

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



DETERMINACIÓN Y ANÁLISIS DEL
FACTOR DECALIDAD DE LAS ONDAS CODA (Q_c),
EN EL BORDE SUROCCIDENTAL DEL PERÚ

Tesis presentada por la Bachiller en
Ciencias Geofísicas:

Lizbeth Velarde Quispe

Para optar el Título Profesional de
Ingeniero Geofísico

Arequipa – Perú
2015

DEDICATORIA

Dedicada a mi familia:

Siempre me apoyaron en todas mis decisiones aunque quizá no todas hayan sido buenas, siempre soportando mi mal carácter de algunos momentos y también compartiendo todos mis sueños y alegrías.

Son mi mayor fortaleza y también lo fueron en ese momento en que enferme y a pesar de que muchas veces estuve a punto de caer y tal vez lo hice, recordaba toda la confianza, esperanza, sueños y amor que depositaron en mí y me daban fuerzas para seguir adelante.

Gracias "mi querida familia" los amo mucho y nunca olviden "siempre estar juntos".

AGRADECIMIENTOS

Mi agradecimiento especial al Instituto Geofísico del Perú, institución que me dio la oportunidad de realizar la Tesis.

Mi más grande agradecimiento al Dr. Hernando Tavera, asesor de la Tesis, por la enseñanza y paciencia, por todos los consejos y el apoyo, tanto en mi desarrollo profesional como personal.

Mi agradecimiento especial a mis compañeros del IGP, sobre todo a Patricia Guardia, Estela Torres, José Guzmán y Roció Parillo por compartirme su tiempo, amistad, apoyo y con los cuales pasamos lindos y divertidos momentos

Mi agradecimiento también al Ing. Víctor Aguilar por guiarme y apoyarme para la realización de esta tesis.

Y finalmente a los catedráticos de la Universidad Nacional de San Agustín, por sus enseñanzas y consejos impartidos durante mi formación académica y a mis compañeros de clases especialmente a Christian Cornejo por su apoyo incondicional.

“Q”

*La Tierra, altanera y hermosa
avanza en vida, ella sigue su sendero
de sus cambios no se queja, ni agobia
ella evoluciona, ella se enamora
sus altas cordilleras, fuerza bravía
sus valles profundos, corazón al descubierto*

*La Tierra, altanera y hermosa
ella es golpeada, dice ser un terremoto
cuerpo tembloroso, poco a poco la fuerza disminuye
de los pies a la cabeza, se atenúa
de la cabeza a los pies, se atenúa
¡es el factor Q!, ella grita
apresurada se esconde, huye a calmar su color*

*La Tierra, altanera y hermosa
sabe que vieron su interior
ya no puede esconder su corazón, su alma
conoce el dolor, ha escuchado el llanto
con sus ojos llorosos, la Tierra gime
el factor Q la puso al descubierto*

*La Tierra, altanera y hermosa
de ella, saben sus debilidades, vieron su alma
conocen su fuerza interior, llegaron al corazón
tranquila, ella espera al próximo terremoto
no desea dolor ni oír el llanto de las personas
si ella es la vida, porque ser causa del dolor
el factor Q ha mostrado su interior
ahora saben que ella ama a los hombres
aquellos que día a día cuidan de ella.*

ÍNDICE

DEDICATORIA

AGRADECIMIENTOS

RESUMEN

..... PÁG.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos.....	9
1.1.1 Objetivo general	9
1.1.2 Objetivos específicos.....	9
1.2 Área de estudio	10

CAPÍTULO II: GEODINÁMICA Y SISMICIDAD

2.1 Geodinámica.....	12
2.2 Principales unidades geomorfológicas	14
2.2.1 Cordillera costanera.....	15
2.2.2 Zona costanera.....	16
2.2.3 Cordillera occidental (C.Oc)	16
2.2.4 El Altiplano	16
2.2.5 Cordillera oriental (C.Or)	16
2.2.6 Zona subandina.....	17
2.3 Principales rasgos tectónicos	17
2.3.1 La fosa Perú - Chile.....	18
2.3.2 La Dorsal de Nazca	18
2.3.3 La Cordillera Andina.....	18
2.3.4 Principales sistemas de fallas	20
2.3.5 La cadena volcánica	21
2.4 Sismicidad	23
2.4.1 Sismicidad histórica.....	24
2.4.2 Sismicidad instrumental	26
2.4.2.1 Distribución espacial de los sismos	27

CAPÍTULO III: ONDAS CODA

3.1 Ondas coda	30
3.2 Mecanismos de atenuación	33
3.2.1 Expansión geométrica	33
3.2.2 Absorción anelástica.....	34
3.2.3 Atenuación dispersiva	38
3.2 Modelos para el estudio de ondas coda	41
3.2.1 Modelos de dispersión simple (<i>scattering</i>)	41
3.2.2 Modelos de dispersión múltiple	42

CAPÍTULO IV: FACTOR DE CALIDAD Q y Q_c

4.1 Factor de calidad Q.....	44
4.2 Factor de calidad Q_c	46
4.3 Importancia del factor Q_c	47
4.4 Ley de dependencia frecuencial Q_0	48
4.5 Factor de calidad Q_c y la hipótesis de dispersión simple.....	49

CAPÍTULO V: APLICACIÓN A LA ZONA SUROCCIDENTAL DEL PERÚ

5.1 Información utilizada.....	53
5.2 Procesamiento.....	55

CAPÍTULO VI: ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

6.1 Variación del factor de calidad Q_c con la frecuencia	58
6.2 Isovalores del factor de calidad Q_c	61

DISCUSIÓN

CONCLUSIONES

BIBLIOGRAFÍA

RESUMEN

En el proceso de convergencia de la placa de Nazca con la Sudamericana se desarrollan esfuerzos compresivos que generan eventos sísmicos a niveles de profundidad superficiales e intermedios. Estos eventos son de gran utilidad para realizar estudios de investigación que permitan conocer las características físicas del interior de la tierra.

En el presente estudio se determina el factor de calidad de las ondas coda (Q_c), para el borde suroccidental del Perú, a partir del modelo de dispersión simple propuesto por Aki y Chouet (1975). Para tal fin se ha analizado la coda de 64 sismos locales registrados durante el año 2013 en las estaciones sísmicas de banda ancha de Quilca, Guadalupe y Toquepala, todas pertenecientes a la Red Sísmica Nacional del IGP. El análisis se realizó a frecuencias centrales de 1.5 Hz, 3 Hz, 4 Hz, 5 Hz, 6 Hz y 7 Hz.

Los resultados muestran que existe una alta dependencia frecuencial $Q_c = 238.2f^{(0.68)}$, asociada principalmente a la alta actividad sísmica, a la presencia del arco volcánico y de la Cordillera Andina, estos últimos se comportan como unidades que atenúan las ondas sísmicas.

El mapa de isovalores del factor de calidad Q_c a 4 Hz, junto a sus perfiles, indican que la atenuación es mayor entre la fosa y el arco volcánico, sugiriendo estar asociada a la acumulación de magma y a las altas temperaturas que absorben la energía de las ondas sísmicas. Q_0 , parámetro que indica la dependencia de Q_c con la frecuencia, presenta valores bajos que varían entre 150 y 450; y están relacionados con la constante evolución de la Cordillera Andina como resultado del proceso de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La zona sur del Perú se caracteriza por tener una alta actividad sísmica, donde los sismos y la actividad volcánica ocasiona grandes daños materiales y humanos, siendo estos últimos los que traen mayor dolor y desolación a sus habitantes. Es por ello que los estudios más recientes están relacionados a investigar las características tectónicas y geodinámicas de una región.

Analizar el comportamiento de las ondas sísmicas, permite identificar las pérdidas de energía por efecto de la atenuación a lo largo de su trayectoria desde su epicentro hasta la estación de registro; esta atenuación está relacionada a los parámetros tectónicos y geodinámicos de una región, y se observa como una disminución de la amplitud de las ondas sísmicas en un registro sísmico.

Una forma de determinar este fenómeno de atenuación es mediante el factor de calidad Q de las ondas sísmicas, ya que ambas varían de forma inversa; Aki (1969) indica que este factor de calidad Q puede ser determinado mediante el análisis de las ondas coda, las cuales corresponden a la parte final de un sismograma, y resultan del choque de las ondas sísmicas con las heterogeneidades del medio por el cual se desplazan, en este sentido denota como Q_c al factor de calidad de las ondas coda. Así mismo se puede determinar si este fenómeno de atenuación varía o no en función de la frecuencia, mediante la determinación de Q_0 , que es la dependencia frecuencial de Q_c .

Este es el primer estudio de determinación y análisis del factor Q_c , que se realiza en el Perú, y que pretende contribuir al conocimiento de la influencia de las estructuras tectónicas de la zona sur occidental del Perú en la atenuación de las ondas sísmicas.

En el Capítulo I, se realiza una introducción, se establecen los objetivos que se pretenden alcanzar, y la ubicación del área de estudio.

En el Capítulo II, se describe las principales características geodinámicas y sismotectónicas de la zona de estudio.

En el Capítulo III, se desarrolla los mecanismos de atenuación de ondas coda, así como los modelos para identificar las ondas coda.

En el Capítulo IV, se desarrolla el factor de calidad Q_c , la importancia de su estudio y su dependencia con la frecuencia, también su determinación a partir de la hipótesis de dispersión simple propuesto por Aki y Chouet (1975)

En el Capítulo V, se realiza aplicación a la zona suroccidental del Perú, detallando la información utilizada y el procesamiento de los datos.

En el capítulo VI se realiza la interpretación de los resultados, analizando las variaciones del factor de calidad Q_c con la frecuencia interpretando las curvas de isovalores del factor de calidad Q_c , y la ley de dependencia frecuencial.

En el Capítulo VII, se realiza una breve discusión de los resultados del presente estudio.

Finalmente, se presentan las conclusiones alcanzadas en este estudio de investigación.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Determinar y analizar los valores del factor de calidad Q_c , mediante el análisis de ondas coda de sismos locales considerando el modelo de dispersión simple propuesta por Aki y Chouet (1975).

1.1.2 Objetivos específicos

- Identificar las ondas coda de sismos locales aplicando la hipótesis de Aki y Chouet (1975).
- Determinar las variaciones del factor de calidad Q_c en función de la frecuencia.
- Elaborar el mapa de distribución de isovalores del factor de calidad Q_c .
- Determinar los valores de la dependencia del factor de calidad Q_c con la frecuencia (Q_0) y del coeficiente de elasticidad (η).

- Determinar la influencia de la Cordillera Andina y la cadena volcánica en la atenuación de las ondas sísmicas.

1.2 Área de estudio

La selección del área de estudio se realizó en función de las características sismotectónicas y geomorfológicas de mayor importancia. De esta manera se ha considerado como área de estudio al borde suroccidental del Perú, como se muestra en la Figura 1.1.

En esta área es que se presenta la mayor actividad sísmica del país como consecuencia del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, y se encuentran las unidades tectónicas y geomorfológicas más importantes como son: la Cordillera Andina y la Cadena Volcánica (ver Capítulo II).

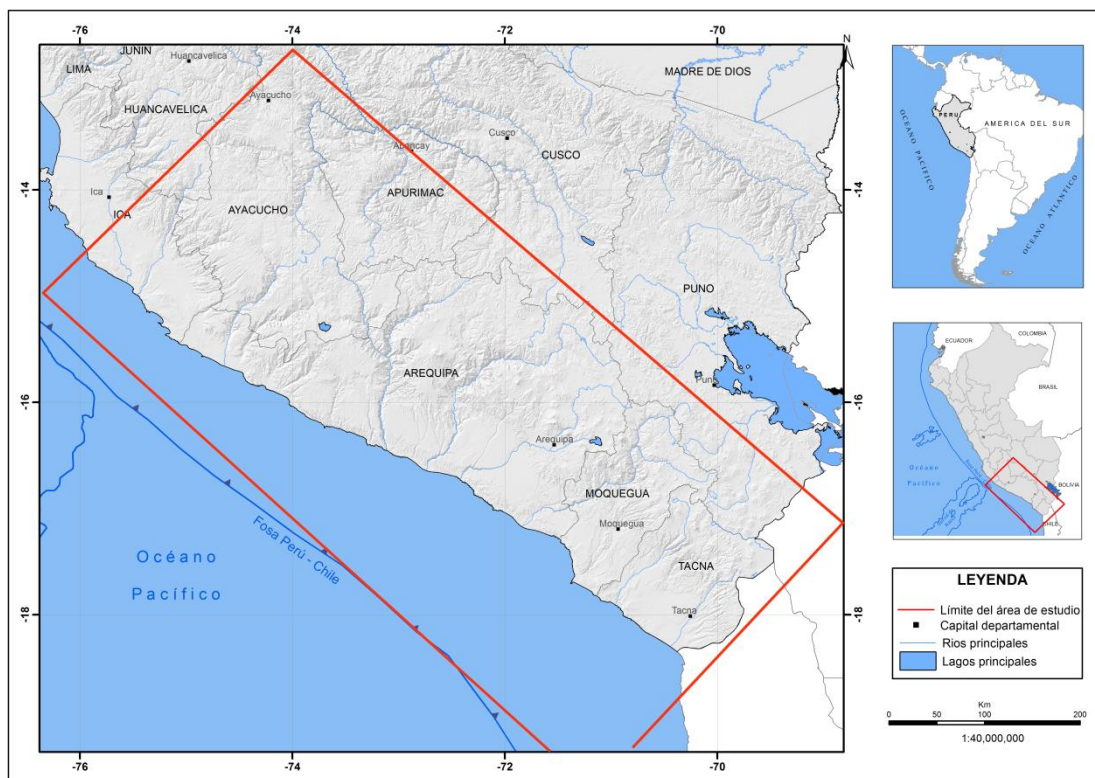


Figura 1.1. Ubicación del área de estudio (cuadro rojo). Referencia: al sur del Perú.

CAPÍTULO II

GEODINÁMICA Y SISMICIDAD

Desde su origen, la Tierra se encuentra en constante evolución debido a que es afectada en su interior y exterior por diferentes procesos físicos y químicos que fueron puestos en evidencia mediante diversos estudios geofísicos que han permitido, internamente, dividir a la Tierra en tres capas concéntricas conocidas como Litosfera, Astenósfera y Mesosfera, y desde el punto de vista sismológico en Corteza, Manto y Núcleo. La capa externa y por ende la más dinámica es la Corteza, la misma que está conformada por una docena de placas rígidas de forma esférica cuyo espesor varía entre 10 km, para la corteza oceánica, hasta 70 km para la corteza continental. Cada una de estas placas, con diferentes características físicas y químicas, se encuentran en constante movimiento dando origen a diversos procesos tectónicos como la formación de nueva corteza en los fondos oceánicos y la pérdida de la misma en las zonas de subducción. La colisión entre placas oceánicas, continentales y continental–oceánica, permite la formación, en sus bordes, de cordilleras, volcanes y fallas geológicas (Tavera y Bernal, 2002).

La colisión de la placa de Nazca con el borde Oeste de la placa Sudamericana, ha dado origen a la evolución de la Cordillera de los Andes, a la ocurrencia de importante actividad volcánica y a la formación de un gran número de fallas geológicas. La placa de Nazca se desplaza a una velocidad de 8-10 cm/año en dirección NE (DeMets et al., 1990), siendo una de las placas de mayor velocidad en el mundo, generando importante deformación y dando origen a un gran número de sismos de variada magnitud a diferentes niveles de profundidad. En general, los sismos ocurren principalmente en las zonas de interacción de placas, siendo en mayor número en las zonas de subducción.

La evolución geodinámica del borde Oeste de Sudamérica y por ende del Perú, se ha realizado con la continua liberación de energía en forma de sismos, de ahí que la sismicidad puede ser dividida en histórica e instrumental. La primera considera básicamente a los sismos ocurridos entre los años 1500 y 1959 aproximadamente y la calidad de su información dependerá principalmente de las fuentes históricas

consultadas y de la resolución de los primeros sismógrafos instalados en el mundo después del año 1910. La sismicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir del año 1960, fecha en que se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network), hasta el presente. Durante este periodo, se ha logrado detectar un mayor número de sismos debido al auge de la sismología y de la informática.

2.1 Geodinámica

La interacción de la placa de Nazca y la Sudamericana, es el principal proceso tectónico que define la geodinámica de Perú (Figura 2.1). Este proceso es conocido como subducción, el mismo que produjo el arrugamiento y levantamiento del margen continental durante un periodo orogénico muy complejo hasta formar una superficie topográfica muy accidentada y cuyo resultado final fue la formación de una cadena montañosa que se extiende, de Norte a Sur, a lo largo de todo el borde Oeste de Sudamérica, desde Venezuela hasta la Tierra del Fuego en Chile, siendo conocida como “La Cordillera de los Andes” o Cordillera Andina.



Figura 2.1. Esquema del proceso de convergencia de la placa de Nazca (oceánica) y la Sudamericana (continental). F1 y F2 indica la dirección de desplazamiento de las placas según DeMets et al (1990). Las líneas discontinuas indican la ubicación y orientación de la Fractura de Mendaña y Dorsal de Nazca.

Esta cordillera fuertemente deformada, comprende un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales, mesetas y otras que se encuentran emplazados entre la línea de fosa peruano-chilena y el llano Amazónico. El periodo orogénico durante el cual se produjo la formación de la Cordillera Andina pudo tener una duración de aproximadamente 10 millones de años en promedio; es decir, menor tiempo que el considerado para dar origen a las placas tectónicas y mayor que el necesario para la formación de los grandes sistemas de fallas, tal como se muestra en la Tabla 2.1.

Tabla 2.1.- Duración estimada para la ocurrencia de los grandes fenómenos tectónicos que preceden a un sismo.

DURACIÓN	FENÓMENOS
100 Ma	Tectónica de placas
1 – 10 Ma	Formación de la Cadena de Montañas en frontera de Placas
1000 a – 1 Ma	Formación de Grandes Fallas
100 – 1000 a	Periodo de Recurrencia de Grandes Sismos
1 – 100 a	Deformación Geodésica Alrededor de Fallas
1 a – 1 día	Posibilidad de Fenómenos Precursores
1 – 100 seg.	Duración de la Ruptura Sísmica

Ma= Millones de años / a= Un año / seg= Segundo

La formación de la Cordillera Andina fue acompañada por una sucesión de periodos de subsidencias y levantamientos relacionados con regímenes tectónicos de extensión y compresión que produjeron consecuentemente el acortamiento y engrosamiento de la corteza. Según Megard (1978), Dalmayrac et al (1981) y Sebrier et al (1985), todo el proceso geodinámico que ha soportado el Perú se ha desarrollado en dos periodos claramente identificados por los diferentes acontecimientos geológicos que en ellos ocurrieron (Figura 2.2).

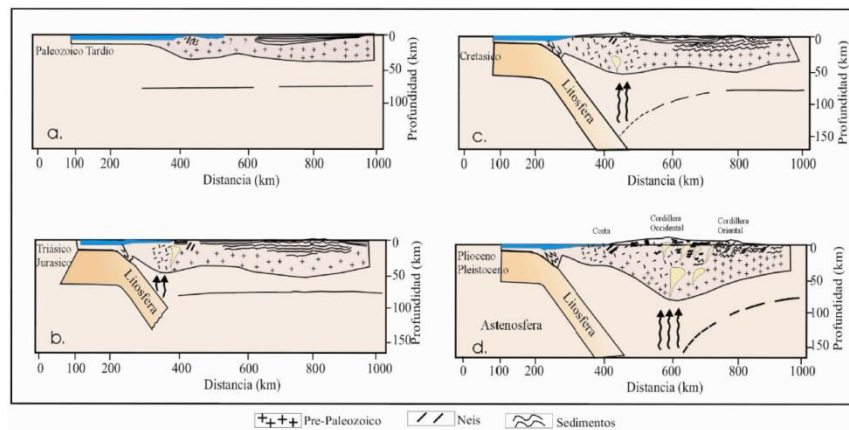


Figura 2.2. Esquema del proceso de evolución de la Cordillera Andina según Megard (1978), Dalmayrac et al (1981) y Sebrier et al (1985). a) Régimen extensional y (b, c y d) régimen compresional.

El primer periodo se desarrolla, durante el Paleozoico y se caracteriza por producirse en un régimen de deformación netamente extensional que fue perturbado por la ocurrencia de los siguientes sucesos (Figura 2.2a):

- Variaciones en la velocidad del movimiento de las placas. Se asume que durante este periodo, la velocidad de la placa de Nazca era menor que la continental. En la actualidad, la placa de Nazca se desplaza a una velocidad de 8-10cm/año.
- Variaciones en la dirección de expansión de la corteza oceánica. En la actualidad, la placa de Nazca se desplaza en dirección NE.
- Presencia de obstáculos en el proceso de subducción. En la actualidad, el obstáculo más importante es la Dorsal de Nazca.
- Cambios en la densidad de la placa oceánica según su edad. Variaciones puestas en evidencia por estudios de Paleomagnetismo.
- Aumento en la capacidad de la fricción entre las superficies de la placa de Nazca y Sudamericana.

El segundo periodo, de evolución de la Cordillera Andina se produjo durante el Triásico–Plioceno (Figura 2.2b, c, d) y se caracteriza por ser totalmente de régimen compresional con la consecuente formación y evolución de la Cordillera Andina hasta presentar los rasgos topográficos que restan hoy en día.

2.2 Principales unidades geomorfológicas

Desde el punto de vista geomorfológico, en el Perú, se encuentran una variedad de unidades geomorfológicas, siendo la más importante, la Cordillera Andina, esta cadena montañosa consiste en una franja angosta de corteza fuertemente deformada que se originó como resultado de los esfuerzos compresionales de la interacción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Los estudios de sismicidad muestran que la Cordillera Andina tiene espesores del orden de 51 km en la región central y de 75 km en la región sur (James, 1978; Marocco, 1980; Dalmayrac et al, 1981; Tavera, 1993 y Tavera y Buforn, 1998). Así mismo, se encuentran un conjunto de diversas estructuras, tales como montañas, volcanes, anticlinales, sinclinales mesetas entre otras, que se encuentran emplazados entre la línea de fosa y el llano Amazónico.

En la Figura 2.3 de Oeste a Este en la región Sur del Perú se puede identificar la Cordillera Costanera, la Zona Costanera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la

Cordillera Oriental y la Zona Subandina (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). A continuación se presenta una breve descripción de cada una de estas unidades.

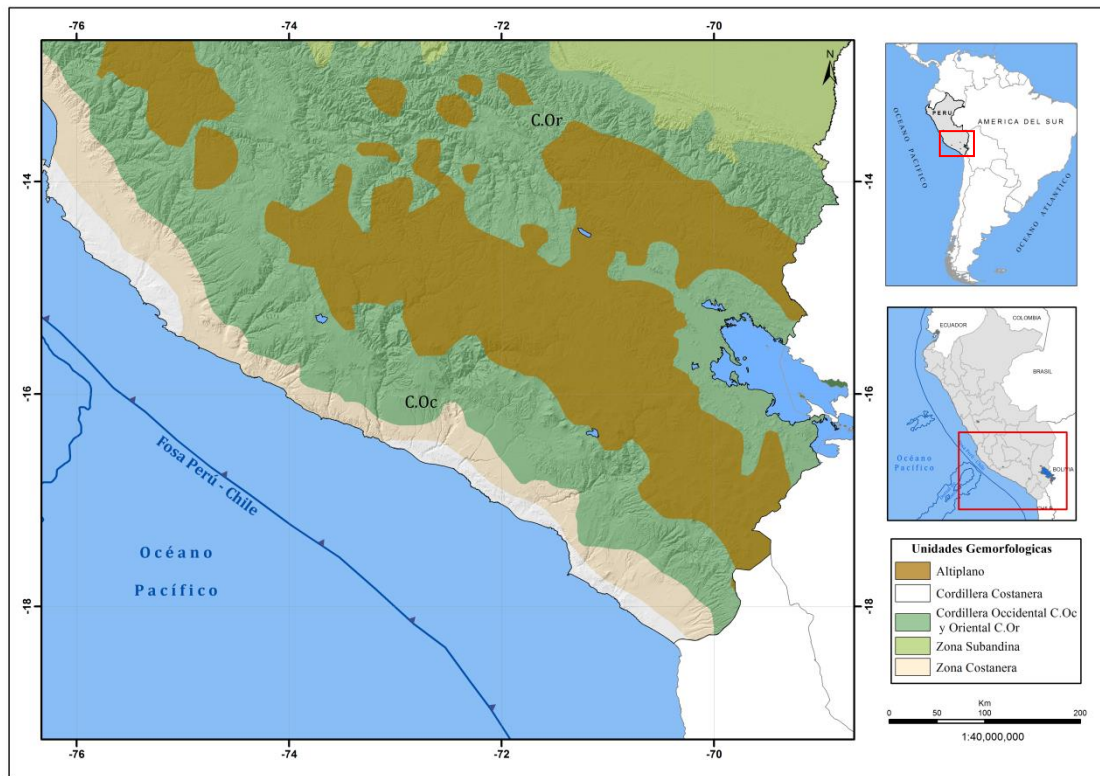


Figura 2.3. Principales unidades geomorfológicas del Perú (Dalmayrac et al, 1981; Tavera y Buforn, 1998). La Zona Costanera y Zona Subandina presentan elevaciones menores a 1500 metros, la Cordillera Occidental y Oriental entre 1500 – 4000 metros y el Altiplano mayores a 4000 metros.

2.2.1 La Cordillera Costanera

La Cordillera Costanera, tuvo su origen durante las fases tectónicas de la era Precámbrica; es decir, aproximadamente hace 4500 años, fue plegada hasta alcanzar elevaciones que llegaron hasta los 1200 m.s.n.m después de lo cual fue erosionada parcialmente. En la actualidad, se presenta segmentada a lo largo y próximo al litoral con una dirección NO-SE.

En el segmento sur esta cordillera, está conformada por el macizo de Arequipa, ubicado entre los 14° y 18° Sur, el cual ha tenido una evolución compleja, magmática y metamórfica desde el Proterozoico temprano hasta el Paleozoico. Está conformado por las rocas de mayor antigüedad que forman parte de la Cadena Andina (Cobbing J. y Pitcher W., 1972).

2.2.2 La zona costanera

La Zona Costanera se encuentra ubicada entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Occidental. Es una zona constituida en su mayor parte por suaves plegamientos de rocas volcánicas y rocas sedimentarias del Mesozoico, tiene un ancho de aproximadamente 40 km con elevaciones que van entre los 50 a 1500 m.s.n.m. La zona sur está formada por basamentos de rocas cristalinas plegadas y sujetas a deformación desde el precámbrico.

2.2.3 La cordillera occidental (C. Oc)

La Cordillera Occidentalse extiende desde Venezuela hasta Chile; en el Perú se distribuye paralelo a la línea de costa de Norte a Sur, se caracteriza por constituir el Batolito Plutónico Andino de mayor volumen y elevación, el mismo que limita por el Oeste con la Zona Costanera y al Este con la Cordillera Oriental y con el Altiplano. La parte más elevada de esta cordillera (4200 – 4500m), está formada por series del Mesozoico, plegadas y cubiertas de manera heterogénea por capas volcánicas del Cenozoico.

En la región Sur, esta unidad se caracteriza por presentar una alineación de conos volcánicos sobre una longitud de aproximadamente 300 km en dirección NW – SE.

2.2.4 El Altiplano

El Altiplano se encuentra entre la Cordillera Occidental y la Cordillera Oriental, esta formada por una serie de depresiones y elevaciones de la era cenozoica que se prolongan hacia el Altiplano Boliviano, presenta elevaciones medias del orden de 3000 m.s.n.m, y se extiende hacia la zona norte hasta los 9° S.

En la región sur, su ancho es de 200 km aproximadamente, y está invadida por estructuras volcánicas activas que se originaron en el Terciario Superior.

2.2.5 Cordillera Oriental (C. Or)

La Cordillera Oriental presenta elevaciones medias de 3700 a 4000 m.s.n.m y anchos que varían entre 70 a 100 km aproximadamente; por lo tanto, es menos elevada que la Cordillera Occidental. Esta cordillera corresponde principalmente a un extenso anticlinal formado esencialmente por depósitos intrusivos cuyo levantamiento fue controlado por fallas regionales y longitudinales distribuidas a lo largo de su límite con la zona Subandina.

2.2.6 Zona Subandina

Esta zona se ubica al Este de la Cordillera Oriental, en ella se amortiguan las estructuras andinas formando una gruesa serie continental 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 plegamientos orientados en dirección NO – SE.

2.3 Principales rasgos tectónicos

Los grandes rasgos tectónicos, presentes a ambos extremos del margen continental son diversos y deben su origen a los continuos movimientos de compresión y extensión que esta soporta, ya sea debido a procesos de subsidencia o levantamientos que producen en la corteza oceánica y continental. En general, los principales elementos tectónicos responsables de la actual geodinámica superficial en el Sur del Perú son: la Fosa Perú – Chile, la Dorsal de Nazca, la Cordillera Andina, el Arco Volcánico y los diferentes Sistemas de Fallas distribuidas en el continente (Figura 2.4).

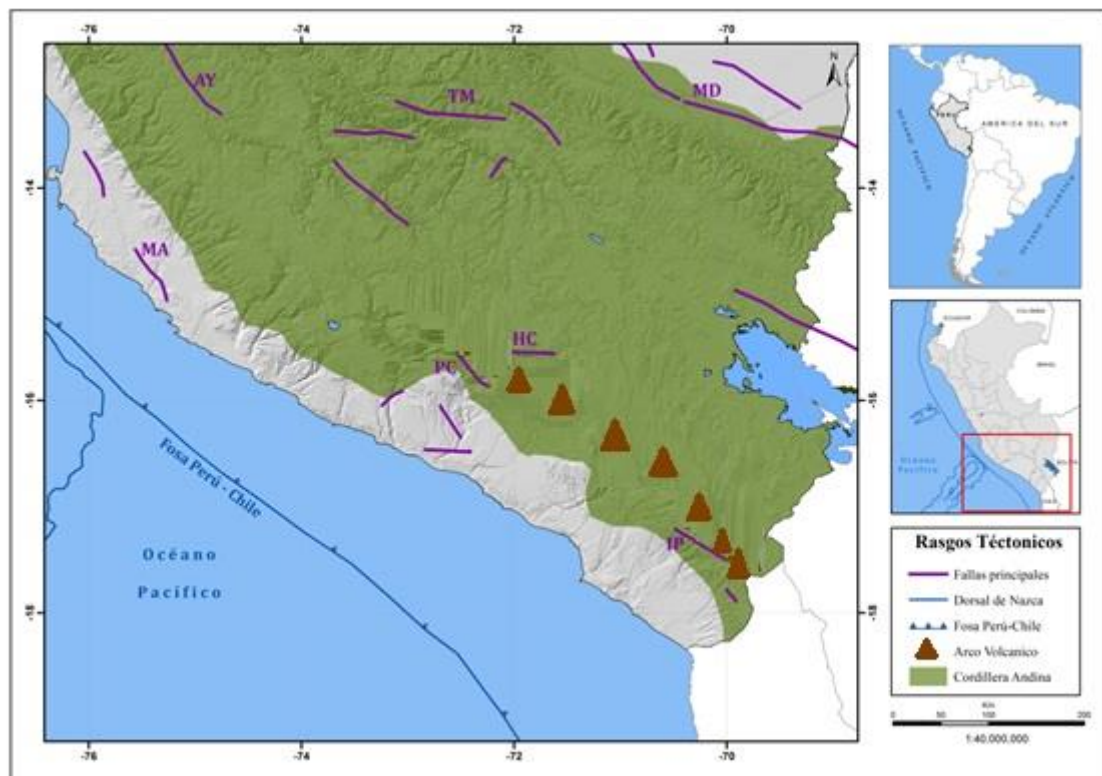


Figura 2.4. Principales rasgos tectónicos en Perú. Los triángulos indican la localización de los volcanes y las líneas de color morado los principales sistemas de fallas activas en Perú (Sebrier et al, 1985). AY = Ayacucho, MA = Marcona, MD = Madre de Dios, TM = Tambomachay, PC = Pampacolca, HC = Huambo – Cabanaconde, IP = Ichupampa.

2.3.1 La fosa Perú – Chile

Delimita el inicio de la interacción entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Litológicamente, la fosa está formada por sedimentos de diferente potencia depositados sobre rocas pre-existentes. Según Heras (2002), frente a la costa de Perú la fosa peruano-chilena presenta profundidades máximas de hasta 6000 metros en la región Norte y Sur; mientras que en la región Centro es del orden de 5000 metros. La fosa peruano - chilena presenta una contorsión NNO-SSE en la región Norte y Centro, y NO-SE en la región Sur de Perú. El cambio en la orientación de la fosa se produce frente a la Dorsal de Nazca.

2.3.2 La Dorsal de Nazca

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

2.3.3 La Cordillera Andina

La Cordillera Andina se formó principalmente durante el Cenozoico, debido a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. Se han propuesto varios modelos geodinámicos para los Andes Centrales. Todos los modelos son similares en que ellos requieren engrosamiento del material de la corteza de baja densidad y la eliminación del manto litosférico de más alta densidad tal que la composición isostática aumenta la elevación de la Cordillera.

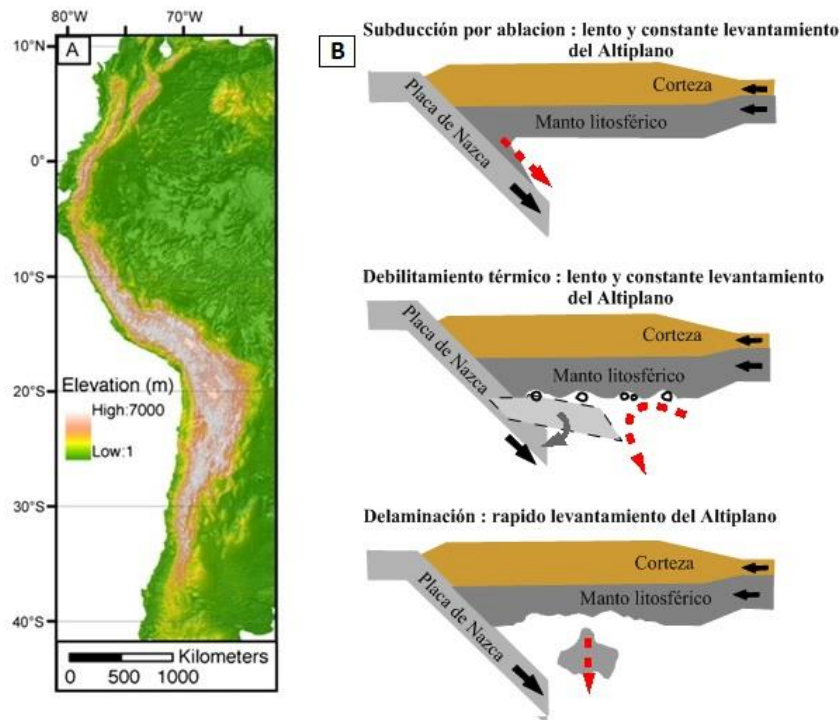


Figura 2.5.(A) Topografía moderna de Sudamérica occidental. (B) Modelos geodinámicos para la elevación de superficie del Altiplano. Gris claro representa la corteza engrosada de baja densidad. Líneas rojas discontinuas indican las regiones donde se extrae material de mayor densidad del manto litosférico (gris oscuro), lo que resulta en la elevación del Altiplano (Ehlers y Poulsen, 2009).

- **Modelo de subducción por ablación:** Tao y O'Connell(1992); Pope y Willett (1998), sugieren la eliminación del manto litosférico a partir de la subducción – erosión de la Placa de Nazca. En este modelo la eliminación progresiva del manto litosférico resulta en una lenta y continua elevación del Altiplano durante varios millones de años después de la extracción de la raíz del manto (Garzion et al.,2006; Ghosh et al., 2006;Molnar y Garzione, 2007 y Garzione et al., 2008).
- **Modelo de debilitamiento térmico:** sugiere un levantamiento lento y constante del Altiplano (Isacks, 1988; James and Sacks, 1999). En este modelo la hipótesis indica una subducción inicial de la corteza delgada que facilita la deshidratación de la corteza durante la subducción, que hidrata y debilita la capa litosférica suprayacente. Después de la inmersión de la placa,la cuña del manto aumenta su geometría eliminando mecánicamente el manto litosférico hidratado.
- **Modelo de delaminación de la corteza:** la delaminación de la corteza inferior engrosada resulta en la rápida eliminación del manto litosférico desde debajo de los Andes Centrales (Garzione et al., 2006; Ghosh et al., 2006; Sempere et al., 2006; Garzione et al., 2007;Molnar y Garzione de 2007 y Quade et al 2007).

Transversalmente, la Cordillera Andina presenta diversas unidades morfoestructurales y anchos que oscilan entre 250 km en la región Norte y Centro de Perú hasta 500 km en la frontera entre Perú, Chile y Bolivia (Marocco, 1980;Tavera y Buforn, 1998).

La Cordillera Andina tiene una larga historia de subducción y actividad volcánica, donde la variación en la geometría de subducción fue responsable de un arco magmático más amplio durante el Mioceno temprano y por lo tanto más altos gradientes térmicos que favorecían el ablandamiento de la corteza inferior con la posterior elevación de la Cordillera Oriental y el cinturón Subandino durante finales de la época del Mioceno (Allmendinger et al., 1997).

La geología al norte de Arequipa, sector norte de la Cordillera Andina, es el resultado de la tectónica extensional y de subducción durante los primeros tiempos del Mesozoico (Megard, 1987). Posteriormente el proceso de compresión y la migración del magmatismo deformaron levantando los Andes Peruanos como resultado del desarrollo del proceso de subducción (Sebrier y Soler, 1991).

En la costa sur del Perú (14° - $18^{\circ}30'$ S), la mayoría del área se ha elevado a un ritmo bastante homogéneo ($80 - 180 \text{ mm} / 10^3 \text{ y}$) durante el cuaternario.

2.3.4 Principales sistemas de falla

El proceso de subducción de la corteza continental, que trajo consigo como consecuencia el levantamiento de la Cordillera Andina, ha dado origen a la formación de diferentes sistemas de fallas distribuidas sobre el territorio peruano. En la Alta Cordillera y en el Altiplano, el número de sistemas es menor y se encuentran ubicados principalmente al pie de algunos nevados importantes, y deben su origen a procesos extensivos (fallas de la Cordillera Blanca y Tambomachay) y compresivos (sistema de fallas del Huaytapallana). A continuación se describen las características más importantes de los principales sistemas de fallas del sur del Perú.

- **En la Zona Costanera**

En la zona costanera se encuentra dos sistemas de fallas principales: el sistema de fallas Marcona (MA) que se encuentra en la provincia de Nazca (Ica) entre 14° y 16° Sur, con orientación NO – SE; y el sistema de fallas Planchada (PL) que se encuentra en la provincia de Islay (Arequipa) a la altura de 16.5° Sur, tiene una orientación NW-SE, y forma parte de este sistema, la falla Calaveritas que se ubica al Oeste de la localidad de

La Planchada, en el lugar denominado Calaveritas. Estas fallas presentan longitudes del orden de 90 km en promedio y son de tipo normal.

- **En la Cordillera Occidental**

En la Cordillera Occidental se encuentra la falla Pampacolca, a la altura de los 16° Sur con una longitud de 30 km, y con buzamiento en dirección SO.

En esta cordillera también se encuentra la falla Ichupampa (IP) que se ubica entre 17° y 18.5° Sur sobre una longitud de 220 km aproximadamente, esta falla es de tipo normal con buzamiento hacia el SO y conforme se extiende hacia Chile buza hacia el Oeste. A la latitud de 13.5°S, sobresale el sistema de fallas de Ayacucho (AY).

- **En el Altiplano y en la Cordillera Oriental**

En el Altiplano y en la Cordillera Oriental se ubica el sistema de fallas de Tambomachay (TM) entre los 13° y 14.5 ° Sur, el mismo que prácticamente cruza el extremo sur del departamento de Cuzco, esta falla es de tipo normal y tiene una longitud de 20 km aproximadamente. Este sistema considera además, a un importante número de fallas de tipo normal que se distribuyen siguiendo diversas direcciones, siendo las de mayor longitud de fallas de Viscachani, Alto Vilcanota, Pomacanchi y Langui-Layo, todas con orientación en dirección Este-Oeste.

El sistema Huambo – Cabanaconde, se compone de dos fallas (Trigal y Solarpampa) que están ubicadas en Huambo y Cabanaconde, al Norte de los volcanes Ampato y Sabancaya (provincia de Caylloma). Estas fallas son de tipo normal con rumbo en dirección E-W y buzan hacia el Sur.

2.3.5 La cadena volcánica

En el Perú, el vulcanismo está íntimamente relacionado con la geometría del proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana; sin embargo, aunque este proceso se desarrolla en todo el borde Oeste de Perú, los volcanes están concentradas únicamente en la Región Sur. En la Figura 2.6a, se observa que en las regiones Norte y Centro, la placa de Nazca se subduce con un ángulo de 25° hasta una profundidad de 100 km aproximadamente y a partir de la cual se hace prácticamente horizontal hasta una distancia de 700-750 km desde la fosa. En estas regiones esta ausente el vulcanismo Cuaternario debido probablemente al modo particular en el proceso de subducción; sin embargo, cabe resaltar que en ellas la actividad volcánica habría sido importante en el

pasado y disminuyó y/o desapareció hace 8 millones de años (8 Ma) quedando como vestigios estructuras plutónicas como la Cordillera Blanca en el departamento de Ancash (Mattauer, 1989).

En la región Sur (Figura 2.6b), a diferencia de las regiones Norte y Centro, la subducción se iniciaría con un ángulo continuo de 30° hasta alcanzar una profundidad de 300-350 km y una distancia de 550 km desde la fosa. Aparentemente, este modo de subducción permite establecer la existencia de una estrecha relación entre este proceso y la presencia de un arco volcánico activo que se ubica cada vez más hacia el interior del continente. Dentro de este contexto, la placa de Nazca que subduce bajo la placa Sudamericana arrastra con ella los sedimentos procedentes de la superficie oceánica hasta 70 a 100 km de profundidad aproximadamente, límite en el cual aparece una capa viscosa llamada astenósfera. La elevada temperatura en el interior de la Tierra y el descenso de la misma debido a la presencia de agua y dióxido de carbono en los sedimentos transportados por la placa de Nazca (fusión de rocas) genera un fluido caliente y viscoso conocido como magma, y que debido a su baja densidad asciende hasta la superficie dando origen a los volcanes en la Región Sur de Perú.

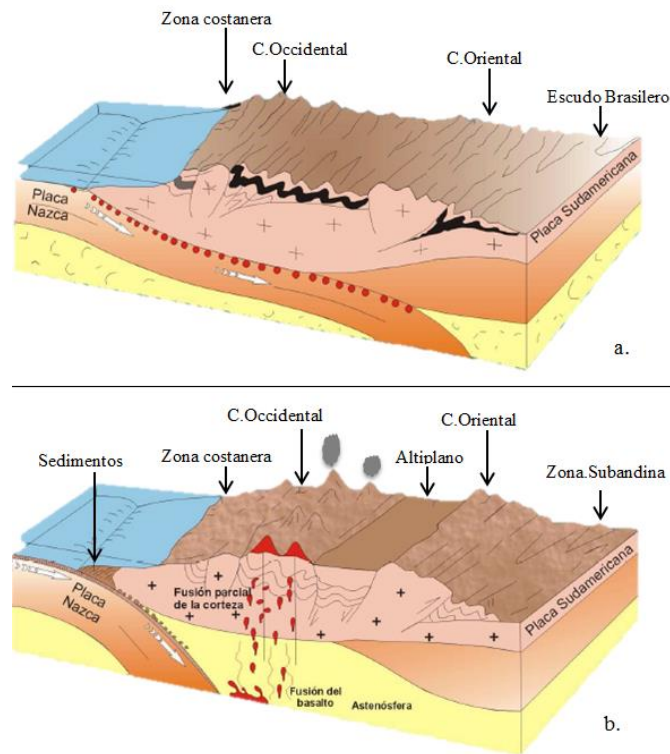


Figura 2.6. Geometría del proceso de subducción en el Perú y su relación con el origen de la cadena volcánica. a). Subducción sub-horizontal (regiones norte y centro) y b). Subducción normal (región sur) (Mattauer, 1989).

En el Sur del Perú la Cadena Volcánica se distribuye sobre la Cordillera Occidental siguiendo un aparente alineamiento con orientación NO-SE. Las características geométricas de cada uno de los volcanes que integran esta cadena, muestran que la actividad tectónica es contemporánea a la orogenia extensional que experimenta la Cordillera Andina cerca del Cuaternario Medio y Reciente (Sebrier et al, 1985). Los principales volcanes presentes en la región Sur de Perú son: Coropuna (6425msnm), Sabancaya (5795msnm), Misti (5825msnm), Ubinas (5672msnm), Chachani (3745msnm), Huaynaputina (4800msnm), Tutupaca (5806msnm), Yucamane (5508msnm) (Figura 2.7).

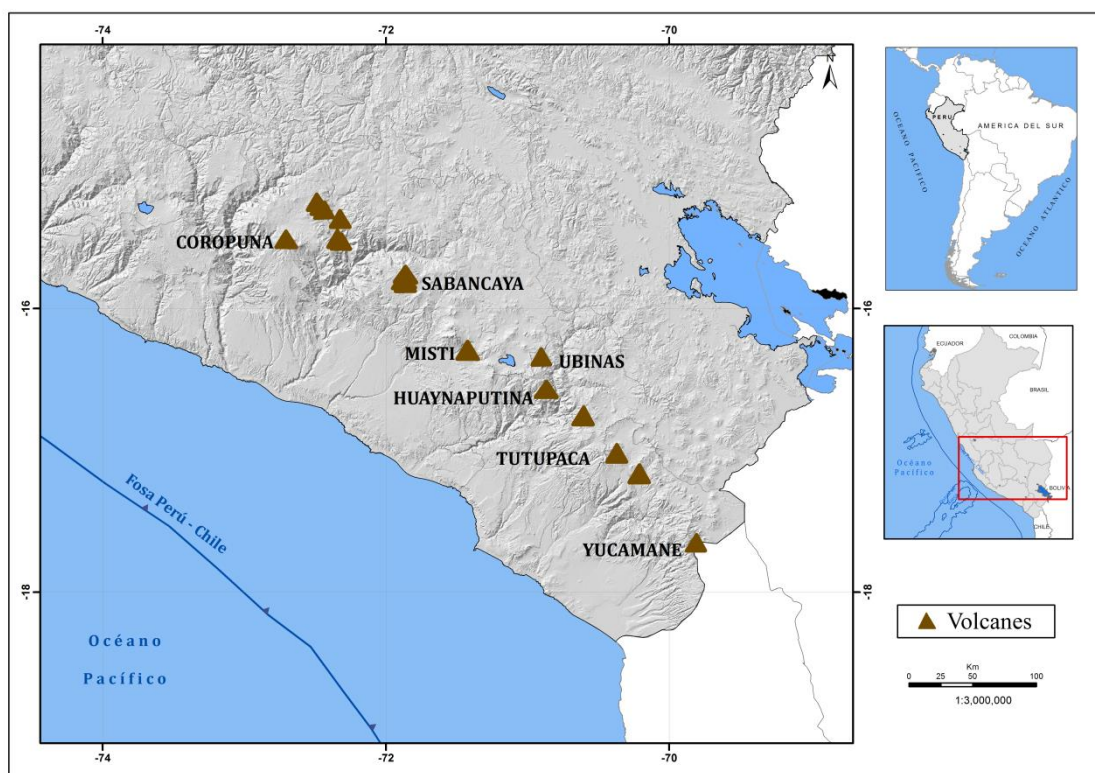


Figura 2.7. Principales volcanes presentes en la región Sur de Perú (triángulos cafés) según Francis y Silva (1990).

2.4 Sismicidad

El proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana es en gran parte la responsable del alto índice de sismicidad observada en el borde Occidental del territorio peruano, lugar en el cual se generan, con relativa frecuencia terremotos de magnitud elevada, estas características de sismicidad han sido ampliamente analizadas y discutidas por diversos autores (Barazangi y Isacks, 1976; Rodríguez y Tavera, 1991;

Cachil e Isacks, 1942; Tavera y Buforn, 1998; Bernal, 1999; Heras, 1999; Bernal, 2002, Antayhua, 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, estados de esfuerzo-deformación, análisis de parámetros sísmicos, identificación de zonas de riesgo, etc.

La información sobre la actividad sísmica en Perú, puede ser dividida en histórica e instrumental. La primera considera a los sismos ocurrido entre 1500 y 1959 aproximadamente y cuya calidad de los datos dependerá principalmente de las fuentes consultadas, del número y resolución de los primeros sismógrafos que fueron instalados inicialmente en el mundo alrededor del año 1910.

La sismicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir del año 1960, fecha en que se inicia la instalación de la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standart Network), llegando a incrementar el registro del número de sismos al final del presente siglo debido al auge de la sismología y de la informática.

2.4.1 Sismicidad histórica

La información sobre la sismicidad histórica de Perú data del tiempo de la conquista y colonización, y se encuentra esparcido en diferentes obras inéditas, manuscritos, crónicas, narraciones, informes administrativos por parte de los clérigos y gobernantes de aquellos años. La recopilación más completa sobre los sismos históricos ha sido realizada por Polo (1904), Barriga (1936), Silgado (1978) y Dorbath et al, (1990). Es importante considerar que el número y la calidad de estos datos dependerán de la distribución y densidad de la población en las regiones afectadas por los diversos movimientos sísmicos; por lo tanto existe la posibilidad de que hayan ocurrido sismos importantes en áreas no pobladas o próximas a localidades con las cuales era difícil establecer comunicación.

Por otro lado la profundidad focal del total de los sismos históricos no ha sido determinada con precisión; sin embargo debido a su ubicación geográfica (entre la fosa y la línea de costa) y daños observados en superficie; estos fueron considerados en su mayoría como superficiales (Dorbath et al, 1990).

En la Figura 2.8 se muestra la localización y los parámetros hipocentrales de los sismos históricos en Perú entre 1500 y 1959 ($M_s \geq 6.0$), los mismos que han generado

intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada (Silgado, 1978; Dorbath et al 1990). En esta figura se observa que los sismos históricos se distribuyen principalmente entre la línea de fosa y la costa, localizándose en mayor número en la región Centro y Sur de Perú debido probablemente a que estas regiones eran las más pobladas y donde se constituyeron las ciudades más importantes después del siglo VXI. La mayoría de estos sismos produjeron tsunamis con olas de diferentes alturas. Según la Figura 2.8, en el interior del continente, el número de sismos disminuye considerablemente.

Entre los sismos más importantes ocurridos durante el periodo histórico se puede mencionar en la región Norte a los de 1619 y 1953 (VII MM), ambos produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Trujillo y Tumbes. En la región Central, sobresalen los sismos ocurridos en 1586 (IX MM), primer gran sismo para el cual se tiene documentación histórica; 1687 (VII MM) y 1746 (X MM) que destruyeron casi completamente a la ciudad de Lima. El sismo de 1746 generó un tsunami con olas de 15 a 20 metros de altura que inundó totalmente al puerto del Callao.

En la región Sur, ocurrieron sismos importantes en 1604 (IX MM), 1784 (X MM) y 1868 (X MM) que destruyeron principalmente a las ciudades de Arequipa, Moquegua, Tacna, Puno y Norte de Chile. El terremoto de 1868 habría producido una longitud de ruptura del orden de 500 Km y un tsunami con olas de 12 a 16 metros de altura. En el interior del continente, ocurrieron sismos importantes en 1650 (VII MM), 1946 (IX MM) y 1947 (VIII MM) que produjeron muerte y destrucción en las ciudades de Cuzco, Huaraz y Satipo respectivamente. Para este periodo de tiempo (1500-1959), no existe información sobre sismos ocurridos en toda la Zona Subandina de Perú. Con intensidades en la escala de Mercalli Modificada mayores a VII ocurrido entre los años 1513 y 1959 (Silgado, 1978; IGP, 2000). Los sismos más importantes para esta zona fueron los ocurridos en los años 1604, 1784 y 1868, este último es el mejor documentado y descrito en detalle por Montessus de Ballore (1911) y Vargas (1922). Estos sismos destruyeron las principales ciudades del Sur del Perú y Norte de Chile. El sismo de 1868 fue sentido desde Guayaquil (Ecuador) hasta Concepción (Chile) generando un importante maremoto con olas de 15 metros de altura (Silgado, 1978; Dorbath et al., 1990b). En la región Andina, el único sismo histórico documentado es el ocurrido en 1650, que destruyó la ciudad de Cusco y fue sentido en Lima, Arequipa (Perú) y la Paz (Bolivia).



Figura 2.8. Distribución epicentral de los principales sismos históricos ocurridos en el Perú. Extraído de Tavera y Bufo (1998). Cuadro rojo, representa el área de estudio.

2.4.2 Sismicidad instrumental

La sismicidad instrumental considera a los sismos ocurridos a partir de 1960, debido a que en ese año surge la Red Sísmica Mundial (World Wide Seismological Standard Seismic Network), esta información permitió mejorar el cálculo de los parámetros que definen las características de los sismos (tamaño y ubicación) en comparación de la información histórica. Así mismo, esta información permitió conocer con mayor exactitud la frecuencia sísmica actual de sismos en el Perú dando a conocer su alta

sismicidad y proporcionar información necesaria a fin de tomar prevenciones del caso antes que se presente nuevamente un sismo de gran magnitud.

El análisis y evaluación de la distribución espacial, en superficie y profundidad de la sismicidad instrumental ocurrida en el país, ha sido realizada por diversos autores utilizando información telesísmica (Stauder, 1975; Barazangi e Isacks, 1976; Wortel, 1985; Cachil e Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998 y Bernal, 1999) y regional (Hasegawa y Sacks, 1981; Grange, 1984; Bevis e Isacks, 1984; Schneider y Sacks, 1987; Rodriguex y Tavera, 1991; Heras, 1999; Ccallo, 2001; Bernal, 2002, Antayhua, 2002 y Heras, 2002). Los resultados obtenidos por estos autores, utilizando diferentes bases de datos, han permitido conocer las características y la geometría de las principales fuentes sismogénicas asociadas a la deformación cortical y al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana.

Este sistema de subducción, tiene principalmente dos tipos de procesos que dan origen a los sismos: el primero asociado directamente al contacto de placas con la generación de sismos de magnitud elevada con relativa frecuencia a diferentes profundidades y el segundo, asociado a la deformación cortical en el interior del continente con sismos de menor magnitud y frecuencia (Antayhua, 2002).

A continuación, se analiza las principales características de la actividad sísmica en la región sur de Perú a partir de la base de datos del IGP.

2.4.2.1 Distribución espacial de los sismos

A fin de conocer las principales fuentes sismogénicas presentes en el Perú, es conveniente realizar el análisis y la evaluación de la distribución espacial de los sismos en superficie a partir de mapas de sismicidad y clasificarlos de acuerdo a la profundidad de su foco. En la Figura 2.9 se presenta la información sísmica para el periodo de 1960 a 2011 con magnitudes M_w mayores a 4.0 (Catálogo Sísmico del Perú, Instituto Geofísico del Perú). Como se mencionó los sismos están clasificados de acuerdo a su profundidad, teniendo: sismos con foco superficial ($h < 60$, círculos rojos), intermedios ($61 < h < 350$ km, círculos verdes) y profundos ($h > 351$ km, círculos azules).

a) Sismos con foco superficial ($h < 60$ km)

Los sismos con focos localizados a profundidades menores a 60 km, se distribuyen formando dos grupos, el primero considera a los sismos con foco superficial que se

distribuyen entre la Fosa Perú – Chile y la línea de costa marcando el límite entre la placa oceánica y la continental. Esta sismicidad se caracteriza por presentar magnitudes elevadas y ser más frecuentes en el tiempo, la mayoría de estos sismos provocaron pérdidas de vidas humanas y ocasionaron enormes daños materiales en las localidades y ciudades que se distribuyen de Norte a Sur, cerca de la línea de costa.

Otro grupo importante de sismicidad es el producido por las deformaciones superficiales de la placa de Nazca en el interior del continente y en general, se distribuyen paralelos a la Cordillera Andina. Esta sismicidad puede ser asociada a los sistemas de fallas ubicados sobre la cordillera y en la zona Subandina, tales como las fallas de Moyobamba, Huaytapallana, Ayacucho, Tambomachay, Cordillera Blanca y Marcona, etc. Esta sismicidad presenta magnitudes moderadas y son menos frecuentes con el tiempo. En la región Arequipa se observa esta sismicidad en la provincia de Caylloma, sobre los sistemas de fallas de Huambo y Cabanaconde.

b) Sismos con foco intermedio ($61 < h < 300$)

Los sismos con foco intermedio pueden ser analizados en la Figura 2.9 (círculos verdes), se observa que se distribuyen principalmente en el interior del continente. En la región Sur están sobre la Cordillera Occidental y el Altiplano, siendo esta región la de mayor índice de sismicidad (Tavera y Buforn, 1998). En la región sur de Perú se observa mayor concentración en las ciudades de Tacna, parte SE y NO de Puno, parte Sur de Ayacucho y en su totalidad en las ciudades de Arequipa y Apurímac.

c) Sismos con foco profundo ($h > 300$ km)

En la región Sur, el número de sismos es menor y su distribución es más dispersa pero con aparente alineación en dirección E – O. la naturaleza y el origen de estos sismos aun vienen siendo tema de investigación (Stauder, 1975; Cachill y Isacks, 1992; Tavera y Buforn, 1998).

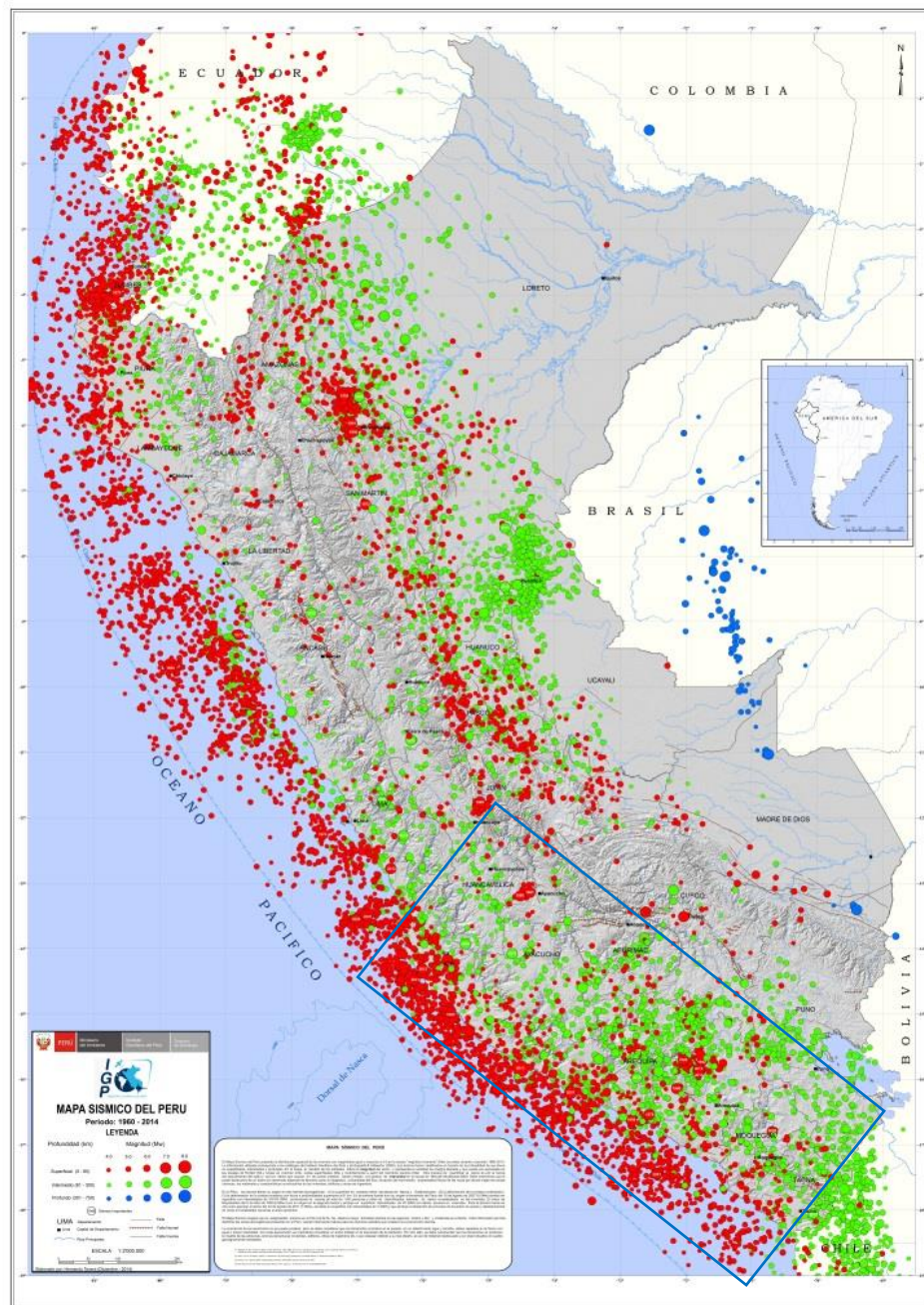


Figura 2.9. Distribución espacial de los sismos ocurridos en el Perú entre 1960 – 2014, $M_w > 4.0$ (Catalogo IGP). Sismos superficiales ($h < 60\text{km}$), círculos de color rojo; sismos intermedios ($60 < h < 300\text{ km}$) círculos de color verde y sismos profundos ($h > 300\text{ km}$) círculos de color azul; el tamaño de círculos varía de acuerdo a la magnitud del sismo, donde los círculos más pequeños representan a los sismos de menor magnitud y los círculos más grandes, a los sismos de mayor magnitud. En cuadro azul se indica la zona de estudio de la presente tesis.

CAPÍTULO III

ATENUACIÓN DE ONDAS CODA

3.1 Ondas coda

La palabra “coda” proviene del latín “cauda”, que podría traducirse al español también como cola. Originalmente fue utilizada para referirse al movimiento del suelo después del paso de las ondas superficiales más lentas (Jeffreys, 1929, 1959; Ewing et al., 1957) o inclusive al movimiento posterior a la amplitud máxima de las ondas superficiales. Aki (1969) fue el primero que asoció la palabra coda a la parte final de los sismogramas de terremotos locales (distancia < ~100 km), posteriormente, Aki y Chouet (1975) definieron la “coda” como la parte final de un sismograma local; es decir, la señal que se registra después de la llegada de las ondas de mayor amplitud (P, S y superficiales), entonces se conoce como *coda a la parte final de un sismograma*, y a las ondas que la conforman se les denomina *ondas coda* (Figura 3.1). En eventos regionales o telesismos puede hablarse también de la coda de S o de P, refiriéndose a la energía que llega después de los primeros pulsos de esas ondas más energéticas que han recorrido el camino directo entre la fuente y la estación de registro (Gir et al., 1978; Mohan et al., 1979; Lay, 1987). En cualquier caso, la coda tiene una forma característica, su amplitud disminuye en forma suave y uniforme hasta confundirse con el ruido.

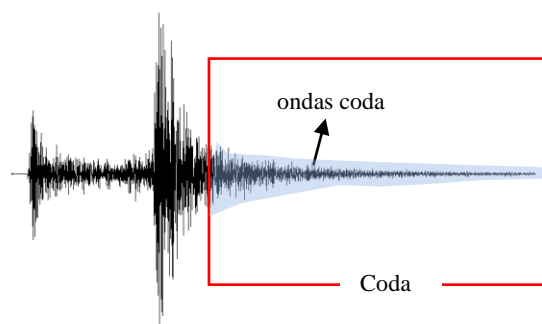


Figura 3.1. Ejemplo de sismograma de un evento registrado el 29/06/13 en la estación Quilca a una distancia epicentral de 314 km, se puede apreciar la coda del sismograma (en fondo azul las ondas coda que conforman la coda del sismograma)

Las codas de los terremotos locales tienen ciertas características fundamentales que han sido analizadas en numerosas regiones del mundo. Las observaciones de Bisztricsany (1958) indicaron que la duración de los sismogramas locales es independiente de la naturaleza de la fuente, la distancia epicentral y la geología regional, pero depende fuertemente de la magnitud de los eventos. La amplitud de las ondas directas disminuye en función de la distancia, en cambio, la amplitud de la coda en función de la distancia es casi constante si se mide a un tiempo mayor que dos veces el tiempo de viaje de la onda S (Rautian y Khalturin, 1978). Se llama lapso de tiempo al intervalo de tiempo desde el origen del evento hasta el instante en que se mide la amplitud de la coda. Es decir que la energía de la coda tras el frente de onda inicial de la S, a un lapso de tiempo $t > 2 t_s$ es aproximadamente homogénea en el espacio. Esta observación es utilizada para calcular la magnitud de terremotos con escalas basadas en la duración de la coda, las escalas de Magnitud Local.

Se puede decir que las ondas coda, al igual que otras ondas sísmicas en su propagación por el interior de la Tierra, experimentan la atenuación de su amplitud, independiente del factor de expansión geométrica, debido a las condiciones inelásticas del medio y a la dispersión de las ondas en las heterogeneidades con las que tropiezan. Es así que, el decaimiento observado en la coda de los terremotos locales y regionales se debe a los efectos conjugados de la expansión del frente de onda (atenuación geométrica), a la absorción energética del medio (atenuación intrínseca) y a la dispersión o esparcimiento de la energía en la interacción de la onda con las heterogeneidades (atenuación dispersiva).

Por otra parte, Aki (1969) explicó la formación de la coda sísmica en términos de un modelo de corteza lateralmente heterogénea, donde las ondas primarias, generadas en la fuente del sismo interactúan con dispersores (scattering o dispersión) que generan a su vez ondas secundarias. La suma de estas ondas secundarias crea ondas retrodispersadas que se pueden considerar como la suma de pequeños eventos independientes que pueden ser tratados estadísticamente. Es decir, el fenómeno de atenuación está constituido tanto por la absorción intrínseca como la atenuación dispersiva, además de la expansión geométrica. Por lo tanto, la configuración de la coda de un sismograma trae información sobre estos fenómenos físicos.

Numerosos trabajos (Tsujiura, 1978; Rautian y Khalturin, 1978; Aki, 1980; Phillips y Aki, 1986; Margheriti et al., 1994). Aki et al. (1977) han demostrado que las determinaciones del efecto de sitio, el factor de calidad y la magnitud resultan más estables si se hacen usando ondas coda que ondas S directas y hallaron en el análisis del decaimiento de la coda de pequeños sismos ($M < 6$) una herramienta útil para la predicción del movimiento fuerte de un gran sismo en una región dada. Sato (1988) observó que el valor medio y la dispersión del gradiente de la envolvente de la coda muestran variaciones temporales que pueden utilizarse en la predicción de terremotos al relacionarlas con el aumento inhomogéneo de heterogeneidades dadas por la microfracturación.

Todas estas observaciones se pueden resumir en las siguientes propiedades de las codas en sismogramas de sismos locales:

- El contenido espectral de la porción final de la coda de S es similar en todas las estaciones de una región.
- La duración de la coda es una medida confiable de la magnitud.
- La forma del decaimiento temporal de la coda a una determinada frecuencia es independiente de la distancia, de la naturaleza del camino sísmico directo entre la fuente y la estación y de la magnitud al menos para $M < 6$.
- La amplitud de la coda de S depende de la geología de la estación.
- En análisis de datos de array, las ondas coda no muestran direcciones de propagación que provengan de la fuente.

Cuando se produce un sismo puede observarse como la amplitud del movimiento del suelo producido por aquel, es menor cuanto más alejado se está del área epicentral y la primera explicación de este fenómeno fue atribuido a la expansión geométrica del frente de ondas. Sin embargo, con la llegada de la instrumentación y los registros sísmicos, las primeras observaciones cuantitativas mostraron una disminución de la amplitud con la distancia mayor de lo esperado. En la actualidad el problema de la atenuación sísmica es un tema crucial en el desarrollo de la prevención de daños y la ingeniería sísmica. Conocer cómo disminuye la intensidad de la carga sísmica con la distancia respecto a la fuente, para qué frecuencias es mayor o menor esta atenuación, y su relación con el medio en el que se propagan las ondas es fundamental para cualquier estudio de peligrosidad sísmica orientado a minimizar los daños humanos y materiales.

3.2 Mecanismos de atenuación

Como ya se ha comentado la amplitud de las ondas sísmicas disminuye con la distancia al hipocentro, las ondas coda que conforman la coda de una señal también sufren una disminución de su amplitud, este fenómeno se debe a tres factores fundamentales e independientes entre sí:

- Expansión geométrica
- Absorción anelástica
- Atenuación dispersiva

3.2.1 Expansión geométrica

El proceso conocido como expansión geométrica es un fenómeno puramente geométrico, y se manifiesta en cualquier tipo de medio y con cualquier tipo de onda. La energía inicial emitida por una fuente se distribuye a lo largo de todo el frente de onda dando lugar a pérdidas de energía aparentes. Cuando una onda avanza en un medio tridimensional, los frentes de onda aumentan; por tanto, la energía en un punto de un frente de onda es menor a medida que el frente de onda es de mayor dimensión. Se dice que la onda ha sufrido una pérdida aparente de energía, porque en realidad la energía total sigue siendo constante en los frentes de onda. Por ejemplo, la energía emitida por una fuente puntual en un medio bidimensional homogéneo se propaga en frentes de onda de forma circular (Figura 3.2). La energía en el punto P_2 es menor que en el punto P_1 , ya que la energía total es constante en todos los frentes de onda (Martínez, 2005).

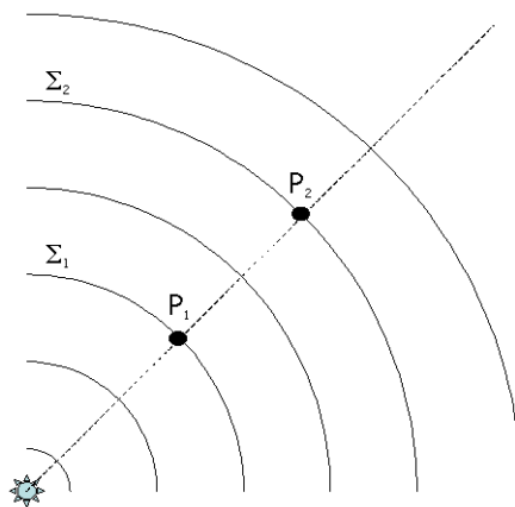


Figura 3.2. La fuente puntual emite frentes de onda circulares, como Σ_1 y Σ_2 . La energía total en el frente de onda Σ_1 es la misma que en el frente Σ_2 . Sin embargo, la energía registrada en P_2 es menor que en P_1 (Martínez, 2005).

Un ejemplo muy sencillo de expansión geométrica consiste en soplar por un tubo con forma de cono. Se puede comprobar que cuando se sopla por el extremo de mayor radio, el aire sale con más fuerza que cuando se sopla por el extremo de menor radio. Al soplar se generan ondas de presión y cuando estas se distribuyen en volúmenes mayores, la onda de presión en un punto es de menor energía que cuando se distribuye en volúmenes más pequeños. Otro ejemplo que ilustra este fenómeno se puede observar cuando se tira una piedra a un estanque. Las ondas que se generan inicialmente son de mayor altura que las ondas más externas, ya que la energía se tiene que distribuir en una mayor superficie.

Las ondas sísmicas como cualquier otro tipo de ondas, también sufren expansión geométrica. En este caso, la expansión geométrica causa una pérdida aparente de energía elástica como consecuencia del propio avance de la onda sísmica en el medio. La pérdida de energía en el receptor no ha sido por transformación de energía sísmica en otro tipo de energía, sino por una distribución de la energía en el medio de propagación.

3.2.2 Absorción anelástica

La energía de una onda elástica que se propaga en un medio se puede convertir en otra forma de energía. A este fenómeno se le conoce en física con el nombre de absorción. Dado que la transformación de energía es debida a las propiedades anelásticas del medio; es decir, a propiedades intrínsecas de cada medio. También se denomina a la absorción anelástica como atenuación anelástica o intrínseca. (Martínez, 2005).

Un ejemplo sencillo de absorción o atenuación intrínseca es la disminución de la amplitud de la oscilación de un péndulo simple con el tiempo (Figura 3.3a). Esta disminución es debido a que parte de la energía de oscilación del péndulo se emplea en vencer la fuerza de rozamiento con el aire. Supongamos un péndulo simple en su posición de equilibrio (A). Si se desplaza un ángulo δ_1 (posición B) y se suelta, el péndulo empezará a oscilar. A medida que pasa el tiempo, la amplitud de la oscilación disminuye hasta que el péndulo vuelve al reposo en su posición de equilibrio (A). La energía cinética y potencial del péndulo es utilizada por el mismo para realizar un trabajo que vence la fuerza de rozamiento del aire.

Como consecuencia de este trabajo, el péndulo pierde energía y por tanto la amplitud de oscilación del péndulo disminuye. Si se mide la amplitud de la oscilación ($\delta(t)$) en cada ciclo, y se representa en función del tiempo de oscilación (t), se obtiene un conjunto de puntos que siguen la forma de una función exponencial decreciente:

$$\delta(t) = \delta_0 \exp(-m \cdot t) \quad (3.1)$$

donde m es una constante que refleja el grado de disminución de la amplitud de oscilación. En la Figura 3.3 (b) se ha representado las medidas experimentales (puntos negros) junto con la ecuación (3.1) que es la curva que mejor se ajusta a los datos.

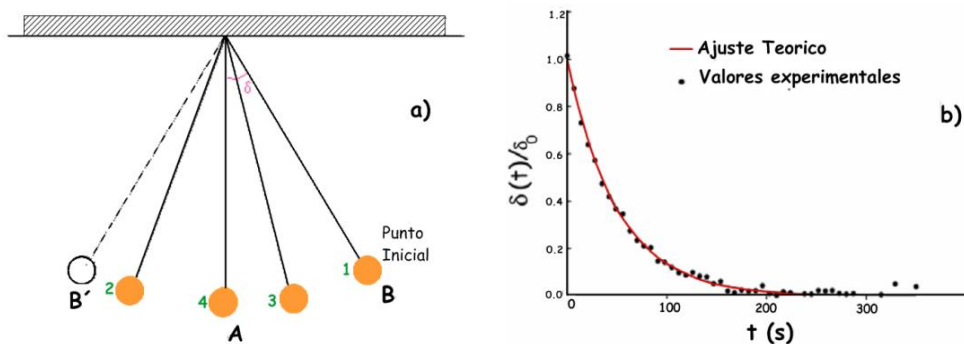


Figura 3.3. (a) Esquema del movimiento oscilatorio del péndulo simple. El ángulo δ en cada semiperiodo es una medida de la amplitud de la oscilación. La amplitud de oscilación inicial del péndulo disminuye a medida que transcurre el tiempo de oscilación. Si no existiera absorción de energía, el péndulo se movería indefinidamente entre el punto B y B'; (b) Amplitud de la oscilación del péndulo (δ) en función del tiempo de oscilación (t).

El fenómeno de absorción también se manifiesta en las ondas sísmicas, que son un caso particular de la propagación de una perturbación en el interior de un medio en particular, la Tierra. Si la Tierra no atenuara las ondas sísmicas, está todavía estaría vibrando a causa de todos los terremotos que se han producido a lo largo de la historia. Si se supone una onda sísmica unidimensional que se propaga a través de la Tierra (Figura 3.4) al ser la propagación unidimensional, no estará afectada de la expansión geométrica, por lo que la disminución de la amplitud que se observa con la distancia de propagación es únicamente debida a la atenuación intrínseca si se mide la amplitud de la onda en diferentes distancias (donde están situadas las estaciones de registro), o lo que es lo mismo para diferentes tiempos de propagación (Martínez, 2005).

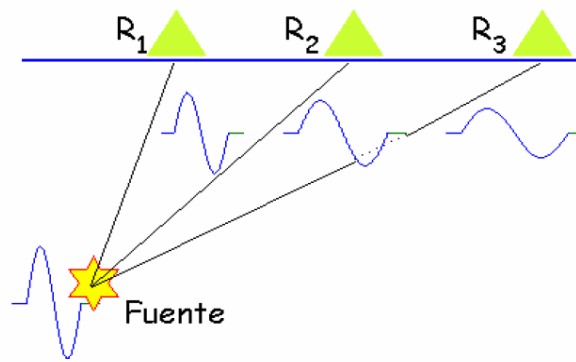


Figura 3.4. En un medio natural que no sea perfectamente elástico, como es la Tierra, la amplitud de una onda disminuye a medida que se propaga en el medio. Se observa que el registro en la estación R_1 tiene mayor amplitud y menor duración del pulso que el resto de los pulsos registrados en las otras dos estaciones (R_2 y R_3) (Martínez, 2005).

El comportamiento de la Tierra al paso de una onda sísmica va a depender de las condiciones y características del volumen de Tierra que atraviesa, como pueden ser: composición, presión, temperatura, presencia de impurezas, tamaño de grano, concentración de defectos en las redes cristalinas, presencia de fracturas o fisuras con o sin fluidos, movilidad de las impurezas, debilidad de los límites interatómicos o entre los defectos, coexistencia de diferentes fases, etc. (Karato y Spetzler, 1990).

En las rocas de la corteza se observa la presencia de fracturas, poros e impurezas sugiriendo, en un principio, que la fricción interna es necesaria para explicar la absorción de la energía por el medio. Walsh (1966) aplicó este mecanismo para explicar las pérdidas de atenuación intrínseca con la temperatura y su disminución con la presión. La energía de la onda sísmica es suficiente para aproximar las paredes de las fracturas o poros y desplazarlas dando lugar a pérdidas de energía por rozamiento. La fricción disminuye cuando estas estructuras están rellenas por fluidos. Además de la fricción en el interior de las fracturas, se ha incluido procesos ligados a las impurezas de la red cristalina (Granato y Lücke, 1956). Estos autores propusieron que las impurezas de una red cristalina pueden absorber energía suficiente para vencer las fuerzas que la mantienen ligada a la red. De esta manera, la red cristalina permanece deformada y bastarán esfuerzos de pequeña magnitud para producir fracturas. La dependencia de la atenuación intrínseca con la frecuencia se explica considerando procesos que se desencadenan para aliviar el esfuerzo aplicado (procesos de relajación). Entre algunos

de ellos se encuentran los procesos termoelásticos, que van a transformar parte de la energía elástica (sísmica) en energía calorífica (Zener, 1948; Savage, 1966). La movilidad de las impurezas, o la difusión de las mismas en el medio, implican una energía cinética que extraen de la onda sísmica (Berry, 1962; Wachtman, 1963). La energía de activación necesaria para que se produzca un cambio de fase también puede proceder de una onda sísmica (Vaisnys, 1968; Spetzler y Anderson, 1968). Estos procesos de relajación suponen una absorción selectiva de la energía, lo que da lugar a la dependencia de la atenuación intrínseca con la frecuencia.

En las regiones volcánicas, una importante fuente de pérdida de energía es la presencia de regiones donde existe material en estado parcialmente fundido, o la presencia de fluidos como agua o gas. La fusión parcial de las rocas comienza en los límites de grano, a menudo a temperaturas muy por debajo de la temperatura de fusión de los principales constituyentes de los granos. Este efecto es causado por las impurezas que se han acumulado en los límites de grano en el proceso de solidificación. En estas condiciones se favorece la absorción a bajas frecuencias por procesos mecánicos, aunque también están presentes los fenómenos termoelásticos y termodinámicos. Walsh (1968; 1969) modeló este fenómeno, pero solo considerando efectos mecánicos, obteniendo que este mecanismo es probablemente una de las causas más importantes de atenuación intrínseca o absorción a bajas frecuencias y altas temperaturas.

En términos de factor de calidad se denota como Q_i , al factor de calidad de las ondas sísmicas a partir del análisis de la absorción anelástica en una determinada región. Es así que las estimaciones de la absorción anelástica en diferentes partes de la Tierra han puesto de manifiesto que varía dependiendo de la zona estudiada, por lo que el factor Q_i puede ser usado como indicador de la actividad sísmica de una zona determinada. Así los valores de Q_i más altos se asocian con zonas tectónicamente poco activas y Q_i más bajo a una mayor actividad sísmica. En las regiones volcánicas, el factor Q_i suele tomar valores muy bajos que están asociados a la gran complejidad estructural de la misma, presencia de fluidos, fracturas con fluidos y regiones más consolidadas (Martínez, 2005). Por ejemplo, en el volcán Hawái, donde Mayeda et al. (1992) obtuvieron $Q_i = 383$ a la frecuencia de 6 Hz frente a $Q_i = 1400$ obtenido por Hoshiya et al (2001) en el Norte de Chile.

3.2.3 Atenuación dispersiva

Las heterogeneidades de la tierra causan dispersión de la energía de una onda sísmica desde su fuente hasta la estación de registro. Esta dispersión es consecuencia de la redistribución de la energía de las ondas sísmicas primarias que interactúan con las heterogeneidades del medio por el cual atraviesan y que generan ondas secundarias.

La relación entre la longitud de la onda (λ) irradiada y las dimensiones del obstáculo o heterogeneidad (a), va a determinar el que se produzca dispersión, reflexión o refracción, tal y como se observa en la Figura 3.5.

- Si $\lambda \gg a$, la onda sísmica no detecta la presencia del obstáculo, y por tanto, la probabilidad de que se produzca dispersión es muy pequeña.
- Si $\lambda \ll a$, los obstáculos aparecen como límites de separación de diferentes capas y esta priorizada la reflexión y/o refracción de las ondas sísmicas.
- Si $\lambda \sim a$, la dispersión es el mecanismo principal de pérdida de energía sísmica.

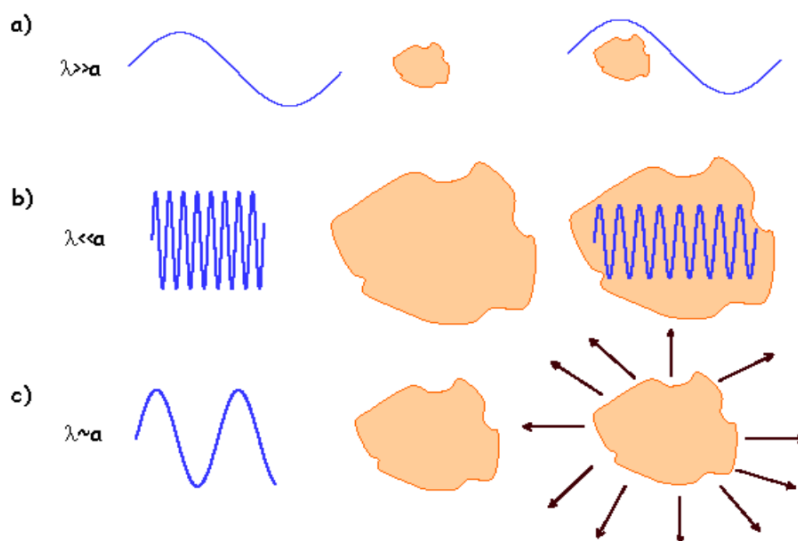


Figura 3.5. Influencia en el problema del esparcimiento de la relación entre el tamaño de la heterogeneidad (a) y la longitud de la onda sísmica incidente, λ . Modificado de Herraiz y Espinosa, 1987.

El fenómeno de dispersión por pequeñas partículas ha sido ampliamente estudiado en muchos campos de la Física, y está asociado a las heterogeneidades presentes en el medio de propagación de la energía. Cuando una onda incide en una heterogeneidad cuyas dimensiones son del orden de la longitud de onda, se producen otras ondas, es

como si las heterogeneidades se comportaran como otras fuentes. A las ondas generadas en las heterogeneidades se les denomina ondas secundarias u ondas de dispersión. En la Figura 3.6 se ha ilustrado este proceso, donde E_{incid} es la radiación incidente, ΔE_s es la radiación de dispersión y E_{sal} la radiación de salida.

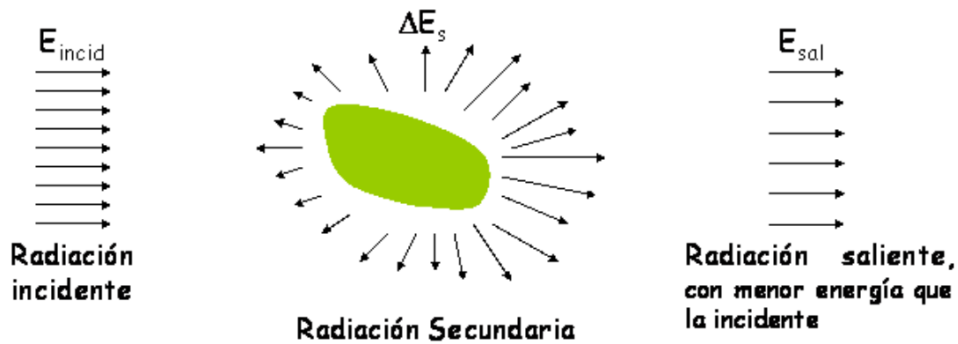


Figura 3.6. Scattering de la radiación incidente producido por un obstáculo.

Las ondas sísmicas, como cualquier tipo de ondas, también son susceptibles de sufrir dispersión cuando se propagan a través de la Tierra, ya que la Tierra no es homogénea a ninguna escala.

Si consideramos que la Tierra es un medio homogéneo, en el sismograma solo aparecerían las llegadas de las ondas directas. Si a esta Tierra homogénea se le añaden heterogeneidades, y cuyas dimensiones favorezcan a los procesos de dispersión, se observarían otras llegadas después de las ondas directas. Estas ondas son producto de la dispersión de las ondas sísmicas en las heterogeneidades del medio. Primero llegarán las ondas que han recorrido distancias menores, es decir, aquellas que han sufrido menos procesos de dispersión. Y a medida que aumenta el número de procesos de dispersión, las ondas se propagan durante más tiempo en el medio por lo que serán registradas más tardíamente. Es decir, la evidencia del proceso de dispersión de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra se encuentra en la parte final de los sismogramas, y es más clara en sismos locales y a esta parte, como se mencionó en los párrafos arriba se le denomina coda y a las ondas que la forman, ondas coda. Por tanto, se asume que la parte inicial de la coda está formada por ondas que solo han sufrido un proceso de dispersión, mientras que las ondas de la parte final de la coda son el resultado de dispersión múltiple. Las ondas de dispersión de las ondas P también aparecen en los sismogramas, aunque en terremotos locales la diferencia del tiempo de

llegada entre la fase P y S es muy pequeña y no se puede visualizar bien la coda de la onda P.

En general, las ondas que forman la coda, debido a los procesos de dispersión que sufren, atraviesan gran variedad de caminos desde la fuente hasta la estación de registro, entonces retienen información promediada del medio más que una información detallada de un camino en particular (Herraiz y Espinosa, 1987; Gupta et al., 1995). Este hecho se traduce en que el decaimiento de la energía que presentan las ondas coda es común para todos los terremotos registrados en una misma región (al menos para distancia hipocentrales menores de 100 km (Aki, 1969)), independientemente de la energía liberada por el terremoto; mientras que su duración es una función creciente de la magnitud (Bisztricsany, 1958, Soloviev, 1965; Lee et al., 1972).

El fenómeno de dispersión no es un mecanismo de disipación de la energía, como la absorción anelástica, sino de redistribución de la misma, el reflejo de este fenómeno en un sismograma lo constituye el alargamiento del mismo, con ondas coda de mayor amplitud y duración, cuanto mayor sea la dispersión provocada por el medio, esta disminución de la amplitud se ve más afectada por las heterogeneidades que encuentra la onda en su recorrido, que por la distancia que recorren las mismas (Figura 3.7)

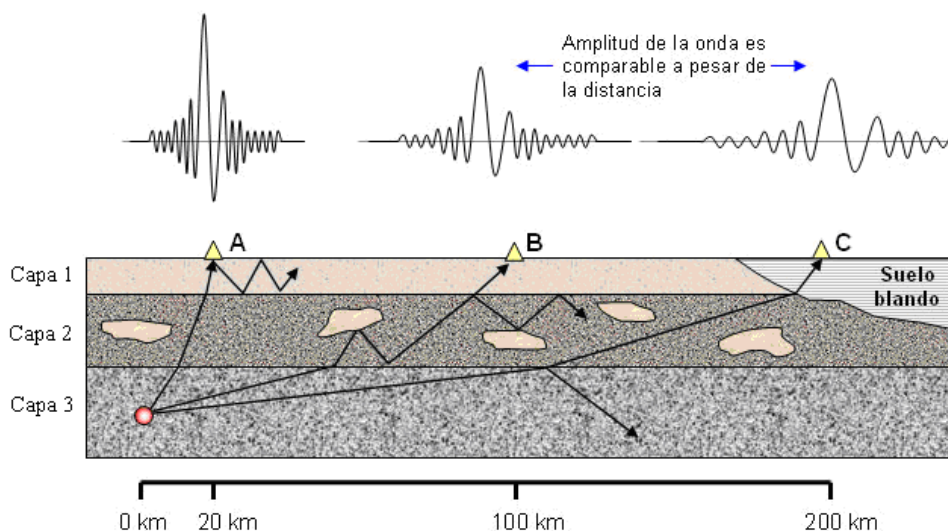


Figura 3.7. Variación de amplitud de una señal sísmica considerando la distancia epicentral y las heterogeneidades presentes en el terreno (Fuente: <http://www.lis.ucr.ac.cr>).

En términos de factor de calidad se denota como Q_s , al factor de calidad de las ondas sísmicas a partir del análisis de la dispersión simple en una determinada región.

3.3. Modelos para el estudio de ondas coda

Son dos los modelos que pretenden explicar la formación de las ondas coda: el modelo de dispersión simple y el modelo de dispersión múltiple. El primer modelo supone que la onda sísmica desarrolla solo un proceso de dispersión a lo largo de su recorrido; el segundo, supone que las ondas sísmicas sufren múltiples interacciones en su recorrido. Ambos modelos cuentan con varias hipótesis propuestas por diferentes autores y sus principales propiedades se desarrollaran a continuación:

3.3.1. Modelos de dispersión simple (*scattering*)

Herraiz y Espinosa (1986, 1987) definen el proceso de dispersión simple como aquel en el que una onda primaria, sea P o S, interacciona con una heterogeneidad del medio y produce una nueva onda secundaria (P o S) sin descartarse la conversión de ondas P a S o S a P. Las hipótesis más utilizadas para expresar este proceso son:

- **Aki (1969)**, se basaba en la suposición de que la coda estaba formada por ondas superficiales, que llegaban después de haber sufrido un solo proceso de dispersión, con heterogeneidades distribuidas de manera aleatoria pero uniformemente en el medio.
- **Aki y Chouet (1975)**, propusieron dos nuevos modelos para explicar el fenómeno de generación de ondas coda, el primero es el modelo de difusión que, supone que la transferencia de energía sísmica se realiza como un proceso de difusión donde se conserva la energía. Dainty y Toksoz (1977, 1981) y Kopnichev (1977) mostraron que esta teoría no es aplicable a eventos tectónicos pero puede ser utilizado para ondas coda de eventos ocurridos en la luna.

El segundo modelo es el de retrodispersión simple (Single Back – Scattering), este modelo considera que las heterogeneidades estarían distribuidas en el medio tridimensionalmente. Este modelo será usado en el estudio, es por ello que se analizara con mayor detalle más adelante.

- **Sato (1977)**, amplía el modelo de Aki y Chouet (1975) al caso donde la energía elástica se propaga en fuentes esféricas desde una fuente puntual a través de un

medio tridimensional e infinito donde existen numerosas heterogeneidades distribuidas homogénea y aleatoriamente. Además restringe su tratamiento a ondas internas asumiendo un proceso de dispersión simple e isótropo en un medio originalmente elástico.

3.3.2 Modelos de dispersión múltiple

En la teoría de dispersión simple, se considera que el medio en el cual se propagan las ondas, moviéndose entre dos dispersores es lo suficientemente grande como para que el tiempo medio invertido en el camino libre sea mayor que la duración de la coda. Pero la Tierra es heterogénea, lo cual provoca que la onda desarrolle varias interacciones con el medio, antes de llegar al receptor; por tanto, la anterior suposición no puede ser aceptada de forma general, haciéndose necesario un modelo que tenga en cuenta múltiples efectos de dispersión en el medio.

- **Gao (1983, 1984)**, toma como punto de partida la hipótesis de Aki y Chouet (1975), y analiza las ondas coda en términos de anelasticidad y de dispersión en las heterogeneidades. El primer término como se mencionó párrafos arriba tiene en cuenta las pérdidas reales de energía que se transforman en calor, y el segundo no está asociado con ninguna pérdida real de energía, pero el fenómeno en sí mismo podría tener un efecto similar en heterogeneidades del medio. Así mismo Gao et al. (1983 a,b) desarrolla dos modelos de generación de ondas coda, un modelo de Tierra bidimensional y un modelo de Tierra tridimensional. El primer modelo tiene como hipótesis, que la fuente y receptor son coincidentes en el espacio, y que ambos están situados en los focos de dos superficies elipsoidales concéntricas. El modelo de tierra tridimensional hace una extensión a grados superiores, utilizando el mismo procedimiento del modelo de dispersión doble.
- **Frankel y Wennenberg (1987)**, fundamentan su hipótesis en el siguiente dato experimental “la potencia de las ondas coda es homogénea para intervalos de tiempo superiores a $2t_s$, siendo t_s el tiempo de viaje de la onda S. Así mismo el modelo describe la relación entre las propiedades de las ondas coda: el decaimiento en el tiempo y amplitud, y la atenuación intrínseca debido a las heterogeneidades del medio. De acuerdo a estas propiedades el modelo presenta dos variantes, la primera considera medios que no poseen atenuación intrínseca, y la segunda considera medios con atenuación intrínseca y de dispersión.

- **Wu (1985)**, con el fin de separar el efecto de dispersión del efecto de atenuación intrínseca del medio, aplica la teoría de transferencia radiactiva a la propagación de ondas sísmicas y formula la distribución de densidad de energía, en el espacio y en el dominio de la frecuencia para una fuente puntual; para su desarrollo considera solo las ondas S y las ondas coda para pequeños terremotos locales.
- **Hoshiya (1991)**, propone el modelo de Ventanas Múltiples con ciertos intervalos de tiempo (Multiple Lapse Time Windows, MLTW Method) para separar las contribuciones de la absorción intrínseca y la dispersiva en la atenuación total. Modela la distribución espacio – tiempo de la energía de las ondas sísmicas multidispersadas mediante una simulación numérica por el método de Montecarlo (Gusev y Abubakirov, 1987; Abubakirov y Gusev 1990). Para la aplicación del método se supone una distribución isótropa y una distribución aleatoria y uniformemente distribuida de dispersores puntuales.

CAPÍTULO IV

FACTOR DE CALIDAD Q y Q_c

4.1 Factor de calidad Q

El factor de calidad Q, mide la pérdida de energía que sufren las ondas en su trayectoria desde su origen hasta la estación de registro. En un registro sísmico esta característica se observa como una disminución progresiva de la amplitud de la señal sísmica, que se traduce como una pérdida de energía.

Se denota como Q, y su inverso es el factor específico de la atenuación, y se define como:

$$Q = 2\pi \frac{E}{\Delta E} \quad (4.1)$$

donde ΔE representa la energía disipada por ciclo de una excitación armónica en un cierto volumen y E es la energía elástica almacenada durante el mismo ciclo. En contraste con el anterior parámetro, se ha definido el factor de atenuación γ como el coeficiente de inelasticidad con respecto a la distancia, tal que:

$$\gamma = - \frac{dA/A}{dr} \quad (4.2)$$

Es decir, la variación relativa de la amplitud con respecto a la distancia debido a efectos inelásticos. Integrando la ecuación 4.2 se llega a:

$$A = A_0 e^{-\gamma(r-r_0)} \quad (4.3)$$

que representa la variación de la amplitud (A) de la onda sísmica con la distancia (r), siendo A_0 y r_0 constantes iniciales. Tanto Q como γ se pueden relacionar a partir de la ecuación de energía de un movimiento armónico:

$$E = \frac{1}{2} k A^2 \quad (4.4)$$

donde, k es la constante elástica y A la amplitud del movimiento. Calculando la relación $\Delta E/E$ a partir de (4.4) y sustituyendo (4.1):

$$\frac{dA}{A} = -\frac{\pi}{QT} dt \quad (4.5)$$

donde, se considera que el término ΔE en (4.1) representa la pérdida de energía y que, por ello, es una cantidad negativa. La obtención de (4.5) supone la siguiente aproximación, válida para el caso de comportamiento cuasi-elástico, o disipación débil,

$$\frac{\Delta A}{T} = -\frac{dA}{dt} \quad (4.6)$$

Integrando (4.5) y teniendo en cuenta que $T = 2\pi/\omega$, siendo T el período y ω la frecuencia angular:

$$A = A_0 e^{-\frac{\omega}{2Q}(t-t_0)} \quad (4.7)$$

que representa la variación de la amplitud de la onda sísmica con el tiempo. A_0 y t_0 son constantes iniciales. Comparando (4.3) y (4.7), se observa que γ y Q consideran los efectos de la absorción de energía sobre la amplitud del movimiento; pero mientras que γ evalúa la variación en el espacio, Q considera la variación temporal de la energía inelástica en un punto. Igualando dichas ecuaciones y considerando que la energía de onda se propaga con velocidad v , se tiene:

$$\gamma = -\frac{\pi f}{Qv} \quad (4.8)$$

Atendiendo al fenómeno de atenuación a través del tiempo, Dainty (1981) determinó que la atenuación total de las ondas coda es la suma de las contribuciones de absorción intrínseca y atenuación por dispersión y propuso la siguiente expresión:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_s} \quad (4.9)$$

donde Q_i representa el factor de calidad a partir de la absorción intrínseca y Q_s representa el factor de calidad a partir de la atenuación por dispersión.

4.2 Factor de calidad Q_c

Como ya se mencionó párrafos arriba, se denota como Q al factor de calidad de las ondas sísmicas, pero si este factor es determinado a partir del estudio de la coda de una señal sísmica entonces se denotara como: " Q_c ", donde el subíndice " c " se refiere a la coda y Q al factor de calidad, entonces tenemos que el factor Q_c es el factor de calidad de la coda de una señal sísmica.

Este factor Q_c es un parámetro adimensional, positivo y es dependiente de la frecuencia, que incluye la suma de las contribuciones de la absorción anelástica y la dispersión, y permite estimar en promedio las características anelásticas del medio, ya que representa el comportamiento obtenido a partir de múltiples trayectorias distintas en un medio heterogéneo, y que por lo tanto el valor obtenido es una medida de la anelasticidad del medio comprendido entre la superficie y la máxima profundidad alcanzada por las ondas, relacionadas a su vez, con la máxima distancia epicentral analizada.

El conocimiento de los valores regionales del factor Q_c de las ondas coda y su variación espacial tiene una considerable relación con la tectónica y sismicidad, siendo un tema importante en el análisis de riesgo sísmico y la ingeniería sismológica (Singh y Herrmann, 1983; Jin y Aki, 1988). Se puede estimar usando el modelo de dispersión simple para la generación de ondas coda (Aki y Chouet, 1975; Sato, 1977) que se basa en el análisis del sismograma obtenido en diferentes bandas de frecuencia, aunque este modelo ya no se considera una suposición válida (Gao et al, 1983; Frankel y Wennerberg, 1987), es todavía utilizada ya que se encontró que la estimación del factor Q_c es similar al factor de calidad de la onda S directa, y representa a la atenuación característica de una región determinada.

El modelo de dispersión simple, propuesto por Aki y Chouet (1975), es el más utilizado, porque facilita la comparación con otros estudios realizados en diferentes lugares, es así que un número importante de trabajos aportaron evidencias que confirman la teoría y han establecido su validez como punto de partida de los diferentes modelos teóricos (Chouet, 1976; Rautian y Khalturin, 1978; Herrmann, 1980; Singh y Herrmann, 1983; Zeng, 1993).

Sin embargo, Rautian y Kalurin (1978), encontraron que este modelo es válido solo para un lapso de tiempo “ t ” mayor que alrededor dos veces el tiempo de viaje de la onda S (T_s).

Entre otras características físicas que afectan al factor Q_c la temperatura también, probablemente desempeña un papel dominante por debajo de la corteza superior (Sarker y Abers, 1999). Es ampliamente aceptado que el valor del factor Q_c en alta temperatura o magma en área de intrusión es generalmente bajo.

Gao (1992) sugirió que si las ondas coda reflejan principalmente la atenuación por efectos de la absorción anelásticas, el valor del factor Q_c , debe ser muy sensible a la temperatura y el contenido de líquido dentro del cuerpo detectado. Sin embargo, si las actividades son causadas por pequeñas variaciones de tensión, el valor del factor Q_c puede ser menos sensible a la variación de tensión en comparación con la temperatura, por lo tanto puede ser menos sensible a los precursores relacionados con la tensión.

4.3 Importancia del factor Q_c

La determinación promedio del factor Q_c es especialmente útil en estudios de peligrosidad e ingeniería sísmica, donde se busca poder caracterizar el resultado global de un medio en relación con diversos factores (atenuación, respuesta del suelo, etc.), sin entrar en muchos detalles sobre la naturaleza y contribución de los diversos procesos puestos en juego o las particularidades propias de cada unidad geológica. Es decir, lo que se pretende es conocer el comportamiento genérico del medio a efectos prácticos de construcción sismo resistente y prevención de daños (García, 2001).

A partir de métodos más complejos y una mayor cantidad de datos es posible elaborar un mapa de regionalización del factor Q_c para una determinada zona (e.g., Singh y Herrmann, 1983; Pujades et al., 1990; Pérez, 2000) y conocer de este modo la variación de la atenuación en dicha área. También puede realizarse un análisis de la distribución del factor Q_c con la profundidad (e. g., Ibáñez et al., 1990), cuya variación se debe a la falta de elasticidad del manto terrestre. En consecuencia este conocimiento permite no solo estimar la variación de la atenuación en la región, sino también distinguir diferentes elementos tectónicos de la misma, como por ejemplo la posición de la litósfera de una placa en subducción, la cual presenta baja absorción y por lo tanto elevado factor Q_c , en

cambio dentro del manto superior, elevada absorción y valores bajos del factor Q_c (Sacks, 1977).

El factor Q_c y el estudio de su variación con la frecuencia es una herramienta para la delineación de elementos tectónicos en un área, la estimación de la actividad tectónica en la misma y el análisis de la proporción en que los distintos mecanismos implicados contribuyen a la atenuación.

También es de esperar cambios del factor Q_c para periodos de tiempo suficientemente largos, que podrían reflejar variaciones en el estado de esfuerzos litosféricos antes y después de un gran terremoto.

4.4 Ley de dependencia frecuencial (Q_0)

En los tratamientos del proceso de dispersión se vio que el factor Q_c se relaciona con la distribución y dimensiones de las heterogeneidades y debido a eso muestra una dependencia con la frecuencia. La inversa del factor Q_c toma valores del orden de 10^{-2} para 1Hz y decrece a 10^{-3} para frecuencias cercanas a 20 Hz. Q_c es generalmente menor en regiones volcánicas y en la corteza superior (Badi, 2011).

Este hecho surgió a partir de diversos estudios del factor Q_c (Aki y Chouet, 1975; Rautian y Khalturin, 1978). En dichos estudios se observó que el factor Q_c aumentaba con la frecuencia (menor atenuación) para los grandes periodos, y que para un rango de frecuencias entre 1 y 10 Hz dicho aumento podía expresarse mediante una ley de la forma (Herrmann, 1980; Aki, 1982):

$$Q_c = Q_0 f^n \quad (4.10)$$

donde, Q_0 es el valor del factor Q_c evaluado a la frecuencia de $f = 1$ Hz, n es el exponente que define la dependencia con f . Esta expresión es válida para $f > 1$ Hz, ya que para frecuencias menores se han encontrado valores del factor Q_c casi constantes. Los valores de n ajustados se encuentran entre 0.5 y 1 en la mayoría de los casos estudiados (Sato y Fehler, 1998). La comparación de los valores de Q_0 ha permitido ver claramente que es mayor en áreas tectónicamente estables y menor en áreas activas.

La dependencia frecuencial Q_0 , generalmente se ha utilizado para ajustar su variación con los diversos regímenes tectónicos de las áreas estudiadas. Esta propiedad del medio,

obtenida mediante el análisis de la coda, es importante en estudios de regionalización sísmica (Singh y Herrmann, 1983; Pujades et al., 1990).

Una fuerte dependencia de Q_0 con la frecuencia, se manifiesta en valores altos de n que corresponde con los valores más bajos de Q_0 , de modo que a mayor atenuación, mayor variación de ella con la frecuencia. Así mismo se encontró que los valores de Q_0 dependen fuertemente del régimen tectónico de cada área, de modo que para regiones de baja actividad sismotectónica y corteza gruesa más o menos estable se tienen valores de Q_0 muy altos y valores de n muy bajos que sugieren una baja atenuación. Inversamente, para regiones de alta actividad sismotectónica, corteza joven y delgada (o, por ejemplo, importantes potencias de sedimentos; en suma, material más flexible) además de elevado flujo térmico, por tanto menor velocidad de las ondas sísmicas, los valores de Q_0 son bajos; mientras que, n se eleva, lo que en conjunto indica una elevada atenuación.

Así mismo, recientemente se ha encontrado que la frecuencia de Q_c depende de la longitud de las codas utilizadas, incluso para la misma área (Roecker et al. 1982; Gagnepain – Beyneix, 1987), de ahí que no se pueda comparar los valores de Q_c estimados para áreas de similar contexto geológico, debido a que los estudios no usan una misma determinada longitud de ondas coda.

Puesto que los valores de n están asociados con la tectónica del medio, es posible usarlos para estudios de amenaza sísmica, es así que valores altos del exponente están asociados a valores de amenaza sísmica intermedia o alta, y los valores altos del factor Q_c van asociados a bajas dependencias frecuenciales y se hallan en regiones con bajo riesgo sísmico.

4.5. El factor Q_c y la hipótesis de dispersión simple

Las propuestas sobre modelado del factor de calidad de las ondas coda (Q_c) han evolucionado desde la primera idea planteada por Aki (1969), quien supuso que las ondas coda se propagan en un medio homogéneo e isótropo donde las heterogeneidades se encuentran dispuestas de manera aleatoria pero uniformemente distribuidas, y donde fuente y receptor son coincidentes. Este modelo, basado en esparcimiento débil, es conocido como Modelo de Retrodispersión Simple, y fue punto de inspiración de algunos métodos propuestos con posterioridad. El punto de inicio de esta teoría se basa en que el espectro de potencia de las ondas coda se puede expresar de la forma:

$$P(\omega, t) = S(\omega) \cdot C(\omega) \cdot R(\omega) \quad (4.11)$$

donde $S(\omega)$ tiene información sobre los parámetros focales, $C(\omega)$ de las características de la región y $R(\omega)$ de las condiciones y sistema de registro. Esta ecuación es válida para $t > 2t_s$ siendo t_s el tiempo de llegada de las ondas S (Rautian y Khalturin, 1978). La forma de $P(\omega, t)$ fue expresada por Aki y Chouet (1975) en su modelo de Retrodispersión Simple (*Single Back-Scattering*) bajo las siguientes premisas:

1. La coda está compuesta por ondas S.
2. Se desprecian los efectos debidos a dispersión múltiple.
3. Los dispersores están distribuidos de forma uniforme y aleatoria.
4. El medio de propagación es uniforme y limitado sólo en superficie.

De acuerdo a la hipótesis de Aki y Chouet (1975) con el modelo de retrodispersión simple, la envolvente de desplazamiento $A(f, t)$ de las ondas coda en una banda de frecuencias f puede ser expresada de la siguiente manera:

$$\text{Ln}[t^2] A_{\text{obs}}[f(r, t)] = C - Q_c^{-1} 2\pi ft \quad (4.12)$$

dónde: C es una constante que depende de la frecuencia, $A_{\text{obs}}[f(r, t)]$ es la amplitud media del registro, Ln es el logaritmo natural, t es el tiempo medido desde el tiempo origen del sismo, r es la distancia de la fuente a la estación, y Q_c es el factor que contiene información de la atenuación de la energía sísmica.

El modelo de Aki y Chouet (1975) supone que las ondas coda del sismo local están compuestas por la suma de ondas S producidas por heterogeneidades dentro del medio en el cual se propagan. Por lo tanto, las ondas coda es la porción de sismograma correspondiente a la retrodispersión de las ondas S donde la fuente y el receptor se encuentran en el mismo punto y la radiación es esférica.

De acuerdo a estas consideraciones, la ecuación (4.12) también puede ser expresada como:

$$Y = b X + C$$

Donde

$$Y = \text{Ln}[t^2] A_{\text{obs}}[f(r, t)]$$

$$X=2\pi ft$$

$$b = Q_c^{-1} \quad (4.13)$$

Q_c^{-1} es calculada a partir de la pendiente b , utilizando la solución por mínimos cuadrados (ecuación 4.13), y mediante este método se determinara el valor de Q_c para la zona de estudio de la presente investigación.

La Figura 4.1, extraída de Sato y Fehler (1998), reúne valores de Q_c estimados en función de la frecuencia en numerosas regiones del mundo. Esta figura muestra la correspondencia entre las altas frecuencias y los valores bajos del factor Q_c , característica que es respaldada por la teoría antes descrita.

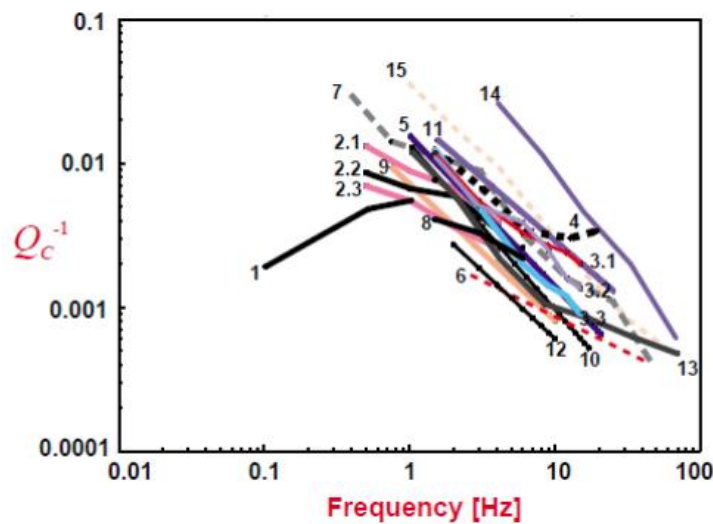


Figura 4.1. Atenuación de coda Q_c^{-1} en función de la frecuencia para varias regiones (Extractada de Sato y Fehler, 1998).

- 1, Centro y centro-sur de Alaska (Biswas y Aki, 1984);
- 2.1, Islandia; 2.2, Galápagos; 2.3, Guam (Jin et al., 1985);
- 3.1, California central; 3.2, Hawaii; 3.3, Long Valley en California (Mayeda et al., 1992);
- 4, región volcánica Campi Flegrei, sur de Italia (del Pezzo et al., 1985);
- 5, Mar Muerto, Asia (Eck, 1988);
- 6, Garm, Asia central (Rautian y Khalturin, 1978);
- 7, Indu-Kush, Asia (Roecker et al., 1982);
- 8, Kanto-Tokai, Japón (Fehler et al., 1992);
- 9, New England, U.S.A. (Pulli, 1984);
- 10, sur de Noruega (Kvamme and Havskov, 1989);
- 11, Petatlan, Guerrero, México (Rodriguez et al., 1983);
- 12, Carolina del Sur, U.S.A. (Reha, 1984);
- 13, Nagano occidental, Japón (Kosuga, 1992);
- 14, corteza superior en Ashio, Japón (Baskoutas and Sato, 1989);
- 15, corteza superior en Nagano occidental, Japón (Kosuga, 1992).

La definición y fin de las ondas coda resulta ser una cuestión de importancia a la hora de interpretar la naturaleza de las ondas así como su grado de dispersión (Badi, 2011). Aki y Chouet (1975) expresan la energía de la onda secundaria en el receptor a un lapso

de tiempo $t > 2t_s$ (t_s = tiempo de viaje de la onda S). Rautian y Khalturin (1978) recomendaron fijar el inicio de las ondas coda en un lapso de tiempo igual a dos veces el tiempo de la propagación de la onda S, debido a que en este tiempo las ondas coda están libres de restos de ondas S, lo que permite determinar con mayor exactitud la atenuación de las ondas coda.

Rautian y Khalturin (1978) fueron los primeros en concluir que un único valor del factor Q_c no alcanzaba a describir la envolvente de las ondas coda completas ya que sistemáticamente cambiaba su forma de decaimiento con el lapso de tiempo. En todos los trabajos citados se ha encontrado que el factor Q_c crece con el lapso de tiempo, por lo que la mayoría de los investigadores han sugerido que la energía que llega hacia el final de las ondas coda han atravesado regiones con menor atenuación que su predecesora. De este modo se sugería una dependencia de la atenuación con la profundidad (Del Pezzo et al., 1990).

CAPÍTULO V

APLICACIÓN A LA ZONA SUROCCIDENTAL DEL PERÚ

A continuación se realiza la aplicación del método de dispersión simple para analizar las características de atenuación en el borde suroccidental del Perú, esta región se caracteriza por presentar un alto grado de sismicidad, el mayor número de volcanes y la mayor unidad estructural representada por la Cordillera Andina.

5.1 Información utilizada

La información utilizada en este estudio fue adquirida de la Base de Datos de la Red Sísmica Nacional (RSN) a cargo del área de sismología del Instituto Geofísico del Perú. Esta información corresponde a los sismos registrados en la región sur del Perú, durante el año 2013 por las estaciones sísmicas de Guadalupe, Quilca y Toquepala, cuyas coordenadas se observan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Coordenadas de las estaciones utilizadas en este estudio.

Estación	Lat.	Long.	Altura (m)
Guadalupe	-14.00	-75.79	690
Quilca	-16.72	-72.43	60
Toquepala	-17.30	-70.64	2586

De un total de 300 eventos sísmicos descargados de la base de datos se discriminaron aquellos que no presenten claridad en las fases P y S, señales ruidosas, saturadas y superpuestas, seleccionándose solo aquellas que presenten un claro decaimiento exponencial de su amplitud en el registro (Figura 5.1). Después de la selección, quedaron 64 eventos que fueron observados en cada una de las tres estaciones sísmicas, para elegir en que estación fueron mejor recepcionadas y que sean útiles para el análisis, es así que de los 64 eventos; 29 fueron recepcionadas en la estación Quilca, 22 en Toquepala y 13 en Guadalupe, cabe mencionar que la estación Quilca se encuentra en el centro de la zona de estudio y por lo tanto las señales que llega a registrar traen

información de ambos extremos de la zona de estudio. Los epicentros de estos eventos sísmicos, así como la ubicación de las estaciones sísmicas se muestran en la Figura 5.2.

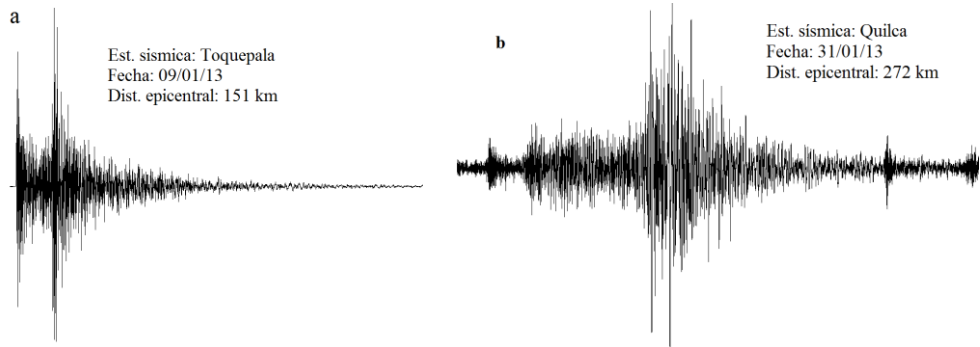


Figura 5.1. Señal sísmica de un evento registrado el 28 de enero del 2013. a) Estación Toquepala, señal con claro decaimiento exponencial de su amplitud, se nota la coda, señal óptima; (b) En la estación Quilca, señal saturada no óptima. Fuente de datos: IGP.

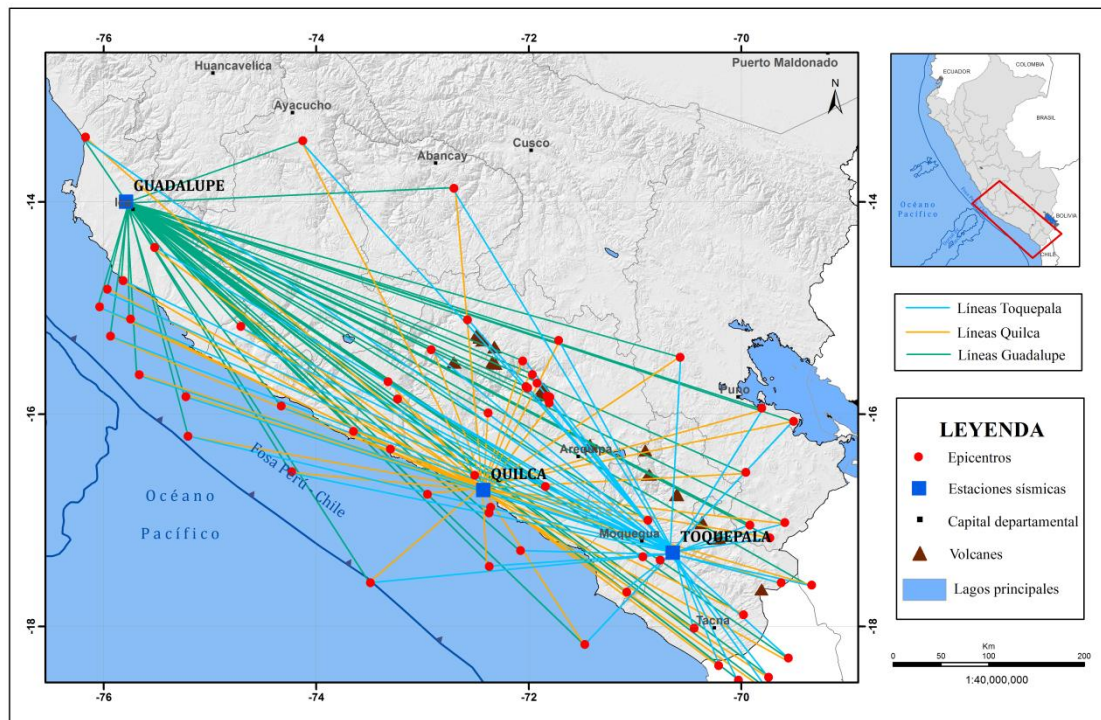


Figura 5.2. Distribución espacial de los sismos (círculos rojos). Los cuadrados azules representan las estaciones sísmicas de las que se descargaron los datos, Guadalupe; Quilca y Toquepala. Y las líneas de colores indican el análisis que se realizó para los 64 eventos sísmicos en las tres estaciones.

5.2 Procesamiento

La sola observación del registro de un sismo permite tener una idea inicial de cómo es el factor Q_c en una determinada región. Cuando el decaimiento de la coda dura mucho tiempo, quiere decir que la atenuación es relativamente baja, lo que dará un Q_c alto, pero si el decaimiento termina rápidamente indica que la atenuación es relativamente alta dando un Q_c bajo. Sin embargo para determinar cuantitativamente el valor del factor Q_c es necesario analizar a mayor detalle el registro sísmico.

Para determinar los valores del factor Q_c , primero es necesario determinar la ventana de análisis de las ondas coda, que inicia en un tiempo $2t_s$, siendo " t_s " el tiempo de viaje de la onda S desde el tiempo origen del sismo (Figura 5.3). Este parámetro es considerado debido a que en este tiempo la amplitud de la coda, en función de la distancia, es casi constante (Rautian y Khalturin, 1978). El final de la coda está marcado en un tiempo antes de que la señal empiece a confundirse con el ruido.

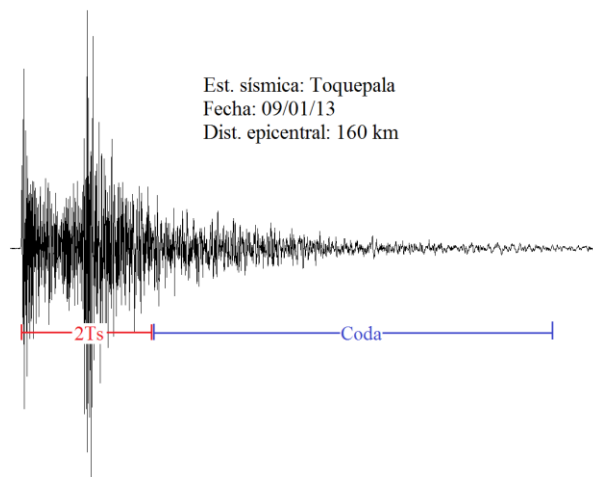


Figura 5.3. Ejemplo de la coda (conjunto de ondas coda) de un sismo registrado el 9 de enero del 2013 en la estación Toquepala.

Margerin et al. (1999) y Campillo et al. (1998) determinaron que para frecuencias cercanas a 1 Hz, Q_c depende fuertemente del camino de la onda sísmica en la corteza. Por lo tanto, se espera que Q_c a bajas frecuencias tenga fuertes variaciones regionales, correlacionadas con heterogeneidades y espesores de la corteza. En este estudio, el Q_c se analiza a frecuencias centrales que van de 1.5 Hz a 7 Hz (Tabla 5.2), considerando además que a estas frecuencias, la energía sísmica se correlaciona y difiere mejor las propiedades físicas de los ambientes volcánicos.

Tabla 5.2. Frecuencias de análisis en este estudio.

Frecuencia de análisis		
Min.	Max.	Central
1.0 Hz	2.0 Hz	1.5 Hz
2.0 Hz	4.0 Hz	3.0 Hz
2.0 Hz	6.0 Hz	4.0 Hz
4.0 Hz	6.0 Hz	5.0 Hz
4.0 Hz	8.0 Hz	6.0 Hz
6.0 Hz	8.0 Hz	7.0 Hz

Para determinar el valor de Q_c se utilizó el software Coda Q (Havskov, 1985). Un ejemplo de la salida del programa se muestra en la Figura 5.4. La primera figura representa a la señal original, el rectángulo en líneas discontinuas indica la ventana de análisis de lacoda, en los gráficos de abajo, a la izquierda, la señal analizada a la frecuencia mencionada y a su derecha la curva de amplitud vs tiempo, que mediante una regresión lineal obtiene los valores del factor Q_c de acuerdo a la hipótesis de Aki y Chouet (1975).

Se observa que para cada frecuencia, Q_c toma diferentes valores, la razón es que Q_c es un parámetro dependiente de la frecuencia, y la coda de una señal sísmica es una mezcla de frecuencias. La variedad de frecuencias en una señal sísmica, está condicionada por la variedad de elementos que encuentre una onda en su trayectoria desde la fuente hasta la estación de registro. Estos elementos que se comportan como dispersores dependen de la geología y tectónica de una región. Ondas de frecuencia alta, indican efectos de pequeños dispersores y ondas de baja frecuencia, describen los efectos de grandes dispersores.

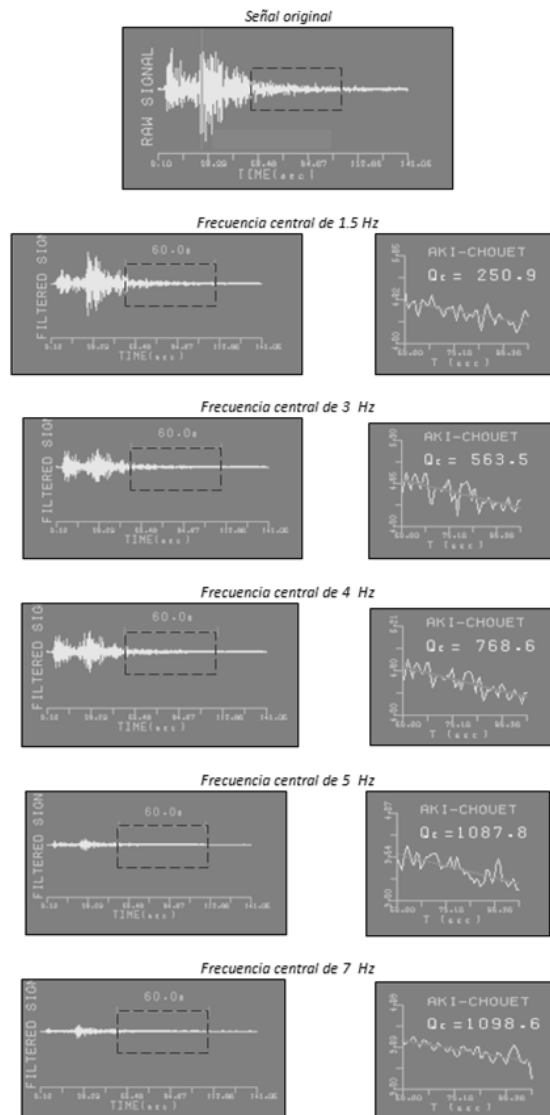


Figura 5.4. Señal de un evento sísmico de magnitud M_w de 5.3, registrado el 22/01/2013 en la estación Quilca. Ejemplo de señales de salida del programa Lg coda. En la parte superior se muestra la traza original y en la parte inferior las ventanas de coda analizadas para cada frecuencia.

CAPÍTULO VI

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

En este capítulo se realiza el análisis e interpretación de los resultados obtenidos en este estudio, analizando la tectónica y sismicidad del área; se analiza el comportamiento de Q_c con la frecuencia, y la ley de dependencia frecuencial a partir del valor de Q_0 , se interpreta los isovalores de Q_c a la frecuencia de mayor interés y se elaboran perfiles en base a la misma para determinar las variaciones del factor Q_c .

6.1 Variaciones del factor Q_c con la frecuencia

En la Tabla 6.1, se muestra los valores promedio del factor Q_c obtenidos para cada estación sísmica utilizada en este estudio. Los resultados indican que el factor Q_c aumenta en forma directa con la frecuencia. Valores altos de factor Q_c reflejan pequeñas pérdidas de energía, que pueden traducirse como una baja atenuación de las ondas en el medio. A medida que los valores del factor Q_c se hacen menores, reflejan una pérdida importante de energía; es decir, alta atenuación.

Tabla 6.1. Valores de Q_c hallados para las tres estaciones en los rangos de frecuencia de 1.5 Hz a 7 Hz.

Hz	GUA	QLK	TOQ
1.5	298	324	319
3	519	493	525
4	683	595	628
5	729	670	717
6	937	720	753
7	962	789	982

Haciendo una regresión a estos datos es posible obtener una expresión que relacione los valores del factor Q_c en función de la frecuencia, lo que se denomina “Ley de dependencia frecuencial” y esta denotado por:

$$Q_c = Q_0 f^\eta$$

donde Q_0 es Q_c a frecuencia de 1Hz, y η indica el grado de heterogeneidad de la corteza (Aki, 1981). Los resultados se muestran en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2. Leyes de dependencia frecuencial.

Estación	Ley de dependencia frecuencial
Quilca	$Q_c = (241.01) f^{(0.62)}$
Toquepala	$Q_c = (239.26) f^{(0.67)}$
Guadalupe	$Q_c = (234.58) f^{(0.75)}$
Promedio para la región	$Q_c = (238.28) f^{(0.68)}$

Estos resultados sugieren que el área de estudio está conformada por una gran variedad de elementos geotectónicos que se comportan como heterogeneidades de diferentes longitudes de onda que atenúan las ondas sísmicas. Heterogeneidades pequeñas, tendrán longitudes de onda pequeñas y frecuencias altas.

Dentro de estos elementos geotectónicos pueden considerarse a restos de corteza oceánica subducida y flujo de material en la superficie del manto, debido al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana, o áreas de acumulación de material magmático y alta temperatura asociada al arco Volcánico. La Cordillera Andina también es un elemento geotectónico altamente heterogéneo debido a su constante evolución y espesor, conformado por una variedad de estructuras geológicas de alta fracturación por su continua deformación.

Esta dependencia frecuencial de ondas coda, esta también asociada a zonas de mayor actividad sísmica (Rodríguez et al., 1983; Mahdyiar et al, 1986), y esta característica es muy clara en la zona de estudio puesto que es una de las áreas de mayor actividad sísmica en el borde occidental de América del Sur.

La Figura 6.1, muestra el mapa de isovalores de Q_0 , con valores de 150 a 450. Este parámetro Q_0 es inversamente proporcional a la atenuación de una onda sísmica y está fuertemente afectada por la historia de la evolución tectónica de cualquier región. En el borde suroccidental del Perú, la Cordillera Andina se encuentra evolucionando y

deformándose debido a la interacción de las placas de Nazca y Sudamericana; es decir, es una zona geológicamente diversa con una compleja historia tectónica, cuyo ambiente está formado por estratos e irregularidades y cuyo efecto sobre la señal se manifiesta en una modificación de su contenido frecuencial y amplitud; es decir, la señal va perdiendo energía conforme avanza hacia la superficie. En regímenes más estables, como el escudo brasileño, se espera valores, para el factor Q_c mayores a 700, tal como lo sugieren Souza y Mitchell (1998). La presencia de la Cordillera de los Andes juega un rol importante en este proceso.

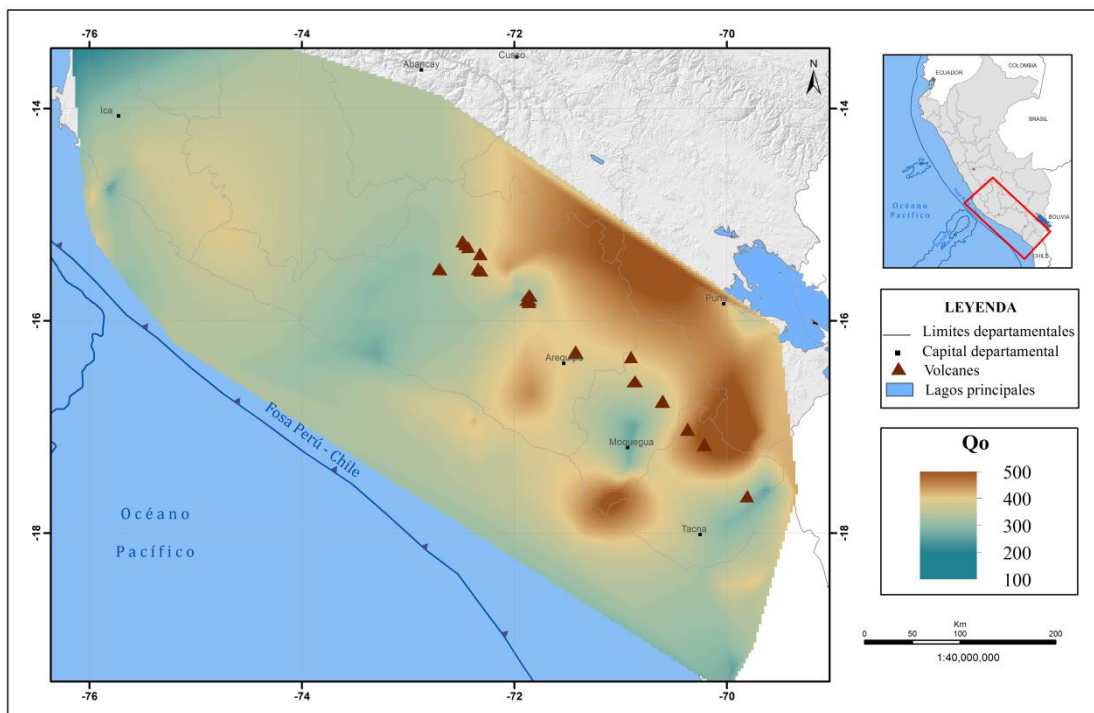


Figura 6.1. Mapa de Q_c a 1Hz (Q_o) para el borde suroccidental del Perú.

La Figura 6.2, muestra el mapa de isovalores del factor de dependencia frecuencial (η), con valores entre 0.1 a 1.5, indicando el alto grado de heterogeneidad denotado por la presencia de fallas y grietas, microfracturas, contenido de fluidos en los poros y procesos magmáticos que contribuyen a la variación en la composición química y a las propiedades mecánicas de las rocas.

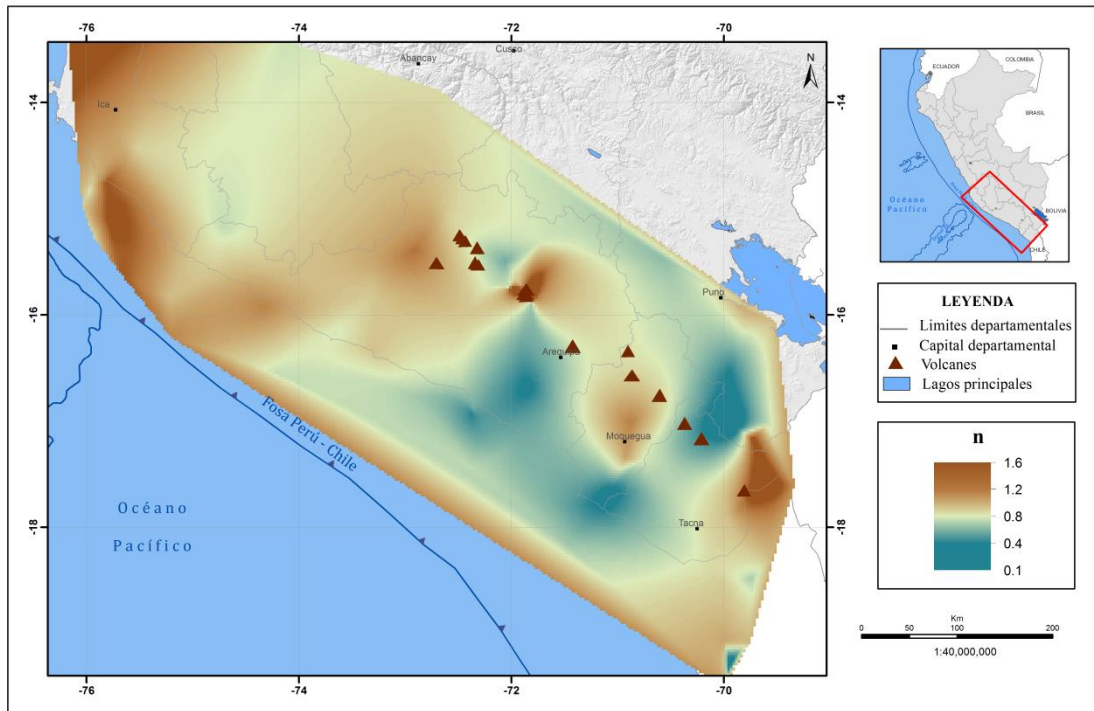


Figura 6.2. Mapa de dependencia frecuencial (η) para el borde suroccidental del Perú.

6.2 Isovalores del factor Q_c

Con todos los valores del factor de Q_c obtenidos para esta zona se elabora el mapa de isovalores para la frecuencia central de 4 Hz (Figura 6.3). Se ha considerado esta frecuencia en zonas que permite caracterizar las propiedades físicas de las más importantes regiones volcánicas activas en el mundo, por ejemplo el Complejo Volcánico del Ruiz, Monte Vesubio, Monte Merapi y Monte Etna.

Para la región sur, el mapa muestra una franja de alta atenuación de las ondas sísmicas entre la fosa y el arco volcánico, la cual puede tener su explicación a que es una zona de fragilidad cortical, primero por el proceso de subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, segundo por la deformación de la Cordillera Andina y también a la presencia del Arco volcánico. El proceso de subducción así como la deformación de la Cordillera Andina aportan a la formación de heterogeneidades que contribuyen a la dispersión de la onda sísmica; mientras que, el arco volcánico, contribuye a la absorción de la energía sísmica debido a la presencia de zonas de alta temperatura y acumulación de material magmático.

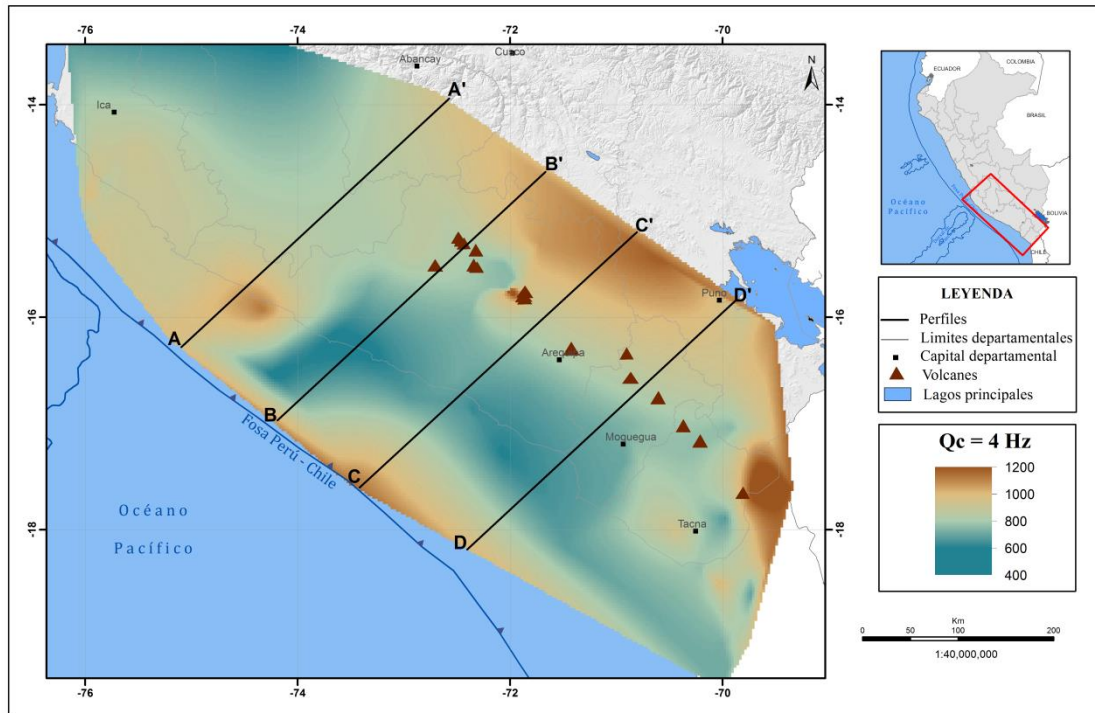


Figura 6.3. Mapa de perfiles (líneas negras) en el mapa de isovalores de Q_c para la frecuencia central de 4 Hz.

En la Figura 6.4 se muestran los perfiles, que permitirán observar con detalle la hipótesis antes mencionada.

Los perfiles B, C, y D, trazados sobre la zona volcánica presentan la misma forma y valores más bajos de Q_c (menores de 600); es decir, la alta atenuación está presente a lo largo de la costa y hacia el interior del continente paralela a la zona volcánica, este comportamiento puede deberse a la presencia de fluidos como el magma, agua y gases, que sumados a la alta heterogeneidad y fracturación de la corteza, afectan a la energía de las ondas sísmicas modificando notoriamente la señal según donde se registre. En su trayectoria la amplitud de las ondas es atenuada por la absorción del medio y por la dispersión en las heterogeneidades encontradas.

Los perfiles A y D corresponden a las zonas sin presencia de volcanes, los valores de Q_c son mayores a 600, definiendo zonas de menor atenuación.

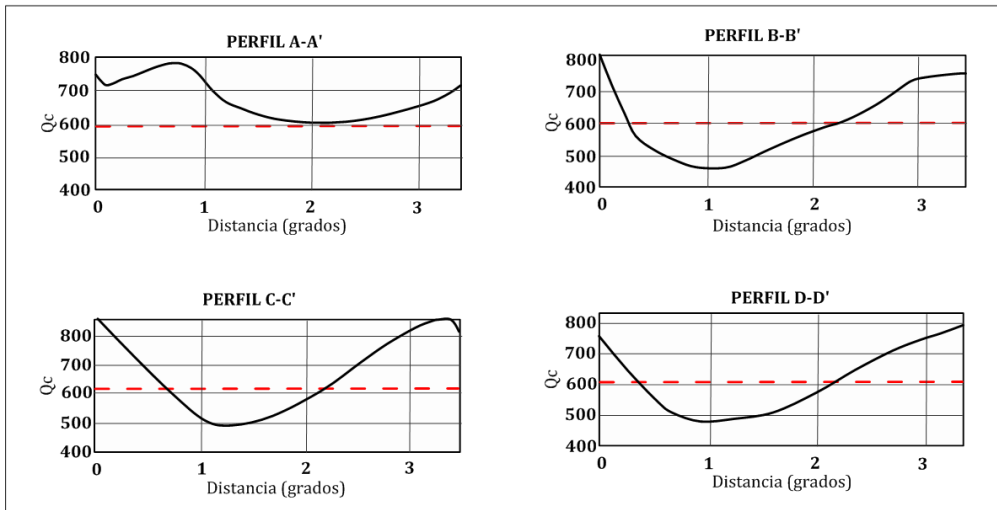


Figura 6.4. Perfiles de Q_c para frecuencia central de 4Hz.

DISCUSIÓN

En la Figura 6.5, se muestra el esquema propuesto para explicar la compleja geodinámica de la zona sur del Perú. En la figura se muestran los principales elementos geodinámicos atenuantes de las ondas sísmicas presentes en la región sur. Primero, se tiene a la interacción de la Placa de Nazca con la Sudamericana en cuyo proceso de subducción, la placa subducida arrastra restos de corteza oceánica hacia la profundidad; después se identifica el constante levantamiento de la Cordillera Andina en cuyo proceso se genera fracturación y la formación de fallamientos cerca de la superficie y en la profundidad, y por último, el arco volcánico conformado por estratos rocosos con altas temperaturas debido a la presencia y ascenso de magma hacia la superficie.

Teniendo presente los resultados obtenidos en este estudio, se puede considerar que los elementos indicados contribuyen tanto, a la atenuación dispersiva como la atenuación intrínseca de la onda sísmica: la primera, causada por efectos de redistribución de la energía sísmica con las heterogeneidades del medio como son fracturas y fallas; y la segunda, por efectos de la absorción de la energía por la presencia de zonas de alta temperatura como es el arco volcánico.

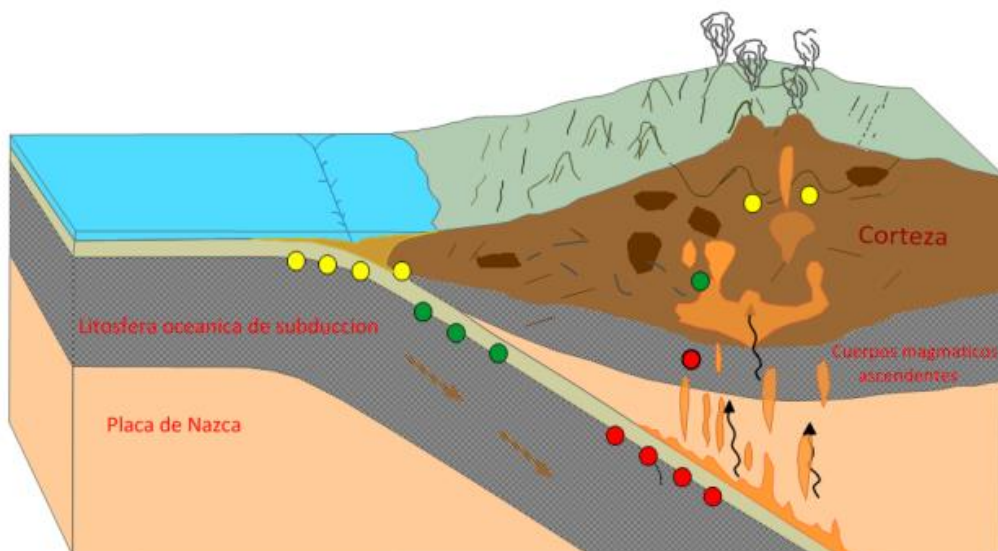


Figura 6.5. Diagrama de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. A mayor profundidad existe la formación de material magmático que asciende hacia la superficie. Se originan eventos sísmicos (círculos de colores) como producto del proceso de subducción y en menor proporción por los volcanes que se formaron por el ascenso de cuerpos magmáticos (Modificado de Mattauer, 1989).

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos en este estudio permite concluir que:

- La determinación del valor del factor Q_c es eficiente para determinar de manera cuantitativa la atenuación que sufren las ondas sísmicas en su trayectoria desde su fuente hasta una estación de registro.
- Para la zona de estudio se muestra una alta dependencia de Q_c con la frecuencia, lo que indica un alto grado de heterogeneidad debido a la presencia de fallas geológicas, zonas de fracturación, agrietamientos y zonas de alta temperatura en profundidad para la zona sur del Perú.
- El mapa de isovalores de Q_c permite determinar que la atenuación se hace más intensa entre la línea de costa y el arco volcánico. La presencia de zonas de alta temperatura y fluidos magmáticos atenúan la ondas sísmicas en su recorrido a través de la tierra.
- El análisis del factor Q_c , permite distinguir que la zona suroccidental del Perú, es una zona de alta atenuación sísmica, condicionada por sus características sismotectónicas, como son la interacción de la placa de Nazca con la Sudamericana, la Cordillera Andina y el Arco Volcánico.

BIBLIOGRAFÍA

- Abbas G., Rahimi H. y Yaminifard F. (2014). Spatial and Temporal Variation of Coda- Wave Attenuation in the Faryab Region, Southeast of the Sanandaj-Sirjan Zone, Using Aftershocks of the Tiab Earthquake of 28 February 2009. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 104, No. 1, pp. 529-539.
- Aki, K. (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. y Chouet, B. (1975), Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Barazangi, M. y Isacks, B. (1979). Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from the spatial distribution of earthquakes: *Geoph. Jour. Roy. Astr. Soc.*, v. 57, 537- 555.
- Dalmayrac, B. y Molnar, P. (1981). Parallel thrust and normal faulting in Perú and constraints on the state on stress; *Earth and Plan. Sc. Let.*, 55, 473-481.
- Dainty, A. M., (1981). A scattering model to explain seismic Q observations in the lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1126-1128.
- Novelo – Casanova y A. Martinez-Bringas (2005). A seismic attenuation zone below Popocatepetl volcano inferred from coda waves of local earthquakes. *Geofísica Internacional*, vol. 44, pp. 177-186.
- Del Pezzo, E., S. Gresta, G. Patane, D. Patane y G. Scarcella (1987). Attenuation of short period seismic waves at Etna as compared to other volcanic areas. In: *Advances in Volcanic Seismology*, Okal E. A. (Editor), Pageoph, 125, 1039-1050.

- DeMets, C., Gordon, R., Argus, D. y Stem, S. (1990). Current plate motions Geophys J. Res, 101, 425-478.
- Fehler, M., M. Hoshihara, H. Sato y K. Obara, (1992). Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance. Geophys. J. Int., 108, 787-800.
- Gir, R., S. Mohan, G. Subhashy M. Choudhury, (1978). Investigation of crustal structure by the analysis of reverberation periodicities. Bull. Seism. Soc. Am. 68; 5; 387-1397.
- Herrmann, R. B., (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes. Bull. Seism. Soc. Am. 70, 447-468.
- Herraiz, M. y A. F. Espinosa, (1986). Scattering and attenuation of high-frequency seismic waves: development of the theory of coda waves. U.S.G.S. Open File Report 86-455.
- Kopnichev, Y. F., (1977). The role of multiple scattering in the formation of a seismogram's tail (English Transl.), Izv. Akad. Nauk SSSR, Fiz. Zemli, 13, 394-398.
- Lee, W:H., Benett, R.E. y Meagher, K.L. (1972), A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. Geol. Surv. Open-File Rep. 28.
- Martínez, C. (2005). Tesis doctoral: Estructura superficial de atenuación para ondas sísmicas directas: P y S, en ambientes volcánicos. Aplicación al volcán Isla Decepción (Antártida) y al volcán Etna (Italia). Universidad de Granada.
- Megard, F. (1978). Etude geologique des Andes du Pérou Central. Mem. Orstom 86, 310pp.
- Rautian, T. J. y Khalturin, V.I. (1978), The Use of the Coda for the Determination of the Earthquake Source Spectrum, Bull. Seismol. Soc. Am. 68, 923-948.