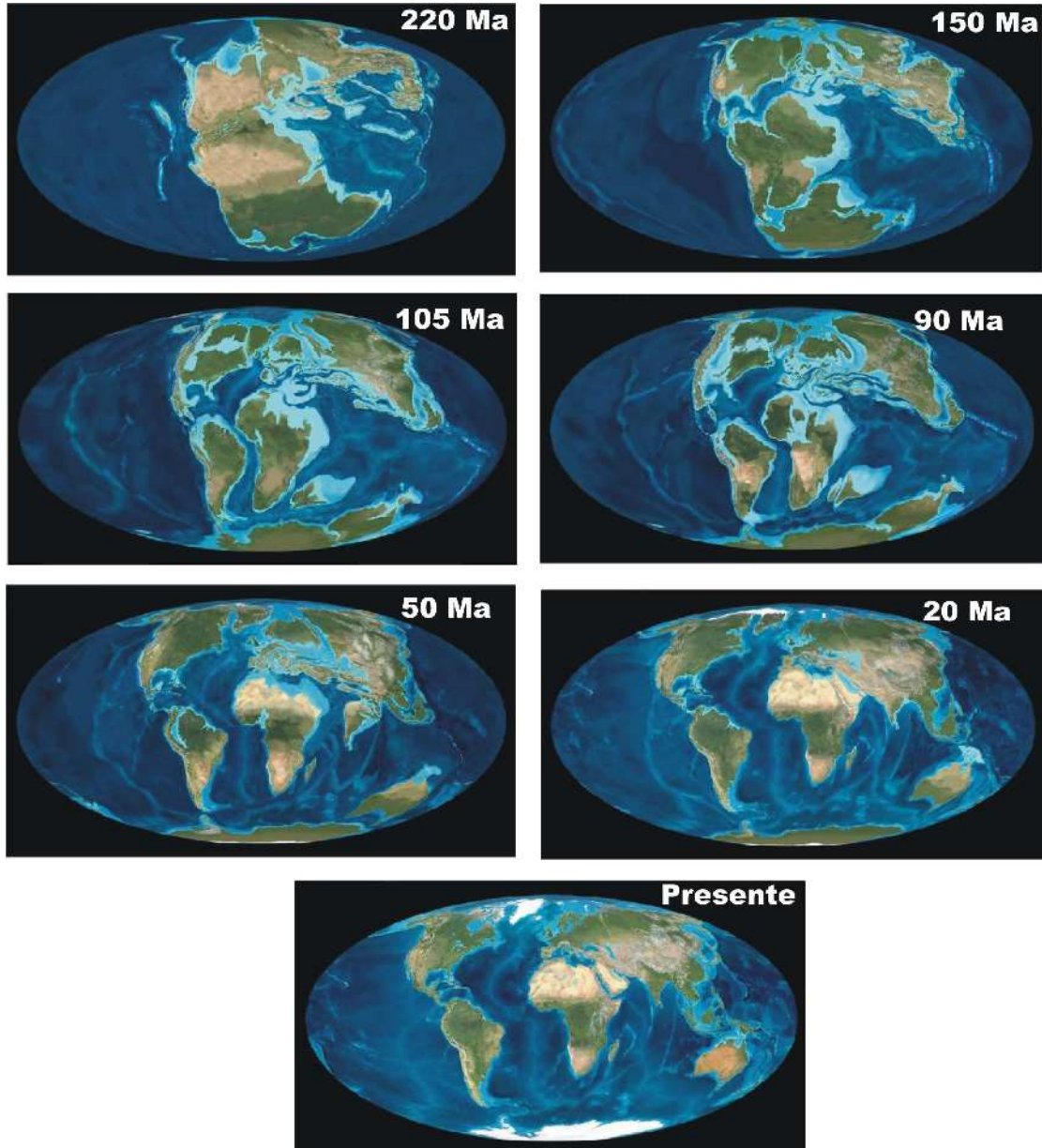


Figura 2.1 Evolución de los continentes desde principios de la era secundaria, hace unos 200 millones de años, hasta la actualidad.

Actualmente, casi nadie duda de la validez de esta hipótesis, debido a que se descubrió la existencia de corrientes de convección, movimiento de ascenso vertical de la masa fluida que constituye la parte superior del manto (capa intermedia de la tierra), y que provoca el movimiento de las placas, incluso en nuestros días.

2.2 ARGUMENTOS PARA JUSTIFICAR LA HIPÓTESIS DE LA DERIVA CONTINENTAL

Alfred Wegener en el año 1912 desarrollo la hipótesis de la deriva continental y según esta, los continentes se desplazan sobre el fondo oceánico. Las principales bases sobre la cual se sustenta esta hipótesis son:

2.2.1 Pruebas paleontológicas. Se hallaron fósiles de un mismo helecho de hoja caduca en Sudamérica, Sudáfrica, Antártida, India y Australia. Así, como fósiles del reptil *Lystrosaurus* en Sudáfrica, India y Antártida, y fósiles de *Mesosaurus* en Brasil y Sudáfrica. Esto indicaba que, tanto la fauna (Figura 2.2) como la flora, pertenecían a unas mismas zonas comunes que se irían distanciando con el paso del tiempo, claro está, con el deslizamiento de los continentes.

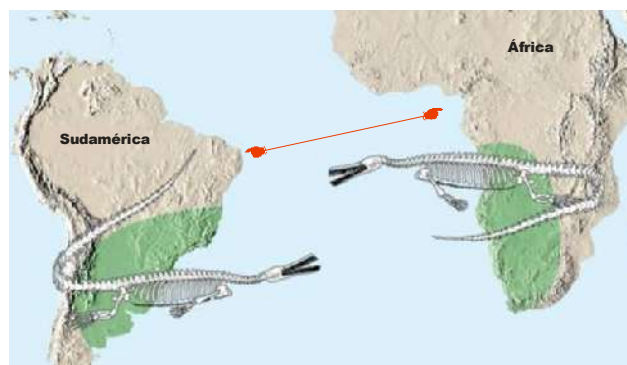


Figura 2.2 Distribución de los reptiles mesosaurus (260 m.a.).

2.2.2 Pruebas geológicas. Por un lado, el ajuste de los bordes de la plataforma continental entre los continentes africano y sudamericano (Figura 2.3), esto es,

que encajaban el uno con el otro. Por otro lado, la continuación de las cadenas montañosas en el continente sudamericano y en el africano, hoy en día separadas por el océano Atlántico. Por último, la continuación de las cadenas montañosas europeas y norteamericanas actualmente separadas por el océano Atlántico. De hecho, se comprobó el encaje preciso mediante computadora y el ajuste era casi perfecto. El error medio de estos límites es menor a un grado.



Figura 2.3 Pruebas geológicas que muestran el ajuste entre los bordes de Sudamérica y África.

2.2.3 Pruebas paleoclimáticas. Este tipo de pruebas representaban para Wegener una de las más importantes debido a sus conocimientos sobre meteorología. El científico alemán descubrió que existían zonas en la Tierra cuyos climas actuales no coincidían con los que tuvieron en el pasado (Figura 2.4). Existen lugares hoy que tienen un clima tropical o subtropical, pero que estaban cubiertas de hielo hace 300 millones de años.



Figura 2.4 Pruebas paleoclimáticas.

La presencia de un mismo modelo erosivo en distintos continentes, da pie a pensar, que todos ellos permanecieron unidos en el pasado ya que poseían el mismo clima. Por ejemplo, los mismos depósitos morrénicos en Sudáfrica, Sudamérica, India y Australia.

2.2.4 Pruebas paleomagnéticas. Se puede saber cuál era la posición de los continentes con respecto a los polos, atendiendo al magnetismo procedente de la composición de sus rocas. De esta forma, observando los trazados magnéticos se llegó a la conclusión de que hubo con anterioridad una conglomeración de los continentes actuales.

2.2.5 Distribución actual de los seres vivos. Después de la fragmentación de los continentes, se han encontrado especies que poseen características iguales, en determinados continentes (Figura 2.5), con la única diferencia de que éstas han ido evolucionando según su nuevo entorno. Por ejemplo, el caracol de jardín encontrado tanto en Norteamérica como en Eurasia.

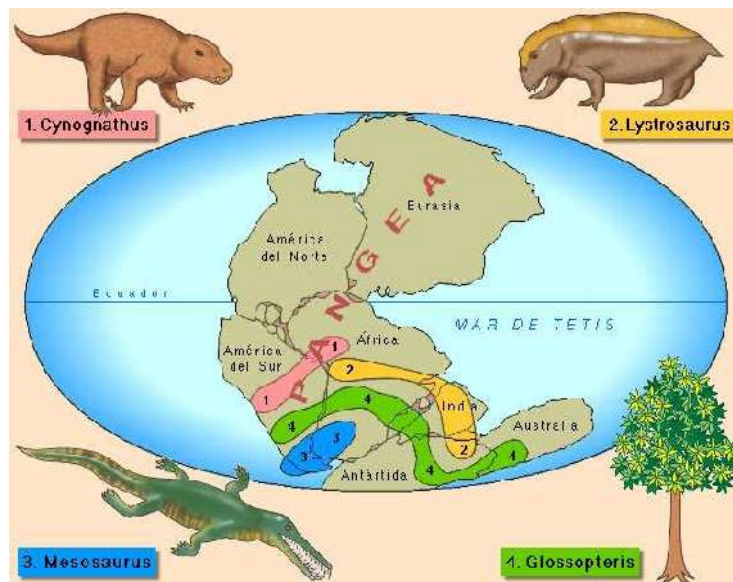


Figura 2.5 Wegener descubrió que hace 250 millones de años todos los continentes que existen hoy en día estaban juntos, formando un solo supercontinente al cual llamó "Pangea".

2.3 CONCEPTOS REOLOGICOS: LITÓSFERA Y ASTENÓSFERA

Se denomina Reología, palabra introducida por Eugen Bingham en 1929, al estudio de la deformación y el flujo de la materia. Una definición más moderna expresa que la reología es la parte de la física que estudia la relación entre el esfuerzo y la deformación en los materiales que son capaces de fluir.

La variación de la temperatura con la profundidad en la litosfera continental condiciona gran número de procesos geodinámicos y se rige como factor crítico en los modelos reológicos. Aunque tanto la convección como la conducción son mecanismos de transferencia de calor determinantes en la distribución de temperaturas en la litósfera, en regiones continentales tectónicamente activas, los procesos conductivos son los dominantes (Chapman y Furlong, 1992).

2.3.1 Características reológicas de la corteza

Desde el punto de vista reológico, la corteza también se divide en dos capas principales, a las que se agrega una tercera de transición, que corresponde al pasaje entre ellas (Figura 2.6). La capa superior es rígida y está caracterizada por un comportamiento elástico y el tipo de deformación de sus rocas es principalmente frágil, cualquiera sea la velocidad con que se deforman. La capa inferior es mecánicamente débil y su comportamiento dúctil permite que fluya si se consideran los tiempos en escalas geológicas. Únicamente en escala de tiempos breves, como ejemplo la velocidad de las ondas sísmicas o de los cambios de fases mineralógicas, la parte inferior de la corteza tiene un comportamiento rígido. De acuerdo con esta ambigüedad reológica es posible que bajo ciertas circunstancias se desarrollen fracturas (Shaw, 1980), transitorias, en la corteza inferior, que posteriormente se cerrarían y desaparecerían por efecto de la fluxión. También la capa inferior de la corteza se caracteriza por la ausencia de hipocentros sísmicos, confirmando su comportamiento dúctil y por lo tanto la baja resistencia de sus rocas. Reologicamente se la divide en corteza superior, frágil y corteza inferior, dúctil, con una zona de transición entre ambas (Figura 2.6).

El espesor de la capa frágil es de alrededor de 15 km en zonas cratónicas. Este espesor disminuye con el aumento del gradiente geotérmico, debido a la disminución de la resistencia de las rocas por el aumento de la temperatura. En lo que concierne a las rocas ígneas, el límite inferior de la capa frágil representa el "piso" de los batolitos, ya que a esta profundidad se pierde la identidad de sus rocas, porque disminuye notablemente el contraste reológico con la capa.

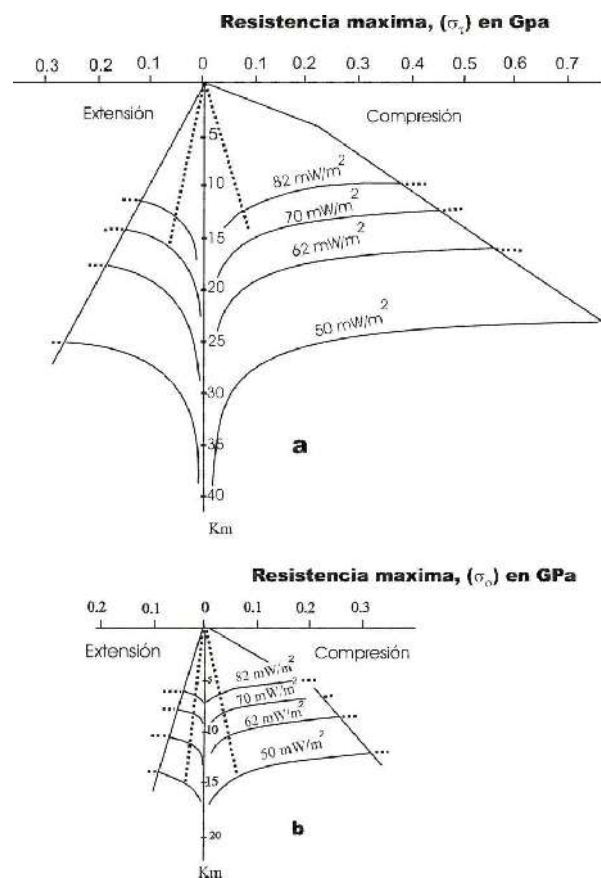


Figura 2.6 Variación de la Resistencia máxima (σ_τ) de las rocas con la profundidad (σ_τ).

De acuerdo con la ley de facturación de deslizamiento fraccional de Navier-Coulomb, gobernada por la siguiente ecuación: $\sigma_\tau = S\phi + \sigma_\sigma \cdot \text{tg } \phi$, (σ_τ = esfuerzo tangencial; $S\phi$ = coeficiente de cohesividad; ϕ = ángulo de fricción interna). A la izquierda del eje vertical se representa un campo en extensión y a la derecha en compresión. En el diagrama (Figura 2.6) se muestran diferentes

ejemplos con valores del flujo calórico superficial variables. La brusca caída de la resistencia señala la transición entre la corteza frágil y la dúctil. Cuando mayor es el flujo del calor el límite entre ambas cortezas se encuentra más cercano a la superficie. Las líneas rectas cortadas representan la resistencia máxima de vermiculita y de montmorillonita. En **a)** se representa el comportamiento reológico del cuarzo en sistemas carentes de agua. **b)** Es equivalente a **a)** pero en un sistema rico en agua. Obsérvese la disminución de la resistencia máxima en los materiales que contienen agua en los poros (adaptado de Meissner, 1986).

La ductilidad de la capa inferior de la corteza, que es rica en feldespato, contrasta con la rigidez de la parte superior del manto (Fig. 2.7), que se debe a la presencia de rocas con abundante olivina. La energía de activación de la olivina es mayor que la de la plagioclasa, propiedad que la hace más resistente. Este contraste en el comportamiento reológico, promueve un reparto selectivo de los esfuerzos, desacoplando mecánicamente la corteza, en particular la continental, del manto (Burov y Diament, 1996).

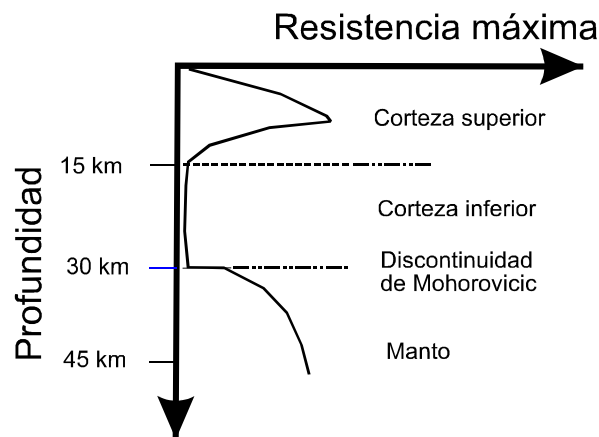


Figura 2.7 Variación de la resistencia de la litósfera con la profundidad (sin escala).

La corteza inferior, dúctil, está intercalada entre capas rígidas constituida por la corteza superior y el manto. El aumento de la rigidez del manto se debe a la presencia de rocas con abundante olivina, cuyo coeficiente de activación es casi el doble de las rocas de la corteza inferior, más ricas en feldespato.

De todo lo dicho hasta ahora se deduce que la sismicidad está directamente relacionada con el comportamiento mecánico de los minerales. La ruptura de un material cuando se supera un esfuerzo crítico o resistencia de dicho material puede, en líneas generales, describirse de dos maneras: frágil o dúctil. Un comportamiento frágil es aquel en el que la roca se fractura antes de llegar al límite elástico. Un comportamiento dúctil es aquel en el que la roca se fractura después de deformarse tras pasar el límite elástico.

Un terremoto de profundidad superficial o intermedia se produce por la ruptura frágil de los materiales. Esto significa que conocer la distribución del campo de ruptura frágil es esencial para explicar la ocurrencia de terremotos. Las leyes reológicas que gobiernan los comportamientos frágil y dúctil permitirán estimar esa distribución. Estas leyes son dependientes de la temperatura, por lo que se necesita un modelo térmico realista que permita su cálculo.

2.3.2 Litósfera y Astenósfera

La litósfera es la capa superior de la Tierra que comprende la corteza y la parte superior del manto. En la litósfera se registran la totalidad de los procesos geológicos, incluyendo la tectónica de placas y la actividad ígnea. El origen de gran parte de estos procesos está relacionado con la distribución irregular de la temperatura, que provoca fuertes cambios en el comportamiento reológico de la litósfera. A la litósfera subyace la astenósfera, caracterizada por el desarrollo de corrientes convectivas, las cuales cuando son ascendentes se denominan *plumas*. Las provincias ígneas gigantes están asociadas a estas plumas, de modo que existe una estrecha interacción entre la astenósfera y la litósfera.

El término litósfera (del griego *litos* = duro) en su acepción más amplia se refiere a la capa rígida externa de la Tierra, resistente a los esfuerzos. Comprende la corteza y la capa superior del manto, esta última también se denomina "*tapa*" (= lid en inglés) debido a su rigidez. Astenósfera (del griego *astenos* = débil) representa la capa reológicamente débil que subyace a la litósfera y que se

caracteriza por no soportar los esfuerzos, fluyendo en escalas de tiempos geológicos.

El concepto de litósfera ha sido utilizado de distintas maneras por los especialistas. Esto se debe principalmente a que presenta comportamientos reológicos diferentes de acuerdo con la variación de la tasa de deformación, que influye en sus propiedades reológicas. De acuerdo con esta propiedad, el espesor de la capa rígida dependería de las escalas de tiempo con que se aplican los esfuerzos. Así por ejemplo para escalas de tiempo del orden de 1×10^6 a 1×10^9 Ma (por ejemplo la convección del manto) el espesor de la litósfera es significativamente menor con respecto a esfuerzos aplicados en escalas de tiempo breves, como son, por ejemplo, el pasaje de las ondas sísmicas, o los cambios de fase mineralógicos. Dentro del término litósfera son dos las acepciones que con mayor frecuencia han sido mencionadas: 1) la litósfera como capa rígida, homologable con el comportamiento elástico, y 2) la litósfera como una capa delimitada térmicamente.

1. La litósfera como capa rígida es denominada litósfera mecánica y se basa en un criterio puramente reológico. La naturaleza elástica de la litósfera mecánica se puede inferir a partir del análisis de su deformación (y posterior recuperación) causada por el agregado de una carga extra sobre la misma. Por ejemplo el paulatino hundimiento de los escudos canadiense y bálticos como consecuencia de la última glaciación. En estos casos se infiere que el espesor de la litósfera debe ser suficiente para sostener semejantes pesos. Sobre la base de modelos teóricos el espesor de la litósfera elástica dependería de la temperatura de 550-650 °C, en la cual comienzan a ceder los materiales ante muy bajos esfuerzos, a tasas de deformación muy lentas. Esta temperatura se basa en un principio reológico empírico que dice que una roca comienza a fluir a la mitad de su temperatura de fusión, que en las rocas ultramáficas es de 1280 °C. De acuerdo con este modelo la litósfera mecánica está compuesta por la corteza y parte del manto, que en conjunto conforman tres capas: dos rígidas, corteza superior y manto y una dúctil, la corteza inferior.

2. La segunda acepción de litósfera es referida como litosfera térmica y está relacionada con la temperatura de 1280°C, que es la temperatura de las rocas ultramáficas del manto superior. En este sentido, el término litósfera ha sido empleado como una capa límite térmico (thermal boundary layer) y corresponde al límite a partir del cual comienza a aparecer un fundido intersticial en las rocas. Este cambio, originado por la aparición de ese fundido, ha provocado un concepto reológico erróneo, consistente en que por la aparición del magma los materiales cambian drásticamente de rígidos a dúctiles. Esto no es así, porque a bajas velocidades de deformación y hasta temperaturas de alrededor de 700 °C las rocas se comportan reológicamente como fluidos y por lo tanto fluyen. Por este motivo, la litósfera mecánica siempre tiene menor espesor que la térmica. En forma muy general, este límite térmico también ha sido invocado como la capa más externa del manto convectivo. Sin embargo, por lo expresado, no se puede descartar que las corrientes convectivas también puedan llegar hasta la base de la litósfera mecánica.

Desde un punto de vista atómico se distinguen sólidos y líquidos, pero desde un punto de vista reológico se distinguen sólidos y fluidos. Un fluido es desde un punto de vista reológico un material que cede ante un mínimo esfuerzo diferencial y tiene la particularidad de fluir, sin distinción de su ordenamiento atómico. Por este motivo es común que rocas totalmente cristalizadas fluyan en forma similar a líquidos.

Para todos los análisis estructurales-tectónicos es conveniente tener presente la definición de litósfera mecánica. Desde el punto de vista petrológico, en cambio, el concepto de litósfera térmica señala una subdivisión que tiene implicancias en la generación de los cuerpos ígneos. Por encima de ese límite la presencia de magma es transitoria, mientras que por debajo la presencia de magma es permanente.

De acuerdo con la composición de la corteza, la litósfera ha sido subdividida en litósfera oceánica y litósfera continental. Como se sabe el espesor de la litósfera oceánica es menor que la continental. El espesor de la litósfera oceánica aumenta con la edad, variando desde unos pocos kilómetros en las dorsales oceánicas, en general la corteza oceánica alcanza hasta unos 100 km para edades de unos 130-150 Ma. El espesor de la litósfera continental es de unos 120-200 km, aumentando en los escudos precámbricos.

Una placa constituye la unidad fundamental de la teoría de tectónica de placas. Es la capa rígida más externa de la Tierra y sus límites son homologables con la litósfera mecánica. Se caracteriza por su comportamiento elástico y por lo tanto tiene la propiedad de transmitir y acumular los esfuerzos. El límite inferior de una placa tiene un marcado contraste reológico con la capa subyacente, de menor viscosidad, que puede actuar como una superficie de desacople mecánico.

La placa cuando subduce toma el nombre de “slab”. El ángulo con que subduce depende del contraste de densidad entre las litosferas de ambas placas. Las placas oceánicas jóvenes en general tienen menor densidad que las más antiguas y el ángulo de subducción tiende a ser bajo ($10-20^\circ$), mientras que en las placas más densas el ángulo es de unos 30° .

La loza representa una perturbación transitoria en el gradiente geotérmico de la litósfera, debido a la introducción de una cuña de baja temperatura (Figura 2.8). El “Slab” se metamorfiza progresivamente a medida que desciende, alcanzando un grado metamórfico correspondiente a la facies de eclogita. El metamorfismo y la menor temperatura del “slab” se traducen en una densidad mayor a la del medio que la rodea, por lo cual se hunde. La información obtenida a partir de los métodos geofísicos ha permitido comprobar que la loza puede alcanzar grandes profundidades. En los Andes, a la altura de Cuzco, Perú, James y Snoke (1994) han detectado la posible presencia de fragmentos de “slab” oceánica a una profundidad de aproximadamente 500 km.

Estos autores también estimaron que a partir de los 100-150 km de profundidad el ángulo de descenso de la “slab” es de aproximadamente 70°, lo cual se puede interpretar que se halla cerca al descenso en caída libre. Esta situación promueve el desarrollo de corrientes convectivas en el manto, dando lugar a la redistribución de su composición.

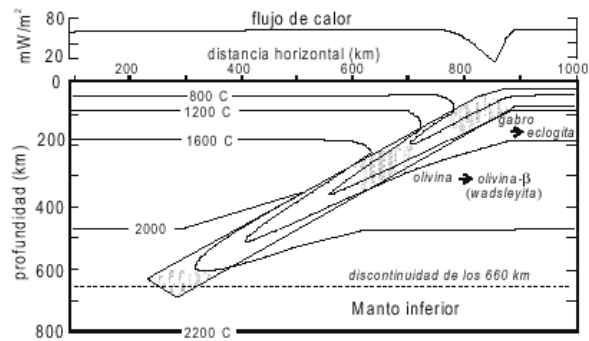


Figura 2.8 Variación de la temperatura en el manto superior y la corteza como consecuencia de la introducción de litosfera fría por la subducción. En gris están indicadas las principales transiciones mineralógicas que se producen en la losa de subductada. Redibujado de *Condie (1997)*.

A pesar que las placas juegan un papel fundamental en la tectónica global, el conocimiento en detalle de sus propiedades reológicas, de su espesor, y de su relación mecánica con la astenósfera, es en la actualidad incompleta. Uno de los temas prioritarios es comprender como se distribuyen los esfuerzos en el límite entre la placa rígida y la astenósfera dúctil. La importancia de este fenómeno radica en que son estos esfuerzos los que aparentemente gobiernan el movimiento de las placas y la mayor parte de los procesos de deformación que ocurren en su interior.

La incapacidad de obtener información real y confiable acerca de las propiedades reológicas de las placas, proviene de la estrecha dependencia que existe entre los mecanismos de deformación de los materiales y la tasa de deformación. Esta relación tiene una gran importancia porque toda la información de lo que ocurren en el interior de la Tierra proviene de los métodos de análisis geofísicos que, al basarse en las velocidades de las ondas sísmicas, solamente

reflejan las situaciones que corresponden a las altas tasas de deformación. Es probable que estos métodos no reflejen enteramente la realidad, ya que no se podrían detectar numerosas estructuras afectadas por deformaciones muy lentas, de alrededor de 10^6 a 10^9 Ma. De acuerdo con estas observaciones, los espesores promedio de las placas durante estos periodos podrían ser más delgados que lo que revela los datos proporcionados por las velocidades de las ondas sísmicas, debido a que la rigidez que se infiere de su comportamiento corresponde solamente a tasas de deformaciones rápidas. Con el continuo perfeccionamiento de los instrumentos geofísicos de medición se podrán obtener datos más precisos de la estructura interna de la tierra y de este modo se formularan nuevas hipótesis y modelos.

2.4 LAS PLACAS TECTONICAS

Una placa tectónica o placa litosférica es un fragmento de litósfera que se desplaza como un bloque rígido sin presentar deformación interna sobre la astenósfera de la tierra. Este movimiento se produce por corrientes de convección en el interior de la tierra que liberan el calor original adquirido por el planeta durante su formación.

La tectónica de placas es la teoría que explica de manera elegante y coherente la estructura, historia y dinámica de la superficie de la tierra. Establece que la litósfera (la porción superior más fría y rígida de la Tierra) está fragmentada en una serie de placas que se desplazan sobre un manto fluido denominada astenósfera (Figura 2.9), con una profundidad que va de 0 a 150 Km. está formada por la corteza más la parte superficial del manto. La litósfera se encuentra dividida en grandes fragmentos, las denominadas placas litosféricas o placas tectónicas, que se desplazan unas respecto a otras, con velocidades del orden de 2,5 cm/año. Dado que se desplazan sobre la superficie finita de la Tierra, las placas interactúan unas con otras a lo largo de sus fronteras o límites provocando intensas deformaciones en la corteza y litósfera de la tierra, lo que ha dado lugar a la formación de grandes cadenas montañosas (los Andes y Alpes) y grandes sistemas de fallas asociadas con éstas (por ejemplo, el sistema de fallas de San Andrés).

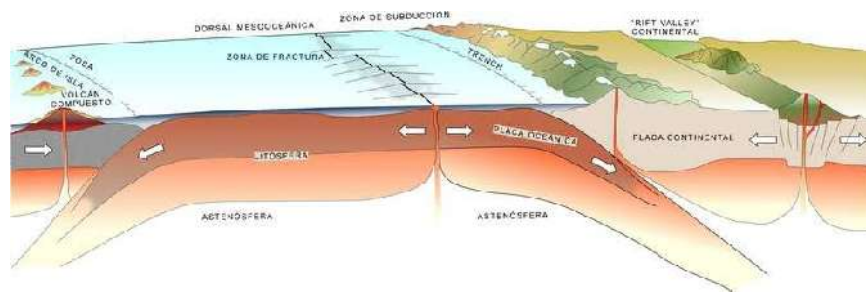


Figura 2.9 La litósfera se comporta como un bloque rígido que “flota” sobre un material rocoso plástico, la astenósfera.

El contacto por fricción entre los bordes de las placas es responsable de la mayor parte de los terremotos. Otros fenómenos asociados son la creación de volcanes (especialmente notorios en el Cinturón de Fuego del Océano Pacífico) y las fosas oceánicas.

2.4.1 PRINCIPALES PLACAS TECTONICAS

Las placas tectónicas son los diferentes fragmentos en qué se encuentra dividida la litósfera. Actualmente se diferencian siete grandes placas tectónicas y unas siete pequeñas placas tectónicas (Figura 2.10). Estas placas son:

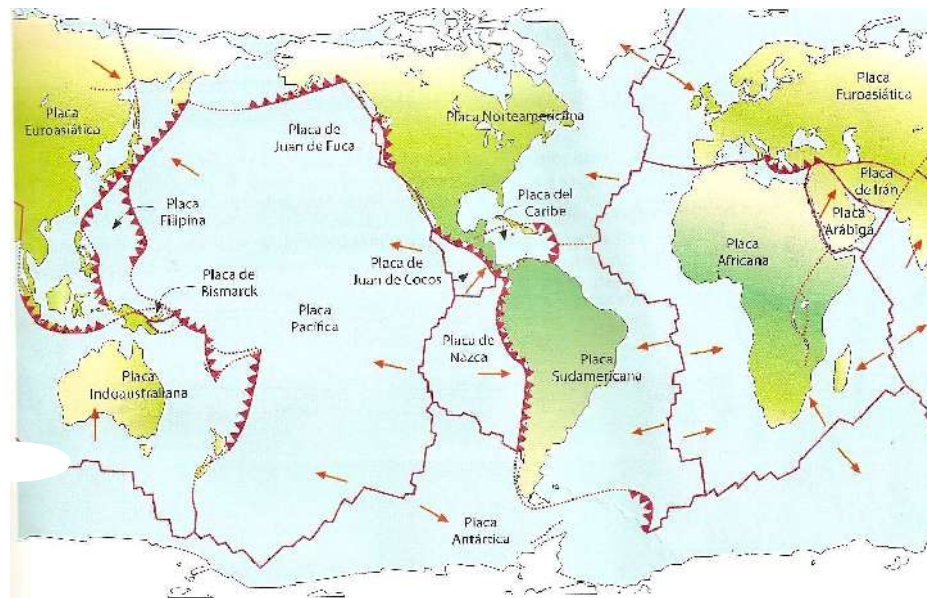


Figura 2.10 Principales placas tectónicas.

Placas tectónicas grandes	Placas tectónicas pequeñas
1. Placa Euro-asiática 2. Placa Africana 3. Placa Indoaustraliana 4. Placa Norteamericana 5. Placa Sudamericana 6. Placa Pacífica 7. Placa Antártica	1. Placa del Caribe 2. Placa de Nazca 3. Placa de Cocos 4. Placa de Juan de Fuca 5. Placa Filipina 6. Placa de Scotia 7. Placa Arábica

Según su constitución se diferencian dos tipos de placas litosféricas:

- **Placas oceánicas.** Son placas cubiertas íntegramente por corteza oceánica, delgada y de composición básica. Aparecen sumergidas en toda su extensión, salvo por la presencia de edificios volcánicos intra-placa, de los que más altos aparecen emergidos, o por arcos de islas en alguno de sus bordes. Los ejemplos más notables se encuentran en el Pacífico: la placa Pacífica, la placa de Nazca, la placa de Cocos y la placa Filipina.
- **Placas mixtas.** Son placas cubiertas en parte por corteza continental y en parte por corteza oceánica. La mayoría de las placas tienen este carácter. Para que una placa fuera íntegramente continental tendría que carecer de bordes de tipo divergente (dorsales) en su contorno. En teoría esto es posible en fases de convergencia y colisión de fragmentos continentales, y de hecho pueden interpretarse así algunas subplacas de las que forman los continentes. Valen como ejemplos de placas mixtas la placa Sudamericana o la placa Euroasiática.

Solo existe una placa que pueda llamarse continental, y es la microplaca iraní, que carece totalmente de bordes divergentes (dorsales).

2.4.2 LÍMITES DE LAS PLACAS TECTONICAS

Todas las placas tectónicas, tienen como “vecina” a otra y dependiendo el movimiento una con respecto a la otra y es aquí donde se presenta la mayor actividad tectónica (sismos, formación de montañas, actividad volcánica), ya que es donde se produce la interacción entre placas, hay tres clases de límite principales:

2.4.2.1 Límites Convergentes (compresión).- Es el límite donde se unen las placas, cuando colisionan forma una zona de subducción (Figura 2.11) (la placa oceánica se hunde bajo de la placa continental). Según el tipo de placa, se dividen en continental-continental, continental-oceánico y oceánico-oceánico. Un ejemplo representa la combinación de la placa de Nazca con la Sudamericana.

2.4.2.2 Límites Divergentes (tensión).- son límites en los que las placas se separan unas de otras y, por lo tanto, emerge magma desde regiones más profundas (Figura 2.11) (por ejemplo, la dorsal mesoatlántica formada por la separación de las placas de Eurasia y Norteamérica y las de África y Sudamérica).

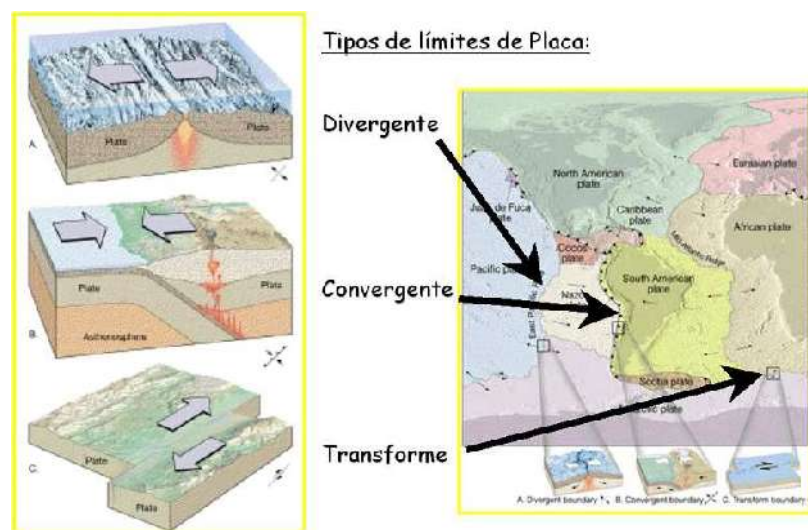


Figura 2.11 Límites de las placas tectónicas.

2.4.2.3 Límite de Transformación (movimiento strike-slip).- son límites donde los bordes de las placas se deslizan una con respecto a la otra a lo largo de una falla de transformante (Figura 2.11). En determinadas circunstancias, se forman zonas de límite o borde, donde se unen tres o más placas formando una combinación de los tres tipos de límites.

2.4.3 TIPOS DE CONTACTOS ENTRE PLACAS TECTONICAS

2.4.3.1 Los bordes constructivos o zonas de expansión

Se sitúan en las dorsales oceánicas y en los rift continentales, como por ejemplo en el Rift Valley en África y en la dorsal atlántica. La actividad volcánica que se produce en estas zonas, como consecuencia de su divergencia, determina la formación de nueva corteza oceánica y provoca el ensanchamiento de los fondos oceánicos y la separación progresiva de las placas adyacentes (Figura 2.12).

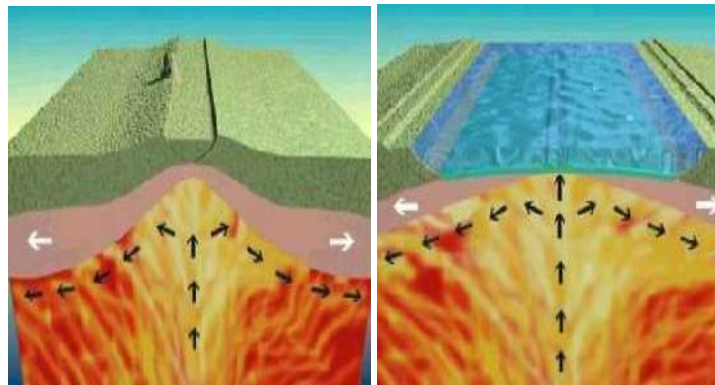


Figura 2.12 Separación progresiva de las placas (zonas de expansión).

2.4.3.2 Los bordes destructivos o zonas de subducción

Son los lugares de subducción entre las placas oceánicas y continentales, donde la corteza oceánica comienza a hundirse debajo de la

continental debido a que es más liviana y de menor grosor. Esta penetración, denominada subducción, produce un rozamiento que genera fuertes terremotos y vulcanismo allí donde ascienden parte de los materiales fundidos provenientes de la litósfera subducida, formándose cadenas montañosas como la cordillera los Andes (Figura 2.13). Si la colisión se produce entre dos placas oceánicas una de ellas subduce por debajo de la otra, formándose arcos insulares y grandes fosas abisales.

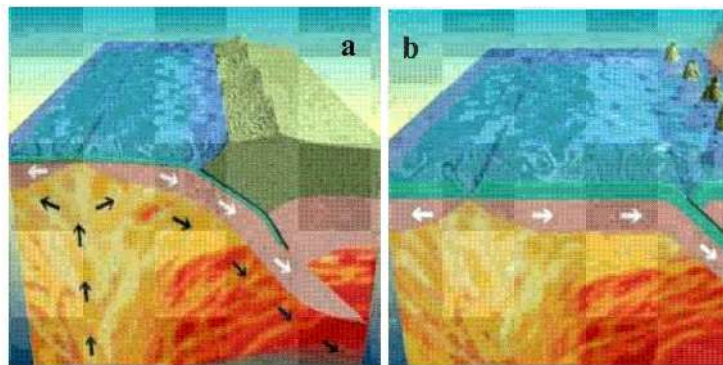


Figura 2.13 Colisión continente-oceano (a) y oceano –oceano (b).

2.4.3.3 Las zonas de colisión

Cuando la convergencia de dos placas provoca el acercamiento de dos formaciones continentales se produce una fuerte colisión que tiene como consecuencia el plegamiento muy acusado de los sedimentos acumulados entre ambas y deformaciones muy intensas de sus bordes (Figura 2.14). Así, por ejemplo, la formación del Himalaya fue debida a la colisión de la masa continental del subcontinente indio contra el margen meridional de la gran placa euroasiática.

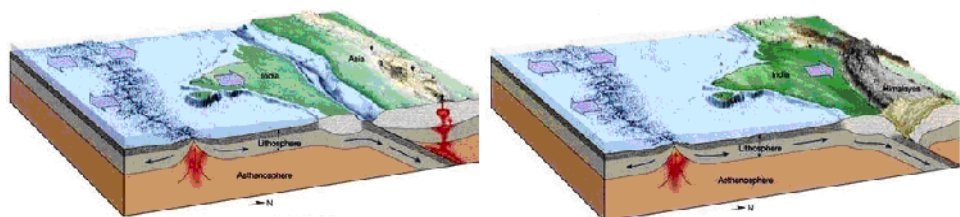


Figura 2.14 Colisión continente-continente.

2.4.3.4 Los bordes pasivos o fallas transformantes

Son límites de placas donde la litosfera no se crea ni se destruye, sino que se produce un movimiento horizontal paralelo al límite de placas, originándose un roce que genera sismos (Figura 2.15). Ejemplos de este tipo de bordes son las fallas transformantes de las dorsales oceánicas y la falla de San Andrés en California.

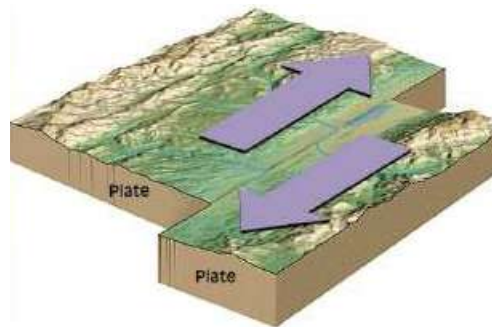


Figura 2.15 Movimiento horizontal paralelo al límite de las placas

2.4.4 CONSECUENCIAS DEL MOVIMIENTO DE PLACAS

Además de la formación o destrucción de relieve, el movimiento de las placas tectónicas tiene otras consecuencias geológicas - tectónicas muy importantes:

2.4.4.1 Terremotos. En las zonas de subducción, la fricción entre placas supone que una de ellas se eleva y fuerza a la otra a descender. De este modo, grandes masas de roca colisionan y originan fricciones y tensiones muy fuertes en ese punto, desencadenando los movimientos sísmicos. El punto donde se ha producido la liberación de energía se llama foco sísmico o hipocentro. El lugar de la superficie terrestre situado encima del foco sísmico se denomina epicentro. Cada año se detectan unos 500.000 terremotos.

2.4.4.2 Formación de volcanes. Las rocas de la placa que se deslizan hacia abajo por su mayor densidad se convierten en magma, debido a las fuertes presiones y a las altas temperaturas. El magma se escapa hacia la superficie al encontrar grietas y fisuras en las capas internas, dando lugar a las erupciones volcánicas.

2.4.4.3 Expansión de los océanos. El fondo de los mares y los océanos están en continuo crecimiento, ya que a ambos lados de las dorsales o cordilleras submarinas se van depositando materiales procedentes del manto.

CAPITULO III

PROCESO DE SUBDUCCIÓN

La subducción de placas, es un proceso de hundimiento de una placa litosférica bajo otra en un límite convergente, según la teoría de tectónica de placas. Generalmente, es litósfera oceánica, de mayor peso específico, la que subduce bajo la litósfera continental, menos densa. (Figura 3.1), de menor peso específico debido a su mayor grosor cortical.

En su lento movimiento, hacia las capas más profundas de la Tierra, la placa oceánica provoca un aumento lento de las temperaturas en las rocas del antiguo fondo marino, hasta más de 1.000 grados Centígrados y a una profundidad de 100 kilómetros aproximadamente, las rocas de la placa oceánica se funden parcialmente. Durante la subducción se observa además un aumento relativo, pero, rápido de la presión. En una zona de subducción, la corteza terrestre así derretida asciende nuevamente hacia la superficie en donde ayuda a formar volcanes e islas. La formación de algunos volcanes, montañas, islas y fosas oceánicas están relacionadas con los proceso de subducción, deriva continental y orogénesis.

Como se mencionó anteriormente, las zonas de subducción son zonas largas y estrechas donde la placa litosférica desciende por debajo de otra. Dado que la temperatura y la presión aumentan con la profundidad, una parte de los materiales de la

placa en subducción son liberados (en especial el agua), lo que conlleva a la fusión del manto, que a su vez, asciende a través de la corteza terrestre continental creando volcanes. Las zonas de subducción constituyen una parte muy importante dentro de la dinámica de los materiales terrestres. Los materiales subducidos han cambiado posiblemente las propiedades del manto, y permitido que la convección se mantenga. Sismológicamente las zonas de subducción son caracterizadas por las zonas de Benioff.

Mientras la litósfera oceánica se aleja de una dorsal del mismo tipo, se enfría, se engrosa y se vuelve más densa debido a la contracción termal (Francheteau, 1983). Pese a que las rocas basálticas de la corteza oceánica son más livianas que las rocas del manto subyacente, las rocas más frías de la corteza en la litósfera, principalmente gabro, se hacen lo suficientemente densas para hacer que esta quede en un estado de inestabilidad gravitacional con respecto a las rocas más calientes del manto inmediatamente subyacente a la litósfera, induciendo, de esta forma, el hundimiento de la litósfera oceánica bajo el continente en el borde denominado fosa oceánica, la cual alcanza profundidades de 6 – 8 km. bajo el nivel del mar frente a Chile, y hasta 11 km. en las Marianas.

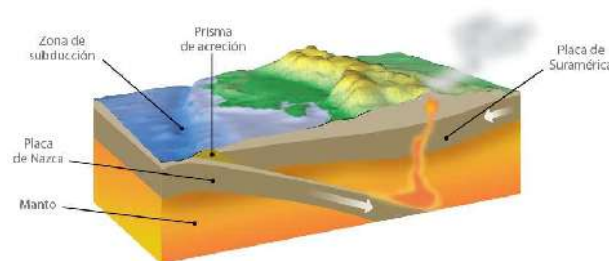


Figura 3.1 Esquema que muestra los rasgos típicos de la subducción.

La subducción ocurre principalmente en la costa oeste de América del Sur (Chile, Perú, Ecuador, Colombia), Japón, Aleutianas, Java y partes del Mar Mediterráneo (Figura 3.2) y siempre provocan eventos sísmicos de gran magnitud.



Figura 3.2 Placas litósfericas, las flechas indican la dirección del movimiento de las placas hacia las zonas de subducción 1 Dorsales meso-oceánicas cruzadas por fallas transcurrentes (largas fracturas transversales); 2) Zona de subducción, donde la placa subducida se inclina hacia abajo y se funde en la astenósfera.

3.1 TIPOS DE SUBDUCCIÓN

Las placas tectónicas son fragmentos rígidos que se mueven flotando sobre un manto fluido, tradicionalmente denominado astenósfera. Se mueven debido a corrientes de magma caliente procedente de la base del manto (Figura 3.3). Estas corrientes al llegar bajo la litósfera se enfrían, e impulsadas por los materiales que continúan llegando, vuelven al fondo originándose así diferentes corrientes circulares de convección. Estas corrientes pueden llegar a romper una placa y después separar los dos fragmentos, del mismo modo hacer colisionar una placa contra otra.

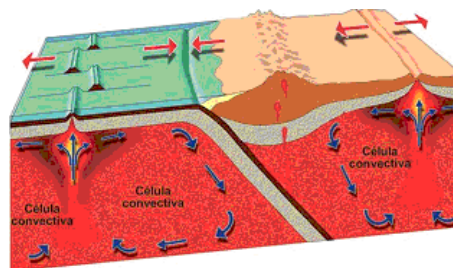


Figura 3.3 Subducción de las placas, y esquema que muestra la corrientes de convección.

Los principales tipos de subducción entre placas son:

3.1.1 Subducción, océano-océano

Se origina con la convergencia de dos placas oceánicas y la formación de un arco de isla volcánica. Esta modalidad se produce, por ejemplo, a lo largo de toda el límite occidental de la placa Pacífica, configurando la aparición de numerosos arcos de islas, que dominan toda esa costa (Aleutianas, Filipinas, Japón, etc.). A veces se puede originar una pequeña dorsal tras el arco de isla (extensión tras arco). Aquí, el contacto de placas se da alejado del continente (Figura 3.4).

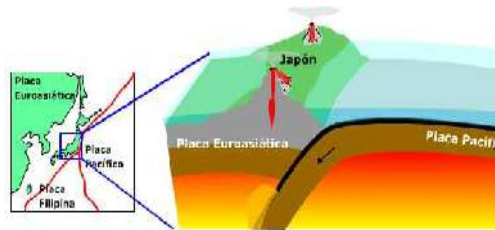


Figura 3.4 Subducción entre dos placas oceánicas.

3.1.2 Subducción, océano-Continente

En este caso la placa oceánica al ser más densa se introduce por el interior en estos bordes destruyendo corteza al introducirse por debajo e incorporándose el material al manto. Como resultado se origina una cordillera paralela al límite (orógeno de subducción) donde las máximas alturas coinciden por lo general con edificios volcánicos. Así, una zona de este tipo es el límite de la placa de Nazca con la Sudamericana (Figura 3.5). Aquí, el contacto entre placas se da muy cercano al continente.



Figura 3.5 Subducción entre dos placas océano-continente.

3.1.3 Subducción, continente-continente

Como la litosfera continental es menos densa que el manto, ninguno de ellas se hunde, por lo cual se pliegan los sedimentos acumulados entre ellas y forman inmensas cordilleras (Figura 3.6). Un ejemplo de esto, lo representa la cordillera del Himalaya que ha formado la India al colisionar contra el borde sur del antiguo continente asiático.

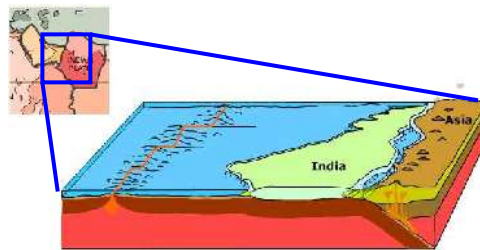


Figura 3.6 Subducción entre dos placas continente-continente.

3.2 ANOMALIAS DE DENSIDAD Y TEMPERATURA

De acuerdo a los modelos termales de conducción (McKenzie, 1969), el proceso de subducción, a diferentes niveles de profundidad, se relaciona principalmente con el contraste de temperatura y densidad presenten entre la litósfera y el manto.

Los niveles de densidad indicaran a favor de un afloramiento negativo que da por resultado una fuerza descendente, que está directamente asociada al proceso de la placa en la dirección del a subducción, que se conoce como “slab pull”. Dicha fuerza jugaría un papel importante en la conducción del movimiento de la placa, de acuerdo con el comportamiento elástico de la litósfera, el cual permitirá transmitir esfuerzos y actuar como conductora de estos (Turcotte y Schubert, 1982). Las fuerzas de las que se menciona menciona tales como la inclinación, edad, largo y velocidad con la que subduce la placa, así como también las propiedades del material del manto que le rodea (McKenzie, 1969; Minear y Tokoz, 1970).

Para algunos autores como Forsyth y Uyeda (1975); el “slab pull” actuaría de forma independiente de la velocidad de la placa siempre que el borde inferior de esta alcance una profundidad en el cual la placa pierda su integridad por efectos del fuerte calentamiento, para Toksoz, Sleep y Smith (1973), podría ocurrir bajo los 600 km, o por una deflexión al encontrar un fondo “duro”, el cual se logra asociar a un medio de alta viscosidad como la mesósfera (Figura 3.7). la fuerza de resistencia al movimiento sería proporcional a la velocidad de descenso, el cual se concentraría en la parte inferior de la placa rígida perpendicular a la fosa oceánica, debido a que la viscosidad del manto es relativamente bajo en la astenósfera, llegando a ser algunos ordenes de magnitud mayor en la mesósfera (Gordon, 1965). La suma de las dos fuerzas da por resultado una fuerza neta que regula el estado de esfuerzos a la cual se encuentran sometidas las placas en las zonas de subducción.

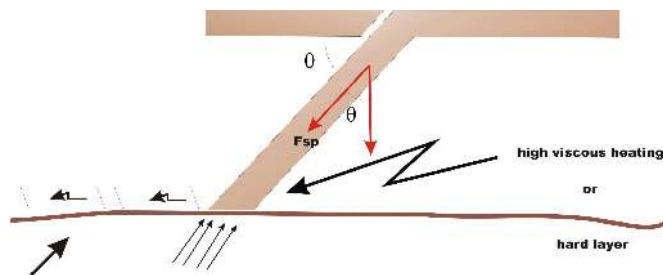


Figura 3.7 Geometría de la placa subducente. Esta descende, “tirada” por la fuerza F_{sp} (“slab pull”), hasta perder su identidad debido a la fusión con el manto, y/o al encontrar en su camino un material más “duro”.

Para Forsyth y Uyeda (1975) existe un rango de velocidad asociado al descenso que, según su modelo, representaría el punto de balance entre el “slab pull” y las fuerzas viscosas de resistencia. En el caso que la fuerza de resistencia al descenso de la placa (Figura 3.7) fuese despreciable, entraría a jugar un rol más fundamental, entre otras (Forsyth y Uyeda, 1975), la fuerza de interacción entre las dos placas en la zona de contacto, en el cual el movimiento relativo entre ambas es resistido por una fuerza de “colisión” que se manifiesta generalmente en grandes terremotos. Estas zonas vendrían a determinar la zona de acoplamiento sísmico interplaca de acoplado a desacoplado en función de los esfuerzos, el cual estaría relacionado con el ángulo de inclinación

presentes en las zonas de subducción; el cual se detallara más adelante con la elaboración de los perfiles perpendiculares a la línea de costa.

Es así que la diferencia de la temperatura determinaría la posibilidad y la capacidad de las placas rígidas para acumular los esfuerzos que repentinamente se liberan por medio de un terremoto, que son los que delinear la zona de Wadati-Benioff (W-B) a lo largo de la placa subducida. Si se considera que el espesor de la litosfera es proporcional a la raíz cuadrada de su edad (Francheteau, 1983), el largo y la profundidad de la zona sísmica se hace proporcional, entonces, al producto de la velocidad de convergencia y edad de la placa subducida (Molnar, 1979; Jarrard, 1986).

Por lo tanto, la trayectoria de la litósfera descendente en el manto es determinada por dos factores, la edad litosférica y la velocidad de convergencia (Figuras 3.8 y 3.9). La primera está relacionada con la densidad de la placa, induciendo directamente en la profundidad de la placa, y la segunda, a la dependencia de la velocidad horizontal de la placa con la velocidad de convergencia en la fosa, incidiendo directamente en el largo de la placa (Ruff y Kanamori, 1980).

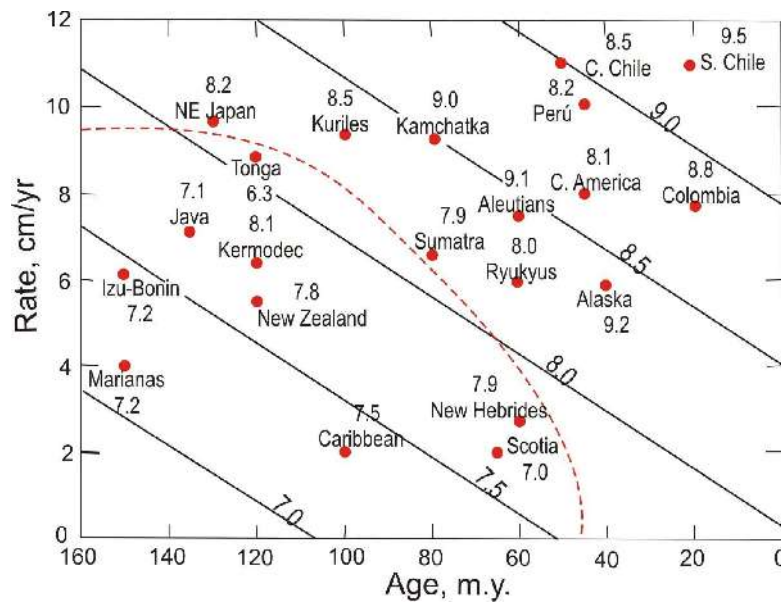


Figura 3.8. Relación global entre la velocidad de convergencia y edad de la litósfera oceánica subducida. El número de cada zona de subducción está asociado a la magnitud M_w , y la línea segmentada encierra, bajo ella, las regiones donde existe una zona de apertura de tras-arco. Ref. Ruff y Kanamori, (1980).

Debido a la diferencia de temperatura entre los distintos niveles de la astenósfera, se han originado movimientos convectivos y posiblemente celdas de convección, hace algunas decenas de millones de años. Su extremadamente lento movimiento convectivo (unos pocos centímetros por año), se mantiene mediante el calor producido por el decaimiento de elementos radioactivos y por el calor proveniente de las partes más profundas de la tierra. Grandes volúmenes de rocas calientes profundas, menos densas y más livianas que el material circundante, ascienden con estos movimientos hacia la superficie, mientras que rocas superficiales más pesadas, densas y frías tienden a hundirse, se recalientan y ascienden a la superficie una y otra vez, en forma muy similar a lo que sucede al agua hirviendo en una caldera.

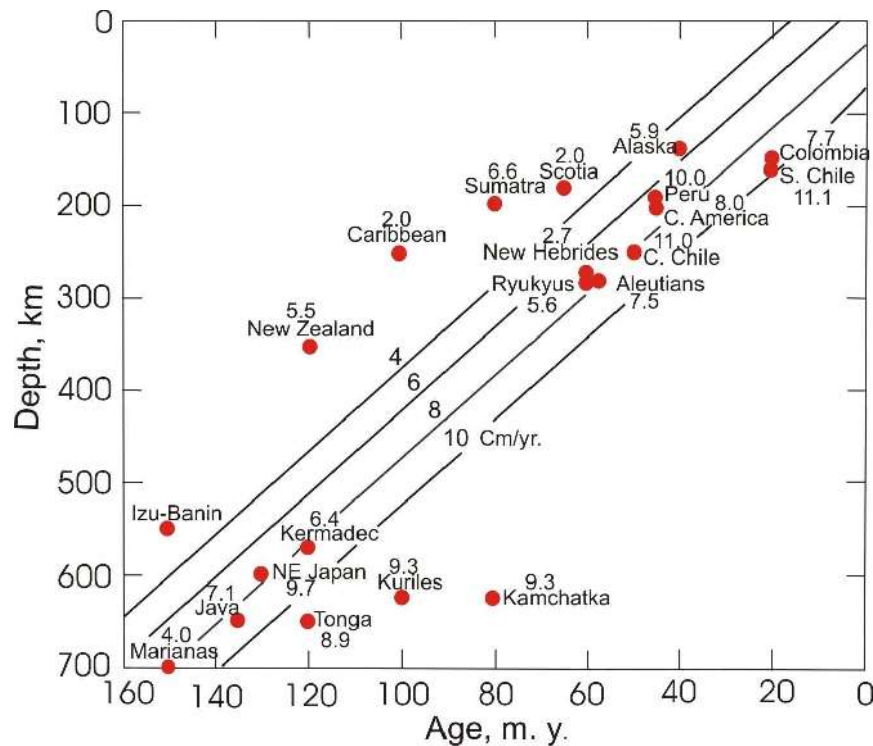


Figura 3.9 Relación global entre la profundidad de penetración y edad de la litósfera oceánica subducida. El número de cada zona de subducción está asociada a la magnitud Mw, y las líneas rectas están asociadas a la velocidad de convergencia entre las placas involucradas. Ref: Ruff y Kanamori, (1980).

3.3 CAMBIOS DE FASES EN EL MANTO

Tal como se ha podido observar, todas las fuerzas que actúan sobre las placas litosféricas, derivan desde la gravedad sobre heterogeneidades laterales de densidad o inversión de densidad (ejemplo: cuando material más denso se pone sobre, uno menos denso). Ridge push y slab pull (Figura 3.10) son las dos principales fuerzas que conducen a desplazamiento de las placas en la superficie de la tierra (Rey, 2002), ambas fuerzas son debidos a la inversión de densidad. Se observa que la litósfera oceánica es más densa que la astenósfera inferior, el ridge push está relacionado al deslizamiento de la placa oceánica desde alta topografía en las Dorsales Oceánicas (MOR) hacia la regiones más bajas de una fosa de subducción (Rey, 2002). El slab pull es relacionado al empuje gravitacional sobre la placa subductada, además es más fuerte que el ridge push por otra parte el MOR será plegado y no estirado.

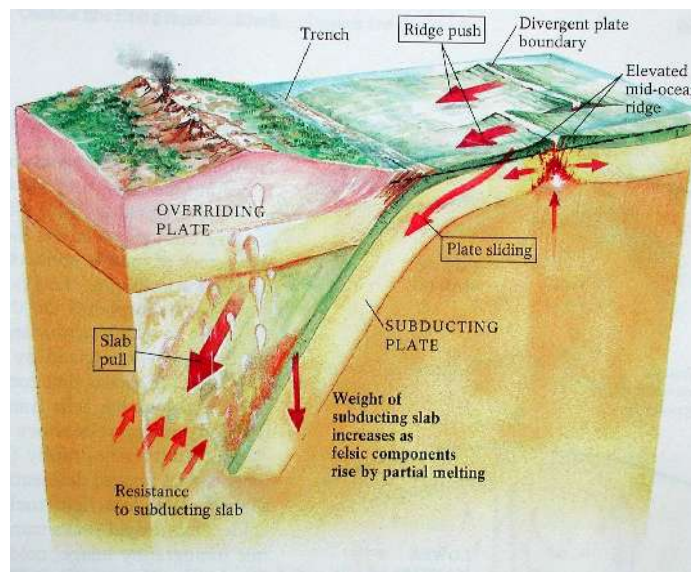


Figura 3.10 Proceso de SLAB PULL en la zona de subducción del Perú.

La velocidad con la que viajan las ondas sísmicas a través de las rocas depende de su densidad (Figura 3.11). En este diagrama se puede observar como varia la velocidad de las ondas S con la profundidad. En la corteza continental (de composición media granítica) la velocidad de las ondas S es de unos 3.5 km/s. Dentro de la parte superior del manto (manto litosférico) las ondas S viajan a más de 4 km/s. La razón del cambio

en la velocidad de las ondas S al pasar de la corteza al manto está en su distinta composición. El manto está fundamentalmente constituido por elementos como Mg., Fe, Si y O. Por lo tanto, la densidad del manto es considerablemente mayor que la corteza. El olivino ((Mg, Fe)₂SiO₄)₄) es el mineral más abundante dentro de los 400 km superiores del manto.

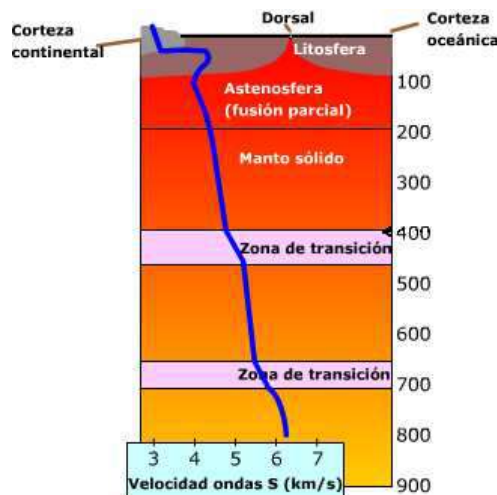


Figura 3.11 Variación de la velocidad de la onda S, con la profundidad.

Cuando una onda S atraviesa el límite entre el manto litosférico y la astenósfera su velocidad disminuye (Figura 3.11). Esto se debe a que la astenósfera posee un pequeño porcentaje de material fundido. Por debajo de la astenósfera las ondas S atraviesan una zona del manto más sólida. A medida que aumenta la profundidad, la presión crece. El incremento de la presión origina un aumento de la densidad de las rocas lo que implica una mayor velocidad de las ondas S. El aumento en la densidad a lo largo de la zona de transición origina un aumento brusco en la velocidad de las ondas sísmicas. Por debajo de los 460 km. y 700 km. respectivamente la velocidad de las ondas S aumenta progresivamente a consecuencia del incremento de la presión y la temperatura debido a los cambios de fase.

Ensayos realizados en laboratorio (McKenzie, 1983), demuestran que si la composición del manto es similar a la peridotita, entonces en las rocas que forman los 700 kilómetros superiores del manto deben existir, al menos, dos cambios de fase sólida un cambio de

fase en estado sólido lleva implícito una reordenación de los átomos de la estructura cristalina como respuesta a los cambios de presión y temperatura. A presiones correspondientes a profundidades del orden de los 350 - 450 y 700 km el olivino cambiaría a espinel, y el espinel a perovskita, respectivamente, incidiendo en ambos casos en un aumento del 10% la densidad del material (Figura 3.12).

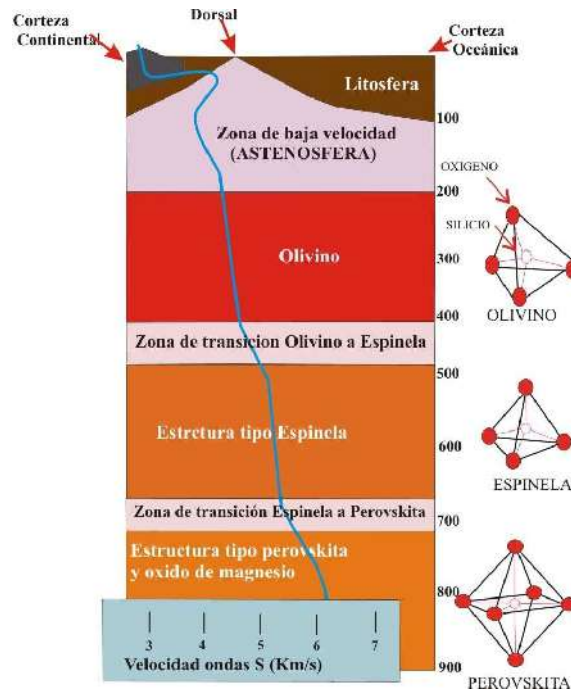


Figura 3.12 Cambios de olivino a espinela y perovskita.

Al ser incorporadas estas consideraciones a modelos termales, se puede demostrar, a partir de las relaciones termodinámicas involucradas (McKen, 1969 y Schubert et al, 1975), que la discontinuidad de los 400 kilómetros (Maxwell, 1985) se desplaza verticalmente hacia arriba dentro de la placa descendente a profundidades del orden de 200 - 300 kilómetros (Forsyth y Uyeda, 1975). Turcotte y Schubert (1975) estimaron que del orden de $\frac{1}{3}$ a $\frac{1}{2}$ de la fuerza sobre la placa “slab pull” se debería a la elevación del cambio de fase olivino-espinel, insistiendo en que el origen de esta última está en el contraste de densidad entre el material que desciende y el que la contiene. Sin embargo, Liu (1983) advierte que tal situación no es posible, debido a que las fases de transición en los silicatos del manto no puedan ser alcanzadas a temperaturas menores que 800 °C. Los modelos que apoyan la idea relacionada con el desplazamiento vertical hacia arriba

de la discontinuidad de los 400 km. (Turcotte y Schubert, 1971; Ringwood, 1972, 1976; Schubert et al., 1975 McGarr, 1977) suponen temperaturas en la parte más fría de la placa del orden de no menos de 1000 °C más fría que el manto adyacente a profundidades de 400 km, en la vecindad de transición olivino \Leftrightarrow fase -B (Liu, 1983), donde las temperaturas que se estima son del orden de los 1400 °C – 1600 °C. así entonces, las sugerencias de una distorsión hacia arriba (300 km de profundidad) del límite de la fase de transición del olivino serian incorrectas, y más bien se esperaría que tal frontera desciende a profundidades del orden de 600 km. Dentro de la litósfera descendente siendo esta una posible causa de los terremotos generadores a profundidades del orden de los 500 a 600 km. (Liu,(1983) defiende la hipótesis de los cambios de fase conllevan una liberación de energía capaz de generar terremotos con magnitudes del orden de 7.5 desde los 100 km de profundidad). Además, Liu (1983) sugiere que las fases de transformación a las cuales se ve expuesto el material descendente no ayudan significativamente a hundir la placa, sino más bien, es el movimiento de convección del manto en el cual arrastra a la litósfera dentro del mismo.

3.4 ACOPLAMIENTO SISMICO

La presencia de grandes sismos ($M > 6$) presentes en las zonas de subducción muestran el deslizamiento entre la placa oceánica subducente y la superior (Kanamori, 1986). La distribución de estos, en diferentes zonas de subducción, así como también a lo largo de una misma, presentan, patrones diferentes. Una de estas se refiere al nivel de sismicidad o el grado de acoplamiento sísmico (o mecánico) que existe en la interfaz interplaca (Kanamori, 1977; 1979; Kelleher et al. 1974; Uyeda y Kanamori, 1979). De esta forma es probable estimar en las zonas de subducción, haciendo uso de la información de grandes terremotos, las áreas en la cuales las placas se encuentran fuertemente acopladas (Uyeda y Kanamori, 1979) (Figura 3.13)

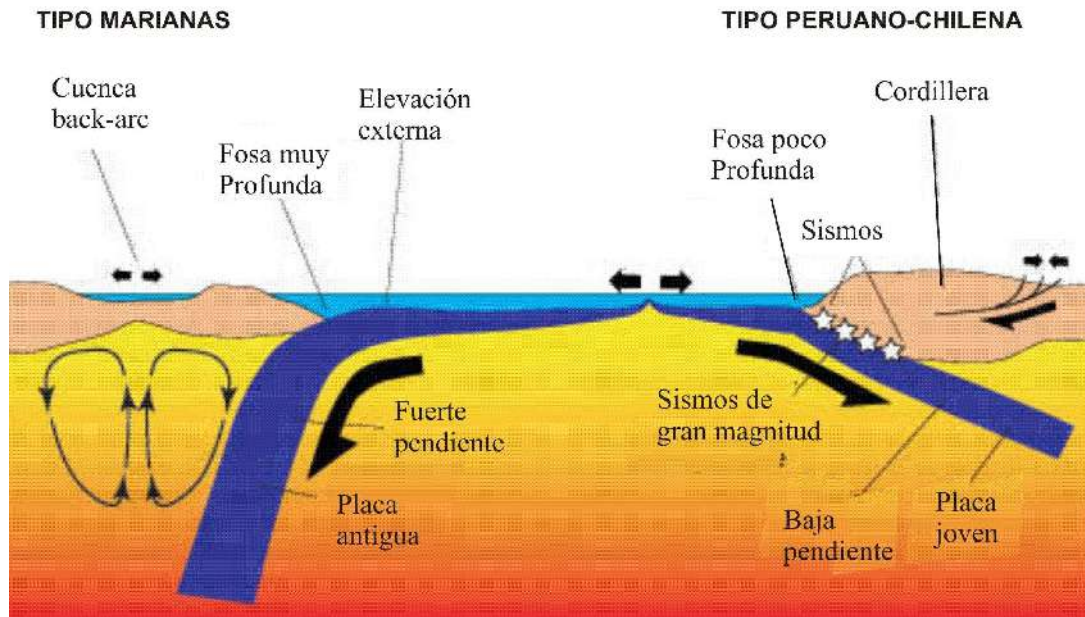


Figura 3.13 Dos modos de subducción presentes en el Cinturón de Fuego del Pacífico (tipo mariana o tipo peruano-chileno) Uyeda y Kanamori, (1979).

En una zona de subducción, como la que se presentó en el Perú y Chile tienen las siguientes características:

- a) Mecanismos intraplaca del tipo de esfuerzos compresivos.
- b) El ángulo de subducción es normal y sub-horizontal.
- c) Existe un prisma acrecional.
- d) Las dos placas en contacto están bien acopladas.
- e) La placa en subducción es una placa joven.
- f) Pueden ocurrir sismos fuertes, de magnitud mayor a 8.

Para la subducción tipo Marianas, sus características son:

- a) Mecanismos intraplaca del tipo de esfuerzos tensionales.
- b) El ángulo de subducción es mayor que en el tipo peruano.
- c) No hay indicios de la existencia de un prisma acrecional.
- d) Las placas en contacto no están bien acopladas.
- e) La edad de la placa en subducción es mayor.

Entre estos dos tipos de subducción, por sus características se deduce que la correspondiente al Perú es potencialmente más activa y mayor generadora de terremotos. Entonces, los grandes terremotos, en las zonas de subducción son generados por la acumulación de esfuerzos, el nivel de sismicidad se espera que esté relacionada con los parámetros de la placa subducente; es decir, la velocidad absoluta y de convergencia, edad y ángulo de inclinación en la placa, a lo largo de la placa en subducción.

Autores como Ruff y Kanamori (1980), asumen que la sismicidad en una zona de subducción puede ser representada por la magnitud M_w (Magnitud Momento (Kanamori, 1977)) del terremoto más grande registrado para una región determinada (Stauder, 1975); es decir, la magnitud del evento que repetidamente se produce y rompe el mismo segmento de fallas y cuyas dimensiones definen al evento. Dicho terremoto, se le conoce con el nombre de terremoto característico y al segmento se le identifica como zona o área de ruptura (Kelleher, 1972); es decir, región en la cual la deformación tectónica es reducida por un terremoto. El modelo de Ruff y Kanamori (1980) se ajusta muy bien a zonas de subducción de tipo peruano-chile, en donde la placa peruana es relativamente joven (45-50 m.a y 5-25 m.a.) y con velocidad de convergencia alta (8.4 cm/año; De Mets et al, 1990, Norabuena et al, 1999) favoreciendo así, un grado de acoplamiento alto en la interfaz de las dos placas en razón de potenciar la posibilidad de acumulación de energía de deformación.

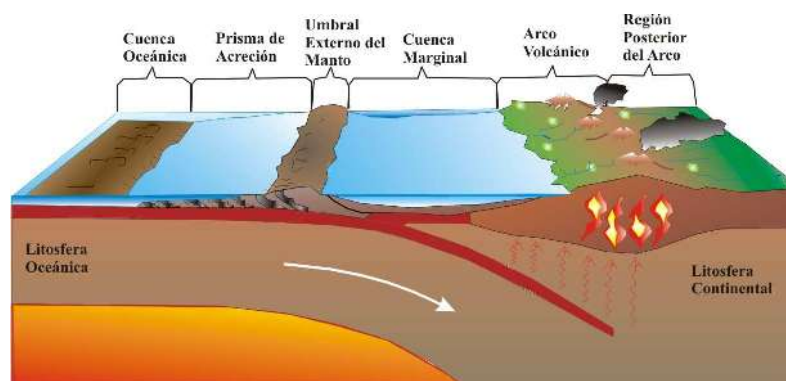


Figura 3.14 Borde de placas convergentes. Cuando existe un prisma de acreción, este es formado por los fragmentos de corteza oceánica y las rocas sedimentarias arrancadas de la placa subductada

Por otra parte, la variación regional del acoplamiento interplaca se interpreta como un debilitamiento de la interfaz litosférica (Kanamori, 1971; 1977) y está asociado al ancho de la zona de contacto debido a que las variaciones de este reflejan los cambios en la interacción mecánica interplaca (Lay y Kanamori, 1986). Es coherente, entonces, relacionar el grado de acoplamiento sobre el plano de falla de una zona sísmica con las dimensiones máximas de un terremoto en dicha región (Kanamori, 1986). Según esto, el “débil” o “fuerte” acoplamiento sísmico estaría relacionado, en términos globales, con “cuán inclinada se encuentra la placa descendente” y “con que velocidad se hunde”, es decir, la relación con la edad de la placa, la cual está relacionada con su densidad, su temperatura, y con la velocidad de convergencia de ésta.

La variación regional del acoplamiento sísmico será una manifestación de la existencia y distribución de heterogeneidades en la zona de interfaz interplaca (“Modelo de Asperza” Kanamori, 1986). En este sentido parece ser un factor importante la distribución de sedimentos a lo largo de la fosa oceánica. La cantidad de sedimentos varía de una zona a otra debido al control que sobre estos ejerce, por otra parte, la velocidad de depositación desde las zonas adyacentes, y por otro lado, la acumulación de material “raspado”. De la corteza oceánica, formando así en algunos casos, las estructuras denominadas prismas de acreción (Scholl et al., 1977; Hilde, 1983; Uyeda, 1984) (Figura 3.14). Por lo tanto, se esperaría que el acoplamiento sísmico se vea fortalecido en los casos en que exista un exceso de sedimentos en la fosa conformando un contacto interplaca uniforme, mientras que los suelos oceánicos con estructura del tipo “horst y graben” desarrollaría un contacto heterogéneo que haría decrecer el esfuerzo de acoplamiento mecánico (Ruff, 1978). Estas últimas se piensan como un efecto de la flexión de la placa antes de subducir (Hilde y Sharman, 1978), lo que vendría ser un gran ángulo de inclinación. Al respecto existe una correlación general entre la edad de la placa oceánica y el ángulo de inclinación (Molnar y Atwater, 1978), sugiriendo que las placas antiguas puedan desarrollar estructuras “horst y graben” más pronunciadas, ya que ellas se comban más severamente antes de subducir, lo cual implica pequeñas asperezas y un débil acoplamiento (Figura 3.15). Ruff (1989) señala que la abundancia de sedimentos en la fosa se correlaciona con el incremento en el tamaño de los terremotos inversos, y propuso que los sedimentos podría desarrollar una

capa lo suficientemente compacta que al ser subductada se transforma en una interfaz uniforme. Tal interfaz se fracturaría en terremotos más grandes que aquellos que se generarían en interfaces rugosas presentando una ruptura horizontal de gran extensión.

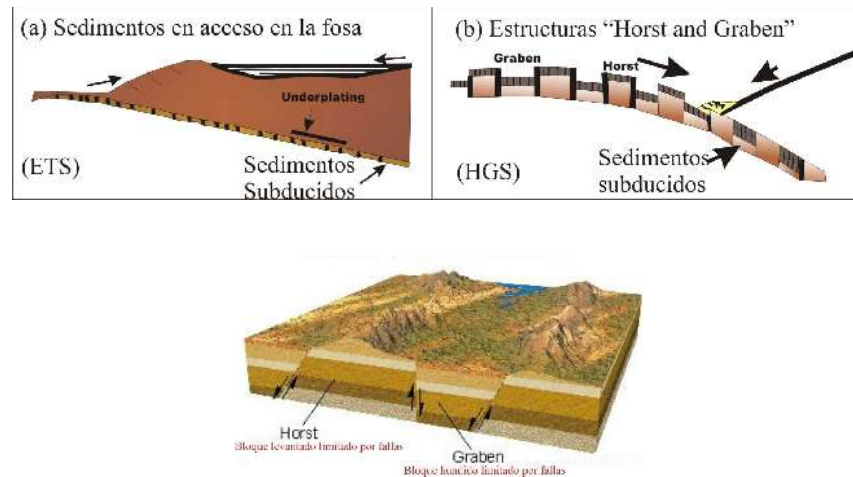


Figura 3.15 Dos tipos de morfología asociada a la fosa oceánica a) exceso de sedimentos en la fosa formando un prisma de acreción b) estructura de "Horst" y "Graben"

3.5 VARIACIÓN DEL ESFUERZO DE ACOPLAMIENTO

La convergencia de placas genera la variación del esfuerzo de acoplamiento, siendo uno de los rasgos más importantes en la caracterización de los tipos de subducción (contacto de las placas), siendo posible representarla, en términos globales, por medio de la variación de la magnitud M_w de los sismos observados para cada zona (Ruff y Kanamori, 1980), lo cual conduce a un fuerte acoplamiento sísmico y la ocurrencia de grandes sismos (Conrad et al., 2004; Ruff y Kanamori, 1980; Uyeda y Kanamori, 1979), y esta a su vez, presenta una fuerte correlación con la edad y velocidad de la placa en subducción (Figura 3.8), además de la existencia de una cuenca de tras-arco, y una correlación entre la edad y velocidad con el largo y profundidad máxima de la placa. Teniendo en cuenta estas relaciones, y las observaciones, es posible correlacionar las zonas de fuerte acoplamiento sísmico con bajos ángulos de inclinación de la zona de W-B (10° a 30°); mientras que, las zonas con un bajo acoplamiento sísmico se relacionan a zonas donde más bien se presenta extensión en el trasarco y un movimiento absoluto de la placa superior en sentido opuesto a la fosa (Figura 3.17).

Silver et al. (1998); Yáñez y Cembrano (2004); Heuret y Lallemand (2005), Sobolev y Babeyko (2005), entre otros, encontraron una fuerte relación global entre la velocidad absoluta de la placa continental con las cantidades de deformación; si el movimiento absoluto de la placa continental es hacia el océano, entonces se produce acortamiento (como es el caso de las costa occidentales de América); mientras que, si la placa continental se aleja en términos absolutos del océano, entonces se produce extensión (como es el caso de la mayor parte del Asia Pacífico).

Kanamori (1971) considera que el cambio sistemático en el tamaño de los terremotos, desde Alaska hasta las Marianas, asociados al grado de acoplamiento sísmico, sugiere que el esfuerzo de acoplamiento estaría relacionado a las propiedades de la superficie de contacto, esfuerzo normal al plano de falla, coeficiente de fricción y área de contacto (Ruff y Kanamori, 1980; Scholz y Campos, 1995), en especial, en la degradación de la interfaz interplaca. Al respecto, Kelleher et al. (1974) observó una relación directa entre el tamaño de los terremotos (largo de ruptura) y el ancho del contacto interplaca (Chile 1960, Mw = 9.5 y Alaska 1964, Mw = 9.2). Kelleher et al. (1974) sugirieron, incluso, que las amplias variaciones existentes entre los tiempos de recurrencia para grandes terremotos a lo largo de una misma zona de subducción (caso de Perú y Chile) estarían relacionadas en la geometría de la interfaz. En la sección con una angosta interfaz, el movimiento de la placa en subducción puede ser acomodado con grandes y frecuentes sismos, cosa contraria para una amplia interfaz, el movimiento de las placas puede ser acomodada por grandes, poco frecuentes sismos, como es el caso de las regiones centrales del Perú y Chile en donde se considera periodos de recurrencia del orden de 80 ± 10 años, y en la región sur del Perú y norte de Chile con periodos de recurrencia de más de 120 ± 30 años.

A partir del análisis de funciones de tiempo de diferentes terremotos y su relación con el momento sísmico, así como, con el grado de acoplamiento sísmico, se ha introducido el modelo de las asperezas (Kanamori, 1986) quien básicamente señala que la mayor parte del acoplamiento está confinado al contacto entre irregularidades de las superficie en contacto. Por lo cual, un fuerte acoplamiento corresponde a una gran área de asperezas (Ruff y Kanamori, 1983). Las asperezas podrían ser causadas por las

variaciones en el esfuerzo del material en la zona de contacto por anomalías topográficas, tales como montes marinos (“seamounts”) que existen sobre esta (Cross, 1992). Es así que la subducción de los sedimentos, vendría a formar parte un proceso importante, en particular en la cantidad y tipo de sedimentos que son subductados (Kostoglodov, 1988; Cloos y Shreve, 1996). Por lo consiguiente, las propiedades de las placas pueden influenciar en la cantidad de sedimentos subductados a través de estructuras de tipo “horst y graben” En particular, las zonas de subducción de Alaska (1964) y Chile (1960) reflejan la existencia de sedimentos que podrían ayudar a generar interfaces más llanas, uniformes y homogéneas facilitando el acoplamiento interplaca.

La transmisión de esfuerzos a lo largo de la litósfera puede ser acomodada por deformación extensional, contractiva o transcurrente o una combinación entre esta última y las primeras (transgresión: contracción más transcurrancia; transtensión: extensión más transcurrancia). Sin embargo, el control sobre la transmisión de esfuerzos y el acomodo de ellos son amplia materia de debate en la actualidad. Una de las formas de enfrentar el problema de cómo ocurre la transferencia de esfuerzos y de deformación hacia la placa continental es analizando las fuerzas que actúan en una zona de subducción por medio de un análisis simplificado en dos dimensiones.

La interacción generada por la convergencia de placas está determinada por el empuje que ejercen ambas placas (slab push). Las fuerzas de empuje son el resultado del movimiento absoluto de cada una de las placas originado por la dinámica del manto terrestre, incluyendo fuerzas de tracción que resultan del peso del slab (slab pull force) y fuerzas de empuje de las dorsales (ridge push), aun cuando esta última fuerza es aproximadamente 1 orden de magnitud menor que las fuerzas de tracción (Lithgow-Bertelloni y Richards, 1995) (Figura 3.16). El resultado de la convergencia es el cabalgamiento de una placa sobre la otra determinado por las diferencias de densidad. De este modo, en las zonas de subducción océano-continente, la placa oceánica (Nazca) subduce bajo la litósfera continental, sumergiéndose en la astenósfera. Este avance vertical de la losa oceánica es facilitado por las fuerzas de arrastre (slab pull) producidas por el peso de la placa oceánica, la cual es fuertemente dependiente de la edad de la placa oceánica (Carlson et al., 1983), así como de la viscosidad del manto (Conrad y

Lithgow-Bertelloni, 2004). Por lo tanto, dos son las fuerzas de primer orden en una zona de subducción: las fuerzas de empuje y las fuerzas de arrastre (Figura 3.16).

Además, existen otras dos importantes fuerzas que intervienen en las zona de subducción (Figura 3.16), ambas horizontales: la fuerza de presión de flujos mantélicos (Doglioni et al., 1999); y la fuerza de anclaje (Scholz y Campos, 1995; Heuret y Lallemand, 2005). De este modo, la deformación transmitida al continente debe ser una función de estas cuatro fuerzas, al menos. A grandes rasgos, la deformación (acortamiento o extensión) en el continente tendrá una tasa dada por (Heuret y Lallemand, 2005) (Figura 3.17):

$$V_d = V_{up} - V_t \quad (I-13)$$

Donde V_{up} y V_t son las velocidades absolutas de la placa y de la posición de la fosa, respectivamente (Figura 3.17). Es así que, la cantidad de desplazamiento de la corteza continental que es retenida por la convergencia de placas deberá ser la cantidad de acortamiento. Sin embargo, el conocimiento de las condiciones que favorecen o desfavorecen el traspaso de este movimiento a acortamiento es aún materia de debate.

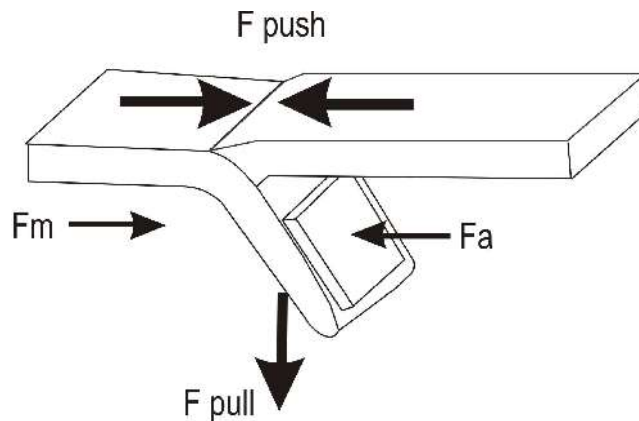


Figura 3.16 Principales fuerzas que intervienen en una zona de subducción en un análisis bi-dimensional **Fpush**: fuerza de empuje; **Fpull**: fuerza de arrastre; **Fm**: fuerza de flujo mantélicos; **Fa**: Fuerza de anclaje (puede tener un sentido opuesto). Modificado de Heuret y Lallemand (2005)

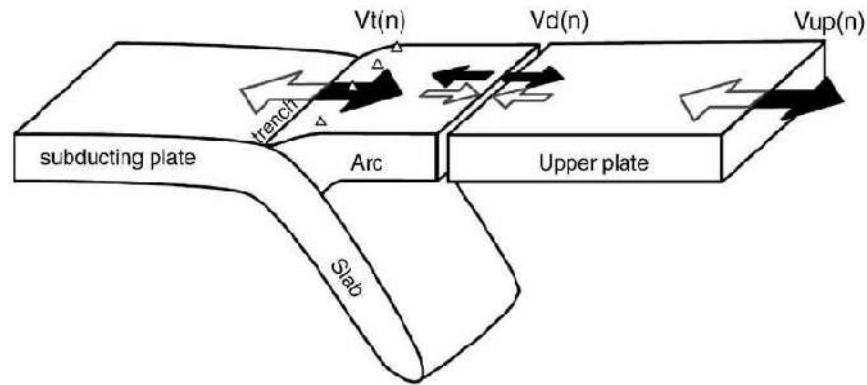


Figura 3.17 Patrones estructurales bi-dimensionales de las zonas de subducción Donde V_{up} : movimiento absoluta de la placa superior, V_t : movimiento absoluto de la fosa, V_d : tasa de deformación en el trasarco. Flechas negras y blancas se refieren a velocidades positivas y negativas, respectivamente. Por Heuret y Lallemand (2005).

Se mencionó anteriormente que diversos autores (Silver et al.,1998); Yáñez y Cembrano, (2004); Heuret y Lallemand, (2005), Sobolev y Babeyko, (2005), encontraron una fuerte relación global entre la velocidad absoluta de la placa continental con las cantidades de deformación; si el movimiento absoluto de la placa continental es hacia el océano, entonces se produce acortamiento (como es el caso de las costa occidentales de América), mientras que si la placa continental se aleja en términos absolutos del océano, entonces se produce extensión (como es el caso de la mayor parte del Asia Pacífico). Como la velocidad de acortamiento V_d se puede expresar como la velocidad absoluta del continente V_c menos la velocidad del antearco externo o de migración de la fosa V_t (en el caso que no exista erosión tectónica), estos autores sugirieron que la presencia o ausencia de deformación continental puede ser aproximada desde los casos extremos en que $V_d=0$, es decir, $V_c=V_t$ (ausencia de deformación), ó $V_d=V_c$, es decir, $V_t=0$.

Existen muchos otros procesos que influyen en el traspaso efectivo de esfuerzos hacia el continente en las zonas de subducción, aparte de las condiciones de convergencia. En este sentido, Lamb y Davis (2003), propusieron que la formación de los Andes está fuertemente relacionada con la deformaciones que se producen en la interfase de placas, los cuales dependerían de la cantidad de sedimentos que se tiene en la fosa y que son añadidos a la interfase. De esta forma, las condiciones de aridez que

han predominado en los Andes Altiplánicos (15°-27° S) durante el Cenozoico, y por ende, la ausencia de sedimentos en la interfase se relacionarían directamente con las mayores alturas de la cordillera, las mayores cantidades y tasas de acortamiento, y el menor esfuerzo de cizalla obtenido a partir del balance de fuerzas de flotabilidad entre la fosa y la cordillera.

Unos de los factores que también controla la traspaso efectivo de esfuerzo al continente, tiene que ver con la reología del continente, particularmente con la rigidez de la litósfera continental (strength), que está particularmente controlada por la estructura reológica dependiente de la profundidad, en la cual el espesor y la composición de las capas corticales, el espesor de la litosfera mantélica, la temperatura, la temperatura potencial de la astenósfera, la tasa de strain, y la presencia de fluidos juegan un rol fundamental (Kehle, 1970; Brace y Kohlstedt, 1980; Carter y Tsenn, 1987; Kirby y Kronenberg, 1987, Ord y Hobbes, 1989; Burov y Diament, 1996; Cloetingh et al., 2005).

Finalmente, otro elemento que juega un papel significativo en el traspaso de esfuerzos está relacionado con la topografía del slab, la cual también puede generar cambios en la interfase de placas y, por ende, cambios en la transferencia de esfuerzos hacia el continente. Más aún, las condiciones de flotabilidad de dichas irregularidades puede asociarse con cambios en la pendiente de la losa oceánica, inhibiendo, en ciertos casos, la formación de una cuña astenosférica con la consecuente ausencia de vulcanismo, lo cual cambia la estructura termal de la litósfera continental y, por tanto, la reología. En términos generales, estas rugosidades pueden comportarse ya sea como asperezas (es decir, zonas donde la actividad sísmica se concentra en torno a las rugosidades) o como barreras que bloquean la ruptura de la interfase de placas, es decir, aumentando el esfuerzo de cizalla. Los ejemplos más conocidos son las zonas de subducción plana en Sudamérica (dorsales de Nazca (von Huene y Lallemand, 1990) y Juan Fernández, (Yañez et al., 2001; 2002)), la subducción de las dorsales de Fisher, Quepos y Cocos en Costa Rica (Von Huene et al., 2000; Bilek et al., 2003), la zona de convergencia de las islas Salomón y el Plateau de Ontong Java (Mann y Taira, 2004), la

fosa de Nankai en Japón (Park et al., 2002) y la subducción en la península de Kamchatka (Bürgmann et al., 2005).

3.6 LIMITES DE LA SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO

Las zonas de asperezas está asociada a la existencia de una zona fuertemente acoplada limitada por una profundidad superior, que no necesariamente coincide con la fosa oceánica, marcando el inicio de ésta, y una profundidad inferior marcando el término de la misma (Ruff y Kanamori, 1983; Byrne et al, 1988). Ambas limitarían, en estricto rigor, a la zona de fuerte acoplamiento sísmico, donde el material es capaz de acumular grandes esfuerzos y liberar dicha energía en grandes terremotos ($M_w > 8.0$).

En las zonas de acoplamiento, el material respondería a los esfuerzos de manera asísmica, (ausencia de actividad sísmica), por medio de un comportamiento plástico (Byrne et al, 1988). Byrne et al. (1988) se refieren a dicho límite como “frente sísmico” Esta zona asísmica sería generada por la presencia de sedimentos no consolidados a lo largo de la parte más superficial del contacto interplaca que es denominada frecuentemente como prismas de acreción (Figura 3.18). Así entonces, el frente sísmico no solo marcaría un límite a la transición en la estabilidad del deslizamiento, sino que también la profundidad máxima de sedimentos no consolidados a lo largo del límite interplaca y el límite más superficial del contacto entre el material consolidado de la placa superior (denominado por Byrne et al. (1988) como “backstop”) y la placa inferior, es decir, la zona de fuerte acoplamiento. La importancia de considerar este límite radica en la dependencia que el momento sísmico, de grandes terremotos, tiene con el ancho de la zona sismogénica. Debería entonces, ser removidos de este ancho la zona sísmica. Ante la ausencia de datos de alta resolución, Pacheco et al. (1991) sugiere, a partir de observaciones en México (Valdez et al, 1986), Alaska (Von Huene, 1979), Sumatra (Engdahl y Billington, 1986), una profundidad del límite superior (frente sísmico, Byrne et al. (1988)) de 10 km.

En la parte inferior de la zona de acoplamiento, se presenta una relativa asismicidad, caracterizando a tal parte de la interfaz como desacoplada y con la capacidad de poder generar sismos de pequeña magnitud. Este cambio ha sido ampliamente discutido, y observado. Ruff y Kanamori (1983), sugieren como causa de esta variación un cambio de tipo reológico en el material de la zona de contacto que permite un descenso en la capacidad de acumular esfuerzos bajo esta profundidad. Dicho cambio está asociado a la transformación del basalto de la corteza oceánica a eclogita (Ruff y Kanamori, 1983). Este cambio afectaría los 6 km. de espesor de la corteza oceánica y comenzaría entre los 30 – 35 km. de profundidad. Además de la supuesta transición desde una zona acoplada a desacoplada, existen zonas (Aleutianas y Japón) con abrupto cambio en el combamiento de la placa a tales profundidades, sugiriendo así que dichos cambios en la inclinación de la placa serían causados por un incremento de la densidad debido al cambio de fase. Dicha variación fue observada también por Comte y Suárez (1995) en el norte de Chile. La distribución de esfuerzos observada en dicha zona se ajusta a modelos numéricos (Engebretson y Kirby, 1992; Kirby y Hacker, 1993), los cuales sugieren que a profundidades de entre 90 y 150 km., la transformación basalto-eclogita de la placa oceánica induciría deformación tensional en la parte superior de la placa subducente y deformación compresional en el manto subyacente (Comte y Suarez, 1994). La ausencia de grandes terremotos en la zona del combamiento sería un indicador de que la reología a través de este cambio es anelástica (Spence, 1987), y estaría relacionada con el cambio de fase basalto-eclogita. No obstante, Liu (1983) señala que el cambio basalto-eclogita no debería de generar una variación en la densidad mayor al 1% lo que llevaría a pensar que el combamiento de la placa estaría más relacionado al “slab pull” (Spence, 1987). Según Spence, este cambio en el ángulo de inclinación (20°-50°) se produciría bajo la interfaz interplaca capaz de generar grandes terremotos. Al respecto, Liu (1983) señala que la transformación basalto-eclogita puede ocurrir en la litósfera descendente en cualquier parte dentro de la corteza y probablemente sobre los 100-200 km. donde la temperatura de la parte basáltica superior de la litósfera es mayor a 800 °C.

Autores como Tichelaar y Ruff (1993) sugieren que una temperatura crítica podría explicar tanto la profundidad como las variaciones del borde inferior de la interfaz

acoplada. Además, dichos autores modelaron distribuciones diferentes de temperaturas (400°C y 550°C) para dos funciones de esfuerzo diferente. El modelo elegido, considerando un coeficiente de fricción constante a lo largo de la interfaz, señala a dos temperaturas como controladoras de la profundidad máxima de acoplamiento. Una temperatura crítica de 400°C, asociada a profundidades del orden de 40 km, sería consistente con una litósfera descendente en contacto con la corteza de la placa superior, y así la profundidad de acoplamiento interplaca sería más superficial que el Moho. La temperatura de 550°C, para zonas de subducción con acoplamiento más profundo podría reflejar que la transición de acoplamiento ocurre a profundidades donde la placa superior consiste de material del manto superior.

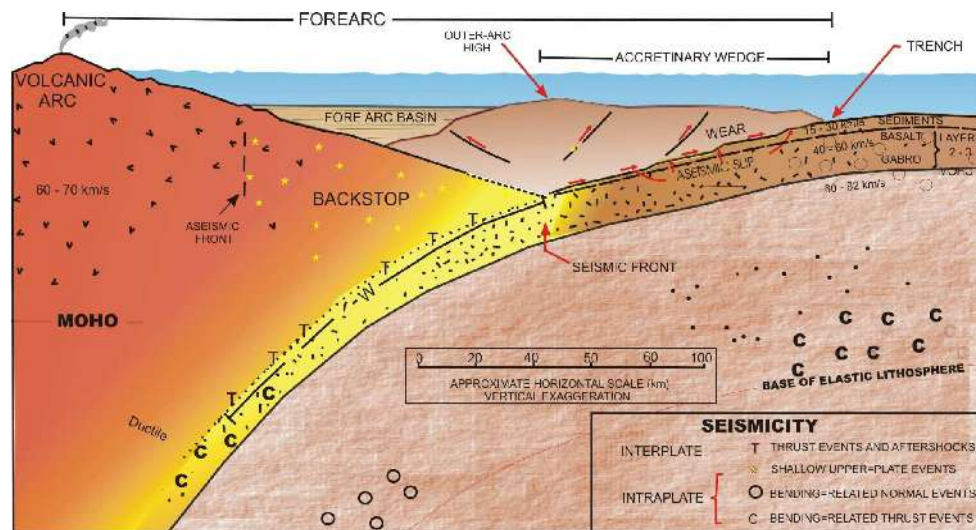


Figura 3.18 Representación de la parte superficial de la zona de subducción. Notar el frente sísmico, de la zona de deslizamiento asísmico y sísmico; este último asociado a la superficie de acoplamiento sísmico. Ref: Byrne et al., 1988

Pacheco et al. (1991) estudiaron 19 zonas de subducción. Sus resultados señalan que para eventos compresivos ($M_w > 5.5$), la profundidad de transición acoplada-desacoplada varía entre 30 y 70 km., además el ángulo de inclinación de la zona sismogénica varía mayoritariamente entre los 20° y 30°, y el ancho de la zona sismogénica, entre los 50 y 150 km. Ninguno de estos parámetros, aparentemente, presenta una correlación significativa con parámetros de la placa tales como edad y velocidad relativa de la placa oceánica en subducción. Además aparecen, otras variables las cuales ejercen una influencia en la forma y extensión de la interfaz interplaca tales

como la composición de las rocas y sedimentos, presión, temperatura y cantidad de calor producida por la fricción en el contacto interplaca. Así entonces, surgen posibles causas más locales que puedan explicar satisfactoriamente el complejo proceso de la subducción en su zona superficial ($h < 70$ km.). De todo lo mencionado se puede asumir que la gran cantidad de sedimentos jóvenes a escasa distancia de la costa (posible prisma de acreción sobre la fosa oceánica) puede contribuir a un descenso de la superficie de transición desde la zona asísmica a la zona sísmica. Además las temperaturas altas en la interfaz interplaca, estaría relacionado con la presencia de litosferas oceánicas jóvenes en subducción, el cual debería reproducir un ascenso en el límite en la zona de transición de acoplada-desacoplada.

La variación del ángulo de inclinación de la superficie involucrada en el contacto sismogénico, se esperaría que quede determinado por la trayectoria preferida de subducción y así entonces incidir, también en el ancho de la zona de contacto (Ruff y Kanamori, 1983). Otra posibilidad es que el ángulo de inclinación estuviese fijo por los mecanismos de doblamiento (“bending”) de la placa al subductar; por lo tanto, la trayectoria preferida determinaría el esfuerzo compresivo horizontal el cual cerraría o abriría las irregularidades en la interfaz (Kanamori, 1986) e incidiría en el tipo de superficie y la capacidad de acumular esfuerzos a los largo de ésta. Esta última posibilidad dejaría al ancho del contacto interplaca más dependiente del tipo de sedimentos que subducta, y de las temperaturas existentes en la interfaz para placas con edades menor a 30 m.a. (Beukel y Wortel, 1987).

3.7 TIPOS DE EVENTOS EN ZONAS DE SUBDUCCIÓN

La subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, es la principal causa de la sismicidad que se observa a lo largo del Perú, su alta velocidad de convergencia de 8-10 cm/año (DeMets et al, 1980; Norabuena et al, 1999), se traduce en la gran sismicidad que se observa en el Perú (Tavera y Buforn, (2002)) El proceso de subducción de la placa de Nazca presenta tres rasgos tectónicos importantes (Figura 3.19), cada uno con características distintas con respecto a los eventos sísmicos que producen y las fallas que presentan.

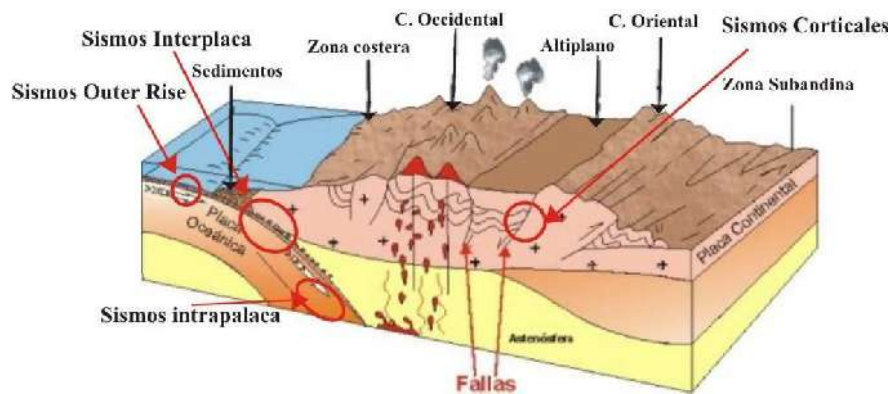


Figura 3.19 Principales eventos en zonas de subducción

El movimiento relativo de ambas placas produce tensiones y deformaciones a lo largo del plano de subducción que, cuando son liberadas, originan la casi totalidad de los sismos de la región (sismos interplaca o sismos Zona de Benioff). Además, debido a los esfuerzos a que están sometidas las placas producto de su interacción, también existen sismos al interior de ellas (sismos intraplaca). Estos sismos tienen lugar en la parte superior de la placa Sudamericana y en el interior de la placa oceánica que subduce (Placa de Nazca). Los sismos que ocurren en la parte superior de la placa Sudamericana, debido a que la profundidad de sus hipocentros no sobrepasan los 30 km, se denominan sismos corticales, a diferencia de los sismos que ocurren al interior de la placa que subduce (Placa de Nazca), que tienen hipocentros de profundidad variable, dependiendo de su distancia a la fosa marina. Este último tipo de sismos se denomina sismos intraplaca de profundidades intermedias, pudiendo ser tensionales o compresionales. El proceso de subducción de la placa de Nazca presenta tres rasgos

tectónicos importantes, cada uno con características distintas con respecto a los eventos sísmicos que se producen y las fallas que presentan. En esta configuración podemos encontrar distintos tipos de sismos, dependiendo de dónde se generan:

- a) Sismos interplaca
- b) Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia
- c) Sismos intraplaca continental o corticales
- d) Sismos outer-rise

Algunas características de estos sismos son:

- a) Sismos interplaca: producida en el centro de las placas Sudamericana y de Nazca, extendiéndose desde la fosa hasta unos 50 a 60 km de profundidad (Tichelaar y Ruff, 1993; Tavera y Buform, 1998; Belmonte-Pool, 1997)
- b) Sismicidad intraplaca de profundidad intermedia: comprende aquella actividad que ocurre dentro de la placa de Nazca. Se extiende desde los 50 km y está considerada solo hasta una profundidad de 200 km debido a que históricamente no se han observado daños producidos por sismos de mayor profundidad.
- c) Sismicidad cortical: es aquella sismicidad que ocurre en el interior de la placa Sudamericana, principalmente a lo largo de la cordillera de los andes, ubicándose a una profundidad menor de 30 km. y por lo general presentan mecanismos de falla normal. Aunque pueden tener algunos mecanismos de tipo compresivo y también pueden estar asociados a volcanes. Los sismos corticales no alcanzan las magnitudes de los sismos de subducción. Son por lo regular, de magnitudes pequeñas e intermedias. Sin embargo, algunos sismos corticales pueden llegar a causar severos daños a las poblaciones cercanas al epicentro por su profundidad.
- d) Sismicidad de “outer-rise”: producida por la flexión de la placa de Nazca previa a la subducción, es caracterizada por generar eventos de magnitud moderada a distancias mayores a 150 km de la costa, por ende no produce daños significativos. Existe una posibilidad de que este tipo de terremotos produzca tsunamis, pero este aspecto escapa al objetivo del presente trabajo.

3.8 TIPOS DE ESFUERZOS EN ZONAS DE SUBDUCCION

En la interacción entre placas, o dentro de las fallas geológicas, se produce una constante acumulación de esfuerzos. Dichos esfuerzos se desarrollan, por la fricción o resistencia, existente entre ellos, incrementándose en la medida en que este bloqueo es mantenido. Esto genera una red de fisuras muy finas alrededor de la zona de bloqueo. Si la presión se incrementa, los esfuerzos generados pueden llegar a exceder el límite de resistencia de las rocas, lo que causa una fractura, alrededor de la falla principal, es entonces cuando la tierra tiembla y el suelo adyacente a la falla se deforma. Las vibraciones se propagan como ondas sísmicas y pueden viajar grandes distancias. Posterior a la sacudida, las dos zonas que se bloqueaban entre sí pasan a una nueva posición, reubicándose a posiciones con menor esfuerzo.

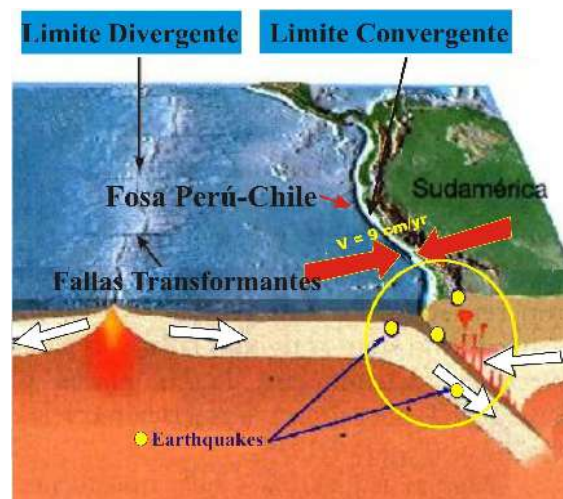


Figura 3.20 Fosa Perú-Chile, indicándose las zonas de mayor deformación y la generación de terremotos

Tras la liberación de energía, y la reubicación, las deformaciones comienzan a acumularse nuevamente. Esto dará inicio a un nuevo ciclo, el cual ayuda a explicar muchas veces los períodos de retorno de algún tipo de sismicidad, que es el periodo de tiempo durante el cual se acumula deformación en el interior de la Tierra que más tarde se liberará repentinamente. Los terremotos no están distribuidos uniformemente sobre el planeta, sino que se concentran en las zonas fronteras entre Placas Tectónicas. Más del 90% de los terremotos ocurren sobre fallas de Transformación o en Zonas de

Convergencia de las placas. Tomando en cuenta la diferencia en la cantidad de esfuerzos generados en los diferentes tipos de zona, es conocido que en las Zona de Convergencia es donde ocurren los más grandes terremotos, en segundo lugar en la Zona de Transformación (que a pesar de ser muy destructivos, tienden a ser menos frecuentes) y al final las de Divergencia.

La Placa de Nazca, que se desliza lentamente hacia el este sobre el manto terrestre, penetra debajo de la Placa Sudamericana a lo largo de la fosa Perú-Chile (Figura 3.20). La fricción resultante produce presiones internas y aumento de temperatura; la roca de subducción se fundiona y se expande, causando presión adicional y un movimiento hacia arriba del magma. El magma llega a la superficie, erupcionando para formar volcanes, y las rocas de la corteza se quiebran y se mueven en respuesta a las fuerzas internas. Así, la corteza encima de la zona de subducción está marcada por volcanes y fallas activas.

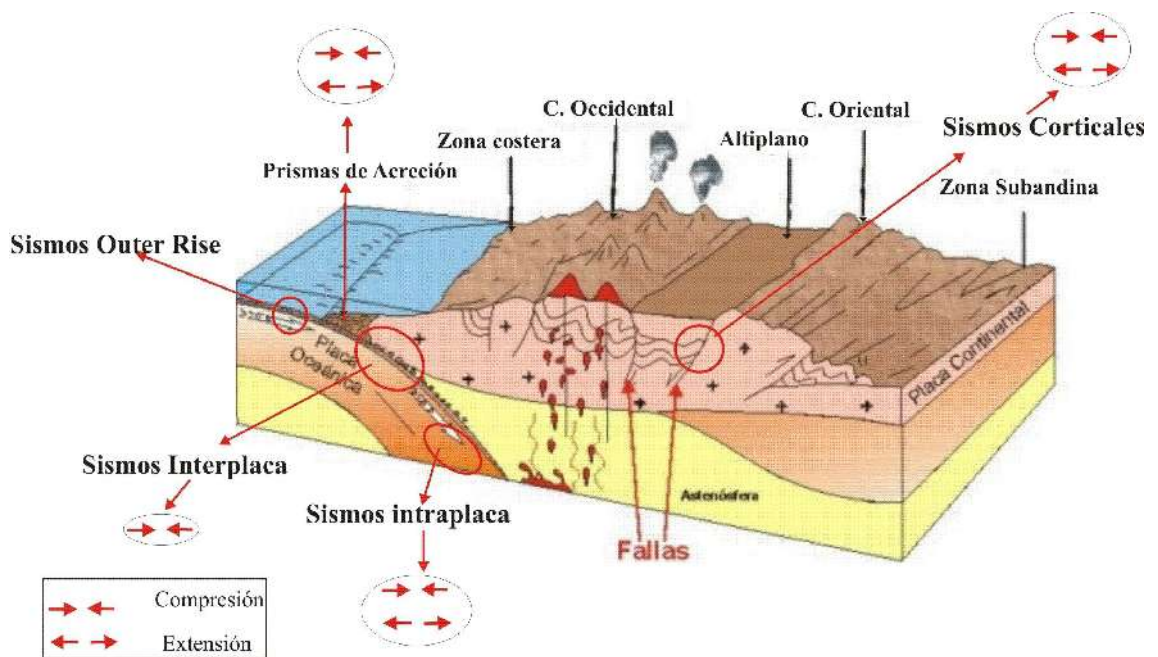


Figura 3.21 Principales tipos de esfuerzo en zonas de subducción

En general las placas interactúan en sus bordes, generando distintas clases de esfuerzos asociados al movimiento relativo entre ellas (Figura 3.21). Los esfuerzos y deformaciones producidas por el movimiento de las placas se acumulan a lo largo de la

superficie de fractura. Los tipos de fallas se definen de acuerdo al tipo de esfuerzo predominante en la región y de acuerdo al movimiento relativo entre los bloques (Figura 3.22).

Tipos de Esfuerzos

Existen dos tipos principales de esfuerzos:

- De Extensión
- De Compresión

Según el tipo de esfuerzo: se tienen tres tipos de fallas

- Las fallas normales, se presentan en ambientes extensivos
- Las fallas inversas, se presentan en ambientes compresivos
- Las fallas de rumbo, en ambientes transformantes

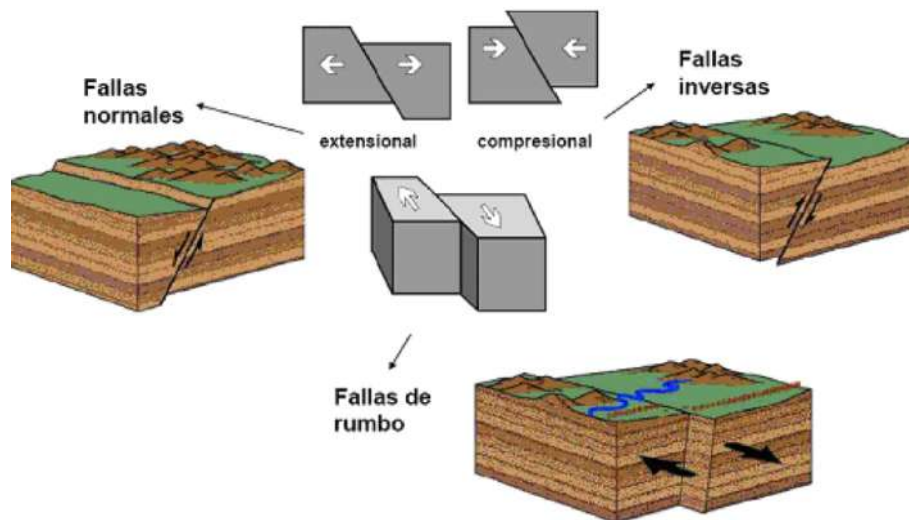


Figura 3.22 diversos tipos de fallas existentes en el proceso de subducción y deformación cortical

3.9 LA SUBDUCCIÓN PERÚ-CHILE

El estudio de la actividad sísmica en las zonas de subducción, la mayoría de las cuales están presentes en la cuenca del Océano Pacífico, han permitido concluir que tiene lugar, por lo menos, dos estilos o modos de subducción básicamente diferentes. Más del 90% de la liberación de energía sísmica a escala planetaria procede de zonas de subducción carentes de una Cuenca Trasarco activa.

Los terremotos de magnitud esencialmente mayor a 8.0, se han dado casi exclusivamente a lo largo de zonas de subducción que carecen de una cuenca trasarco activa. Las grandes variedades de segmentos de subducción, o arcos, se sitúan en una de las dos clases, según se detalla a continuación:

I- Arcos de subducción sin cuencas trasarco	
A. Arcos continentales activas	Arco de Perú-Chile Arco de Alaska
B. Arcos con cuencas trasarco inactivas	Arco de Japón Arco de Shikoku Arco de las Eleutianas
II- Arcos de subducción con cuencas trasarco activas (en expansión)	Arco de las Marianas Arco de Escocia Arco de la cuenca de Laura (fosa de la tonga)

En general, se observa que en las zonas de subducción, de primera clase de arcos, tienen un modo de subducción diferente al de los de la segunda clase. Se ha aplicado el nombre tipo peruano-chileno al modo de subducción asociado a arcos de la primera clase y el de tipo Marianas, al modo asociado a los de la segunda clase (Figura 3.23). El modo de tipo peruano-chileno se caracteriza por presentar un ángulo pequeño de inclinación de la placa que se sumerge, y que oprime con fuerza a la placa opuesta que la cabalga. La placa muestra un ligero abombamiento hacia arriba en el lado oceánico de la fosa. El fuerte esfuerzo compresivo es el responsable de que ocurran terremotos fuertes a lo largo de zonas de fricción. La placa superior ejerce una intensa acción estrujadora sobre la placa descendente. El modo de subducción de tipo Marianas se

caracteriza por presentar una placa muy inclinada y la presencia de una cuenca trasarco en expansión activa. Dado que la expansión se produce por un movimiento de retroceso de la placa continental, la nueva litósfera oceánica subyacente a la cuenca trasarco está continuamente sometida a tensión. De este modo, la zona de subducción se relaja de la compresión y no se producen terremotos fuertes.

Al no existir una compresión fuerte, el arco no se levanta mucho y es poco el sedimento que puede ser proporcionar a la fosa, porque el arco consiste en una cadena de islas volcánicas. La fosa tiende a ser profunda y pobre en sedimentos. También es posible que gajos del borde de la placa superior se desprenden y sean arrastrados hacia abajo con la placa que se hunde, proceso llamado erosión tectónica. Esta descripción de los dos modos de subducción es muy general y no necesariamente encaja bien en todos los casos.

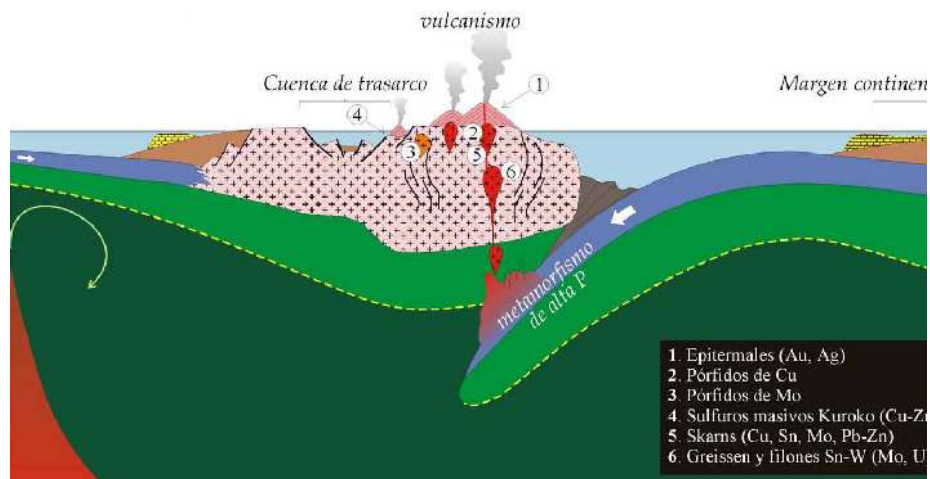


Figura 3.23 Esquema que muestra una típica Cuencas trasarco

Para los arcos de tipo peruano-chileno, la placa superior tiene un movimiento relativo hacia la línea de encorvamiento de la placa que se subduce, generando un fuerte esfuerzo compresivo. Para los arcos de tipo Marianas, la placa superior tiene una velocidad bastante rápida, pero en un sentido que la aleja de la línea de encorvamiento. Este movimiento de la placa permite la extensión de la cuenca trasarco (Figura 3.23) y tiende a relajar el esfuerzo compresivo a la zona subducción.

En el caso del modo de tipo peruano-chileno, con la placa poco inclinada, las condiciones no serían muy favorables a un circuito profundo del manto que generase una tasa alta de flujo de calor en superficie. En cambio, la combinación de una placa de mucha pendiente y la extensión continua de la cuenca trasarco favorecerían el ascenso de roca caliente del manto desde gran profundidad, lo que explicaría la elevada tasa observada de flujo de calor en superficie.

CAPITULO IV

MÉTODOS PARA INFERIR LA SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO

Se tiene conocimiento que la zona del Cinturón de Fuego del Pacífico se caracteriza por concentrar más del 90 % de la energía liberada por terremotos; por consiguiente considera a las zonas de subducción más importantes del mundo que generan una intensa actividad sísmica y volcánica en las zonas que abarca. Las zonas de subducción como se sabe es producto de la convergencia de placas (oceánica bajo la continental) las cuales están en permanente fricción y por ende, acumulan esfuerzos. Cuando dichos esfuerzos se liberan generando grandes terremotos que producen cuantiosos daños en superficie.

En diferentes zonas de subducción se han realizado estudios para determinar la máxima profundidad de la superficie de acoplamiento producto de la convergencia de placas. Estos estudios fueron realizados utilizando datos telesísmicos (Tichelaar y Ruff, 1991, Bart et al, 1993), datos de redes locales (Comte et al, 1994); así como también utilizando, tomografía sísmica (Mishra y Dapeng Zhao, 2003).

A continuación se detalla tres métodos que son utilizados frecuentemente para determinar las dimensiones de la superficie de acoplamiento sísmico a lo largo de las zonas de subducción.

4.1 FRECUENCIA SÍSMICA

El método se basa en el análisis de la distribución de la sismicidad en profundidad, y para ello se construyen perfiles sísmicos perpendiculares o paralelos a línea de costa, con el fin de visualizar la frecuencia de los sismos en profundidad. Básicamente el número de eventos para cada rango de profundidad. El objetivo consiste en identificar entre que niveles de profundidad se tiene la mayor frecuencia de sismos, considerando que si existe acoplamiento de placas, la fricción es máxima y por ende se espera se produzca un considerable número de eventos sismos, en comparación con otras áreas adyacentes o profundidades en la cuales no existe acoplamiento sísmico.

Al lograr identificar los niveles máximos y mínimos en los cuales se desarrollan la mayor frecuencia de sismos sobre el borde occidental del Perú, se puede asumir que se conoce la superficie de acoplamiento sísmico.

4.2 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS P Y T

El presente método se basa en el análisis de la distribución de esfuerzos compresionales (eje P) y tensionales (eje T) en profundidad a lo largo de la zona de subducción. Se plantea la hipótesis de que dentro de una zona de acoplamiento se desarrollan, esfuerzos netamente compresionales que al pasar a extensionales, dejarían de estar acopladas. Para ello es necesario, además, disponer de una base de datos de mecanismos focales, obtenidos con datos locales o telesísmicos para un gran periodo de tiempo.

Con este método es posible determinar la profundidad de máximo acoplamiento y la zona de transición cuando las placas dejan de estar acopladas a lo largo de la zona de

contacto sismogénico, Este método se basa en los diferentes tipos de esfuerzos que se manifiestan en las zonas de contacto de placas, tal como se explicó en el Capítulo anterior (Cáp. III).

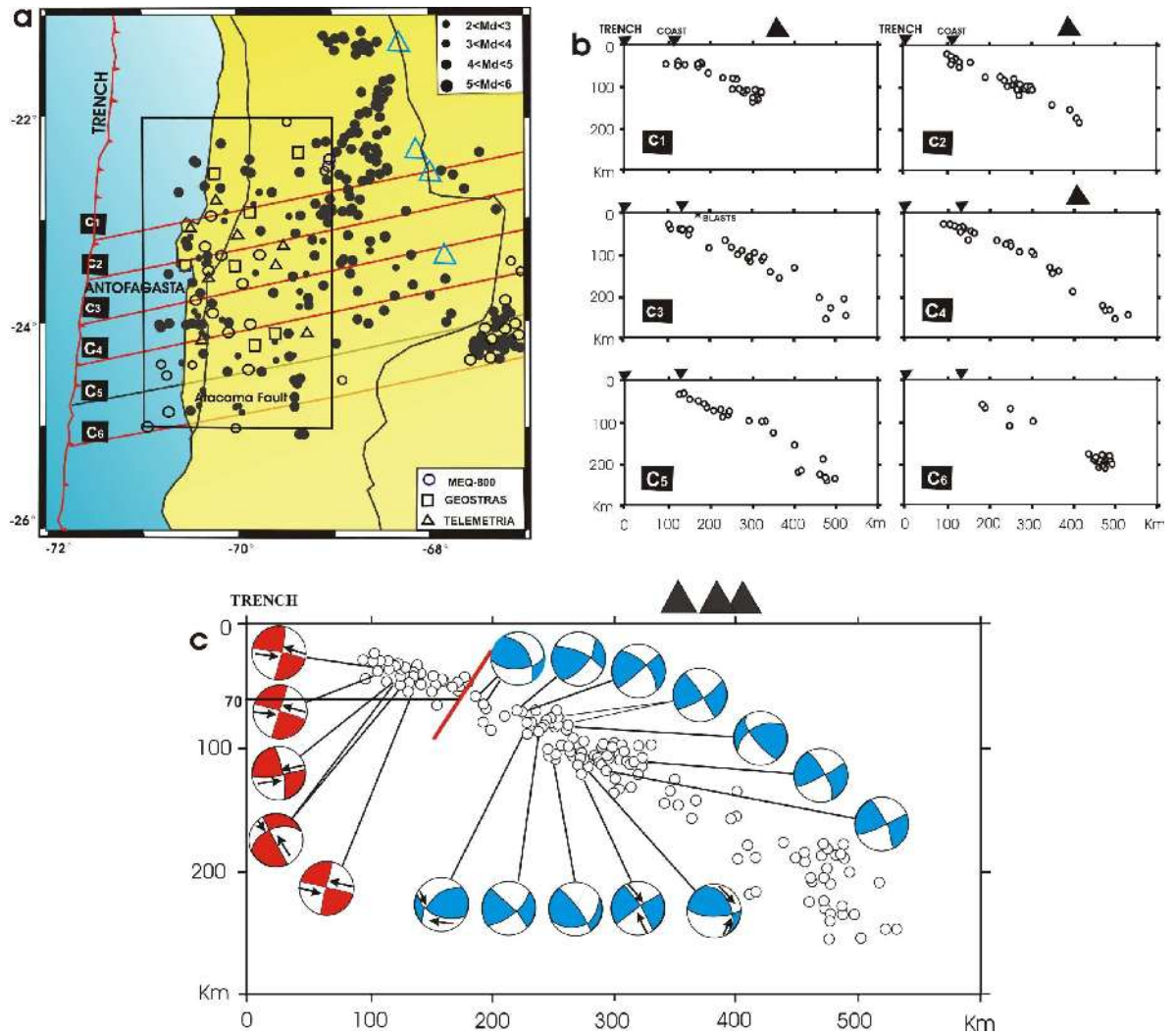


Figura 4.1 a) Distribución espacial de los sismos y construcción de secciones verticales en el borde occidental de Chile (b); secciones verticales a la fosa, (c); distribución de, mecanismos focales.

Una aplicación de este método fue hecho por Comte (1994) para la zona centro y norte de Chile, utilizando datos obtenidos de una red sísmica local (29 estaciones) que operaron durante 2 meses. En la Figura 4.1a se presente el mapa de sismicidad registrada en función de su rango de magnitud. Sobre dicha Figura se trazaron seis perfiles que son mostrados en la Figura 4.1b. La distribución de la sismicidad es similar a la que se presenta en la zona sur del Perú.

Sobre la Figura 4.1c se ha procesado los mecanismos focales obtenidos para esta sismicidad y en ella se observa, a partir de la fosa, el tipo de mecanismo que se correlaciona con procesos de compresión y los de extensión. Según los autores, Comte et al (1994), la superficie de acoplamiento sísmico para la zona norte de Chile se encuentra a una profundidad de 70 km.

4.3 TOMOGRAFÍA SÍSMICA

La tomografía sísmica es un proceso que pretende determinar la velocidad de las ondas a lo largo de los rayos sísmicos en una región cubierta por diferentes fuentes y receptores. La tomografía sísmica no es lineal, debido a que ni la velocidad del rayo ni su camino son conocidos, por lo tanto, la aplicación de métodos inversos permiten determinar la distribución de la velocidad sísmica en una determinada región.

El método consiste en evaluar las variaciones de velocidad en zonas de subducción, si ellas se incrementan indicaran que existe mayor acoplamiento, entre las placas involucradas en el proceso.

Por ejemplo, para la costa del pacifico NE de Japón (Figura 4.2 a) se ha determinado por primera vez, una estructura de velocidad 3-D y los resultados obtenidos fueron correlacionados con la distribución histórica de grandes terremotos interplaca (M 6.0 – 8.5) y así entender el rol de la estructura a lo largo del límite de subducción, que pueda afectar la naturaleza y el grado de acoplamiento sísmico.

La data utilizada proviene de 100 estaciones sísmicas con un total de 1945 sismos, de profundidad superficial a intermedia. El otro consiste de 390 terremotos sub-oceánico que se produjeron bajo el antearco de la región NE de Japón (Figura 4.2a).

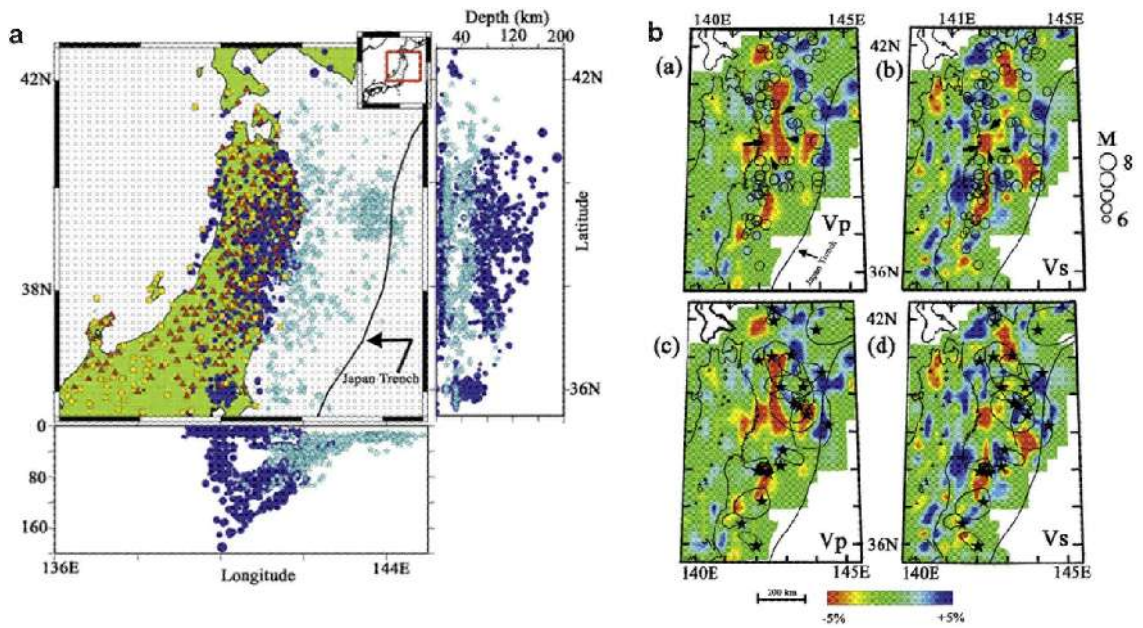


Figura 4.2 a) Distribución epicentral de eventos; (b) Tomografía de V_p y V_s a lo largo de UBPP, azul denota la velocidad rápida, rojo denota velocidad lenta, (c-d) la misma que (a-b) pero con distribución de las áreas de ruptura (líneas negras).

En la Figura 4.2b se muestra la imagen de V_p y V_s a lo largo del límite superior de la subducción de la Placa del Pacífico (UBPP) (Zhao et al., 1997) junto con los grandes terremotos interplaca ocurridos en la región ($M \geq 6.0$) (Zao et al., 2002). La Figura 4.2b (c-d) muestra la misma imagen de velocidad a lo largo del límite superior de la placa del Pacífico (UBPP), junto con las áreas de ruptura de los grandes terremotos interplaca ($M \geq 7.0$) (Nagai et al., 2001).

El alto promedio de V_p y V_s es indicativo de que las placas se encuentran acopladas dando lugar a grandes terremotos ($M \geq 7.0$); mientras que, unos pocos terremotos interplaca (M , 6.0-6.5) se encuentran dentro de las zonas de baja velocidad. Según la Figura 4.2b (a-b) la zona de baja V_p y V_s se encuentra en la costa del Pacífico en Sanriku hasta la fosa del Japón (39° - 40° N; 142° - 143° E), lo cual refleja con la ocurrencia de grandes terremotos interplaca. Esta zona es considerada como una parte débilmente acoplada o desacoplada, presente en el límite de subducción (Matsuzawa et al., 2002), y que es probablemente causada por la presencia de anomalías relacionadas con los fluidos asociados con la deshidratación de la zona de subducción (Zhao et al., 2002).

CAPITULO V

SUBDUCCIÓN EN EL PERÚ

5.1 ASPECTOS TECTÓNICOS

El Perú está localizado en el margen occidental del continente sudamericano, y por lo tanto, está sometido a una intensa actividad sísmica y tectónica, siendo los Andes un claro ejemplo de cordillera formada como resultado de este tipo de proceso. La cordillera se extiende a lo largo del continente Sudamericano, desde Venezuela hasta el sur de Chile con un ancho que varía entre 250 km en la región central del Perú y 500 km en la frontera Perú – Chile. La subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana está acompañada con la presencia de grandes rasgos tectónicos localizados a ambos extremos del margen continental, los mismos, que deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que ambas placas soportan. En general, la evolución geodinámica del Perú está controlada por los siguientes rasgos tectónicos: la Dorsal de Nazca, la Fractura de Mendaña, la Fosa Peruano-Chilena, la Cordillera Andina, la Cadena Volcánica y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el interior del continente. La ubicación geográfica de estos rasgos tectónicos se muestra en la Figura 5.1.

La Dorsal de Nazca, es una cordillera oceánica que se observa en el fondo del mar, choca con la placa sudamericana y se localiza en el extremo NO de la región Sur de Perú frente al departamento de Ica, tiene una influencia decisiva en la constitución tectónica de la parte occidental. Dicha cordillera sigue una orientación NE-SO perpendicular a la línea de la fosa peruano-chilena (entre 15° y 24° sur), de tal modo que su extremo NE se ubica frente al departamento de Ica en donde se tiene un ancho de aproximadamente 220 km sobre la cota de 2000 metros. Sin embargo; su ancho y altitud disminuye gradualmente hacia su extremo SO. La cota de 2000 metros de esta dorsal, se localiza a 50 km de distancia aproximadamente de la línea de fosa; mientras que, las cotas menores ya subducieron bajo la placa continental (Sebrier et al, 1985). La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región. Estudios recientes, sobre anomalías magnéticas, permiten considerar la hipótesis de que la Dorsal de Nazca debe su origen a una antigua zona de creación de corteza que ceso su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Udias y Mezcuca, 1997; Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985).

La Fosa Perú-Chile (FPC) es una fosa oceánica que se extiende desde Perú hasta Chile, delimita el inicio de la interacción entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Es considerada como una de las fosas oceánicas de mayor extensión en el mundo (5000 km) con una profundidad máxima de 8000 metros. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes. Según Heras (2002), la FPC presenta características diferentes de Norte a Sur; frente a la costa de Perú la fosa peruano-chilena presenta profundidades máximas de hasta 6000 metros en la región Norte y Sur; mientras que, en la región Centro es del orden de 5000 metros. La fosa peruano-chilena presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca.

La Fractura de Mendaña, comprende a una discontinuidad de la corteza oceánica que esta localizada en el extremo NO de la región Central de Perú, frente al departamento de Ancash (10°-12° de latitud sur). En la actualidad, dicha fractura tiene una orientación ENE-OSO; es decir, perpendicular a la línea de la fosa peruano-chileno y un ancho de 80 km aproximadamente sobre la cota de 1000 metros. Según la Figura 5.1, esta estructura se localiza aproximadamente a una distancia de 180 km de la línea de fosa. En la actualidad, no se dispone de mayor información sobre las características físicas de esta fractura.

La Cadena Volcánica, se puede diferenciar tres regiones volcánicas en Sudamérica y dentro de ellas la conocida como la cadena volcánica Central de los Andes ubicada en la región Sur de Perú por debajo de la deflexión de Abancay hasta los 25° S en Chile. Esta cadena se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE en Perú y N-S en el extremo Norte de Chile. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al, 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425msnm), Sabancaya (5795msnm), Misti (5825msnm), Ubinas (5672msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800msnm), Tutupaca (5806msnm), Yucamane (5508msnm). En la región Norte y Centro de Perú, la actividad volcánica desapareció hace 8 millones de años (Marocco, 1980), probablemente debido a posibles modos de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

La Cordillera Andina se ha desarrollado como resultado de esfuerzos compresionales por la interacción de la placa de Nazca y la Sudamericana en los últimos 100 millones de años. La cordillera Andina se distribuye paralela al borde Oeste de Sudamérica sobre una extensión de 7000 km, y con alturas máximas de 6000 metros sobre el nivel del mar. En el Perú, de Norte a Sur, la Cordillera de los Andes se presenta bien definida; sin embargo, es notoria la presencia de dos inflexiones, a la altura de 5° S, denominada deflexión de Huancabamaba y a los 14° S, denominada deflexión de Abancay Figura 5.1 (áreas de color verde). Estas deflexiones cambian parcialmente la

orientación de la cordillera en dirección NNO-SSE y NO-SE respectivamente. Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales y anchos que oscilan entre 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980; Tavera y Buforn, 1998).

Los Sistema de Fallas presentes en el Perú, son el resultado de la deformación de la Cordillera Andina provocada por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Dichas fallas están ubicadas sobre todo el territorio peruano formando en algunas regiones grupos con geometrías similares asociadas a idénticos procesos de deformación. Estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur, sobre la zona Subandina al pie del borde Oriental de la Cordillera Andina, afectando a los principales plegamientos del escudo Brasileño (sistemas de fallas de Moyobamba, Satipo, Madre de Dios, etc.). El número de estos sistemas de fallas es menor sobre la Alta Cordillera y en el Altiplano (sistema de fallas de la Cordillera Blanca, Huaytapallana y Tambomachay). En general, el mayor número de fallas son de tipo inverso que evidencian el acortamiento de la corteza.

5.2 PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Los Andes son un claro ejemplo de la cordillera formada como resultado de esfuerzos compresionales por interacción de una placa oceánica (Nazca) bajo una continental (Subandina). Dicha cordillera se extiende a lo largo del continente sudamericano, presentando una cadena montañosa que se extiende de Norte a Sur a lo largo de todo Sudamérica, desde Venezuela hasta el Sur de Chile, con orientaciones que varían desde NE-SO en Colombia y Ecuador, NO-SE en Perú y N-S en Chile (Figura 5.2). La topografía actual de la Cordillera Andina, es el resultado de varios procesos orogénicos ocurridos durante épocas geológicas pasadas, dando origen a la formación de pliegues, fallas, depresiones, elongaciones de los grandes intrusivos y alineamiento de conos volcánicos. Estudios de sismicidad muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la Región Central y de 75 km en la Región Sur (James, 1978; Marocco, 1980; Dalmayrac et al, 1981; Tavera, 1993 y Tavera y Buforn, 1998).

La Cordillera Andina, se formó hace 60 millones de años, y cuya culminación aun no es posible predecir. Desde el punto de vista geomorfológico, puede ser clasificada en una serie de siete unidades morfo-estructurales que se distribuyen de Oeste a Este, paralelos a la línea de costa. En la Figura 5.1 se puede identificar la Cordillera de la Costa, la Zona Costanera (Z.C), la Cordillera Occidental (C.OC), el Altiplano, la Cordillera Oriental (C.OR), la Zona Subandina y la Llanura Amazónica (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se presenta una descripción de cada una de estas unidades:

La Cordillera Costanera; tiene su origen durante las fases tectónicas del Precámbrico (aproximadamente hace 4500 años) habiendo sido plegada hasta alcanzar elevaciones máximas de 1200 m.s.n.m. y posteriormente erosionado parcialmente. Entre las latitudes de 6° a 14° Sur, esta unidad desaparece debido posiblemente a la subsidencia de una parte del margen continental por defectos tectónicos (Figura 5.2)

La Zona Costanera (Z.C); se extiende de Norte a Sur; es una zona estrecha de aproximadamente 40 km de ancho y está constituida en su mayoría por suaves plegamientos volcánicos y rocas sedimentarias del Mesozoico. La zona sur está formada por basamentos de rocas cristalinas plegadas y sujetas a deformación desde el precámbrico (Figura 5.2).

La Cordillera Occidental; se extiende desde Venezuela hasta Tierra del Fuego en Chile; en el Perú se distribuye paralelo a la línea de costa de Norte a Sur, es conocido también como el batolito Andino de mayor volumen. La parte más elevada de esta Cordillera (4200-4500 m), está formada por series del Mesozoico, plegadas y cubiertas de manera heterogénea por capas volcánicas del Cenozoico. Esta Cordillera aumenta su anchura hacia el Sur del Perú (Figura 5.2).

El Altiplano; es un extensa planicie en América del Sur, en el Perú se encuentra situada entre las Cordilleras Occidental y Oriental. En la región Sur, su anchura es de 200 km y se extiende hacia el Norte hasta los 9° S, en donde alcanza un ancho de unos 50 km y después desaparece. Esta unidad es formada por una serie de cuencas

intramontañosas del cenozoico que prolongan hacia el Altiplano, siendo la zona sur invadida por estructuras volcánicas activas del Terciario Superior Figura (5.2).

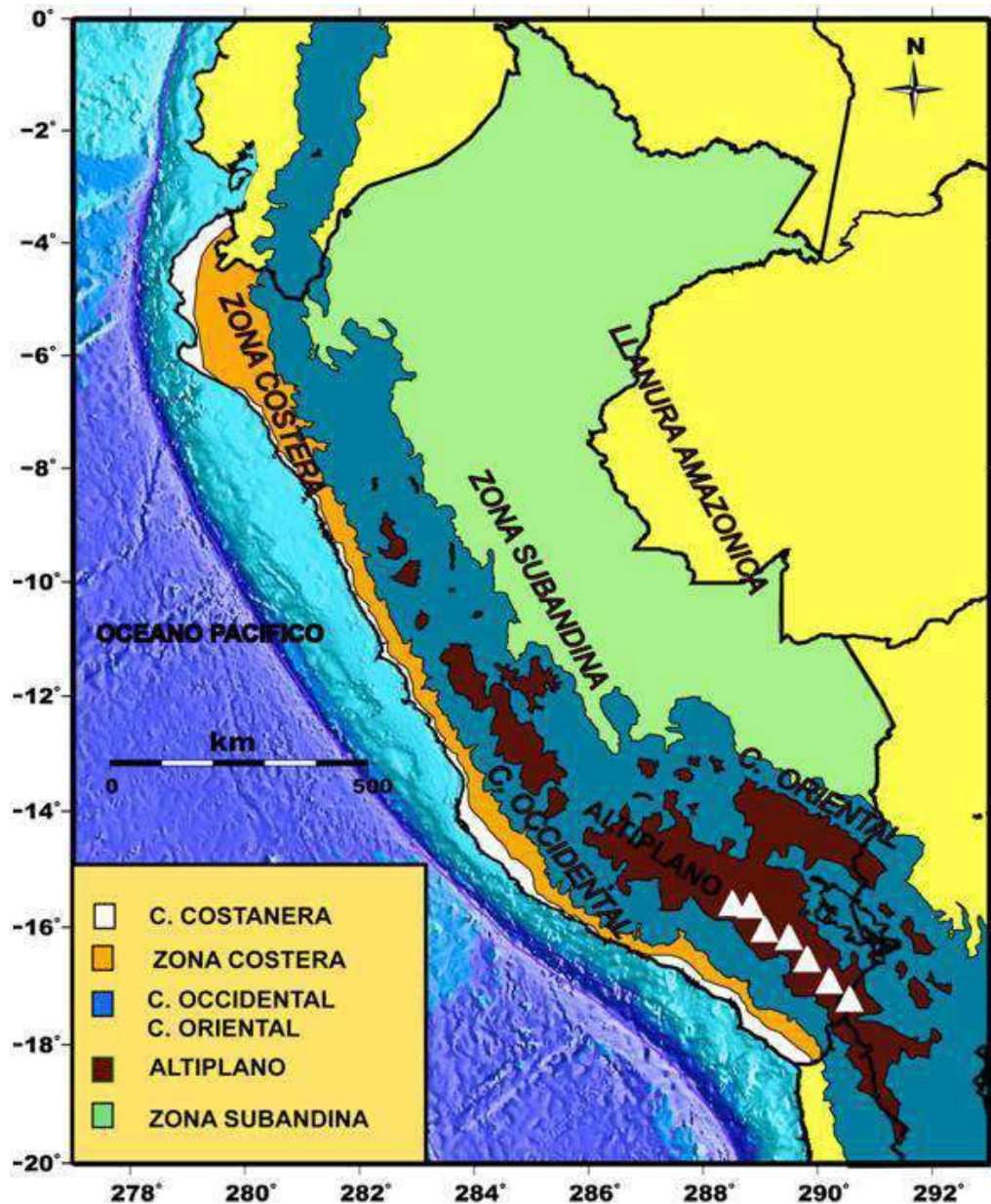


Figura 5.2 Principales Unidades Geomorfológicas. La Zona costera y la Zona Subandina tiene elevaciones menores a 1500 msnm; la cordillera Occidental y Cordillera Oriental entre 1500-4000 msnm; el Altiplano menores a 4000 msnm con presencia de Volcanes activos (triángulos blanco), según Dalmaynac et al, (1980), Tavera y Buforn (1998).

La Cordillera Oriental; dicha cordillera tiene poca altitud en comparación con la Cordillera Occidental (3700-4000 m.) y corresponde a un extenso anticlinal formado por depósitos intrusivos del Precámbrico. En la Región Sur, la cordillera se curva en dirección E-O para luego continuar paralela a las otras unidades (Figura 5.2).

La Zona Subandina; se localiza entre la Cordillera Andina y la Llanura Amazónica; constituye una anchura variable donde se amortiguan las estructuras andinas, está formada por una cobertura de sedimentos del Mesozoico y Cenozoico con pliegues de gran longitud de onda (Figura 5.2).

La Llanura Amazónica; se extiende a lo largo de toda la Selva peruana, desde Bolivia a Colombia, desde la región Subandina hasta el escudo Brasileño y constituye geomorfológicamente una amplia zona de Llanura cubierta de vegetación (Figura 5.2). La estructura que caracterizan las rocas Mesozoicas en la llanura Amazónica comprende pliegues abiertos de rumbo andino, con planos axiales verticales a ligeramente inclinados hacia el oeste. Esta unidad está acompañada de fallas de alto ángulo en donde los anticlinales forman las trampas petrolíferas.

5.3 PROCESO DE SUBDUCCIÓN EN PERÚ

Para configurar la geometría de la subducción en el Perú, se ha realizado diversos estudios utilizando datos telesísmicos (Stauder 1975, Cahill y Isacks 1992, Tavera 1998, Tavera y Buforn 2001) y locales (Grange et al 1984, Lindo 1993, Rodríguez y Tavera 1991, Stauder y Isacks 1998) lográndose analizar la distribución de los hipocentros en profundidad y a partir de ellos proponer, para el Perú, dos tipos de subducción, normal y subhorizontal. El detalle y características más importantes se describen a continuación:

Barazangi y Isacks (1976 - 1979). Los autores mencionados, utilizando datos telesísmicos postularon que el proceso de subducción en el Perú se realiza de manera heterogénea. En la región Norte-Centro se inicia con un ángulo de 10° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente, partir de la cual, se realizaría de manera casi horizontal. En la región Sur, el ángulo de subducción sería del orden de 30° continuo

hasta alcanzar una profundidad de 300 km. Asimismo, estos autores postulan, la existencia de una ruptura en la litosfera subducente que separaría a estas dos regiones, tal como se muestra en el esquema siguiente (Figura 5.3):



Figura 5.3 Esquema propuesto por Barazangi y Isacks (1976-1979) para la geometría de subducción en el borde Occidental de Ecuador, Perú y Chile.

Hasegawa y Sacks (1981). Dichos autores utilizaron datos registrados por una red sísmica local instalada en la región Sur de Perú. Según sus resultados, sugieren que en esta región el proceso de subducción se presenta con un ángulo de inclinación de aproximadamente 30° hasta una profundidad del orden de 300 km en la región Central, la subducción conserva el mismo ángulo pero esta se hace horizontal a una profundidad de 100 km. Dichos autores concluyen que la forma de la placa subducente es continua y que el cambio en el modo de subducción, entre la región Norte, Centro y Sur se produce con una contorsión de la placa, tal como se muestra en el esquema siguiente, (Figura 5.4)

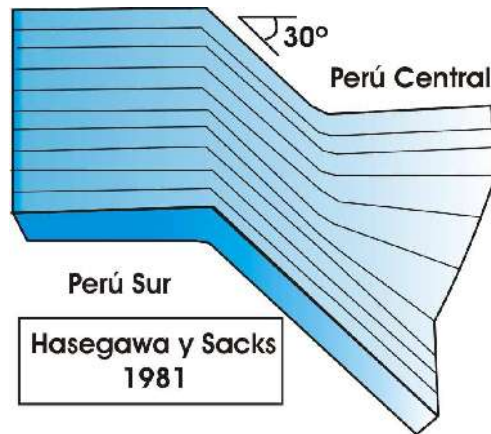


Figura 5.4 Esquema propuesto por Hasegawa y Sacks (1981) para la geometría de subducción en el Sur del Perú

Grange (1984). Este autor, utilizando datos de una red sísmica local instalada en la región Sur del Perú, propone que el proceso de subducción en esta región se realiza con un ángulo de 30° constante hasta una profundidad de 250 km, para luego disminuir hacia la región Central hasta alcanzar una profundidad del orden de 100 km. entre ambos modos de subducción, el autor indica que la placa se contorsiona. Ver el esquema adjunto, (Figura 5.5)

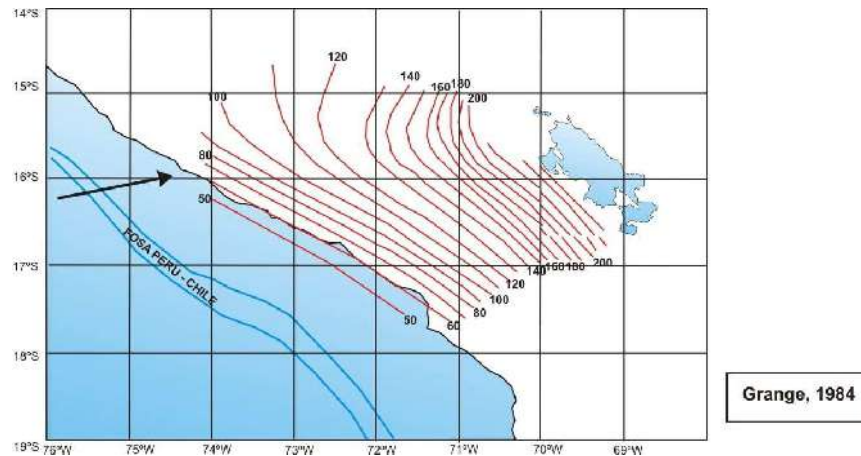


Figura 5.5 Esquema propuesto por Grange, (1984) para la geometría de subducción en el Sur del Perú

Schneider y Sacks (1987). Estos autores analizan el modo de la subducción de la placa de Nazca en la región Sur de Perú a partir de sismos registrados por una red local instalada en dicha región. Los autores indican que la subducción de esta región se realiza con un ángulo de 25° hasta profundidades del orden de 250 km; mientras que, en la región Central, los sismos llegan a profundidades de 100 km a partir del cual, se distribuirán de manera casi horizontal. Ver esquema adjunto, (Figura 5.6)

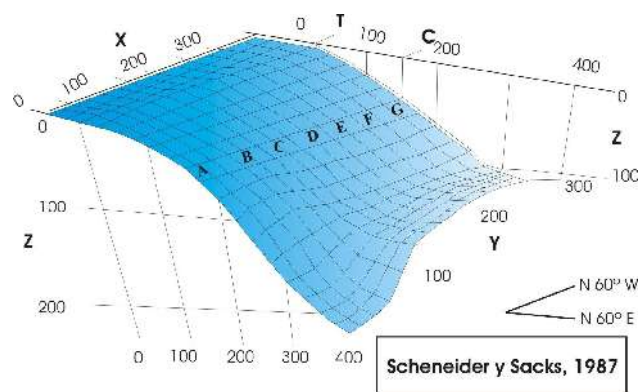


Figura 5.6 Esquema propuesto por Scheneider y Sacks, (1987) para la geometría de subducción en el Sur del Perú

Rodríguez y Tavera (1991). Ambos autores determinaron la geometría del proceso de subducción para la región Central de Perú utilizando datos obtenidos de cuatro redes sísmicas locales que funcionaron en diversos periodos de tiempo. A partir de los resultados obtenidos, los autores postularon que en la región Central el proceso de subducción se realiza con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 107 km para luego desplazarse de manera casi horizontal por debajo del continente hasta 650 km de distancia desde la línea de fosa. Hacia la región Sur, el ángulo de subducción se mantendría en 30° y la placa de Nazca se contorsionaría para pasar de un modo de subducción subhorizontal a otro normal. Ver esquema adjunto, (Figura 5.7)

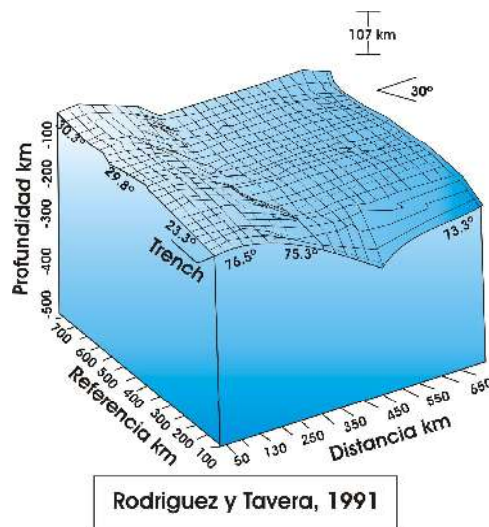


Figura 5.7 Esquema propuesto por Rodríguez y Tavera, (1991) para la geometría de subducción en el Centro del Perú

Megard (1978) y James (1990). A partir de estudios geológicos y tectónicos sostienen que los diferentes modos de subducción presentes en el Perú (subhorizontal y normal), están fuertemente correlacionados con los cambios en los estilos tectónicos y magnéticos que caracterizan a las diferentes fases de la evolución neodinámica de los Andes Centrales. El paso de un proceso de subducción subhorizontal a normal coincide con el cese de la actividad magnética en la región Norte y Centro desde 10 a 12 millones de años. Si se considera que la velocidad de la subducción de la placa de Nazca bajo el continente Sudamericano es de 8 cm/año, implicaría que por lo menos, 800 Km. de la placa de Nazca habría subducido desde el inicio de este proceso.

Stauder, (1975). Utilizando información telesísmica propone la existencia de dos modos de subducción en el Perú. En la región Norte-Centro, la placa oceánica subduciría con un ángulo medio de 30° hasta una profundidad de 100-200 km a partir del cual, esto se haría casi horizontal; mientras que, en la región Sur de la placa llegaría hasta 350 km de profundidad conservando el mismo ángulo de inclinación.

Cahill e Isacks (1992). Ambos autores evalúan cuantitativamente una base de datos para el periodo de 1963-1989 extraída del catalogo NEIC (National Earthquake International Center) y el ISC (International Seismological Center), a fin de estudiar la

geometría del proceso de subducción en Sudamérica. La selección de los datos se realiza en función de los valores de las residuales obtenidas en la localización de los sismos, frecuencia sísmica y relación magnitud vs número de estaciones que registraron el sismo. Los autores proponen un esquema 3D para la geometría del proceso de subducción entre las latitudes de 7° S a 40° S. para el Perú, los autores proponen que la subducción se iniciaría, desde la fosa, con un ángulo de 27°-30° para luego ser continua por debajo del continente mostrando la presencia de dos tipos de subducción: una subhorizontal presente en la zona Central de Perú (entre 7° S – 16° S) y otra de tipo normal presente en la región sur del Perú (al sur del los 16° S), tal como se muestra en el esquema siguiente, (Figura 5.8)

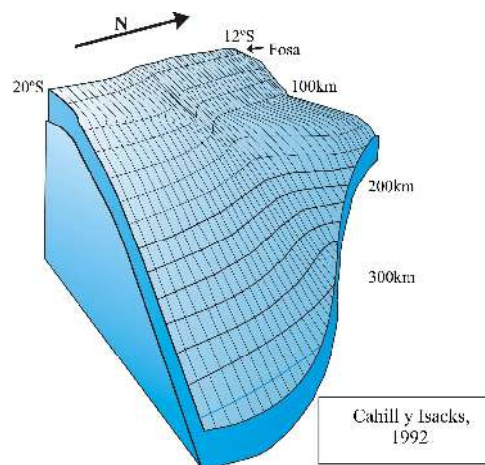


Figura 5.8 Esquema propuesto por Rodrigues y Tavcera, (1991) para la geometría de subducción en el Sur del Perú

Tavera y Buforn (1998). Estos autores proponen un modelo 3D (Figura 5.9) para el proceso de subducción en Perú a partir de una base de datos extraída del NEIC (National Earthquake Information Center) para el periodo 1960-1995 ($m_b = 5.0$). Los autores indican la existencia de dos modos de subducción: una casi horizontal presentes en las regiones Norte y Centro de Perú con profundidades del orden de 100-120 km y distancias, desde la fosa, de 700 a 500 km respectivamente. En la zona sur, el proceso de subducción se mantiene constante con un ángulo de 30° hasta 300 km de profundidad y distancias desde la fosa de 400 km. los autores remarcan la heterogeneidad en el modo

de subducción, la contorsión de la placa y las distancias alcanzadas, desde la fosa, por debajo del continente.

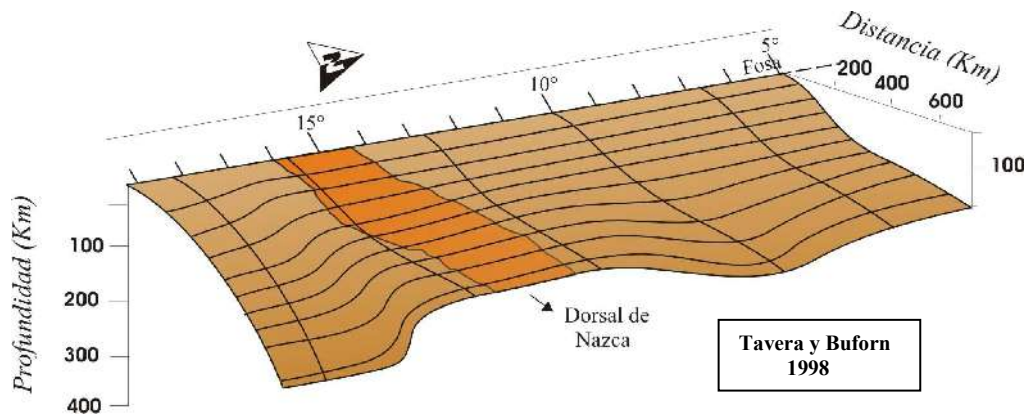


Figura 5.9 Esquema propuesto por Tavera y Buforn, (1998) para la geometría de subducción en el Borde Occidental del Perú

Bernal y Tavera (2002), estos autores indicaron que la placa de Nazca subduce de manera subhorizontal y normal. La subducción de tipo subhorizontal esta presente entre los 3°-15° sur (región Norte y Centro) y de tipo normal, al Sur de los 15° (región Sur). Ambos modos de subducción se inician con un ángulo de 30°. En la región Norte-Centro hasta una profundidad de 120 km a partir de la cual la subducción es horizontal. En la región Sur continua hasta una profundidad de 250 km. La placa de Nazca alcanza longitudes, por debajo del continente, del orden de 750 km en la región Norte, 500-700 Km en el Centro y de 450 km en la región Sur.

Gutscher (1999), llegó a proponer un modelo de geometría para la placa de Nazca en Perú haciendo uso de datos telesísmicos, siendo el mismo similar al propuesto por estos autores; sin embargo, este modelo contribuye en tener mejor visión de la ubicación de la Dorsal de Nazca y de una antigua Dorsal “Inca” que sería la causante de la sismicidad en la región centro del Perú. Ver esquema, (Figura 5.10):

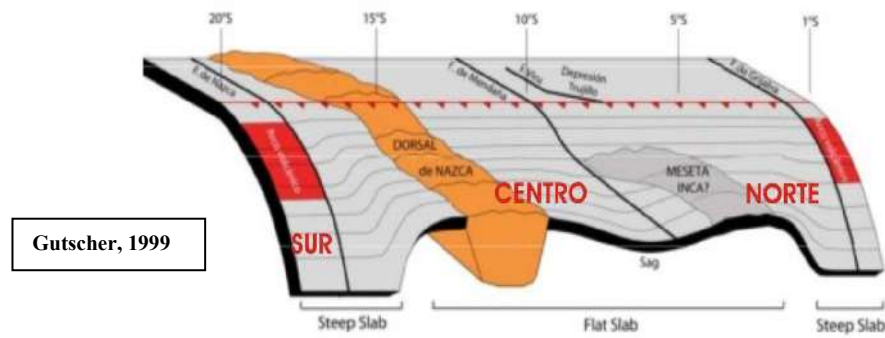


Figura 5.10 Esquema propuesto por Gutscher, (1999) para la geometría de subducción en el Borde Occidental del Perú

Otros autores como Hampel, (2002), indicaron que la Dorsal de Nazca en el sur del Perú, y la dorsal de Carnegie al sur de Ecuador, son las causantes de los dos tipos de subducción, presentes en el borde occidental de Perú. La Dorsal de Nazca en su impacto (11.2 Ma a 11° latitud sur) y migración, dio como resultado una subducción subhorizontal hasta su posición actual, entre 14° y 15° latitud sur (en el Norte-Centro del Perú) y normal (en el sur). Además, la Dorsal es el límite de la actividad volcánica presente en el Sur y de la deflexión de Abancay.

5.4 LA FOSA PERÚ-CHILE

Las terrazas de abrasión marina, y en particular los pies de acantilados fósiles, son los mejores marcadores del nivel alcanzado por el mar durante las transgresiones pleistocenas (Ortlieb, 1984). Por consiguiente, para caracterizar el levantamiento experimentando por una zona costera se requiere, identificar las antiguas líneas de costas, conocer su edad de deformación y comparar su altura actual con la de formación, deduciendo así la magnitud del levantamiento y su velocidad. Sin embargo, existen fuentes de incertidumbre para lograr esto. Es necesario tener en cuenta, en primer lugar que no se conoce precisamente la altura que alcanzo el nivel marino en cada uno de los episodios transgresivos (máximos interglaciales); en segundo lugar, los métodos actuales de fechado tienen rasgos de aplicación y precisiones muy limitadas para terrazas anteriores al pleistoceno superior (125 ka). Por otro lado, se debe

considerar que los movimientos de una zona han podido ser discontinuos e irregulares en el tiempo, lo que limita la validez de los cálculos de velocidades promedio de levantamiento.

El levantamiento de la costa sur durante el cuaternario se ha efectuado con una velocidad promedio relativamente homogéneo (variación de 0.08 a 0.18 m/10³ años). Según secciones elaboradas para las zonas comprendidas entre Lomitas (0.30) y Lomas (0.27), se observa que el mayor levantamiento se produjo en la zona de San Juan de Marcona con una velocidad promedio de 0.43 m/10³ años.

En el Perú, el comportamiento tectónico de la costa durante el cuaternario fue variable, por ejemplo entre Chiclayo (7° S) y Paracas, no existe ninguna evidencia de levantamiento pleistocénico, en las regiones al norte y sur de dichos límites, existen sistemas de terrazas marinas bien desarrolladas como evidencias de movimientos ascendentes (Sebrier et al., 1982; Ortlieb y Macharé, 1990). En la zona costera, una importante inflexión de la línea del litoral, cerca de los 14° S, marca el límite morfológico entre la costa central y la costa del sur. Dicha inflexión permite la aparición al sur, de las dos unidades orientales del antearco, la cuenca interna rellena de sedimentos terciarios y la cordillera de la costa formada por un macizo de rocas precámbricas y paleozoicas (Machare et al., 1986). La presencia de las dos unidades, a lo largo de toda la costa del sur es una característica que contrasta con el segmento central en donde se encuentra hundida bajo el nivel del mar.

Durante el transcurso de centenares de millones de años, uno de las principales variaciones en la distancia de la fosa con el litoral peruano, se debió principalmente al movimiento de las placas tectónicas que dan como resultado los constantes eventos sísmicos frente a la línea de costa. Producto por el cual, la placa continental se desplaza centímetros mar adentro, siendo el desplazamiento mayor cuando el movimiento sísmico registrado tiene grandes magnitudes.

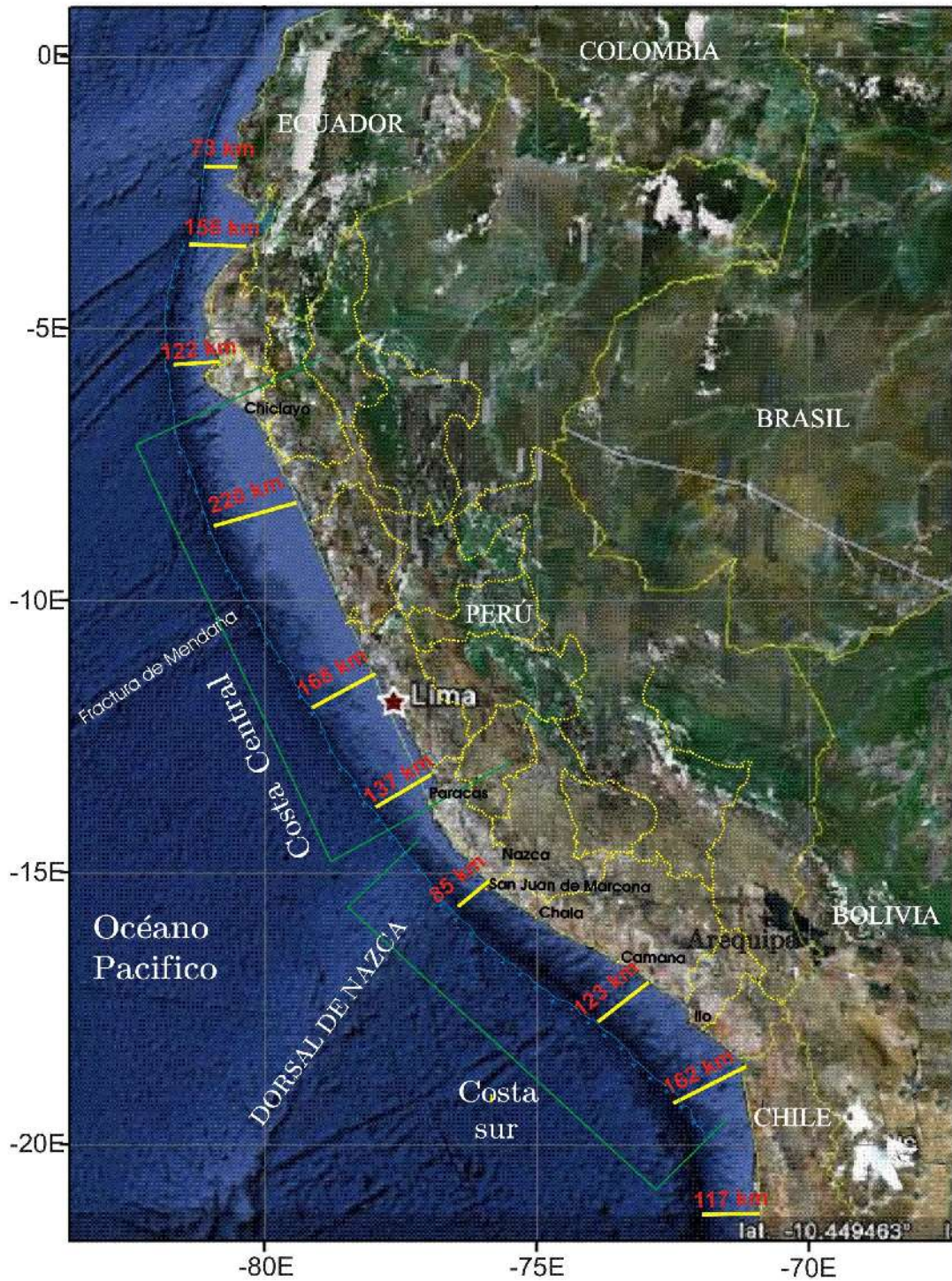


Figura 5.11 Distancia entre la línea de la fosa y el litoral peruano

Se puede observar en numerosas áreas periféricas (Ota, 1986), que los márgenes continentales sobre las zonas de subducción activas presentan, en general, costas emergentes. Las velocidades de levantamiento en la costa sur del Perú pueden ser moderados, si se considera que el comportamiento de esta región es “normal” en relación a su posición tectónica. En este sentido, es la costa central del Perú, sin levantamiento, el cual presentaría comportamientos anómalos.

Como no se conocen a ciencia cierta las causas internas de dichos levantamientos, asociados a las zonas de subducción, se podría pensar en obtener algunas explicaciones usando un acercamiento actual en base a algún modelaje de las deformaciones cosísmicas (West y McCrumb, 1988). Según este tipo de modelos, sismos con $M \geq 8$ producirían en la placa superior fenómenos de levantamiento en costas situadas a distancias de hasta 120 km de la fosa y hundimientos en costas situadas a distancias mayores. En el Perú, es interesante notar que la costa central, que no se ha levantado desde el Plioceno, se encuentra a distancias de 168 – 220 km aproximadamente de la fosa (Figura 5.11); mientras que, en la costa sur, que si ha experimentado levantamiento cuaternario, se halla a distancias menores (162 km al N de Ilo, 100 km en Chala, 80 km en San Juan de Marcona). Sin embargo, es difícil establecer relaciones directas entre la distancia de la fosa peruano-chilena a la costa ya que existe un gran elemento perturbador como es el la Dorsal de Nazca (Figura 5.1). Se asume que la constante fricción de las placas hace que las distancias entre la fosa y la línea de costa se acorte a comparación con las del centro, no se puede asumir lo mismo para la zona norte del Perú pues no se cuenta con información al respecto, pues los datos que se tiene no son suficientes, esto se reflejaría en que los grandes eventos sísmicos que ocurren en la zona norte se darían en grandes periodos de tiempo.

5.5 SITUACIÓN DE LA DORSAL DE NAZCA

La Dorsal de Nazca es una cordillera montañosa submarina que se eleva del fondo oceánico sobre la placa del Pacífico y se encuentra localizado en el extremo NO de la región Sur del Perú frente, al departamento de Ica. Esta cordillera sigue una orientación NE-SO (entre 15° y 24° Sur), con la zona de colisión en su extremo N42° E frente al departamento de Ica, en donde presenta un ancho de 200 km y una altura de 1.5 km por encima del piso oceánico. Esta cordillera se formó en el centro de expansión Pacífico-Nazca, durante el Cenozoico temprano (Hampel, 2002). El promedio de espesor de la corteza de la dorsal conocido por el análisis de las ondas Rayleigh es de 18 Km. (Woods y Okal, 1994).

En cuanto a las porciones que han subducido por debajo de la región central del Perú, la hipótesis más admisible es la relacionada con la baja densidad asimétrica de las dorsales oceánicas. Pilger (1981) relaciona las formas de la dorsal de Nazca (Perú) con la de Juan Fernández (Chile), basados en modelos de simetría para la expansión del piso oceánico, y reconstrucción de los puntos calientes (hot spots) en las placas. Nur y Ben-Avraham (1981) propusieron la migración al NO de las zonas de subducción entre las dorsales dinámicas y la placa Sudamericana, sin asignar la causa de la migración.

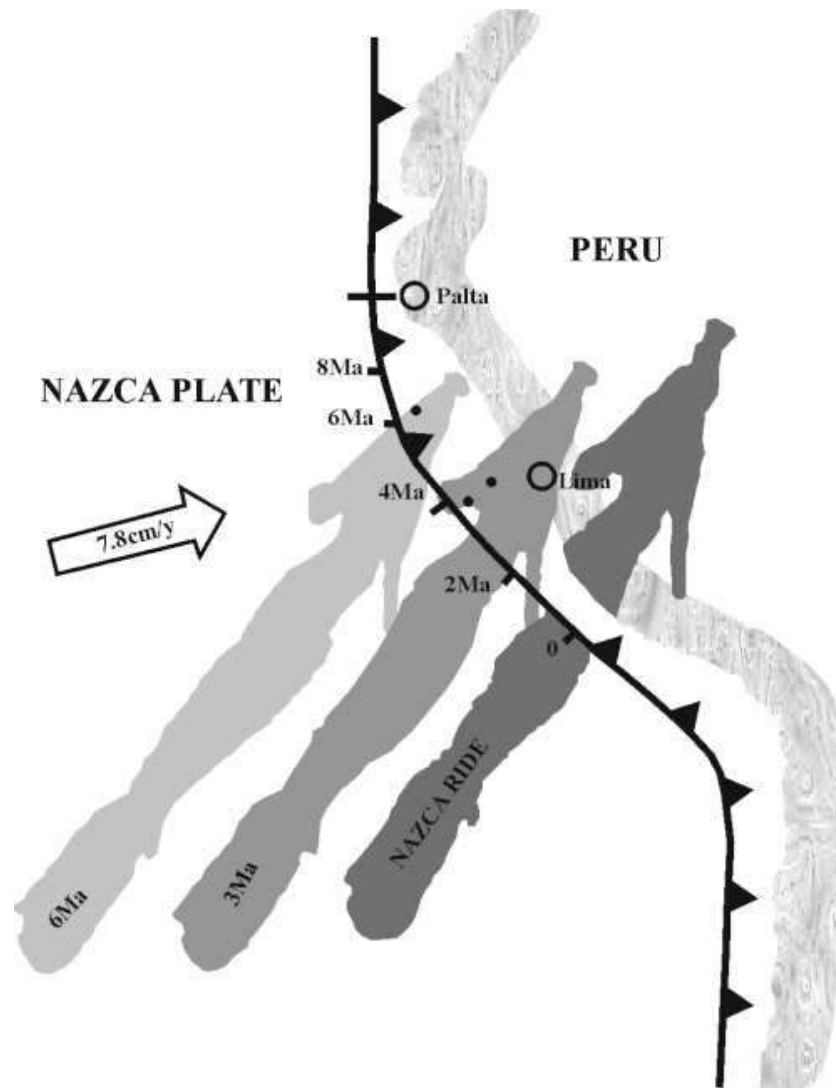


Figura 5.12 Placa de Nazca durante los últimos 8 Ma según Von Huene et al., (1996)

La migración de la Dorsal de Nazca dentro del proceso de subducción, esta relacionada con los resultados presentados por Von Huene et al. (1996), quien encontró evidencias de 800 km de migración de la subducida Dorsal a lo largo de la fosa oceánica Perú-Chile. Su interpretación se puede deducir de la figura 5.12. La Dorsal llego aproximadamente a la altura de la latitud de 8° S y luego migro hacia el sur para estar en la presente posición, en 15° S. Berrocal y Fernández (2004), la actual posición de la Placa de Nazca tiene relación en la separación de una subducción subhorizontal de la normal.

La Dorsal de Nazca presenta una forma asimétrica, siendo probablemente esta característica determinante para los diferentes procesos geodinámicos que se producen en esta región. Estudios recientes sobre anomalías magnéticas realizados sobre la dorsal, consideran como hipótesis de su origen, a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace 5 a 10 millones de años aproximadamente (Udias y Mezcuca, 1997; Marocco, 1980; Sebrier et al, 1985). Las principales consecuencias de la migración lateral de la dorsal de Nazca son:

- Cambios en la geometría de la costa. (litoral y ancho de la zona costera). se observa que la distancia entre la fosa y la costa es mayor entre 6° y 14° Sur como consecuencia del paso de la dorsal de Nazca.
- Dio origen a dos tipos de subducción: subhorizontal (flat slab) en el Norte-Centro y Normal en el Sur del Perú. Esto debido a que la dorsal es menos densa que la corteza oceánica produciendo levantamiento.
- Modificó el patrón de la sismicidad en el Perú. Encontrándose en la región Norte-Centro del Perú sismos con más frecuencia y magnitud ($M_w \leq 8$) moderada, en comparación con la región Sur donde los sismos son menos frecuentes, pero de mayor magnitud ($M_w \geq 8.4$).
- Permitió el cese de la actividad volcánica en la región Norte-Centro y es límite del vulcanismo en su actual posición (14°-17° latitud Sur).

CAPITULO VI

CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL PERÚ

La sismicidad en el borde occidental del Perú esta asociada a la liberación de energía producto de la convergencia de las Placas de Nazca bajo la Continental, generando frecuentes terremotos de magnitud elevada, por ende es una de las regiones mas activas del mundo. Otra fuente de generación de sismicidad en el Perú es producida por las deformaciones corticales, que se encuentran presentan a lo largo de la Cordillera Andina, con terremotos menores en magnitud y frecuencia, en comparación con los generados por la subducción de las Placas.

El origen y la distribución de los eventos sísmicos en Perú, han sido tema de investigación y de diversos estudios utilizando datos telesísmicos y regionales a fin de estudiar la geometría de la subducción de la Placa de Nasca bajo la Sudamericana (Stauder, 1975; Barazangi y Isacks, 1976; Hasegawa y Isacks, 1981; Bevis y Isacks, 1984; Boyd et al, 1984; Grange et al 1984; Schneider y Sacks, 1987; Cahill y Isacks, 1992; Suarez et al, 1996; Tavera, 1995; Tavera y Buforn, 1998a; Tavera y Buforn, 1998b.) o bien para delinear las zonas de mayor deformación superficial en el interior del continente (Dorbath et al 1986; Doser, 1987; Deverchere et al 1989; Dorbath et al, 1990a; Dorbath et al, 1991; Lindo, 1993; Suarez et al, 1996; Tavera y Buforn 1998a, Tavera y Buforn 1998b; Tavera, 1998). Por otro lado, el análisis de la sismicidad

histórica ha permitido evaluar la periodicidad de ocurrencia de terremotos de magnitud elevada a lo largo de la costa peruana (Kelleher, 1972; Dewey y Spence, 1979; Beck y Ruff, 1989; Dorbath et al 1990b; Tavera y Bernal, 2005) y delinear las regiones de mayor potencial sísmico (McCann et al, 1979; Nishenko, 1991; Tavera y Buforn, 2002).

La actividad sísmica en el Perú se caracteriza por presentar eventos a diferentes niveles de profundidad que se pueden clasificarse en superficiales ($h \leq 60$ km), intermedios ($61 \leq h \leq 300$ km) y profundos ($h > 300$ km).

6.2 DISTRIBUCIÓN DE LA SISMIDAD SUPERFICIAL

En la Figura 6.1 se observa que los eventos sísmicos superficiales se distribuyen formando grupos con aproximadamente el 90% del total de la actividad sísmica que ocurre en el país. Esta sismicidad está presente entre la línea de costa y la cordillera a diferentes niveles de profundidad, pero que no supera los 60 km en promedio. Esta sismicidad está asociada principalmente al proceso de subducción en sus primeros niveles de profundidad con sismos de mayor magnitud que ocasionan diversos grados de destrucción y muerte en las ciudades que se encuentran ubicadas a lo largo de toda la línea de la costa del Perú.

Un segundo grupo de sismos con foco superficial se localiza en el interior del continente y deberían su origen al proceso de subsidencia del escudo brasileño bajo la Cordillera Andina y a la deformación cortical que se produce en la alta cordillera, siendo estos sismos de menor en magnitud y frecuencia. En líneas generales, la distribución de los sismos sobre el territorio peruano muestran las zonas de mayor deformación superficial.

6.3 DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD INTERMEDIA

Según Tavera y Buforn (1998), la distribución espacial de los sismos con focos intermedios se realiza formando tres grupos localizados cerca de la línea de costa, en la zona subandina y en toda la región sur, bajo el altiplano peruano-boliviano. El primero se distribuyó paralelo a la línea de costa por debajo de los 9° Sur (Figura 6.1) cerca de la línea de costa de la región central del Perú con sismos de magnitud moderada (≤ 7.0). El segundo grupo se encuentra en la región Norte y Centro, con sismos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la zona Subandina siguiendo alineamientos Norte-Sur. El tercero se distribuye principalmente sobre todo el Altiplano, con agrupaciones importantes sobre los departamentos de Tacna, Puno, Arequipa, Apurímac y al Sur de Ayacucho. Este último grupo, considera aproximadamente el 80% del total de sismos que ocurren a estos niveles de profundidad (Figura 6.1).

La distribución de los sismos con foco intermedio no es muy homogénea; sin embargo, estos muestran de manera aproximada las zonas de mayor deformación a estos niveles de profundidad. En el interior del continente, los sismos se alinean sobre la zona Subandina paralela a la cordillera Andina y a partir de la cual, la distribución cambia su rumbo hacia el SO para luego cubrir toda la región sur.

6.4 DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD PROFUNDA

Los sismos con foco profundo, tal como se muestra en el extremo de la Figura 6.1, son en número menor a los de foco superficial e intermedio; sin embargo, su tamaño es muchas veces mayor que los sismos que ocurren a menores niveles de profundidad. Estos sismos, debido a la profundidad a la que se producen, prácticamente no son sensibles en superficie. Los sismos con foco profundo se distribuyen formando dos grupos, el primero se localiza en el llano amazónico próximo al límite Perú y Brasil, entre 6°-11° Sur, con una distribución prácticamente Norte - Sur sobre una longitud del orden de 500 km y el segundo, alrededor del límite Perú y Bolivia, entre 13° - 14° Sur, con una orientación próxima a Este – Oeste.

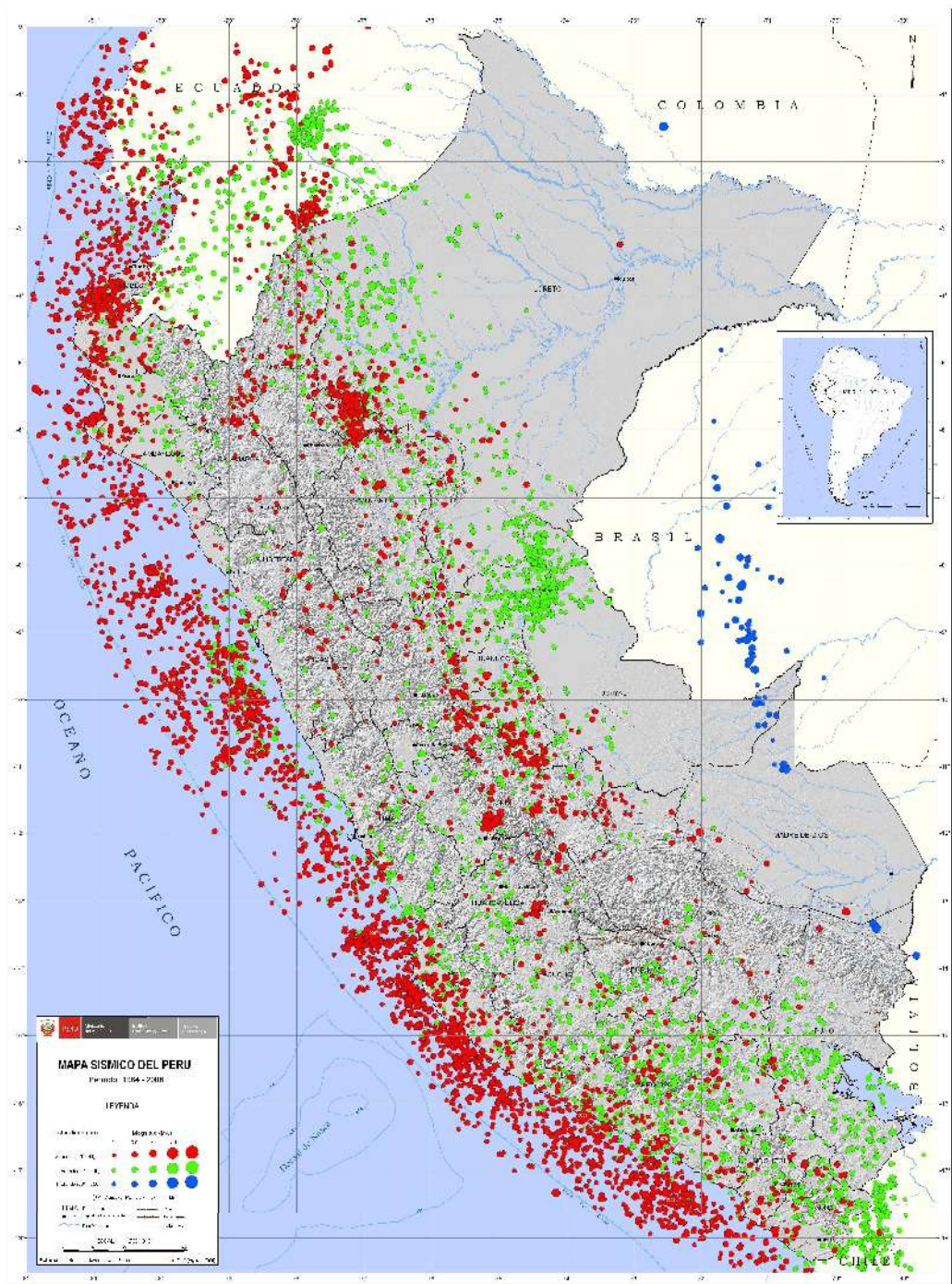


Figura 6.1 Distribución espacial de los eventos sísmicos en Perú para el periodo (1964-2008). Los círculos de color rojo representan a sismos superficiales; verdes, sismos intermedios y azules, sismos profundos

A estos niveles de profundidad, la historia sísmica indica que la ocurrencia de sismos de magnitud muy elevada es poco frecuente, siendo el sismo ocurrido el 9 de Junio de 1994, el mayor para el cual se dispone de gran información. Este sismo presentó una magnitud de 9.2 Mw y fue sentido hasta distancia de 50° con daños muy puntuales en las ciudades de Cuzco, Puno, la Paz y Brasil. En términos de energía, este sismo habría liberado tanta energía como la que liberarían los sismos en el mundo durante un año.

6.5 SISMICIDAD HISTÓRICA

La información de los terremotos que se dieron en el antiguo Perú, data prácticamente desde la conquista española, (1516) y durante todo este periodo los datos fueron catalogados en crónicas, narraciones, informes por parte de los cronistas y gobernantes de aquella época. En estas condiciones, la calidad de los datos dependerá fundamentalmente de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los terremotos, por lo cual dichas descripciones no representan información adecuada, por no contar con los parámetros sísmicos más importantes. En esta base de datos se obviaron los eventos que probablemente se produjeron en ciudades remotas de la zona andina (Figura 6.2). Cabe mencionar que la profundidad focal del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo debido a su ubicación geográfica, entre la fosa y la línea de costa, estos fueron considerados en su mayoría como sismos superficiales.

Durante el periodo histórico los daños materiales fueron cuantiosos debido a que las construcciones eran inadecuadas para resistir los violentos movimientos del suelo, todas construidas aprovechando los materiales de cada región y de acuerdo con las condiciones climáticas, primando las construcciones de adobe y quincha en la costa, las de piedra en las regiones altas como en Arequipa, donde se construyó con sillar, un tufo volcánico fácil de manejar.

Gran parte de esta información sobre sismos históricos ha sido recolectada y publicada por algunos autores como:

T. Polo, (1904). Remarcó la ocurrencia de más de 2500 eventos sísmicos desde la conquista hasta finales del siglo XIX. Dichos sismos causaron diversos daños materiales debido principalmente por el tipo de construcciones inadecuadas de aquellos años. Recalcó además, que por causas diversas no se tiene datos de muchos eventos producidos ente 1600 a 1700.

P. Barriga, (1939). Describe las principales características de todos los sismos ocurridos en la región sur del Perú hasta el año de 1555.

E. Silgado, (1975), El trabajo realizado por este autor se constituye como la recopilación mas completa de sismos importantes ocurridos en Perú entre 1513 y 1974. Las principales características de los sismos son muy detalladas, siendo muchos de estos, estudiados por el mismo autor, consignando los valores de intensidad local y regional producidos por estos sismos. Además, estima la magnitud del mismo a partir del área de intensidad máxima con la finalidad de poder compararlos con sismos más recientes.

Dorbath et al. (1990). Realiza una revisión detallada de toda la información existente sobre sismos históricos a fin de correlacionar las áreas de intensidad máxima y las longitudes de ruptura de los grandes sismos y a partir de esta, estimar su magnitud. Los resultados obtenidos por estos autores, son comparados con los respectivos valores obtenidos en otras investigaciones aplicando diferentes métodos. Asimismo, los autores sugieren que los grandes sismos en Perú tienen un periodo de recurrencia del orden de una centuria (100 años).

N°	Fecha (a/m/d)	Lat. (°)	Long. (°)	Mag (Ms)	Energía (ergios)	N°	Fecha (a/m/d)	Lat. (°)	Long. (°)	Mag (Ms)	Energía (ergios)
1	1582/01/22	-16.3	-73.3	7.9	4.5E+23	19	1913/07/28	-17.0	-73.0	7.0	2.0E+22
2	1586/07/09	-12.2	-77.7	8.1	8.9E+23	20	1913/08/06	-17.0	-74.0	7.7	2.2E+23
3	1604/11/24	-18.0	-71.5	8.4	2.5E+24	21	1922/10/11	-16.0	-72.5	7.4	7.9E+22
4	1619/02/14	-08.0	-79.2	7.8	3.2E+23	22	1928/04/09	-13.0	-69.0	6.4	2.5E+21
5	1650/05/31	-13.8	-72.0	7.2	4.0E+22	23	1928/05/14	-05.0	-78.0	7.3	5.6E+22
6	1655/11/13	-12.0	-77.4	7.4	7.9E+22	24	1928/07/18	-05.5	-79.0	7.0	2.0E+22
7	1664/05/12	-14.0	-76.0	7.8	3.2E+23	25	1940/05/24	-10.5	-77.6	8.2	1.3E+24
8	1678/06/16	-12.3	-77.8	7.0	2.0E+22	26	1942/08/24	-15.0	-76.0	8.4	2.5E+24
9	1687/09/20	-13.0	-77.5	8.2	1.3E+24	27	1946/09/30	-14.0	-76.5	7.0	2.0E+22
10	1687/10/21	-16.4	-71.6	7.0	2.0E+22	28	1946/11/10	-08.3	-77.8	7.2	4.0E+22
11	1725/01/22	-12.0	-77.0	7.0	2.0E+22	29	1947/11/01	-11.0	-75.0	7.5	1.1E+23
12	1746/09/28	-11.6	-77.5	8.4	2.5E+24	30	1948/05/28	-13.1	-76.2	6.7	7.1E+21
13	1784/05/13	-16.5	-72.0	8.0	6.3E+23	31	1950/05/21	-14.1	-72.0	6.0	6.3E+20
14	1806/12/07	-12.0	-78.0	7.5	1.1E+23	32	1951/03/04	-16.0	-74.5	6.7	7.1E+21
15	1821/07/10	-16.0	-73.0	7.9	4.5E+23	33	1953/12/12	-03.6	-80.5	7.7	2.2E+23
16	1833/09/18	-18.2	-71.0	7.0	2.0E+22	34	1955/07/21	-15.4	-74.0	6.7	7.1E+21
17	1868/08/13	-18.5	-71.2	8.6	5.0E+24	35	1958/01/15	-16.5	-72.0	7.3	5.6E+22
18	1877/05/09	-19.5	-71.0	7.5	1.1E+23	36	1959/02/07	-04.0	-81.5	7.2	4.0E+22

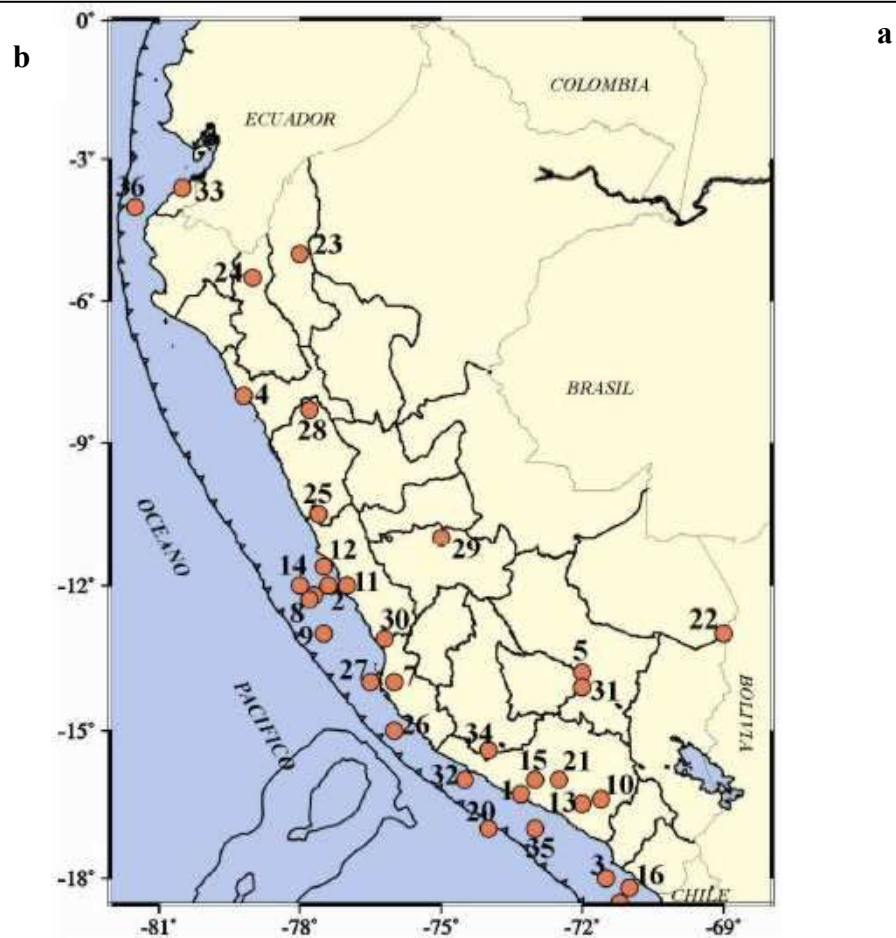


Figura 6.2 Sismicidad histórica de Perú entre 1500-1959 $M_s \geq 6.0$ (Silgado, 1978).
 a) Parámetros epicentrales, magnitud y energía sísmica. b) Distribución epicentral de los sismos históricos. Los números identifican a cada sismo.

6.6 TERREMOTOS HISTÓRICOS E INSTRUMENTALES EN EL PERÚ

La información sobre la sismicidad presente en el Perú data del año de 1500, (siglo XV) y sea histórica y/o instrumental, ella ha permitido observar que el Perú, ha sido afectado, desde el pasado, por grandes terremotos que produjeron importantes daños en ciudades como Tacna, Moquegua, Arequipa, Ica, Lima, Ancash y Trujillo.

A continuación se describe las principales características de los sismos más importantes ocurridos en Perú durante el periodo histórico e instrumental.

- **20 de Agosto de 1857**

Silgado (1978), indica un fuerte sismo en Piura que destruyó muchos edificios. Daños menores en el puerto de Paita. La máxima intensidad producida por este sismo fue de VIII MM.

- **13 de Agosto de 1868**

Terremoto acompañado de tsunami en Arica. Silgado refiere el relato de Toribio Polo: "Agrietamientos del suelo se observaron en varios lugares, especialmente en Arica". Bachmann (1935) reporta que en Sama y Locumba se perdió gran parte de las cosechas. La máxima intensidad de este sismo fue de XI MM.

- **24 de Julio de 1912**

Terremoto en Piura y Huancabamba. Se produjeron daños que afectaron el terraplén del ferrocarril. En el puerto de Paita se produjeron agrietamientos del suelo. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM.

- **24 de Diciembre de 1937**

Terremoto en las vertientes orientales de la Cordillera Central. Afectó los pueblos de Huancabamba y Oxapampa. Silgado indica que en el Fundo Victoria se abrió una grieta de la que emanó abundante cantidad de agua aumentando el caudal del río

Chorobamba. La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM y la magnitud fue de $M_s = 6.3$.

- **24 de Mayo de 1940**

Terremoto en la ciudad de Lima y poblaciones cercanas. Se reportó que en el Callao quedaron efectos del sismo, sobretodo en terrenos formados por relleno hidráulico. Las grietas del terreno atravesaron algunas construcciones. La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM y su magnitud fue de $M_s = 8.0$.

- **6 de Agosto de 1945**

Fuerte temblor en la ciudad de Moyobamba y alrededores. De acuerdo a Silgado (1946), se formaron algunas grietas en la quebrada de Shango. Posteriormente, el temblor del día 8 produjo nuevas grietas vecinas a las primeras, una de ellas semicircular de 15 m. de diámetro y 4 cm. de separación. La máxima intensidad de este sismo fue de VII MM.

- **28 de Mayo de 1948**

Fuerte sismo destructor en Cañete. En las inmediaciones del lugar denominado Calavera se produjeron varios deslizamientos en terrenos pantanosos. En las faldas del Cerro Candela se formaron grietas, observándose en el lugar pequeños derrumbes debido a la saturación del terreno (Silgado, 1978). La máxima intensidad de este sismo fue de VII MM y su magnitud fue de $M_s = 7.0$.

- **21 de Mayo de 1950**

Terremoto en la ciudad del Cuzco. Silgado, Fernández-Concha y Ericksen notaron en el lado sur del Valle, al sureste del pueblo de San Sebastián, una zona de extensa fisuración. Áreas que habían estado casi secas antes del terremoto, aparecieron cubiertas con 10 a 40 cm. de agua, semana y media después del sismo. La máxima intensidad de este sismo fue de VII MM y su magnitud fue de $M_s = 6.0$.

- **9 de Diciembre de 1950**

Fuerte temblor en Ica. En el Fundo La Vela se produjeron algunas pequeñas grietas en el terreno de sembrío (Silgado, 1951). La máxima intensidad del sismo fue de VII MM y su magnitud de $M_s = 7.0$.

- **12 de Diciembre de 1953**

Un fuerte y prolongado movimiento sísmico afectó la parte noroeste del Perú y parte del territorio ecuatoriano. Silgado (1957) indicó que se produjeron grietas largas en los terrenos húmedos. En Puerto Pizarro se originaron chorros de agua de 60 cm. de altura y grietas. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $M_s = 7.8$.

- **15 de Enero de 1958**

Terremoto en Arequipa. Silgado indicó agrietamiento del terreno cerca de la zona de Camaná, con eyección de aguas negras. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $M_s = 7.0$.

- **13 de Enero de 1960**

Terremoto de magnitud moderada ($7.5M_s$) con epicentro en continente y foco a profundidad intermedia (200 km), afectó la región sur del Perú, especialmente la ciudad de Arequipa y provincias de Caraveli, Cotahuasi y otras de Moquegua como Omate y Puquina. La intensidad máxima evaluada fue de VIII (MM) en las ciudades de Arequipa y Chuquibamba, y fue sensible en un radio de 500 km para una intensidad de III-IV (MM).

- **17 de Octubre de 1966**

La ciudad de Lima fue estremecida por un sismo. En la Hacienda San Nicolás, a 156 km. al norte de Lima, aparecieron numerosas grietas. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $m_b = 6.3$.

- **19 de Junio de 1968**

Terremoto en Moyobamba. Kuroiwa y Deza (1968) describieron agrietamientos del suelo, y grandes deslizamientos de tierra en la región epicentral. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $M_s = 6.9$.

- **31 de Mayo de 1970**

Terremoto que afectó todo el departamento de Ancash y sur de La Libertad. Ericksen (1970) y Plafker (1971) indicaron que en Casma, Puerto Casma y en zonas cercanas al litoral en Chimbote, se produjo desplazamiento lateral del terreno causado por licuación de depósitos deltaicos y de playa, ocasionando grietas en el terreno que derrumbaron las estructuras que las cruzaron. La zona central de Chimbote fue evidentemente un área de licuación de suelos, así como de compactación diferencial de la cimentación. El puente de Casma fue dañado por licuación de la cimentación de los estribos. En Chimbote y Casma y a lo largo de la Carretera Panamericana se notaron subsidencias superficiales producto de la licuación. Se produjeron inundaciones del terreno por agua freática, debido a la compactación diferencial. En muchas áreas se produjeron volcanes de arenas y eyección de agua por existir nivel freático alto. La máxima intensidad del sismo fue de IX MM y su magnitud fue de $M_s = 7.8$.

- **9 de Diciembre de 1970**

Terremoto en el noroeste del Perú. En el área de Querecotillo en terraza fluvial y aluvial se formó un sistema de grietas en echellón. Cerca al caserío La Huaca se agrietó el suelo. La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM y su magnitud fue de $M_s = 7.1$.

- **20 de Marzo de 1972**

Sismo en el nororiente peruano. Según Perales y Agramonte (1972), en el área urbana de Juanjuí se produjo el fenómeno de licuación de suelos con sumideros

alineados. En la Carretera Marginal se produjeron asentamientos. Las aguas subterráneas variaron su nivel estático en más de un metro. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $M_s = 6.9$.

- **3 de Octubre de 1974**

Terremoto en Lima. Según Huaco et al (1975) y Giesecke et al (1980), ocurrieron fenómenos locales de licuación en el valle de Cañete, donde el nivel freático es muy superficial. El fenómeno local más importante se encontraba en la Cooperativa La Quebrada, cubriendo un área de 30,000 m². Maggiolo (1975) indicó licuación generalizada en Tambo de Mora, asociada a una subsidencia o hundimiento, con densificación posterior a lo largo de 4 km. paralelos a la línea de playa. En la zona norte se desarrollaron eyecciones de agua con arena a través de volcanes de arena. Espinosa (1977) indicó posibles asentamientos diferenciales en El Callao debido a licuación de suelos y Moran (1975) presentó vistas de posible licuación en Ancón. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de $M_s = 7.5$.

- **16 de Febrero de 1979**

Este terremoto tuvo su epicentro cerca de la línea de costa en las cercanías de la ciudad de Camaná. El sismo produjo importantes daños en las ciudades costeras del departamento de Arequipa, como caídas de paredes, deslizamientos de tierra en carreteras, sembró el pánico en general en toda la región sur del Perú. El sismo tuvo una magnitud de 6.8 M_s e intensidades máximas de VII (MM) en la ciudad de Camaná, con radio de percepción de 250 km para una intensidad de IV-V (MM).

- **05 de Abril de 1986**

Destrucción de la ciudad del Cusco originando aproximadamente 13, 000 damnificados. La máxima intensidad del sismo fue de VII y su magnitud de $M_s = 5.4$.

- **30 de mayo de 1990**

El sismo afectó la ciudad de Moyabamba en donde perecieron 135 personas, más de 800 heridos. Se produjo la mayor destrucción en Rioja y Soritor. El sismo tuvo una intensidad máxima de VI y su magnitud de $M_s = 6.1$.

- **05 de Abril de 1991**

Nuevamente en Moyabamba, se registró igual número de muertos que el año anterior, 252 heridos y daños registrados en 8,000 viviendas. El sismo tuvo una máxima intensidad de VII y su magnitud de $M_s = 6.4$.

- **12 de Noviembre de 1996**

Destrucción en la zona urbana de Nazca. Perecieron 17 personas, se registraron 1,500 heridos y 100,000 damnificados. El sismo tuvo una máxima intensidad de VII y una magnitud de $M_s = 6.5$, $M_I = 7.7$.

- **23 de Junio de 2001**

Todo el sur del Perú fue afectado por el sismo, más de 217,400 personas sufrieron los efectos, 17,580 viviendas fueron destruidas y perecieron 64 personas. El terremoto fue seguido por un tsunami con olas de 7-8 m de altura registrados en la ciudad de Camaná. La máxima intensidad evaluada VIII y su magnitud de $M_s = 6.9$, $M_w = 8.0$.

- **15 de Agosto de 2007**

El último gran sismo con origen en el proceso de convergencia de Placas, ocurrió el día 15 de Agosto de 2007 con una magnitud de 7.0ML (escala de Richter) y 7.9Mw (escala Momento), denominado como "el sismo de Pisco" debido a que su epicentro fue ubicado a 60 km al Oeste de esta ciudad. El sismo produjo daños importantes en un gran número de viviendas de la ciudad de Pisco (aproximadamente el 80%) y menor en localidades aledañas, llegándose a evaluar una intensidad del orden de VII

en la escala de Mercalli Modificada (MM). Este sismo presenta su epicentro y replicas entre las áreas de ruptura de los sismos ocurridos en Lima en 1974 (7.5Mw) e Ica en 1996 (7.7Mw). Asimismo, este sismo produjo un tsunami que se originó frente a las localidades ubicadas al sur de la península de Paracas.

CAPITULO VII

SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO EN EL BORDE OCCIDENTAL DEL PERÚ

En el Perú, la actividad sísmica más importante está asociada al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Siendo este la principal fuente sismogénica, generadora de los eventos sísmicos más destructores ocurridos en Perú, en comparación con los que ocurren en continente. Por ello, es importante conocer la geometría de la superficie que participa en dicho proceso, más conocida como la superficie de “acoplamiento sísmico”. Para tal objetivo, se hará uso de dos metodologías, la frecuencia de sismos en función de la profundidad de sus focos y las características de la distribución de esfuerzos deducidos de los mecanismos focales

7.1 FRECUENCIA SÍSMICA

7.1.1 HIPÓESIS

En la Figura 7.1, se muestra un esquema que describe el proceso de subducción típico para el borde occidental del Perú. Según la figura, en la zona 1 se inicia el contacto de placas y la formación de una estructura llamada “prisma de acreción”, lugar donde el número de sismos es menor debido a la fragilidad de

la corteza continental (menor acoplamiento); en la zona 2, indicada con una línea de color rojo, corresponde a la superficie donde se produce la mayor fricción de las placas (superficie de acoplamiento máximo) y por ende, el lugar donde se espera ocurra el mayor número de sismos, sobre todo los de mayor magnitud como los ocurridos en los años, 1996 (Nazca), 2002 (Arequipa) y 2007 (Pisco); en la zona 3, similar a la zona 1, el número de sismos disminuye porque a ese nivel de profundidad el acoplamiento de placas es menor, y en general, se espera que los sismos estén asociados a la deformación interna de ambas placas.

De acuerdo a esta hipótesis la zona de mayor acoplamiento entre placas, puede ser estimada a partir de la frecuencia de sismos Vs la profundidad focal de los mismos (zona 2).

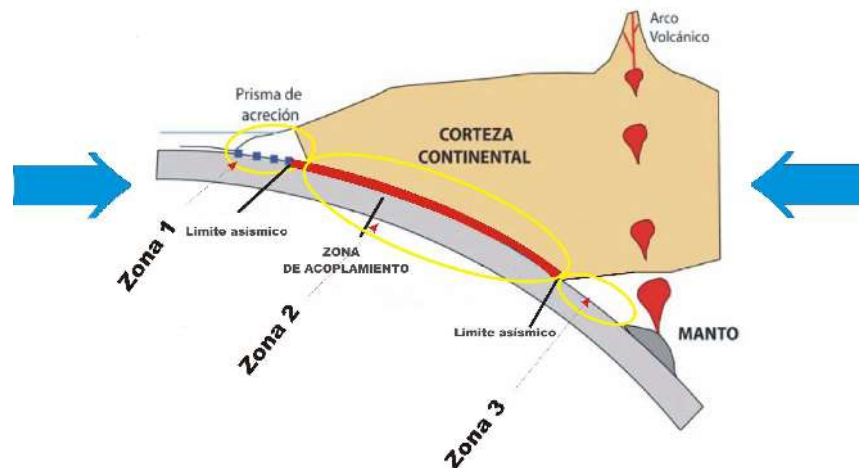


Figura 7.1 Esquema que muestra el proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana y ubicación de la superficie de acoplamiento sísmico

7.1.2 RECOPIACION DE DATOS

Es sabido que los resultados que se obtenga de un estudio que considere una base de datos, dependerán de la calidad de los mismos; por lo tanto, dicha base debe cumplir ciertas condiciones antes de ser utilizada. La base de datos debe ser evaluada y calificada de manera cuantitativa dependiendo del procedimiento mediante el cual fueron obtenidos. Asimismo, de acuerdo al tamaño de los

sismos, esta debe ser completa para el periodo considerado y de excluirse algún evento debe ser únicamente porque no cumple con las condiciones de contorno definidas inicialmente. Finalmente, esta información debe ser lo más actual posible ya que solo así se tiene la seguridad de que los parámetros focales de los sismos han sido correctamente determinados con el uso de un número mayor de estaciones sísmicas.

Los datos utilizados en el presente estudio considera el catálogo sísmico del Instituto Geofísico del Perú (IGP) para un periodo de 46 años (1964-2010) y un total de 6,765 eventos. Asimismo, se utiliza el catálogo sísmico del National Earthquake Information Center (NEIC) para un periodo de 37 años (1973 - 2010) y una base de datos de 6,238 eventos. Básicamente se ha considerado los sismos con epicentros ubicados entre la línea de fosa y al costa, hasta una distancia de 300 km. en dirección Este sobre el continente. De esta manera se considera el total de la sismicidad asociada al proceso de la fricción de la placa (Figura 7.2).

Para ambos catálogos (IGP, NEIC) se procede a homogeneizar los datos en base a su magnitud, construyendo curvas de frecuencia sísmica para la región norte, centro y sur del Perú. En ambos casos, el umbral mínimo de magnitud queda establecido en 4.25 M_l/mb (Figura 7.2).

Considerando estas magnitudes, se procede a realizar una segunda selección de los eventos para construir una nueva base de datos compuesta por 4,972 sismos del catálogo del IGP (Figura 7.3) y de 3,176 del catálogo del NEIC. En ambos casos, no se ha eliminado las replicas que forman parte de los eventos sísmicos de 1996, 2001 y 2007, en razón que están asociados a la superficie de fricción de placas en la mencionada área de estudio. Asimismo, se ha visto por conveniente utilizar eventos sísmicos con focos asociados hasta de 100 km, lo cual permitirá definir con mayor resolución los niveles de profundidad a las cuales se encuentra la superficie de acoplamiento sísmico.

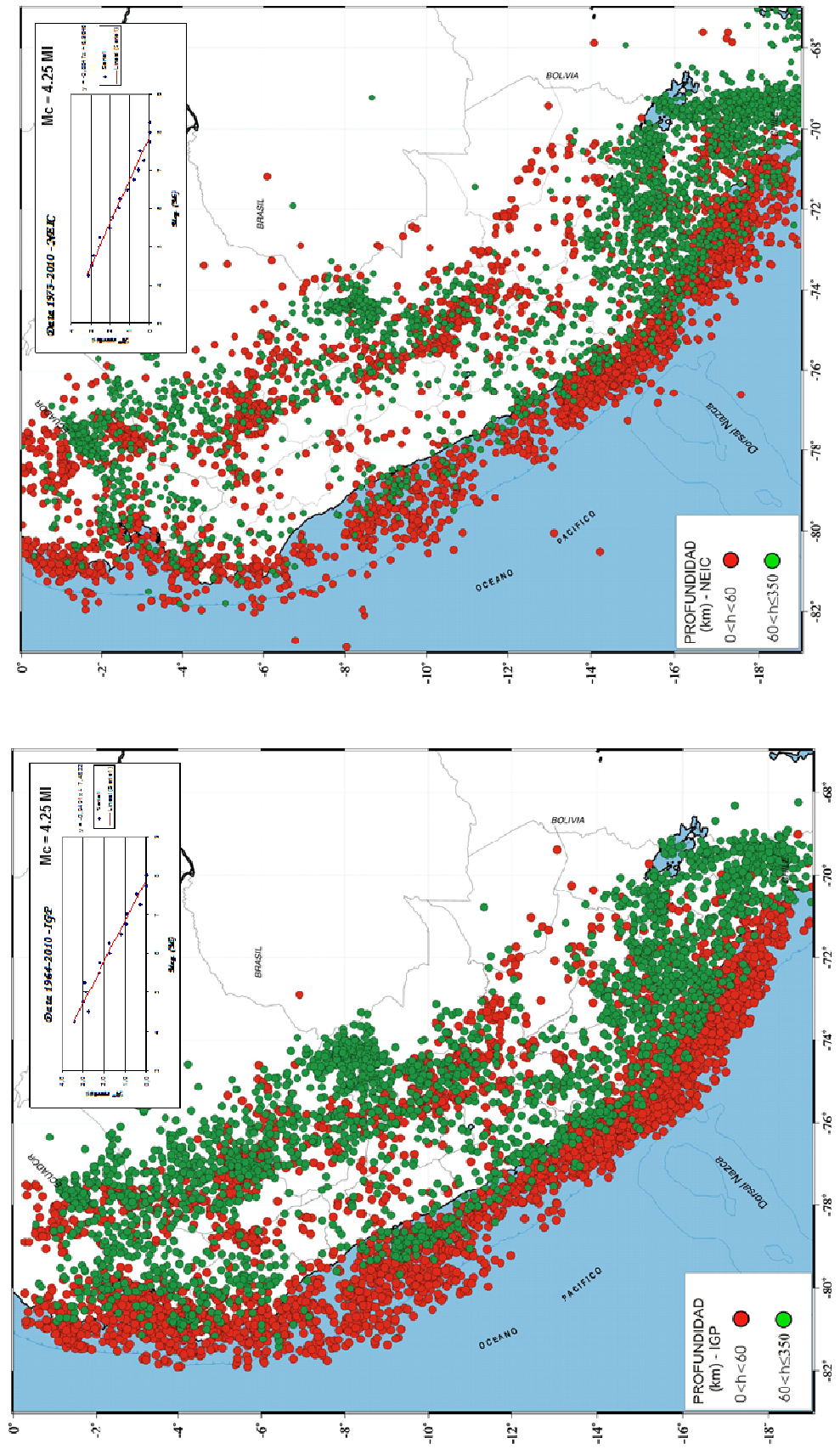


Figura 7.2 Mapa de sismicidad del Perú para el periodo de 1964 – 2010, según el catálogo sísmico del IGP y para el periodo 1973-2010, según el catálogo del NEIC

7.1.3 ANÁLISIS DE LA BASE DE DATOS

Después de analizar en detalle ambas bases de datos (IGP y NEIC), se ha encontrado notables diferencias, las cuales se describen a continuación:

Catálogo IGP

- Parámetros obtenidos con información de una red sísmica local y regional.
- Menor incertidumbre en el cálculo de sus parámetros hipocentrales, principalmente los referidos a la profundidad focal.
- Mayor número de eventos sísmicos registrados y reportados
- Mayor número de eventos/réplicas asociados a grandes eventos.

Catálogo NEIC

- Parámetros obtenidos con información de estaciones telesísmicas
- Mayor incertidumbre en el cálculo de sus parámetros hipocentrales, sobre la profundidad, de los focos sísmicos (33 km).
- Menor número de eventos registrados y/o reportados.
- Menor número de eventos/réplicas asociados a grandes sismos.

De acuerdo a estas características, el catalogo del IGP permitirá obtener mejores resultados en este estudio.

7.1.4 METODOLOGÍA

La metodología seguida para determinar la geometría y el nivel de profundidad para la superficie de acoplamiento sísmico entre las placas (Nazca y sudamericana) es como sigue:

- Se procede a utilizar independientemente los catálogos del IGP y NEIC
- Se divide al borde occidental del Perú en tres regiones, Sur, Centro y Norte, con áreas rectangulares con eje mayor del orden de 300 km.

- Se correlaciona todos los sismos que se encuentran dentro del área de estudio, hasta una profundidad de 100 km (Figura 7.3).
- Se construye gráficas de frecuencia sísmica en función de la profundidad de los focos sísmicos.
- En cada curva de frecuencia se identifica los niveles de profundidad, máxima y mínima, los cuales se tiene la ocurrencia del mayor número de sismos.
- Los niveles de profundidad correspondiente al mayor número de sismos, define la profundidad de la superficie de acoplamiento sísmico en cada región.

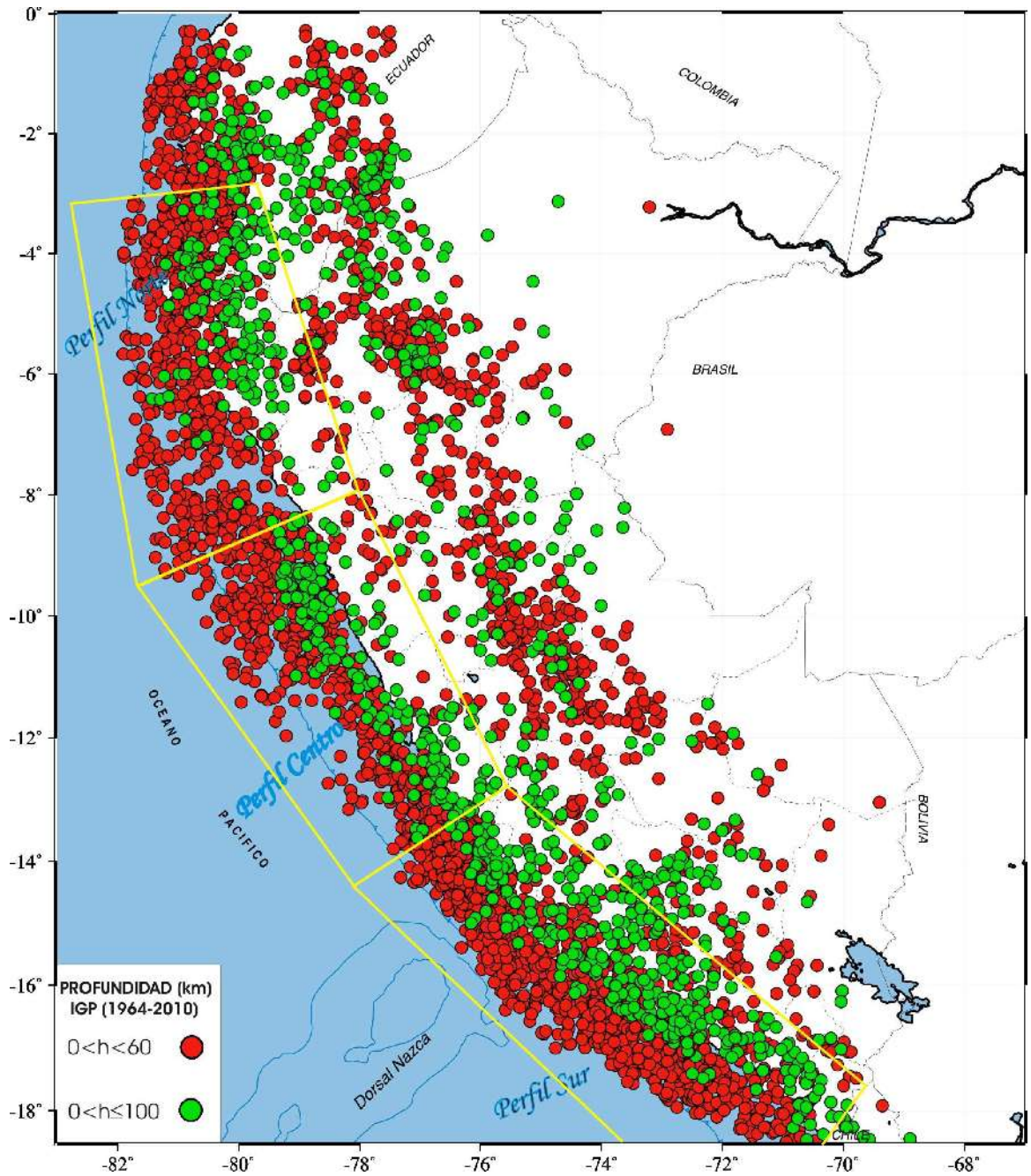


Figura 7.3 Mapa de sismicidad depurada del Perú para el periodo de 1964 – 2010. Los tres recuadros indican los perfiles trazados en el área de estudio. $ML \geq 4.25$

7.1.5 SECCIONES VERTICALES DE SISMICIDAD

En la Figura 7.4 se muestra tres perfiles de sismicidad que han sido trazados perpendicular a la línea de costa, y en los cuales se ha proyectado la frecuencia de sismos vs la profundidad de sus focos, tanto para la base de datos del IGP, como para el NEIC. En el caso de los datos del IGP, las barras que están pintadas con color azul representan los niveles de profundidad en las cuales se han producido el mayor número de sismos, de acuerdo al esquema de la Figura 7.1, definen los niveles de profundidad de la superficie de acoplamiento sísmico. Las características de cada región de estudio son:

Región Norte: el mayor número de sismos se ha producido a niveles de profundidad entre 10 y 65 km.

Región Centro: se logra apreciar la misma tendencia que el perfil de la región Norte, el mayor número de sismos ocurre entre los niveles de profundidad es 10 y 65 km.

Región Sur: el mayor número de sismos se ha producido entre los niveles de profundidad de 5 y 70 Km.

Estos resultados sugieren que el borde occidental de Perú, la superficie de acoplamiento sísmico se encuentra entre niveles de profundidad de 10 - 65 km y de 5 - 70 km.

Por otro lado, en la Figura 7.4 se puede observar que con los perfiles elaborados utilizando información del NEIC es imposible poder visualizar correctamente la distribución de los sismos en profundidad, estando el mayor número de sismos a una profundidad de 33 km.

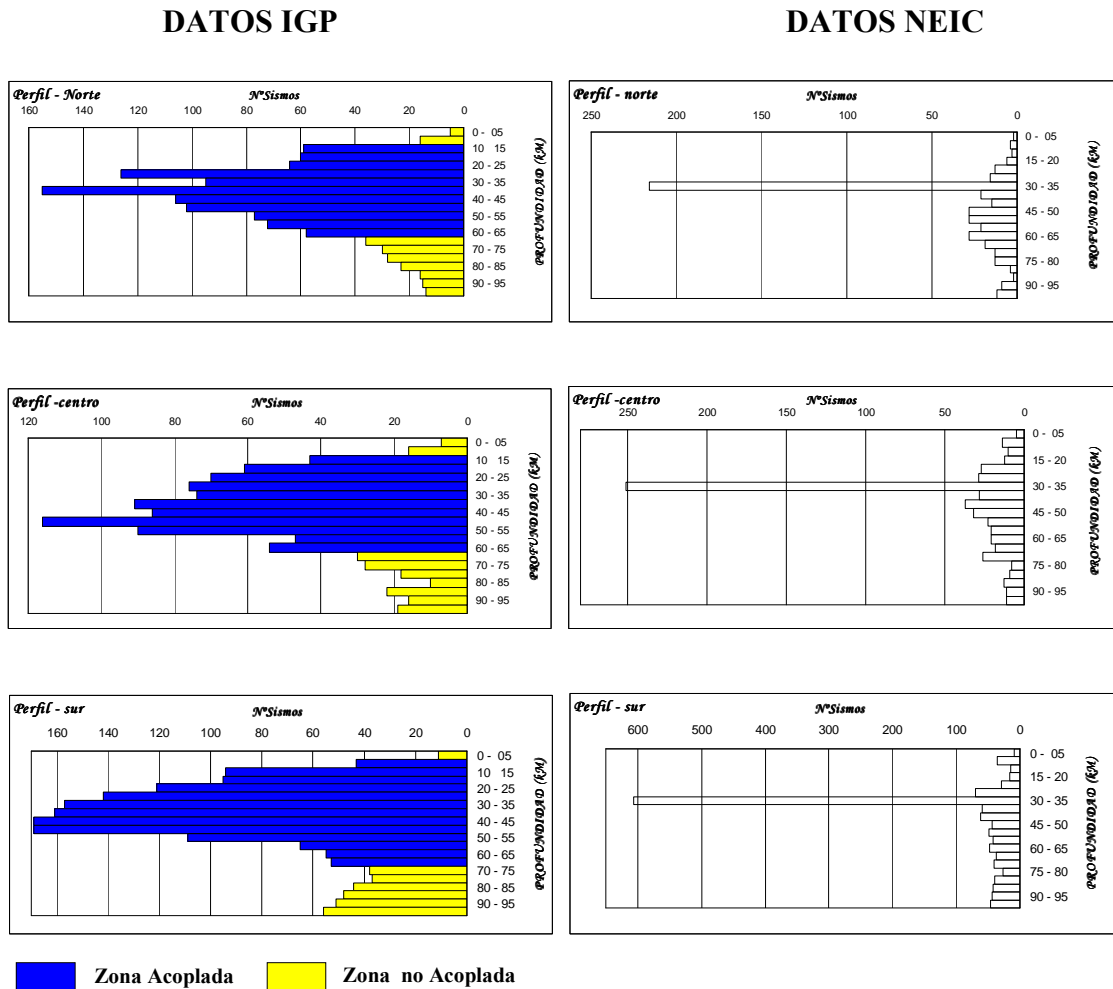


Figura 7.4 Perfiles de frecuencia sísmica VS profundidad de foco para el borde occidental de Perú: datos del catálogo del IGP y NEIC.

7.1.6 SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SISMICO

Preliminarmente, los resultados obtenidos sugieren que la superficie de acoplamiento de placas se centra entre 10 y 65 km. para las regiones Norte y Centro de Perú; mientras que para la región Sur, la superficie de acoplamiento de placas se encuentra entre 5 y 70 km, es similar al propuesto por Comte et al (1994) para la zona norte de Chile.

En la Figura 7.5, se presenta el esquema propuesto por Bernal y Tavera (2002) para la geometría de la placa oceánica (Nazca) dentro del proceso de subducción y sobre ella se ha representado la superficie de acoplamiento sísmico

propuesta en este estudio. Obsérvese que de 0-10 km (región centro y norte) y 0-5 km (región sur) no existe acoplamiento debido a que este rango de profundidad se desarrolla la deformación frágil con la formación de prismas de acreción y por debajo de los 65 (región norte y centro) y 70 km (región sur) debido al desacople de placas; es decir, a este nivel de profundidad la placa oceánica se separa de la continental.

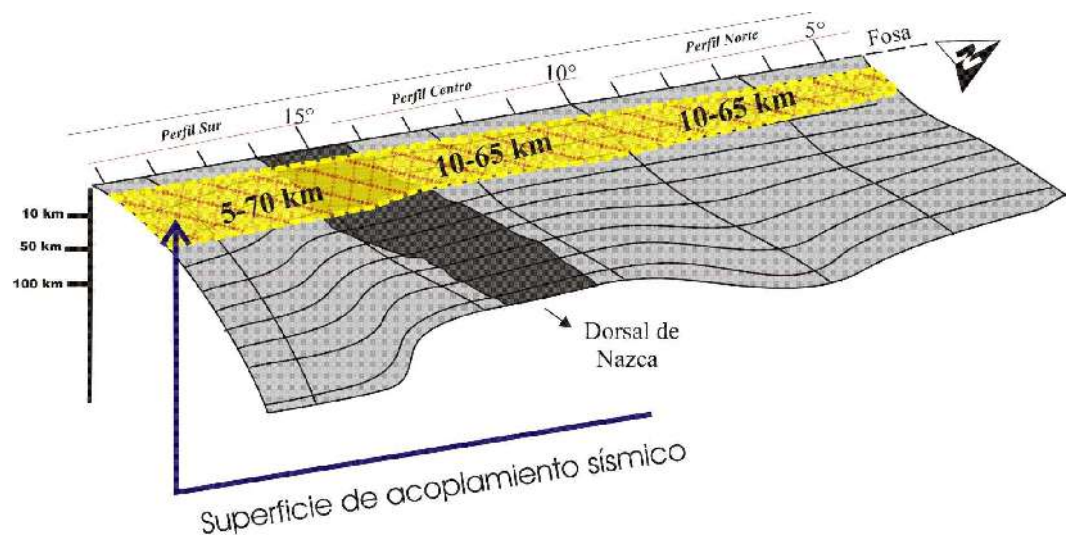


Figura 7.5 Superficie de acoplamiento sísmico a lo largo de la zona de subducción en el borde occidental del Perú.

7.2 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS P Y T

La sismotectónica del borde occidental del Perú se caracteriza por la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana; por lo tanto, es sabido que al producirse dicho proceso se tiene el desarrollo de diferentes modos de deformación que caracteriza a los tipos compresivos y extensivos. Estas deformaciones son el resultado de la presencia de esfuerzos de compresión caracterizada por la orientación de su eje P y de su extensión caracterizado por la orientación de su eje T. Las orientaciones de los ejes P y T son utilizadas en este estudio, los cuales son obtenidos de los mecanismos focales reportados por la Universidad de Harvard.

En el Perú existen diversos estudios, orientados a evaluar el estado de los esfuerzos generados por la convergencia de placas utilizando información sísmica registrada por la red sísmica mundial-WWSSN para diferentes rangos de magnitud (Isacks y Molnar, 1971; Stauder, 1975; Suarez et al, 1983; Chinn y Isacks, 1983; Assumpcao, 1992) y datos geológicos obtenidos de la evaluación de las principales fallas del Cuaternario distribuidas en el continente (Sebrier et al, 1985, 1988; Cabrera et al, 1987; Bonnot et al, 1988; Bellier et al, 1989). Los principales resultados obtenidos por estos autores, no representan una base de datos homogénea para evaluar la distribución de los esfuerzos en el Perú, pero han permitido obtener diversas interpretaciones sobre las deformaciones generadas por la convergencia de placas. Un esfuerzo para homogeneizar la base de datos fue hecho por Tavera y Buforn (1998), a partir del estudio de 20 eventos sísmicos con focos a niveles de profundidad superficial, intermedia y profunda; sin embargo esta información es insuficiente para los objetivos de este estudio.

7.2.1 MECANISMOS FOCALES

El estudio del mecanismo focal de los terremotos tiene por objetivo, en la sismología, tratar de determinar el tipo de proceso dinámico que se da en el foco de un terremoto. Esencialmente el método consiste en correlacionar el campo de desplazamientos teóricos, producidos por un foco hipotético formado por una distribución de fuerzas, con los desplazamientos de las ondas elásticas producidas por un terremoto y observadas en los sismógrafos distribuidos globalmente sobre la superficie de la tierra. El mecanismo focal de los terremotos es una representación gráfica de 2 posibles soluciones de la ruptura (falla) que origina un sismo (Figura 7.6) y de la configuración de los esfuerzos tectónicos en el área; es decir, describe el posible mecanismo de falla en el foco donde se libera la energía en forma de ondas sísmicas (Lay y Wallace, 1995).

Los mecanismos focales de los terremotos han sido una de las principales herramientas para el análisis sismotectónico de regiones continentales y zonas oceánicas como lo muestran trabajos realizados en diferentes regiones del mundo

(Sykes, 1967; Isacks et al., 1968; Molnar and Sykes, 1969; Nowroozi, 1972; Udias et al., 1976; y Tavera y Buforn (1998)) y para el estudio del tipo de desplazamiento y movimiento relativo entre los bordes de los límites de diferentes placas y fallas tectónicas (Tandon and Srivastava, 1975; Philip y Cisternas, 1985; Udias and Buforn, 1985; Aztis and Kanamori, 1988; Adamek et al., 1988; Salcedo et. al., 1995; Buforn and Udias, 1991; y Tavera y Buforn, (1998).

La técnica de obtención del mecanismo focal de los terremotos ha evolucionado considerablemente. La más común a nivel mundial ha sido la utilización de la polaridad del primer impulso de las ondas P. Cuando el número de lecturas de polaridades de las ondas P no son suficientes para obtener una solución confiable, generalmente para algunos sismos moderados, se usa la técnica de inversión de ondas. Actualmente, con ayuda del desarrollo de las técnicas computacionales, el estudio del mecanismo de los terremotos y la aplicación de los resultados de las investigaciones son mejor utilizadas, tanto en tectónica regional como para el conocimiento de las estructuras locales. El uso de estos métodos, los cuales definen los parámetros del mecanismo focal de los terremotos, muestra una enorme concordancia con los resultados obtenidos con observaciones geológicas y geofísicas.

La sismicidad y los mecanismos de focos, permiten inferir el estado de esfuerzos al que se encuentran sometidas las diferentes regiones que participan en un margen convergente, divergente o transformante (Figura 7.6). En el caso de este estudio, convergencia entre la placa oceánica y otra continental.

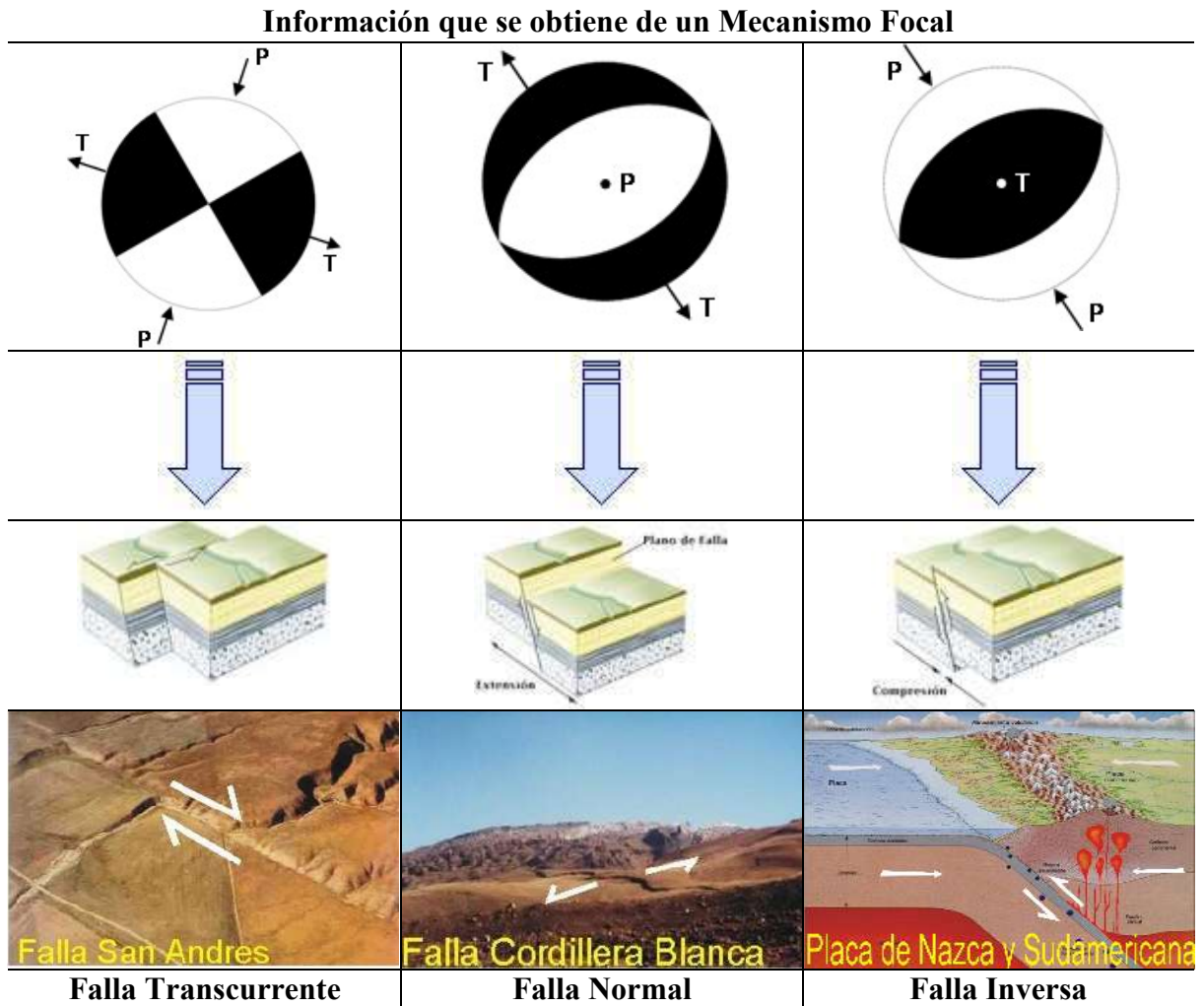


Figura 7.6 Representación gráfica de los mecanismos focales asociados a los principales tipos de fallas y/o proceso tectónicos. P y T indican la orientación de los esfuerzos de Presión y Tensión actuando en cada tipo de mecanismo.

En términos generales, se puede focalizar la atención en la zona de acoplamiento interplaca y zonas aledañas, y en la placa que se hunde y/o flota en el manto superior. A cada evento sísmico se le asigna una “clase tectónica”, o simplemente un tipo de mecanismo focal característico, dependiendo de la orientación de este y su localización hipocentral relativa en la zona de subducción (Chinn y Isacks, 1983).

Hay que tener en cuenta que el estudio del mecanismo focal de un terremoto no se limita a la determinación de la orientación de los planos de falla, sino que consiste en calcular otros parámetros, como son el momento sísmico escalar,

función temporal de la fuente sísmica y profundidad del foco. El modelo más utilizado para representar la fuente sísmica es el de una fractura de cizalla o lo que es equivalente un doble par de fuerzas. En muchos casos es suficiente la utilización de una fuente puntual, pero si se trata de terremotos de gran magnitud el modelo de fuente puntual se sustituye por modelos de fuentes extensas. Hoy en día el problema de calcular el mecanismo focal de un terremoto, aun utilizando los modelos más sencillos, constituye un problema complejo en el que se trata de dar la mayor información posible del proceso de ruptura, incluyendo el mayor número de detalles sobre el mismo. Evidentemente, el estudio del mecanismo focal, se puede realizar para terremotos de una zona concreta, lo cual queda muy condicionado por el tipo de sismicidad y la instrumentación existente en la misma.

7.2.2 CATÁLOGO DE MECANISMOS FOCALES

Para desarrollar el presente estudio, se ha utilizado la base de datos de mecanismos focales de la Universidad de Harvard para un periodo de 35 años (1976-2011). Esta base de datos fue construida utilizando el método de inversión de los elementos que integran el Tensor Momento Sísmico. El interés de la sismología es describir los procesos físicos que tienen lugar en la fuente sísmica. En una primera aproximación se asume un doble par de fuerzas que actúan sobre una fuente puntual. El Teorema de Representación proporciona una primera solución para esta inquietud científica; sin embargo, una mejor representación del doble par de fuerzas se obtiene a partir del Tensor Momento Sísmico. La principal característica de este tensor es que permite describir una mayor variedad de orientaciones para las fuerzas que actúan sobre la fuente. Una generalización de este tensor, es denominada método del Tensor Momento Sísmico de Centroide (CMT), desarrollado y aplicado por la Universidad de Harvard y cuyos resultados son presentados rutinariamente para sismos con $M_s > 5.0$.

Internacionalmente, este procedimiento ha permitido contar una base de datos homogénea que ha permitido conocer los parámetros focales de los sismos y/o orientación de la fuente, así como el tamaño Momento sísmico, M_0 ; magnitud momento, M_w , la orientación de los principales ejes de esfuerzos (Presión, P; Tensión, T). Por lo tanto, es posible realizar cualquier estudio dada la calidad de este tipo de información tal como se muestra a continuación:

Global CMT Catalog

Search criteria:

Parámetros de búsqueda en la barra de datos	Start date: 2007/8/17	End date: 2007/8/20
	-18 <=lat<= 0	-85 <=lon<= -67
	0 <=depth<= 1000	-9999 <=time shift<= 9999
	0 <=mb<= 10	0 <=Ms<= 10
	0 <=tension plunge<= 90	0 <=null plunge<= 90

Results

200708170618A NEAR COAST OF PERU


Parámetros Hipocentrales	Date: 2007/ 8/17	Centroid Time: 6:18:10.0 GMT
	Lat= -14.25	Lon= -76.51
	Depth= 24.4	

Momento Sísmico Magnitudes	Moment Tensor: Expo=24	Azimuth	Plazamiento	Scalar Moment = 2.9e+24
	Mw = 5.6	mb = 5.5	Ms = 5.6	

Parámetro definen la orientación MF	Fault plane: strike=335	dip=23	slip=78
	Fault plane: strike=168	dip=68	slip=95

Parámetro de orientación de ejes de P y T	Eigenvector: plunge: 67 azimuth: 87 (T)
	Eigenvector: plunge: 5 azimuth: 346
	Eigenvector: plunge: 22 azimuth: 254 (P)

Mecanismo focal



Ángulo de Deslizamiento

7.2.3 ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD

La base de datos de mecanismos focales utilizada en este estudio está constituida por 750 mecanismos para sismos de foco superficial, intermedio y profundo; todos con magnitudes $M_w \geq 4.5$. El periodo de estos datos es entre los años 1976 y 2011. En la Figura 7.7 se muestra la distribución espacial de esta sismicidad, y aunque el número es menor a la base de datos inicial, esta sismicidad es representativa de los patrones de deformación que se desarrollan en todos los procesos geodinámicos presentes en Perú.

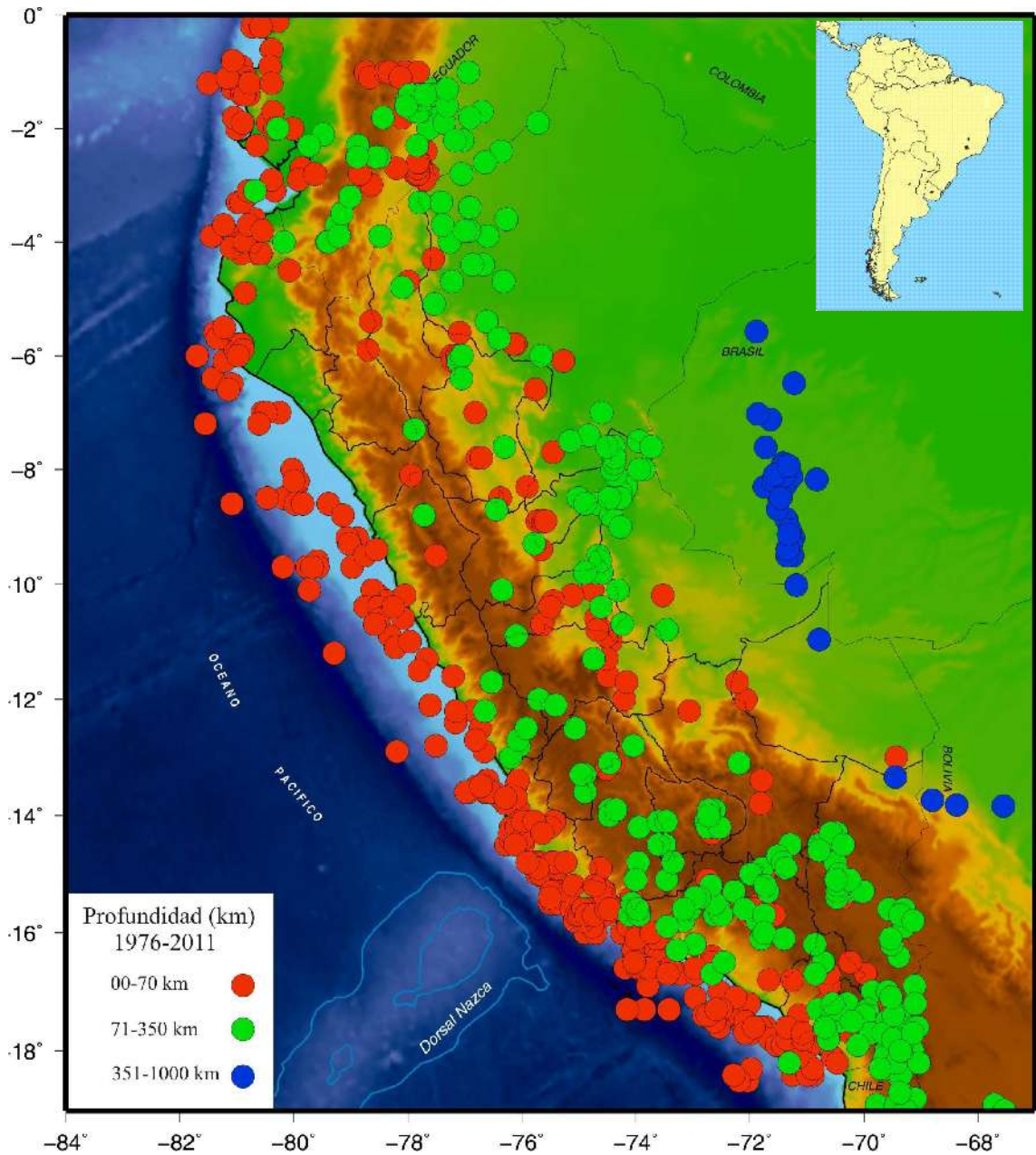


Figura 7.7 Mapa de distribución de los eventos sísmicos (1976-2011) para los cuales se dispone información sobre Mecanismos Focales (CMT-Harvard).

7.2.3.1 MECANISMOS FOCALES PARA FOCOS SUPERFICIALES (0-70 KM)

En la Figura 7.8 se muestra los mecanismos focales correspondientes a sismos foco superficial hasta niveles de profundidad de 70 km. En dicha figura se puede observar que frente a la línea de costa, desde Tumbes hasta Tacna, prevalecen los mecanismos focales de tipo inverso, lo cual estaría relacionado con procesos de deformación por compresión (rojos); sin embargo, la presencia de algunos mecanismos focales (azules) de tipo extensional cerca de la fosa, sugiere que este proceso no es del todo homogéneo.

En el interior del continente, también prevalecen los mecanismos focales de tipo inverso y corresponden a la deformación por compresión que se produce en la zona subandina y principalmente en algunas zonas andinas. En la región sur aparecen un mayor número de mecanismos focales de tipo extensión y en este caso, la deformación podría estar asociada a la presencia de la cadena volcánica. Los mecanismos focales por extensión presentes en la Cordillera Andina, se deben a los procesos de deformación originados el levantamiento continuo.

7.2.3.2 MECANISMOS FOCALES PARA FOCOS INTERMEDIO (71<h<350 km)

Para profundidades intermedias (71<h<350 km) los mecanismos focales corresponden a sismos cuyos epicentros se encuentran distribuidos sobre el continente, siendo todos del tipo tensional o extensional que espacialmente forman tres grupos. El primer grupo se concentra en el extremo sur del Ecuador y regiones norte y centro del Perú. El segundo grupo se concentra en el borde oriental de la zona central del Perú y el tercer grupo sobre toda la región sur.

De acuerdo a la Figura 7.9 la deformación por extensión en el borde oriental de las regiones norte y centro del Perú se debe principalmente a la deformación interna de la placa oceánica por debajo del continente, similar a la que se presenta en el borde occidental de la región central. En la región sur, la deformación interna de la placa oceánica es mayor debido a presencia de la cadena volcánica.

7.2.3.3 MECANISMOS FOCALES PARA FOCOS PROFUNDO (71-350)

Los mecanismos focales correspondientes (Figura 7.10) a sismos con foco profundo son del tipo extensional y corresponden a sismos cuyos epicentros se encuentran en las fronteras de Perú-Brasil y Bolivia. Estos mecanismos focales explicarían los procesos de deformación interna de placa a niveles de profundidad de 500-700 km según que considera que estos sismos tienen su origen en un trozo de litósfera que flota a estos niveles de profundidad y que estaría lo suficientemente rígida como para producir estos terremotos.

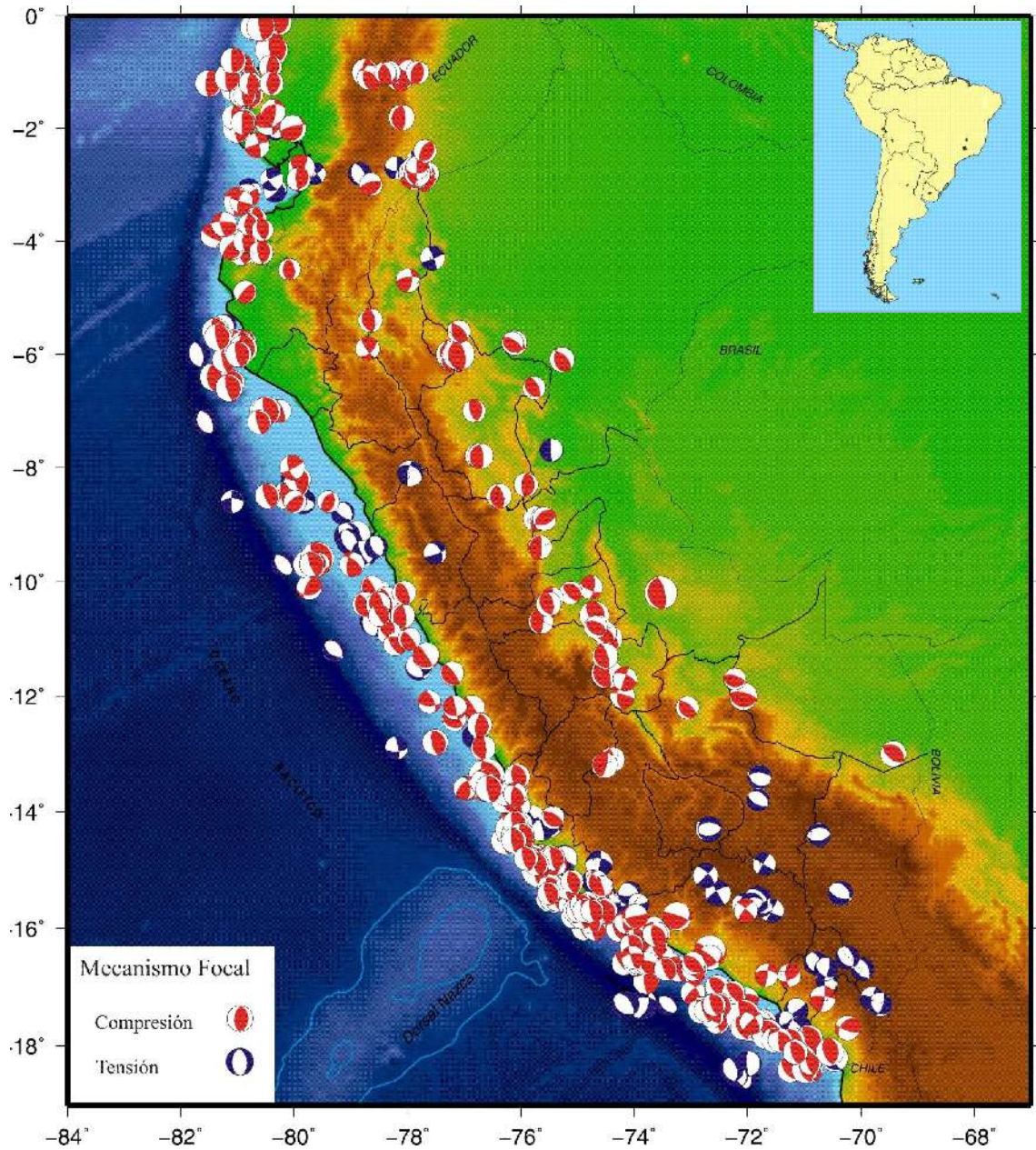


Figura 7.8 Mecanismos de focos para sismos de foco superficial (0-70 km) obtenidos de la base de datos del CMT.

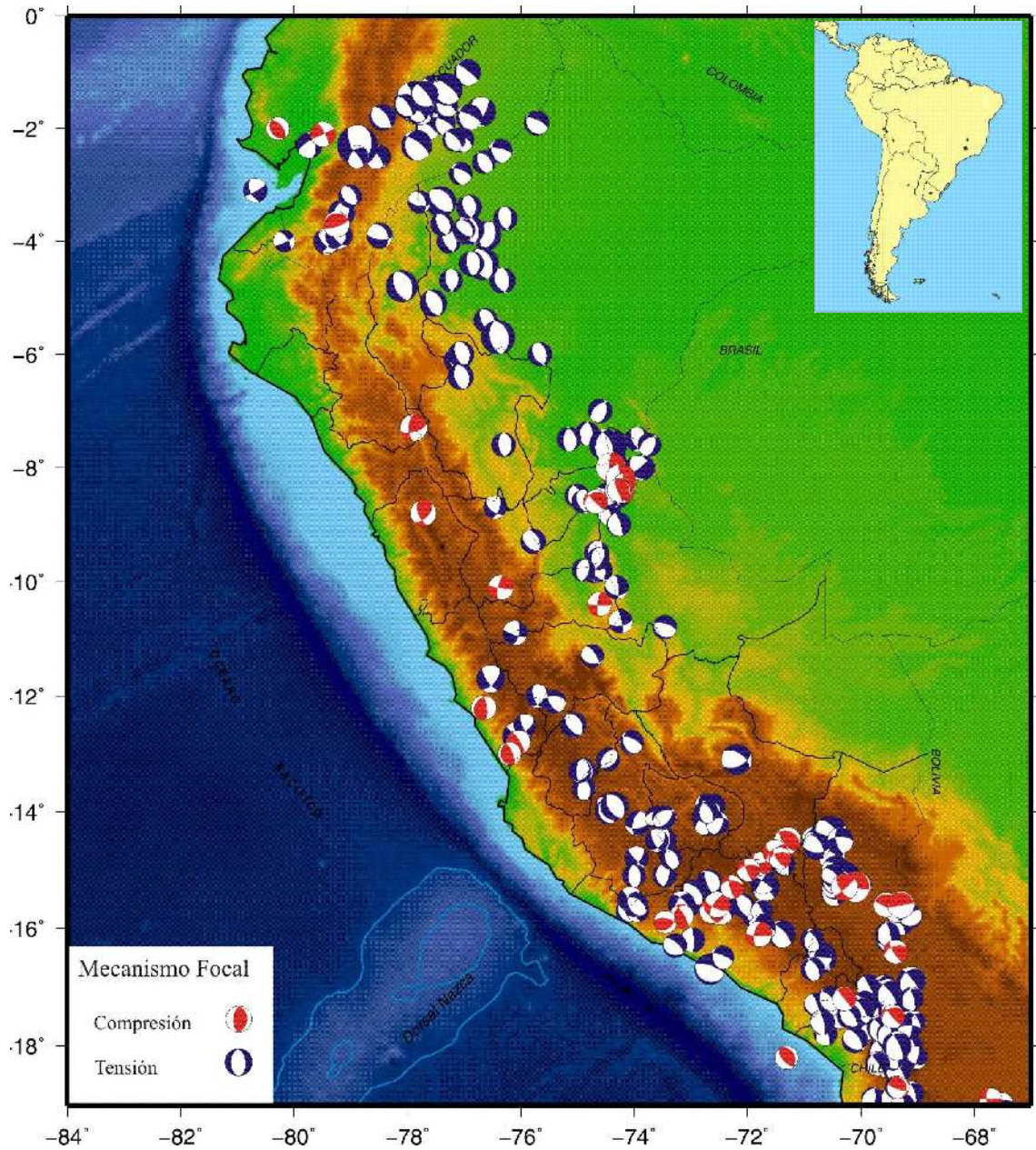


Figura 7.9 Mecanismos de focos para sismos de foco intermedio ($71 < h < 350$ km), obtenidos de la base de datos del CMT- Harvard.

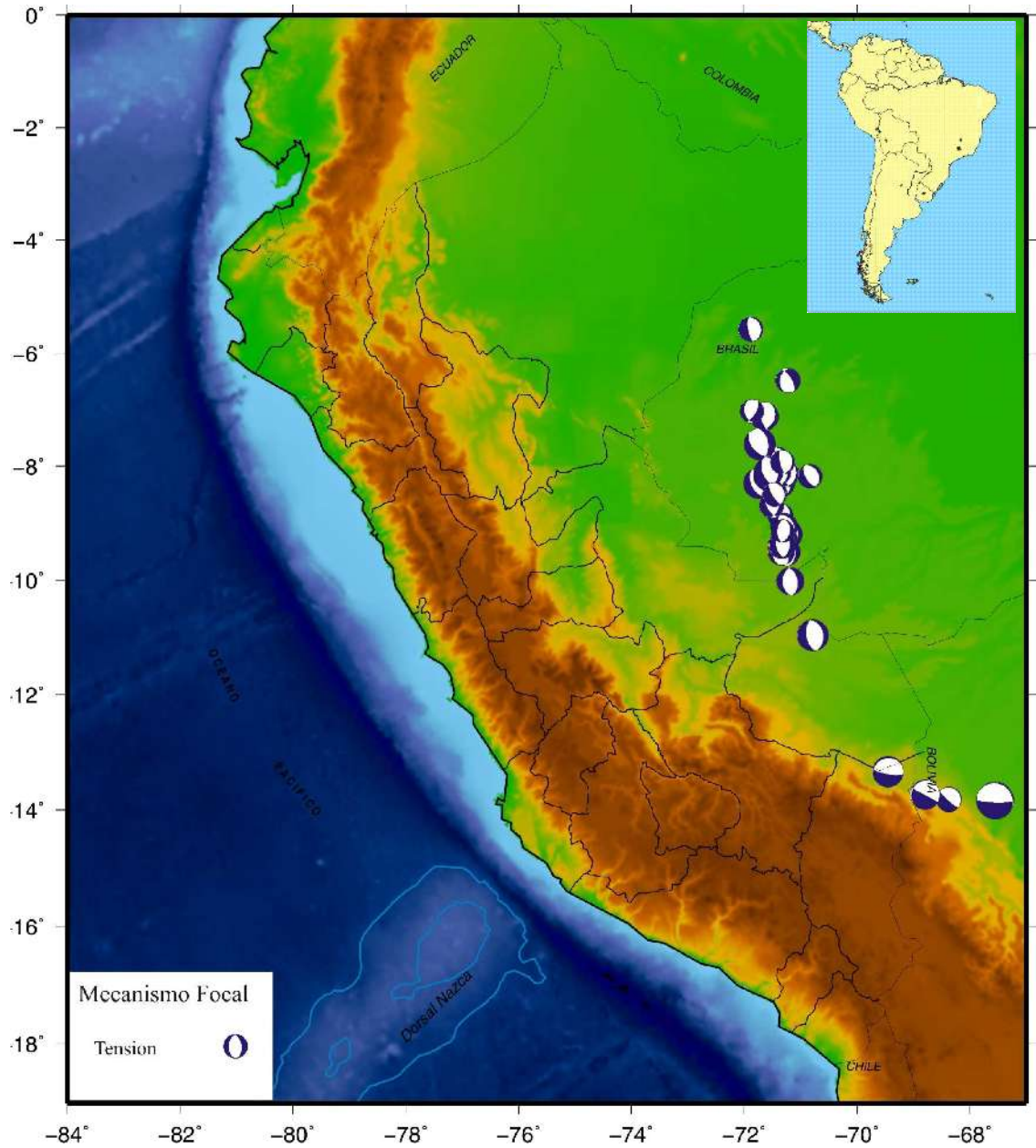


Figura 7.10 Mecanismos de focos para sismos de foco profundo ($h > 350$ km), obtenidos de la base de datos Del CMT.

7.2.4 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS

Los esfuerzos característicos de la deformación presente en Perú han sido obtenidos a partir de la orientación de los mecanismos focales. De acuerdo a lo discutido en Capítulos anteriores, se ha identificado la presencia de esfuerzos de los ejes de compresión (P) y extensión (T), básicamente están asociados a fallas inversas y normales, que en el caso de este estudio, definirían a desplazamientos por compresión entre las placas de Nazca y Sudamericana; además de la deformación interna de la placa oceánica por debajo del continente. Para el presente estudio se ha proyectado los ejes P y T, teniendo en cuenta su azimut y orientación con respecto al norte. En este caso, el ángulo de inclinación de los ejes es menor a 45°, por lo tanto, se asume que son horizontales, llegando a homogenizar la base de datos.

En la Figura 7.11 se presenta la orientación de los ejes de esfuerzos correspondientes a sismos con foco superficial, compresionales - P (líneas rojas) y dilatación - T (líneas blancas). En general, se observa que a estos niveles de profundidad prevalece la deformación por compresión, siendo mayor entre la fosa y la línea de costa, lo cual indicarían que aquí se encontraría la mayor fuente de deformación existente en el Perú. La orientación de los ejes P a lo largo de la costa es un su mayoría perpendicular a la línea de costa, sobresaliendo tres agrupaciones. En las regiones sur y centro del Perú la compresión se desarrollaría en dirección ENE-OSO, y en la región norte en dirección E-O. Debido a la reciente ocurrencia de terremotos de Arequipa (2001) y Pisco (2007), el número de datos de esfuerzos es mayor y eso da seguridad del tipo y orientación del patrón de deformación.

Así mismo, frente a la línea de costa se observa la presencia de ejes de esfuerzos por extensión correspondientes a la deformación presente en la fosa peruano-chileno y otros cerca de la costa y probablemente asociados a sismos con foco a profundidades del orden de 70 km que explicarían la deformación en la base inferior de la placa oceánica dentro del proceso de subducción.

En el continente, la deformación superficial por compresión se desarrolla básicamente entorno al borde occidental de la Cordillera Andina como resultado de la convergencia del escudo brasileño bajo la cordillera. La deformación superficial por extensión esta presente en la región sur y ello podría ser debido a la presencia de la cadena volcánica y al tipo de subducción presente en esta región, subducción normal.

La distribución espacial de los esfuerzos asociados a sismos con focos intermedios se presenta en la Figura 7.12 y en general, todo se encuentra sobre el continente. En la región norte del Perú, la orientación de los ejes de esfuerzos NE-SO y ellos van cambiando conforme se avanza en dirección sur. Por ejemplo, en la región central los ejes de esfuerzo se orientan en dirección E-O; mientras que, en la región sur del Perú la orientación de los ejes es más heterogénea pero sobresale una orientación NE-SO en la su parte media y más hacia el sur, cerca de la frontera Perú-Chile en dirección E-O, coincidiendo con los posibles esfuerzos asociados a la subducción del tipo normal presentes en la región sur del Perú.

Para los sismos de foco profundo (Figura 7.13) los ejes de esfuerzo corresponden a procesos de extensión que desarrollan a profundidades de 500 a 700 km y principalmente en dirección E-O en las fronteras Perú-Brasil y N-S en la frontera de Perú con Bolivia. Este cambio en la extensión de los ejes T que aun viene siendo tema de investigación.

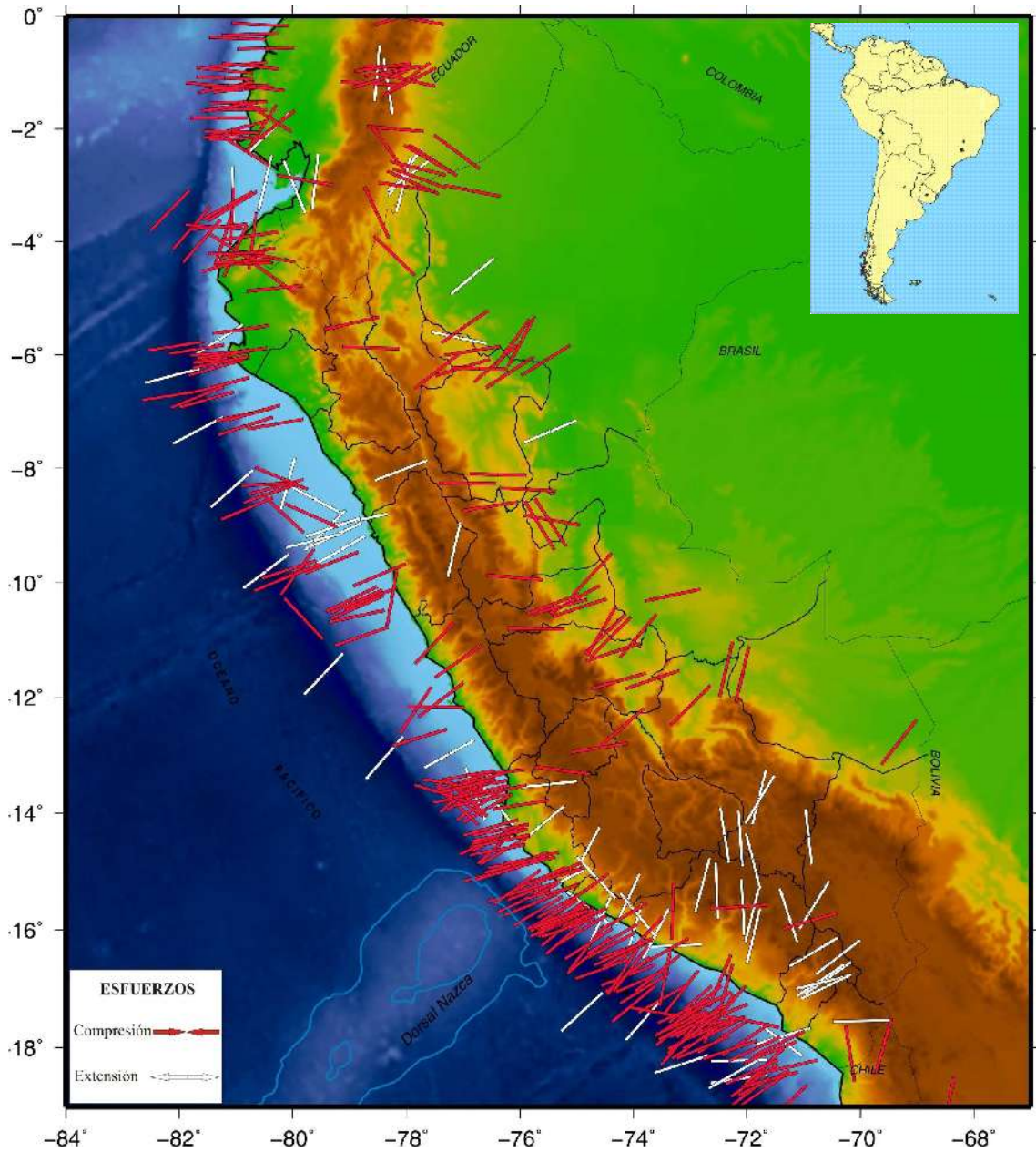


Figura 7.11 Distribución espacial de los esfuerzos de compresión (P, líneas rojas) y tensión (T, líneas blancas) presentes a niveles superficiales.

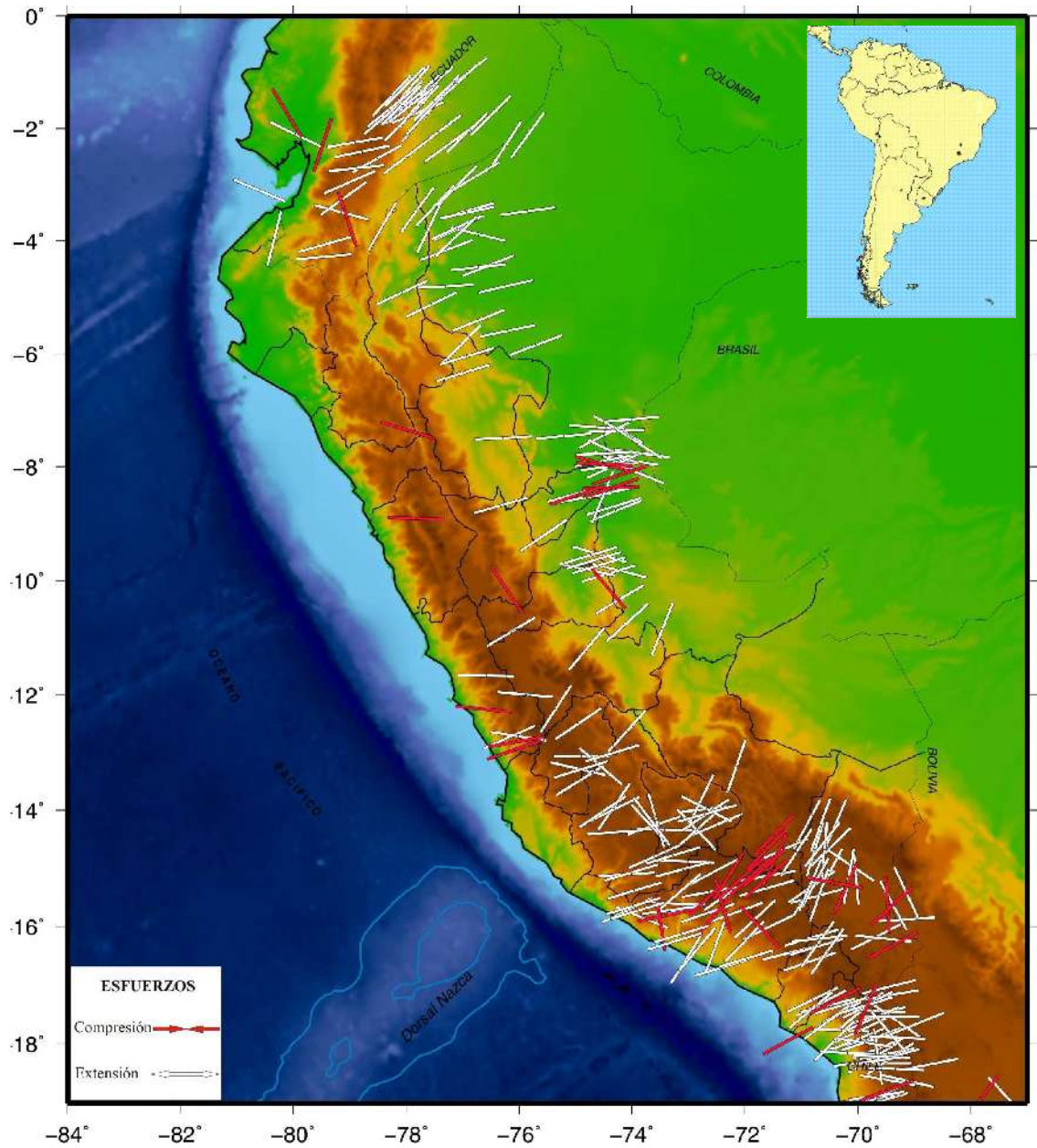


Figura 7.12 Distribución espacial de los esfuerzos de compresión (P, líneas rojas) y tensión (T, líneas blancas) presentes a niveles intermedios.

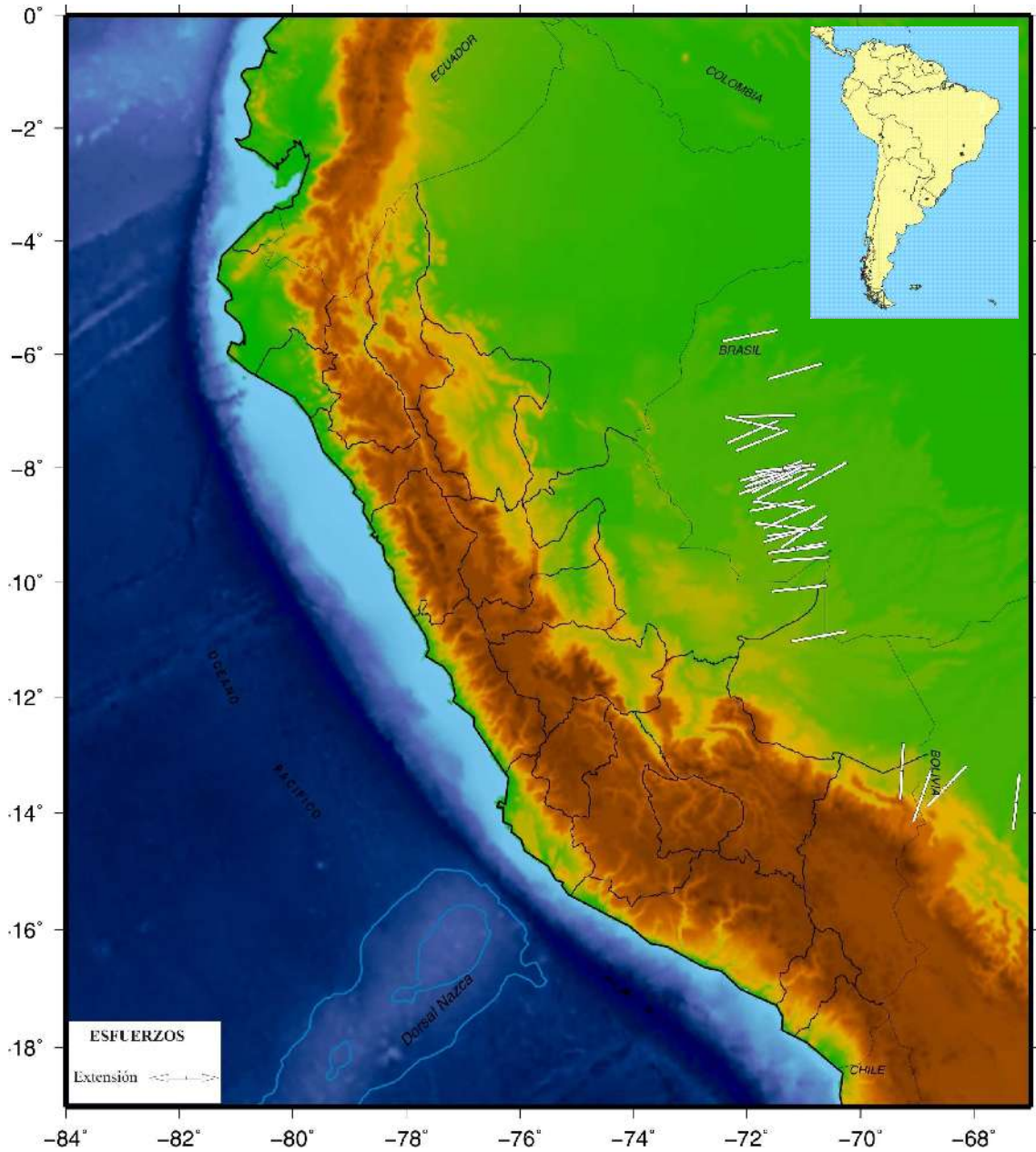


Figura 7.13 Distribución espacial de los esfuerzos de tensión (T, líneas blancas) presentes a niveles profundos.

7.2.5 DISTRIBUCIÓN DE ESFUERZOS EN PROFUNDIDAD

Para determinar la superficie de acoplamiento sísmico a partir de la distribución de esfuerzos en profundidad, se ha construido un base de datos que considera únicamente la actividad sísmicas y sus mecanismos focales asociados al proceso de subducción; es decir, sismos debidos a la convergencia de placas o fricción de placas y las correspondientes a la deformación interna de la placa por debajo de la cordillera, tal como se muestra en la Figura 7.14.

En esta Figura, se presenta los mapas de sismicidad y mecanismos focales sobre las cuales se construirán, secciones verticales perpendiculares en función del a distancia-profundidad de los focos sísmicos.

En total se ha considerado 10 secciones verticales, todas enumeradas de 1 al 10 iniciando por el extremo sur del Perú. En general, se ha tratado que cada sección vertical considere el mayor número de sismos a fin de identificar de manera correcta, la distribución de esfuerzos o tipos de esfuerzos a diferentes niveles de profundidad. De acuerdo a estas consideraciones, cada perfil tiene una longitud de 1200 km y un ancho de 130 m (ver Figura 7.14).

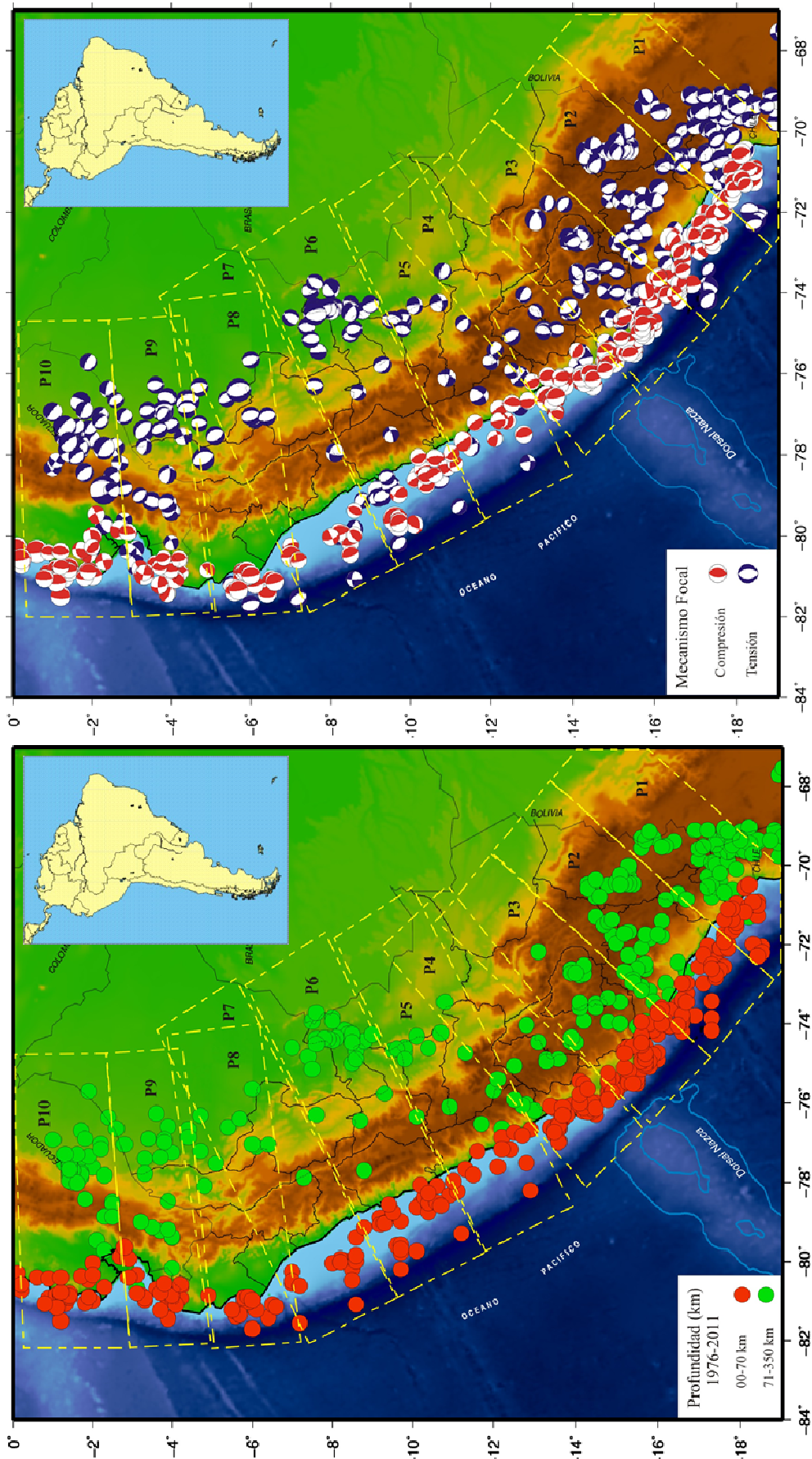


Figura 7.14 Mapa de sismicidad del Perú para el periodo de 1974 – 2011, base de datos del CMT, de la Universidad de Harvard

7.2.5.1 SECCIONES VERTICALES DE ESFUERZOS

A fin de lograr una mayor interpretación de las secciones verticales de esfuerzos, es necesario comprender de forma más puntual la manera como se realiza la deformación en las zonas de subducción. En la Figura 7.15 se muestra un esquema típico de la génesis de terremotos en zonas de subducción. Obsérvese que cerca de la fosa se desarrollan estructuras escalonadas producto de la deformación superficial asociada a una corteza de poco espesor. Estas zonas son llamadas prismas de acreción que debido a la heterogeneidad de su deformación producen sismos magnitudes moderadas con proceso de rupturas del tipo inverso (ejes P) o normal (eje T); es decir, no prevalece un patrón único de deformación.

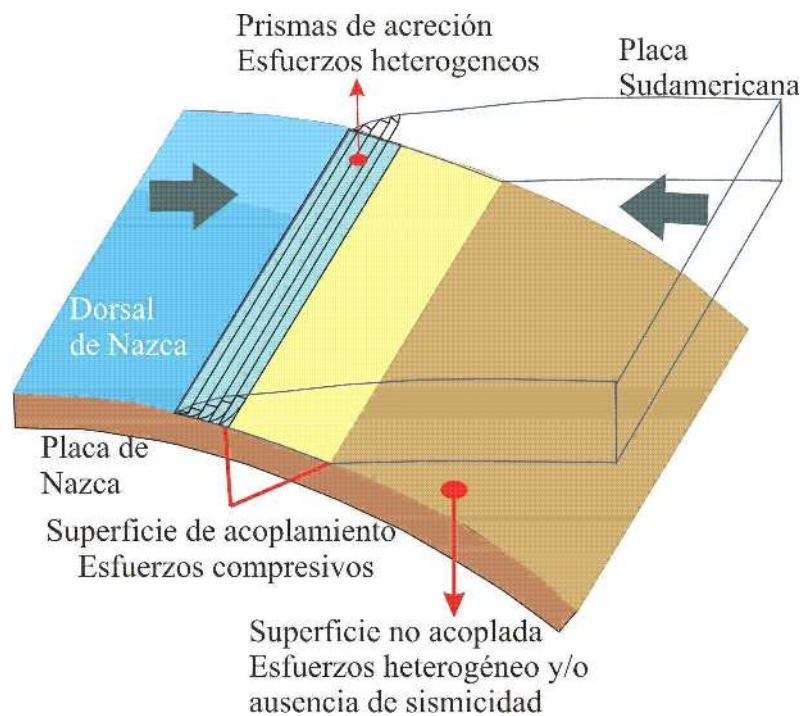


Figura 7.15 Esquema típico para la génesis de terremotos en una zona de subducción.

Por debajo de los prismas de acreción, aparece la superficie de mayor fricción entre las dos placas y prácticamente debe definir la geometría de la superficie de acoplamiento, aquí prevalece un tipo único de deformación asociado a fallas inversas (convergencia de placas) o ejes de presión (P), siendo más notorio cuando se hace uso de datos correspondientes a sismos de magnitud moderada o mayor. Por debajo de esta superficie de acoplamiento, las placas se separan, quedando la sismicidad restringida a la deformación interna de cada uno de ellas, lo que provoca una notable disminución de la sismicidad. Estas características de deformación serán reflejadas en los diversos tipos de mecanismos focales que caracterizan a cada sismo.

A continuación se realiza el análisis detallado en cada uno de los 10 perfiles elaborados en forma de la distancia y profundidad de los focos sísmicos.

Perfil 1:

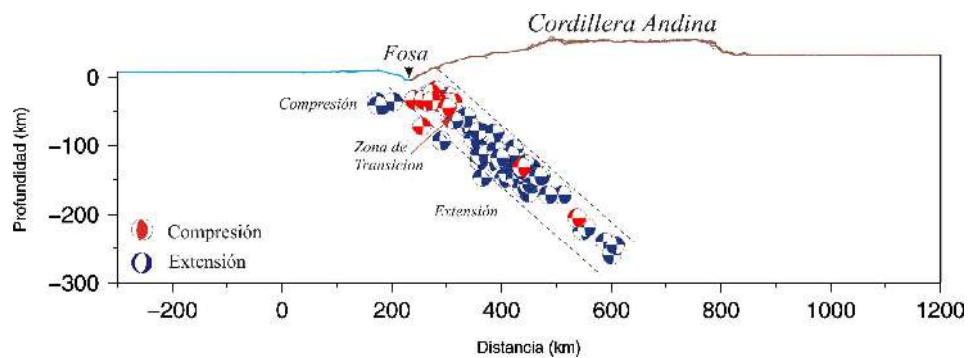


Figura 7.16 Sección vertical correspondiente al perfil 1 (ver Figura 7.14)

El Perfil 1 (Figura 7.16), considera el extremo de la región sur del Perú y norte de Chile. Por la distribución de los mecanismos focales en profundidad, se observa que la placa de Nazca subduce con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 300 km aproximadamente, mostrando la típica características del proceso de subducción normal.

En cuanto al tipo de mecanismos focales, se observa que cerca de la fosa prevalecen mecanismos focales de tipo inverso y normal que corresponderían a la sismicidad debido a deformaciones producidas por los prismas de acreción hasta una profundidad de 10 km. Por debajo de esta y hasta una profundidad de 60 km prevalecen los mecanismos de tipo inverso, correspondiente a la superficie de acoplamiento de placas. Por debajo de 60 km, todos los mecanismos focales son extensionales y obedecen a la deformación interna de ambas placas. La zona de transición se encuentra a una profundidad de 60 km, sugiriendo que la superficie de acoplamiento sísmico esta presente entre los 10 y 60 km de profundidad.

Perfil 2:

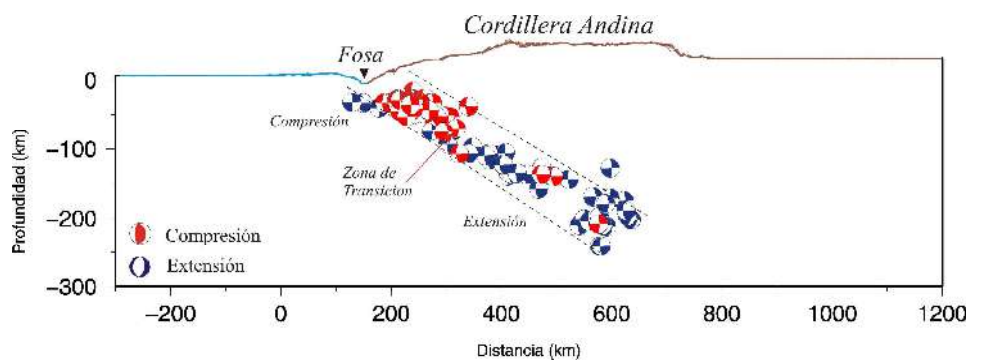


Figura 7.17 Sección vertical correspondiente al perfil 2 (ver Figura 7.14)

El Perfil 2 (Figura 3.17), se encuentra ubicado en la parte sur del Perú y por la distribución de los mecanismos focales en profundidad, se observa que la forma de subducción es similar al Perfil 1, mostrando la típica característica del proceso de subducción normal.

Los mecanismos focales, muy cerca al inicio del contacto de placas son del tipo inverso y normal y estarían asociadas a la definición de los prismas de acreción. Por debajo de los 10 km hasta una profundidad de 70 km prevalecen los mecanismos de tipo inverso, el cual estaría relacionado con la superficie de acoplamiento sísmico. Por debajo de 70 km se observa

la presencia de mecanismos focales de tipo extensional que obedecen a la deformación interna de las placas. La zona de transición se encuentra a una profundidad de 70 km, el cual permite estimar que la superficie de acoplamiento sísmico esta presente entre los 10 y 70 km de profundidad.

Perfil 3:

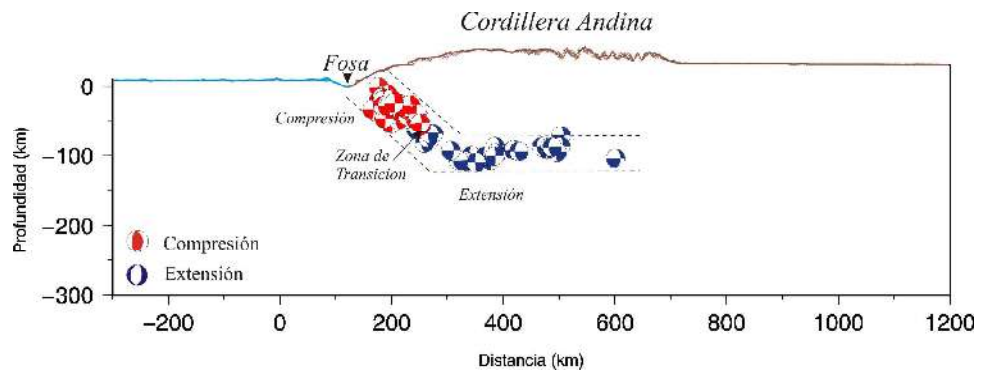


Figura 7.18 Sección vertical correspondiente al perfil 3 (ver Figura 7.14)

El Perfil 3 (3.18), considera aproximadamente las latitudes 16° a 17° S (Figura 7.14), estando aquí la sismicidad asociada al tipo de subducción subhorizontal; es decir, la placa oceánica subduce, desde la fosa, con un ángulo promedio de 30° hasta una profundidad de 120 km a partir del cual la sismicidad se haría prácticamente horizontal. En este perfil, la deformación por compresión se concentra hasta una profundidad de 70 km, siendo a mayor profundidad la deformación por extensión. El límite o zona de transición se encuentra a la profundidad de 70 km, lo que permite definir una superficie de acoplamiento sísmico que va de 10 a 70 km.

Perfil 4:

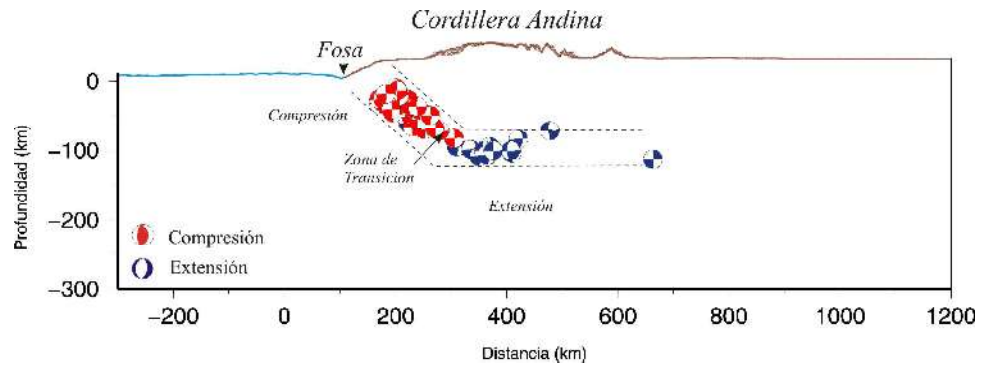


Figura 7.19 Sección vertical correspondiente al perfil 4 (ver Figura 7.14)

El Perfil 4 (Figura 7.19), se encuentra ubicado aproximadamente entre las latitudes de 14° a 16° (Figura 7.14), y la sismicidad que considera en este perfil es muy similar al Perfil 3; es decir, presenta subducción subhorizontal. En el presente perfil, la deformación por compresión se concentra hasta una profundidad de 70 km; mientras que, los eventos por extensión se alinean a mayores profundidades. Por lo tanto, se considera que el límite de transición se encuentra a la profundidad de 70 km, lo cual permite definir la superficie de acoplamiento sísmico que va desde 10 a 70 km.

Perfil 5:

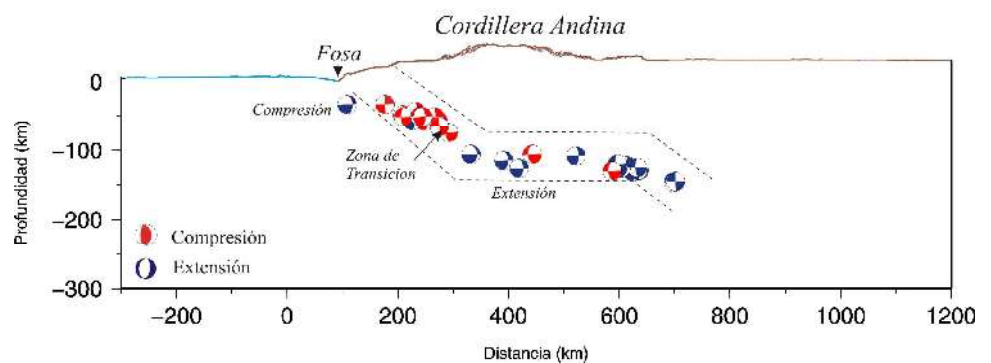


Figura 7.20 Sección vertical correspondiente al perfil 5 (ver Figura 7.14)

El Perfil 5 (Figura 7.20), presenta similar tendencia de sismicidad que el Perfil 3; sin embargo, es más notoria la presencia de sismos a profundidades intermedias, la misma que alcanza distancias de hasta 650 km desde la fosa. En este perfil, a pesar que la sismicidad no es numerosa entre la fosa y la profundidad de 120, si es posible identificar el cambio de esfuerzos o tipo de mecanismo focal, estando la zona de transición ubicada a la profundidad de 65-70 km. Se considera que la superficie de acoplamiento se encuentra entre 10 y 65 – 70 km.

Perfil 6:

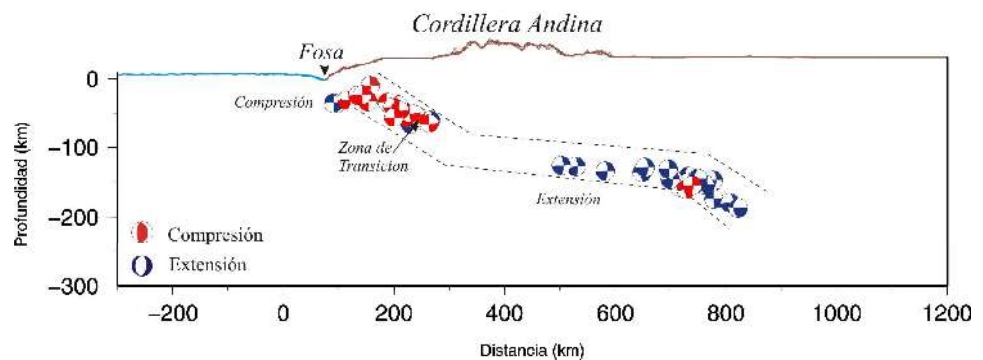


Figura 7.21 Sección vertical correspondiente al perfil 6 (ver Figura 7.14)

En el Perfil 6 (Figura 7.21), presenta similar distribución que al observado en el Perfil 5, aunque en este caso la sismicidad es más notoria a niveles intermedios y principalmente a distancias de 450 – 800 km desde la fosa. Aquí los sismos, todos con mecanismos focales de tipo extensional, sugieren una tendencia horizontal sobre la profundidad de 120-140 km, para luego a 750 km de distancia, volver a distribuirse con mayor ángulo de subducción, sugiriendo una posible resubducción de la placa, pero siempre con esfuerzo extensionales. A pesar que la sismicidad es poco numerosa entre la fosa y la profundidad de 120 km, la presencia de mecanismos focales de tipo inverso sugiere que la profundidad de la superficie de acoplamiento se encontraría entre 10 y 65 km de profundidad.

Perfil 7:

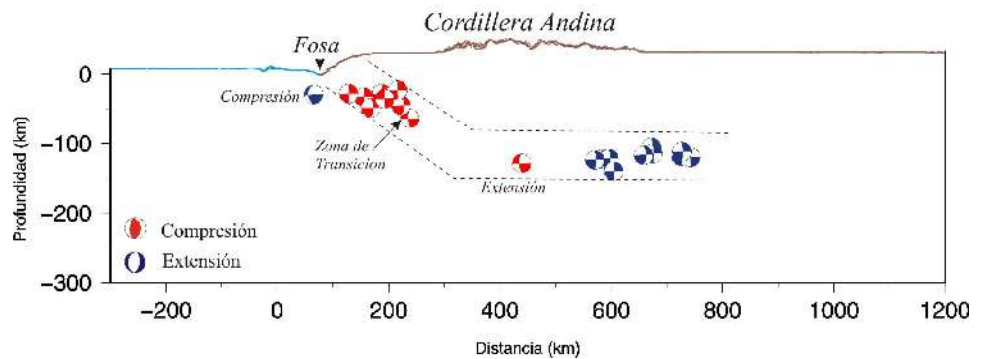


Figura 7.22 Sección vertical correspondiente al perfil 7 (ver Figura 7.14)

El Perfil 7 (Figura 7.22), muestra los eventos que corresponden a deformación por compresión, alcanza una profundidad de hasta 65 km, y por debajo de esta, se nota ausencia de actividad sísmica hasta una distancia de 480 km aproximadamente con respecto a la fosa. Aunque la sismicidad es poco numerosa, se encuentra bien marcada la presencia de eventos compresionales desde la fosa, los cuales sugieren que la superficie de acoplamiento sísmico se encuentra entre 10 y 65 km de profundidad.

Perfil 8:

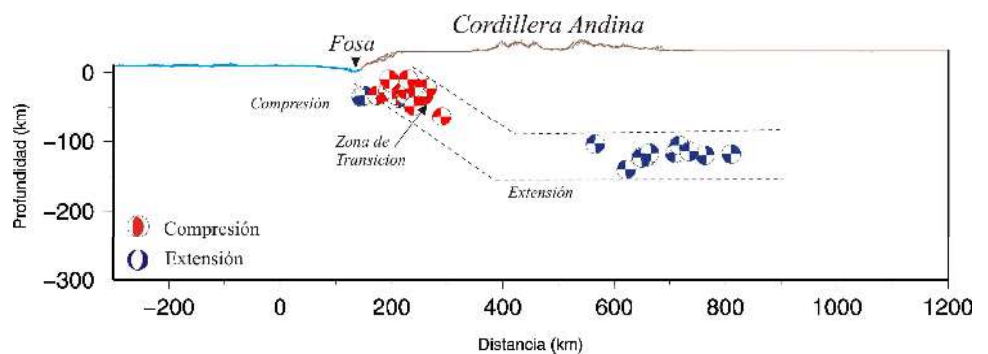


Figura 7.23 Sección vertical correspondiente al perfil 8 (ver Figura 7.14)

En el Perfil 8 (Figura 7.23), se observa que la sismicidad presenta un patrón muy similar al Perfil 7; además, la zona de transición se muestra

bien marcada. La concentración de los eventos del tipo compresional alcanza una profundidad de 60-65 km. A mayor profundidad, se tiene ausencia de sismicidad, estando los eventos del tipo extensional concentrados a una distancia de 480 km de distancia con respecto a la fosa. En este caso, la zona de acoplamiento sísmico se encuentra entre los 10 y 60-65 km de profundidad.

Perfil 9:

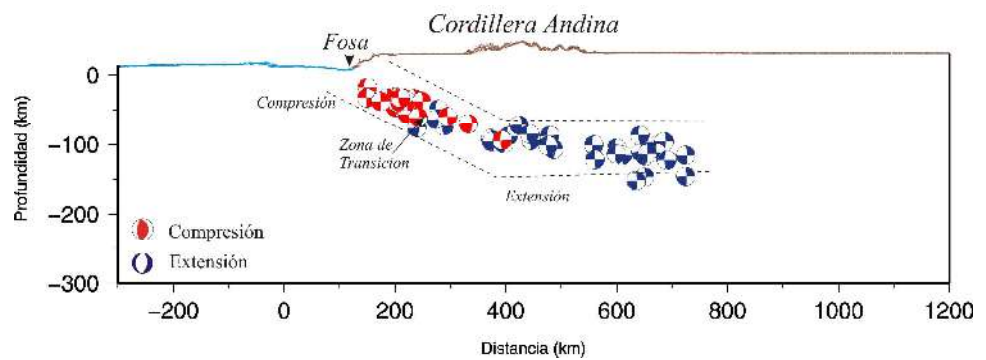


Figura 7.24 Sección vertical correspondiente al perfil 9 (ver Figura 7.14)

El Perfil 9 (Figura 7.24), se encuentra ubicado en el extremo norte del Perú, cerca de la frontera con Ecuador (Figura 7.14), y muestra similar distribución de la sismicidad con el Perfil 3, es decir sismicidad asociada al tipo de subducción subhorizontal. En este Perfil la presencia de los eventos de tipo compresional se concentran hasta una profundidad de 70 km, a partir del cual prevalecen los eventos de tipo extensional conforme se desciende en profundidad. En este caso, la zona de transición alcanza la profundidad de 70 km, lo cual indica que la superficie de acoplamiento sísmico va de 10 a 70 km.

Perfil 10:

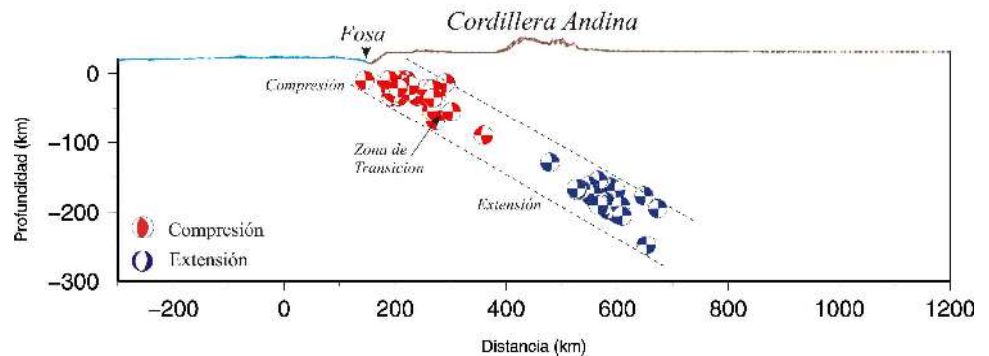


Figura 7.25 Sección vertical correspondiente al perfil 10 (ver Figura 7.14)

El Perfil 10 (Figura 7.25), se encuentra ubicado en el extremo sur del Ecuador, cerca de la frontera con Perú. Este Perfil es similar a los perfiles 1 y 2; es decir, la sismicidad subduce con un ángulo de 30° hasta una profundidad de 300 km aproximadamente, característica típica de la subducción normal. Los mecanismos focales del tipo compresional se concentran cerca de la superficie hasta una profundidad de 70 km, mayor a esta profundidad, se observa la presencia de deformación por extensión hasta una profundidad de 180 km. En este caso se deduce que la superficie de acoplamiento sísmico esta presente hasta una profundidad de 70 km, y a partir de esta, las placas estarían desacopladas.

7.2.6 SUPERFICIE DE ACOPLAMIENTO SÍSMICO

De acuerdo al análisis realizado, se observa que la distribución de esfuerzos, en distancia y profundidad, dentro del proceso de subducción, es muy heterogénea, pero en conjunto ha permitido identificar los niveles de profundidad a las cuales se encuentra la superficie de acoplamiento sísmico frente al borde occidental del Perú.

En la Figura 7.26 se puede observar que la deformación asociada a los prismas de acreción alcanzan una profundidad promedio de 10 km, la superficie

de acoplamiento sísmico se encuentra entre 10 km y 65-70 km de profundidad dependiendo del tipo de subducción que prevalece en cada región. Por debajo de esta profundidad, la ausencia o presencia de deformación por extensión/compresión indica el inicio de la superficie de no acoplamiento entre placas.

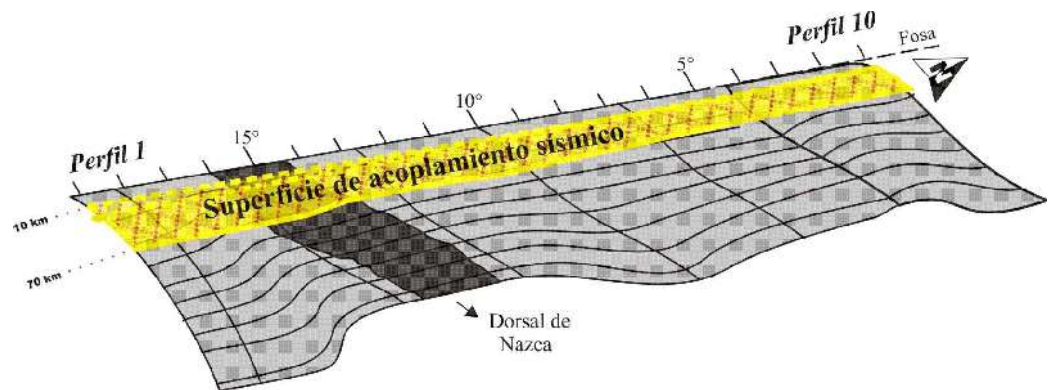


Figura 7.26 Superficie de acoplamiento sísmico en el borde occidental del Perú

CONCLUSIONES

- La distribución espacial de la sismicidad en el Perú es compleja y heterogénea debido a la existencia de diferentes fuentes sismogénicas que les da origen. La sismicidad superficial ($h < 70$ Km.), tiene su origen en dos fuentes, la primera, considera a los sismos producidos por la convergencia de placas, y en cuya superficie de fricción se originan con mayor frecuencia los terremotos de gran magnitud, que han afectado al Perú. La segunda fuente se encuentra en el interior del continente, y esta asociada a la deformación cortical que da origen fallas geológicas presentes a lo largo y en los bordes de la Cordillera Andina.
- La sismicidad de foco intermedio y profundos (71 – 700 Km.) esta relacionada con la deformación interna de la Placa de Nazca, en subducción, por debajo de la Placa Sudamericana, generando eventos sísmicos de magnitud elevada pero por ser profundos no son percibidos en la superficie.
- El análisis y cuantificación de la frecuencia de sismos (número de sismos vs profundidad) en el borde occidental del Perú, ha permitido definir que la superficie de máximo acoplamiento sísmico se concentra a niveles de 10 a 70 km en la zona sur del Perú; mientras que, en la zona centro y norte se da entre los 5 a 65 km de profundidad. El escaso número de eventos con focos ubicados hasta 10 km de profundidad corresponderán a la deformación desarrollada por

los prismas de acreción, y por debajo de los 70 km, a la deformación interna de ambas placas (Nazca con Sudamericana).

- El análisis y cuantificación de la distribución espacial de los sismos en superficie y profundidad, así como el tipo de deformación por ellos producidos (ejes de Presión P y Tensión T) han permitido identificar la superficie de acoplamiento sísmico presente en el borde occidental del Perú.
- Para niveles de profundidad de hasta 10 km, los mecanismos focales y los ejes principales de deformación definieron el desarrollo de una deformación heterogénea que considera ejes de compresión (P) y extensión (T), lo cual corresponde a los prismas de acreción.
- La superficie de acoplamiento sísmico se caracteriza por presentar mecanismos focales y ejes principales de esfuerzos que describen procesos de deformación netamente por compresión (P), el cual se desarrolla hasta una profundidad de 70 km en la región sur y extremo norte del Perú, así como al sur de Ecuador frontera con Perú; mientras que, en la región central, y parte norte del Perú, el acoplamiento sísmico alcanza la profundidad de 60 – 65 km. Por debajo de estos niveles de profundidad, nuevamente la deformación es heterogénea y en algunos casos esta ausente, lo que sugiere, que no existe acoplamiento sísmico.
- En el cuadro adjunto se representa la correlación de los valores obtenidos en este estudio. Método 1, Distribución espacial de la sismicidad en profundidad; Método 2, distribución de esfuerzos P y T.

REGION	PROFUNDIDAD		PERFIL
	AREA ACOPLAMIENTO SISMICO		
	Método 1	Método 2	
NORTE	05 - 65	10 - 70	P10
		10 - 70	P9
		10 - 65	P8
CENTRO	05 - 65	10 - 65	P7
		10 - 65	P6
		10 - 65	P5
SUR	10 - 70	10 - 70	P4
		10 - 70	P3
		10 - 70	P2
		10 - 60	P1

- En todo el borde occidental del Perú, la superficie, esta asociada a las deformaciones heterogéneas (compresión y/o tensión) debido a la presencia de los prismas de acreción, hasta una profundidad de 10 km.
- En la región sur del Perú, la superficie de acoplamiento sísmico (deformación por compresión) se encuentra entre profundidades de 10 y 70 km.
- En la zona central del Perú, la superficie de acoplamiento sísmico (deformación por compresión) se encuentra entre profundidades de 10 y 65 km.
- En la zona norte del Perú, la superficie de acoplamiento sísmico (deformación por compresión) se encuentra entre profundidades de 10 y 70 km.
- La profundidad de máxima de la superficie de acoplamiento sísmico esta en función del tipo de subducción presente en el borde occidental del Perú: Subducción normal (10 a 70 km), subducción sub-horizontal (10-65 km.)

BIBLIOGRAFÍA

- Baranzagi, M., y E Isacks, (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, 686-692.
- Baranzagi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidences from spatial distribution of earthquakes, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, 57, pp. 537–555.
- Bernal, I. (2002). Aproximación a un modelo detallado de la Sismicidad en el Perú y características de la energía sísmica liberada, Tesis de Ingeniero Geofísico, UNSA, 169pp.
- Belmonte-Pool, J. (1997). Análisis del Contacto Sismogénico Interplaca a lo Largo de Chile. Santiago: Tesis de Magíster, Depto. de Geofísica. Universidad de Chile.
- Berrocal J. y Fernandes C. (2004) origin of flan subduction beneath Andean region from seismological evidences. 32nd IGC, International Geological Congress, to be held in Florence, Italy in August 2004.
- Burov, E. y Diament, M. (1996) Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans. *Geology*, 24, 419-422.
- Cahill, T. y Isacks, B. (1992). Seismicity and shape of the subducted Nazca Plate J. *Geophys Res.*, 97, 17503 – 17529.
- Carter, N. y Tsenn, M., (1987). Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics* 136, 27– 63.
- Catálogo Sísmico de la Universidad de Harvard (www.globalcmt.org/CMTsearch.html)
- Clinton P. Conrad, Susan Bilek 1, Carolina Lithgow-Bertelloni et al. (2004), Great earthquakes and slab-pull: Interaction between seismic coupling and plate-slab coupling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 109–122.
- Closs, M., (1992) Thrust-type subduction-zones earthquakes and seamount asperities: A physical model for seismic rupture, *Geology*, 20, 601-604.
- Cloos, M., y Shreve, R., (1996). Shear-zone thickness and the seismicity of Chilean-and Marianas-type subduction zones, *Geology*, 24, 107-110.

- Conrad, P., y Lithgow-Bertelloni, C., (2004). The temporal evolution of plate driving forces: Importance of “slab suction” versus “slab pull” during the Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, v. 109, p. B10407, doi: 10.1029/2004JB002991.
- C. Doglioni, P. Harabaglia, S. Merlini, F. Mongelli, A. Peccerillo, C. Piromallo (1999). Orogens and slabs vs. their direction of subduction, *Earth-Science Reviews* 45 _1999. 167–208
- Comte, D. y Suarez, G. (1994). An Inverted double Seismic Zone in Chile: Evidence of phase transformation in the subducted slab, *Science*, 293, 212-215.
- Comte, D. y Suarez, G. (1995). Stress distribution and geometry of the subducting Nazca plate in Northern Chile using teleseismically recorded earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 122, 419-440.
- De Mets, C., Gordon, R., Aarhus, A., y Stein, S. (1980). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophysical Journal Interior* 101: 425-478.
- Engdahl, E. y Billington, S., (1986). Focal depth determination of central Aleutian earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76: 77-93.
- Forsyth, D. y Uyeda, S., (1975). On the relative important of the driving forces of place motion, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 43, 163-200.
- Francheteau, J., (1983). The oceanic crust. *Sci. Am.*, 249:114-129.
- Heuret, A., y S. Lallemand (2005), Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 149, 31–51.
- Hilde, T. (1983). Sediment subduction versus accretion around the Pacific, *Tectonophysics*, 99,381-397.
- Hilde, T. y Sharman, G., (1978). Fault structure of the descending plate and its influence on the subduction process, *Eos. Trans. Am. Geophys. Union*, 59, 1182.
- James, D. y J. Snoke (1994). Structure and tectonics in the region of flat subduction beneath central Peru. Part I: Crust and uppermost mantle. *Journal of Geophysical Research* 99, 6,899–6,912.
- Kanamori, H., (1986). Ruptura Process of Subduction Zone Earthquakes, *Ann. Rev earth Planet. Sci.*, 14,293-322.
- Kanamori, H., (1977). The Energy Release in Great Earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H., (1971). Great Eartquakes at Island Arcs and the Lithosphere, *Tectonophysics*, 12, 187-198.
- Kelleher, J. (1972), Rupture zones os large South American earthquakes and some predictions, *J. Geophys. Res.*, 77, 2087-2103.
- Kostoglodv, W., (1988). Sediments subduction: a probable key for seismicity and tectonics at active plate boundaries, *geophysical Journal*, 94, 65-72.

- Kirby, S., Kronenberg, A. (1987). Rheology of the lithosphere: selected topics. *Rev. Geophys.* 25, 1219– 1244.
- Liu, L., (1983). Phase transformations, earthquakes and the descending lithosphere. *Physics of the Earth and Planetary Int.*, 32, 226-240.
- McKenzie, D., (1969). Speculations on the consequences and causes of plate motion, *Geophys. Jour. Roy. Astron. Soc.*, 18, 1-32.
- McGarr, A., (1977). Seismic moments of earthquakes beneath island arcs, phase changes, and subduction velocities. *Journal Geophys. Res.*, 82,256-264.
- McKenzie, D., (1983). El manto terrestre, *Scientific American*
- Norabuena, E., Dixon, T., Stein S. y Harrison, C. (1999). Decelerating Nazca_south America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3405-3408.
- Pilger, H., Jr., (1981) Plate reconstruction, aseismic ridges. And low-angle subduction beneath the andes. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 92, pp 448-456.
- Ringwood, A., (1972). Phase transformations and mantle dynamics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 233-241.
- Rodriguez L. y Tavera H. (1991) Determinación con alta resolución de la geometría de Wadati-Benioff ene. Perú central. *Revista Brasileira de Geofísica: 1991*, Vol. 9 (2). 141-159.
- Ruff, L., y Kanamori H., (1980). Seismicity and the Subduction Process, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 23, 240-252.
- Ruff, L., (1989). Do Trench Sediment affect Subduction Zone Seismicity?, *Subduction Zones Part II*, L. Ruff y H. Kanamori eds, Birkhaser Verlag, Basel, 263-282.
- Ruff, L. y Kanamori H., (1983). Seismic Coupling and Uncoupling at Subduction Zones, *Tectonophysics*, 99,-117.
- Toknoz, M., N.Sleep, y A.Smith, (1973).evolution of the downgoing lithosphere and mechanism of deep focus earthquakes, *Geophys. J. Koy. Astr. Soc.*, 35, 285-310
- Schols, C., y Campos, J., (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 100, 22103-22115.
- Silver, P., Russo, R. y Lithgow-Bertelloni, C. (1998). Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* 279: 60-63.
- Sobolev, S., y A. Babeyko, , (2005), What drives orogeny in the Andes?, *Geology*, 33, 617–620, doi.org/10.1130/G21557.1.
- Schubert, G., Yuen, y D. Turcotte, (1975). Role of phase transitions in a dynamic mantle, *Geophys J. Roy. Astron. Soc.*
- Scholz, C. y Campos, J., (1995). On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *Journal of Geophysical Research*, 100, 22103-22115.
- Spence, W., (1987) Slab pull and the seismotectonics of subducting lithosphere, *Reviews of Geophysics*, 25, 55-69.

- Silgado E. (1978) Historia de los Grandes Sismos mas Notables Ocurridos en el Perú, 1513-1974. Instituto Geológico Minero del Perú, Lima 131 Págs.
- Silgado E. (1985) Terremotos Destructivos en América del Sur 1530 – 1894. proyecto SISRA., CERESIS, Lima, V 10, 328 Págs.
- Suarez, G. y Comte D., (1993). Comment on “Seismic Coupling Along the Chilean Subduction Zone” by B. W. Tichelaar and L. R. Ruff, Journal of Geophysical Research, 98, 15825-15828.
- Stauder, W., (1973). Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to subduction of the oceanic plate, J. Geophys. Res., 78, 5033-5061.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998). Sismicidad y sismotectonica de Peru. Sismicidad y sismotectonica de centro y Sudamerica.
- Tavera, H. y Buforn, E. (2001). Source mechanism of earthquakes in Peru. Journal of Seismology 5:519-539.
- Tavera, H. y Buforn E. (1998) Sismicidad y Sismotectónica del Perú. En: A. Udias y E. Buforn (ed.) Sismicidad y Sismotectónica de Centro y Sudamérica. Fisica de la Tierra, UCM., N° 10, 187-219.
- Tavera H. y Bernal I. (2005) Distribución Espacial de Áreas de Ruptura y Lagunas Sísmicas en el Borde Oeste del Perú.
- Tichelaar, B. y Ruff, L., (1991). Seismic coupling along the Chilean subduction zone, J. Geophys. Res., 96, 11997-12022.
- Tichelaar W. y Ruff L. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones. Journal of Geophysical Research 98: 2017-2037.
- Tichelaar, B. y Ruff, L. (1993). Depth of seismic coupling along subduction zones, J. Geophys. Res., 98, 2017-2038.
- Turcotte, D. y Shubert, G., (1971). Structure of the olivine-spinel phase boundary in the descending lithosphere, Journal Geophys. Res., 76, 7980-7987.
- Uyeda, S. y Kanamori H., (1979). Back-Arc Opening and the Mode of Subduction, J. Geophys. Res., 84, 1049-1061, 1979.
- Uyeda, S., (1984). Subduction Zones: their diversity, mechanism and human impacts. Geojournal, 8, 381-406.
- Valdés, C., Mooney, W., Singh, S., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J., Helsley, C., Lewis, B., y Mena, M. (1986), Crustal Structure of Oaxaca, Mexico, from Seismic Refraction Measurements, Bull. Seism. Soc. Am. 76(2), 547-563.
- Von Huene, R., y Lallemand, S., (1990), Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins: Geological Society of America Bulletin, V. 102, p. 701-720.
- Von Huene R. Pecher I. y Gutscher M.A. (1996) – development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. Tectonics, Vol. 15, pp 19-33.

- Von Huene R. Pecher I. y Gutscher M.A. (1996) – development of the accretionary prism along Peru and material flux after subduction of Nazca Ridge. *Tectonics*, Vol. 15, pp 19-33.
- Yáñez, G.; Cembrano, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research* 109, B02407. doi: 10.1029/2003JB002494.
- Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D., (2001,2002). The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (1), 23–38.

ANEXOS

Trabajos de Investigación desarrollados por el autor durante la etapa de elaboración de la presente tesis.

ANEXO A

Guardia, P., y Tavera H (2010). Inferencias sobre la Superficie de Contacto entre Placas en Perú Nazca y Sudamericana. *XV Congreso Peruano de Geología, Cusco - Perú (Octubre 2010).*

ANEXO B

Guardia, P. (2009), Estimación del Contacto Sismogénico en el borde Occidental del Perú. Compendio de trabajos de investigación realizadas por estudiantes. *Volumen 10. P 65-85.*