

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA
FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOFÍSICA



**MODELOS DE VELOCIDAD UNIDIMENSIONALES PARA LAS REGIONES
NORTE, CENTRO Y SUR DE PERÚ, A PARTIR DE LA INVERSIÓN DE LOS
TIEMPOS DE ARRIBO DE LAS ONDAS P Y S DE SISMOS LOCALES**

*Tesis Presentada por el Bachiller en
Ciencias Geofísicas:*

Juan Carlos Villegas Lanza

*Para optar el Título Profesional de
INGENIERO GEOFÍSICO*

AREQUIPA – PERÚ

2009

Dedicada a

Mis Padres

Serapio Villegas y Grimalda Lanza,

Quienes siempre infundieron en mí, Amor, Generosidad y Respeto.

Y cuyas aspiraciones de superación personal y profesional son ejemplo en mi vida.

Los Amo y echo mucho de menos.

INDICE

AGRADECIMIENTOS

ÍNDICE

RESUMEN

CAPITULO I: INTRODUCCIÓN

1.1	Introducción	2
1.2	Objetivos	3
1.3	Localización del Área de estudio	3
1.4	Estudios preliminares	5
1.5	Contenido de la Tesis	5

CAPITULO II: CONTEXTO GEODINAMICO Y SISMOTECTONICO DEL PERU

2.1	Introducción	8
2.2	Principales rasgos tectónicos	8
2.3	Principales unidades geomorfológicas	11
2.4	Sismicidad	15

CAPITULO III: TEORÍA DE LA INVERSIÓN GEOFÍSICA

3.1	Introducción	21
3.2	Modelos de velocidad 1D y localización de eventos	23
3.3	Mínimo Modelo 1D	25
3.4	Inversión simultánea de tiempos de arribo	26
3.5	Algoritmo VELEST	29
3.6	Relocalización de sismos	31

CAPÍTULO IV: REDES SISMICAS LOCALES Y SELECCIÓN DE LA BASE DE DATOS

4.1	Introducción	34
4.2	Región Norte de Perú	35
4.2.1	Red Sísmica Local Radiotelemétrica del Norte de Perú (RSLNP)	35
4.2.2	Determinación preliminar de hipocentros	37
4.2.3	Selección de la Base de Datos	38
4.3	Región Central de Perú	42
4.3.1	Red Sísmica Local Telemétrica de Tablachaca (RSTT)	42
4.3.2	Determinación preliminar de hipocentros	44
4.3.3	Selección de la Base de Datos	46
4.4	Región Sur de Perú	48
4.4.1	Red Sísmica Local Temporal del Sur de Perú	48
4.4.2	Determinación preliminar de hipocentros	50
4.4.3	Selección de la Base de Datos	51

CAPITULO V: MODELOS DE VELOCIDAD 1D PARA LAS REGIONES NORTE CENTRO Y SUR DE PERÚ

.1	Introducción	56
.2	Metodología para la determinación del mínimo modelo de velocidad 1D	56
.3	Modelo de velocidad 1D para la región Norte	59
.4	Modelo de velocidad 1D para la región Centro	67
.5	Modelo de velocidad 1D para la región Sur	75

CAPITULO VI: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1	Discusión de los resultados	84
6.2	Conclusiones y Recomendaciones	87

BIBLIOGRAFÍA	91
---------------------	-----------

ANEXO

Se adjuntan los trabajos de Investigación desarrollados por el autor durante la etapa de elaboración del presente estudio.

- **Villegas, J. C. (2005).** Aplicación de la distribución de Poisson para el cálculo del periodo de retorno de los sismos. *Compendio de trabajos de Investigación realizados por estudiantes durante el año 2004, Volumen 5, pp. 101-112.*
- **Villegas, J. C. y Tavera, H. (2006).** Determinación de un modelo de velocidad 1D para la región Sur de Perú a partir de datos registrados por una red sísmica Local. *XIII Congreso Peruano de Geología, Lima – Perú (Octubre 2006).*
- **Villegas, J. C. y Tavera, H. (2008).** Modelo de velocidad unidimensional para el sur de Perú a partir de datos de sismos locales: Una mejora para la precisión en la localización. *Revista GEOMINAS - Venezuela, Volumen 36, N° 45, pp 5-10.*
- **Villegas, J. C. y Tavera, H. (2008).** Modelos de velocidad 1D para las regiones Norte y Centro de Perú obtenidos a partir de datos de sismicidad local: Una contribución para mejorar la precisión en el cálculo de localización de sismos. *XIII Congreso Latinoamericano de Geología. XIV Congreso Peruano de Geología, Lima – Perú (Octubre 2008).*

RESUMEN

El Perú, por su ubicación geográfica, es uno de los países con mayor potencial sísmico a nivel mundial; por tal motivo, resulta de suma importancia para la elaboración de estudios de sismicidad, tectónica y riesgo sísmico, contar con información precisa acerca de los parámetros hipocentrales que definen la localización de un sismo. Dicha precisión, desde el punto de vista sismológico puede obtenerse, si se cuenta con un modelo de velocidad propio de la zona de estudio. En este sentido, el Perú no cuenta con modelos de velocidad apropiados para cada región; mas aún, la región Norte del país carece de un modelo propio de la zona, por lo que muchos autores suelen recurrir a modelos adaptados que no proporcionan localizaciones confiables y no garantizan una óptima precisión en sus resultados.

En el presente estudio, con la finalidad de definir modelos de velocidad que proporcionen mayor precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales, se lleva a cabo la determinación de tres modelos unidimensionales, para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S, utilizando la técnica de mínimos cuadrados amortiguados, propia del algoritmo Velest, del cual se hace uso en el presente estudio. La base de datos utilizada, corresponde a eventos registrados por redes sísmicas locales, instaladas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) en las regiones de estudio. De esta manera, para la región Norte se contó con un total de 2897 tiempos de arribo de ondas P y S (547 sismos), para la región Central con 1425 (265 sismos) y para la región Sur con 811 (217 sismos). El procedimiento llevado a cabo consistió en evaluar diferentes modelos de velocidad inicial, con distintos valores de velocidad y espesores de capas, realizando múltiples iteraciones que conllevaron a un largo proceso de ensayo y error, en el cual se buscó obtener aquel modelo que redujera al máximo los errores de localización y valores de *rms* (raíz media cuadrática).

De esta manera, los modelos obtenidos están compuestos por 6 capas para las regiones Norte y Centro y 7 para la región Sur, todos alcanzando una profundidad de 50 km, y cuyas velocidades para el modelo de la región Norte van desde 5.66 km/s para la primera capa hasta 7.92 km/s para la última, para la región Centro desde 5.96 km/s hasta 8.10 km/s y para la región Sur desde 4.58 km/s hasta 7.77 km/s. Estos modelos han permitido obtener mayor precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales, lo cual queda evidenciado por la notable disminución de valores de *rms* en comparación con los obtenidos utilizando los modelos que rutinariamente se utilizan en el Servicio Sismológico del IGP; observando para la región Norte una reducción del 33%, para la región Centro del 52% y para la región Sur del 85%. Asimismo, los resultados de las relocalizaciones muestran distribuciones, en espacio y profundidad, mejor definidas permitiendo identificar agrupaciones, alineamientos y tendencias asociadas a fuentes de sismicidad.

Finalmente, los modelos obtenidos resuelven mejor la localización de sismos en las regiones de estudio; por tanto, pueden ser utilizados en los algoritmos de localización que se utilizan en el Servicio Sismológico del IGP; así como, en la elaboración de estudios de investigación sobre sismicidad, tectónica y riesgo sísmico a realizarse en Perú. Por otro lado, dichos modelos constituyen un importante aporte en el conocimiento de la estructura cortical en las regiones de estudio y sirven como primer paso en la elaboración de estudios de tomografía sísmica tridimensional.

ABSTRACT

Peru, for its geographical location, is globally one of the countries with highest seismic potential; therefore, is of great importance for the elaboration of studies about seismicity, tectonics and seismic risk, to have precise information about the hypocentral parameters of an earthquake. This precision, from the seismological point of view, can be obtained if we have a velocity model characteristic of the study area. In this sense, Peru has not appropriate velocity models for each region, furthermore, the Northern region does not have a model characteristic of this area, reason for which many authors tend to use models that do not provide reliable locations and do not guarantee a good precision in their results.

In this study, with the purpose of define velocity models that provide grater accuracy in the hypocentral parameters computation, we carried out, the determination of three one-dimensional velocity models, for the Northern, Central and Southern regions of Peru, from inversion of arrival times of P and S waves, using the damped least squares technique, own of the Velest algorithm, which we use in this study. The database used, corresponds to events registered by local seismic networks, installed by the Instituto Geofísico del Perú (IGP) in the study areas. The Northern region had a total of 2897 arrival times (547 earthquakes), the Central region 1425 (265 earthquakes) and the Southern region 811 (217 earthquakes). The procedure was carried out evaluating different initial velocity models, with different values of velocity and layer thickness, performing multiple iterations in a long trial and error process, where the goal was to obtain a model that reduced the location errors and *rms* values (root mean square).

The models obtained are composed of 6 layers for the Northern and Central regions and 7 for the Southern region, all reaching a depth 50 km, and whose range of velocities for the Northern region go from 5.66 km/s for the first layer up to 7.92 km/s for the last one, for the Central region from 5.96 km/s for the first one up to 8.10 km/s for the last one and for the Southern region from 4.58 km/s for the first one up to 7.77 km/s for the last one. These models have allowed to obtain more accuracy in the computation of earthquake location, which is evidenced by the decrease of rms values in comparison with those obtained using the models that routinely are used in the Servicio Sismológico del IGP; observing for the Northern region a reduction of 33%, for the Central region 52% and for the Southern region 85%. Also, the relocation results show distributions in space and depth, better defined that allow to identify groups, alignments and tendencies that could be associated to seismic sources.

Finally, the models obtained solve better the earthquake location in the study regions; therefore, they can be used in the localization algorithms that are used in the Servicio Sismológico del IGP; as well as, in the elaboration of research studies related to seismicity, tectonic and seismic risk to be carried out in Peru. On the other hand, these models constitute an important contribution in the knowledge of the cortical structure under the study regions, and could be used as first step in the elaboration of three-dimensional seismic tomography studies.

I

INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

Gran parte del borde oeste del continente sudamericano es escenario del proceso conocido como subducción, en donde la placa de Nazca de mayor densidad, subduce bajo la Sudamericana, a una velocidad relativa de 67 mm/año (DeMets, 1990; Norabuena et al. 1999). Esta alta velocidad de convergencia, está asociada a un contacto sismogénico fuertemente acoplado que genera eventos sísmicos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. Como resultado de este proceso se han formado diferentes estructuras geomorfológicas entre las que destacan la fosa Perú – Chile, la Cordillera de los Andes, la cadena volcánica y los sistemas de fallas, siendo también estos últimos generadores de sismos de baja magnitud, aunque con menor frecuencia.

Por este motivo, a nivel mundial, el Perú sin lugar a duda es uno de los países de mayor potencial sísmico; tal es así, que la información de sismicidad histórica e instrumental registrada en los últimos años, muestra la ocurrencia de grandes eventos sísmicos como los acontecidos en 1619 (Trujillo), 1746 (Lima), 1868 (Arequipa), 1940 (Lima), 1942 (Nazca), 1966, 1970, 1974 (Lima), 1996 (Nazca), 2001 (Arequipa) y recientemente el 2007 (Pisco), todos con magnitudes mayores a 7.0 Ms, que produjeron cuantiosos daños materiales y pérdida de vidas humanas.

Ante tal escenario, hoy en día resulta de gran importancia para la sismología contar con información precisa sobre los parámetros hipocentrales que definen a un sismo (coordenadas geográficas, profundidad del foco y tiempo de origen). La precisión en el cálculo de dichos parámetros depende principalmente de una correcta identificación de las fases sísmicas, así como del previo conocimiento de un modelo de velocidad entre el hipocentro y la red de estaciones que los registran. En este sentido, si se cuenta con un modelo de velocidad propio de una zona de estudio, se podrán obtener localizaciones y parámetros-fuente más confiables (Aki y Lee, 1976; Crosson, 1976; Kissling, 1988).

Hoy en día, la teoría de la inversión geofísica proporciona una de las técnicas más utilizadas en sismología, ya que permite, mediante el cálculo de las trayectorias de las ondas sísmicas desde la fuente a las estaciones, conocer la estructura interna de la tierra. De esta manera, utilizando los principios de esta teoría y usando datos sísmicos locales, se pueden obtener modelos de velocidad representativos de un área de interés.

En el presente estudio, haciendo uso de datos registrados por tres redes sísmicas locales y utilizando el algoritmo de inversión Velest, se lleva a cabo la determinación de modelos de velocidad 1D para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú. La metodología y el procedimiento utilizado para su determinación permitirán obtener modelos que proporcionen mayor precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales y a la vez sirvan de referencia para la elaboración de estudios de sismicidad, tectónica y tomografía sísmica en 2 y 3 dimensiones.

1.2. OBJETIVOS

El principal objetivo del presente estudio es:

- Determinar tres modelos de velocidad 1D para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S, haciendo uso del algoritmo de inversión denominado VELEST.

Como objetivos específicos, sobre los que se sustenta el principal, se tiene:

- Mejorar los resultados en el cálculo de los parámetros hipocentrales de los eventos sísmicos, haciendo uso de un modelo “real” de distribución de velocidades.
- Estimar la posible profundidad de la discontinuidad de Moho a partir del comportamiento y evaluación de las velocidades de las ondas P y S en las regiones donde se emplazan las redes sísmicas locales.

1.3. ÁREA DE ESTUDIO

La selección del área de estudio se ha realizado en función de la disponibilidad de información y del emplazamiento de las redes sísmicas locales instaladas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), como parte de proyectos especiales. De esta manera, se han considerado tres áreas de estudio, ubicadas en las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, tal como se observa en la Figura 1.

Así, el área que cubre la región Norte está definida dentro de las coordenadas: 5° a 7.5° latitud Sur y 78° a 80.5° longitud Oeste (Área 1) y considera a la Red Sísmica Depolti – Carhuaquero que opera para el control de la presa del mismo nombre. La región Central de 12.2° a 12.6° latitud Sur y 74.5° a 75° longitud Oeste (Área 2), que integra la Red Sísmica del proyecto IGP – Electroperú para el monitoreo de la Central Hidroeléctrica de Campo Armiño. Finalmente, la región Sur de 15° a 18° latitud Sur y 70° a 75° longitud Oeste (Área 3) agrupa la red sísmica local que operó para el registro de las réplicas de terremoto del 23 de Junio de 2001.

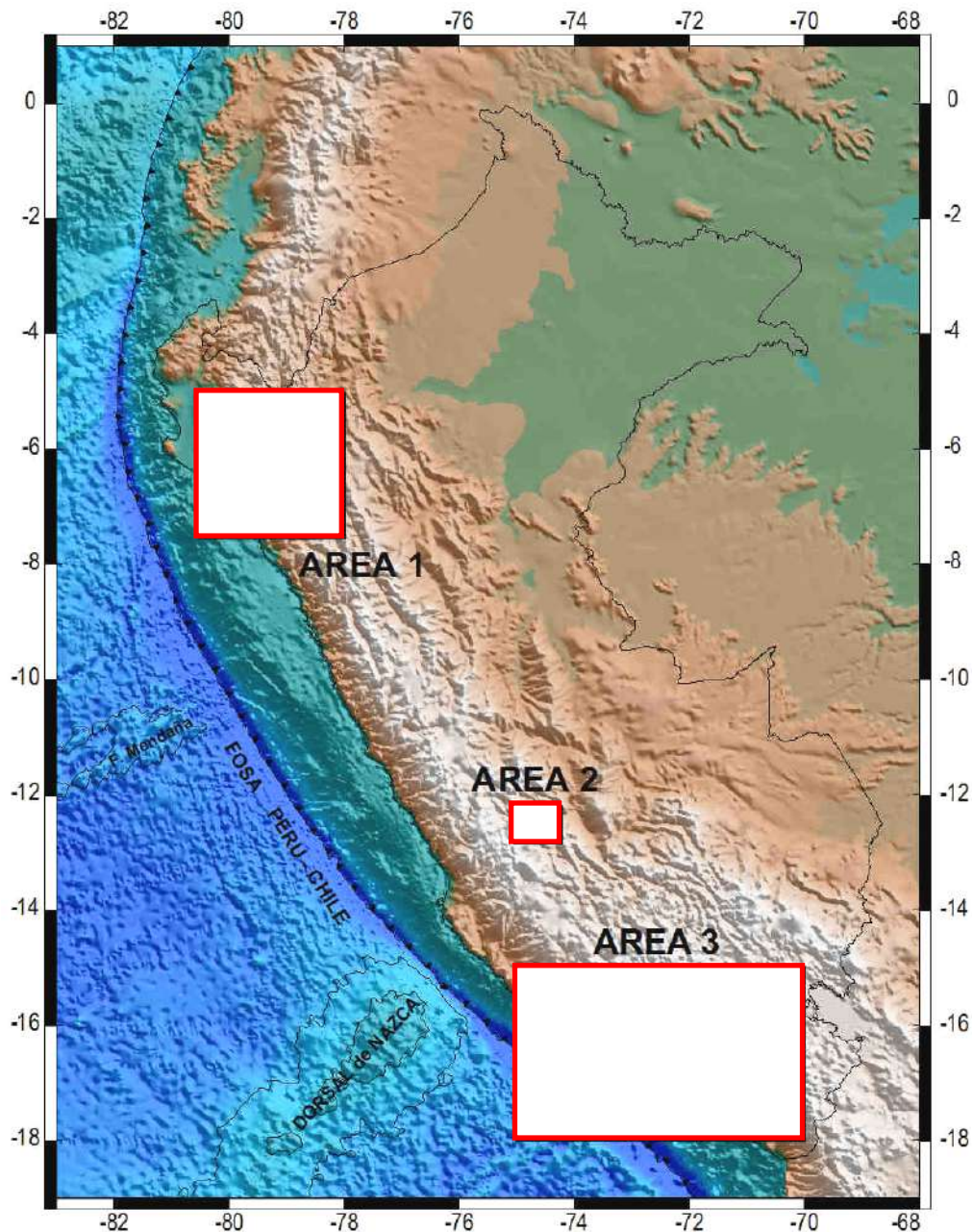


Figura 1. Mapa topográfico del Perú, en el que se muestra la ubicación de las áreas de estudio en las regiones Norte, Centro y Sur de Perú. Asimismo, se identifica la fosa Perú – Chile, la Dorsal de Nazca y la fractura de Mendaña.

1.4. ESTUDIOS PRELIMINARES

Si bien los estudios de tomografía sísmica en diferentes regiones del mundo son cuantiosos, en el Perú, este tipo de estudios aún son escasos debido a que no se cuenta con una distribución adecuada de estaciones sísmicas que permitan llevar a cabo tales estudios. No obstante, con fines de investigación, se han realizado algunas campañas temporales de microsismicidad en las regiones Centro (Dorbath, 1991; Lindo 1993), Sur (Grange, 1984), y perfiles de refracción sísmica en el borde occidental peruano (Hampel, 2002; Krabbenhoft, 2004), a partir de los cuales ha sido posible determinar modelos de velocidad los mismos que actualmente vienen siendo utilizados como modelos de referencia para el cálculo de los parámetros hipocentrales y estudios de sismicidad en dichas regiones. Sin embargo, cabe resaltar que para la región Norte aún no se cuenta con un modelo de velocidad propio de la zona. Del mismo modo, la falta de modelos de velocidad para la región Centro, específicamente para proyectos especiales como la Central Hidroeléctrica de Mantaro –Tablachaca, hace necesario se determinen nuevos modelos de velocidad. Por otro lado, la ocurrencia del sismo del 2001 en el sur peruano y su secuencia de réplicas hacen posible la estimación de un nuevo modelo de velocidad para esta región.

1.5. CONTENIDO DE LA TESIS

La presente tesis se ha estructurado en seis capítulos, además de un anexo que contiene las publicaciones realizadas por el autor durante la realización del presente estudio. A continuación se describe brevemente el contenido de cada capítulo:

En Capítulo I, se exponen las razones que motivaron la elaboración del presente estudio y se establecen los objetivos que se pretende alcanzar. Asimismo, se define el área de estudio y finalmente se hace referencia de los estudios preliminares en el Perú.

En el Capítulo II, se describen las principales características tectónicas, geomorfológicas y sísmicas del territorio peruano.

En el Capítulo III, se desarrollan los fundamentos teóricos sobre los que se sustenta la Teoría de la Inversión Geofísica y en particular la metodología utilizada en el presente estudio, inscrita en el algoritmo *Vel/est*, el mismo que es utilizado para llevar a cabo el proceso de inversión.

En el Capítulo IV, se describen las principales características de las redes sísmicas locales y los datos registrados por estas. Luego, siguiendo ciertos criterios específicos, se realiza la selección de las bases de datos, a fin de contar con información óptima que permita llevar a cabo el proceso de inversión.

En el Capítulo V, se lleva a cabo la determinación de los modelos de velocidad para las regiones Norte (Área 1), Centro (Área 2) y Sur (Área 3) de Perú, describiendo, de manera general, los procedimientos y criterios tomados en cuenta para dicha determinación. Posteriormente, con el fin de verificar si los modelos obtenidos mejoran la localización de sismos, se efectúa la relocalización de los mismos. Finalmente, se presentan los resultados obtenidos.

En el Capítulo VI, se realiza la discusión de los resultados, asociando estos con los obtenidos por algunos autores, lo cual permite estimar la profundidad del Moho en las regiones de estudio. Por último, se presentan las conclusiones y recomendaciones alcanzadas en este estudio de investigación.

Finalmente, se presenta un anexo conteniendo una copia de los artículos de investigación realizados por el autor durante la elaboración del presente estudio, los mismos que han sido publicados en congresos y revistas especializadas.

II

CONTEXTO GEODINÁMICO Y SISMOTECTÓNICO DEL PERÚ

2.1 INTRODUCCIÓN

La actividad sísmica presente en el Perú, debe principalmente su origen al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, extendiéndose de Norte a Sur en su borde occidental y desplazándose a una velocidad relativa de 67 mm/año en dirección N78°E (DeMets, 1990; Norabuena et al. 1999). La interacción entre estas placas lleva asociado un contacto sismogénico fuertemente acoplado que genera un gran número de sismos de diversas magnitudes a diferentes niveles de profundidad. En la escala de tiempo geológico, la colisión entre estas placas a causado el plegamiento y levantamiento del borde occidental de Sudamérica, dando origen a la evolución de la Cordillera de los Andes, a la ocurrencia de actividad volcánica y a la formación de importantes sistemas de fallas geológicas; las mismas que en ocasiones son generadoras de sismicidad de baja magnitud.

2.2 PRINCIPALES RASGOS TECTÓNICOS

El principal proceso tectónico que define la geodinámica del borde oeste de Sudamérica y por ende del Perú, lo constituye la interacción entre las Placas de Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental). Debido a los continuos movimientos de compresión y extensión que estas placas soportan, se han originado diversos y grandes rasgos tectónicos, que finalmente son los que controlan la evolución geodinámica del Perú. A continuación se describen brevemente los principales rasgos tectónicos (Figura 2.1).

2.2.1 La Fosa Perú – Chile; es una estructura que se emplaza en forma paralela a las costas peruanas a una distancia aproximada de 160 km., delineando el contacto entre la Placa de Nazca y la Sudamericana. Heras (2002), sugiere que la fosa alcanza profundidades máximas de 6000 metros en las regiones Norte y Sur de Perú, y de 5000 metros en la región Centro. Es importante señalar que, la fosa presenta un cambio en su orientación frente a la dorsal de Nazca (14° S), sufriendo una contorsión NNW-SSE en la región Norte y Centro, y NW-SE en la región Sur de Perú.

2.2.2 La Dorsal de Nazca; es una cordillera submarina que forma parte de la corteza oceánica. Se encuentra ubicada al NW de la región Sur de Perú, frente al departamento de Ica, siguiendo una orientación NE-SW, perpendicular a la fosa Perú – Chile intersectandola aproximadamente en los 14° Sur. Esta cordillera presenta elevaciones que varían entre los 2000 y 4000 m y un ancho promedio de 220 km. sobre la cota 2000 m. Diversos estudios han revelado la presencia de anomalías magnéticas en la dorsal, lo que ha permitido sustentar la hipótesis de que su origen corresponde a una antigua zona de creación de corteza que cesó su actividad hace aproximadamente 10 millones de años (Marocco, 1980; Sebrier et al., 1985; Udías y Mezcua, 1997).

2.2.3 La Fractura de Mendaña; es una discontinuidad de la corteza oceánica localizada en el extremo NW de la región central de Perú entre los 10° y 12° Sur, frente al departamento de Ancash, siguiendo una orientación NE-SW, perpendicular a la fosa Perú – Chile. De acuerdo a su geometría asimétrica, esta estructura presenta una longitud de aproximadamente 300 km. a una distancia de 180 km. de la línea de fosa.

2.2.4 La Cordillera Andina; constituye el rasgo tectónico más evidente, producto de la continua interacción de las placas litosféricas. En general, la cordillera está comprendida entre los 11° de latitud Norte y los 56° de latitud Sur, abarcando una extensión de 7500 km., con alturas que sobrepasan los 6000 m.s.n.m. En el Perú, esta cordillera presenta diversas unidades morfoestructurales y anchos que varían desde 250 km. para la región Norte hasta 500 km en la frontera de Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980). Litológicamente, la cordillera andina esta compuesta por rocas de tipo ígneo-plutónico, las cuales afloraron a superficie en diversos procesos tectónicos desarrollados durante la orogenia andina. Por otro lado, diversos estudios han demostrado que el espesor de la cordillera es de aproximadamente 75 km. en la región Sur (James, 1978) y de 50 km en la región Centro (Tavera, 1990 y Manrique y Tavera, 2003).

2.2.5 La Cadena Volcánica; se encuentra ubicada en la región Sur del Perú, desde los 14° hasta los 25° Sur en Chile. Esta cadena se distribuye sobre la cordillera andina siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE.

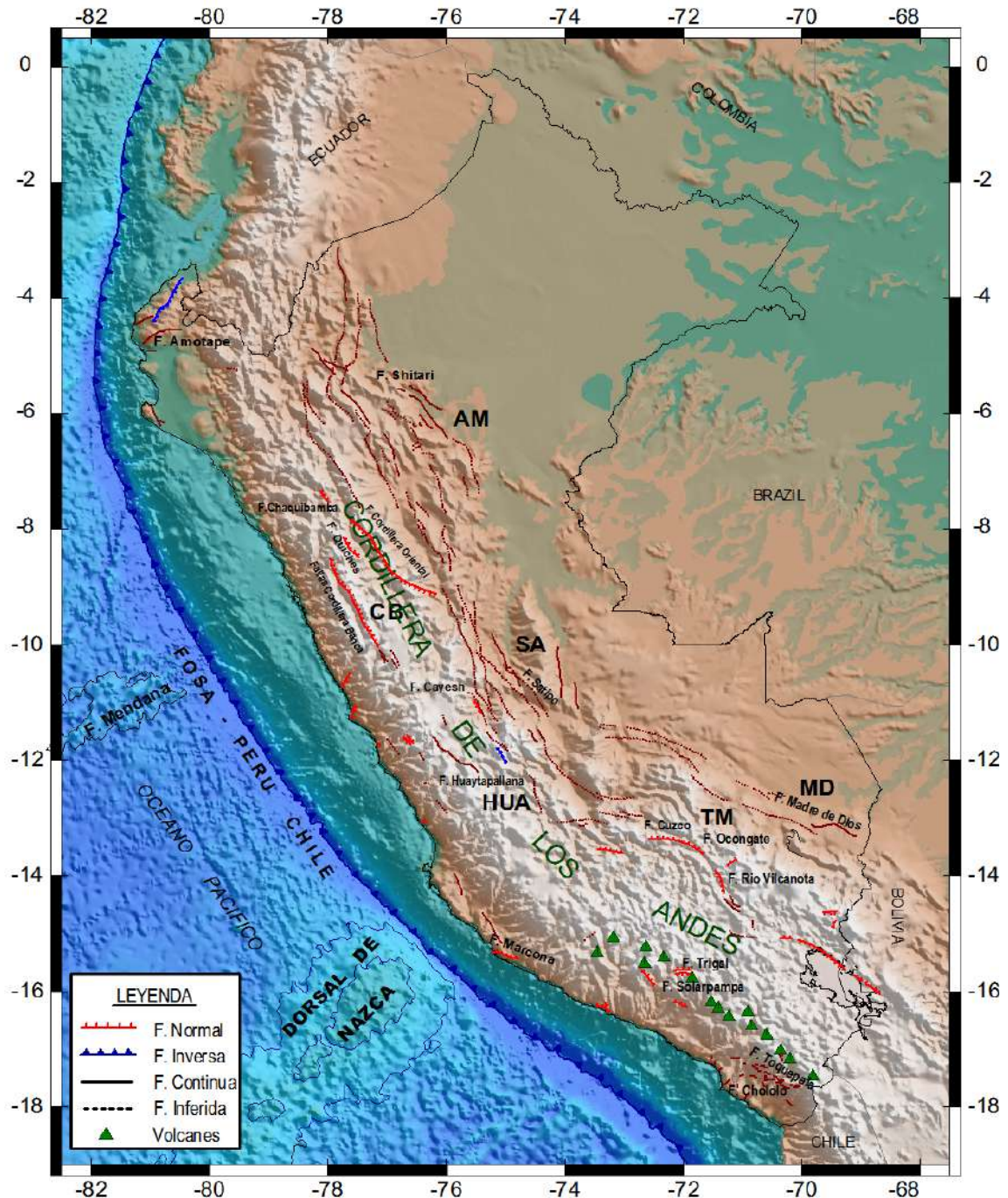


Figura 2.1. Principales rasgos tectónicos presentes en el Perú, entre ellos: La Fosa Perú-Chile, La Dorsal de Nazca, La Fractura de Mendaña, La Cordillera de los Andes, La Cadena Volcánica (triángulos) y los principales sistemas de Fallas (AM=Amazonas, CB=Cordillera Blanca, SA=Satipo, HUA=Huaytapallana, TM=Tambomachay, MD=Madre de Dios) según Macharé et al., (2003).

Entre los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú se pueden mencionar: el Coropuna (6425m.), Sabancaya (5795 m.), Misti (5825 m.), Ubinas (5672 m.), Chachani (3745 m.), Huaynaputina (4800 m.), Tutupaca (5806 m.), Yucamane (5508 m.). En la región Norte y Centro del Perú la actividad volcánica desapareció hace aproximadamente 8 millones de años, probablemente debido a posibles cambios en el proceso de subducción (Marocco, 1980).

2.2.6 Los Sistema de Fallas; son resultado del constante proceso de deformación que sufre la corteza continental a causa del proceso de subducción. Estos sistemas están presentes en mayor número, de Norte a Sur, sobre la zona Sub-Andina al pie del borde Oriental de la cordillera Andina, afectando los principales plegamientos del escudo brasileño; dentro de los cuales destacan, los sistemas de fallas de Alto Mayo (AM), Satipo (SA), Madre de Dios (MD), etc. Al mismo tiempo y en menor proporción, se pueden distinguir algunos sistemas de fallas sobre la Alta Cordillera y el Altiplano, destacando entre ellos los sistemas de fallas de la Cordillera Blanca (CB), Huaytapallana (HU), Tambomachay (TM), entre otros. En general, todos los sistemas de fallas deben su origen a una distribución heterogénea de esfuerzos tensionales y compresionales en el interior del continente (James, 1978).

2.3 PRINCIPALES UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

Desde los orígenes de la teoría de la tectónica de placas, la Cordillera de los Andes ha sido citada como el mejor ejemplo activo de orógenos formados por la convergencia entre una placa oceánica y otra continental (James, 1970). Si bien esta cadena montañosa es un elemento continuo sobre el margen occidental de Sudamérica, subsisten variaciones longitudinales sistemáticas en la topografía, tectónica, volcanismo, estructura litosférica profunda, geometría de subducción e historia geológica. Ello ha motivado se proponga el concepto de segmentación andina (Jordan et al., 1983; Audebaud et al., 1973), bajo el cual el entorno

geodinámico del Perú de Oeste a Este presenta las siguientes unidades geomorfológicas (Figura 2.2).

2.3.1 La Cordillera Costanera; tuvo su origen en las fases tectónicas del Pre-Cámbrico, habiendo sido plegada (hasta alcanzar una elevación promedio de 1200 m.s.n.m.) y parcialmente erosionada. Actualmente esta cordillera está segmentada próxima al litoral siguiendo una dirección NO-SE; así, el segmento Sur, está formado por el macizo de Arequipa ubicado entre los 14° y 18° Sur y el segmento Norte entre 2° y 7° Sur. Esta unidad desaparece entre las latitudes de 6° a 14° Sur, posiblemente debido a la subsidencia de una parte del margen continental por efectos tectónicos (INGEMMET, 1995).

2.3.2 La Zona Costanera; corresponde a una estrecha franja de terreno que se extiende a lo largo del litoral peruano, con elevaciones que varían entre 50 y 1500 m.s.n.m. y anchos entre 15 y 100 km. en las regiones Norte y Centro y alrededor de 50 km. en la región Sur. Litológicamente, las regiones Norte y Centro, están constituidas por suaves plegamientos de rocas volcánicas y sedimentarias; mientras que la región Sur, por fuertes plegamientos de rocas basálticas.

2.3.3 La Cordillera Occidental; constituye el batolito plutónico andino de mayor volumen, con elevaciones máximas de 5000 m.s.n.m. En el Perú, esta cordillera se orienta en dirección NO – SE; sin embargo, cerca de la deflexión de Abancay (entre 13° y 14° Sur) su orientación cambia hacia el Oeste y cerca de la deflexión de Huancabamba (~5.0° Sur) hacia el NE. Litológicamente, esta unidad está compuesta por rocas volcánicas y plutónicas fuertemente plegadas con presencia de fallas normales, inversas y grandes sobrecorrimientos. En la región Sur, esta unidad se caracteriza por presentar una alineación de conos volcánicos sobre una longitud de aproximadamente 300 km. en dirección NO-SE.

2.3.4 El Altiplano; corresponde a una cuenca plana cerrada situada a una elevación media de 4000 m.s.n.m., presentando anchos que varían entre 10 y 50 km. en la región Central y 140 a 200 km. en la región Sur, extendiéndose desde la latitud 9° Sur (Ancash) hasta cubrir todo el Altiplano Peruano-Boliviano, siguiendo una orientación NO-SE. En General, esta unidad esta formada por una serie de depresiones intra-montañas y altas mesetas que vienen siendo rellenadas por sedimentos y levantadas debido al proceso orogénico de los Andes.

2.3.5 La Cordillera Oriental; se extiende de Norte a Sur siguiendo una orientación NO – SE, con elevaciones que varían entre 3700 a 4000 m.s.n.m. y anchos entre 70 a 100 km. aproximadamente. En la región Sur esta cordillera soporta un fuerte arqueamiento en dirección E-O a la altura de la deflexión de Abancay; mientras que, en la región Norte aparentemente desaparece debido a la presencia de la deflexión de Huancabamba. Morfológicamente esta unidad corresponde a un extenso anticlinal formado básicamente por depósitos de tipo intrusivo, cuyo levantamiento fue controlado por una serie de fallas regionales distribuidas a lo largo del límite con la zona Subandina.

2.3.6 La Zona Subandina; presenta un ancho variable; debido a que, en ella se amortiguan las estructuras andinas formando una gruesa serie de terrenos sedimentarios fuertemente plegados como producto de la subsidencia del Escudo Brasileño bajo la Cordillera Andina. Este proceso permite observar una topografía accidentada con la presencia de numerosos sistemas de fallas inversas, sobrecorrimientos y plegamientos de estratos con trazas de falla y ejes de plegamiento orientados en dirección NO-SE.

2.3.7 La Llanura Amazónica; corresponde a provincias morfo-estructurales relativamente diferenciadas, debidas a movimientos neotectónicos contrastantes (levantamientos y subsidencias). Se extiende desde la zona Subandina hacia el NE sobre todo el escudo brasileño, litológicamente está compuesta por una importante secuencia de sedimentos.

Las unidades descritas anteriormente son el resultado de un alto grado de tectonismo compresional que se concentra en ambos lados de la cordillera y otro extensional en la parte elevada de la misma. Esta tectónica activa tiene como principal fuente de origen al proceso de subducción de Placa de Nazca bajo la Sudamericana; por lo tanto, el territorio peruano es considerado como una de las regiones mas activas en el mundo (Megard, 1978; Dalmayrac et al., 1980; Tavera y Buforn, 1998).

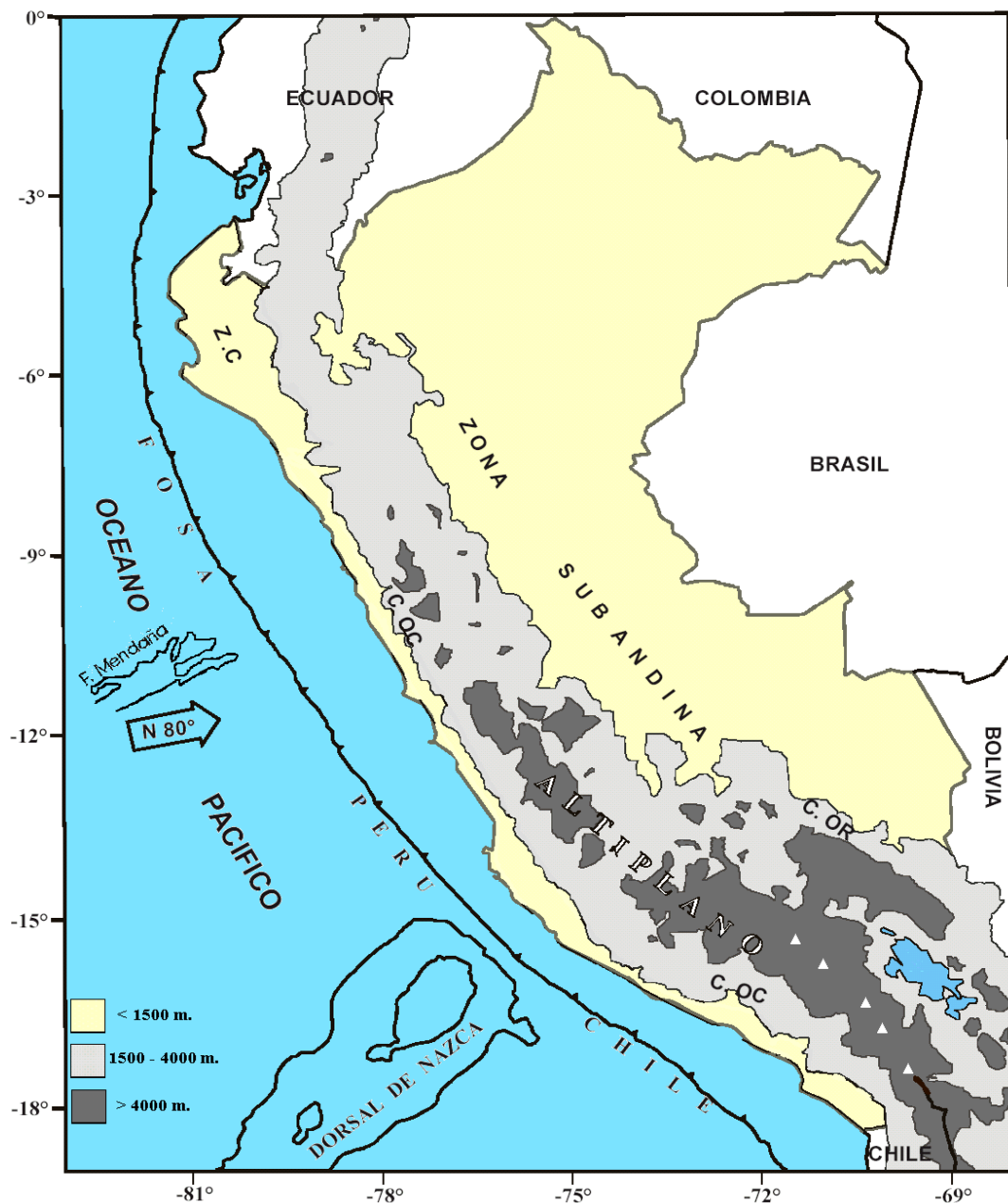


Figura 2.2. Principales unidades geomorfológicas del Perú, según Dalmayrac et al., (1987). La flecha indica la dirección de convergencia de las placas según Minster y Jordan, (1978). El emplazamiento de cada una de las estructuras, se destaca de acuerdo a la elevación. Los triángulos indican la localización de la cadena volcánica.

2.4 SISMICIDAD

Más del 85% de la energía sísmica liberada a nivel mundial tiene lugar en el denominado “Cinturón Circumpacífico”, siendo el Perú afectado principalmente por el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana y en menor proporción por las deformaciones corticales sobre la cordillera. En general, la sismicidad ocurrida en Perú, ha sido ampliamente analizada y discutida por diversos autores, (Barazangi & Isacks, 1976; Grange et al., 1984; Cahill & Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 2002 y Heras, 2002), quienes basados en el análisis e interpretación de datos provenientes de redes telesísmicas y/o locales determinaron las características físicas y tectónicas de la zona de subducción; estableciéndose así, modelos de subducción, estados de esfuerzo – deformación, análisis de parámetros sísmicos, identificación de zonas de riesgo, etc.

La información de la actividad sísmica en el Perú puede dividirse en: sismicidad histórica, que considera los sismos ocurridos entre 1500 y 1959, y sismicidad instrumental, que considera los sismos ocurridos desde 1960 a la actualidad.

2.4.1 SISMICIDAD HISTORICA

La información histórica sobre la actividad sísmica en el Perú se remonta a la época de la conquista y el periodo colonial. Silgado (1968, 1978, 1985) y Dorbath et al., (1990b), basándose en manuscritos, crónicas, narraciones e informes administrativos por parte de autoridades civiles y eclesiásticas, realizaron la recopilación más completa de los eventos sísmicos que ocurrieron en el pasado. En la Figura 2.3, se muestra la localización epicentral de los sismos históricos ocurridos entre 1513 y 1959, destacando en la región Norte los sismos de 1619 y 1953 (VIII MM), los cuales produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central sobresalen los sismos ocurridos en 1586 (IX MM), 1687 (VIII MM) y 1746 (X MM), los mismos que destruyeron casi por completo la ciudad de Lima, resaltando entre ellos el de 1746, que generó un gran tsunami con olas de hasta 20 m. de altura que inundaron totalmente el puerto del Callao. En la región Sur, destacan los sismos de 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) los cuales, causaron grandes daños en las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile.

Asimismo, en el interior del continente, ocurrieron sismos importantes entre los que destacan el de 1650 (VII MM), 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM) que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cuzco, Huaraz y Satipo respectivamente.

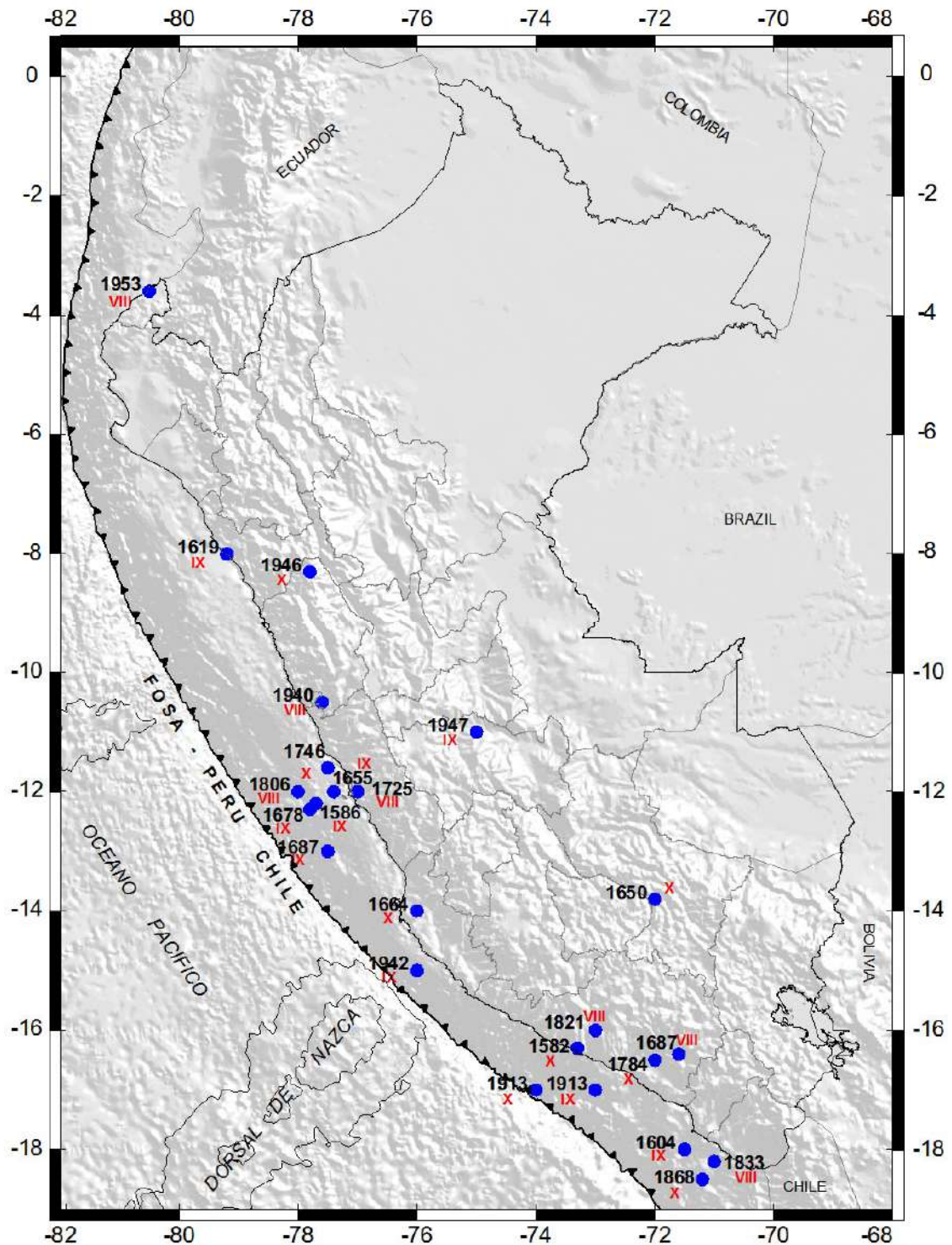


Figura 2.3. Distribución espacial de la sismicidad histórica ocurrida en Perú entre los años 1500 y 1959. $I_0 \geq VII$ MM (Fuente de datos: Silgado, 1978).

2.4.2 SISMICIDAD INSTRUMENTAL

El registro de la sismicidad instrumental se inicia en 1960 con la instalación de la Red Sísmica Mundial. A partir de la información registrada por esta red y posteriormente por otras regionales y locales, diversos autores (Barazangui & Isacks, 1979; Hasegawa & Sacks 1981; Grange, 1984; Schneider & Sacks, 1987; Cahill & Isacks, 1992; Tavera & Buforn, 1998; Bernal, 2002) han llevado a cabo el análisis y comportamiento de la actividad sísmica en el Perú. Recientemente Tavera y Buforn, (2001), así como Bernal y Tavera, (2002), concluyen en que la distribución espacial de los sismos en el Perú es por demás compleja; no obstante, se pueden identificar áreas y/o agrupaciones de sismicidad constituidas por importantes fuentes sismogénicas. De esta manera, los sismos con foco superficial ($h \leq 60$ km.) se agrupan en dos importantes fuentes (Figura 2.4.a), donde la primera (S1) asociada netamente al proceso de subducción considera aquellos eventos que ocurren entre la fosa y la línea de costa, la segunda (S2) considera aquellos eventos que ocurren en el interior del continente, asociando su origen a la deformación cortical de los principales sistemas de fallas y al proceso de subsidencia del escudo brasileño. Los sismos con foco intermedio ($60 < h \leq 300$ km.) se distribuyen de manera irregular; sin embargo, se logra distinguir tres importantes fuentes (Figura 2.4.b), donde la primera (I1) se distribuye paralela a la línea de costa por debajo de los 9° S, caracterizándose por la continua ocurrencia de sismos de magnitud elevada, como los ocurridos en Lima 1993 (5.8 Mb) y Moyabamba 2005 (7.0 MI), la segunda fuente (I2) se localiza en la región Norte y Centro, con eventos que se distribuyen a lo largo de la Cordillera Oriental y la Zona Subandina siguiendo alineamientos N-S y la tercera fuente (I3) considerada la más importante, se distribuye sobre toda la región Sur presentando un mayor índice de sismicidad respecto a las zonas anteriores.

Finalmente, los sismos con foco profundo se localizan en la región central cerca del límite Perú – Brasil (P1) y en la región Sur en el límite Perú – Bolivia (P2), notando que la actividad sísmica es mayor en la primera fuente, siguiendo un aparente alineamiento N – S; mientras que, la segunda menos numerosa y más dispersa presenta un alineamiento E – W.

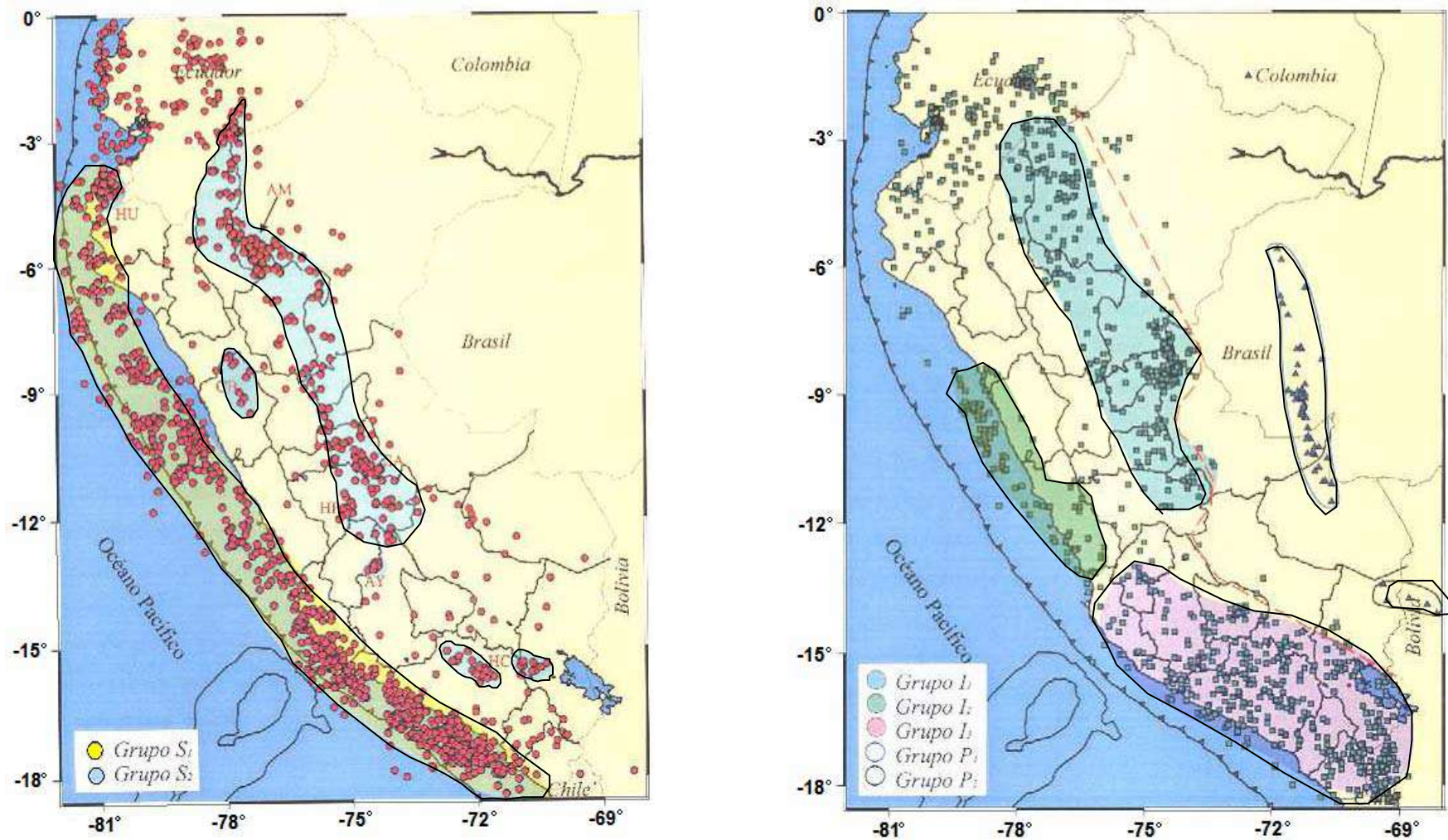


Figura 2.4: Distribución espacial de la sismicidad con foco superficial (a), intermedio y profundo (b), correspondiente al período 1960–2002, $m_b \geq 5$ (Engdahl et al., 1998 e IGP, 2002). Las áreas sombreadas indican las fuentes sismogénicas. (Bernal y Tavera, 2005).

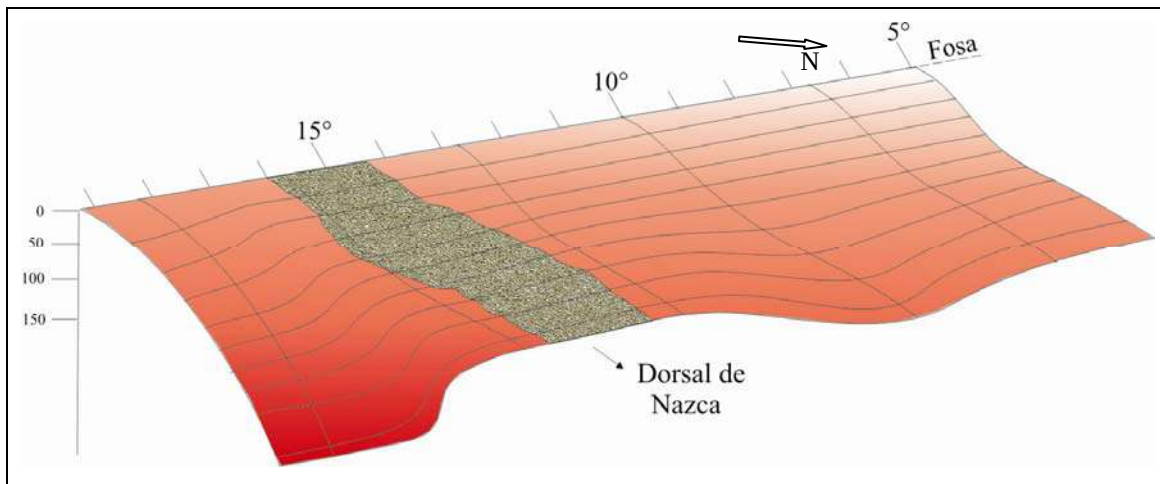


Figura 2.5. Geometría de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Se notan las áreas de mayor deformación, tanto en el Centro como en el Sur de Perú. Sobre las latitudes 14° - 15° se observa la presencia de la dorsal de Nazca. (Bernal y Tavera, 2002).

De este modo, la distribución espacial de los sismos con origen en la fricción de las placas, ha permitido a muchos autores (Stauder, 1975; Barazangui e Isacks, 1976; Hasewaga e Isacks, 1981; Grange *et al*, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodríguez y Tavera, 1991; Cahill e Isacks, 1992; Lindo, 1993; Tavera y Buforn, 2001; Bernal y Tavera 2002) proponer representaciones tridimensionales de la geometría del proceso de subducción. En general, todos estos autores concluyen en que la placa de Nazca subduce debajo del continente Sudamericano en dos modos diferentes (Figura 2.5), así Bernal y Tavera (2002), definen que, para las regiones norte y centro la subducción es de tipo sub-horizontal con un ángulo del orden de 15° a 25° hasta una profundidad de 100–130 km. a partir de la cual se desplaza de manera horizontal por debajo del continente hasta alcanzar una distancia promedio de 700 km desde la fosa, en tanto que, para la región Sur, la subducción es de tipo normal, presentando una pendiente continua de 30° hasta alcanzar profundidades máximas de 260 km a una distancia promedio de 400 km a partir de la fosa.

Del mismo modo la sismicidad cortical presente en el interior del continente ha permitido identificar las áreas de mayor deformación y todas ellas adecuadas a los principales sistemas de fallas descritas en el punto 2.2 y Figura 2.1 En general la constante ocurrencia de eventos sísmicos en nuestro territorio es resultado del continuo proceso geodinámico en el cual juegan un papel importante la placa de Nazca y Sudamericana.

III

TEORÍA DE LA INVERSIÓN GEOFISICA

3.1 INTRODUCCIÓN

La mayor parte del conocimiento sobre el interior de la tierra se basa en la interpretación de medidas hechas desde la superficie y no de medidas realizadas directamente sobre el material en profundidad. En este sentido, una de las principales tareas de las ciencias geofísicas consiste en realizar inferencias y/o deducciones cuantitativas sobre la composición y estructura del interior de la tierra. La geofísica haciendo uso de técnicas como la teoría de la inversión constituye una importante área de investigación, la cual en estos últimos años con el avance de la tecnología y el desarrollo de nuevos modelos matemáticos ha logrado importantes avances en el conocimiento del interior de la tierra, denominando a dichos logros “*Teoría de la Inversión Geofísica*”.

El problema inverso además de tener una serie de aplicaciones dentro de las ciencias geofísicas (sismología, magnetismo, gravimetría, atmósfera, etc), aparece en muchas otras áreas de las ciencias exactas (Figura 3.1) tales como: la imagen médica, (tomografía axial computarizada, rayos X, etc), la hidrogeología (determinación de contaminantes en cuencas), la tomografía acústica – oceánica (batimetría), la astronomía, el procesamiento o ajuste de imágenes, los sensores remotos, etc.

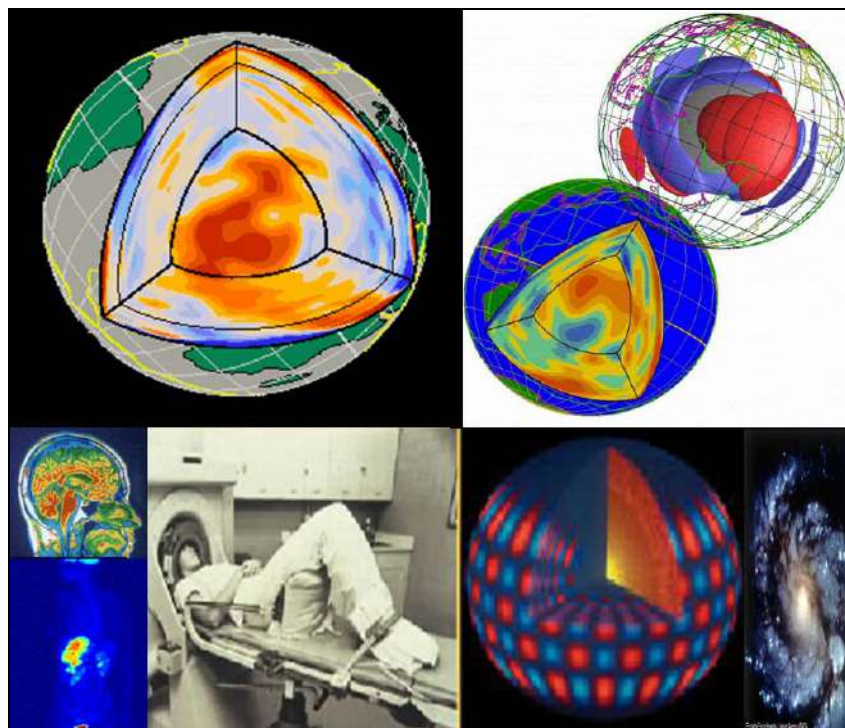


Figura 3.1. Aplicación del problema inverso en diversas áreas de las ciencias físicas.

En general, el problema inverso trata del arte de estimar los parámetros de un *modelo* (m) a partir de un conjunto de *observaciones* o *datos de medidas físicas* (d); en contraparte el problema directo, consiste en determinar los *datos*, previo conocimiento de un *modelo* físico o matemático. La Figura 3.2 muestra un esquema general de la solución del problema directo e inverso.

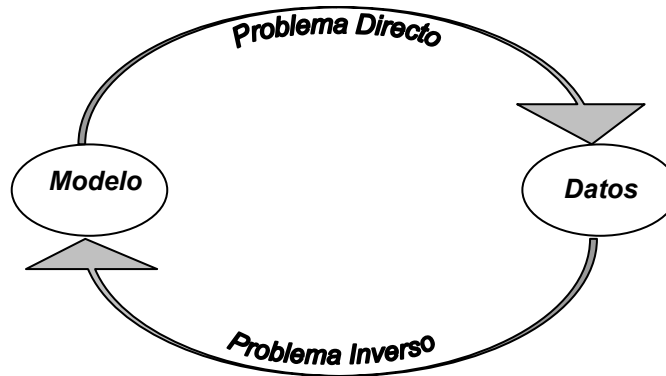


Figura 3.2. Esquema general del problema directo e inverso.

En sismología, diversas aplicaciones del problema inverso han permitido tener un mayor conocimiento de la complejidad y heterogeneidad del interior de la tierra en múltiples zonas del mundo. Con este propósito se han llevado a cabo estudios tales como la inversión de modelos de velocidad a partir de telesismos (Aki et al., 1977) y perfiles de refracción sísmica profunda (Smithson et al., 1977; Oliver, 1980). Sin embargo, solo a partir de las tres últimas décadas se han realizado importantes progresos en los métodos de inversión tradicionales (Aki & Lee, 1976; Crosson, 1976; Thurber, 1983; Tarantola, 1987; y Kissling, 1988), con el fin de determinar modelos de estructura cortical en áreas pequeñas, sísmicamente activas y relativamente complejas.

La metodología de inversión a la que se hace referencia en el presente estudio se conoce como *inversión simultánea*, lo cual significa que, tanto la localización espacial de los sismos como la determinación de los parámetros del modelo, se lleva a cabo de manera conjunta mediante el uso de rayos que atraviesan un modelo de ensayo (Crosson, 1976; Thruher, 1992; Kissling et al., 1995).

3.2 MODELOS DE VELOCIDAD 1D Y LOCALIZACIÓN DE EVENTOS

La determinación de los parámetros hipocentrales de un sismo, constituye un típico problema inverso, ya que tanto el modelo, como la localización y el tiempo de origen de un sismo, son estimados a partir de un conjunto de tiempos de arribo. En este sentido, poco a cambiado desde que el alemán Ludwig Geiger en 1911 sentara las bases para la localización de sismos, basado en el método de reducción de Gauss – Newton, gracias a la minimización simultanea de los tiempos de viaje residuales de un conjunto de observaciones (Figura 3.3). Los tiempos residuales ΔT , que corresponden a la diferencia entre los tiempos de arribo observados (T^{obs}) y los tiempos de arribo predichos (T^{pre}), se calculan a partir de un modelo de velocidad e hipocentro predefinidos. De este modo, el método propuesto por Geiger, en el que la mayoría de algoritmos de localización fundamentan su cálculo, plantea la necesidad de conocer un modelo de estructura cortical y las coordenadas de un hipocentro preliminar.

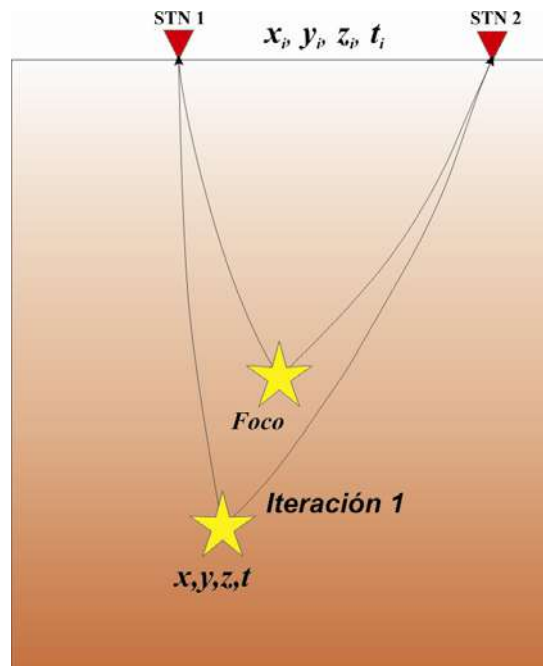


Figura 3.3: Esquema teórico para la localización de hipocentros. x, y, z, t denotan las coordenadas espaciales y tiempo de origen del sismo i , y x_i, y_i, z_i, t_i las coordenadas espaciales y tiempo de arribo de las ondas del sismo i , a las estaciones ubicadas en superficie.

El cálculo de los parámetros hipocentrales de un sismo, únicamente tiene cuatro incógnitas, por lo que si se tratara de un problema exacto, solo harían falta

cuatro observaciones para obtener la solución, (número de ecuaciones n igual al número de parámetros m). Sin embargo, a las observaciones se les debe añadir imprecisiones propias de las variables físicas, de este modo, obtener una solución exacta, aun teniendo precisión en las observaciones, resulta complicado. Además, se debe tener en cuenta que este tipo de problemas es de carácter no-lineal (Crosson, 1976; Kissling, 1988), por tal motivo es necesario realizar procesos iterativos para aproximarse a soluciones cercanas a las verdaderas.

En notación vectorial, un problema no-lineal se define de la siguiente manera:

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) = \mathbf{d} \quad (3.1)$$

donde $\mathbf{d}$ corresponde al vector *datos* que contiene los tiempos de viaje ($t_1, t_2, \dots, t_n$), $\mathbf{m}$ el vector *modelo* que contiene los parámetros del mismo (x, y, z, t), y $\mathbf{g}$, la función que relaciona el vector modelo y el vector datos. Para linealizar la ecuación anterior es necesario suponer que $\mathbf{m}_0^{est}$ corresponde al modelo inicial (modelo de ensayo), requerido para llevar a cabo el proceso iterativo. Así se tiene que:

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0^{est} + \Delta\mathbf{m} \quad (3.2)$$

De este modo, la expresión $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ puede ser linealizada por expansión de las series de Taylor, que equivale a la estimación de una solución inicial (x_0, y_0, z_0, t_0) y luego a la determinación de los incrementos en dicha estimación $\delta x_0(x_1 - x_0), \delta y_0(y_1 - y_0), \delta z_0(z_1 - z_0)$, y $\delta t_0(t_1 - t_0)$. Luego, despreciando términos de segundo orden y más altos, se tiene:

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est}) + \mathbf{G}_0 \cdot (\Delta\mathbf{m}) \quad (3.3)$$

donde $\mathbf{G}_0$ es la matriz jacobiana de derivadas parciales, $\partial g_i / \partial m_j$ evaluadas en $\mathbf{m}_0^{est}$. En esta ecuación $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ contiene los tiempos de arribo $\mathbf{T}^{obs}$, y $\mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est})$ los tiempos de arribo $\mathbf{T}^{pre}$. Posteriormente, el objetivo consiste en determinar las correcciones del modelo $\Delta\mathbf{m}$, que permita obtener un ajuste adecuado de los datos observados con un mínimo error. Entonces la ecuación 3.3 se reescribe de la siguiente manera:

$$E(m) = g(m) - g(m_0^{est}) - G_0(\Delta m) \quad (3.4)$$

donde $E(m)$ se define como el *predictor de error*, cuya solución, se obtiene aplicando correcciones iterativas al modelo $m_i^{est} = m_{i-1}^{est} + \Delta m_{i-1}$, hasta que los cambios en el predictor de error entre una y otra iteración sean suficientemente pequeños.

Para la localización de un sismo con muchas observaciones y buena distribución azimutal de las estaciones, una ubicación inicial del evento, aun lejos de la verdadera localización, conduciría a resultados bastante confiables. No obstante, la validez de la solución iterativa para el problema linealizado depende fuertemente de la calidad y control de los parámetros del modelo inicial, lo cual puede conducir a más de una solución.

3.3 MINIMO MODELO DE VELOCIDAD 1D

Kissling (1988), al analizar que no siempre se cuenta con suficientes observaciones o que la calidad de éstas y el modelo inicial pueden presentar importantes incertidumbres, introdujo el término **mínimo modelo de velocidad 1D**, para denotar un modelo que conduce al error más pequeño de localización posible, dado un conjunto de eventos.

El **mínimo modelo de velocidad 1D** es el resultado de una inversión simultánea iterativa de los parámetros hipocentrales y de las capas de un modelo de velocidad que, en función de un conjunto de datos representativos de una zona, conducen a la optimización de las rutinas de localización. La determinación de dicho modelo es un proceso de “*ensayo y error*”, que usualmente se inicia con la recolección y selección de información *a priori* de la estructura de la corteza del área de interés.

Consecuentemente, el **mínimo modelo de velocidad 1D** al que se hace referencia, se deriva de un algoritmo de inversión denominado **VELEST** (Kissling et al., 1995), caracterizado por capas de velocidades que representan el mejor promedio de velocidad para los rayos que atraviesan cada intervalo de profundidad. Finalmente, el modelo de velocidad obtenido constituye un modelo representativo del área, acorde a las características estructurales de la corteza en la región de estudio; por tal motivo,

puede ser utilizado como modelo de referencia en la determinación de parámetros hipocentrales. Este importante logro, constituye un punto de partida para la elaboración e interpretación de estudios de tomografía tridimensional (Kissling et al 1994).

3.4 INVERSIÓN SIMULTÁNEA DE TIEMPOS DE ARRIBO

El fundamento sobre el cual se basan la mayoría de algoritmos de inversión simultánea, y Velest no exento de tal, parten de utilizar los residuos entre el tiempo de arribo observado y el calculado desde un hipocentro hasta una estación sísmica (Thurber, 1983).

$$\Delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (3.5)$$

donde los subíndices ij denotan la i -ésima observación, en la estación i , para el j -ésimo sismo. De modo que la ecuación general para los tiempos de arribo se denota de la siguiente manera:

$$T_{ij} = t_j^0 + t_{ij}^{s_i}(\mathbf{x}_j^0, \mathbf{y}_j^0, \mathbf{z}_j^0, \mathbf{v}(\mathbf{s}_i), \mathbf{x}_i, \mathbf{y}_i, \mathbf{z}_i) \quad (3.6)$$

donde t_j^0 representa el tiempo de origen del sismo j , $t_{ij}^{s_i}$ el tiempo de viaje de la onda sísmica a lo largo del trayecto $\mathbf{s}_i$, desde la fuente $(\mathbf{x}_j^0, \mathbf{y}_j^0, \mathbf{z}_j^0)$ hasta la estación $(\mathbf{x}_i, \mathbf{y}_i, \mathbf{z}_i)$ y $\mathbf{v}(\mathbf{s}_i)$ la velocidad a lo largo del trayecto $\mathbf{s}_i$. Los términos, T_{ij}^{cal} y $(t_j^0, \mathbf{x}_j^0, \mathbf{y}_j^0, \mathbf{z}_j^0)$ son los parámetros hipocentrales estimados mediante el procedimiento de localización hipocentral, asimismo, el termino $\mathbf{s}_i$ es el camino resultante del ray *tracing* desde un foco j a una estación i a través del modelo de velocidad. Ahora el *modelo* ($\mathbf{m}$) contiene los parámetros hipocentrales para todos los eventos y todos los parámetros de velocidad (desconocidos), por otra parte $\mathbf{g}(\mathbf{m})$ contiene los tiempos de viaje observados T_{ij}^{obs} y $\mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est})$ los tiempos de viaje calculados T_{ij}^{cal} para un modelo inicial $\mathbf{m}_0^{est}$.

Posteriormente, realizando una aproximación de primer orden de los residuos relacionados con la integral del tiempo de viaje entre la fuente y el receptor, se puede definir una expresión de la siguiente manera (en esta parte, por conveniencia, se hará referencia a las coordenadas $(\mathbf{x}_1, \mathbf{x}_2, \mathbf{x}_3)$ en vez de $(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$):

$$\Delta T_{ij} \cong \Delta t_j^0 + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial \mathbf{x}_{kj}^0} \Delta \mathbf{x}_{kj}^0 + \sum_{l=1}^L \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial \mathbf{v}_l^0} \Delta \mathbf{v}_l^0 \quad (3.7)$$

donde Δt_j^0 , $\Delta \mathbf{x}_k^0$ y $\Delta \mathbf{v}_l^0$ representan los incrementos en el *tiempo de origen*, *coordenadas hipocentrales* y *parámetros de velocidad*. De esta manera, se puede inducir correcciones $\Delta \mathbf{m}$, como producto de los residuos ΔT_{ij} , así linealizando los sistemas de ecuaciones 3.1 y 3.3 se tiene:

$$\Delta \mathbf{d} \cong \mathbf{G} \Delta \mathbf{m} \quad (3.8)$$

Esta ecuación implica una parametrización discreta del modelo de velocidad con L parámetros. La matriz Jacobiana $\mathbf{G}$ contiene todas las derivadas parciales y $\Delta \mathbf{m}$ contiene las variaciones Δt_j^0 , $\Delta \mathbf{x}_k^0$ y $\Delta \mathbf{v}_l^0$. Así, la ecuación 3.8 se puede resolver para $\Delta \mathbf{m}$ minimizando $\Delta \mathbf{d}$ por el método de mínimos cuadrados. El signo “*aproximadamente igual*” ($\cong$) en las ecuaciones 3.7 y 3.8, denota que, debido a la linealización, parametrización del modelo y error en los datos, obtener un ajuste perfecto entre T^{obs} y T^{cal} resulta imposible de alcanzar. Las incertidumbres en $\Delta \mathbf{T}$, al igual que las limitaciones que impone un conjunto de datos finito e imperfectamente distribuido, hacen que la ecuación 3.8 sea un problema indeterminado, lo cual implica que al menos, algunas de las correcciones del modelo ($\Delta \mathbf{m}$), no puedan ser resueltas independientemente y otras queden sin resolver. En este sentido, la inversión directa de la ecuación 3.8 puede implicar valores singulares o muy cercanos que impedirían obtener una solución numérica estable, por lo que resulta necesario hacer uso de la solución basada en el método de Lavenberg-Marquart (Crosson, 1976), también conocido con el nombre de *Método de Mínimos Cuadrados Amortiguados*, consecuentemente, la solución obtenida por este método sería:

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \Delta \mathbf{d} \quad (3.9)$$

donde I es la matriz identidad, ε el parámetro de amortiguamiento y la expresión $(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T$, la llamada Inversa Estocástica o inversa generalizada Levenberg-Marquardt.

Dado, el gran número de datos y parámetros a resolver, el manejo y cálculo computacional de este problema inverso requiere una gran capacidad de memoria; por tal motivo, Thurber (1983) incorporó la separación de parámetros (Pavlis y Broker, 1980), de forma que $\mathbf{G}\Delta\mathbf{m}$ se separa en una parte que contiene los parámetros de velocidad y otra que contiene los parámetros hipocentrales, sin sacrificar el acoplamiento entre parámetros hipocentrales y de velocidad (*coupled hypocenter velocity model problem*), de tal forma que la ecuación 3.8 se puede escribir como:

$$\Delta\mathbf{d} = \mathbf{G}\Delta\mathbf{m} = \mathbf{H}\Delta\mathbf{h} + \mathbf{V}\Delta\mathbf{v} \quad (3.10)$$

donde el término $\mathbf{H}\Delta\mathbf{h}$ contiene la parte hipocentral y $\mathbf{V}\Delta\mathbf{v}$ la parte de velocidad. Este procedimiento aplicado para cada evento, conduce a $\Delta\mathbf{d}_j = \mathbf{H}_j\Delta\mathbf{h}_j + \mathbf{V}_j\Delta\mathbf{v}_j$. Posteriormente, haciendo uso de la descomposición QR (*quadratic root*), establecido por Lawson y Hanson (1974) se puede obtener para cada evento:

$$\Delta\mathbf{d}'_j = \mathbf{V}'_j\Delta\mathbf{v}'_j \quad (3.11)$$

Reemplazando 3.8 en 3.11 para todos los eventos, se tiene que 3.9 puede resolverse para correcciones en el modelo de velocidad $\Delta\mathbf{v}'$; mientras que, las correcciones hipocentrales se estiman con el modelo de velocidad actualizado en una inversión rutinaria de localización de eventos. De este modo, el procedimiento para obtener las correcciones de los parámetros del modelo, se debe realizar en forma iterativa hasta algún criterio de parada. Por lo general, una optima solución es aquella en la que los resultados entre una y otra iteración no presentan cambios significativos (Kissling, 1995).

Finalmente, la estimación de los errores en el proceso de localización de sismos depende fuertemente del modelo de velocidad asumido a priori (Kissling et al 1994). La precisión en la localización hipocentral y la estimación de dichos errores requieren una solución simultánea de los parámetros hipocentrales y la velocidad. En

este sentido, el algoritmo **VELEST** permite llevar a cabo la inversión simultánea de los parámetros hipocentrales y de velocidad (Kissling 1988), con el propósito de derivar un **mínimo modelo 1D**, que proporcione mayor precisión en el cálculo hipocentral.

3.5 ALGORITMO VELEST

El programa Velest es un algoritmo escrito en Fortran77 diseñado para derivar modelos de velocidad 1D para rutinas de localización de sismos y como referencia inicial para trabajos de tomografía sísmica 3D (Kissling 1988; Kissling et al., 1994). Originalmente fue escrito en 1976 por W.L. Ellsworth y S. Roecker para estudios de tomografía sísmica (con el nombre Hypo2D), luego en 1981 fue modificado por R. Howack, C. Thurber y R. Corner quienes implementaron el modelo de trazado de rayos. En 1984 Kissling y Ellsworth después de modificar la estructura e implementar nuevas opciones, usaron el programa para calcular un *Mínimo Modelo 1D* para un gran área del Valle de California. Posteriormente este fue aplicado para sismos locales y datos de fuente controlada en California, Alaska, Utah y los Alpes. Actualmente a nivel mundial la mayoría de trabajos de tomografía sísmica 3D con sismos locales, se elaboran en base a modelos unidimensionales obtenidos con este programa.

Velest o “*velocity estimation*”, como programa aplicado a la solución de problemas no-lineales, resuelve en *modo simple*, la localización de hipocentros y en *modo simultaneo*, el acoplamiento entre parámetros hipocentrales y de velocidad, asimismo realiza la determinación conjunta de hipocentros para un conjunto de sismos locales y opcionalmente disparos o explosiones. Para ambos casos el procedimiento consiste en establecer un modelo de velocidad inicial (*a-priori*), en donde se efectúa el trazado de rayos desde la fuente hasta el receptor midiendo los rayos directos, refractados y reflejados que pasan por dicho modelo. La solución se obtiene invirtiendo la matriz de mínimos cuadrados amortiguados $[G^T G + \epsilon]$ donde: (A = matriz Jacobiana y A^T = transpuesta de la matriz jacobiana; y ϵ = matriz de amortiguamiento). Dado que el problema inverso es no-lineal, se realizan varias iteraciones, hasta obtener la mejor solución para el conjunto de datos (Kissling, 1995).

La síntesis del procedimiento se muestra en el diagrama de flujo (Figura 3.4); asimismo, en el archivo de salida principal, se muestra la información a detalle paso a paso sobre los cálculos intermedios para cada iteración. Es importante señalar que el programa VELEST no calcula ni diseña la geometría de las capas, lo que hace es ajustar el valor de velocidad en los intervalos de profundidad del modelo de entrada; por lo que, es necesario evaluar distintos modelos de velocidad inicial.

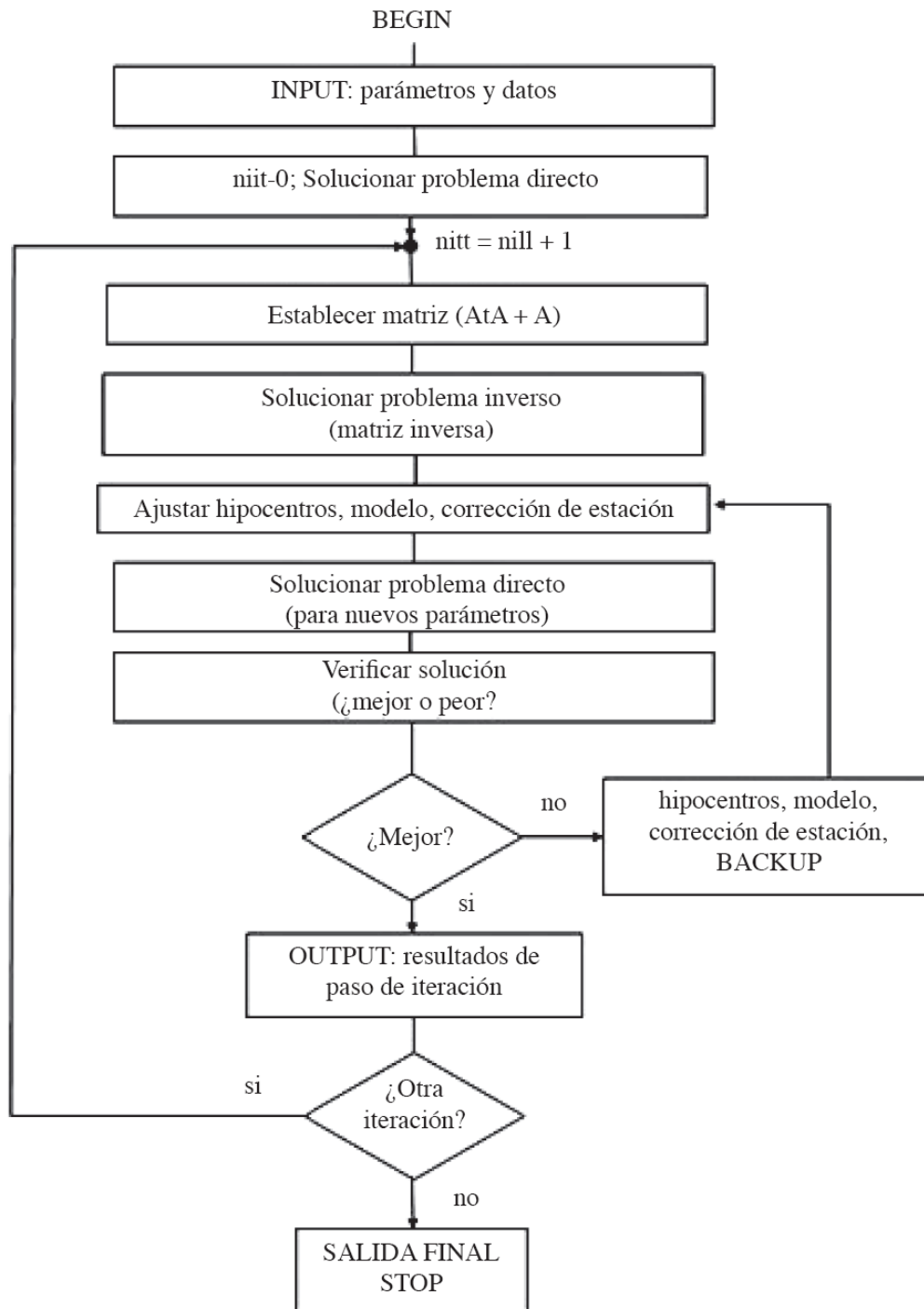


Figura 3.4. Diagrama de flujo que muestra el procedimiento del programa VELEST.

El manejo del programa incluye un gran número de opciones y parámetros de control que además de ser flexibles, permiten realizar ajustes en las aproximaciones de la solución. Para definir dichos ajustes y seleccionar los parámetros de control apropiados para la base de datos y el problema inverso en si, es necesario realizar múltiples ejecuciones del programa. (Mayores detalles acerca del algoritmo y su libre disponibilidad en: <http://www.seg.ethz.ch/software/velest>)

3.6 RELOCALIZACIÓN DE SISMOS

En vista que las soluciones del problema inverso son ambiguas, es decir, se obtienen varios modelos de velocidad diferentes con valores de residual similares, se realiza una evaluación entre los modelos resultantes seleccionando aquel que cumpla con los siguientes criterios:

- a) Reducción significativa de los valores de *rms* residual.

$$RMS = \left[\frac{\sum_i^n W_i R_i^2}{\sum_i^n W_i} \right]^{\frac{1}{2}} \quad i=1, \dots, n \quad (3.12)$$

donde: R_i es la residual y W_i el peso calculado para la i^{th} fase.

- b) Disminución de los errores de localización hipocentral,

- c) Los resultados entre una y otra iteración no deben variar significativamente.

De esta manera el modelo seleccionado se denomina *Mínimo Modelo de Velocidad 1D* (Kissling, 1995). Además este modelo debe satisfacer las siguientes condiciones:

- El valor de velocidad de cada capa debe representar el valor promedio para cada intervalo de profundidad.
- 3 Los sismos localizados dentro del área que comprende la red de estaciones deben ser localizados con igual o mayor precisión.
 - 4 Las capas mas superficiales del modelo 1D deben reflejar las características de la estructura cortical cerca de la superficie (Kissling et al., 1994).

Finalmente, de acuerdo al enunciado que dice, un modelo de referencia debe reflejar las características de la estructura y ser próximo al promedio de los datos, el cálculo del modelo de referencia se inicia con la definición de tres elementos: la zona de estudio, la geometría del modelo 1D y la selección de una base de datos de sismos locales. (Kissling, et al., 1995).

En el siguiente capítulo se presenta la aplicación del método de inversión aquí descrito, para tres regiones del Perú (Figura 1.1), con la finalidad de proponer modelos de velocidad 1D que sirvan de referencia para futuros estudios y rutinas de localización y como un primer paso para realizar estudios de tomografía sísmica en 2 y 3 dimensiones.

IV

REDES SÍSMICAS LOCALES Y SELECCIÓN DE LA BASE DE DATOS

4.1 INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista sismológico, el territorio peruano se encuentra permanentemente monitoreado por varias redes instrumentales, una de ellas de carácter regional, compuesta por la Red Sísmica Nacional (RSN), y otras de carácter local, instaladas en lugares puntuales tales como: proyectos hidroeléctricos, entornos volcánicos y/o áreas de investigación local. Estas redes están compuestas por equipos tanto de velocidad como de aceleración. De esta manera, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), institución oficial encargada de la sismología en el país, viene continuamente mejorando la cobertura y calidad del monitoreo de las principales fuentes sismogénicas que afectan el territorio nacional, así como progresivamente realiza estudios de investigación en áreas de interés.

Para propósitos del presente estudio se hace uso de los datos registrados por tres redes sísmicas locales instaladas en las regiones Norte, Centro y Sur de Perú. Dichas redes por ser de carácter local, consideran estaciones distribuidas en áreas pequeñas, en donde la distancia de separación entre estas no supera un 1° y donde la información registrada es de tipo microsísmica. Así, el estudio de los datos registrados por estas redes, permite una mejor caracterización del entorno tectónico de las regiones de estudio, y en particular, como es el caso del presente estudio, facilita la determinación de modelos de velocidad en las regiones mencionadas.

En el presente capítulo, se describen las principales características de las redes sísmicas locales instaladas en las regiones de estudio, así como, de la información registrada por estas durante el periodo de adquisición de datos. Posteriormente, basado en ciertos criterios específicos, se realiza la selección de eventos, a fin de contar con bases de datos óptimas que permitan una buena determinación de modelos de velocidad 1D en las regiones de estudio.

4.2 REGIÓN NORTE DE PERÚ

4.2.1 RED SÍSMICA LOCAL RADIOTELEMÉTRICA DEL NORTE DE PERÚ

Desde el año 1990 el Instituto Geofísico del Perú mantiene operativa una Red Sísmica Local instalada en el Norte de Perú. Esta red, que inicialmente operó como parte del convenio establecido con el Proyecto especial Olmos – Tinajones (DEPOLTI) y posteriormente en convenio con Electroperú para el complejo hidroeléctrico de Carhuaquero, fue instalada con el propósito de monitorear la actividad sísmica y estimar el peligro sísmico que amenaza ambos proyectos y su infraestructura en sí.

Dicha red denominada “*Red Sísmica Local Radiotelemétrica del Norte de Perú*” (RSLNP), estuvo compuesta por ocho (8) estaciones sísmicas ubicadas en las localidades de Huarmaca (HCA), Pomahuaca (PMA), Porculla (PCU), Portachuelo (PCH), Maichil (MCH), Mal Paso (MPA), Montañita (MTA) y Puntería (SPU), cubriendo un área de aproximadamente 700 km² distribuidos entre la línea de costa y la Cordillera Occidental (Figura 4.1).

Así, cada una de las estaciones estuvo equipada por sismómetros de periodo corto (SP) tipo Kinematics de componente vertical (modelo SS-1), con un sistema de registro digital de 16-bit y una frecuencia de muestreo de 1 Hz. El control y sincronización del tiempo en cada uno de los equipos se llevó a cabo mediante el satélite GOES. Por otro lado, la transmisión del registro continuo de la señal, se realizó en *tiempo real* mediante un sistema de telemetría por radiofrecuencia vía UHF y VHF a una estación de registro digital localizada en la ciudad de Chiclayo, en donde a la fecha se realiza el análisis de las formas de onda directamente sobre los sismogramas digitales usando para tal fin algoritmos especializados (Tocto, 2002).

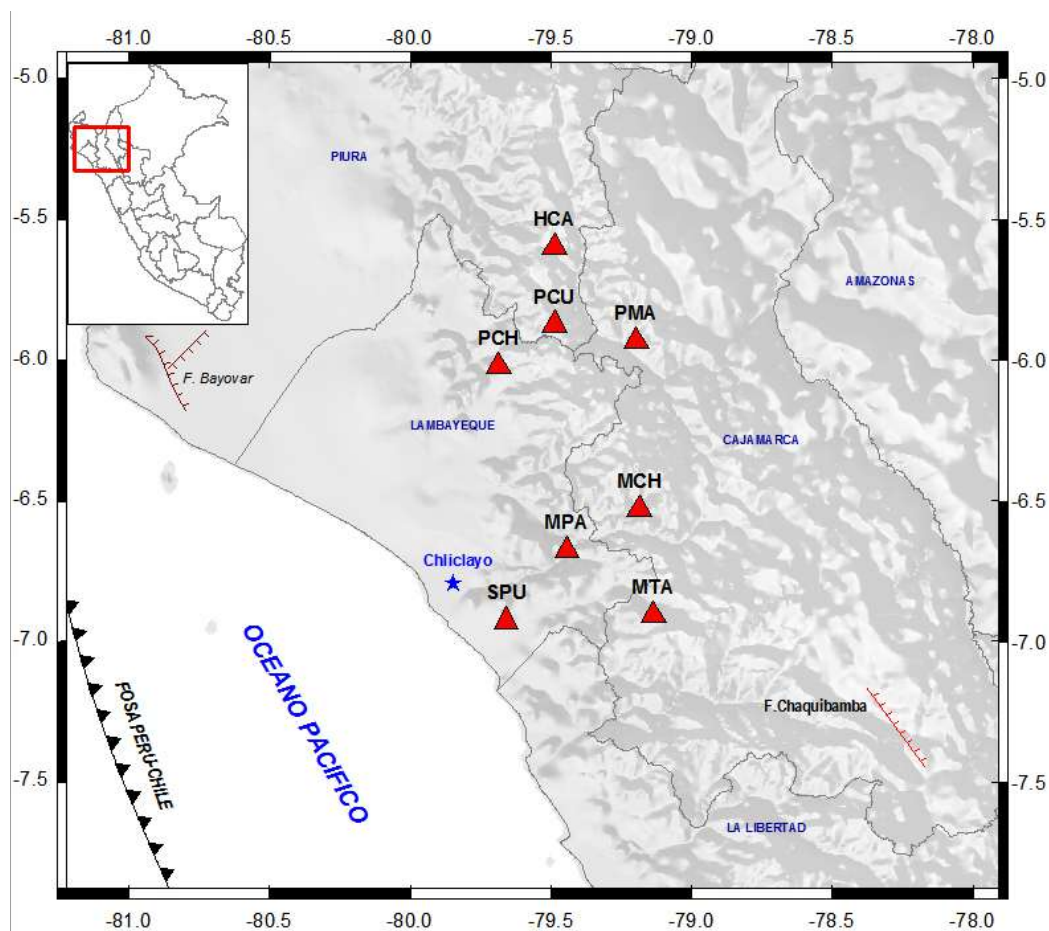


Figura 4.1. Distribución espacial de las estaciones que conforman la RSLNP

A continuación en la *Tabla 1* se presentan las características y coordenadas geográficas de cada una de las estaciones que componen la Red Sísmica Local del Norte de Perú (RSLNP).

Tabla 4.1. Principales características y coordenadas de las estaciones de la RSLNP.

Estación	Código	Lat.	Lon.	Elev.	*Comp.	Sensor	Equipo
Huarmaca	HCA	-5.585	-79.486	2000	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Pomahuaca	PMA	-5.922	-79.196	2340	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Porculla	PCU	-5.862	-79.487	2970	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Portachuelo	PCH	-6.009	-79.685	720	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Maichil	MCH	-6.519	-79.186	1180	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Mal Paso	MPA	-6.663	-79.443	500	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Montañita	MTA	-6.894	-79.136	1200	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Señal Puntería	SPU	-6.915	-79.659	561	Z	KM.I.SS1	Telemetric

* Comp. = Componente

Un reporte más detallado sobre la implementación, mantenimiento y operatividad de esta red así como de la estación central de registro, puede encontrarse en el Informe de Ocola y Marin (1997).

4.2.2 DETERMINACIÓN PRELIMINAR DE HIPOCENTROS

Durante un periodo de 6 años (1996 – 2001), la RSLNP registró un total de 1593 eventos con diferencias de tiempo S – P menores a 30 segundos, siendo detectados por al menos 5 estaciones. El registro, análisis y lectura de los tiempos de arribo de todos los eventos se realizó en la estación central ubicada en la ciudad de Chiclayo.

Para llevar a cabo la determinación de los parámetros hipocentrales se hizo uso de una versión modificada del programa Hypoinverse (Klein, 1978), a la cual se le suministraron como datos de entrada: las lecturas de los tiempos de arribo de las fases sísmicas, su duración; una razón de velocidades igual a 1.75, calculada con 2014 arribos de ondas P y S por Tavera, et al., (2006); y finalmente el modelo de velocidad propuesto por Lindo (1993) para los andes centrales peruanos. El motivo por el cual se utilizó este modelo fue debido a que no existe información publicada acerca de modelos de velocidad de ondas sísmicas para la región Norte; sin embargo, tomando en cuenta que la geometría de la placa subducente en la región Central es relativamente similar a la de la región Norte, como ha sido demostrado por diversos estudios (Tavera y Buforn, 1998; Bernal y Tavera, 2002), el uso de este modelo aproxima a obtener los mejores resultados.

En la Figura 4.2 se presenta la distribución espacial de los 1593 eventos registrados por la RSLNP durante el periodo 1996 – 2001, tal como se observa, dichos eventos se distribuyen de manera irregular desde la fosa hasta el interior del continente; sin embargo, es posible distinguir tres importantes agrupaciones: la primera relacionada a sismos superficiales (círculos) distribuidos entre la fosa y la línea de costa, el segundo también relacionado a sismos superficiales emplazados sobre el continente y ubicados principalmente sobre la Falla el Recodo (cuya geometría aun no es muy conocida) y finalmente el tercer grupo compuesto por sismos de foco intermedio (cuadrados) distribuidos principalmente dentro y alrededor del área de cobertura de la red sísmica local, evidenciando la ocurrencia de actividad sísmica de carácter intermedio en ésta región, lo cual no se mencionaba en estudios anteriores (Tavera et al., 2006).

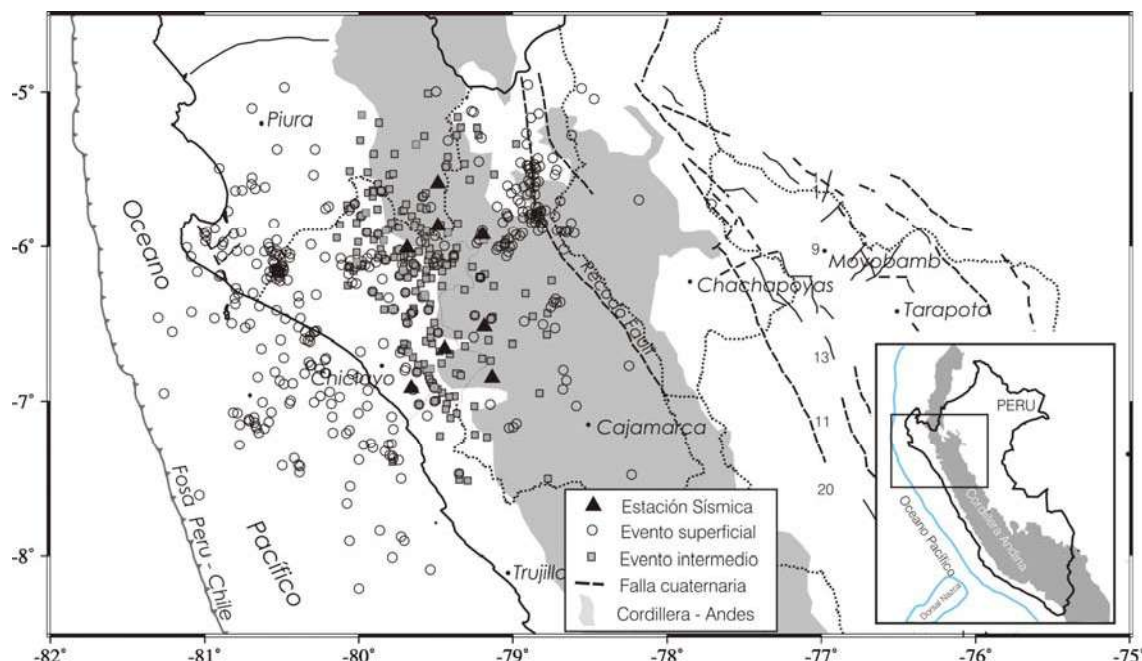


Figura 4.2. Distribución espacial de la actividad sísmica registrada por la RSLNP durante el periodo 1996 – 2001. Los círculos corresponden a sismos de foco superficial, los cuadrados a sismos de foco intermedio (Tavera et al., 2006).

En general, los parámetros hipocentrales estimados, presentaron incertidumbres de 0.1 seg. para la onda P y 0.25 seg. para la onda S; mientras que, los errores en la componente horizontal (ERH) y vertical (ERZ) fueron menores a 2.5 km. Asimismo, los valores de magnitud estuvieron entre 1.8 y 4.1 M_L ; mientras que, la profundidad de los eventos alternaron entre 0 y 125 km.

4.2.3 SELECCIÓN DE LA BASE DE DATOS

La determinación de un modelo de velocidad, requiere, como uno de los principales parámetros de entrada, contar con una óptima base de datos; que sea consistente y no genere inestabilidades al momento de efectuar el proceso de inversión (Kissling, et al., 1995). En este sentido y de acuerdo a lo sugerido en los procedimientos del algoritmo Velest, se aplican ciertos criterios de selección a la base de datos inicial de la región Norte (1593 eventos), de modo que con la base de datos resultante, que se presupone de calidad, se lleve a cabo la determinación de un modelo de velocidad 1D para esta región.

De este modo, los criterios de selección a los que se hace referencia son los siguientes:

- 5 Eventos con cobertura azimutal (GAP) $\leq 200^\circ$, esto para garantizar que los eventos sean netamente locales, y estén dentro de la cobertura de la red
- 6 Eventos con valores de *RMS* residual ≤ 1 s, asegurando de esta manera que los eventos seleccionados posean una optima lectura de sus fases.
- 7 Eventos con errores en las coordenadas hipocentrales ERH y ERZ menores a 2.5 km.
- 8 Eventos que por lo menos hayan sido registrados por 6 o más estaciones de la Red Sísmica Local, o dicho de otra forma, eventos con un número de observaciones de onda P ≥ 6 .

De esta manera, la nueva base de datos resultante para la región Norte quedó compuesta por 2987 arribos de onda P correspondientes a 547 eventos sísmicos.

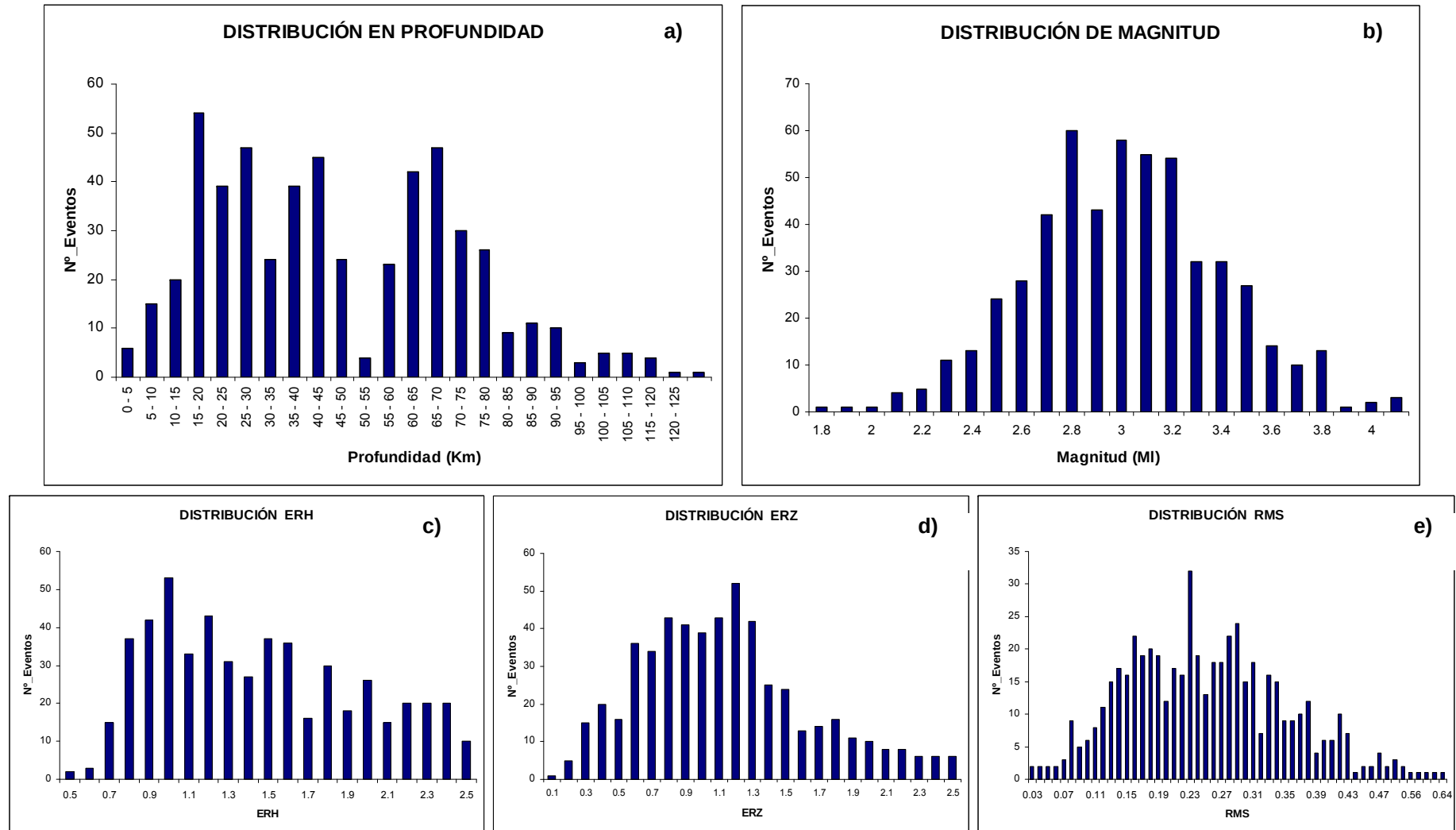


Figura 4.3. Características de la base de datos para la Región Norte con los eventos seleccionados. a) Distribución en Profundidad, b) Distribución de Magnitud, c) c) y d) Distribución de ERH y ERZ, y e) Distribución del RMS residual.

En la Figura 4.3 se muestran cinco esquemas que representan las características de los eventos seleccionados. Así, en a) se observa que dichos eventos presentan un rango variado de profundidades con hipocentros que alcanzan los 125 km bajo la superficie. Asimismo, en b) se observa que las magnitudes de los eventos presentan valores que van desde 1.8 hasta 4.1 M_L , notando que el mayor número de estos se encuentra entre 2.5 a 3.5 M_L . Por otro lado, la distribución de los errores en las coordenadas epicentrales (ERH) e hipocentrales (ERZ) de todos los eventos, muestra que estos no superan los 2.5 km, notando una ligera concentración de errores alrededor de 1 km. en ambos casos (c y d). Finalmente, la distribución del error medio cuadrático (RMS), mostrado en e) sugiere que la mayoría de eventos presentan mínimos errores en el cálculo de localización hipocentral, ya que estos se encuentran en un rango de 0.1 a 0.4 seg.

En cuanto a la distribución espacial de los eventos seleccionados, la Figura 4.4 muestra que un gran número de eventos de carácter superficial (< 60 km) se distribuye entre la fosa y la línea de costa; asimismo, otro grupo de eventos de carácter intermedio ($61 < h < 350$ km), se emplaza en el área que cubre la red sísmica local, y finalmente otro grupo de eventos de carácter mas superficial se ubica al extremo Nor-Este de la red local, sobre los alineamientos de fallas presentes en la región.

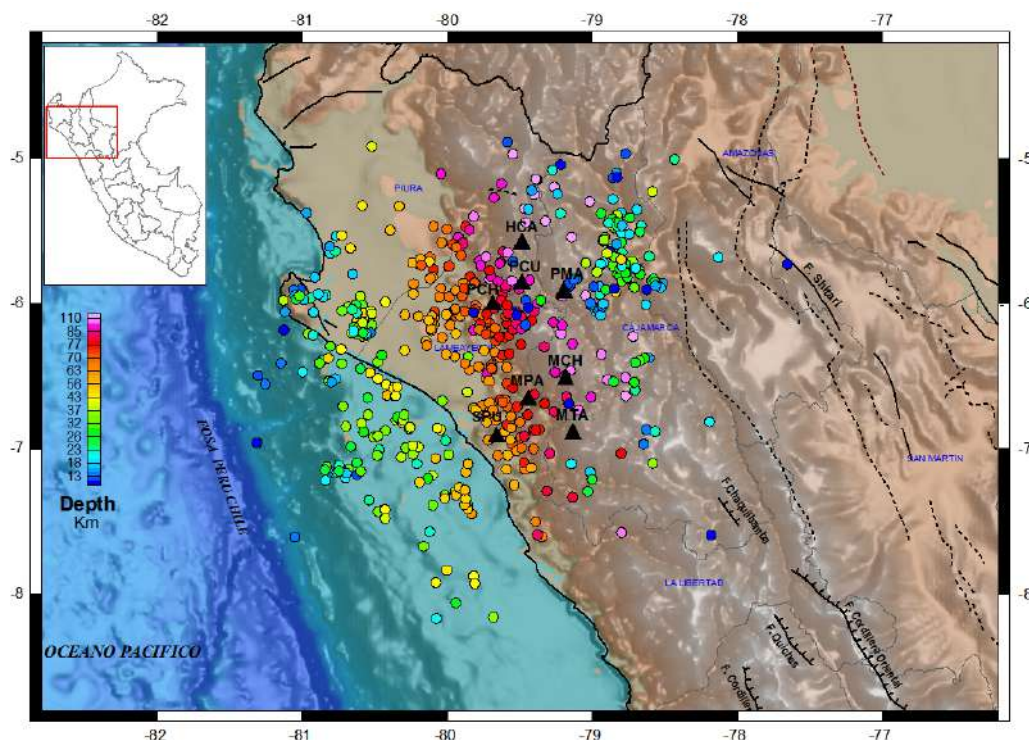


Figura 4.4. Distribución espacial de los eventos seleccionados para la Región Norte de Perú. El color de los círculos indica la profundidad de los eventos, denotada en la barra de color.

En general, la base de datos resultante contiene un conjunto de 547 eventos distribuidos uniformemente en espacio y profundidad sobre la región de estudio. Además, los eventos seleccionados para esta base de datos, son considerados de calidad ya que cumplen con los requerimientos mínimos para poder llevar a cabo la inversión de los tiempos de arribo de onda P y consecuentemente la determinación de un modelo de velocidad para la Región Norte de Perú.

4.3 REGIÓN CENTRAL DE PERÚ

4.3.1 RED SÍSMICA LOCAL TELEMÉTRICA DEL COMPLEJO MANTARO - TABLACHACA

El IGP dentro de un Convenio marco suscrito con Electroperú mantiene operativa una Red Sísmica Local instalada en la región Central de Perú. Esta red, instalada con el propósito de registrar la actividad sísmica de carácter local y regional que pudiera causar daño en el complejo o en su infraestructura, permite a partir de la evaluación, procesamiento y análisis de la señales sísmicas, caracterizar el entorno sismotectónico de esta región.

Actualmente, esta red denominada “Red Sísmica Telemétrica de Tablachaca” (RSTT) está compuesta por siete (7) estaciones sísmicas ubicadas en el entorno del Complejo Mantaro – Tablachaca e instaladas en los puntos denominados como: Atocpunta (ATP), Carpapata (CPA), Pocllac (PYC), Quinsachumpi (QCH), Rundovilca (RUN), Tablachaca (TBL) y Llamahuaqui (HUA), las cuales cubren aproximadamente un área de 200 km² (Figura 4.5); adicionalmente, esta red cuenta con cuatro acelerómetros dispuestos dentro del perímetro del Complejo. Sin embargo, para fines del presente estudio, sólo se consideran las seis primeras estaciones, ya que la última (HUA) se encuentra ubicada a más de 70 de km de distancia del área que comprende el Complejo; además, tomando en cuenta lo sugerido por Tavera y Rodríguez, (1999) esta estación no debe ser considerada en el cálculo de los parámetros hipocentrales de eventos netamente locales, debido a que ejercería influencia en el proceso matemático de localización.

En general, todas las estaciones que componen la RSTT corresponden a sismómetros de periodo corto (SP) tipo Kimometrics de una sola componente de registro (componente vertical, SS-1), con un sistema de registro digital de 16-bit a una frecuencia de muestreo de 1 Hz. El registro de la señal se transmite en *tiempo real*, mediante un sistema de telemetría por radiofrecuencia vía UHF y VHF a la estación central de registro ubicada en la sede de Huayao (Huancayo – Junín), la misma que cuenta con infraestructura, herramientas y algoritmos necesarios para el análisis y procesamiento de las señales sísmicas.

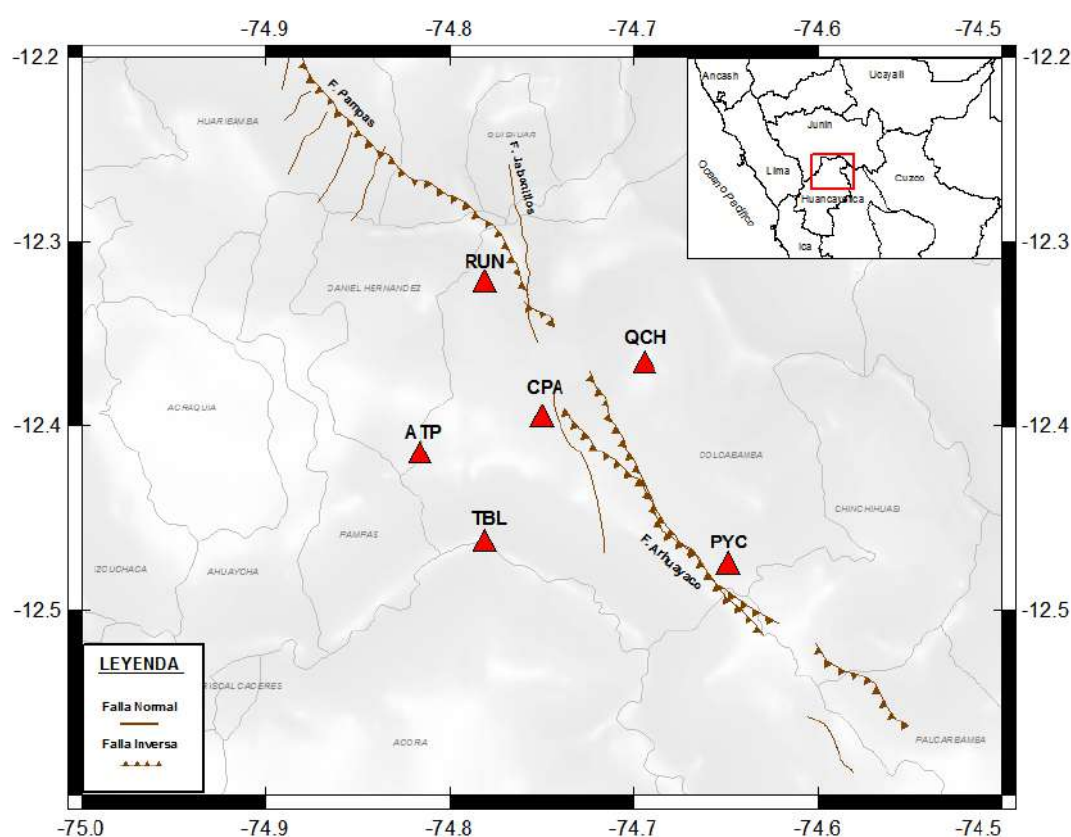


Figura 4.5. Distribución espacial de las estaciones que conforman la RSTT

Geográficamente esta red se encuentra emplazada sobre la cordillera de los andes con elevaciones que oscilan entre los 2,850 (TBL) y 4592 (ATP) m.s.n.m. El sistema de transmisión por telemetría tiene como repetidora principal a la estación de Quinsachumpi, la misma que recibe la señal de todas las estaciones y las retransmite a la estación de Llamahuaqui y esta a su vez, a la estación central de registro. Las características y coordenadas geográficas de las estaciones que conforman la red se presentan en la Tabla 4.2.

Los aspectos técnicos y otros detalles sobre la implementación, mantenimiento y operatividad de la red se pueden encontrar en los diversos reportes técnicos elaborados por personal especializado del IGP.

Tabla 4.2. Principales características y coordenadas de las estaciones de la RSTT

Estación	Código	Latitud	Longitud	Elevación	*Comp.	Sensor	Equipo
Atocpunta	ATP	-12.416	-74.816	4592	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Carpapata	CPA	-12.396	-74.750	3933	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Pocllac	PYC	-12.476	-74.649	3606	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Quinsachumpi	QCH	-12.367	-74.694	3921	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Rundovilca	RUN	-12.323	-74.781	3240	Z	KM.I.SS1	Telemetric
Tablachaca	TBL	-12.464	-74.781	2850	Z	KM.I.SS1	Telemetric

* Comp. = Componente

4.3.2 DETERMINACIÓN PRELIMINAR DE HIPOCENTROS

El periodo de datos analizado para la región Central comprende al segundo trimestre del año 2007 (Abril, Mayo y Junio), periodo en el cual, la RSTT registró un total de 444 eventos sísmicos de tipo local y regional. El monitoreo, registro y análisis de la actividad sísmica se realizó en la estación central de Huayao. Para el análisis de las formas de onda se hizo uso del algoritmo Sismalp, con el cual fue posible realizar la lectura de los tiempos de arribo de las fases P y S, así como la duración de cada evento.

Para la determinación de los parámetros hipocentrales se utilizó una versión modificada del programa Hypoinverse (Klein, 1978), asimismo se hizo uso de un modelo de velocidad que considera dos capas planas con espesores de 15 km., el cual fue propuesto por Dorbath et al., (1991), a partir de un estudio de micro-sismicidad en el área de la falla Huaytapallana – Pampas. Por ultimo, para la velocidad de propagación de las ondas de cizallas (onda S), se usó una razón de velocidades V_p/V_s de 1.66 obtenida por Tavera y Perez Pacheco (1998) utilizando sismos registrados por la RSTT durante el periodo 1997 y 1998.

De esta manera, los parámetros hipocentrales obtenidos presentaron incertidumbres menores a 3 km. en las componentes horizontal y vertical; por otro lado, los valores de magnitud estuvieron por debajo de 2.0 M_L , por lo que ninguno fue sentido ni produjo daños en superficie. En profundidad los eventos se distribuyeron

entre los 5 y 15 km. En general, la información analizada muestra que el mayor número de eventos se produjo a distancias locales (< 25 km.), y todos estos como parte de un enjambre de sismicidad producto de la actividad tectónica de las fallas presentes en la región.

En la Figura 4.6 se presenta la distribución espacial de los 444 eventos registrados por la RSTT durante el segundo trimestre del año 2007, asimismo se muestran los principales elementos tectónicos presentes en el área de estudio. Tal como se observa, el mayor número de eventos se concentra alrededor de la estación CPA (Carpapata), mostrando una tendencia NO – SE paralela al lineamiento de la falla Jabonillos en su extremo oeste.

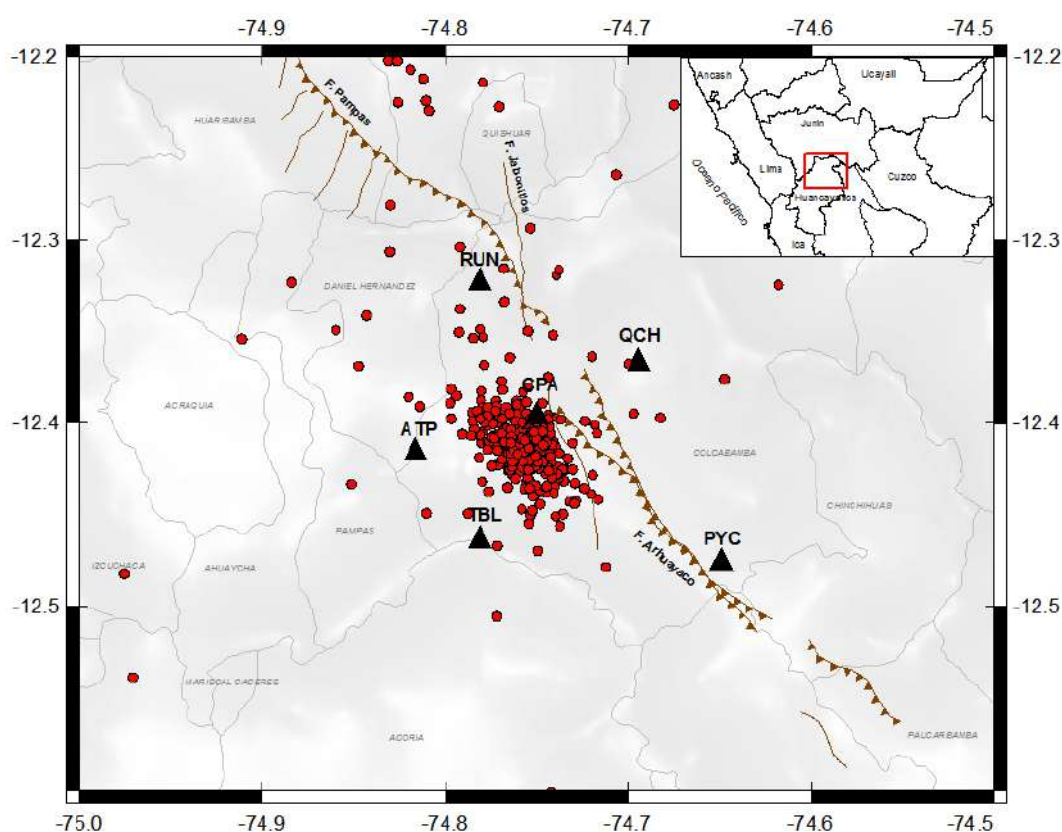


Figura 4.6. Distribución espacial de la actividad sísmica registrada por la RSTT durante el segundo trimestre de 2007. Asimismo se muestran los principales elementos tectónicos presentes en el área del complejo Mantaro – Tablachaca

Esta agrupación de sismicidad cubre aproximadamente un área de 36 km². Tavera y Bernal (2007) atribuyen esta inusual actividad microsísmica a posibles filtraciones de agua sobre el plano de la falla Arhuayaco (Figura 4.6), las cuales ocasionarían variaciones y/o cambios en los estados de esfuerzo-deformación que sufre ésta. Asimismo, dichos autores sugieren que la geometría de dicha falla sería de

tipo listrica; es decir, una falla inversa de gran ángulo en superficie y bajo ángulo a niveles de profundidad mayor.

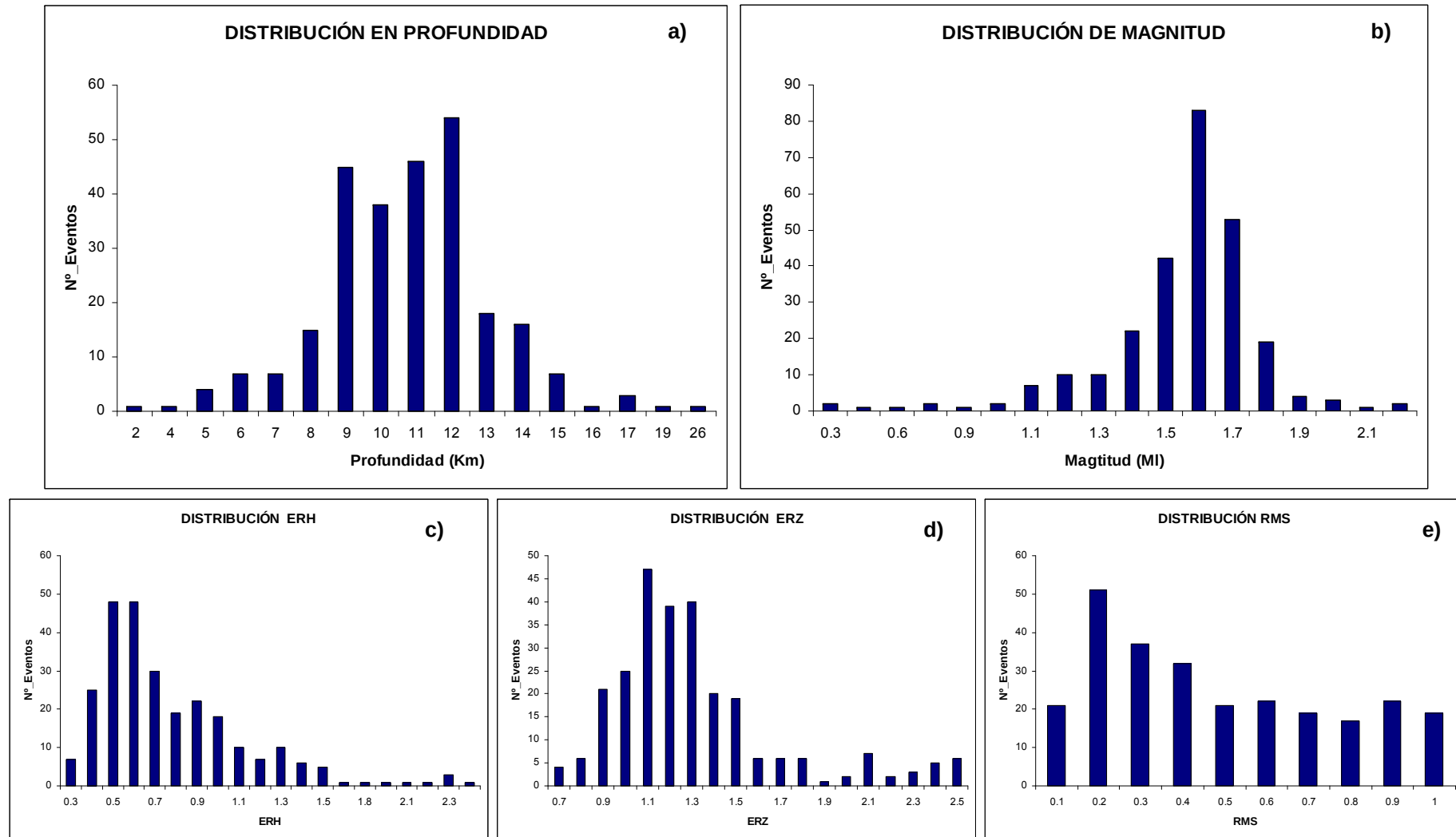
4.3.3 SELECCIÓN DE LA BASE DE DATOS

La selección de la base de datos para la región Central, se ha efectuado considerando los mismos criterios de selección expuestos en el ítem 4.2.3 (Selección de la base de datos de la región Norte de Perú) del presente capítulo.

De este modo, la base de datos resultante para la región Central, quedó compuesta por 1425 arribos de onda P correspondientes a 265 eventos sísmicos. En la Figura 4.7 se presentan cinco esquemas que muestran las principales características de los eventos seleccionados. En a) se observa que la profundidad de los eventos no supera los 30 km, sin embargo, la mayor parte de estos se sitúa entre los 9 y 12 km. de profundidad; por tanto esta sismicidad carácter superficial, esta asociada al reajuste de los sistemas de fallas presentes en la región. Asimismo, en b) se observa que la mayoría de los eventos presentan magnitudes entre 0.3 y 2.2 M_L ; por tanto, se trata de eventos netamente locales que no fueron percibidos por las personas en superficie.

De otro lado, la distribución de errores en las coordenadas epicentrales (ERH) e hipocentrales (ERZ) mostrados en c) y d), indican que estos no superan los 2.5 km. presentando en su mayoría errores entre 0.4 y 1.0 en la horizontal y entre 0.9 y 1.5 en la vertical. Por último, en e) se muestra la distribución del RMS residual de la localización inicial, notando una distribución casi uniforme desde 0.1 a 1 seg., lo cual indica que los errores son relativamente bajos.

En la Figura 4.8 se muestra la distribución espacial de los eventos seleccionados, notando que estos se ubican dentro del área que cubre la red local y a la vez próximos al extremo occidental de las fallas presentes en la región; asimismo, se nota que la profundidad de los eventos se incrementa a medida que se alejan de los lineamientos de falla. En general, la base de datos seleccionada contiene un total 265 eventos de calidad, distribuidos uniformemente en espacio y profundidad dentro de la red sísmica local. Por lo tanto, esta base de datos reúne los mínimos requerimientos que se necesitan para llevar a cabo la determinación de un modelo de velocidad para la región Central de Perú.



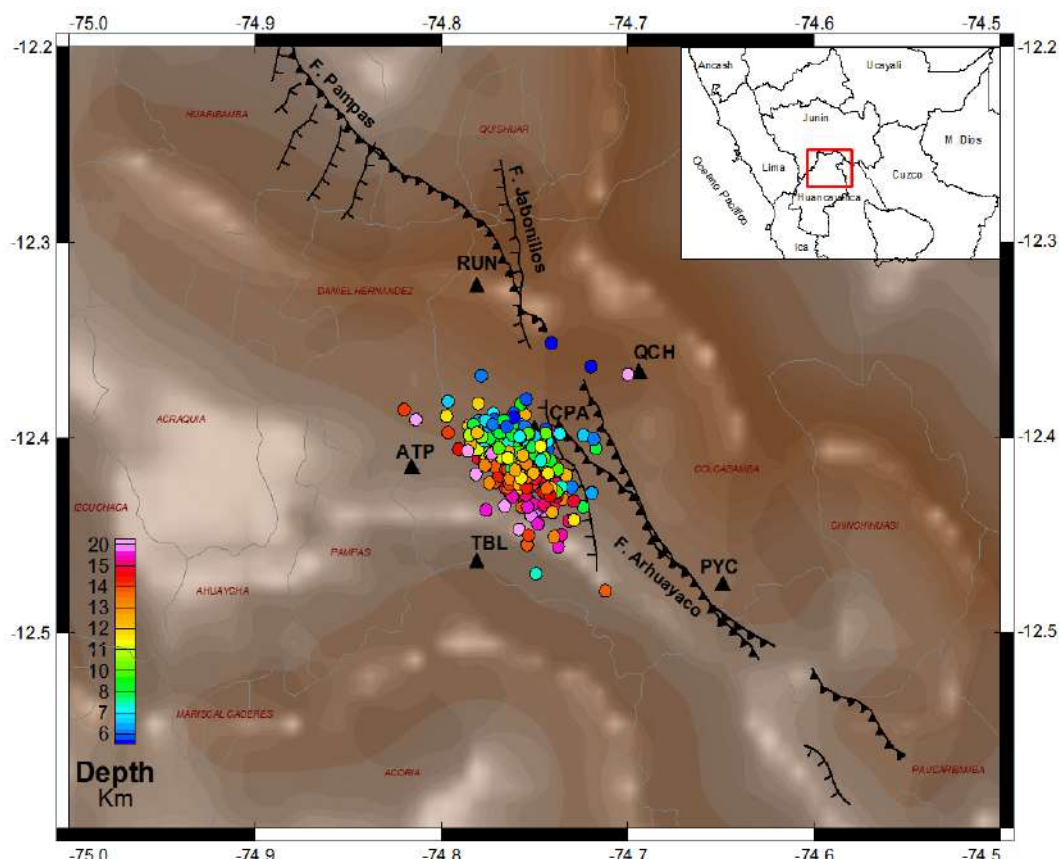


Figura 4.8. Distribución espacial de los eventos seleccionados para la región Central de Perú. Asimismo se muestran las principales fallas presentes en la región.

4.4 REGIÓN SUR DE PERÚ

4.4.1 RED SÍSMICA LOCAL TEMPORAL DEL SUR DE PERÚ

A raíz del gran número de réplicas producidas por el sismo de Arequipa del 23 de Junio de 2001, el Instituto Geofísico del Perú, dispuso instalar una Red Sísmica Local en la región Sur de Perú. Esta red, de carácter temporal, se mantuvo operando por un periodo de 22 días (del 28 de Junio al 19 de Julio), con la finalidad de registrar el mayor número de eventos post-sismo y así estimar el área de ruptura producida por dicho evento.

De este modo, la “Red Sísmica Temporal del Sur de Perú” (RSLSP), estuvo compuesta por seis (06) estaciones sísmicas distribuidas asimétricamente en torno al epicentro del evento principal, instaladas en las localidades y puntos denominados como: Bella Unión (BUN), Tocota (TCT). Tanaka (TNK), Caravelí (CAR), Quilca (QLC)

y Ocoña (OCO), además de las estaciones de San Gregorio (SGR), Toquepala (TOQ) y La Yarada (LYA), presentes en esta región y pertenecientes a la Red Sísmica Nacional (RSN). Cabe mencionar que a partir del 19 de Julio, las estaciones BUN y TCT fueron trasladadas e instaladas en las localidades de Pocomá (PCM) y Aplao (APL) respectivamente, esto debido a la mayor ocurrencia de eventos en el extremo Sur. La ubicación espacial de las estaciones que conforman la Red Local, así como algunas pertenecientes a la RSN se muestran en la Figura 4.9.

En general, cada una de las estaciones sísmicas integrantes de la RSLSP, estuvo conformada por un sismómetro de Banda Ancha (Broad Band) de tres componentes de registro (N-S, E-W y Z) tipo REFTEK de 24-bit, con rangos de frecuencia de muestreo del orden de 0.03 a 50 y 100 Hz. Únicamente la estación SGR funcionó con un sismómetro vertical SS-1 de periodo corto con una frecuencia máxima de muestreo de 1 Hz. El registro digital de la señal fue almacenado en Discos Duros (Hard Disk) in-situ, las cuales posteriormente al completar su capacidad de almacenamiento fueron llevadas al laboratorio para la descarga y posterior análisis de la señal.

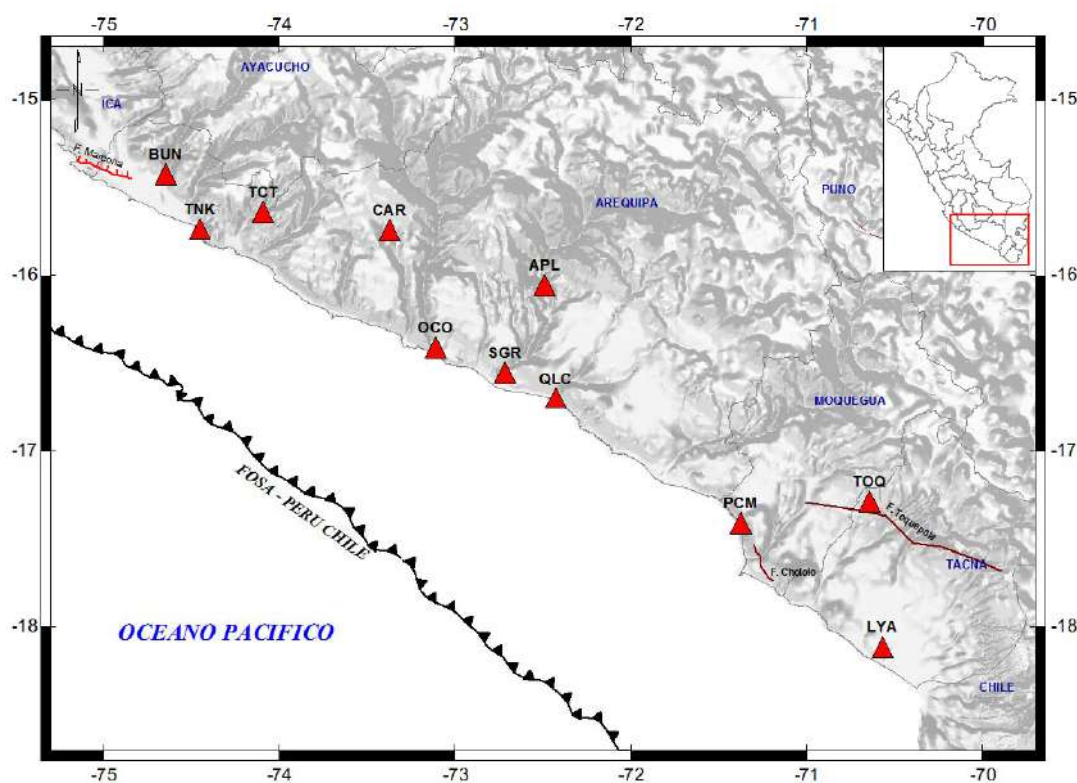


Figura 4.9. Distribución espacial de las estaciones que conforman la RSLSP

Geográficamente, esta red estuvo emplazada en valles interandinos y costeros ubicados entre la línea de costa y la cordillera occidental. En la Tabla 4.3 se presentan las principales características y coordenadas geográficas de las estaciones que formaron parte de la Red Sísmica Local instalada en la región Sur de Perú.

Tabla 4.3. Principales características y coordenadas de las estaciones de la RSLSP

Estación	Cód.	Lat.	Lon.	Elev.	Comp.	Sensor	Equipo
Aplao	APL	-16.074	-72.489	667	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Bella Unión	BUN	-15.444	-76.646	234	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Caravelí	CAR	-15.763	-73.372	1879	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Ocoña	OCO	-16.429	-73.109	48	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Pocoma	PCM	-17.432	-71.374	196	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Quilca	QLC	-16.717	-72.426	106	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
San Gregorio	SGR	-16.570	-72.715	161	N-S, E-W, Z	KM.I.SS1	REFTEK
Tanaka	TNK	-15.754	-74.452	182	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Tocota	TCT	-15.659	-74.091	1006	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
Toquepala	TOQ	-17.307	-70.643	2586	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK
La Yarada	LYA	-18.135	-70.568	363	N-S, E-W, Z	GMG-40T	REFTEK

Información técnica sobre la red, así como su funcionamiento, tratamiento de la información entre otros aspectos, puede encontrarse en el “Volumen Especial del sismo de Arequipa del 23 de Junio, 2001” (Tavera, 2002).

4.4.2 DETERMINACIÓN PRELIMINAR DE HIPOCENTROS

Una vez efectuada la adquisición de datos (22 días), personal del IGP se dirigió a la zona de estudio para recolectar la información registrada. Posteriormente, ya en laboratorio, se analizaron los registros de cada una de las estaciones a fin de proceder con la lectura de los tiempos de arribo de las fases sísmicas y duración de cada evento. Por último, se correlacionaron todas las lecturas de tiempos arribo de las estaciones sísmicas, contabilizando un total de 336 eventos.

Para el cálculo de los parámetros hipocentrales se hizo uso del algoritmo Hypo71 (Lee y Lahr, 1975), al cual se le proporcionaron como datos de entrada: los tiempos de arribo de las fases sísmicas así como su duración, el modelo de velocidad propuesto por Woollard (1975) para el borde oeste de la región central de Perú y una razón de velocidad de 1.75 (Antayhua, et al., 2002), calculada a partir de los tiempos de arribo de las fases P y S de todos los eventos registrados en cada una de las estaciones de la red sísmica local. De esta manera, los parámetros hipocentrales obtenidos presentaron errores menores a 2.5 km. en la componente horizontal y

vertical. Por otro lado, los valores de magnitud oscilaron entre 2.5 y 5.0 M_L ; mientras que, para la profundidad entre 0 y 70 km.

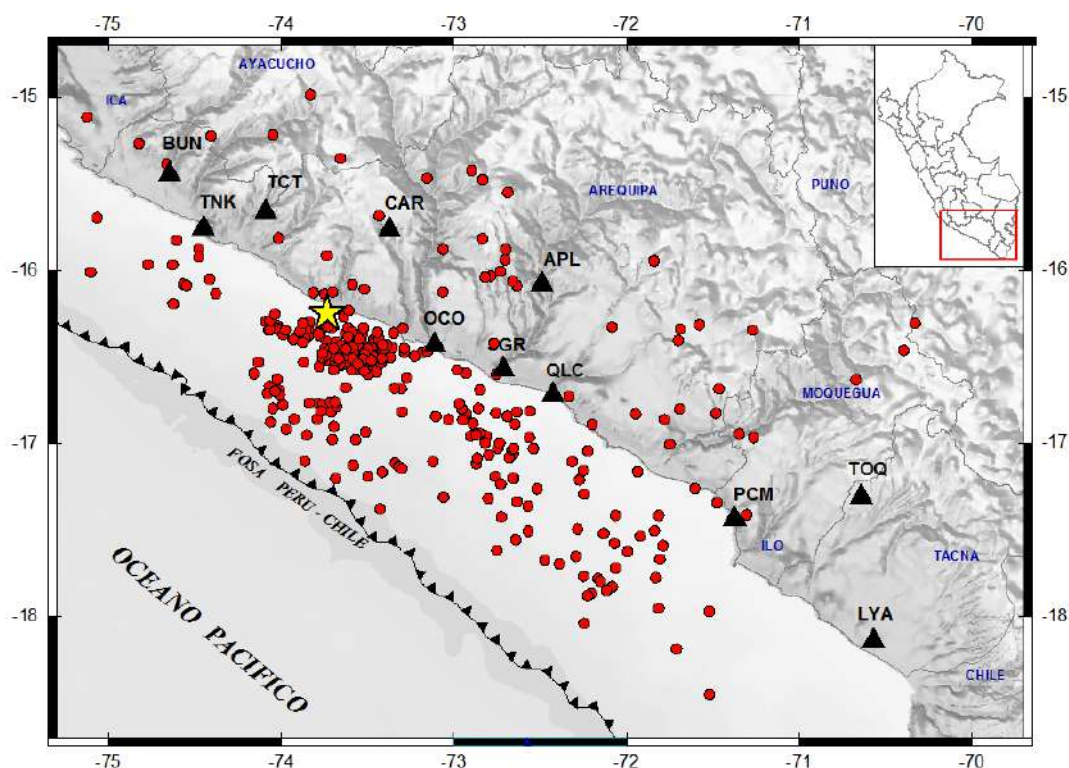


Figura 4.10. Distribución espacial de la actividad sísmica registrada por la RSLSP durante 22 días (del 28 de Junio al 19 de Julio).

En la Figura 4.10 se muestra la distribución espacial de las 336 réplicas registradas por la RSLSP durante un periodo de 19 días, y en ella se observa que éstas se distribuyen principalmente entre la fosa y la línea de costa y en menor proporción sobre el continente. Asimismo, el mayor número de eventos se agrupa alrededor del evento principal (estrella) disminuyendo su número en dirección SE hasta la provincia de Ilo, donde concluye todo su proceso de ruptura (Tavera et al., 2006). De acuerdo a la distribución del total de réplicas registradas, Antayhua et al., (2002) estimó un área de ruptura de $370 \times 150 \text{ km}^2$.

4.4.3 SELECCIÓN DE LA BASE DE DATOS

Al igual que en las dos anteriores regiones, la selección de la base de datos para la región Sur, se ha efectuado considerando los criterios expuestos en el ítem 4.2.3 (Selección de la base de datos de la región Norte de Perú).

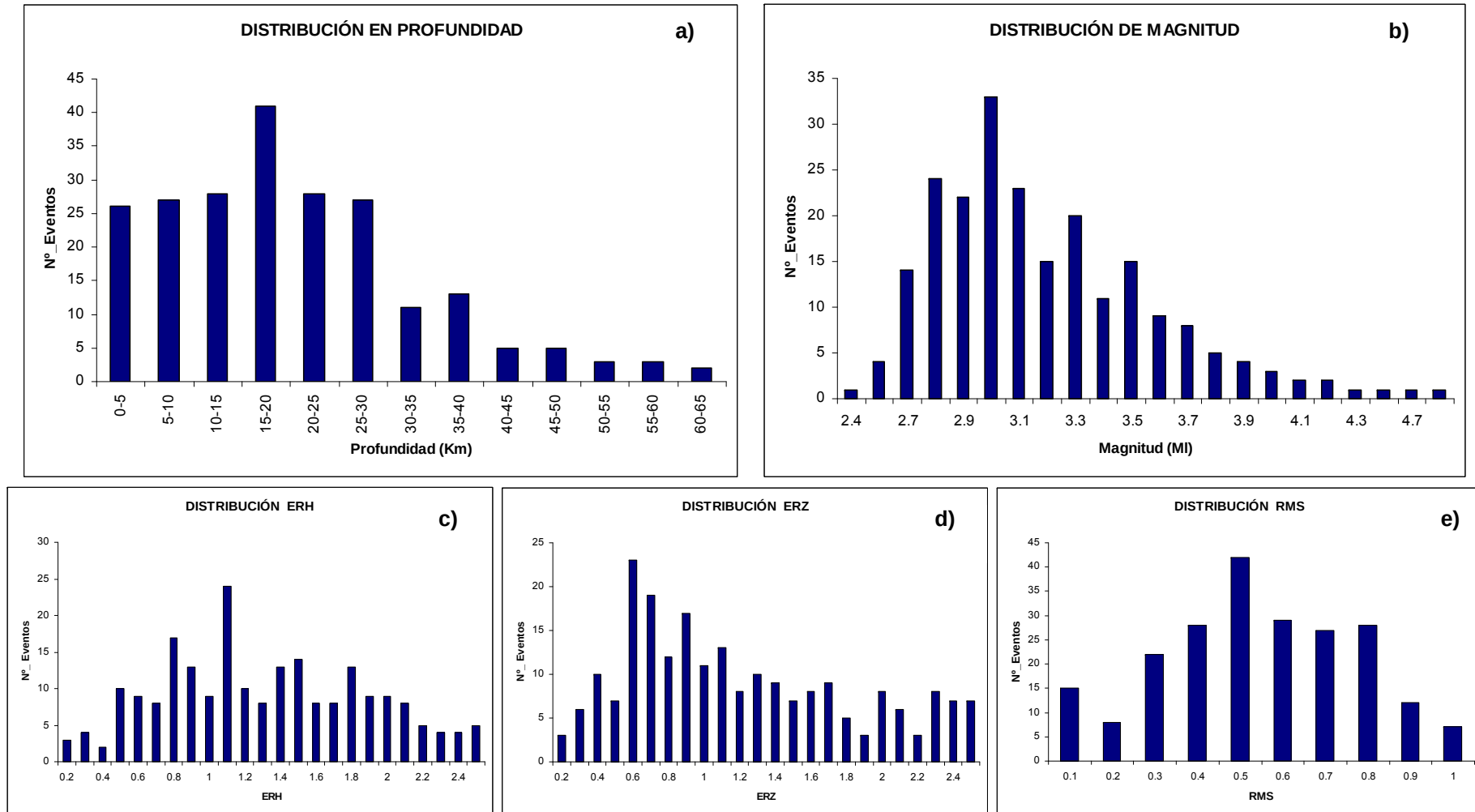


Figura 4.11. Características de la base de datos seleccionada para la Región Sur. a) Distribución en Profundidad, b) Dist. de Magnitud, c) d) Distribución de ERH y ERZ, y e) Distribución del RMS residual

De esta manera, la base de datos resultante para la región Sur de Perú, quedó compuesta por 811 arribos de onda P correspondientes a 217 eventos sísmicos bien localizados. En la Figura 4.11 se presentan cinco gráficos que muestran las principales características de la base de datos seleccionada. En a) se observa que los eventos alcanzan una profundidad de 65 km, no obstante, la mayor parte de estos se ubican entre los 0 y 30 km. De otro lado, en b) se observa que la magnitud de los eventos se encuentra entre 2.4 y 4.8 M_L , sin embargo, la mayor parte de estos presentan magnitudes entre 2.7 y 3.5 M_L . Asimismo, la distribución de errores en las coordenadas epicentrales (ERH) e hipocentrales (ERZ) mostradas en c) y d), indican que los errores de localización fueron relativamente bajos. De igual modo, en e) se observa que la distribución del RMS, es de tipo normal, notando una concentración de eventos alrededor de 0.5 seg., esto indica que el cálculo de localización efectuado presentó errores relativamente bajos.

En la Figura 4.12 se muestra la distribución espacial de las réplicas, notando que estas se distribuyen mayormente entre la fosa y la línea de costa; formando tres agrupaciones, una alrededor del evento principal, otra cercana al límite de la fosa y la última mas dispersa al sur de las estaciones SGR y QLC. Sin embargo, la base de datos seleccionada es de calidad, dado que reúne los mínimos requerimientos que se necesitan para llevar a cabo la determinación de un modelo de velocidad.

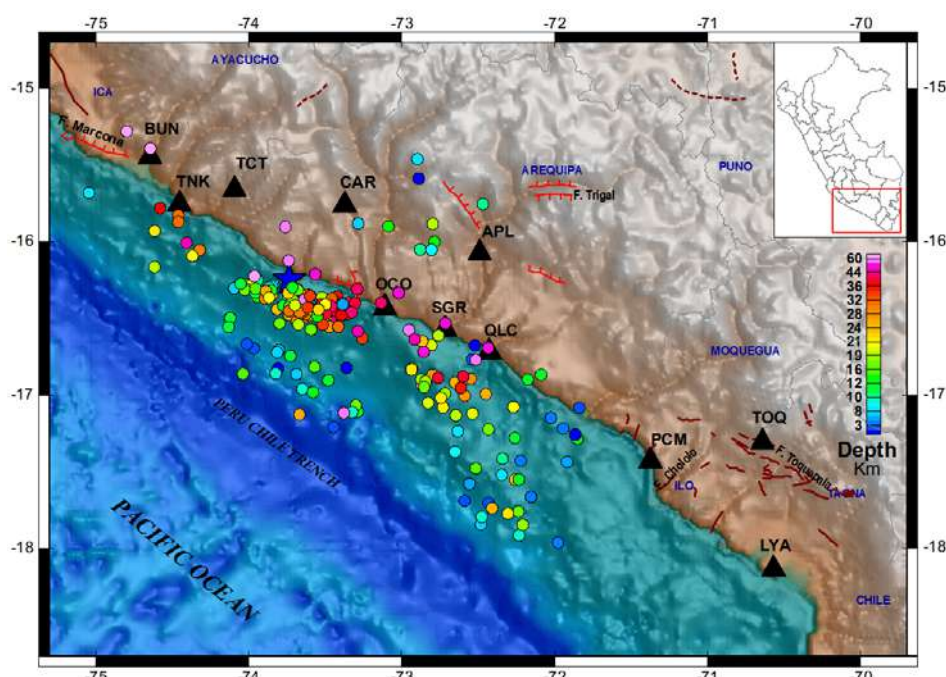


Figura 4.12. Distribución espacial de los eventos seleccionados. El color en los círculos denota la profundidad de los eventos, la cual se indica en la barra de color.

En síntesis, el análisis y selección de datos efectuado para cada una de las regiones, ha permitido obtener bases de datos de calidad, las cuales serán usadas en el siguiente Capítulo para llevar a cabo la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S, y consecuentemente la determinación de modelos de velocidad en las regiones Norte Centro y Sur de Perú.

V

**MODELOS DE VELOCIDAD 1D PARA
LAS REGIONES NORTE, CENTRO Y
SUR DE PERÚ**

5.1. INTRODUCCIÓN

Muchos estudios han demostrado que la precisión en la localización de sismos, puede ser mejorada si se utiliza modelos de velocidad propios de la zona de estudio (Aki y Lee, 1976; Crosson, 1976; Thurber, 1992). VELEST, basado en una metodología de inversión no-lineal, invierte en forma simultánea un conjunto de parámetros hipocentrales y un modelo de velocidad, permitiendo definir un “*Mínimo Modelo de Velocidad 1D*” (Kissling et al. 1994), que proporciona mayor precisión en el cálculo de los parámetros hipocentrales.

En el presente Capítulo se lleva a cabo la determinación de tres modelos de velocidad 1D para las regiones Norte Centro y Sur de Perú, a partir de la inversión de los tiempos de arribo de las ondas P y S, haciendo uso del algoritmo Velest. El procedimiento y la metodología empleada para su determinación, permitirán obtener modelos mejor definidos que proporcionen mayor precisión en la localización de sismos y a la vez sirvan de referencia para la elaboración de estudios de sismicidad, tectonismo y tomografía sísmica tridimensional (Kissling, 1995).

5.2 METODOLOGÍA PARA LA DETERMINACIÓN DEL MÍNIMO MODELO DE VELOCIDAD 1D

La metodología utilizada para la determinación del “*Mínimo Modelo de Velocidad 1D*”, está basada en el método de inversión no-linealizado de rayos, propio del programa VELEST, el cual, resuelve el problema directo mediante el trazado de rayos desde la fuente hasta el receptor, calculando los rayos directos y refractados que atraviesan la estructura de velocidades. Luego el problema inverso se resuelve mediante la inversión total de la matriz de mínimos cuadrados amortiguados; dado que este problema es no-lineal, la solución se obtiene realizando múltiples iteraciones, resolviendo ambos problemas a la vez (Kissling et al. 1995).

Sin embargo, VELEST no está exento de las principales limitaciones que conlleva la solución de problemas inversos no-lineales. En primer lugar está la gran variedad de soluciones que pueden satisfacer el problema inverso, por lo que la solución dependerá de la calidad de los hipocentros y del modelo de velocidad inicial.

Por otro lado, está el gran número de variables y parámetros de control del algoritmo, los cuales deben ser definidos en un largo proceso de “ensayo- error”.

Así, el procedimiento a seguir para el cálculo de un “*Mínimo Modelo de Velocidad 1D*” mediante el algoritmo Velest, se inicia de la siguiente manera:

- a) Se selecciona una base de datos compuesta por localizaciones y tiempos de arribo de las ondas P y S de un conjunto de sismos bien localizados (ver Capítulo IV – Selección de Datos).
- b) Se selecciona un modelo de velocidad inicial, para la lo cual, se debe compilar toda la información “*a priori*” que considere la estratificación por debajo del área de estudio (velocidades y espesores). En caso de que la información sea incompleta o insuficiente, como es el caso de la región Norte, se deben establecer varios modelos de ensayo con velocidades máximas y mínimas, asimismo se deben evaluar algunos modelos propuestos para otras regiones, esto permitirá cubrir un amplio rango de distribuciones geométricas de velocidad, las mismas que serán evaluadas en el proceso iterativo.
- c) Se especifica una lista con las coordenadas precisas de las estaciones sísmicas pertenecientes a la red local. De esta lista se selecciona la estación de referencia, la cual debe cumplir con las siguientes características: a) Ser la estación de mayor altura respecto al nivel mar, b) Que su ubicación en la red, de preferencia sea en el centro de la misma y c) Que el número de observaciones de dicha estación sea el mayor respecto a las demás estaciones. Esta última es la característica más importante a tener en cuenta.
- d) Se establecen los parámetros de control, entre ellos, el número de iteraciones, ajustes por topografía, corrección por estación, razón de velocidades, y otros, los cuales deberán ser debidamente ajustados en el proceso iterativo.
- e) Luego, una vez completados los requerimientos del algoritmo Velest (a, b, c, d), se lleva a cabo el proceso de inversión, examinando y seleccionando, los parámetros de control apropiados que mejor se ajusten a la base de datos y al problema inverso en si. Posteriormente, a fin de simular los gradientes de velocidad vertical y distinguir posibles heterogeneidades o cambios de

velocidad en los modelos iniciales, se incrementa y varía el número y espesor de capas, sin alterar los valores de velocidad. Este procedimiento se repite en múltiples ocasiones para cada modelo, verificando y uniendo aquellas capas que converjan en valores de velocidad similar, logrando así, reducir el número de éstas hasta obtener modelos mejor definidos, cuyos valores de velocidad no varíen significativamente entre una iteración y otra.

- f) Posteriormente, con los modelos de velocidad obtenidos se procede a evaluar la localización de los sismos, a fin de seleccionar el modelo que presente mayor disminución del RMS y menor error en los parámetros hipocentrales, respecto a los valores observados en la primera rutina de localización. Así, al modelo que mejor se ajuste a estas características, se le denomina “*Mínimo Modelo de Velocidad 1D*”.
- g) Finalmente, a fin de verificar si el modelo de velocidad obtenido mejora la localización de sismos, se efectúa una relocalización de los eventos, considerando los mismos parámetros de control y funciones de peso usados en la localización inicial.

A continuación se presentan los resultados obtenidos para las regiones Norte Centro y Sur de Perú.

5.3 MODELO DE VELOCIDAD 1D PARA LA REGION NORTE

Utilizando un total de 2897 arribos de onda P provenientes de 547 sismos bien localizados (ver selección de datos Capítulo 4), se llevó a cabo el proceso de inversión haciendo uso del algoritmo VELEST. Como modelo de velocidad inicial, se usó el propuesto por Lindo (1993), el cual fue obtenido a partir de un estudio de microsismicidad en los Andes centrales peruanos (Tabla 5.1). El hecho de usar este modelo responde a que para el Norte aún no se ha publicado información sobre modelos de velocidad, además tomando en cuenta que la geometría de subducción es relativamente similar en ambas regiones (Tavera y Buforn, 1999), la selección de este modelo queda justificada. Cabe mencionar que en la actualidad el modelo propuesto por Lindo (1993) viene siendo utilizado para la localización de sismos que ocurren en la región Norte.

Tabla 5.1. Modelo de velocidad propuesto por Lindo (1993).

Layer Nº	Depth (km)	Velocity (km/s)
1	0	5.2
2	15	6.2
3	30	6.8
4	50	8

Como estación de referencia se seleccionó la estación PCU (Porculla), por haber registrado el mayor número de eventos (90%) y por estar ubicada en el centro de la red local. Asimismo, se utilizó una relación de velocidades $V_p/V_s = 1.75$, la misma que fue obtenida por Tavera et al. (2006), a partir de la diferencia de los tiempos de arribo de las fases P y S de los sismos registrados por la RSLNP (1996 - 2001).

De esta manera se llevaron a cabo varias inversiones del modelo de velocidad inicial, examinando y seleccionando los parámetros de control que mejor se ajusten a la base de datos.

El trazado de rayos proyectado a superficie (fuente – estación), permite observar una cobertura bastante densa sobre toda la región de interés (Figura 5.1), garantizando que los resultados son representativos del área de estudio.

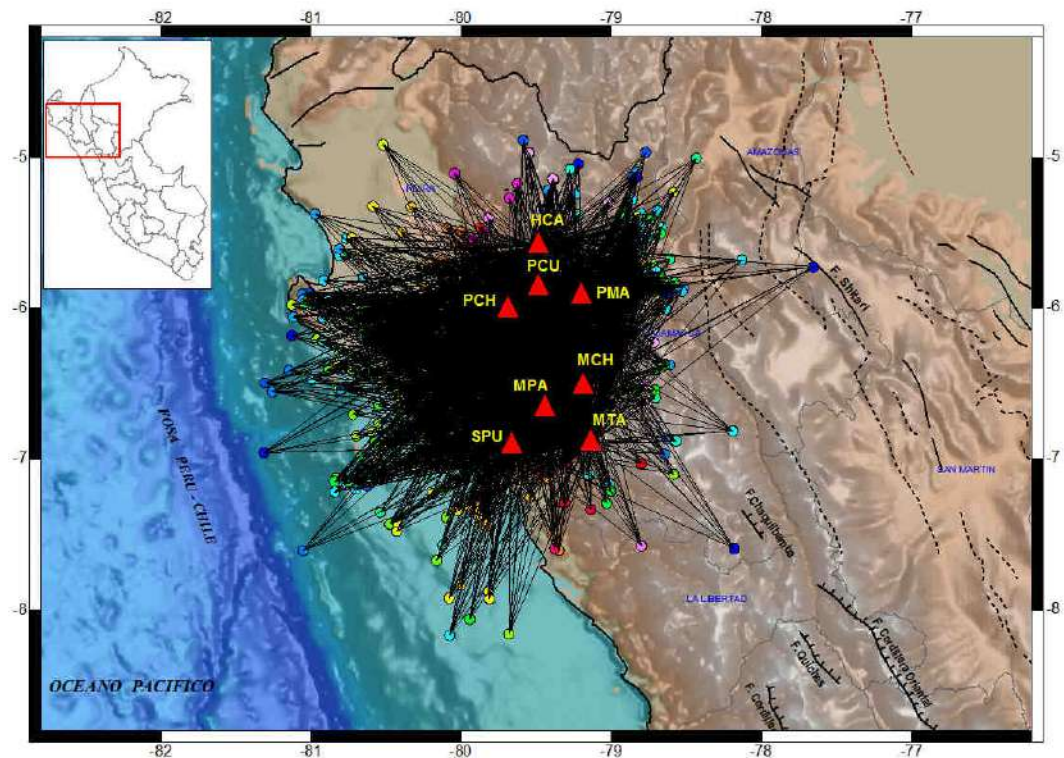


Figura 5.1. Proyección horizontal del trazado de rayos desde los hipocentros (círculos) a las estaciones (triángulos) en la región Norte de Perú. En general, se observa que la cobertura de rayos es bastante densa, alcanzando a cubrir toda la región de interés.

Luego con el propósito de evaluar el comportamiento de las velocidades en el proceso iterativo, se introdujeron dos modelos con valores de velocidad constante de 4 km/s y 9 km/s. De igual manera, con el fin de cubrir un mayor rango de distribuciones geométricas de velocidad, se evaluaron algunos modelos propuestos para la región Centro (Dorbath, 1991; Woollard 1975), Sur (Ocola, 1971; Grange, 1984), borde oeste peruano (Hampel, 2002; Krabbenhoft, et al 2004), y Colombia (Vargas, 2003; Espinosa, 2002), así como modelo sugerido por el PREM (Preliminar Reference Earth Model). En la *Figura 5.2.a* se muestra el modelo de velocidad inicial, así como los modelos de ensayo utilizados en el proceso iterativo.

Con cada uno de estos modelos se realizaron 7 iteraciones y a fin de distinguir gradientes de velocidad vertical en los modelos iniciales, se introdujeron interestratificaciones de 1 km para las capas superficiales y 5 km para las profundas, ejecutando el mismo número de iteraciones para cada modelo de entrada. Luego se fueron verificando y uniando aquellas capas con valores de velocidad similar, obteniendo así, 12 modelos bien definidos, los cuales presentaron una variación de

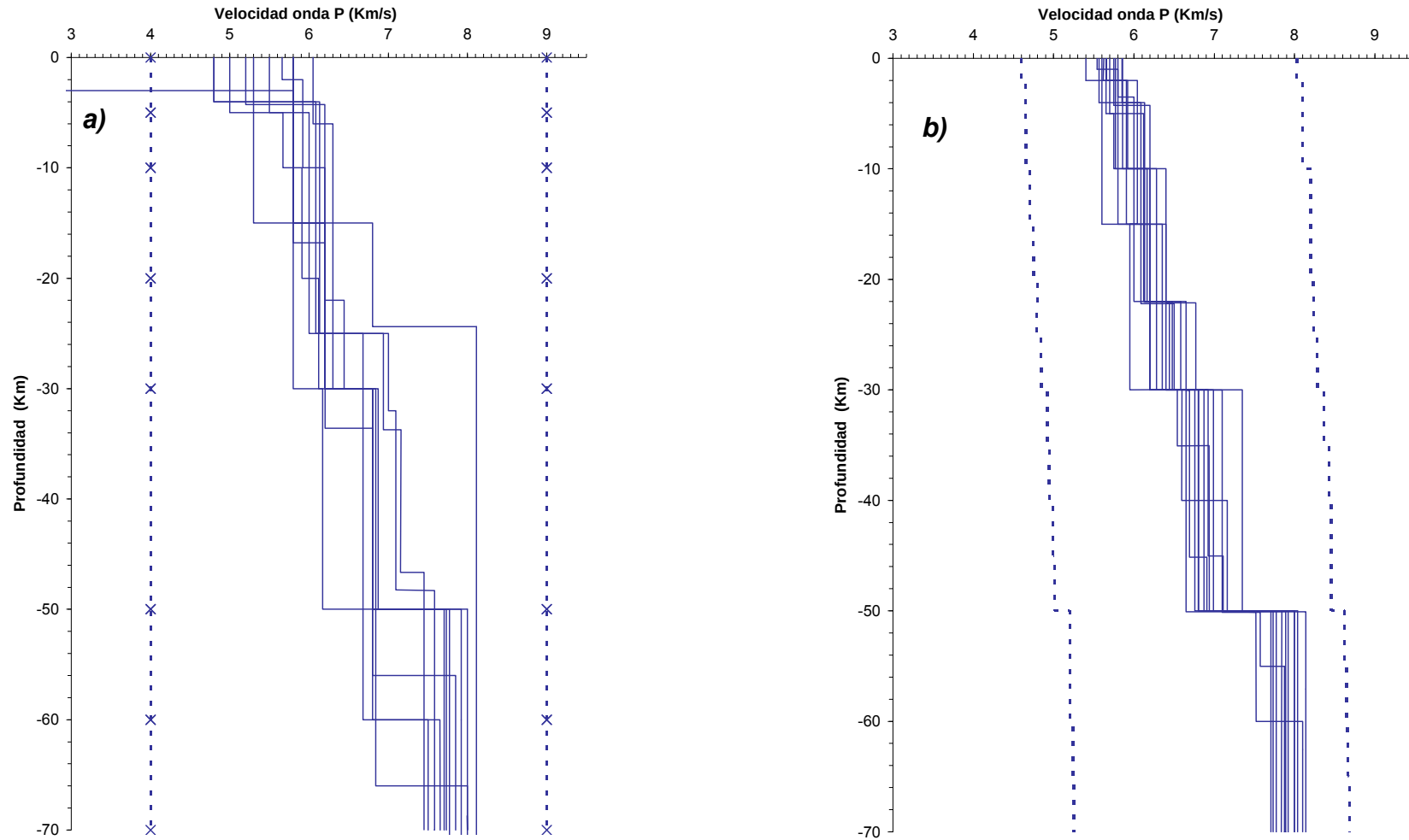


Figura 5.2. a) Diferentes modelos de velocidad inicial usados para llevar a cabo el proceso de inversión, entre ellos los propuestos para las regiones Centro, Sur, borde oeste peruano, Colombia y el PREM. Las líneas discontinuas corresponden a modelos con velocidades constantes. **b)** Modelos de velocidad obtenidos después de la inversión. Se observa un agrupamiento y convergencia de los modelos de velocidad resultantes. Asimismo, los modelos con velocidades constantes presentan cierta tendencia hacia la solución final.

velocidades menor a 0.08 km/s en su última iteración. En la Figura 5.2.b se presentan los modelos de velocidad obtenidos después de la inversión, tal como se observa estos presentan un agrupamiento y convergencia favorable hacia un modelo de velocidad final, por otro lado, las discontinuidades de velocidad de la mayoría de modelos son uniformes entre si. Respecto a los modelos de velocidades constantes, estos muestran una clara tendencia hacia la solución final.

Posteriormente, con los modelos resultantes se efectuaron relocalizaciones a fin de seleccionar el modelo final que presente mayor disminución en los valores de RMS residual. De esta manera, tal como se muestra en la Figura 5.3.a, los resultados del modelo final (línea continua) muestran una reducción del 60% de valores de rms residual respecto a los obtenidos con modelo inicial (línea discontinua), notando que para el modelo final predominan valores entre 0.02 s y 0.23 s, mientras que, para el inicial entre 0.1 s y 0.35 s.

Finalmente, el modelo de velocidad de onda P obtenido, consta de 6 capas que alcanzan una profundidad de 50 km y se distribuyen de la siguiente manera: La primera capa de 2 km de profundidad presenta una velocidad de 5.66 km/s; la segunda capa de 2 a 10 km una velocidad de 5.92km/s; la tercera capa de 10 – 22 km una velocidad de 6.20 km/s; la cuarta capa de 22 – 30 km una velocidad de 6.44 km/s; la quinta capa de 30 – 50 km una velocidad de 6.87 km/s y por último, la sexta capa que considera profundidades mayores a 50 km presenta una velocidad de 7.92 km/s. De esta manera queda definido el *Modelo de velocidad 1D* para la región Norte.

En la Figura 5.3.b se presenta el *Mínimo Modelo de Velocidad 1D* obtenido en el presente estudio. Este modelo a diferencia del anterior (Lindo, 1993) identifica un mayor número de capas en los primeros 30 km. Así, en la primera capa de 2 km se observa una disminución de velocidad de 0.14 km/s; mientras que, en la segunda, tercera y cuarta capa, el valor de la velocidad se incrementa en 0.12 km/s, 0.4 km/s y 0.24 km/s, respectivamente. Posteriormente, por debajo de los 30 km, los valores de velocidad no cambian significativamente, dado que en la quinta capa se observa un ligero incremento de velocidad de 0.07 km/s y en la sexta capa la velocidad disminuye 0.08 km/s. En general, las nuevas capas proporcionan mayor información de la estructura de velocidades y permiten la correlación con discontinuidades presentes en la corteza. El brusco aumento de velocidad de la quinta a la sexta capa estaría asociado a la discontinuidad de Mohorovicic (50 km), interface que separa la corteza del manto terrestre, donde este último es un medio de mayor densidad que el anterior.

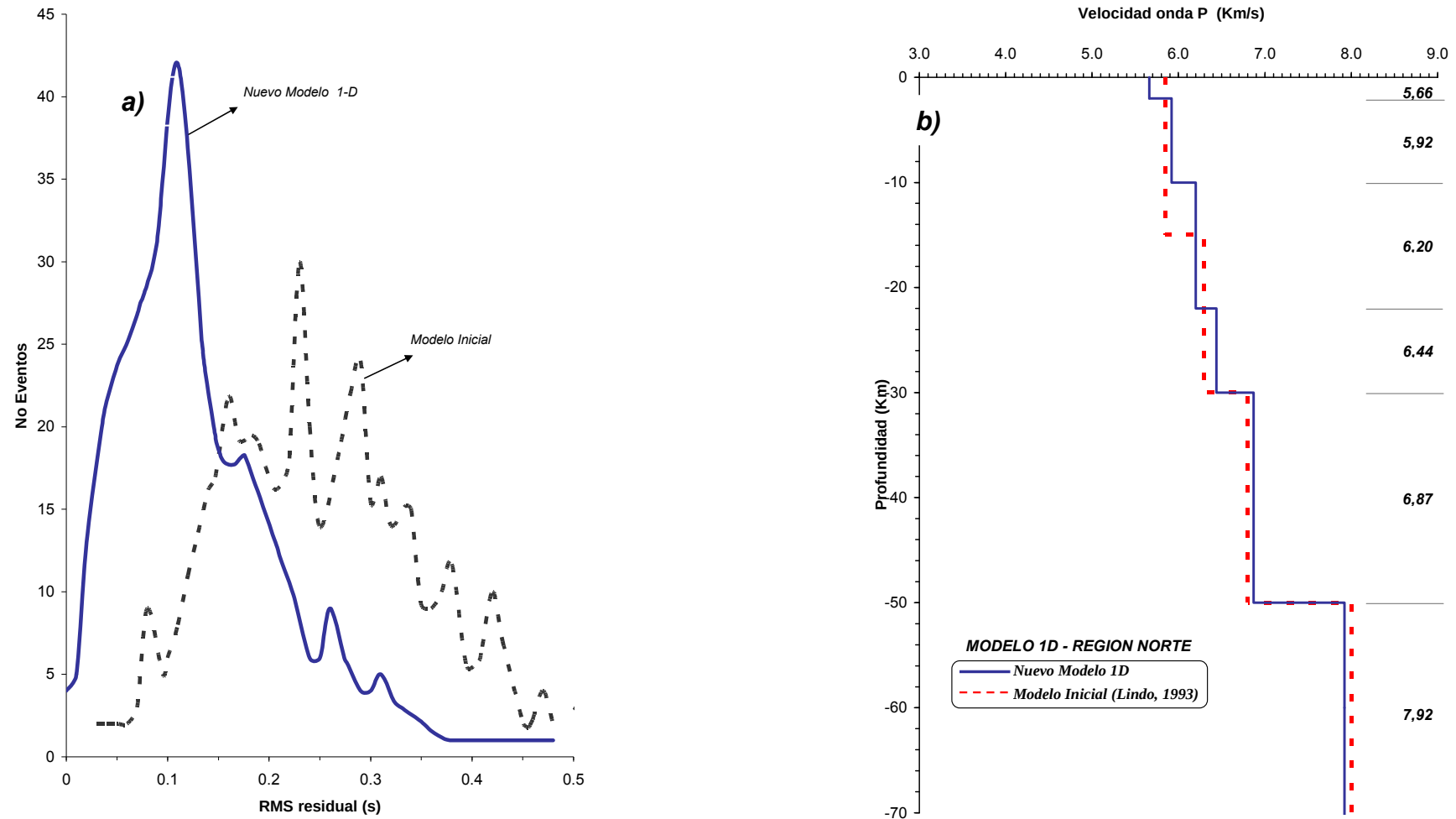


Figura 5.3. a) Distribución del número de eventos versus su RMS residual; la línea discontinua corresponde a los valores obtenidos con el modelo inicial; mientras que, la línea continua al nuevo modelo. El nuevo modelo ha permitido reducir el RMS en 82% respecto al modelo inicial. **b)** Modelo de velocidad inicial y final. La línea discontinua indica el modelo, propuesto por Lindo (1993), mientras que la línea sólida el modelo obtenido en el presente estudio. Se puede apreciar que el nuevo modelo identifica un mayor número de discontinuidades de velocidad en las capas superficiales.

A fin de verificar si la localización de sismos mejora con el modelo de velocidad obtenido, se llevó a cabo la relocalización de los eventos, considerando el nuevo modelo de velocidad y los mismos parámetros de entrada y funciones de peso utilizados en la localización inicial. En la Figura 5.4 se muestra la distribución espacial de los 547 eventos localizados con el modelo de velocidad inicial (a) y los relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad (b). Los resultados de la relocalización muestran un mejor agrupamiento de sismicidad respecto a la localización inicial, lo cual se evidencia por el agrupamiento de eventos en el extremo NE, los cuales estarían asociados a procesos de deformación cortical y reacomodo de fallas presentes en la región; asimismo, los eventos del extremo NO, SO, así como los que están por debajo de la red local presentan agrupamientos y/o alineamientos mejor definidos que en la localización preliminar permitiendo distinguir grupos de sismicidad con focos más profundos (profundidad denotada en la barra de color) que estarían relacionados directamente al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana.

Del mismo modo, con el fin de evaluar la distribución de los eventos en función de su profundidad, se han elaborado perfiles verticales de sismicidad según el segmento A – B de dirección N60°E, tanto para los eventos de la localización inicial como para los relocalizados. Así, en la parte inferior de las Figuras 5.4.a y 5.4.b se observa ambos perfiles, notando claramente que los eventos relocalizados muestran un mejor agrupamiento y tendencia del slab de subducción respecto a la localización inicial, asimismo en el extremo occidental de este perfil se observa una especie de doble plano de subducción lo cual estaría de acuerdo con la hipótesis que sugiere Tavera, et al., (2006). Por otro lado los eventos del extremo oriental de carácter superficial ($h < 40$ km.) se distribuyen de manera uniforme y mejor definida evidenciando la alta actividad sísmica asociada al proceso de deformación cortical en este sector de la región.

Por ultimo en la Figura 5.5 se muestra una vista tridimensional de los eventos sísmicos localizados con el modelo inicial (a) y los relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad (b) observando una mejor distribución y ajuste de los hipocentros en profundidad, corroborando lo dicho en el párrafo anterior.

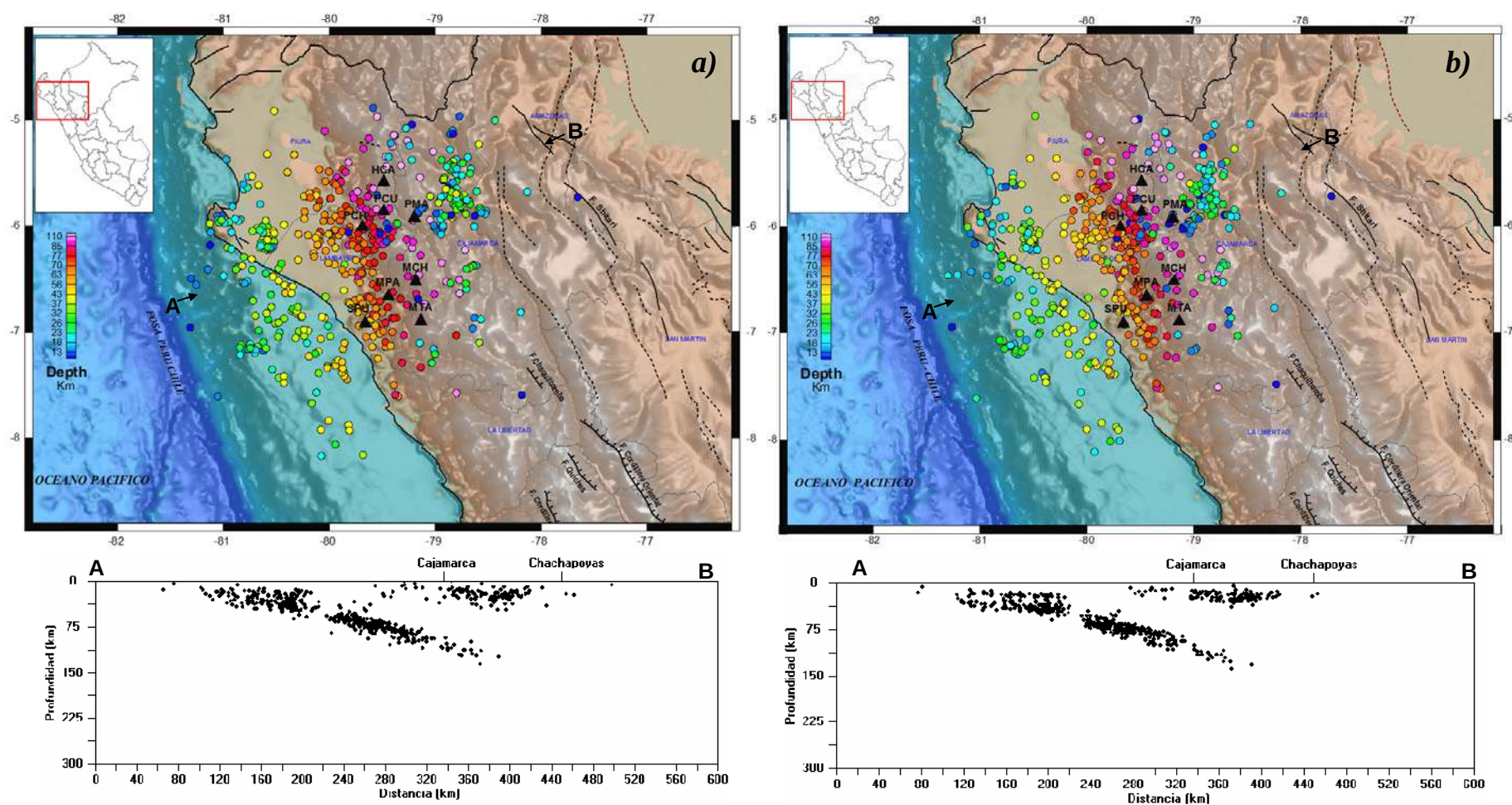


Figura 5.4. a) Distribución espacial de los eventos sísmicos localizados con el modelo de velocidad inicial. b) Distribución espacial de los eventos sísmicos relocados utilizando el nuevo modelo de velocidad obtenido en el presente estudio. En la parte inferior se muestran los perfiles en profundidad del segmento A-B, observando claramente un mejor ajuste de los hipocentros en profundidad.

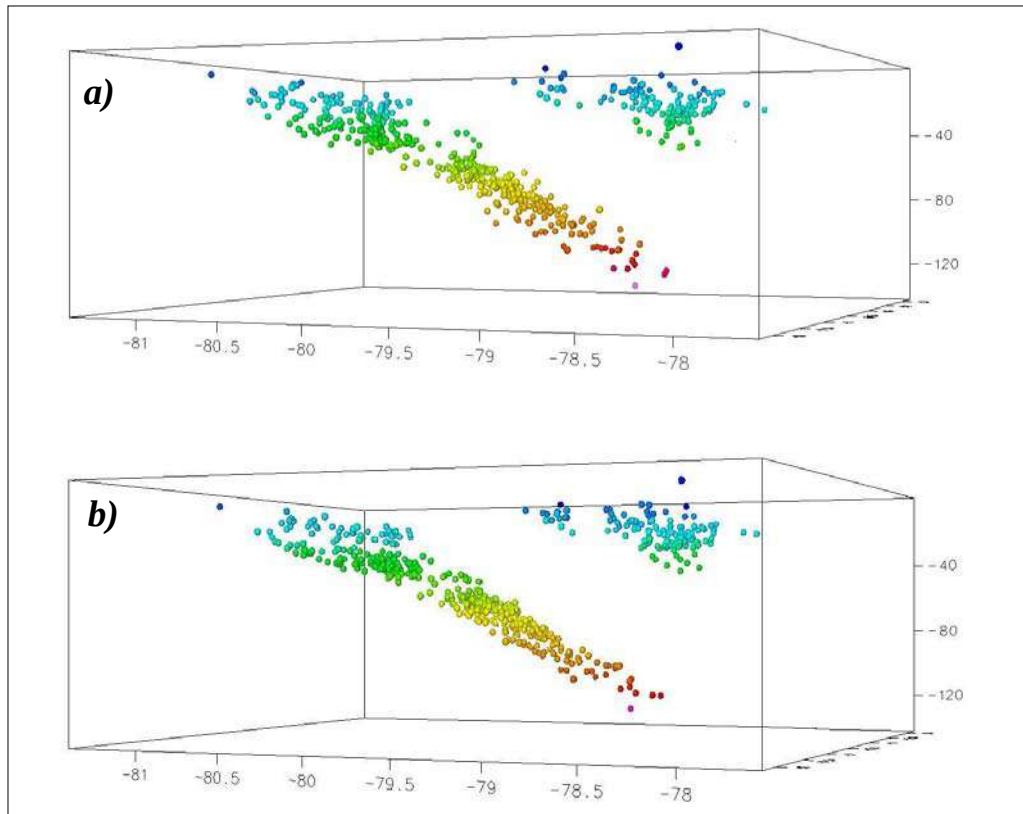


Figura 5.5. Vistas tridimensionales que muestran la sismicidad de los eventos localizados con el modelo de velocidad inicial (a) y los localizados con el nuevo modelo de velocidad para la región Norte (b). Los resultados sugieren una mayor precisión del nuevo modelo.

5.4 MODELO DE VELOCIDAD 1D PARA LA REGION CENTRAL

Utilizando un total de 1425 arribos de onda P provenientes de 265 sismos bien localizados (ver selección de datos – Capítulo IV), se llevó a cabo el proceso de inversión utilizando el algoritmo VELEST. Como modelo de velocidad inicial, se usó el propuesto por Dorbath (1991), quien a partir de un estudio de microsismicidad sobre el sistema de fallas de Huaytapallana, realizó algunas modificaciones al modelo propuesto por Grange (1984), dándole mayor resolución a las capas superficiales, obteniendo así, resultados óptimos. (Tabla 5.2). Actualmente, el modelo de Dorbath (1991), viene siendo utilizado para la localización de sismos y estudios de sismicidad y tectónica en la región Central.

Tabla 5.2. Modelo de velocidad propuesto por Dorbath(1991), para los andes centrales.

Layer Nº	Depth (km)	Velocity (km/s)
1	0	5.2
2	15	6.2
3	30	6.8
4	50	8

Como estación de referencia se seleccionó CPA (Carpapata), por haber registrado más del 95% de eventos y por estar ubicada en el centro de la red sísmica. Asimismo, se utilizó la relación de velocidades $V_p/V_s = 1.66$, obtenida por Tavera y Pérez – Pacheco (1998), utilizando eventos registrados por la RSTT durante el periodo 1997 – 1998.

De esta manera, se efectuaron varias inversiones del modelo inicial, examinando y seleccionando los parámetros de control que mejor se ajusten a la base de datos.

El trazado de rayos desde los hipocentros a las estaciones, en una vista proyectada a superficie, muestra una cobertura bastante densa sobre la región de estudio (Figura 5.6). Respecto a la profundidad de los eventos, en esta región no superan los 30 km, por tanto, el trazado de rayos empezó a proyectarse a partir de estos niveles. Cabe mencionar que la actividad sísmica observada en esta región tiene su origen en las fallas activas de la zona, por eso el carácter superficial de los eventos observados.

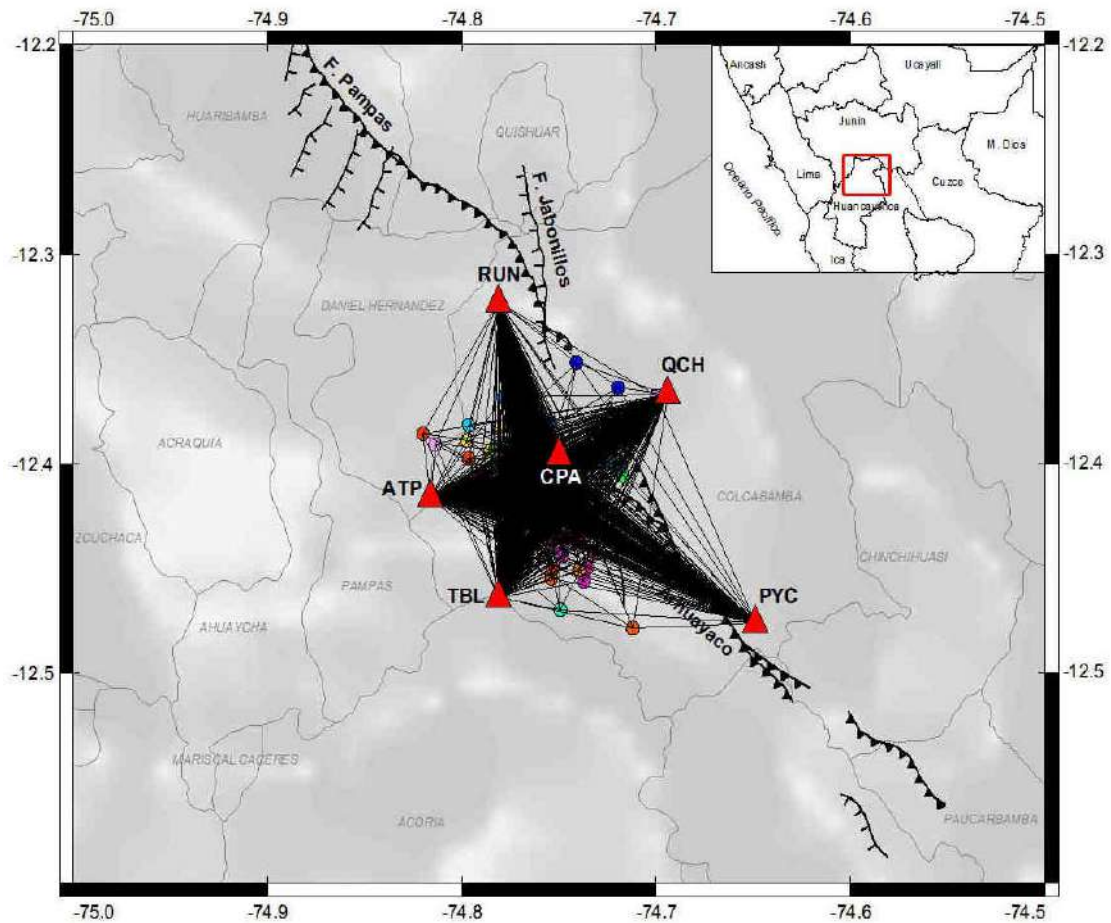


Figura 5.6. Proyección horizontal del trazado de rayos en la región Central. Se observa que la cobertura de rayos es suficientemente densa, alcanzando a cubrir toda la región de interés. Por tanto, el Mínimo Modelo de Velocidad 1D a determinar será representativo del área de estudio.

Al igual que en la región Norte, con el propósito de evaluar el comportamiento de las velocidades en el proceso iterativo, se introdujeron dos modelos con valores de velocidades constantes (4 km/s y 9 km/s). Asimismo, con el fin de cubrir un mayor rango de distribuciones geométricas de velocidad, se evaluaron los modelos propuestos para la región Centro (Woollard 1975; Lindo 1993), Sur (Ocola, 1971; James, 1971; Grange, 1984), y el borde oeste peruano (Hampel, 2002; Krabbenhoft, et al 2004), así como el sugerido por el PREM (Preliminar Reference Earth Model). Luego con cada uno de estos modelos se efectuaron múltiples inversiones. En la Figura 5.7.a se muestra el modelo de velocidad inicial y los modelos de ensayo evaluados en las inversiones.

Luego, con la finalidad de distinguir posibles cambios de velocidad en los modelos resultantes, se realizaron inter-estratificaciones de 1 km para las capas superficiales y 5 km para las profundas, ejecutando para todos los casos 5 iteraciones.

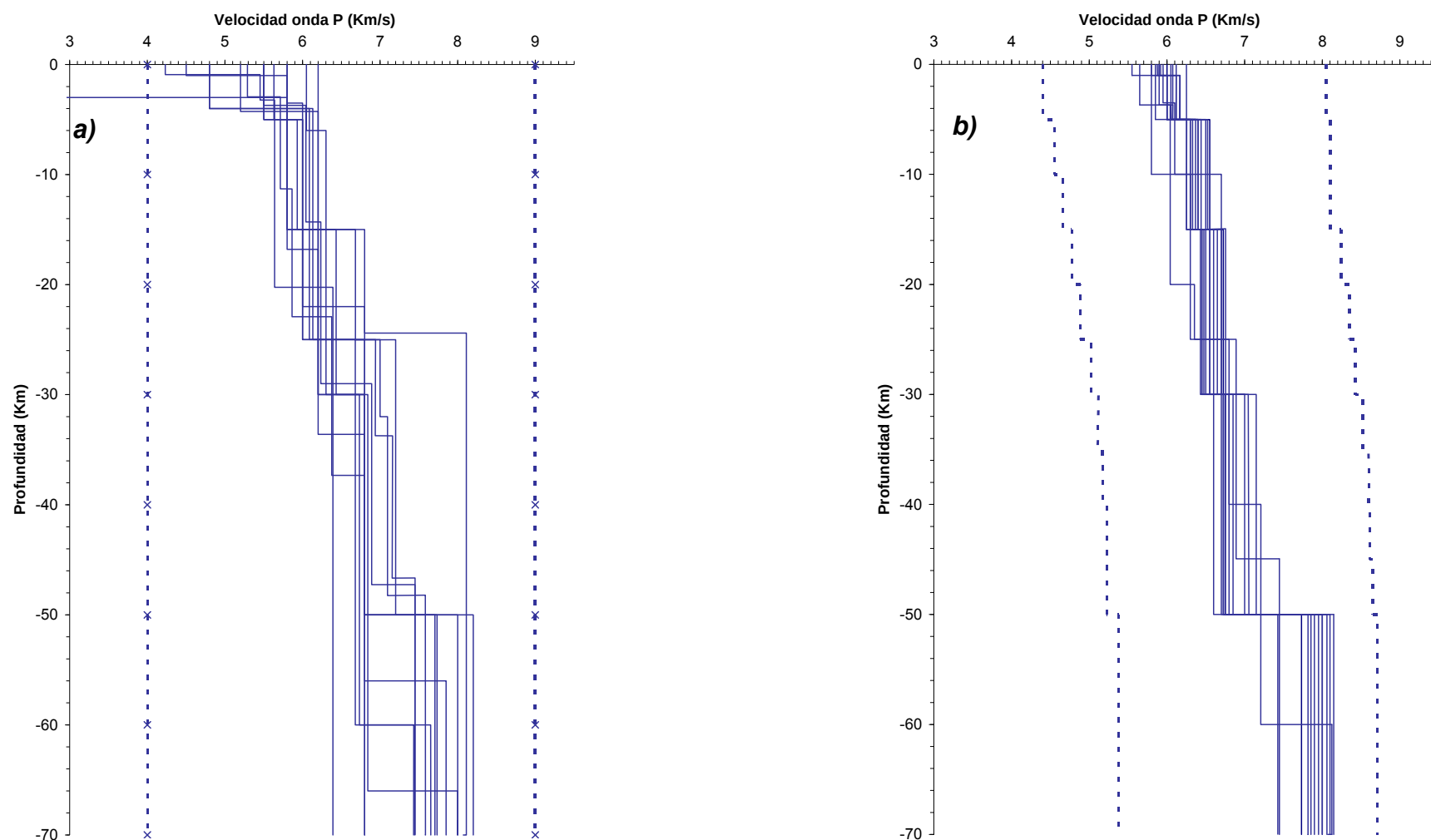


Figura 5.7. a) Modelo de velocidad inicial y modelos de ensayo usados en el proceso de inversión, entre ellos los propuestos para las regiones Centro, Sur, borde oeste peruano y el PREM. En líneas discontinuas los modelos con velocidades constantes. **b)** Modelos de velocidad obtenidos después de la inversión. Se observa un agrupamiento y convergencia de los modelos de velocidad resultantes. Los modelos con velocidades constantes presentan cierta tendencia hacia la solución final (línea discontinua).

Después se unieron las capas con valores de velocidad similar, obteniendo 10 modelos bien definidos, los cuales presentaron una variación de velocidades menor a 0.06 km/s en su última iteración. En la Figura 5.7.b, se muestran los modelos obtenidos después de la inversión, notando que todos convergen hacia una solución final. Cabe añadir que las inversiones de los modelos de velocidades constantes presentaron geometrías similares y tendencias favorables hacia las demás soluciones.

Posteriormente, con los 10 modelos obtenidos se efectuaron relocalizaciones, seleccionando el modelo final cuyos resultados redujeron hasta en 52% los valores de rms residual en comparación con los valores del modelo inicial. En la Figura 5.8.a se observa un mayor número de eventos con valores entre 0.01 s y 0.6 s para el nuevo modelo; mientras que, para el anterior predominan eventos con valores entre 0.1 y 1 s.

Finalmente, el modelo de velocidad de onda P obtenido en este estudio, consta de 6 capas que alcanzan profundidades de 50 km distribuidas de la siguiente manera: la primera capa que considera 1 km de profundidad presenta una velocidad de 5.92 km/s, la segunda capa de 2 a 5 km una velocidad de 6.17 km/s, la tercera capa de 5 a 15 km una velocidad de 6.44 km/s, la cuarta capa de 15 a 30 km una velocidad de 6.60 km/s, la quinta capa de 30 a 50 km una velocidad de 6.85 km/s y por último, la sexta capa para profundidades mayores a 50 km una velocidad de 8.10 km/s.

De esta manera queda definido el *Mínimo Modelo de velocidad 1D* para la región Central de Perú. En la Figura 5.8.b se presenta: en línea continua, el modelo obtenido en el presente estudio, y en línea discontinua el modelo propuesto por Dorbath (1991). Tal como se observa, el nuevo modelo identifica 3 capas adicionales en los primeros 15 km incrementando sus valores de velocidad respecto al modelo inicial, el cual solo presenta una capa, asimismo, entre las profundidades 15 km y 30 km, las velocidades se incrementan de 6.2 km/s a 6.60 km/s. Por debajo de los 30 km las velocidades de las capas son similares en ambos modelos.

Es importante mencionar que la máxima profundidad de los eventos utilizados en la inversión de esta región, no superó los 30 km, por lo que, la solución de las capas inferiores no es resuelta en forma adecuada. Sin embargo, las velocidades y discontinuidades presentadas son similares a los resultados obtenidos por Manrique y Tavera, (2003) a partir del análisis de las fases PmP; y Tavera, (1990) a partir del análisis de las fases P y PKIKP en esta región.

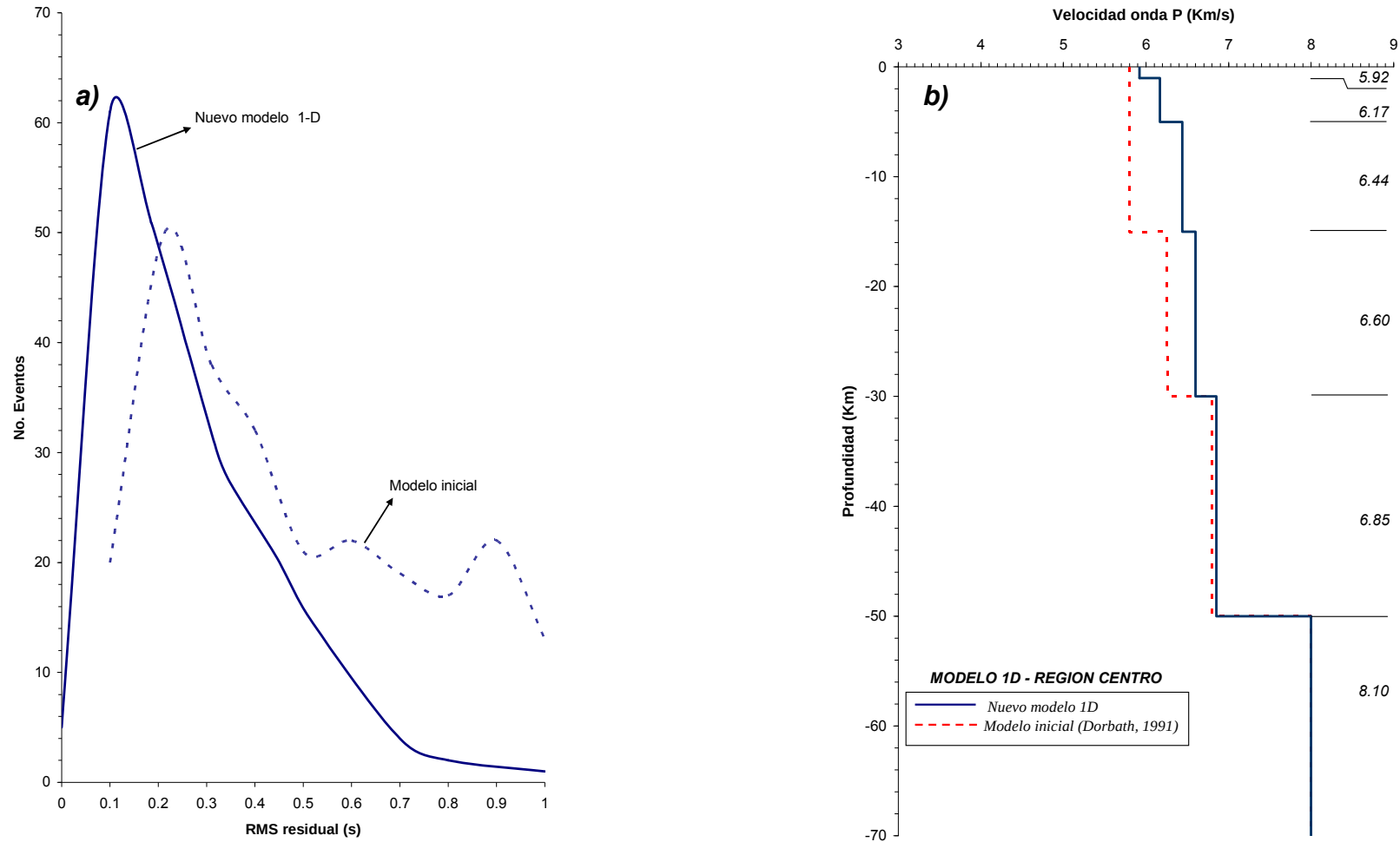


Figura 5.8. a) Distribución del número de eventos vs. RMS residual. La línea discontinua corresponde a los valores obtenidos con el modelo inicial; mientras que, la línea continua al modelo final. Este último ha permitido obtener una reducción del 52% respecto al modelo inicial. **b)** La línea discontinua indica el modelo inicial, propuesto por Lindo (1993); la línea continua el modelo obtenido en el presente estudio. Se observa que el nuevo modelo identifica nuevas capas en los primeros 15 km, incrementando sus velocidades hasta los 30 km de profundidad.

En resumen, el *Mínimo Modelo de Velocidad 1D* para la región Central, ha permitido identificar nuevas capas en los primeros 15 km, con un incremento en el valor de las velocidades en los primeros 30 km respecto al modelo anterior. Por otro lado, los resultados de localización usando este modelo, mostraron una importante reducción del *rms*, lo cual indica que dicho modelo resuelve bien la localización de sismos en esta región; por lo tanto, puede ser utilizado para la localización de sismos y futuros estudios de sismicidad en esta parte del país.

Posteriormente, a fin de verificar si la localización de sismos mejora con el modelo de velocidad obtenido, se llevó a cabo la relocalización de los eventos, considerando el nuevo modelo de velocidad y los mismos parámetros de entrada utilizados en la localización inicial. En la Figura 5.9.a se muestra la distribución espacial de los 265 eventos localizados con el modelo de velocidad inicial y en 5.9.b, relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad. Tal como se observa, los resultados de la relocalización muestran una distribución de la sismicidad menos dispersa en relación a la localización inicial y se ajustan mejor a los lineamientos del sistema de fallas Arhuayaco en el extremo oriental.

Respecto a la profundidad de los eventos, estos son de carácter superficial ya que no superan los 30 km, tal como se evidencia por el color de los círculos denotados en la barra de color. De acuerdo a lo sugerido por Tavera y Bernal, (2007); esta sismicidad correspondería a un enjambre de sismicidad producto del reacomodo de fallas presentes en la región. De este modo, con el fin de evaluar la distribución de los eventos en función de su profundidad, se han elaborado perfiles verticales de sismicidad, tal como se muestra en la parte inferior de las Figuras 5.9.a y 5.9.b. Según el segmento A – B de dirección N60°E, tanto para los eventos de la localización inicial como para los relocalizados, se observa que estos últimos se muestran mejor agrupados definiendo mejor la tendencia del plano de falla que da origen a esta sismicidad, la misma que según esta distribución correspondería a una falla del tipo Lútrica (Tavera y Bernal, 2007).

Finalmente, en la Figura 5.10 se muestra una vista tridimensional de los eventos sísmicos localizados con el modelo inicial (a) y los relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad (b) observando claramente un mejor agrupamiento, distribución y ajuste de los hipocentros en relación al plano de falla que da origen a esta sismicidad.

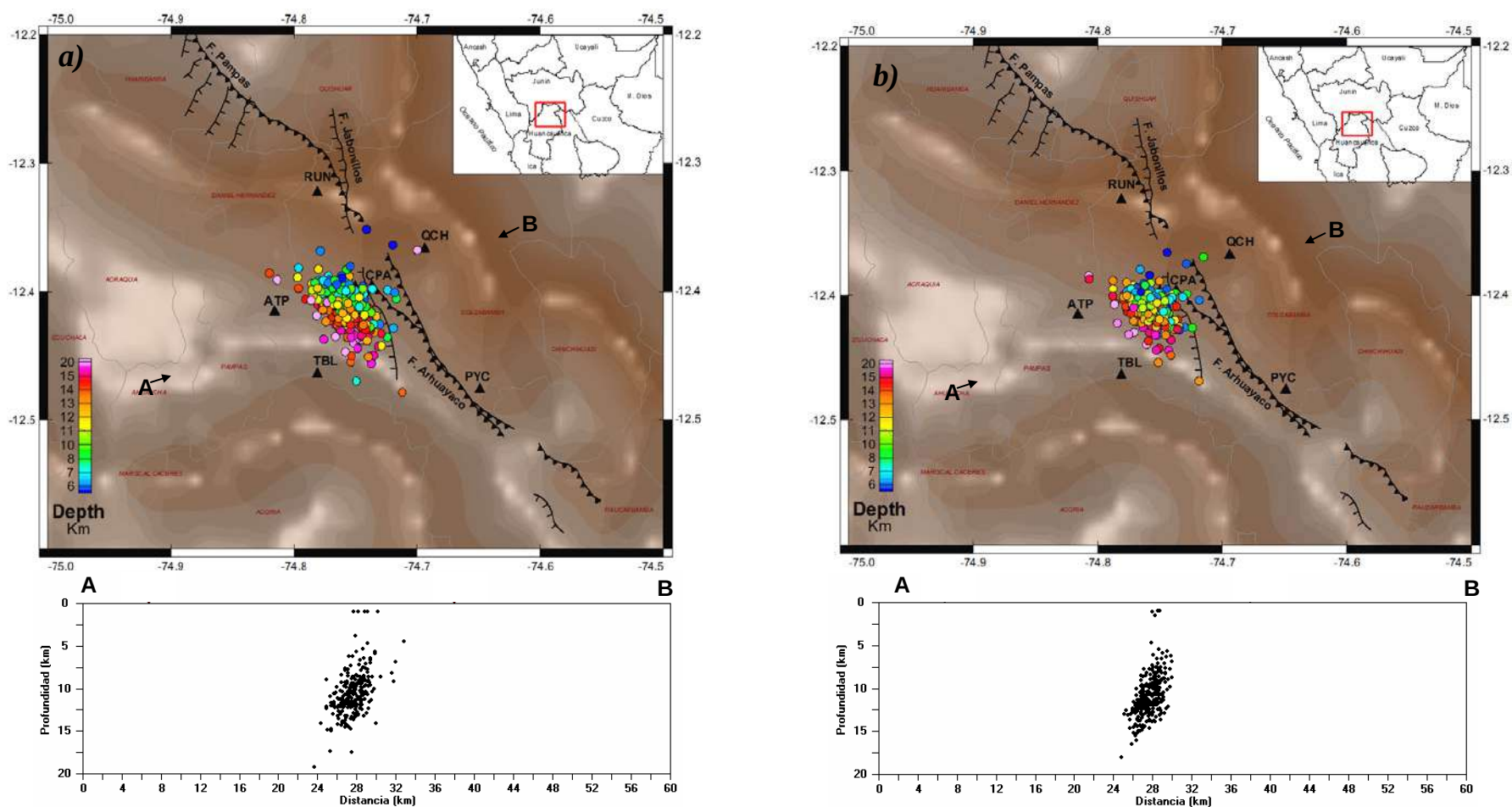


Figura 5.9. a) Distribución espacial de los eventos sísmicos seleccionados para la Región Centro de Perú. b) Distribución espacial de los eventos sísmicos relocados utilizando el modelo de velocidad 1D obtenido en el presente estudio. En general, se observa que los eventos tienden a concentrarse, mostrando agrupaciones que ayudan a definir mejor las características sísmicas y tectónicas en la región Centro.

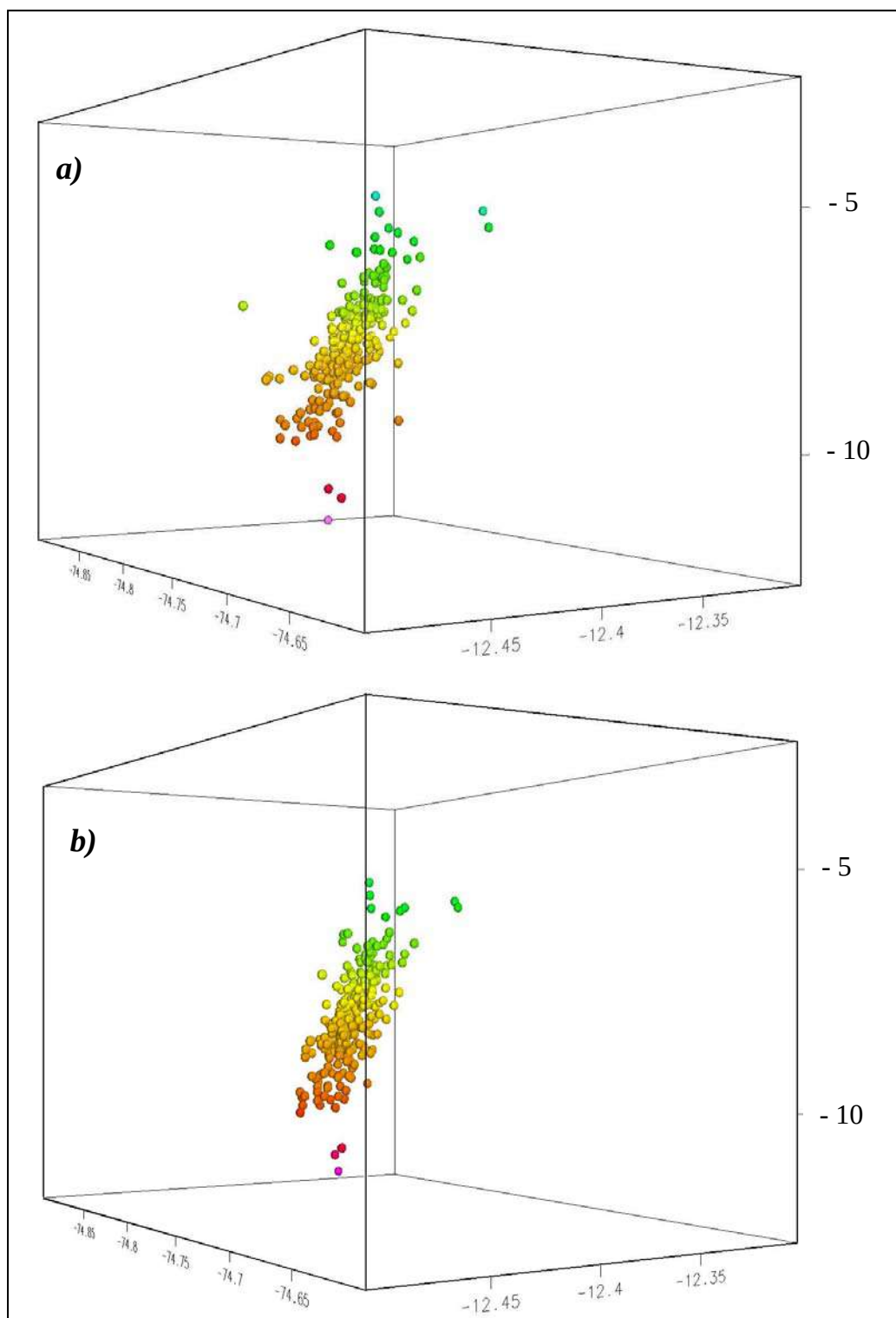


Figura 5.10. Bloks 3D que muestran la sismicidad de los eventos localizados con el modelo de velocidad inicial (a) y los localizados con el nuevo modelo de velocidad para la región Norte (b).

5.5 MODELO DE VELOCIDAD 1D PARA LA REGIÓN SUR

Para llevar a cabo el proceso de inversión se utilizaron 811 arribos de onda P provenientes de 217 sismos bien localizados. Como modelo de velocidad inicial, se usó el propuesto por Grange (1984), quien utilizando datos de microsismicidad en el Sur peruano, estimó un modelo de velocidad para esta región. Este autor, dadas las características de la red local, así como el gran número de eventos registrados, realizó una serie de evaluaciones en distintos modelos de ensayo, seleccionando el que mostró mejores resultados. Actualmente, este modelo viene siendo utilizado en el Servicio Sismológico del IGP para el cálculo de los parámetros hipocentrales y la elaboración de estudios de sismicidad y tectonismo en esta región.

Tabla 3. Modelo de velocidad propuesto por Grange (1984).

Capa Nº	Profundidad (Km)	Velocidad (km/s)
1	0	5.5
2	5	6.0
3	30	6.8
5	50	8.0

Como estación de referencia se seleccionó la estación SGR (San Gregorio), por haber registrado el mayor número de réplicas (70%) y por estar ubicada en la parte central de la red. Asimismo, se utilizó la razón de velocidades $V_p/V_s = 1.78$, determinada por Antayhua et al. (2002), con el método de Wadatti a partir de la diferencia de los arribos de ondas P y S del total de réplicas registradas por la RSLSP.

De esta manera, se efectuaron varias inversiones del modelo inicial, examinando y seleccionando los parámetros de control que mejor se ajusten a la base de datos.

En la Figura 5.11 se presenta la proyección horizontal del trazado de rayos desde los hipocentros a las estaciones, y en ella se puede observar que las trayectorias de estos se extienden en forma densa sobre toda la línea de costa. Cabe recordar que los eventos sísmicos utilizados, corresponden a las réplicas del sismo del 23 de Junio de 2001 (Arequipa).

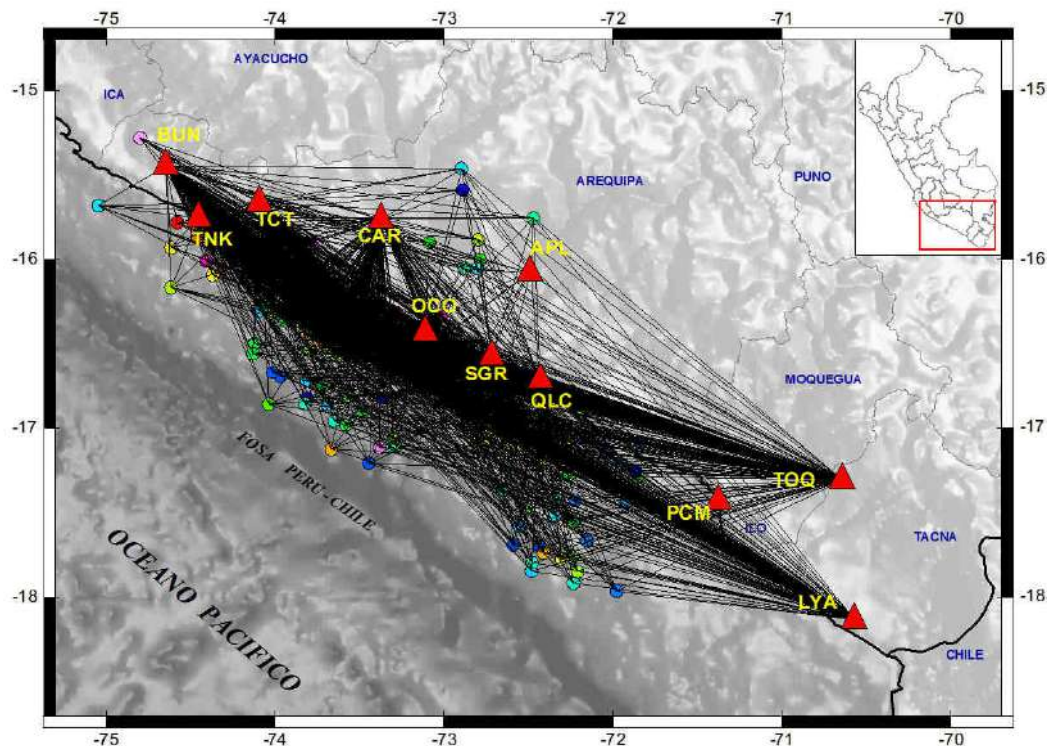


Figura 5.11. Proyección horizontal del trazado de rayos para la región Sur. Los eventos corresponden a las réplicas del sismo del 23 de Junio del 2001 ($M_w=8.2$). Se observa que la cobertura de rayos es densa y se distribuye sobre todo el borde oeste del Sur peruano.

Luego, al igual que en las dos anteriores regiones, se introdujeron dos modelos de velocidades constantes de 4 km/s y 9 km/s, esto con el propósito de evaluar el comportamiento de las velocidades respecto a los datos de entrada. Asimismo, con el fin de cubrir un mayor rango de distribuciones geométricas de velocidad, se evaluaron algunos modelos propuestos para la región Sur (Woollard 1975; Ocola, 1971; James, 1971), y el borde oeste peruano (Hampel, 2002; Krabbenhoft, et al 2004), así como otros sugeridos para el norte de Chile (Cobo, 2000; Hurtado, 1998; Husen, 1999) y el propuesto por el PREM (Preliminar Reference Earth Model). En la Figura 5.12.a se muestra el modelo de velocidad inicial, así como los modelos de ensayo utilizados en el proceso iterativo.

Seguidamente, con cada uno de estos modelos se realizaron un total de 5 iteraciones. A fin de distinguir cambios de velocidad en los modelos iniciales, se realizaron inter-estratificaciones de 1 km para las capas superficiales y 5 km para las profundas, ejecutando el mismo número de iteraciones para cada inversión. Luego, de acuerdo a los resultados, se fueron uniando aquellas capas que presentaban similares

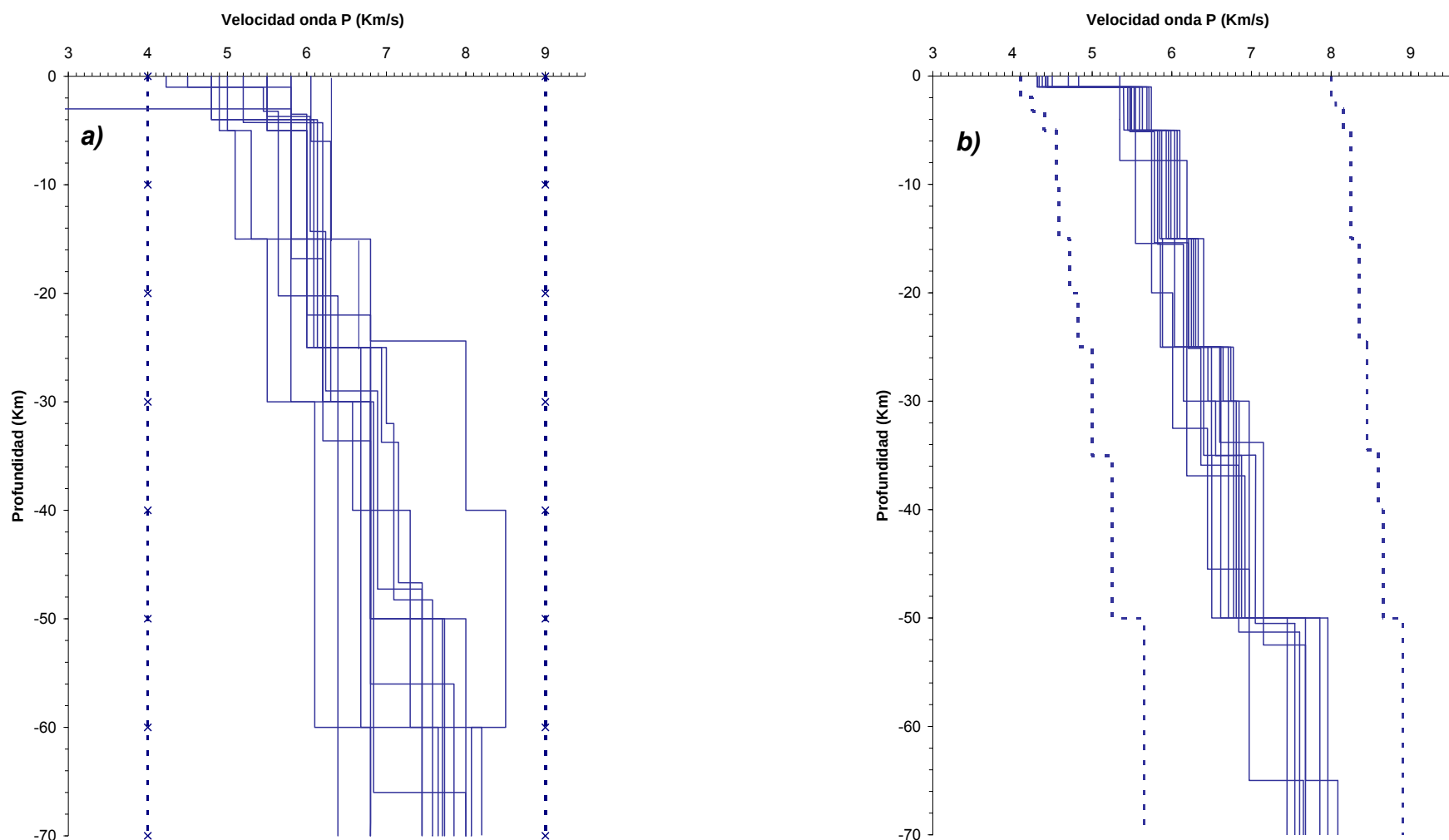


Figura 5.12. a) Modelos de velocidad inicial y modelos de ensayo usados para llevar a cabo el proceso de inversión, entre ellos los propuestos para las regiones Centro, Sur, borde oeste peruano, norte de Chile y el PREM. Las líneas discontinuas corresponden a los modelos con velocidades constantes.
b) Modelos de velocidad obtenidos después de la inversión. Se observa un agrupamiento y convergencia de los modelos de velocidad resultantes. Asimismo, los modelos con velocidades constantes presentan cierta tendencia hacia la solución final.

valores de velocidad, obteniéndose 14 modelos bien definidos con variaciones de velocidades menores a 0.05 km/s en la última iteración. En la Figura 5.12.b, se presentan los modelos de velocidad obtenidos después del proceso de inversión y tal como se observa, dichos modelos son coherentes entre sí, mostrando claros límites de capas en los modelos resultantes. Por otro lado, los resultados muestran la presencia de una discontinuidad a la profundidad de 50 km, la cual correspondería al Moho.

Posteriormente, con los modelos resultantes se efectuaron relocalizaciones, a fin de seleccionar el modelo final. De este modo, se seleccionó un modelo final cuyos resultados mostraron una reducción del 85% de los valores de *rms* residual respecto a los obtenidos con el modelo inicial. En la Figura 5.13.a se observa que para los resultados obtenidos con el modelo anterior prevalecen valores de *rms* residual entre 0.25 s y 0.9 s, mientras que para el modelo final entre 0 s y 0.7 s; lo cual evidencia una importante mejora.

Finalmente, el modelo de velocidad de onda P obtenido para la región Sur, consta de 7 capas bien definidas que alcanzan una profundidad de 50 km, y se distribuyen de la siguiente manera: La primera capa de 1 km de profundidad presenta una velocidad de 4.58 km/s; la segunda capa de 2 a 5 km una velocidad de 5.56 km/s; la tercera capa de 5 – 15 km una velocidad de 5.97 km/s; la cuarta capa de 15 – 25 km una velocidad de 6.12 km/s; la quinta capa de 25 – 35 km una velocidad de 6.56 km/s; la sexta capa de 35 – 50 km una velocidad de 6.80 km/s, y por último, la séptima capa para profundidades mayores a 50 km presenta una velocidad de 7.77 km/s.

De esta manera queda definido el *Mínimo Modelo de velocidad 1D* para la región Sur de Perú. En la Figura 5.13.b se presenta: en línea continua, el Modelo de Velocidad 1D obtenido en el presente estudio, y en línea discontinua el modelo propuesto por Grange (1984). Tal como se observa, el nuevo modelo identifica una capa de baja velocidad en el primer kilómetro. Asimismo, entre los 15 y 30 km de profundidad se identifican ligeros pero importantes cambios de velocidad que podrían estar asociados a discontinuidades de la corteza, como la de Conrad. Seguidamente, la cuarta capa incrementa su velocidad en 0.12 km/s, mientras que la quinta y séptima disminuyen sus velocidades en 0.24 y 0.23 km/s, respectivamente. El notable cambio de velocidad entre la sexta y séptima capa (50 km) estaría asociado al Moho. Respecto a la segunda, tercera y sexta capa, los valores de velocidad que estas presentan son similares a los observados en el modelo de Grange.

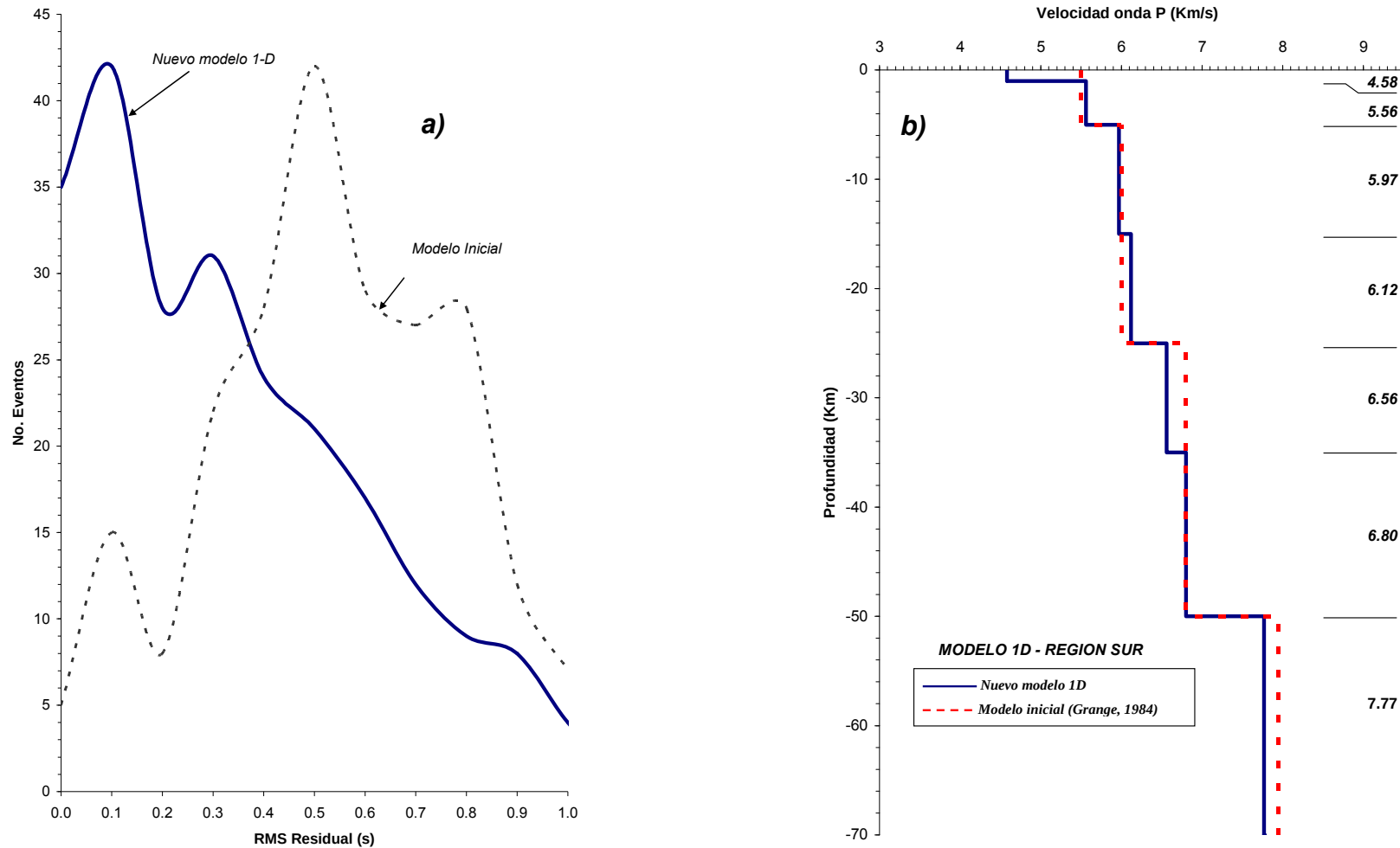


Figura 5.13. a) Distribución del número de eventos vs. RMS residual. El modelo final (línea continua) ha permitido reducir estos valores hasta un 85% respecto al modelo de Grange (1984). **b)** Modelo de velocidad inicial y final. Se observa que el nuevo modelo identifica una capa de baja velocidad en el primer kilómetro, posteriormente se observan algunos cambios y/o discontinuidades de velocidad hasta los 35 km, mas adelante la velocidad es similar al modelo inicial y finalmente en la última capa se observa un ligero decremento de velocidad.

En concreto, el *Mínimo Modelo de Velocidad 1D* para la región Sur, ha permitido identificar nuevos e importantes cambios de velocidad en relación al modelo de velocidad inicial y estos cambios estarían asociados a discontinuidades tales como la de Conrad y Moho presentes en la corteza de esta región. Por otro lado, los resultados de la relocalización utilizando el nuevo modelo, mostraron una importante reducción del RMS, lo cual indica que dicho modelo resuelve bien la localización de sismos en esta región, por lo tanto, puede ser utilizado para la localización de sismos y estudios de sismicidad en esta parte del país.

Posteriormente, para verificar si la localización de sismos mejora con el nuevo modelo de velocidad, se evaluaron los resultados de la relocalización. En la Figura 5.14.a se muestra la distribución espacial de las 217 réplicas localizadas con el modelo de velocidad inicial y en 5.14.b los eventos relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad, en donde se observa que estos se distribuyen de manera compacta alrededor del evento principal (estrella) mostrando un mejor agrupamiento y asociación entre si, al igual que los eventos el extremo SO.

La distribución de los eventos en profundidad se muestra en las secciones verticales (segmento A – B) en la parte inferior de las Figuras 5.14.a para las réplicas localizadas con el modelo anterior y 5.14.b para las réplicas relocalizadas con el nuevo modelo. Se puede observar que en el perfil de eventos relocalizados (derecha), estos se ajustan mejor al plano de subducción, asimismo se observa un agrupamiento claro agrupamiento de sismos alrededor del evento principal, esto es lógico dado que se trata de réplicas de un sismo principal.

Finalmente, en la Figura 5.15 se muestra una vista tridimensional de los eventos sísmicos localizados con el modelo inicial (a) y los relocalizados utilizando el nuevo modelo de velocidad (b) observando claramente un mejor agrupamiento, distribución y ajuste de los hipocentros en relación al plano subducción y al entrono del hipocentro del sismo del 23 de Junio de 2001.

Por lo expuesto anteriormente, se puede decir que el modelo de velocidad obtenido resuelve bien la localización de sismos en la región Sur de Perú, por lo tanto puede ser utilizado en las rutinas de localización de sismos y como referencia en los estudios de sismicidad y tectónica en esta región.

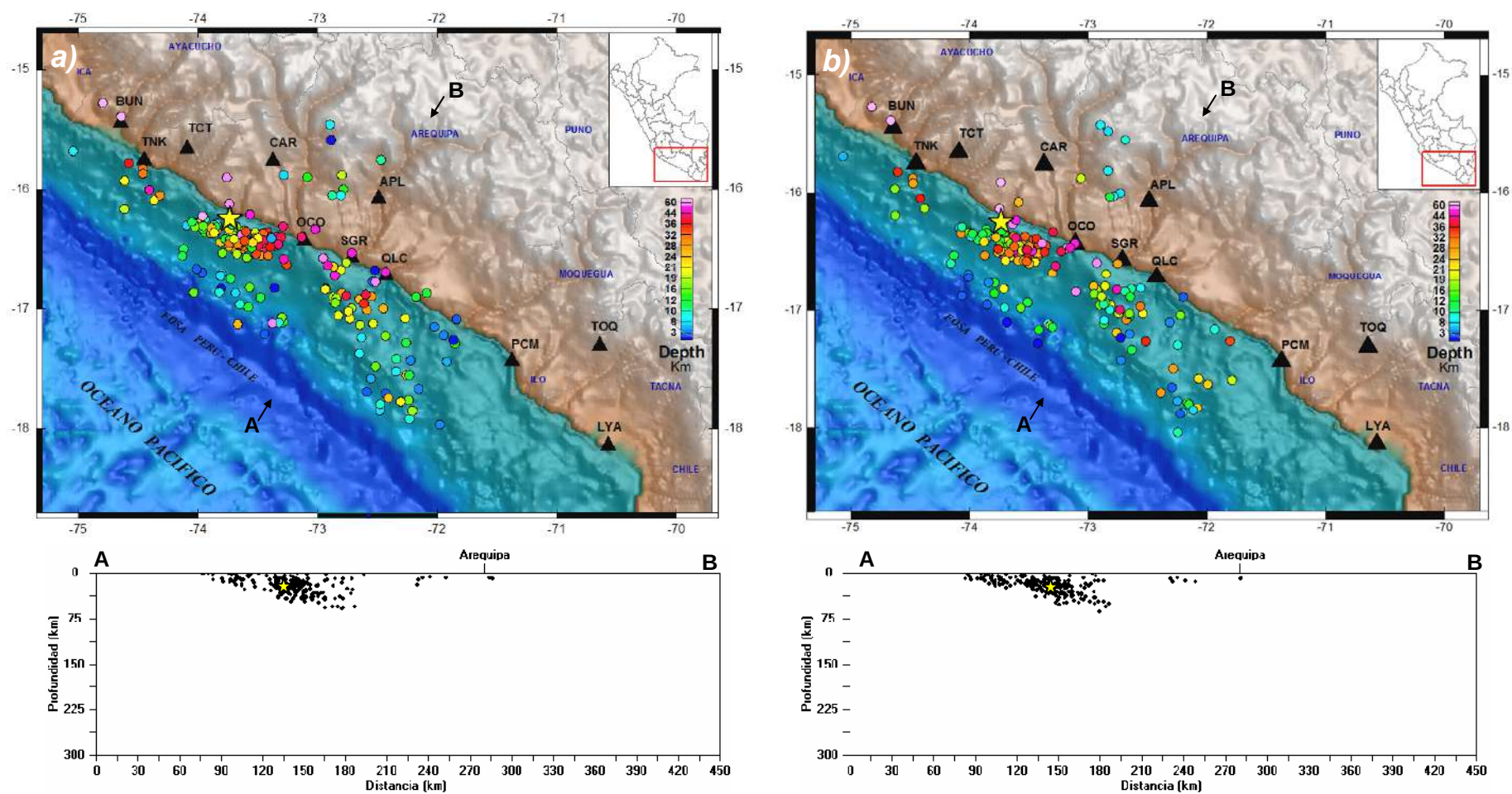


Figura 5.14. a) Distribución espacial de las réplicas localizadas con el modelo de velocidad inicial. b) Distribución espacial de los eventos relocalizados utilizando el modelo de velocidad obtenido en el presente estudio. En la parte inferior se presenta un perfil que corresponde al segmento A – B, notando un mejor ajuste de los hipocentros sobre el plano de subducción y agrupación de los mismos alrededor del evento principal.

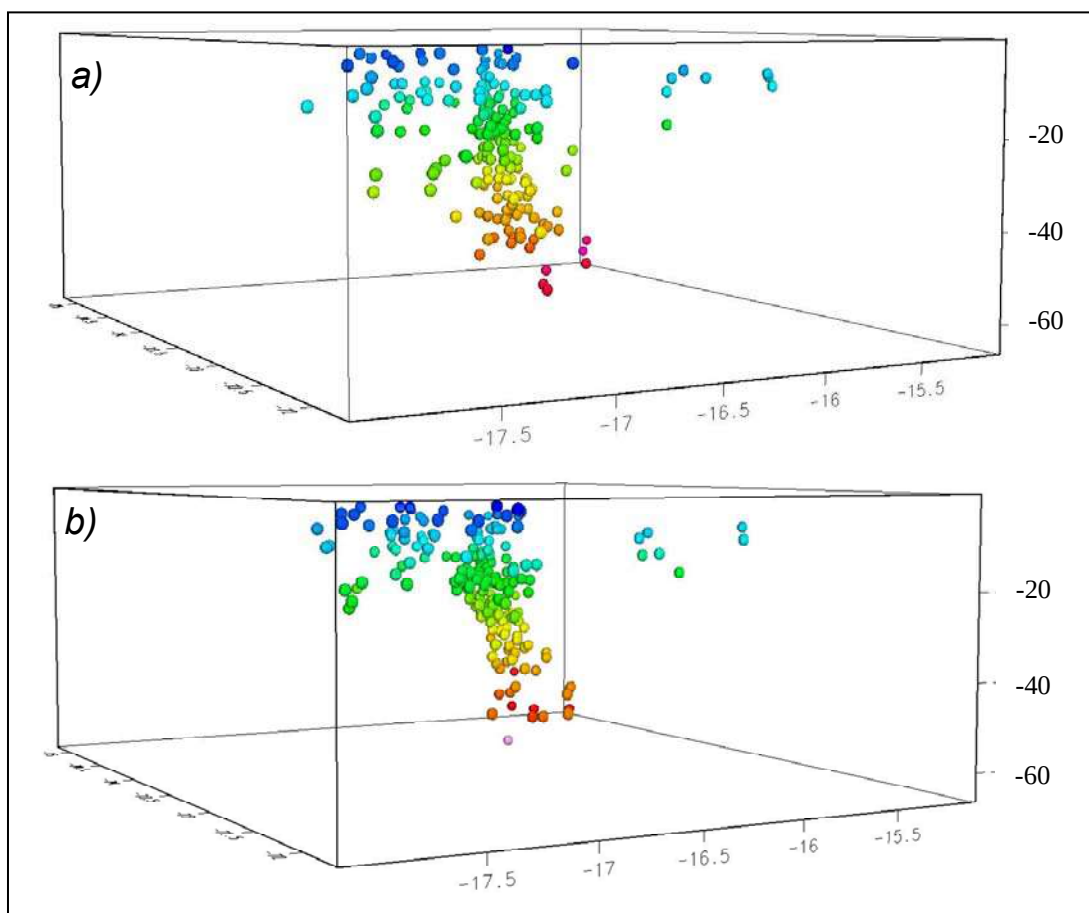


Figura 5.15. Vistas tridimensionales que muestran: a) Sismicidad de los eventos localizados con el modelo de velocidad inicial. b) Eventos relocalizados con el nuevo modelo de velocidad para la región Norte, Se nota un mayor ajuste y distribución de los eventos sobre el plano de subducción.

Resumiendo, la determinación de los nuevos modelos de velocidad ha permitido mejorar considerablemente los resultados del cálculo de los parámetros hipocentrales en las regiones de estudio, esto ha sido evidenciado por la notable reducción de los errores medios cuadráticos (rms) en cada una de estas regiones. Por otro lado, se han identificado nuevos e importantes cambios de velocidad en relación a los modelos de referencia, estos cambios estarían relacionados a discontinuidades de la corteza tales como la discontinuidad de Conrad y Mohorovicic. Finalmente, los resultados obtenidos en el presente estudio constituyen un gran aporte en la determinación de los parámetros hipocentrales permitiendo obtener una mayor precisión, lo cual es importante en la elaboración de estudios de sismicidad, riesgo sísmico y tomografía sísmica tridimensional. Además dichos modelos permiten avanzar en el conocimiento de la estructura de la corteza y velocidad de las ondas sísmicas en las regiones de estudio.

VI

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

En el Perú, a escala local, no existen modelos de velocidad reales que permitan conocer la distribución de velocidades de las ondas sísmicas en el interior de la corteza. Por esta razón, muchos autores optan por evaluar modelos regionales con el fin de seleccionar aquel que resuelva mejor el cálculo de los parámetros hipocentrales y a la vez minimice los errores de dicha estimación.

Hoy en día una de las técnicas más utilizadas en diversas regiones del mundo para la determinación de modelos de velocidad a escala local, lo constituye el método de inversión no linealizado de rayos (mínimos cuadrados amortiguados), propio del algoritmo Velest, del cual se hace uso en el presente estudio. Asimismo, para la determinación de dicho modelo, se requiere contar con información sísmica registrada por redes locales, cuya distribución de estaciones e información recolectada se distribuya lo más uniformemente posible dentro de la región de interés, garantizando de este modo, una buena cobertura de rayos desde los hipocentros a las estaciones.

El Instituto Geofísico del Perú, como parte de proyectos especiales en la región Norte (Proyecto Especial Depolti - Carhuaquero) y Centro (Hidroeléctrica Mantaro - Tablachaca) del Perú, ha instalado dos redes sísmicas locales que han registrado información óptima que permite llevar a cabo la determinación de modelos de velocidad para estas regiones. Asimismo, en la región Sur, debido al sismo del 23 de Junio del 2001, también se instaló una red sísmica local temporal que registró un gran número de réplicas, que constituyen una base de datos optima para la determinación de un modelo de velocidad para esta región. En general, dadas las características de dichas redes, así como la calidad de los eventos registrados por estas, ha sido posible estimar nuevos modelos de velocidad, mejorando los anteriormente propuestos para las regiones Centro y Sur y proponiendo por primera vez un modelo propio de la región Norte.

La metodología y procedimiento empleado para su determinación, han permitido obtener modelos bien definidos que mejoran los resultados de la localización de los sismos que ocurren en estas regiones, lo cual, es evidenciado por la notable reducción de los valores de residuales de tiempo de propagación de ondas y el RMS (raíz media cuadrática) respecto a los valores obtenidos con los modelos iniciales (Figuras 5.3, 5.8 y 5.13).

Por otro lado, los modelos obtenidos presentan un mayor número de discontinuidades de velocidad, las mismas que podrían estar asociadas a heterogeneidades presentes en la corteza. Así, en los modelos obtenidos, los bruscos cambios de velocidad observados a los 50 km de profundidad indicarían la interfase que separa la Corteza del Manto, usualmente denominada discontinuidad de Moho. En tal sentido y tomando como referencia los resultados obtenidos por Krabbenhoft et al., (2004) y Hampel et al (2004), mediante perfiles de reflexión sísmica de gran ángulo para algunas zonas del borde occidental peruano; se ha procedido a relacionar los mismos con los resultados obtenidos en el presente estudio a fin contrastar y verificar la profundidad de la discontinuidad de Moho por debajo de las regiones de estudio.

De esta manera, en la Figura 6.1, a lado izquierdo, se presenta el modelo de Krabbenhoft et al., (2004), en el que proponen una estructura de velocidades cortical para el borde Nor-occidental peruano (aprox. latitud 8.5°S), identificando la discontinuidad de Moho por debajo de la corteza oceánica entre los 10 y 12 km de profundidad, para luego ir profundizando a medida que se adentra por debajo del continente. De este modo, la proyección de dicha discontinuidad, hasta una distancia de 200 km a partir de la fosa, que es donde se ubica la red local, coincide con la discontinuidad de Moho propuesta en el presente estudio; en donde tal discontinuidad se encuentra a una profundidad de 50 km.

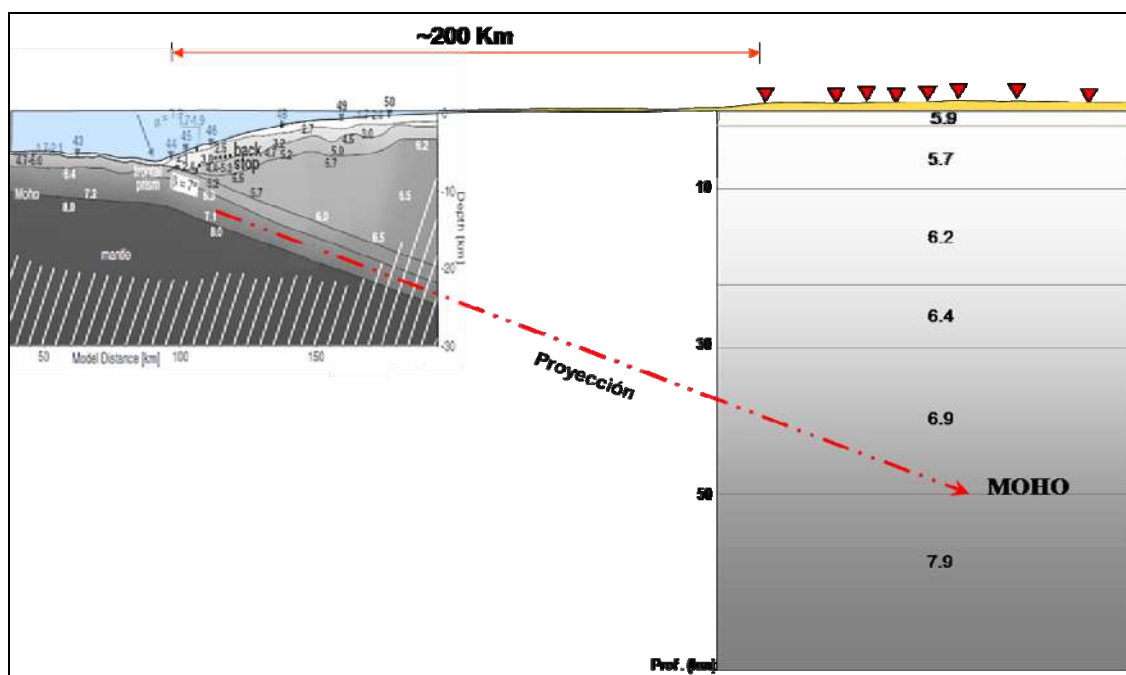


Figura 6.1. Proyección de la discontinuidad de Moho a partir de los resultados obtenidos por Krabbenhoft et al., 2004 para el borde occidental del norte peruano. Se observa que a una distancia ~200 km desde la fosa, el Moho estaría a una profundidad de 50 km.

Asimismo para la región Sur, Hampel et al., (2004) determina un modelo de estructura cortical en la latitud 15.5°S, proponiendo una profundidad entre 16 y 20 km para el Moho por debajo de la corteza oceánica para luego incrementar su profundidad a medida que se introduce por debajo del continente (Figura 6.2). Así, proyectando la tendencia promedio del Moho hasta una distancia de 120 km desde la fosa al continente, lugar donde se emplaza la red sísmica local, se observa que ésta coincide con la discontinuidad propuesta en el modelo para la región Sur de Perú. Por tanto para, la región que cubre la red sísmica local, la profundidad del Moho sería de 50 km. (Villegas y Tavera, 2008), lo cual es coherente con los resultados obtenidos por Manrique y Tavera, (2003). Cabe mencionar que el área de estudio en esta región, esta comprendida principalmente entre la línea de costa y el pie de la cordillera occidental, lo que explica que el espesor de la corteza en este sector, sea menor que el que proponen muchos modelos para macizo andino (~70 km.).

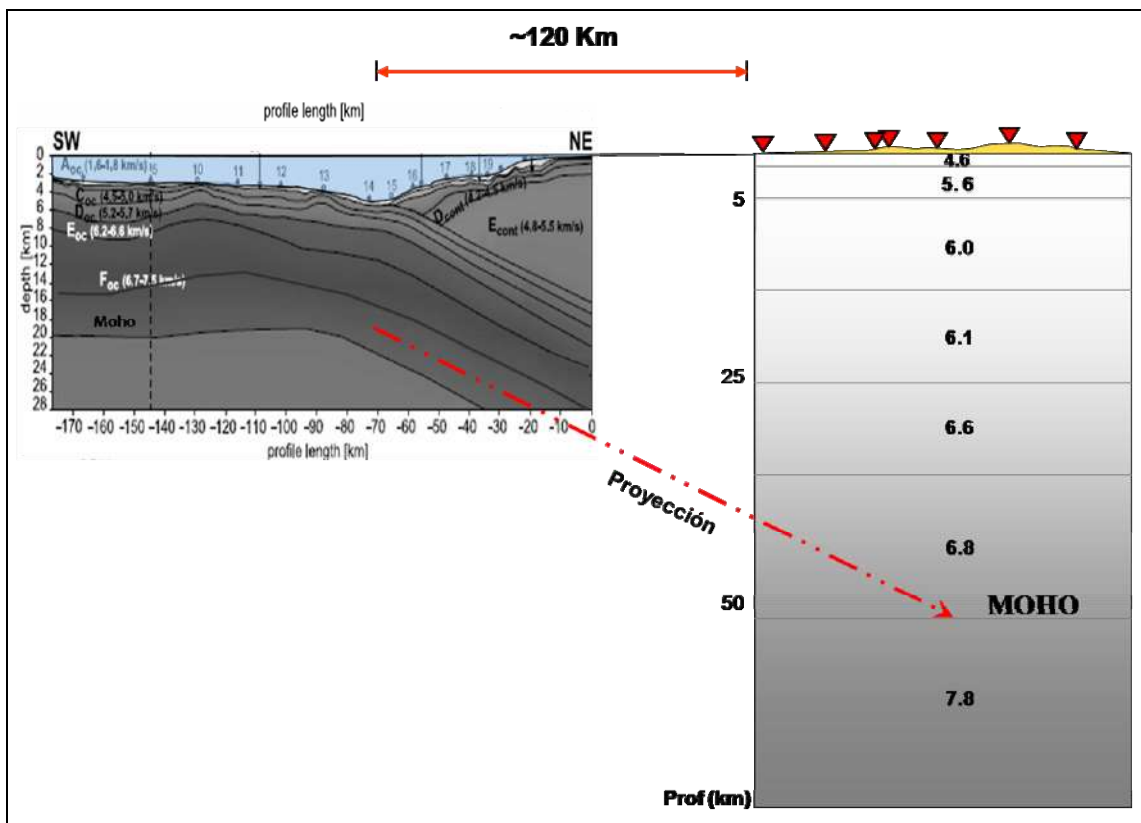


Figura 6.2. En línea roja se muestra la proyección del Moho a partir de los resultados obtenidos por Hampel et al., 2004 para el borde occidental del Sur peruano. De acuerdo a la proyección se observa que para una distancia de 120 km desde la fosa el Moho se encuentra a una profundidad de 50 km en el borde oeste de la región Sur de Perú

Con relación al modelo de la región Centro, dado que los eventos utilizados para su cálculo, no alcanzan profundidades mayores a 30 km, no ha sido posible estimar con precisión la discontinuidad de Moho. Sin embargo, los resultados que se presentan en este estudio estarían de acuerdo con los propuestos por Tavera (1990) y Manrique y Tavera, (2003) en donde el Moho se encontraría a una profundidad que varía entre 50 y 55 km.

Finalmente, tal como ha sido demostrado, los modelos de velocidad obtenidos en el presente estudio han permitido mejorar los resultados del cálculo de los parámetros hipocentrales en las regiones de estudio; por tanto, pueden ser utilizados en los algoritmos que rutinariamente se utilizan en el Servicio Sismológico del IGP y en otros estudios de investigación sobre sismicidad, tectónica y riesgo sísmico a realizarse en el Perú. Además, la determinación de un modelo unidimensional a partir de datos locales, constituye un primer paso en la elaboración de estudios de tomografía sísmica tridimensional.

6.2 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En el presente estudio se ha llevado a cabo la determinación de tres modelos de velocidad para las regiones Norte, Centro y Sur de Perú, a partir del uso de información registrada por redes sísmicas locales y la aplicación de un método de inversión de mínimos cuadrados amortiguados, propio del algoritmo de Velest. De esta forma, se han obtenido tres modelos de velocidad que resuelven mejor el cálculo de los parámetros hipocentrales en las regiones de estudio. Por otro lado, dichos modelos a diferencia de los modelos iniciales, como es el caso de la región Centro y Sur, han permitido identificar contrastes de velocidad que podrían estar asociados a discontinuidades y/o heterogeneidades presentes en la corteza y en el caso de la región Norte, proponer por primera vez un modelo representativo de esta región. De esta manera, los modelos obtenidos constituyen un gran aporte, permitiendo avanzar en el conocimiento de la estructura de velocidades en cada una de las regiones de estudio.

Finalmente, los resultados obtenidos en el presente estudio, han permitido llegar a las siguientes conclusiones y proponer algunas recomendaciones:

- Para la Región Norte, haciendo uso de 547 eventos registrados por una red sísmica local y tomando como referencia el modelo propuesto por Lindo (1983), se ha determinado un nuevo modelo de velocidad 1D compuesto por 6 capas que se distribuyen de la siguiente manera: La primera capa de 2 km de espesor presenta una velocidad de 5.66 km/s; la segunda de 2 - 10 km de profundidad presenta una velocidad de 5.92 km/s; la tercera de 10 - 22 km una velocidad de 6.20 km/s; la cuarta capa de 22 - 30 km una velocidad de 6.44 km/s; la quinta capa de 30 - 50 km una velocidad de 6.87 km/s y por último, la sexta capa que considera profundidades mayores a 50 km presenta una velocidad de 7.92 km/s.
- Para la Región Centro, haciendo uso de 265 eventos registrados por una red sísmica local y tomando como referencia el modelo propuesto por Dorbath (1991), se ha determinado un nuevo modelo de velocidad 1D compuesto por 6 capas que se distribuyen de la siguiente manera: la primera capa con 1 km de espesor presenta una velocidad de 5.92 km/s; la segunda de 2 - 5 km una velocidad de 6.17 km/s; la tercera de 5 - 15 km una velocidad de 6.44 km/s; la cuarta de 15 - 30 km una velocidad de 6.60 km/s; la quinta de 30 - 50 km una velocidad de 6.85 km/s; y por último, la sexta capa para profundidades mayores a 50 km una velocidad de 8.10 km/s.
- Para la Región Sur, haciendo uso de 811 eventos registrados por una red sísmica local y tomando como referencia el modelo propuesto por Grange (1984), se ha determinado un nuevo modelo de velocidad 1D que consta de 7 capas bien definidas y se distribuyen de la siguiente manera: La primera capa de 1 km de espesor presenta una velocidad de 4.58 km/s; la segunda de 2 - 5 km una velocidad de 5.56 km/s; la tercera de 5 - 15 km una velocidad de 5.97 km/s; la cuarta de 15 - 25 km una velocidad de 6.12 km/s; la quinta de 25 - 35 km una velocidad de 6.56 km/s; la sexta de 35 - 50 km una velocidad de 6.80 km/s, y por último, la séptima capa para profundidades mayores a 50 km presenta una velocidad de 7.77 km/s.

- El cálculo de los parámetros hipocentrales haciendo uso de los nuevos modelos de velocidad, ha permitido obtener mayor precisión en su solución, lo cual queda evidenciado por la notable disminución de los valores de *rms*, en comparación con los resultados obtenidos haciendo uso de los modelos de velocidad iniciales. Así, para la región Norte se ha observado una reducción del 33%, para la región Centro del 52% y para la región Sur del 85%.
- La relocalización de eventos, haciendo uso de los nuevos modelos de velocidad, ha permitido observar cambios en la distribución espacial de los eventos sísmicos, permitiendo identificar con mejor claridad agrupaciones y alineamientos de sismicidad que estarían asociados a los procesos de deformación cortical de fallas activas y subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana.
- En profundidad, los resultados de la relocalización han permitido observar que la distribución de los eventos queda bien definida, mostrando un mejor agrupamiento y tendencia de los eventos sobre los planos de falla y el slab de subducción.
- El comportamiento de las velocidades en el cálculo del modelo de velocidad ha permitido definir la posible profundidad del Moho en cada una de las regiones. Así, para las regiones Norte y Sur se ha estimado una profundidad de 50 km, lo cual es coherente con la proyección de los resultados obtenidos por Krabbenhoft et al., (2004) y Hampel et al (2004) para el borde occidental del territorio peruano. Para la región Centro no ha sido posible estimar la profundidad del Moho, dado que la sismicidad analizada fue de carácter superficial; sin embargo los resultados del modelo propuesto son coherentes con los valores propuestos por Tavera (1999) y Manrique y Tavera (2003), entre los 50 y 55 km de profundidad.
- Los modelos de velocidad obtenidos resuelven mejor el cálculo de los parámetros hipocentrales en las regiones de estudio; por tanto, pueden ser utilizados en los algoritmos de localización que rutinariamente se utilizan en el Servicio Sismológico del IGP, así como en la elaboración de estudios de investigación sobre sismicidad, tectónica y riesgo sísmico en las regiones de

estudio. Además, estos modelos sirven de referencia en la elaboración de estudios de tomografía sísmica tridimensional.

Finalmente, para un mayor conocimiento sobre el detalle de la estructura de la corteza y el manto, se recomienda realizar estudios de tomografía sísmica tridimensional a fin de identificar con mayor precisión anomalías y/o heterogeneidades en profundidad. Los modelos de velocidad unidimensionales que aquí se presentan constituyen un primer paso en la elaboración de modelos tridimensionales, por tanto pueden ser usados para tal fin.

Por otro lado, dado que en la actualidad se cuenta con diversidad de registros provenientes de diferentes estaciones sísmicas distribuidas sobre todo el territorio nacional, se puede, a partir del análisis de las fases P, PmP, y PKIKP, estimar espesores de la corteza para diferentes lugares y a la vez sugerir anomalías de estación, pero estos temas son proyectos de futuras investigaciones a realizarse en la Dirección de Sismología del Instituto Geofísico del Perú.

BIBLIOGRAFÍA

- Aki, K. y Lee, H. K. (1976).** Determination of the three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.*, 81, 4381-4399 pp.
- Aki, K., A. Christoffersson, and E. S. Husebye (1977),** Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 82, 277–296 pp.
- Audebaud, E., Capdevila, R., Dalmayrac, B., Laubaucher, G., Marocco, R., Mattauer, M., Megard, F. y Paredes, J. (1973).** Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie). *Revue Géographie Physique, Géologique et Dynamique.*, 15 (1 – 2), 73-114 pp.
- Antayhua, Y. Salas, H. Bernal, I. Rodrigues, S. Millones, J. Jimenez, C. Pérez-Pacheco, I. Portugal, D. Inza, A. y Zamudio, Y. (2002).** Análisis Espacial de las réplicas del Terremoto de Arequipa del 23 de Junio de 2001 a partir de Datos de una Red Sísmica Local. Terremoto de la Región Sur del Perú del 23 de Junio de 2001. *CNDG (2002)*, p 47-58.
- Barazangui, M. e Isacks, B. (1976).** Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath So America. *Geology.*, 4, 686-692 pp.
- Barazangui, M. e Isacks, B. (1979).** Subduction of the Nazca plate beneath Peru: evidence from spatial distribution of earthquakes. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 537-555 pp.
- Bernal, I. (2002).** Aproximación a un modelo detallado de la sismicidad en el Perú: Características y evaluación de la energía sísmica liberada. Tesis de Ingeniería UNSA, 170 pag.
- Bernal, I. y Tavera, H. (2002).** Zonas sismogénicas en Perú: Volúmenes de deformación, Gráficos polares y Zonificación preliminar. *Boletín Sociedad Geológica del Perú* v. 93 (2003) p. 31-44.

- Bernal, I. y Tavera, H. (2005).** Distribución espacial de áreas de ruptura y lagunas sísmicas en el borde oeste del Perú. v. especial N° 6 Alberto Giesecke Matto (2005) p. 89-102.
- Brewer, J.A. and Oliver, J.E. (1980).** Seismic reflection studies of deep crustal structure. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 8: 205-230 pp.
- Cahill I. e Isacks B. (1992).** Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. J. Geophys. Res., 97, 17503-17529.
- Crosson, R.S. (1976).** Crustal structure modeling of earthquake data; 1, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters, J. Geophys. Res., 81, 3036-3046.
- Crosson, R.S. (1976).** Crustal structure modeling of earthquake data; 2, Velocity structure of the Puget Sound region, Washington, J. Geophys. Res., 81, 3047-3054.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Marocco R. (1987).** Caracteres generaux de l'evolution geologique des Andes peruvienes. Trav. Doc. ORSTOM, 122, 501 pp.
- Dalmayrac, B., Laubacher, G. y Morocco, R. (1980).** Geologie des Andes peruvienes, caracteres genetaux d'evolution geologique des Andes Peruvienes. Trv. Doc. ORSTOM. 96, 217 pp.
- DeMets C., Gordon, R., Argus, A. y Stein s. (1990).** Current plate motions. Geophys. J. Int., 101, 425-478.
- Dorbath L., Cisternas A. y Dorbath (1990).** Assessment in the size of large and great historical earthquake in Peru. Bull. Seism. Soc. Am., 80, 551-576.
- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E. y Rivera, L. (1991).** Seismicity and tectonics deformation in the eastern cordillera and the sub-andean zone of central Peru. Journal of South American Earth Sciences., 4, 13-24.
- Engdahl R., Vanderhilst y Bulland R. (1997).** Global teleseismic earthquake relocation whit improved travel times and procedures for depth determination. Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 722-743.
- Espinosa L. (2002).** Determinación de un modelo unidimensional de velocidades en el eje cafetero colombiano. Tesis de Ingeniería. Univ. Del Quindio. 93 pag.

- Grange, F., (1984).** Etude sismotectonique détaillée de la subduction litosphérique au sud Pérou. These pour Docteur, Univ. Scientifique et medicate de Grenoble, 300 pp.
- Heras, H. (2002).** Localización de áreas probables a ser afectadas por grandes sismos en el borde Oeste de Perú: Estimación a partir de periodos de retorno local basado en la distribución de valores de "b". Boletin Sociedad Geológica del Perú. v. 93 p. 7-136.
- Hampel, A. (2002).** The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation. Earth and Planetary Science Letters 203: 665–679.
- Hasegawa, A. y Sacks, S. (1981).** Subduction of the Nazca plate beneath Peru as determined from seismic observations. J. Geophys. Res., 86, 4971 – 4980.
- INGEMMET (1995).** Geología del Perú. INGEMMET, Bol., Serie A: Carta Geol. Nac., p. 55-177.
- James, D. (1971).** Andean crustal and upper mantle structure, J. Geophys. Res. V76, 3246-3271.
- James, D. (1978).** Subduction of the Nazca plate beneath central Peru. Geology. 6, 174-178.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos V. A. y Ando , C. J. (1983).** Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. Geol. Soc. Am. Bull., 49: 341-361.
- Kissling, E. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, D. y Kradolfer, U. (1994).** Initial reference models in local earthquake tomography. J. Geophys. Res. 99, 19635-19646.
- Kissling, E., (1995).** Velest Users Guide, Int. Rep. Institute of Geophysics, ETH Zurich, 26 pp.
- Kissling, E. (1988).** Geotomography with local earthquake data. Rev. Geophys. 26, 659-698.
- Klein F. (1978).** Hipocenter location program HYPOINVERSE. U. S. Geol. Surv. Open-File Report, pp. 78 – 694, 113 pp.
- Krabbenhof, A., Bialas, Kopp, H., Kukowski, N. and Hübscher, (2004).** C. Crustal structure of the Peruvian continental margin from wide-angle seismic studies. Geophys J. Int. 159, 749 – 764.
- Lawson, C. L. y Hanson, B. J. (1974),** Solving Least Squares Problems, Prentice-Hall (Englewood Cliffs, NJ).

- Lee, W.H.K., and Lahr, J.C., (1975).** Hypo71: A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv., Open-File Rep., 75-311, 113 pp.
- Lindo, R. (1993).** Seismotectonique des andes du Perou central: Apport des donnees sismologiques de haute precision. Ph.D. Thesis, Universite Louis-Pasteur, Strasbourg, France. 74 pp.
- Macharé, J. Fenton, C.H., Machette, M.N, Lavenu, A., Costa, C. and Dart. (2003).** Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Peru and its offshore regions: U.S. Geological Survey Open-File. Report 03-0451, 54 p., 1 plate (1:3,000,000 scale).
- Manrique M. Tavera (2003)** Estimación del espesor de la corteza continental en Centro y Sur de Perú a partir de fases PmP. Compendio de Trabajos de Investigación. CNDG – Sismología. IGP. v. 4 (2003). 53-64.
- Marocco R. (1980).** Geologie des Andes peruvienes: un segment E-W de la chaine des Andes peruvienes, la deflexión d'Abancay. Etude geologique de la Cordillere Orientale et des Hauts Plateaux entre Cuzco et San Miguel. Sud d'Peru. Doc. ORSTOM, 94 pag.
- Megard, F. (1978).** Etude geologique des Andes du Perú Central. Mem. ORSTOM 86, 310 pp.
- Minster, J. B., y T. H. Jordan, 1978,** Present-day plate motion, Journal of Geophysical Research, v. 83, pp. 5331-5354.
- Norabuena E., Dixon T., Stein S y Harrison C. (1999).** Deceleration Nazca South America and Nazca Pacific Plate Motions. Geophys. Res. Lett. 26, p 3405-3408.
- Ocola, L. C., R. P. Meyer and L. T. Alurich. (1971).** Gross crustal structure under Peru – Bolivia Altiplano, Earthquake notes, 42, 33-48.
- Ocola, L.; Aldrich, L.; Gettrust, J.; Meyer, R. and Ramírez, J. (1975).** Project Nariño I: Crustal. Structure under Southern Colombian – Northern Ecuador Andes from Seismic refraction data. Bull seism soc. am. vol. 65 no.6, 1681 – 1695.
- Ocola y Marin (1997)** Reporte de la actividad sísmica y operatividad de la Red Sísmica DEPOLTI – Carhuaquero. Informe trimestral IGP Lima – 1997. 42 pag.
- Oliver, J.E. (1980).** "Exploring the Basement of the North American Continent" American Scientist 68: 676-683.

- Pavlis, G. L. y Booker, J. R. (1980).** The mixed discrete-continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure, *J. Geophys. Res.*, 85, 4801-4810.
- Quispe y Tavera (2004).** Geometría de la placa de Nazca en el borde Occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *Bol. De la Sociedad Geológica del Perú* v. 95 (2003). p. 93-110.
- Rodríguez L. y Tavera H. (1991).** Determinación con alta resolución de la geometría de la zona de Wadati-Benioff en el Perú central. *Rev. Brasileira de Geofísica*. Vol. 9 (2), 141-159.
- Schneider J. y Sacks S. (1987).** Stress in the contorned Nazca plate beneath souther Peru form local Earthquake. *J Geophys. Res.*, 92, 13887-13902.
- Sebrier, M. Huaman, D., Blanc, J., Macharé, J., Bonnot, D. y Cabrera, J. (1985).** Observaciones acerca de la neotectónica del Perú. IGP-LGDI proy. Sisra, Grup. Peruano de Neotectónica, 96 pp.
- Silgado, E. (1968).** Historia de los sismos más notables ocurridos en el Perú (1515-1960). *Boletín Bibliográfico de Geografía y Oceanografía Americana.*, 4, 191-241.
- Silgado, E. (1978),** "Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín No. 3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, INGEOMIN. 129 pp.
- Silgado, E. (1985).** Terremotos destructivos en América del Sur 1530-1894. Proyecto SISRA, Volumen N° 10, CERESIS, Lima, 328 pp.
- Smithson, S. B., Shive, P. B. & Brown, S. I. (1977)** The Earth's Crust, *Geophysical Monograph* 20 (ed. Heacock, J.) 254–270. American Geophysical Union, Washington, D. C., 1977
- Stauder, W. (1975).** Subduction of the Nazca plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity, *J. Geophys. Res.* 80, 053-1064.
- Tarantola, A. (1987).** Inverse Problem Theory: Methods for data fitting and model parameter estimation. A. Tarantola. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Tavera, H. (1990).** Interpretación de las anomalías de estación a partir de las fases P y PKIKP para la región del Perú Central.

- Tavera, H. y Perez-Pacheco, Y. (1998).** Actividad sísmica en la cuenca del Mantaro, Tablachaca-Mantaro. Informe Técnico –Trimestre I - 1998. Convenio Electroperú-IGP.
- Tavera, H. (1993).** La tierra, Tectónica y sismicidad. Monografía-DST, IGP. 30 pp.
- Tavera, H. y Buforn, E. (1998).** Sismicidad y sismotectónica de Perú. Sismicidad y sismotectónica de Centro y Sudamérica. Física de la tierra UCM, N° 10, 178-219.
- Tavera H. y Rodríguez L., (1999).** Determinación del área de resolución hipocentral asociado a la geometría de la red sísmica telemétrica de Tablachaca a partir de sismos teóricos. Informe Interno. CNDG-Sismología, 33p.
- Tavera, H. y Buforn, E. (2001).** Source mechanism of earthquakes in Peru. Journal of seismology , 5, 519-539.
- Tavera, H., Buforn, E., Bernal, I. (2002),** The Arequipa (Peru) earthquake of June 23, 2001. Journal of seismology 6: 279-283 pp.
- Tavera, H., Fernandez, E., Bernal, I., Antayhua, Y., Agüero, C., Salas, H., Rodríguez, S., Vilcapoma, L., Zamudio, Y. (2007).** The southern region of Peru earthquake of June 23rd, 2001, Journal of Seismology 10950-006-9014-2.
- Tavera H. y Bernal I. (2007)** Análisis de la actividad sísmica local registrada por la red sísmica telemétrica del complejo Mantaro – Tablachaca, Electroperú. Informe Técnico. Instituto Geofísico del Perú. 40p.
- Thurber, C. H. (1992).** Hypocenter – velocity structure coupling in local earthquake tomography, Phys. Earth Planet. Int., 75, 55-62.
- Thurber, C. H. (1983).** Earthquake location and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake area, central California, J. Geophys. Res., 88, 8226-8236.
- Thurber, C. H. (1985).** Nonlinear earthquake location: Theory and examples. Bull. Seismol. Soc. Amer., 75, 779 – 790 pp.
- Tocto, D. (2002).** Sistema de adquisición y transmisión de datos por telemetría en la red sísmica del norte del Perú. Compendio de Trabajos de investigación. CNDG – Biblioteca Instituto Geofísico del Perú. V. 4 (2003) p. 119-130.
- Udías, A. y Mezcua, J. (1997).** Fundamentos de Geofísica. 2^{da} edición, UCM. Madrid, 419 pp.

- Vargas, C. (2003).** Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas de coda en el territorio colombiano. Tesis Doctoral. Univ. Politécnica de Cataluña. 257 pag.
- Villegas, J. C. y Tavera, H. (2008).** Modelo de velocidad unidimensional para el sur de Perú a partir de datos de sismos locales: Una mejora para la precisión en la localización. Revista GEOMINAS - Venezuela, Volumen 36, N° 45, pp 5-10.
- Woollard, G. (1975).** The interrelationships of crustal and upper mantle parameter values in the Pacific., Rev. Geophys., 13, 1, 87-137 pp.