

01174



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

POSGRADO EN INGENIERIA

"ESTIMACION DE ATENUACION USANDO DATOS
MULTICOMPONENTE DE REFLEXION SISMICA"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

MAESTRA EN INGENIERIA (EXPLORACION)

P R E S E N T A

MIRYAM ORTIZ OSORNIO

DIRECTOR DE TESIS: DR. CARLOS CALDERON MACIAS



MEXICO, D.F.

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAestrÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

VOTOS APROBATORIOS

DR. WILFRIDO RIVERA GÓMEZ FRANCO

Coordinador del Programa de Posgrado
en Ingeniería, U N A M
Presente

Por este medio comunico a usted que he leído la tesis titulada: **"ESTIMACIÓN DE ATENUACIÓN USANDO DATOS MULTICOMPONENTE DE REFLEXIÓN SÍSMICA"** para obtener el grado de MAESTRA EN INGENIERÍA en el campo del conocimiento **INGENIERÍA PETROLERA Y GAS NATURAL (Exploración)**, que presenta la alumna **MIRYAM ORTIZ OSORNIO**.

Al mismo tiempo me permito informarle mi decisión de otorgar o no el voto aprobatorio.

JURADO		VOTO APROBATORIO	FIRMA	FECHA
PRESIDENTE	DR. RODOLFO CAMACHO VELAZQUEZ	(S) (NO)		22/07/04
VOCAL	DR. CARLOS CALDERON MACIAS	(S) (NO)		25/06/04
SECRETARIO	M. EN C. JORGE MENDOZA AMUCHASTEGUI	(S) (NO)		6/28/04
SUPLENTE	DR. LUIS C. RAMIREZ CRUZ	(S) (NO)		29/07/04
SUPLENTE	DR. JAIME RAMOS MARTINEZ	(S) (NO)		25/06/04

RESUMEN

Se presentan nuevas metodologías para la estimación de factores de calidad de onda S y convertida de P a S, Q_S y Q_{PS} respectivamente, a partir de datos sísmicos multicomponente. Las metodologías se basan en el ya conocido método de relaciones espectrales para la estimación del factor de calidad de la onda compresional y funcionan en el dominio del *Common Conversion Point* (CCP). También se describe un método modificado para obtener el factor de calidad de la onda P, Q_P , en el dominio del CDP a partir de datos de onda P. Resultados de datos sintéticos muestran que, en un conjunto de capas, Q_P efectivo es aproximadamente independiente del offset. Por otro lado, debido a la asimetría de la trayectoria de la onda convertida el valor de Q_{PS} efectivo cambia con el offset. Además, Q_{PS} , varía linealmente con la relación de los tiempos sencillos, t_P/t_S . Es posible obtener Q_{PS} de offset cero a partir de ésta relación lineal. La estimación de Q_S usando datos de onda convertida necesita el conocimiento previo de Q_P y de uno de los tiempos sencillos de viaje t_P o t_S .

Un descubrimiento importante de este trabajo es que Q_{PS} de cero offset está relacionado con $\gamma = V_P/V_S$ and $\Theta = Q_P/Q_S$. Entonces, es factible usar este parámetro como un atributo relacionado a la litología y al tipo de fluido en el espacio poroso. Esto se demuestra calculando Q_{PS} con medidas de laboratorio, publicadas previamente, de velocidades y factores de calidad de onda P y S. El análisis de esta información muestra que en arenas saturadas con agua, Q_{PS} correlaciona bien con el contenido de arcilla y la permeabilidad. De la misma forma, un análisis con mediciones en arenas saturadas con fluidos de distinta viscosidad, sugiere que un gráfico cruzado Q_S versus Q_{PS} es una poderosa herramienta para discriminar el tipo de fluido del espacio poroso.

Se presentan resultados preliminares de la aplicación de los métodos en una línea sísmica 3C del campo Blackfoot, localizado en la provincia de Alberta, Canadá. La interpretación cuantitativa de secciones estimadas de Q_P y Q_{PS} muestra los principales grupos sedimentarios de la zona. Una ventaja del procedimiento para estimar Q_{PS} , es que no es más complicado de lo que es el procedimiento para estimar Q_P .

ABSTRACT

New methodologies for estimating the shear-wave and the converted-wave quality factors, Q_S and Q_{PS} respectively, from multicomponent seismic data are proposed. Methodologies are based on the well-known spectral-ratio method for estimating the compressional quality factor and work in the Common Conversion Point (CCP) domain. Also, a modified method to obtain the compressional-wave quality factor, Q_P , in the CDP domain from P-wave data is described. Results from synthetic data show the effective Q_P is nearly offset independent for a stack of layers. On the other hand, due to the asymmetry of the converted-wave raypath, effective Q_{PS} changes with offset. Furthermore, Q_{PS} varies linearly with the ratio of the one-way times, t_P/t_S . It is possible to obtain the zero offset Q_{PS} from this linear relation. Estimation of Q_S from the converted-wave data requires previous knowledge of Q_P and one of the one-way times t_P or t_S .

An important finding of this work is that Q_{PS} at zero offset relates to $\gamma=V_P/V_S$ and $\Theta=Q_P/Q_S$. Hence, it is plausible to use this parameter as an attribute linked to lithology and fluid pore type. This is demonstrated by calculating Q_{PS} from laboratory measurements of shear- and compressional-wave velocities and quality factors that have been published in the literature. Data analysis from this test shows that in water-saturated sandstones, Q_{PS} is well-correlated to clay content and permeability. Likewise, an analysis on measurements in sandstones saturated with pore fluids of different viscosity, suggests that a Q_S versus Q_{PS} crossplot is a powerful tool to discriminate pore fluid type.

Preliminary results from applying the methods to a 2D-3C dataset from Blackfoot field, located in the province of Alberta, Canada, are presented. A quantitative interpretation of the estimated Q_P and Q_{PS} sections shows the main sedimentary groups known to exist in the region. An advantage of the proposed scheme for retrieving Q_{PS} estimation, is that it is no more complicated to do than it is for Q_P .

AGRADECIMIENTOS

Especialmente quiero agradecer a mis padres por ser el apoyo más sólido de mi carrera. A mi mamá, María, por haberme enseñado a seguir adelante. A mi papá, Dámaso, por sus sabios y oportunos consejos. A mis hermanos por que se que siempre están ahí.

A Daniel, por enseñarme a negociar sin ceder, y por darle tanta alegría a mi vida.

A mis primas Yazmín y Frinee, por ser las únicas personas que me soportan.

Al extinto grupo de sismología multicomponente por haberme aceptado como un miembro más. A Jaime y principalmente a Carlos por haber tenido la decisión de sacar este trabajo adelante, en realidad se han ganado mi respeto. A Alfonso porque jamás dejó de tener interés en mi trabajo y a Raúl, cada uno de sus comentarios me fue siempre de gran ayuda. Al invaluable apoyo moral y técnico de Tatiana, quien proceso en no se sé cuantas ocasiones los datos para este trabajo.

A Ross y Úrsula por haberme dado alojamiento en su cubículo, y por sus extensas cátedras del mundo de la investigación.

Al Dr. Carlos Valdés por enseñarme a amar la investigación.

A Debi por sacarme de la rutina y ayudarme a hacer mi vida más relax.

Finalmente y de manera muy especial quiero agradecer al proyecto D.00083 y al PROFE, ambos del IMP, por el apoyo económico. Obviamente al comité de mi jurado, que se portaron excelentemente y que me hicieron comentarios que fortaleció este trabajo.

Sé que seguramente voy a recibir represalias porque no sé a cuanta gente olvide, pero en serio esto fue lo primero que recordé. Y a falta de tiempo.....

CONTENIDO	PAG
RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN	1
Capítulo 2. CÁLCULO APROXIMADO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS DONDE SE INCLUYE EL EFECTO DE ATENUACIÓN	5
2.1 Reflexión y transmisión de energía.....	5
2.2 Efecto de atenuación debido a la propagación.....	9
2.3 Campo de desplazamientos.....	13
Capítulo 3. OBTENCIÓN DE FACTORES DE CALIDAD	19
3.1 Obtención del factor de calidad para el caso de ondas puras.....	19
3.2 Obtención del factor de calidad del modo simple ascendente en el caso de ondas convertidas.....	23
3.3 Obtención del factor de calidad de la onda convertida.....	26
3.4 Obtención del factor de calidad en un medio estratificado.....	30
3.5 Aplicación en datos sintéticos.....	35
3.5.1 Caso PP.....	35
3.5.2 Caso PS.....	38
Capítulo 4. RELACIÓN ENTRE EL FACTOR DE CALIDAD Y OTRAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS	43
4.1 Resultados generales.....	43
4.2 Gráficos cruzados para arcillosidad.....	51
4.3 Gráficos cruzados para permeabilidad.....	55
4.4 Gráficos cruzados para porosidad.....	59
4.5 Relación con la viscosidad.....	63
4.6 La importancia de Q_{PS}	67
Capítulo 5. APLICACIÓN EN DATOS REALES	68
5.1 El campo Blackfoot.....	68
5.1.1 Geología y ubicación.....	68
5.1.2 Diseño de la adquisición.....	71
5.2 Obtención de factores de calidad.....	72
5.2.1 Correlación de eventos.....	74
5.2.2 Obtención de la ondícula fuente.....	78

5.2.3	Estimación de Q_P	79
5.2.4	Estimación de Q_{PS}	82
5.2.5	Análisis de resultados.....	84
Capítulo 6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	87
	REFERENCIAS.....	91
	APÉNDICE A.....	95
	APÉNDICE B.....	97
	APÉNDICE C.....	102

INTRODUCCIÓN

En sismología de exploración se considera tradicionalmente que el medio de propagación de onda es acústico e isótropo, es decir que, sólo se considera la propagación de ondas compresionales, y que las pérdidas de energía se deben principalmente a la divergencia esférica (ver p. ej., O'Doherty y Anstey, 1971 y Yilmaz, 2001). Recientemente, el uso de la sismología de tipo multicomponente, donde no sólo se considera la propagación de ondas P^* , sino también la propagación de ondas S^\dagger , ha demostrado que considerar la elasticidad del medio puede ser, por ejemplo, de gran ayuda para mejorar la imagen sísmica del subsuelo (Garotta, 2000) y para una mejor estimación de parámetros elásticos (Larsen, 1999). Por otra parte, también se ha observado que considerar la anelasticidad del medio, es decir, las pérdidas de energía originadas por fricción interna, es de gran importancia, principalmente, en la identificación del tipo de fluido que satura el espacio poroso de las rocas. Este último punto ha quedado un poco rezagado debido a que cuantificar la anelasticidad del medio a partir de datos sísmicos de reflexión, suele ser más complicado que en muestras de laboratorio. El desarrollo de nuevas tecnologías que permiten tener una mejor resolución y relación señal a ruido en la adquisición sísmica, indican que usar en conjunto la atenuación sísmica de la onda P y de la onda S, puede ser útil en la localización de yacimientos económicamente sustentables (Klimentos, 1995).

La sismología de tipo multicomponente involucra fuentes de hasta tres componentes (vertical, radial y transversal) y receptores que registran tres componentes de desplazamiento (vertical, radial y transversal). Esto permite tener un registro más confiable del comportamiento del campo de desplazamientos y con ello, una mejor estimación de las propiedades físicas del medio. Comúnmente, la adquisición multicomponente se hace con una fuente compresional, un receptor vertical y uno transversal, lo que origina secciones de onda compresional y convertida de P a S.

Debido a que la velocidad de onda compresional es mayor que la velocidad de onda de cizalla, la resolución en profundidad de las ondas transversales es, en teoría, superior a la obtenida con datos de onda compresional. No obstante, esto no sucede en datos reales (Bourbié, 1982; Garotta, 2001 y Bale y Stewart, 2002 a y b). Este fenómeno es atribuido a la atenuación del medio, que en general es mayor para la onda S que para la P (Martín y Stewart, 1994; Deffenbaugh et al., 2000; Bale y Stewart, 2002 a y b).

La atenuación también juega un papel importante en el estudio de las amplitudes en los datos sísmicos. Autores como Samec y Blangy (1992), Adriansyah y McMechan (1998), Carcione et al. (1998), Koesoemadinata y McMechan (2001b) y Ursin y Stovas (2002), entre otros, han estudiado de forma teórica, el efecto de atenuación en la variación de amplitudes con la distancia horizontal fuente-receptor (offset), encontrando que, a diferencia de otros efectos,

* También conocida como primaria, compresional o longitudinal.

† También conocida como secundaria, transversal, de cortante o cizalla.

el de atenuación se observa desde el offset cero y se incrementa considerablemente conforme el offset.

Un parámetro adimensional frecuentemente usado para cuantificar la atenuación de las ondas en el medio, es el factor de calidad Q , que es inversamente proporcional a la atenuación. En el apéndice A de este trabajo, se da una definición de Q y su relación con otros parámetros para medir la atenuación. Experimentos de laboratorio han demostrado que el factor de calidad depende directamente de diversas propiedades de las rocas, y que se pueden establecer relaciones empíricas con varias de ellas (Klimentos y McCann, 1990; Best et al., 1994 y Koesomadinata y McMechan, 2001a). Por ejemplo, se ha mostrado que la atenuación decrece con el incremento de la presión, que los decrementos son mínimos a altas presiones (>50 MPa aproximadamente) y es menos sensible a las variaciones de presión en el caso de una roca seca (Toksöz et al., 1979; Winkler, 1979; Winkler y Nur, 1979 y Tao et al., 1995). Tanto el factor de calidad de onda P como el de onda S tienden a disminuir con la arcillosidad (Klimentos y McCann, 1990 y Best et al., 1994). El factor de calidad de onda P se ha propuesto como una medida indirecta de permeabilidad (Martín et al., 1999 y 2000, Baztle et al. 2001). De hecho, se ha encontrado que la atenuación disminuye con la permeabilidad y que esta dependencia es mayor en el caso de ondas P, donde se observa un abrupto incremento del factor de calidad en rocas con permeabilidad mayor a 100 mD (Klimentos y McCann, 1990 y Best et al., 1994). También se ha propuesto de forma teórica, que la atenuación tiene relación con el aspecto geométrico de los poros o fracturas (Mavko y Nur, 1979 y O'Connell y Budiansky, 1977). Con datos de laboratorio, se ha demostrado que la atenuación disminuye con el tamaño de grano en rocas sedimentarias (Prasad y Meissner, 1992).

Existen diversos mecanismos que influyen en la atenuación de la energía sísmica, y son distintos en los líquidos y en los sólidos (Knopoff, 1964; Jackson y Anderson, 1970 y Johnston et al., 1979). En los líquidos la atenuación varía con el cuadrado de la frecuencia y en los sólidos es función lineal de la misma. Sin embargo, es difícil diferenciar entre los distintos mecanismos de atenuación a partir de datos sísmicos. Medidas de atenuación realizadas en laboratorio, han servido para indicar qué tipo de mecanismo es más importante según el tipo de roca (Winkler, 1979; Winkler y Nur, 1979 y Prasad y Meissner, 1992). En arenas parcial o totalmente saturadas, el mecanismo principal de atenuación es el flujo de fluido (Winkler, 1979).

El factor de calidad de los distintos modos de propagación de onda sísmica ha sido ampliamente utilizado para determinar la composición del manto y la corteza terrestre (ver p. ej., Liu et al., 1976 y Knopoff, 1964). En exploración sísmica se ha usado el factor de calidad de la onda compresional para diferenciar tipo de fluido y litología (ver p. ej., Martín et al., 1999 y 2000). En procesamiento de datos sísmicos, el conocimiento del factor de calidad y sus variaciones en el medio de propagación permiten hacer una corrección adecuada de las amplitudes (Hale, 1982 y Wang, 2002), que es de gran relevancia en los estudios de AVO.

Experimentos de laboratorio muestran que cuando existe saturación parcial de agua o salmuera $\frac{Q_p}{Q_s} \leq 1$ (Gardner et al., 1964; Winkler, 1979 y Winkler y Nur, 1982). En saturación

total se tiene que $\frac{Q_p}{Q_s} > 1$ (Tokzös et al., 1979; Winkler, 1979 y Winkler y Nur, 1982) y en roca seca la relación puede ser cercana o mayor que uno (Tokzös, 1979 y Winkler, 1979). En general se tiene que la atenuación de la roca seca es por mucho menor que la de la roca total o parcialmente saturada (Tokzös et al., 1979; Winkler, 1979 y Winkler y Nur, 1982). Winkler (1979) propuso usar un gráfico cruzado de $\frac{V_p}{V_s} - \frac{Q_p}{Q_s}$ para diferenciar tipo de fluidos. Esta idea fue retomada por Klimentos (1995), quien usó valores de atenuación medidos a partir de registros de onda completa, encontrando que para saturación de aceite o agua $\frac{Q_p}{Q_s} > 1$, y que $\frac{Q_p}{Q_s} < 1$ cuando se trata de gas o condensado, comprobando así los resultados obtenidos en laboratorio. Winkler (1979) argumenta que en realidad no es importante conocer el valor de los factores de calidad para identificar el tipo de fluido, lo importante es saber cuál es mayor.

Obtener el factor de calidad a partir de datos de laboratorio o sísmicos no es siempre sencillo, ya que no es un parámetro que se mida directamente. En general, siempre se parte de la comparación de pérdida de energía entre un punto inicial y un final separados por una distancia determinada. Diversas metodologías han sido propuestas (ver p. ej., Jannsen et al., 1985, Grossman et al., 2001 y Zhang y Ulrych, 2002), sin embargo el método de relaciones espectrales es probablemente el más usado en datos sísmicos de reflexión y uno de los más usados en medidas de laboratorio (Tokzös et al., 1979; Ganley y Kanasewich, 1980; Badri y Mooney, 1987; Klimentos y McCann, 1990; Tao et al., 1995 y Dasgupta y Clark, 1998). Este se basa en medir en una escala logarítmica la pérdida de altas frecuencias entre dos puntos de la trayectoria de la onda, como se explica en el capítulo 3. El decaimiento de energía medido se considera como la respuesta total de un conjunto de mecanismos de atenuación de energía, por lo que no es posible cuantificar individualmente los distintos mecanismos de atenuación.

Por otro lado, existe un número considerable de modelos teóricos para simular el proceso de atenuación. Estos se pueden dividir en dos grupos principales: los que consideran Q constante en el dominio de frecuencias (p. ej. Kjartansson, 1979) y los que consideran una dependencia de la frecuencia (p. ej. Futterman, 1962, Liu et al., 1976). Futterman (1962), propone un modelo de Q que es aproximadamente constante después de determinada frecuencia de referencia, que se define de acuerdo a las necesidades del estudio. Numerosas referencias sobre trabajos que sustentan con medidas de laboratorio el hecho de que el factor de calidad, Q , es significativamente independiente de la frecuencia en los sólidos, se pueden encontrar en los textos de Knopoff (1964) y Winkler (1979). La comparación entre algunos métodos para modelar la atenuación se puede encontrar en Ursin y Toverud (2002).

En este trabajo se propone una metodología para obtener el factor de calidad de ondas puras y convertidas a partir de datos sísmicos de reflexión de tipo multicomponente. Dicha metodología se basa parcialmente en el trabajo previo de Dasgupta y Clark (1998) elaborado para trabajar con datos convencionales de onda P. Para probar la metodología propuesta, inicialmente se generaron sismogramas sintéticos de onda compresional y convertida de P a S con un método de trazado de rayos desarrollado para este trabajo y que se explica en el capítulo 2. En el capítulo 3 se describe la forma en que se obtiene el factor de calidad a partir

de datos de onda pura, y como se puede obtener el factor de calidad de la onda reflejada a partir de la componente horizontal, así como la propuesta para obtener un factor de calidad correspondiente a la sección de ondas convertidas, que llamamos el factor de calidad de la onda convertida. Posteriormente se describen los resultados de usar la metodología en los datos sísmicos elaborados en el capítulo 2. En el capítulo 4 se estudia la relación que tiene el factor de calidad de la onda convertida con distintas propiedades petrofísicas de las rocas (arcillosidad, permeabilidad, porosidad y tipo de fluido). Es importante mencionar que tanto la metodología propuesta para calcular el factor de calidad a partir de la onda convertida, como el uso del factor de calidad de la onda convertida como identificador del fluido saturante es una contribución innovadora, de la que no se conoce un trabajo previo. Por último en el capítulo 6, se presentan los resultados de estimación de factores de calidad a partir de datos multicomponente 2D del campo Blackfoot, localizado en la provincia de Alberta, Canadá.

CÁLCULO APROXIMADO DE SISMOGRAMAS SINTÉTICOS DONDE SE INCLUYE EL EFECTO DE ATENUACIÓN

En este capítulo se describe una herramienta sencilla para el cálculo de sismogramas sintéticos, en donde se incluye el efecto de atenuación del medio. La idea es usar esta herramienta para comprobar y estudiar la metodología de la obtención de factores de calidad, que se propone en el capítulo siguiente. El método de generación de sismogramas está basado en teoría de rayos. Además del efecto de atenuación, sólo se considera la reflexión y transmisión de energía. Los sismogramas calculados incluyen únicamente arribos primarios, es decir que no contienen fantasmas ni reverberaciones. Por simplicidad, también se ignora el efecto de divergencia esférica. Con la misma idea de simplificar el análisis, se considera propagación de ondas planas.

El capítulo se constituye de tres secciones, en ellas se describe brevemente la secuencia seguida para elaborar los sismogramas sintéticos. En la primera, se explica cómo se incluye el efecto de reflexión y transmisión de energía y cómo se aplica en el caso de un medio estratificado. En la segunda sección, se describe cómo se incluye el efecto de atenuación y el modelo que se usa para introducirlo en función del factor de calidad Q . También se discute el caso de medio estratificado. Por último, se propone un modelo estratificado de cuatro capas y se muestran los resultados con secciones de onda P y convertida de P a SV.

2.1 Reflexión y transmisión de energía

La reflexión y transmisión de energía ocurre en el contacto entre dos medios con distintas propiedades. Ésta tiene características especiales que dependen de la energía del campo incidente y de las propiedades de los medios en contacto. El efecto se refiere a una partición de energía en el contacto, en donde una porción de la energía es reflejada hacia el medio de propagación de la onda incidente y otra parte es transmitida hacia el medio posterior del contacto.

Si el campo incidente es de tipo compresional como se indica en la figura 2.1, la energía incidente en el contacto se divide en cuatro modos de propagación. Dos de ellos son reflejados hacia la cima del *medio 1* y los otros dos son transmitidos de la base del *medio 1*, a la cima del *medio 2*. Un modo de propagación del campo reflejado es de onda P y el otro de onda S vertical (SV)¹. La energía del campo transmitido también está dividido en un modo

¹ La onda S tiene dos modos de propagación: uno vertical conocido como SV y uno horizontal conocido como SH. En adelante se usará indistintamente SV o S para el primero, al segundo se le nombrará siempre SH.

de propagación de tipo P y en uno de tipo S (ver figura 2.1). Cada una de las ondas reflejadas o transmitidas, tiene una dirección de propagación determinada por la ley de Snell (ec. 2.1).

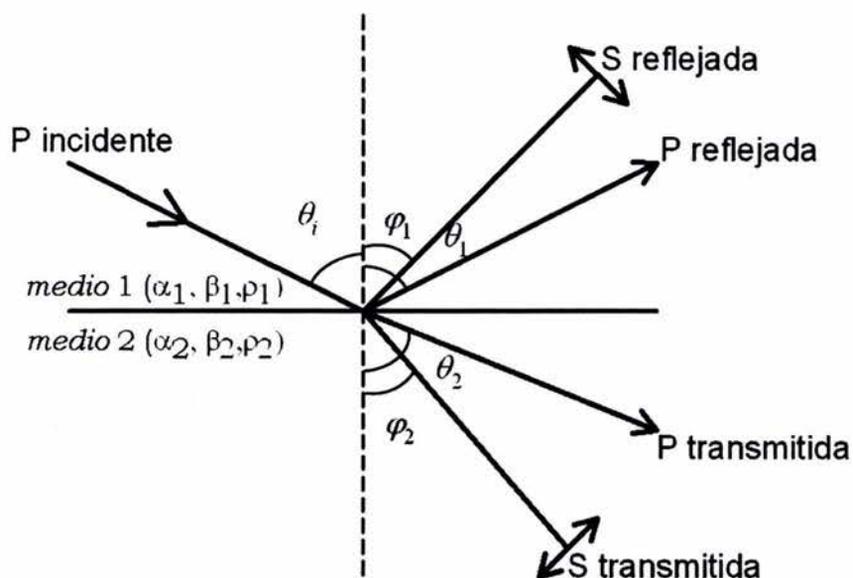


Figura 2.1. Reflexión y transmisión de energía en el contacto entre dos medios. Una parte de la energía incidente (onda P), es reflejada en dos modos distintos, uno es P y el segundo es un modo convertido de onda S. Otra parte de la energía se transmite al *medio 2*, ésta también se reparte en un modo de onda compresional y otro convertido de onda S. Las propiedades del medio están dadas por la velocidad de onda P, V_P , la velocidad de onda S, V_S y la densidad, ρ . Las flechas indican la dirección del movimiento de las partículas.

El campo incidente puede ser también de onda S vertical (SV) u horizontal (SH). En el primer caso, al igual que para incidencia de onda P, dos ondas, una P y una SV son reflejadas y dos más (P y SV) transmitidas. En el segundo caso no existe conversión de modos ya que la onda horizontal no se acopla con el modo de propagación de onda P, de manera que solo existe reflexión y transmisión de ondas SH.

En cualquier caso, las direcciones de propagación están definidas por la ley de Snell, definida como,

$$p = \frac{\text{sen}\theta_i}{v_i} = \frac{\text{sen}\theta_1}{V_{P1}} = \frac{\text{sen}\theta_2}{V_{P2}} = \frac{\text{sen}\phi_1}{V_{S1}} = \frac{\text{sen}\phi_2}{V_{S2}} \quad (2.1)$$

donde p es el parámetro de rayo o lentitud horizontal, θ_i es el ángulo de incidencia, v_i es la velocidad de la onda incidente (V_P ó V_S según sea el caso) y V_P y V_S son las velocidades de propagación de onda P y S respectivamente de los medios 1 y 2 según el subíndice. θ_1 y

θ_2 son respectivamente, los ángulos de transmisión y reflexión de la onda P. Finalmente, φ_1 y φ_2 corresponden a los ángulos de reflexión y transmisión respectivos de la onda S.

En general, la porción de energía que es reflejada se conoce como coeficiente de reflexión y la que es transmitida como coeficiente de transmisión. Para el campo de desplazamientos, ambos coeficientes están definidos de forma teórica por las ecuaciones de Zoeppritz (ver p. ej. Aki y Richards, 1980), que para un campo incidente de ondas P son:

$$R_{PP} = \frac{\left[\left(b \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} - c \frac{\cos \theta_2}{V_{P2}} \right) F - \left(a + d \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} \frac{\cos \varphi_2}{V_{S2}} \right) H p^2 \right]}{D}, \quad (2.2),$$

$$R_{PS} = - \frac{2 \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} \left(ab + cd \frac{\cos \theta_2}{V_{P2}} \frac{\cos \varphi_2}{V_{S2}} \right) p V_{P1}}{V_{S1} D}, \quad (2.3),$$

$$T_{PP} = \frac{2 \rho_1 \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} F V_{P1}}{V_{P2} D}, \quad (2.4),$$

y

$$T_{PS} = \frac{2 \rho_1 \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} H p V_{P1}}{V_{S2} D}, \quad (2.5)$$

con,

$$\begin{aligned} a &= \rho_2 (1 - 2V_{S2}^2 p^2) - \rho_1 (1 - 2V_{S1}^2 p^2), & b &= \rho_2 (1 - 2V_{S2}^2 p^2) + 2\rho_1 V_{S1}^2 p^2, \\ c &= \rho_1 (1 - 2V_{S1}^2 p^2) + 2\rho_2 V_{S2}^2 p^2, & d &= 2(\rho_2 V_{S2}^2 - \rho_1 V_{S1}^2), \end{aligned} \quad (2.6a)$$

$$\begin{aligned} E &= b \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} + c \frac{\cos \theta_2}{V_{P2}}, & F &= b \frac{\cos \varphi_1}{V_{S1}} + c \frac{\cos \varphi_2}{V_{S2}}, \\ G &= a - d \frac{\cos \theta_1}{V_{P1}} \frac{\cos \varphi_2}{V_{S2}}, & H &= a - d \frac{\cos \theta_2}{V_{P2}} \frac{\cos \varphi_1}{V_{S1}}, \\ D &= EF + GH p^2, \end{aligned} \quad (2.6b)$$

donde R se refiere al coeficiente de reflexión y T al de transmisión, los subíndices indican el modo de propagación de la onda, PP para la compresional y PS para la convertida de P a S. En lo subsecuente se usará ésta simbología para referirse en general al campo de onda compresional puro y convertido a campo de onda S. Por simplicidad el uso de una P indicará lo mismo que PP . Es importante señalar que los signos de los coeficientes de reflexión y transmisión son resultado de la convención usada.

2.1.1 Reflexión y transmisión en un medio estratificado

Para el cálculo de amplitudes de los eventos reflejados por los distintos contactos de un medio estratificado, es necesario estimar las pérdidas por transmisión en cada contacto de la trayectoria descendente y ascendente del rayo, además del coeficiente de reflexión en el contacto de interés. El proceso de reflexión y transmisión en un medio estratificado se muestra gráficamente en la figura 2.2. La amplitud del reflejo proveniente del primer contacto ($R_{(1)}$), es simplemente el calculado con las ecuaciones de Zoeppritz ($R_{1,2}$). Para los contactos subsecuentes, la amplitud del reflejo está compuesta de la siguiente forma,

$$R_{(n)} = R_{n,n+1} \prod_{i=1}^n T_{i,j+1} T_{n-i+1,n-i}, \quad 1 < n < N, \quad (2.7)$$

donde N es el número de capas, $R_{(n)}$ es el coeficiente de reflexión compuesto en la base de la capa n , $R_{i,j}$ y $T_{i,j}$ son, respectivamente, los coeficientes de reflexión y transmisión entre el medio i , que es por donde se propaga la onda incidente y el medio j , que es hacia donde ésta es reflejada o transmitida. Por lo que el coeficiente de reflexión compuesto en la base de la capa n , es el coeficiente de reflexión en el contacto n en la dirección descendente, multiplicado por una serie de coeficientes de transmisión en la dirección descendente y una serie de coeficientes de transmisión en la dirección ascendente.

Es importante mencionar que el coeficiente de reflexión entre dos medios anelásticos, también se ve afectado por la atenuación, tal como lo muestran los trabajos de Lockett (1961), Samec y Blangy (1992), Carcione et al (1998) y Ursin y Stovas (2002), entre otros. Sin embargo, el efecto en el coeficiente de reflexión, no afecta de forma considerable el ancho de banda del espectro de amplitud, sólo afecta la amplitud del mismo (Bourbié, 1982). Por este hecho y debido a que el análisis para la estimación del factor de calidad se realiza en el dominio de la frecuencia, no se considera el efecto de atenuación en el coeficiente de reflexión para la obtención de los sismogramas.

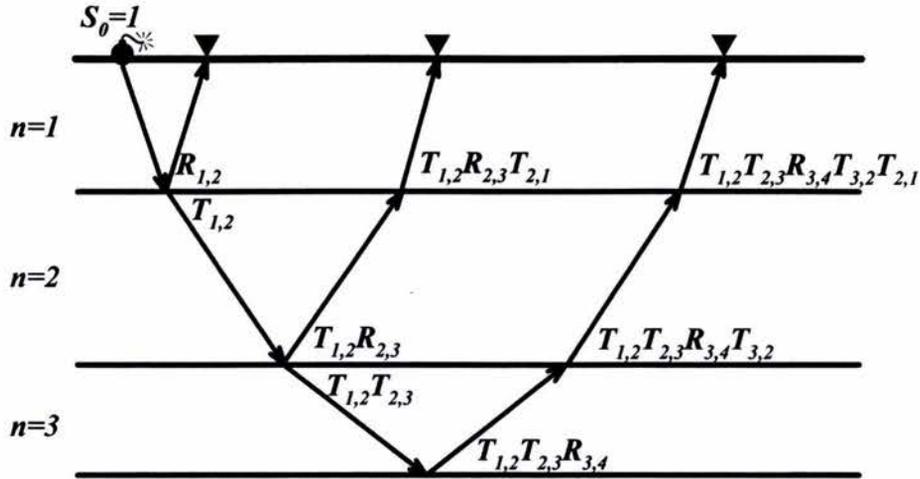


Figura 2.2. Reflexión compuesta en un medio estratificado.

2.2 Efecto de atenuación debido a la propagación

El efecto de atenuación es modelado como la convolución de la ondícula con un filtro que atenúa las altas frecuencias de forma exponencial (ver p. ej., Futterman, 1962 y Aki y Richards, 1980), lo que produce un cambio en la forma de la ondícula, cuyas características son: disminución de la amplitud, corrimiento hacia bajas frecuencias del espectro de amplitudes y distorsión en la fase.

Futterman (1962) muestra que en el dominio de la frecuencia el espectro de amplitud del filtro de atenuación tiene la siguiente forma,

$$A_f(r, \omega) = \exp(-\alpha(\omega)r) \quad (2.8a)$$

donde r es la distancia que ha recorrido la onda y α el coeficiente de atenuación definido como,

$$\alpha(\omega) = -\frac{\omega}{4\pi c} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)$$

donde, c es la velocidad de fase, Q el factor de calidad y ω es el intervalo de frecuencia angular en el que Q es constante.

Por otro lado, el espectro de fase del filtro esta dado por:

$$\phi_f(r, \omega) = kr - \omega t, \quad (2.8b)$$

donde k es el número de onda. La fase también puede representarse usando la transformada de Hilbert del coeficiente de atenuación (Aki y Richards, 1980), de modo que el filtro resultante es,

$$f(r, \omega) = A_f(r, \omega) \exp\{iH[\alpha(\omega)]r\} \quad (2.9)$$

Aquí H se refiere al operador de la transformada de Hilbert, definido como,

$$H[g(\chi)] = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{g(\chi') d\chi'}{\chi' - \chi} = \frac{-1}{\pi\chi} * g(\chi) \quad (2.10)$$

donde $*$ denota convolución. El filtro $-(\pi\chi)^{-1}$ implica un cambio de $\frac{\pi}{2}$ positivo o negativo en la fase de χ , según el signo de s , donde s es la variable en el dominio de Fourier correspondiente a la variable χ .

De la ecuación (2.8a) se tiene que, a medida que se incrementa el tiempo de viaje de la onda dentro del medio atenuante, se incrementa la pérdida de altas frecuencias (figura 2.3). Así mismo, se muestra que el incremento en la pérdida de altas frecuencias, es inversamente proporcional al factor de calidad (figura 2.3). Desde luego, el que la pérdida de altas frecuencias sea o no importante en los datos, depende principalmente del rango de frecuencias en el que se encuentra la información deseada. En la figura 2.3, se grafican los espectros de amplitud del filtro de atenuación, en un rango de frecuencias de 0 a 250 Hz. Cada gráfica de la figura, corresponde a distinto tiempo de propagación: 0.05, 0.25, 0.5 y 1 s. Para cada tiempo se muestra además, el comportamiento del filtro para seis valores del factor de calidad: $Q = 500, 100, 70, 50, 20$ y 10. Es evidente que la mayor pérdida de altas frecuencias corresponde a un mayor tiempo y menor factor de calidad.

Para mostrar el efecto que tiene el filtro de atenuación en la fase, se convoluciona una ondícula de Ricker con frecuencia central de 40 Hz, con la parte que corresponde a la fase de la ecuación (2.9); es decir, no se incluye el efecto de decaimiento de amplitud, sólo el de distorsión de la fase. Los filtros tienen las mismas características que los usados en el caso anterior. La figura 2.4, muestra que el efecto de distorsión de la fase en la ondícula es casi imperceptible cuando el tiempo es igual a 0.05 s (figura 2.4a). Conforme el tiempo aumenta, el cambio en la fase de la ondícula se hace evidente, aunque esto depende del factor de calidad. Cuando el tiempo es de 1 s, se observa una considerable separación entre las ondículas filtradas con los distintos factores de calidad, siendo el de $Q = 20$ el que muestra el efecto mayor (figura 2.4d). Por lo tanto, el cambio en la fase debido a atenuación es mayor a mayor tiempo y menor Q . El efecto de atenuación en la fase de la ondícula, además de ocasionar una distribución temporal de la energía distinta a la del pulso original, muestra un arribo temprano de ésta.

En general, no es común incluir la distorsión de la fase en la extracción del factor de calidad a partir de datos sísmicos (p. ej. Badri y Money, 1987; Dasgupta y Clark, 1998; etc). La

metodología que se presenta en el capítulo siguiente para la obtención del factor de calidad, usa únicamente el espectro de amplitud, por ello, no se volverá a mencionar el efecto de atenuación en la fase.

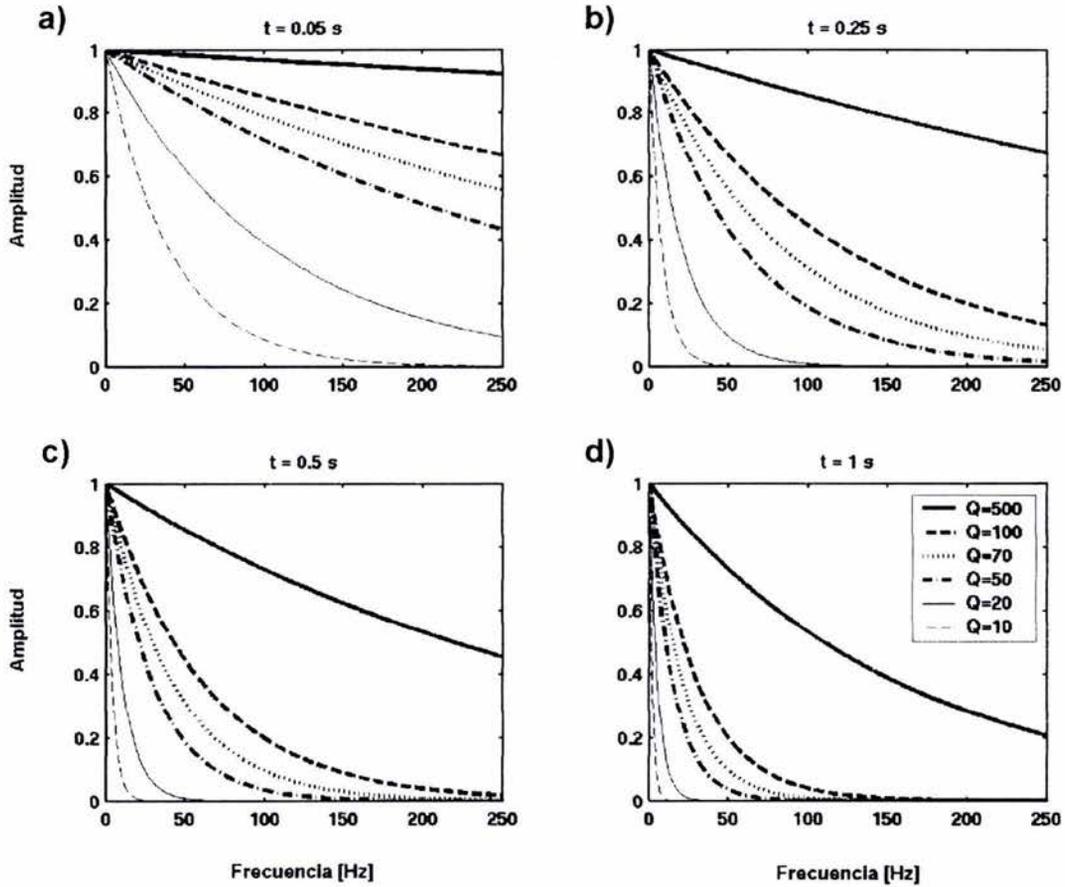


Figura 2.3 Dependencia del espectro de amplitudes del operador de atenuación con respecto al tiempo y al factor de calidad. El espectro se muestra para tiempos de 0.05s (a), 0.25s (b), 0.5s (c) y 1s (d) y factores de calidad de 500, 100, 70, 50, 20 y 10 como se indica en la leyenda.

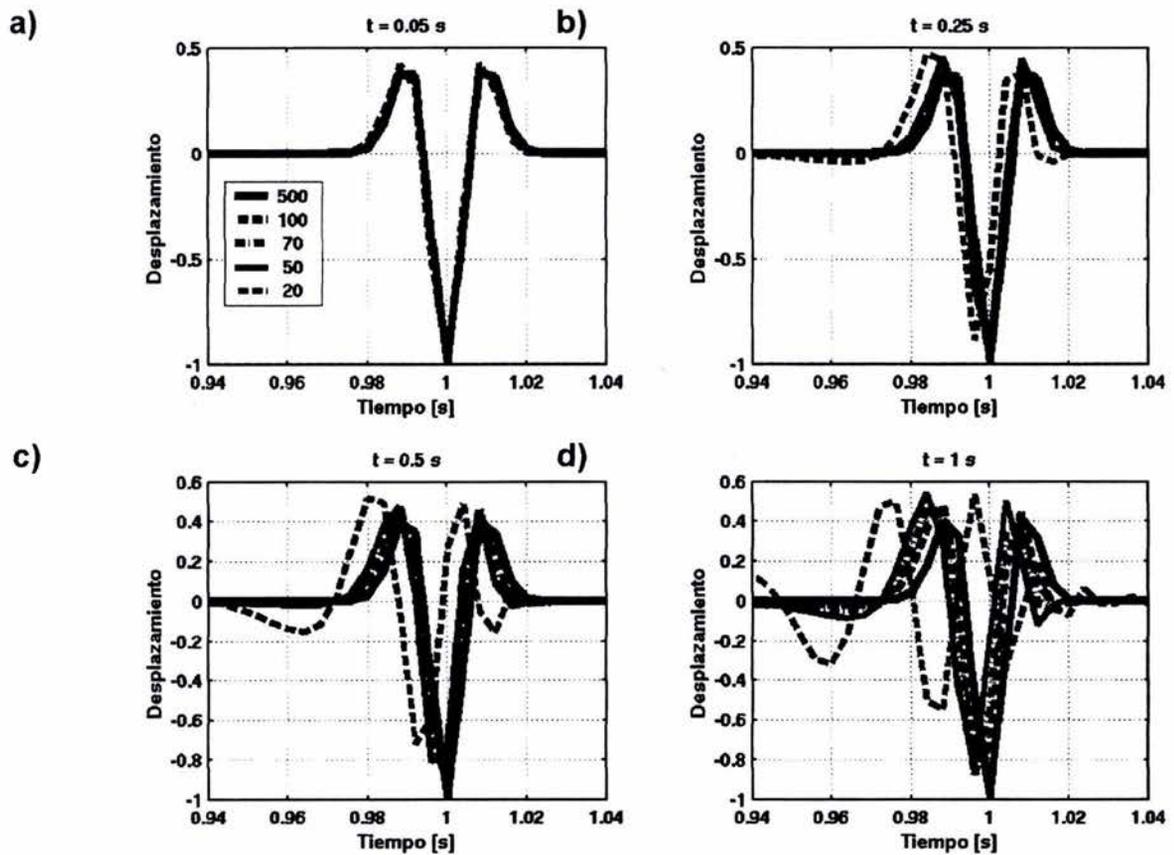


Figura 2.4 Efecto de atenuación en la fase a distintos tiempos de viaje (a)-0.05s, b)-0.25s, c)-0.5s y d)1s) y factores de calidad (como se indica en la leyenda), en una ondícula de Ricker con frecuencia central de 40Hz.

2.2.1 Atenuación en un medio estratificado

La energía atenuada en un medio estratificado, es el resultado de convolucionar la ondícula fuente con el operador de Futterman (1964) respectivo de cada capa. Expresado en el dominio de la frecuencia, el filtro de atenuación en un medio estratificado, es la multiplicación de filtros de la forma de la ecuación (2.9), por lo que el espectro de amplitud del filtro en el contacto n es:

$$A_{f(n)}(r, \omega) = \prod_{i=1}^n \exp\left\{ \frac{\omega r_i}{4\pi c_i} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right) \right\} \prod_{i=n}^1 \exp\left\{ \frac{\omega r_i}{4\pi c_i} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right) \right\}, \quad (2.11)$$

donde r_i , c_i y Q_i son respectivamente la distancia recorrida, la velocidad y el factor de calidad en la capa i . El primer término exponencial de la expresión (2.11), se compone de los filtros en la trayectoria descendente, y el segundo a los del campo ascendente. Nótese que en

caso de onda pura, ambos términos adquieren el mismo valor debido a la simetría en la propagación.

De manera similar, el espectro de fase para la capa n de un medio estratificado, se define por una sumatoria de transformadas de Hilbert:

$$\phi_{f(n)}(r, \omega) = \sum_{i=1}^n H[\alpha_i(\omega)]r_i + \sum_{i=n}^1 H[\alpha_i(\omega)]r_i. \quad (2.12)$$

Por lo que el operador de atenuación de cada trayectoria tiene la misma forma que la ecuación (2.9).

2.3 Campo de desplazamientos

Si se considera que la fuente $u_0(t)$ tiene un par transformado de Fourier definido como

$$U_0(\omega) = F\{u_0(t)\}, \quad (2.13)$$

entonces, la transformada de Fourier del campo de desplazamientos que incluye el efecto de reflexión y transmisión (ecuación 2.7), así como el efecto de atenuación (ecuaciones 2.11 y 2.12) en la trayectoria descendente y ascendente del rayo hasta el reflector n , está determinada por,

$$U_n(r, \omega) = U_0(\omega)R_{(n)}A_{f(n)}(r, \omega)\exp(\phi_{f(n)}(r, \omega)). \quad (2.14)$$

De aquí, que el campo de desplazamientos del reflector sea

$$u_n(r, t) = F^{-1}\{U_n(r, \omega)\}. \quad (2.15)$$

El campo de desplazamientos total del medio estratificado se logra sumando la respuesta en tiempo de cada reflector (ecuación 2.15).

La distancia r y el tiempo t están en función del parámetro de rayo de cada trayectoria, que a su vez está en función de la distancia horizontal fuente-receptor (offset), tal como se describe en la figura 2.2. Para obtener lo que se conoce comúnmente como CDP (*common depth point*), en el caso de la onda P o un CCP (*common conversion point*), en el caso de la onda convertida (ver apéndice B para más detalle), se agrupa la respuesta total del campo de desplazamientos de acuerdo al offset.

Aplicación en un modelo de capas planas

Para ilustrar la metodología descrita en éste capítulo, se propone un medio estratificado cuyas propiedades se describen en la tabla 2.1. Un pulso de Ricker con frecuencia central de 40 Hz es usado como señal fuente. El intervalo de muestreo en tiempo es de 2 ms y el espaciamiento entre receptores de 25 m.

La comparación entre las secciones resultantes para el caso elástico (figura 2.5a), el que incluye el efecto de atenuación en el espectro de amplitud (figura 2.5b) y el que incluye el cambio en los espectros de amplitud y de fase (figura 2.5c), muestra que el principal efecto debido a la anelasticidad en el medio es una considerable disminución de las amplitudes. Cuando se incluye el efecto de atenuación en la fase, se observa un cambio en ésta que puede incluso invertir la polaridad del reflejo (figuras 2.5c y 2.6). Este efecto se aprecia mejor en la figura 2.6, donde se muestra una ventana de tiempo que incluye las reflexiones de los offsets lejanos del segundo reflector. Con la finalidad de visualizar todos los eventos, ha sido necesario compensar la amplitud con la segunda potencia del tiempo de arribo, como se muestra en la parte superior de las figuras 2.5 a y b.

Tabla 2.1. Modelo propuesto para la generación de sismogramas sintéticos

Capa No.	Espesor [m]	V_P [m/s]	V_S [m/s]	ρ [g/cm ³]	Q_P	Q_S
1	344	2148	798	2.00	60	25
2	981	2470	1015	2.20	76	40
3	352	2130	988	2.13	15	34
4	554	2523	1310	2.30	115	80
5	∞	2778	1443	2.32	200	120

Los resultados para el modelado de los casos elástico, con el efecto de atenuación en el espectro de amplitud y con el efecto de atenuación tanto en la fase como en la amplitud, se muestran en las figuras 2.7 a, b y c respectivamente. En este caso la pérdida de energía con el tiempo es aun más evidente y fue necesario escalar las amplitudes con la cuarta potencia del tiempo para visualizar los reflectores. En las figuras 2.7 a y b, se observa que el periodo de la onda convertida aumenta con el tiempo, lo que disminuye su resolución (Bourbié, 1982; Martin y Stewart, 1994; Deffenbaugh et al, 2000 y Bale y Stewart, 2002). El efecto en la fase para los offsets lejanos del segundo reflector, es apreciable en la figura 2.8, en una ventana correspondiente al mismo evento de la figura 2.6 de la onda compresional. La forma de la ondícula cambia considerablemente, cuando se incluye el término correspondiente a la fase del filtro de atenuación (ver figura 2.8c).

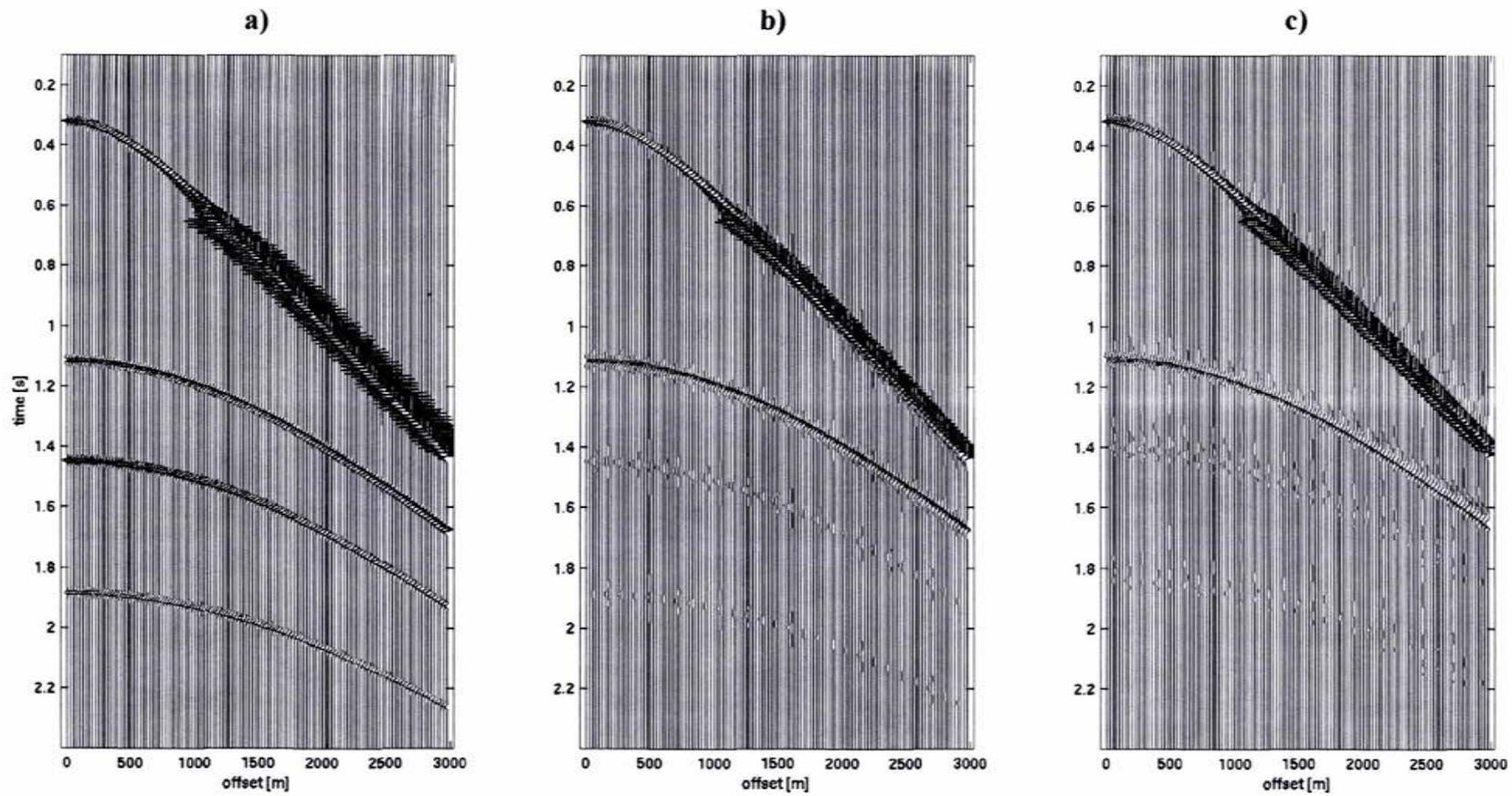


Figura 2.5. Comparación de un CDP de onda compresional para un modelo estratificado, a) sin atenuación, b) con el efecto de atenuación en el espectro de amplitud y c) con atenuación en los espectros de amplitud y de fase.

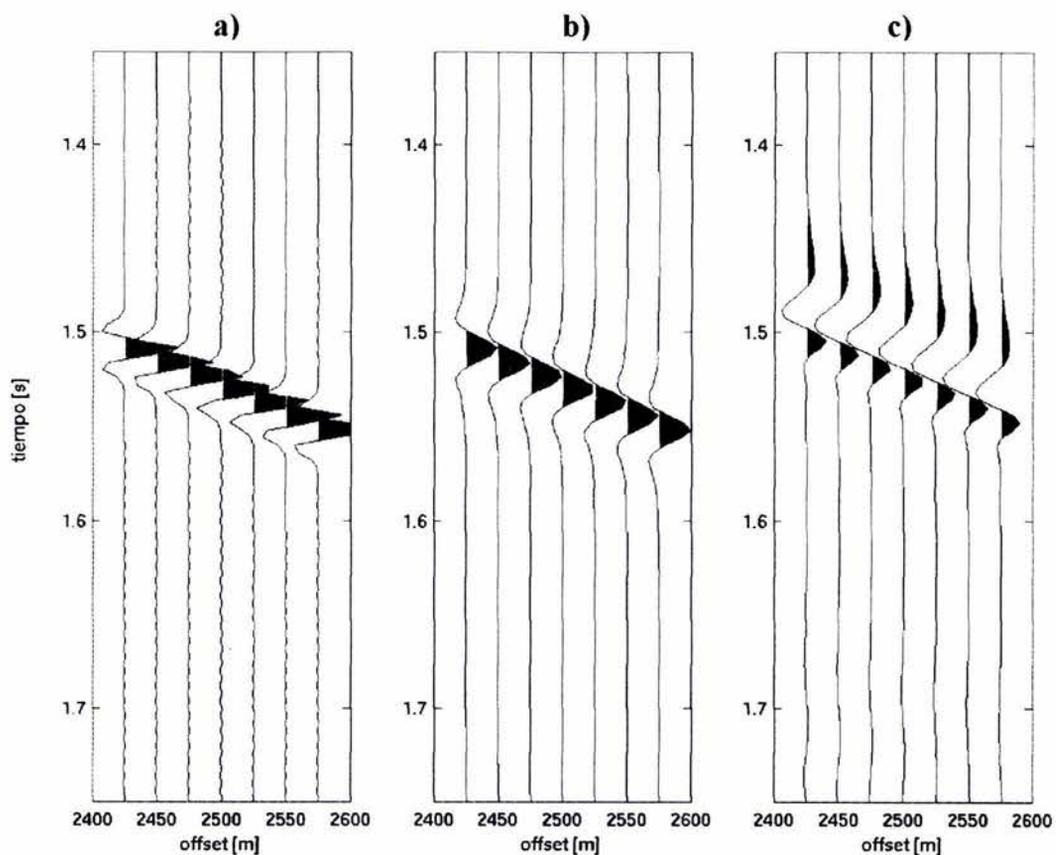


Figura 2.6 Ventana en tiempo y offset de los CDP mostrados en la figura 2.5. Las trazas corresponden a offsets lejanos de la segunda capa de los modelos a) sin atenuación, b) con atenuación en el espectro de amplitud y c) con atenuación en los espectros de amplitud y de fase. Las amplitudes de los eventos en (b) y (c) han sido compensadas por la segunda potencia del tiempo.

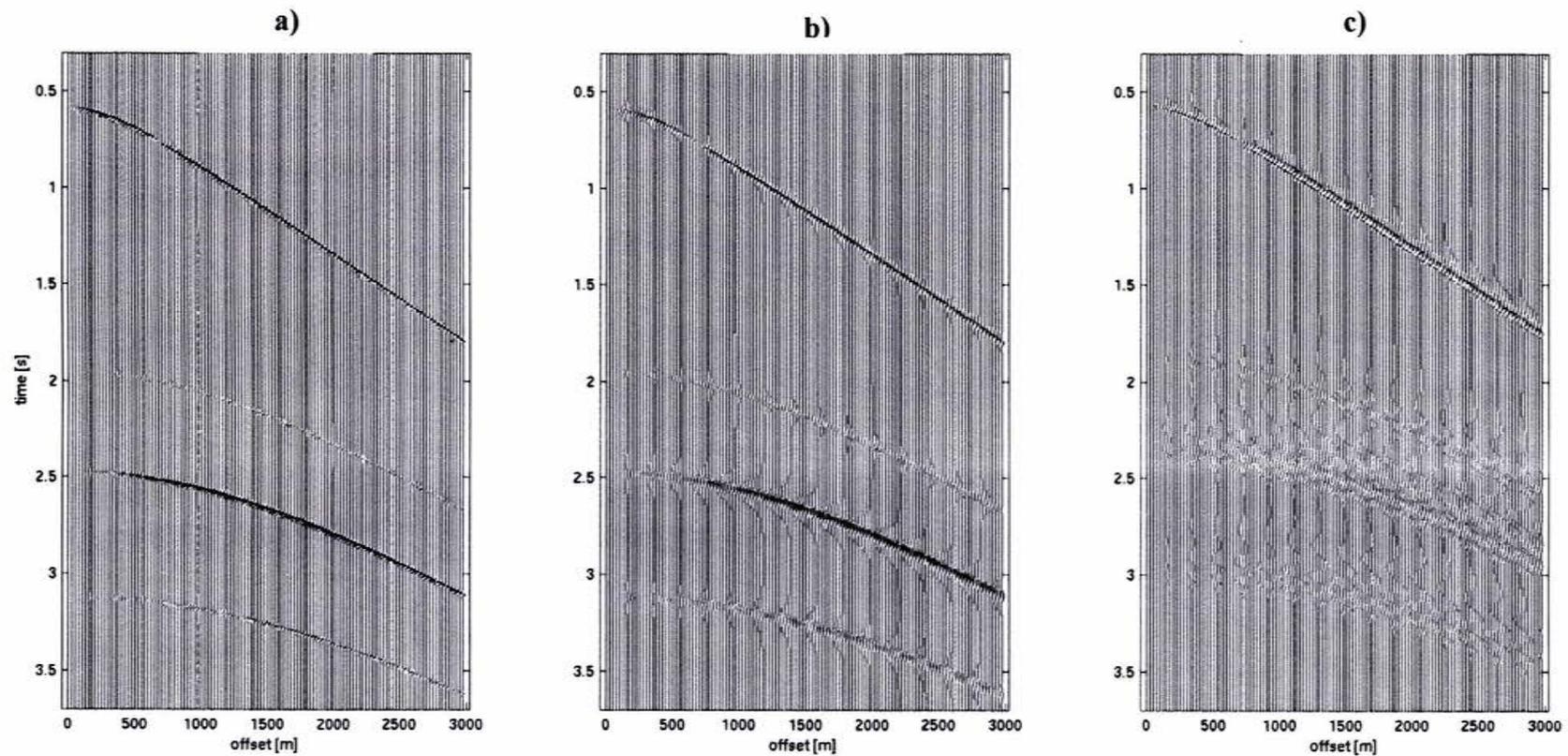


Figura 2.7. Comparación de un CCP para el caso de la onda convertida. a) sin atenuación, b) con atenuación en el espectro de amplitud y c) con atenuación en los espectros de amplitud y de fase. Las amplitudes en b) y c) han sido compensadas por la cuarta potencia del tiempo.

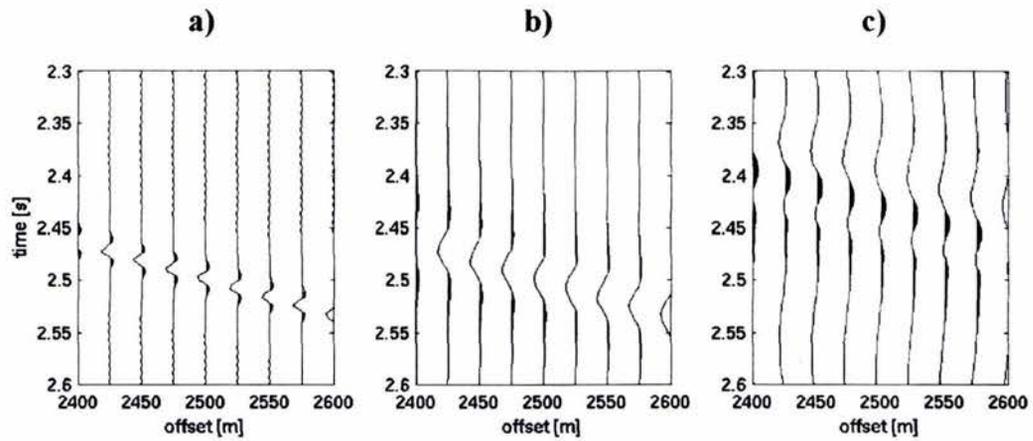


Figura 2.8. Ventana de tiempo y offset de los CDP mostrados en la figura 2.7. Las trazas corresponden a offsets lejanos de la segunda capa de los modelos a) sin atenuación, b) con atenuación en el espectro de amplitud y c) con atenuación en los espectros de amplitud y de fase.

OBTENCIÓN DE FACTORES DE CALIDAD

En el capítulo anterior, se estudió el efecto de la atenuación intrínseca en la respuesta de los modos PP y PS. En este capítulo, retomamos una metodología propuesta por Dasgupta y Clark (1998) para la estimación del factor de calidad Q , usando todos los offsets que componen el CDP. Se propone una modificación para aplicar el método en datos sísmicos de tipo multicomponente y se plantea la posibilidad de estimar un factor de calidad correspondiente a la onda convertida. En la última sección del capítulo se muestran los resultados de la aplicación de la metodología en los datos sintéticos generados en el capítulo dos.

El método de Dasgupta y Clark (1998) fue desarrollado y aplicado a secciones de onda compresional. Se basa en el análisis de relaciones espectrales de un mismo evento dentro de un CDP para estimar la pérdida de altas frecuencias. La aplicación del método requiere del conocimiento previo del espectro de frecuencias de la fuente. Una suposición sobre el comportamiento del factor de calidad efectivo en el CDP, permite sustituir el espectro de la fuente por el de cualquier ventana de tiempo dentro del CDP que contenga el evento deseado. El desarrollo de ésta modificación se presenta en la primera sección de este capítulo. Las ecuaciones obtenidas pueden ser usadas para el caso de ondas puras (PP y SS), aunque en este trabajo se usan para el caso de onda compresional (PP). En el caso de la onda convertida, la misma suposición tiene ciertas limitantes por lo que se recomienda una previa estimación del espectro de la fuente. El estudio sobre la obtención de factores de calidad en el caso de secciones de onda convertida se presenta en las secciones 2 y 3 de este capítulo.

3.1 Obtención del factor de calidad para el caso de ondas puras

De la ecuación (2.13) y siguiendo la notación del capítulo 2, se tiene que si se incluye la divergencia esférica G en la señal registrada, el espectro de amplitudes $A(\omega)$ es,

$$A(\omega) = A_0(\omega)RG \exp\left[\frac{\omega r}{4\pi c} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)\right], \quad (3.1)$$

donde c puede ser la velocidad de fase de la onda P o S (V_P o V_S) y Q el factor de calidad de la onda P o S, (Q_P o Q_S), según sea el caso.

A partir de la ecuación (3.1) es posible estimar el factor de calidad si se conoce el espectro de amplitud de la fuente. Dasgupta y Clark (1998) sugieren que, al menos en el caso de datos marinos, se tome la reflexión proveniente del fondo oceánico como una aproximación de la ondícula fuente. Es difícil buscar similitudes en el caso de que la adquisición sea terrestre, por lo que el conocimiento previo de la ondícula es inevitable para usar la metodología de Dasgupta y Clark (1998). Sin embargo, el inconveniente de la fuente se puede resolver

mediante la comparación de espectros de amplitud correspondientes al mismo reflector en distintos offsets. Para ello, se supone que en el caso de un CMP, los espectros de las fuentes correspondientes a dos trazas cercanas son muy parecidos entre ellos, por lo que la relación espectral después de eliminar el efecto de la fuente en un tiempo vertical de referencia es:

$$\frac{A_j(\omega)}{A_i(\omega)} = \frac{R_j G_j \exp\left[\frac{\omega r_j}{4\pi c} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)\right]}{R_i G_i \exp\left[\frac{\omega r_i}{4\pi c} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right)\right]}, \quad (3.2)$$

donde los subíndices i y j indican la trayectoria del reflejo, tal como lo ilustra la figura 3.1.

Debido a que se asume que el medio es homogéneo lateralmente, la diferencia entre el numerador y el denominador de la ecuación (3.2) está en tres parámetros propios de la trayectoria: el coeficiente de reflexión (R), la divergencia esférica (G) y la distancia recorrida (r).

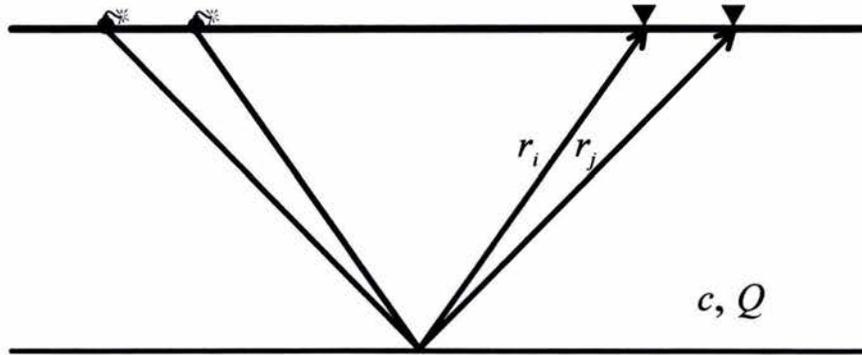


Figura 3.1 Trayectorias seguidas por un evento reflejado en un CMP.

Para separar los efectos de la divergencia esférica y del coeficiente de reflexión del efecto de atenuación, se aplica el logaritmo natural a la ecuación (3.2),

$$\ln\left\{\frac{A_j(\omega)}{A_i(\omega)}\right\} = \ln\left(\frac{R_j G_j}{R_i G_i}\right) + \frac{\omega}{4\pi c} (r_j - r_i) \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right). \quad (3.3)$$

De aquí se observa que la relación de los cocientes espectrales es lineal respecto a la frecuencia angular. De la ecuación (3.3) se tiene que la pendiente de la relación espectral para cada par de trazas es:

$$m_{ij} = \frac{\Delta r_{ij}}{4\pi c} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right), \quad (3.4)$$

con $\Delta r_{ij} = r_j - r_i$ y ordenada al origen

$$b_{ij} = \ln\left(\frac{R_j G_j}{R_i G_i}\right). \quad (3.5)$$

La relación de la ecuación (3.3) resulta muy práctica, dado que cualquier factor no involucrado con el efecto de atenuación en la propagación está incluido en la ordenada al origen. Si la información se ha corregido previamente por divergencia esférica, el único factor que afecta a b_{ij} es la relación de los coeficientes de reflexión de los offsets involucrados.

Como $\frac{\Delta r_{ij}}{c}$ es la diferencia en los tiempos de arribo (Δt_{ij}), la ecuación (3.4) se puede reescribir como,

$$m_{ij} = \frac{\Delta t_{ij}}{4\pi} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right). \quad (3.6)$$

De la ecuación (3.6) se observa que las pendientes m_{ij} de las trazas comparadas son a su vez función lineal de las diferencias en los tiempos de arribo, como se muestra en la figura 3.2. Conforme el factor de calidad aumenta, la pendiente m_{ij} tiende a cero y es idéntica a cero en el caso elástico. Como es de esperarse, el valor de la pendiente aumenta con la diferencia de los tiempos de arribo.

La magnitud de la pendiente se refiere a que tan grande es la pérdida de altas frecuencia producida por la atenuación. Entre mayor sea el tiempo de viaje, mayor será la pérdida.

De la ecuación (3.6) se obtiene que,

$$Q_{ij} = \frac{2\pi}{1 - \exp\left(\frac{m_{ij} 4\pi}{\Delta t_{ij}}\right)}. \quad (3.7)$$

Para un medio homogéneo se espera que todas las Q_{ij} sean iguales. La ecuación (3.7) es indeterminada cuando el término dentro de la exponencial es cero, lo que podría suceder solo en el caso elástico, cuando $m_{ij} \rightarrow 0$ para cualquier Δt_{ij} , y entonces $Q_{ij} \rightarrow \infty$. Por otro lado, a partir de la ecuación (3.6) se tiene que $Q > 2\pi$, por lo que el argumento del logaritmo es

siempre negativo. Entonces $\text{sgn}(m_{ij}) = -\text{sgn}(\Delta t_{ij})$, por lo que la relación $\frac{m_{ij}}{\Delta t_{ij}}$ está acotada:

$$-\infty < \frac{m_{ij}}{\Delta t_{ij}} < 0.$$

En un medio real, los valores de Q_{ij} obtenidos dentro del CMP, difícilmente serán iguales. Es posible tener un valor de Q único del medio de propagación mediante un promediado. Por otra parte, la pendiente de la ecuación (3.6) es única para todos los pares de trazas, y se define como

$$m_m = \frac{1}{4\pi} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q}\right), \quad (3.8)$$

donde Q es el valor único del factor de calidad que cumple con las características de la regresión. Por lo tanto, una estimación del factor de calidad (\hat{Q}) para cualquier offset, se puede obtener a partir de la pendiente de la regresión de las pendientes (ecuación 3.8), quedando

$$\hat{Q} = \frac{2\pi}{1 - \exp(4\pi m_m)}. \quad (3.9)$$

Es importante destacar que aunque la metodología se desarrolló a partir de la idea de evitar la estimación de la ondícula fuente, es posible aplicar el mismo procedimiento si se conoce el espectro de amplitud de la fuente. En éste caso, las diferencias de tiempo serán tiempos totales de viaje, en tanto que la relación lineal con las pendientes se conserva.

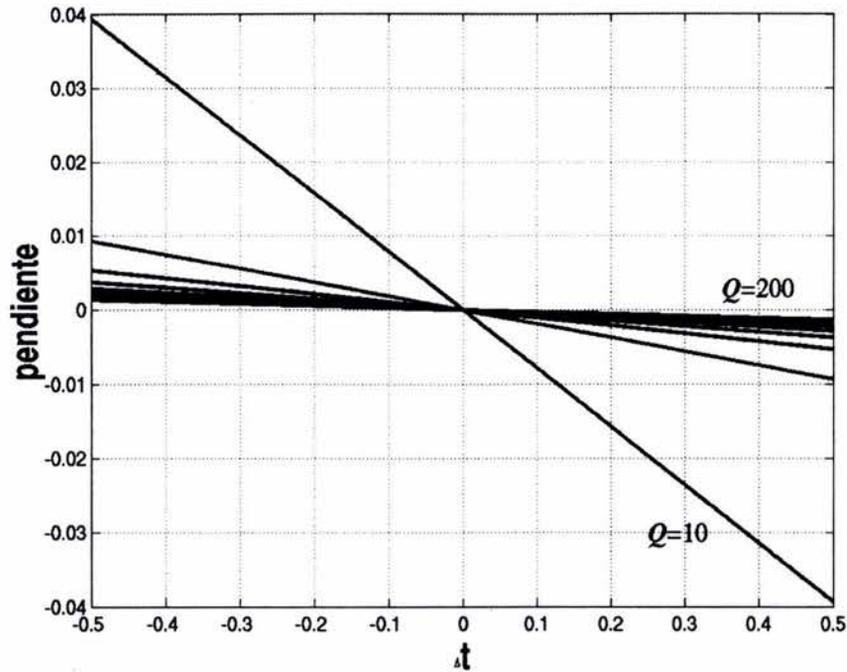


Figura 3.2. Comportamiento de la pendiente respecto al tiempo a un determinado valor de Q . Cada recta corresponde a un valor constante de Q que va de 10 (mayor pendiente) a 200 (menor pendiente), con un incremento entre valores de Q de 20.

3.2 Obtención del factor de calidad del modo simple ascendente en el caso de ondas convertidas

En el caso de la onda convertida la obtención del factor de calidad es un poco más complicada que en el caso de ondas puras. En ondas convertidas, los tiempos de viaje fuente-reflector-receptor involucran el tiempo en que la onda viaja con el modo de la fuente hasta antes de ser reflejada a la superficie, más el tiempo que la onda viaja con un modo convertido desde el reflector hasta el receptor. Así, en una parte del recorrido la ondulada es afectada por un factor de calidad Q_I , de la onda incidente y la otra por un factor de calidad Q_R , correspondiente a la onda reflejada.

Partiendo del modelo convolucional y conservando la simbología usada en la ecuación (3.1), el espectro de amplitud de la onda convertida es

$$A_{IR}(\omega) = A_0(\omega) R_{IR} G_{IR} \exp\left[\frac{\omega r_I}{4\pi c_I} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_I}\right)\right] \exp\left[\frac{\omega r_R}{4\pi c_R} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_R}\right)\right]. \quad (3.10)$$

Aquí los subíndices I y R indican, respectivamente, que el parámetro corresponde a la trayectoria de la onda incidente y reflejada. El subíndice IR indica que el parámetro está compuesto por propiedades de los dos modos.

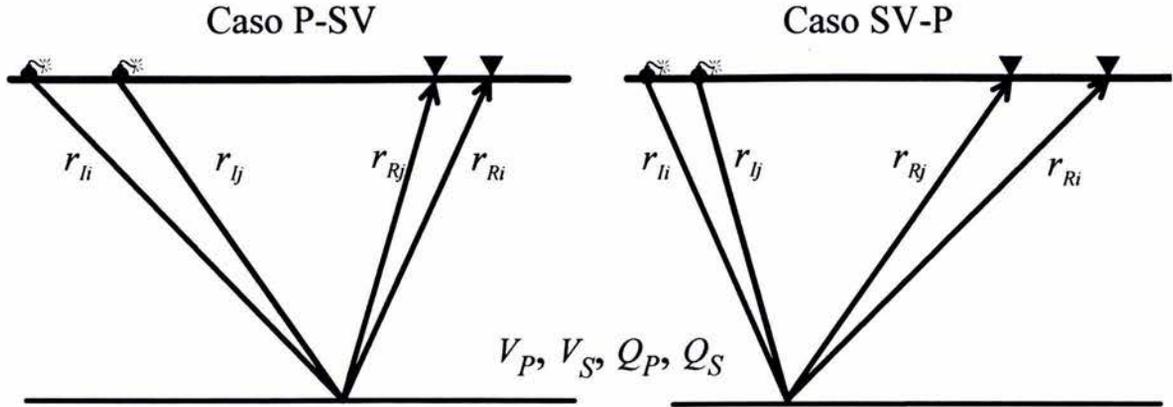


Figura 3.3 Trayectorias seguidas por un evento de onda convertida, izquierda P a SV y derecha SV a P.

De forma análoga al caso de la onda pura, el cociente de los espectros de amplitud de dos eventos reflejados i y j es (ver fig. 3.3):

$$\frac{A_{IRj}(\omega)}{A_{IRi}(\omega)} = \frac{R_{IRj}G_{IRj}}{R_{IRi}G_{IRi}} \exp \left\{ \frac{\omega}{4\pi} \left[\frac{r_{lj}}{c_l} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_l} \right) + \frac{r_{Rj}}{c_R} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_R} \right) - \frac{r_{li}}{c_l} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_l} \right) - \frac{r_{Ri}}{c_R} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_R} \right) \right] \right\} \quad (3.11)$$

Sustituyendo $\Delta r_{lij} = r_{lj} - r_{li}$ y $\Delta r_{Rij} = r_{Rj} - r_{Ri}$ en (3.11) y aplicando el logaritmo natural

$$\ln \left| \frac{A_{IRj}(\omega)}{A_{IRi}(\omega)} \right| = \ln \left| \frac{R_{IRj}G_{IRj}}{R_{IRi}G_{IRi}} \right| + \frac{\omega}{4\pi} \left[\frac{\Delta r_{lij}}{c_l} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_l} \right) + \frac{\Delta r_{Rij}}{c_R} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_R} \right) \right]. \quad (3.12)$$

En términos del tiempo, se tiene que $\frac{\Delta r_{lij}}{c_l} = \Delta t_{lij}$ y $\frac{\Delta r_{Rij}}{c_R} = \Delta t_{Rij}$, por lo que la ecuación

(3.12) se puede reescribir como

$$\ln \left| \frac{A_{IRj}(\omega)}{A_{IRi}(\omega)} \right| = \ln \left| \frac{R_{IRj}G_{IRj}}{R_{IRi}G_{IRi}} \right| + \frac{\omega}{4\pi} \left[\Delta t_{lij} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_l} \right) + \Delta t_{Rij} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_R} \right) \right]. \quad (3.13)$$

La pendiente de esta relación es

$$m_{IRij} = \frac{1}{4\pi} \left[\Delta t_{lij} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_l} \right) + \Delta t_{Rij} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_R} \right) \right], \quad (3.14)$$

por lo que la estimación de Q_{IRij} para cada pareja de offsets se obtiene a partir de la pendiente de su relación espectral

$$Q_{IRij} = \frac{2\pi}{1 - \exp\left[\frac{1}{\Delta t_{IRij}} \left(4\pi m_{IRij} - \Delta t_{Iij} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_I}\right)\right)\right]}. \quad (3.15)$$

Por otro lado, $\Delta t_{IRij} = t_{IRj} - t_{IRi} = \Delta t_{Iij} + \Delta t_{Rij}$. Sustituyendo Δt_{Iij} en (3.15) y simplificando,

$$Q_{Rij} = \frac{2\pi}{1 - \exp\left[\frac{4\pi m_{IRij}}{\Delta t_{Rij}} + \left(1 - \frac{\Delta t_{IRij}}{\Delta t_{Rij}}\right) \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_I}\right)\right]}. \quad (3.16)$$

Como $1 - \exp(x) \cong -x$ cuando $x \ll 1$, entonces $\ln(1 - x) \cong -x$, por lo que la ecuación (3.16) puede reducirse a*:

$$Q_{Rij} \cong \frac{1}{\left(1 - \frac{\Delta t_{IRij}}{\Delta t_{Rij}}\right) \frac{1}{Q_I} - \frac{2m_{IRij}}{\Delta t_{Rij}}}. \quad (3.17)$$

De aquí se observa que el factor de calidad de la onda convertida depende de la diferencia de tiempo total de tránsito Δt_{IRij} , la diferencia del tiempo de viaje de la onda reflejada Δt_{Rij} , el factor de calidad de la onda incidente Q_I y la pendiente medida de las relaciones espectrales m_{IRij} . En éste caso la relación de las pendientes y los incrementos de tiempo no tienen un comportamiento lineal con respecto a las diferencias de tiempo, como sucede en el caso de onda pura. Como consecuencia, no es posible usar una regresión lineal (ver ecuaciones 3.8 y 3.9) para obtener un factor de calidad único. Por lo que el factor de calidad del modo de la onda reflejada, puede estimarse mediante el promediado de los factores de calidad estimados para cada pareja de offsets. Aquí también se puede aplicar el procedimiento usando el espectro de amplitud de la señal fuente como el divisor en la ecuación (3.10), con lo que las diferencias de tiempo en la ecuación (3.17) serían tiempos totales.

Un inconveniente de la ecuación (3.17) es que se requiere del conocimiento previo del factor de calidad de la onda incidente en el medio de propagación. Además, la estimación de los tiempos de viaje del modo incidente y el reflejado, sólo se puede obtener mediante modelado (p. ej., trazado de rayos).

*Esta simplificación también puede aplicarse al caso de ondas puras

3.3 Obtención del factor de calidad de la onda convertida

Dado que la obtención de un factor de calidad a partir de un modo convertido requiere inevitablemente de la estimación de los tiempos de viaje, se plantea la posibilidad de obtener el factor de calidad compuesto Q_{IR} , de una onda convertida. El significado físico de este parámetro será estudiado en el capítulo siguiente.

La ecuación (3.10) puede expresarse de la siguiente manera,

$$A(\omega) = A_0(\omega)R_{IR}G_{IR} \exp\left\{\frac{\omega t_{IR}}{4\pi} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{IR}}\right)\right\}, \quad (3.18)$$

que de hecho es similar a la expresión (3.1) del caso de ondas puras.

Igualando las ecuaciones (3.18) y (3.10) se tiene

$$t_{IR} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{IR}}\right) = t_I \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_I}\right) + t_R \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_R}\right). \quad (3.19)$$

Por lo que

$$Q_{IR} = \frac{2\pi}{1 - \exp\left\{\frac{1}{t_{IR}} \left(t_I \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_I}\right) + t_R \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_R}\right) \right)\right\}} \quad (3.20)$$

con $t_{IR} = t_I + t_R$. Simplificando,

$$Q_{IR} \cong \frac{t_{IR}}{\frac{t_I}{Q_I} + \frac{t_R}{Q_R}}, \quad (3.21)$$

que en offset cero es equivalente a la ecuación (19) de Bale y Stewart (2002). De la ecuación (3.20) se observa claramente que Q_{IR} para el caso P-SV es idéntica a la obtenida en el caso SV-P, por lo que

$$Q_{PS} \equiv Q_{SP}.$$

En adelante usaremos Q_{PS} para referirnos al factor de calidad compuesto de la onda convertida.

El factor de calidad en el caso de ondas convertidas depende de los tiempos de viaje totales y de los factores de calidad de ondas P y S (figura 3.4). Esta característica hace poco factible la posibilidad de usar la comparación entre trazas y así evitar utilizar el espectro de la fuente. Por lo que para conocer Q_{PS} de cada offset se usa el procedimiento planteado en las ecuaciones (3.3) a (3.7), con la diferencia de que en este caso el denominador en la ecuación (3.3) es el espectro de amplitud de la fuente, y las diferencias de tiempo son en realidad tiempos totales de recorrido fuente-reflector-receptor (t_{PS}). Por tanto la ecuación (3.7) se puede reescribir para el caso de ondas convertidas como

$$Q_{PS_i} = \frac{2\pi}{1 - \exp\left(\frac{m_{PS_i} 4\pi}{t_{PS_i}}\right)}, \quad (3.22)$$

donde m_{PS} es la pendiente de la relación espectral entre la ventana de tiempo de la traza seleccionada y la fuente, tal como se ha descrito previamente.

Dado que el comportamiento de Q_{PS} no es lineal con respecto al offset (figura 3.4), no se puede estimar un valor único de Q_{PS} con un simple promediado. No obstante, es posible reescribir la ecuación (3.20) para que el factor de calidad esté expresado en términos de la relación $\frac{t_P}{t_S}$. Haciendo $I \equiv P$ y $R \equiv S$ la ecuación (3.21) viene a ser

$$Q_{PS} \cong Q_P \left(1 + \frac{1 - \frac{Q_P}{Q_S}}{\frac{t_P}{t_S} + \frac{Q_P}{Q_S}} \right) \quad (3.23)$$

y su inverso,

$$\frac{1}{Q_{PS}} \cong \frac{1}{Q_P} + \frac{1}{\frac{t_P}{t_S} + 1} \left(\frac{1}{Q_S} - \frac{1}{Q_P} \right). \quad (3.24)$$

De la ecuación (3.24) se observa que Q_{PS}^{-1} tiene una relación lineal con respecto al inverso de $\frac{t_P}{t_S} + 1$. En la figura 3.5 se muestra el comportamiento de Q_{PS} (ecuación 3.20) y Q_{PS}^{-1} en términos de $\frac{t_P}{t_S}$ y $\left(\frac{t_P}{t_S} + 1\right)^{-1}$, respectivamente, para un valor constante de $Q_P = 50$ y valores

de $\frac{Q_P}{Q_S}$ mayores y menores que uno. Una característica importante de Q_{PS} es que este tiende a ser lineal respecto a la relación $\frac{t_P}{t_S}$ para offsets relativamente cortos, por ejemplo en el tramo de la curva en el que $\frac{t_P}{t_S}$ es menor a uno (ver figura 3.5 a y c).

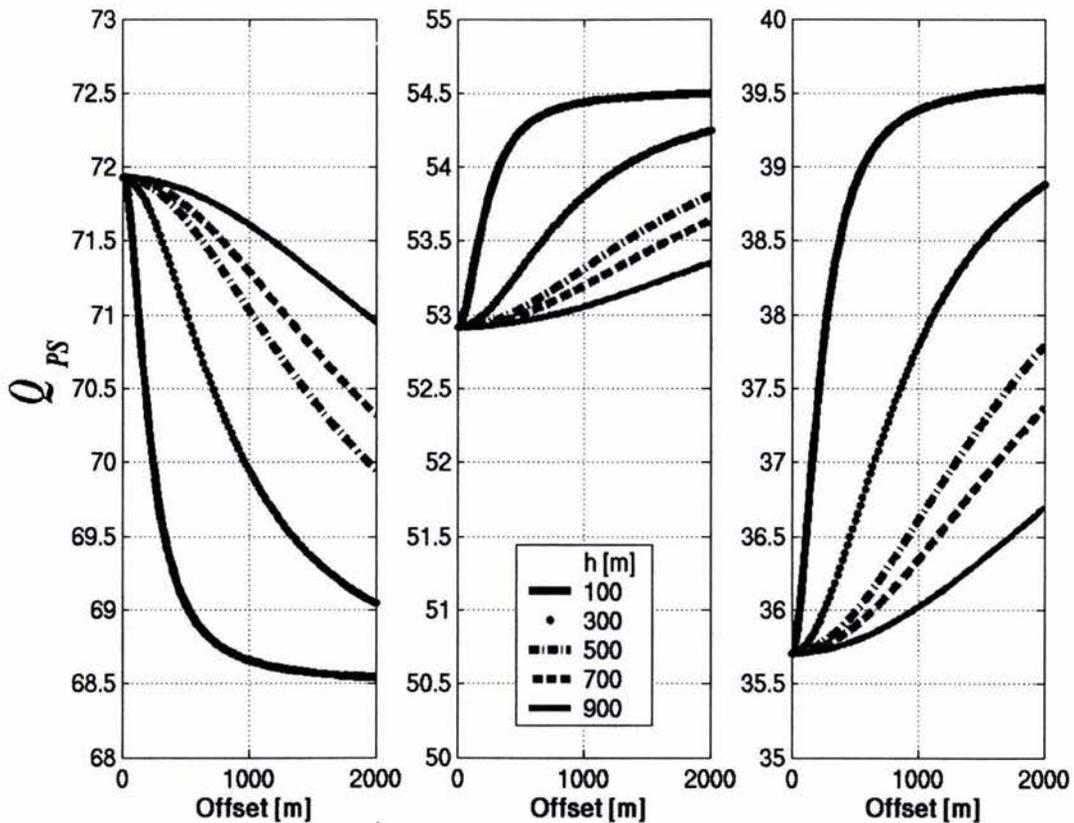


Figura 3.4 Comportamiento del factor de calidad de la onda convertida (Q_{PS}) con el offset, para una capa horizontal con espesor h . El valor de Q_P es de 60, los de Q_S son de 80 (izquierda), 50 (centro) y 30 (derecha). La relación de velocidades V_P/V_S es 2.

Una regresión de los valores estimados de Q_{PS} y los valores de $\frac{t_P}{t_S}$ correspondientes a cada offset del CDP, permiten mapear Q_{PS} con el offset y con ello estimar el valor de Q_{PS} a offset cero. La relación $\frac{t_P}{t_S}$ para la n -ésima capa de un medio estratificado se puede aproximar mediante el cálculo de tiempos de viaje. Sin embargo, como se mencionó en la sección anterior, esta estimación requiere de modelar la propagación en un medio

estratificado usando trazado de rayos, diferencias finitas, etc. Para evitar el uso de alguna técnica como las mencionadas para el cálculo de los tiempos de viaje, se desarrolló una ecuación basada en el *binning* asintótico:

$$\frac{t_P}{t_S} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \left[\frac{t_{PS0}^2 V_{PSrms}^2 (\bar{\gamma} + 1)^2 + 4x^2 \bar{\gamma}^2}{t_{PS0}^2 V_{PSrms}^2 (\bar{\gamma} + 1)^2 + 4x^2} \right]^{1/2}. \quad (3.25)$$

Donde $\bar{\gamma}$ es la relación de velocidades promedio (ecuación B.14), V_{PSrms} es la velocidad RMS de la onda convertida (ecuación B.11a), t_{PS0} es el tiempo de viaje de offset cero de la onda convertida y x es la distancia horizontal fuente receptor. El desarrollo de la ecuación (3.25) se describe en el apéndice C. En la ecuación 3.25 se observa que en offset cero

$$\frac{t_{P0}}{t_{S0}} = \frac{1}{\bar{\gamma}}.$$

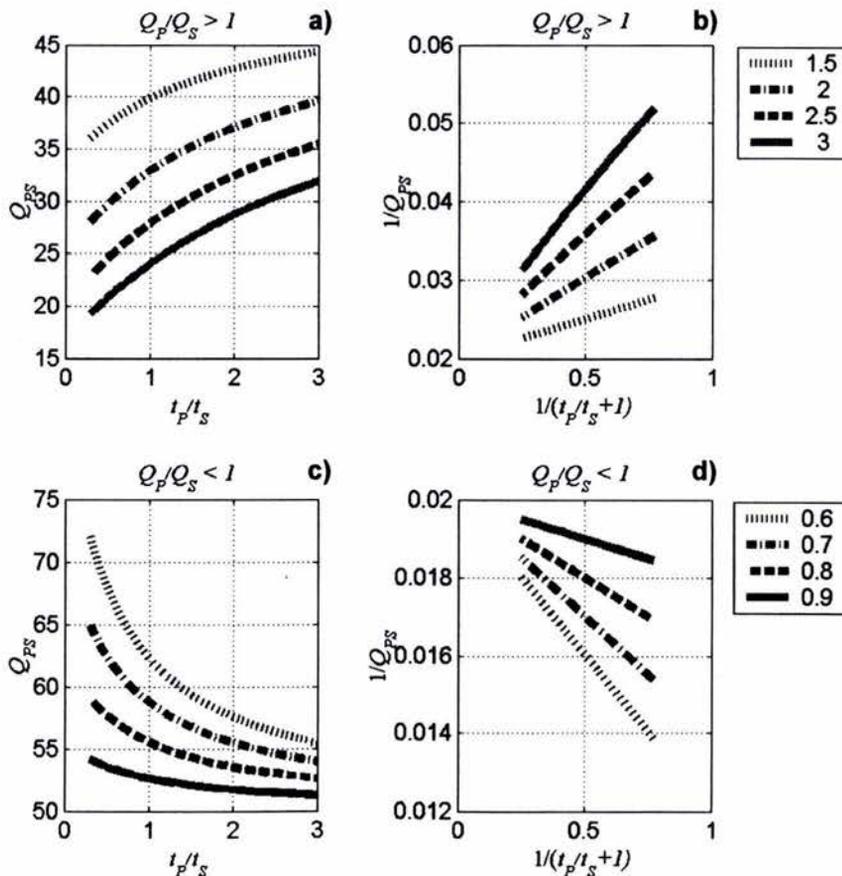


Figura 3.5 Comportamiento de Q_{PS} con la relación t_P/t_S (izquierda) y $1/Q_{PS}$ con la relación $1/(t_P/t_S + 1)$ (derecha), para relaciones de Q_P/Q_S mayores (arriba) y menores que uno (abajo). Q_P es constante e igual a 50 en todos los casos.

Factor de calidad de la onda convertida en offset cero

Sustituyendo $\frac{t_{P0}}{t_{S0}}$ en la ecuación (3.23) se tiene que,

$$Q_{PS}(x=0) \cong Q_P \frac{1+\gamma}{1+\Theta\gamma}, \quad (3.26)$$

donde $\Theta = \frac{Q_P}{Q_S}$.

La figura 3.6 muestra el comportamiento del factor de calidad de la onda convertida, normalizado por Q_P , con relaciones de velocidades que van de uno a cuatro y relaciones de factores de calidad entre 0.2 y 5. Es claro que para valores de Θ mayores que uno, el factor de calidad de la onda convertida disminuye con γ , en tanto que para valores de Θ menores que uno, Q_{PS} aumenta con γ . Si $\Theta < 1$ cuando existe saturación parcial de gas (Winkler, 1979), entonces se tiene que Q_{PS} es mayor que Q_P .

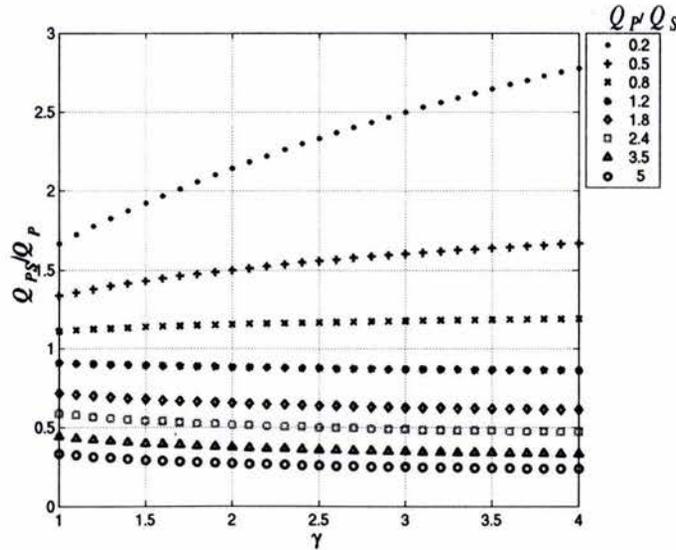


Figura 3.6 Comportamiento del factor de calidad de la onda convertida (Q_{PS}) con la relación de velocidades γ .

3.4 Obtención del factor de calidad en un medio estratificado

En un medio estratificado el espectro de amplitud del evento reflejado proveniente del contacto n es

$$A_{(n)}(\omega) = A_0(\omega) \exp\left\{\frac{\omega t_{(n)}}{4\pi} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n)}}\right)\right\}, \quad (3.27)$$

donde $Q_{(n)}$ es el factor de calidad efectivo hasta el contacto n , $t_{(n)}$ el tiempo total de la trayectoria fuente-receptor, ω la frecuencia angular y $A_0(\omega)$ el espectro de amplitudes de la fuente. La ecuación (3.27) puede ser representada por una multiplicación de exponenciales, con términos respectivos para cada intervalo:

$$A_{(n)}(\omega) = A_0(\omega) \prod_{i=1}^n \exp\left\{\frac{\omega t_i}{4\pi} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right)\right\}. \quad (3.28)$$

Aquí Q_i y t_i representan respectivamente, el factor de calidad y el tiempo de viaje de la trayectoria en la capa i . En el caso de ondas puras este tiempo de viaje es equivalente al doble del tiempo sencillo.

De las ecuaciones (3.27) y (3.28) se deduce que,

$$t_{(n)} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n)}}\right) = \sum_{i=1}^n t_i \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right), \quad (3.29)$$

por lo que,

$$t_n \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_n}\right) = t_{(n)} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n)}}\right) - \sum_{i=1}^{n-1} t_i \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right). \quad (3.30)$$

Finalmente el factor de calidad del intervalo n es

$$Q_n = \frac{2\pi}{1 - \exp\left\{\frac{t_{(n)} \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n)}}\right) - \sum_{i=1}^{n-1} t_i \ln\left(1 - \frac{2\pi}{Q_i}\right)}{t_n}\right\}}. \quad (3.31)$$

Pero $t_{(n)} = t_1 + t_2 + \dots + t_n$, por lo que

$$t_n = t_{(n)} - t_1 - t_2 - \dots - t_{n-1} = t_{(n)} - t_{(n-1)}. \quad (3.32)$$

Similarmente

$$t_{(n-1)} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n-1)}} \right) = \sum_{i=1}^{n-1} t_i \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_i} \right). \quad (3.33)$$

Sustituyendo las ecuaciones (3.32) y (3.33) en (3.31)

$$Q_n = \frac{2\pi}{1 - \exp \left\{ \frac{t_{(n)} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n)}} \right) - t_{(n-1)} \ln \left(1 - \frac{2\pi}{Q_{(n-1)}} \right)}{t_{(n)} - t_{(n-1)}} \right\}} \quad (3.34)$$

y simplificando, el factor de calidad en el intervalo es

$$Q_n \cong \frac{t_{(n)} - t_{(n-1)}}{\frac{t_{(n)}}{Q_{(n)}} - \frac{t_{(n-1)}}{Q_{(n-1)}}}. \quad (3.35)$$

El error en la obtención del factor de calidad de intervalo n con la relación (3.35) depende del error en la estimación de $Q_{(n)}$ y $Q_{(n-1)}$. A continuación se evalúa el error relativo ΔQ_n , a partir de la ecuación (3.35).

El error relativo está determinado por,

$$\Delta Q_n = \left| 1 - \frac{\frac{t_{(n)} - t_{(n-1)}}{\frac{t_{(n)}}{\hat{Q}_{(n)}} - \frac{t_{(n-1)}}{\hat{Q}_{(n-1)}}}}{\frac{t_{(n)} - t_{(n-1)}}{\frac{t_{(n)}}{Q_{(n)}} - \frac{t_{(n-1)}}{Q_{(n-1)}}}} \right|, \quad (3.36)$$

donde $\hat{Q}_{(n)}$ y $\hat{Q}_{(n-1)}$ son los valores estimados de $Q_{(n)}$ y $Q_{(n-1)}$ respectivamente, en las capas n y $n-1$ según el subíndice.

Factorizando,

$$\Delta Q_n = \left| 1 - \left(\frac{\hat{Q}_{(n)}}{Q_{(n)}} \right) \left(\frac{\hat{Q}_{(n-1)}}{Q_{(n-1)}} \right) \left(\frac{Q_{(n-1)} - Q_{(n)} T}{\hat{Q}_{(n-1)} - \hat{Q}_{(n)} T} \right) \right| \quad (3.37)$$

$$\text{con } T = \frac{t_{(n-1)}}{t_{(n)}}.$$

Por otro lado, el error relativo en la estimación del factor de calidad equivalente hasta la capa n está dado por,

$$\Delta Q_{(n)} = \left| 1 - \frac{\hat{Q}_{(n)}}{Q_{(n)}} \right|, \quad (3.38)$$

por lo que el complemento del error es

$$e_{(n)} = \frac{\hat{Q}_{(n)}}{Q_{(n)}} = 1 \mp \Delta Q_{(n)}. \quad (3.39)$$

Sustituyendo la ecuación (3.39) en la ecuación (3.37)

$$\Delta Q_n = \left| 1 - e_{(n)} e_{(n-1)} \frac{Q_{(n-1)} - Q_{(n)} T}{\hat{Q}_{(n-1)} - \hat{Q}_{(n)} T} \right|, \quad (3.40)$$

y factorizando

$$\Delta Q_n = \left| 1 - e_{(n)} e_{(n-1)} \frac{1 - \frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}} T}{e_{(n-1)} - e_{(n)} \frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}} T} \right|. \quad (3.41)$$

De la ecuación 3.41 se observa que el error relativo en la estimación del factor de calidad en cada intervalo, depende de: el complemento de los errores relativos en la estimación de los factores de calidad equivalentes, la relación de los factores de calidad equivalentes reales y la relación de los tiempos totales de los dos contactos involucrados.

Si $Q_{(n-1)}$ es mayor que $Q_{(n)}$ (figura 3.7), el error en la estimación es muy sensible a errores positivos en la estimación de $Q_{(n-1)}$. El error en éste caso se incrementa gradualmente

cuando $\frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}} \rightarrow 1$ y $T \rightarrow 1$. Si $Q_{(n-1)}$ es menor que Q_n (figura 3.8), el error depende

principalmente de la relación entre el cociente $\frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}}$ y T .

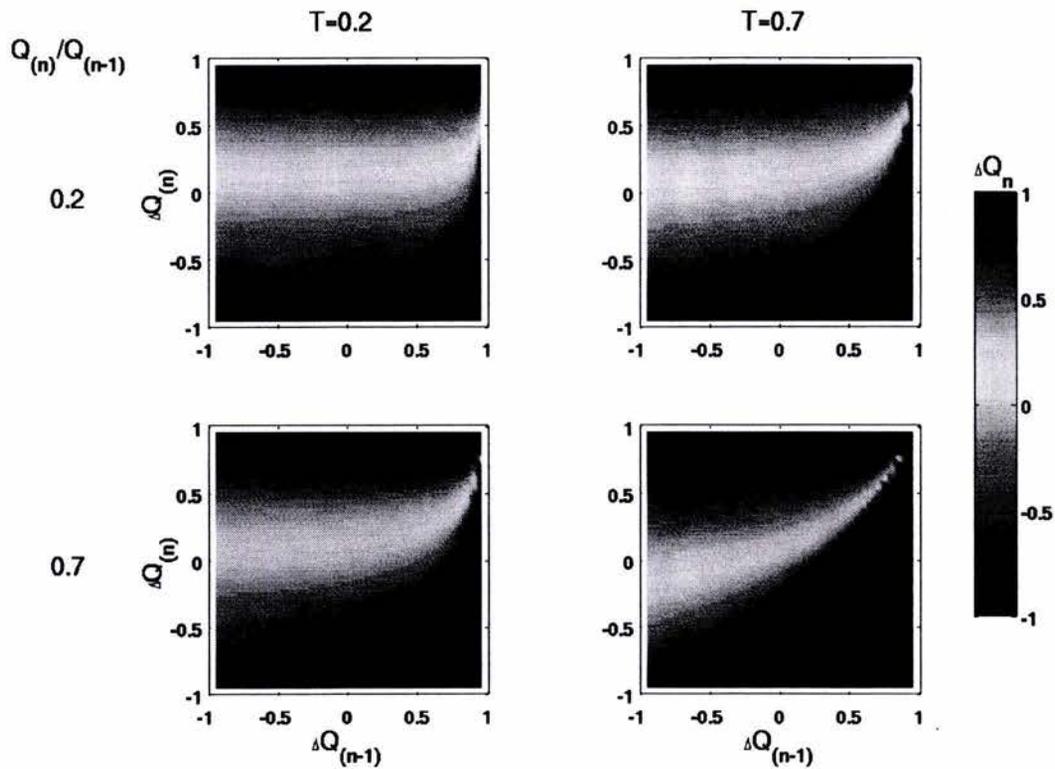


Figura 3.7. Dependencia del error relativo en la estimación del factor de calidad de intervalo, con los errores relativos de los factores de calidad equivalentes $\Delta Q_{(n)}$ y $\Delta Q_{(n-1)}$, y las relaciones de tiempos totales de viaje T y de los factores de calidad reales cuando $\frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}} < 1$.

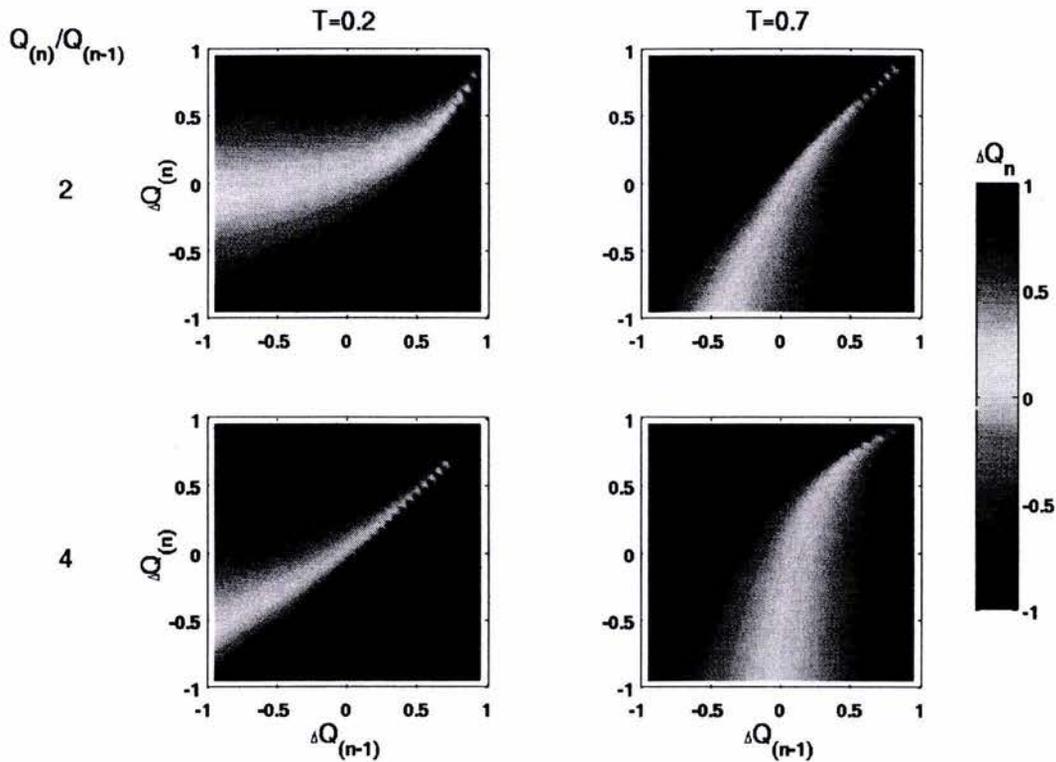


Figura 3.8. Dependencia del error relativo en la estimación del factor de calidad de intervalo, con los errores relativos de los factores de calidad equivalentes $\Delta Q_{(n)}$ y $\Delta Q_{(n-1)}$, y las relaciones de tiempos totales de viaje T y de los factores de calidad reales cuando $\frac{Q_{(n)}}{Q_{(n-1)}} > 1$.

3.5 Aplicación en datos sintéticos

En esta sección se prueba la metodología descrita en las secciones anteriores para la obtención de factores de calidad. Para ello se usan los sismogramas calculados en el capítulo 2, para el caso de onda P pura y convertida de P a S. La idea es ubicar eventos provenientes de un mismo reflector, es decir que correspondan a un mismo tiempo de referencia vertical y adquirir una ventana alrededor de éste para obtener espectros de amplitud, a partir de los cuáles se obtiene el factor de calidad Q_P , Q_S o Q_{PS} , de acuerdo con las ecuaciones (3.9), (3.17) y (3.23), respectivamente.

3.5.1 Caso PP

Los espectros de amplitud de los eventos del modelo descrito en la tabla 2.1 se muestran en la figura 3.9. Es evidente que los eventos presentan una pérdida acumulada de altas frecuencias debida a la atenuación (ver figura 3.9), y que ésta es mayor en el último reflector

(figura 3.9 d). Dado que la fuente es un pulso de Ricker con frecuencia central de 40 Hz, se observa que tanto en offset como en profundidad existe un corrimiento de la frecuencia central hacia frecuencias menores a la de la fuente, dependiendo del offset y la profundidad del reflector.

La estimación del factor de calidad Q_P se realizó con los espectros de la figura 3.9. Se usó como espectro de comparación el correspondiente al último offset para cada evento, el cual se muestra con línea azul gruesa en la figura 3.9. Los valores estimados, así como el error en la estimación para el factor de calidad equivalente (ecuación 3.9) y el de intervalo (ecuación 3.18) se muestran en la tabla 3.1.

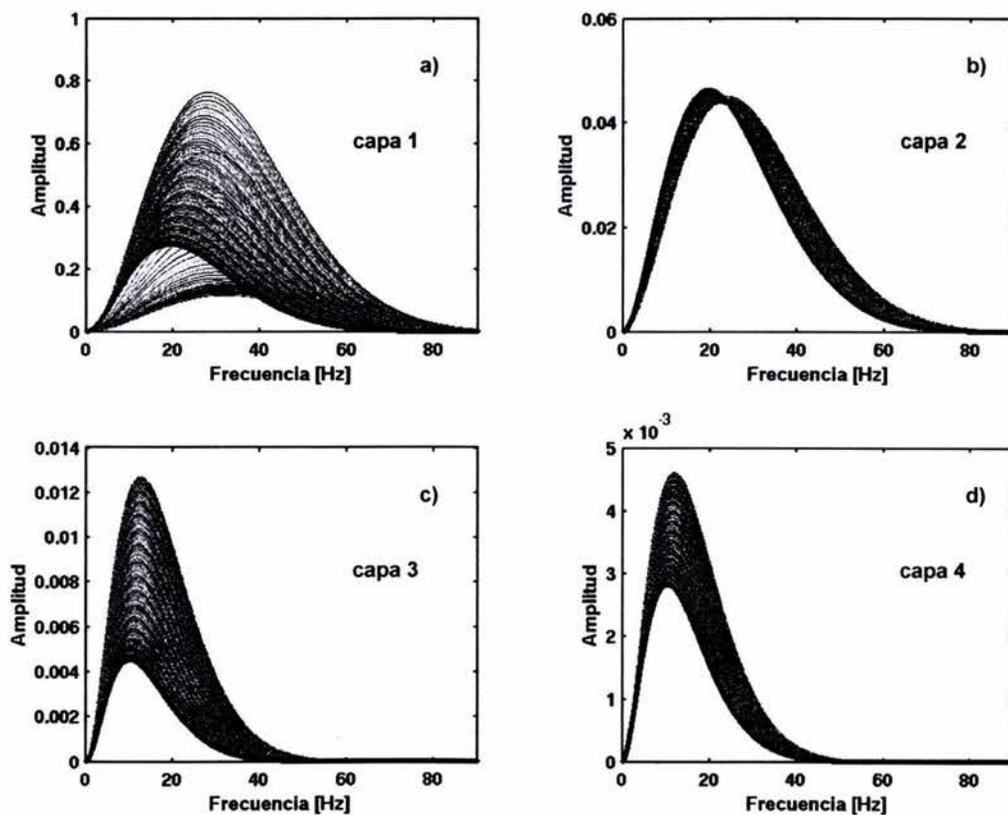


Figura 3.9 Espectros de amplitud de cada offset, para los cuatro reflectores del modelo PP. La línea azul gruesa, es el espectro de amplitudes del último offset.

Los resultados de la tabla 3.1 muestran que el porcentaje de error en la estimación de Q incrementa con la profundidad y que el error se debe a una sobreestimación del factor de calidad equivalente (ver figura 3.10). El error en la estimación se produce porque el factor de calidad equivalente del medio no es constante para cada offset (ver figura 3.11). Esto es una consecuencia de que los intervalos de tiempo en cada capa para cada una de las trayectorias son distintos (ecuación 3.29). Sin embargo, al estimar el factor de calidad en los intervalos, el error no es mayor al 7 %. Esto se debe a que como ya se comentó, el error en la

estimación del factor de calidad intervalo no se debe únicamente al error en la estimación de los factores de calidad equivalente, sino también a las relaciones de los tiempos de viaje y los valores reales del factor de calidad (ecuación 3.41).

Tabla 3.1 Valores reales y estimados para el factor de calidad equivalente y de intervalo

capa	equivalente			intervalo		
	$Q_{P(n)}$			Q_{Pn}		
n	real	estimado	error (%)	real	estimado	error (%)
1	60.00	60.00	0.00	60.00	60.00	0.00
2	70.55	72.05	2.12	76.00	78.39	3.15
3	35.29	39.94	13.18	15.00	15.96	6.38
4	41.66	47.35	13.65	115.00	121.55	5.70

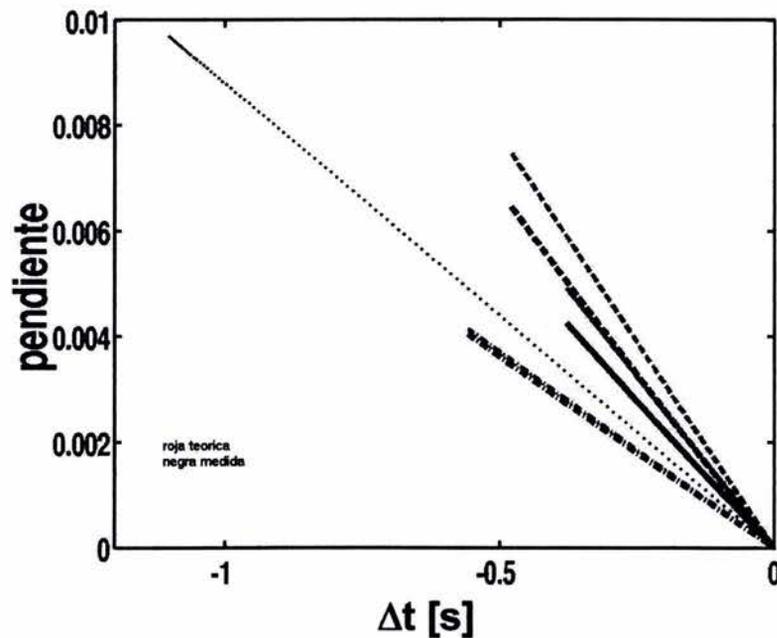


Figura 3.10 Relación Δt - m para los valores estimados (negro) y reales (rojo) del factor de calidad equivalente de la onda compresional. Capa 1 línea punteada, capa 2 punteada y discontinua, capa 3 discontinua y capa 4 continua.

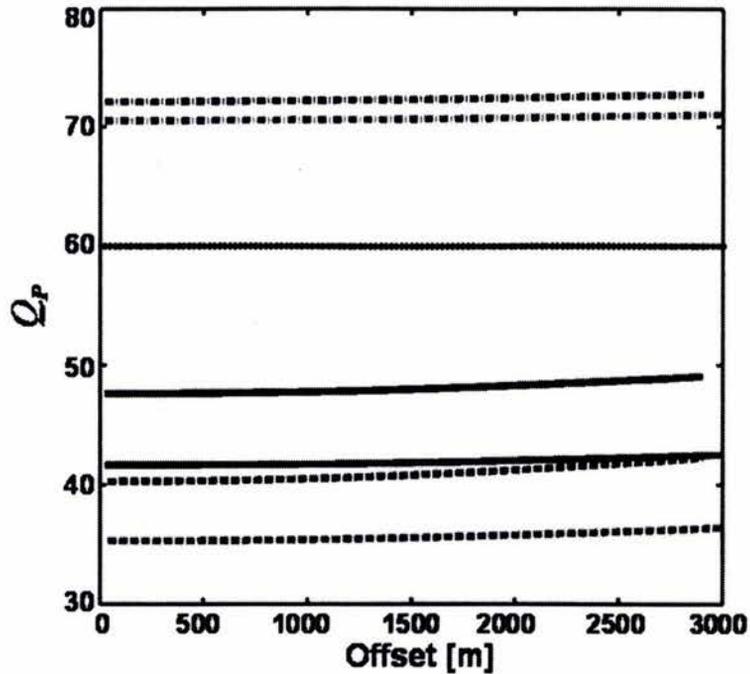


Figura 3.11 Valores estimados (negro) y reales (rojo) del factor de calidad equivalente de la onda compresional, en cada offset. Capa 1 línea punteada, capa 2 punteada y discontinua, capa 3 discontinua y capa 4 continua.

3.5.2 Caso PS

A partir de datos de onda convertida es posible estimar el factor de calidad de la onda S, Q_S , si se cuenta con una estimación independiente del factor de calidad Q_p . Así mismo, se puede estimar el factor de calidad total de la onda convertida, Q_{PS} . En esta sección se muestran los resultados de ambas estimaciones.

Un aspecto importante en el caso de la onda convertida es la rápida pérdida de altas frecuencias. Como puede observarse en la figura 3.12, después de la segunda capa la frecuencia pico es menor a 20 Hz, esto es menos que la mitad de la frecuencia pico de la ondícula fuente.

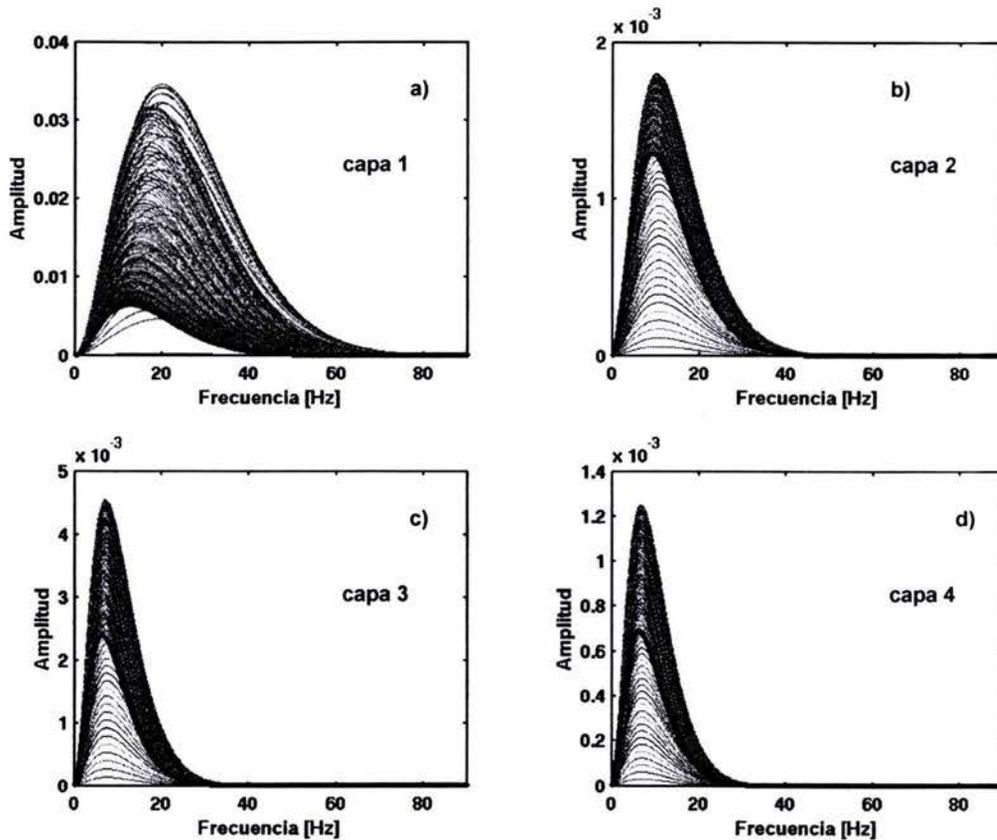


Figura 3.12 Espectros de amplitud de cada offset, para los cuatro reflectores del modelo PS. La línea azul gruesa, es el espectro de amplitud del último offset.

Resultados para Q_S

La estimación de Q_S se obtuvo a partir de la ecuación (3.17) usando los valores equivalentes estimados de Q_P (tabla 3.1). En este caso se usó el espectro de la tercera traza (offset) de cada evento como espectro de comparación. Los resultados de la estimación del factor de calidad de la onda S se muestran en la tabla 3.2.

La relación de tiempos T (ver ecuación 3.41) para el cálculo del factor de calidad de intervalo, coinciden con un máximo en la curva de error, por lo que el error en la estimación del factor de calidad en la cuarta capa es muy grande, aunque no lo es así para el cálculo del factor de calidad equivalente. En general los resultados en la estimación de Q_S a partir de datos de onda convertida se aproximan a los valores reales correspondientes. Sin embargo, se asume que los factores de calidad equivalentes de la onda compresional son conocidos. La incertidumbre en la estimación del factor de calidad de la onda S, depende de la incertidumbre en la estimación del factor de calidad de la onda P. Dicha dependencia produce menos confiabilidad en la estimación de Q_S .

Tabla 3.2 Valores reales y estimados del factor de calidad, equivalente y de intervalo, de la onda S

capa	equivalente			intervalo		
	$Q_{S(n)}$			Q_{Sn}		
n	real	estimado	error (%)	real	estimado	error (%)
1	25.00	25.00	0.00	25.00	25.00	0.00
2	33.54	35.22	5.02	40.00	43.07	7.69
3	33.63	34.36	2.18	34.00	31.37	7.73
4	37.66	41.40	9.93	80.00	274.34	242.92

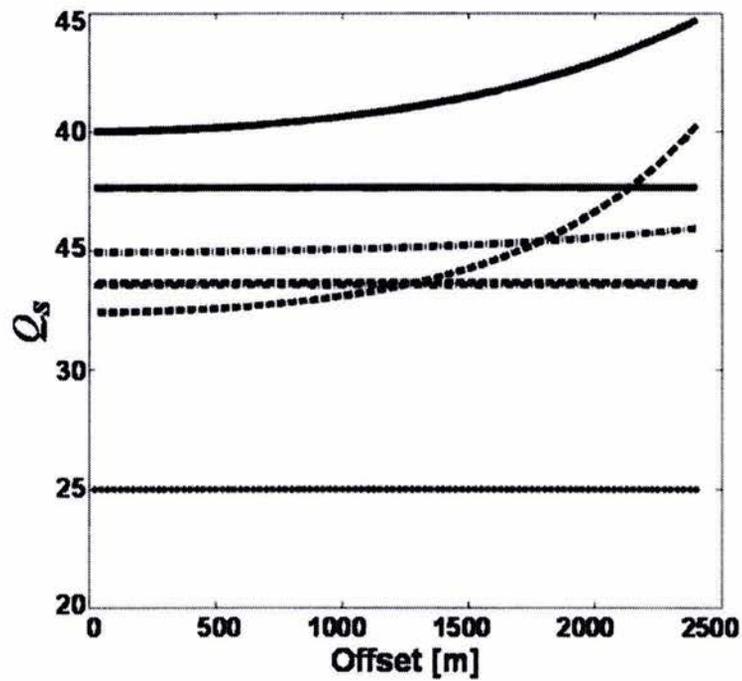


Figura 3.13 Comportamiento del factor de calidad de onda S equivalente estimado (negro) y real (rojo) con el offset. Capa 1 línea punteada, capa 2 punteada y discontinua, capa 3 discontinua y capa 4 continua.

Resultados para Q_{PS}

En la figura 3.14 a, se observa el factor de calidad de la onda convertida no es constante con el offset, pero tiende a serlo conforme la profundidad aumenta (ver sección 3.3 y figura 3.4). Como ya se comentó en la sección 3.3, la variación del factor de calidad de la onda convertida con el offset, depende del tiempo que la onda viaja como P o como S en el recorrido total del rayo. Estos tiempos tienden a ser parecidos conforme aumenta la profundidad, debido al incremento de la velocidad con la profundidad. Se puede esperar que esto sea cierto en profundidades grandes y offsets cortos, sin embargo, en nuestro caso es evidente que esto no ocurre. Debido a que la variación de Q_{PS} con el offset es considerable, mayor del 30% (figura 3.14a) en la primera capa, se decidió usar el espectro de la fuente en vez de la comparación entre trazas (ver sección 3.3).

Dado que las relaciones de $\frac{t_P}{t_S}$ para el modelo planteado en la sección 2.3 son menores que uno, excluyendo las de la primera capa (figura 3.14b), se calculó una regresión lineal de Q_{PS} respecto a $\frac{t_P}{t_S}$ (ver sección 3.3). Para estimar el valor Q_{PS} en offset cero se evaluó la

regresión obtenida para cada capa en $\frac{1}{\bar{\gamma}}$, aquí $\bar{\gamma}$ se calcula según la ecuación B.14. En todas

las capas la regresión se hizo considerando offsets menores a 1500 m, los resultados de la estimación del factor de calidad equivalente y de intervalo de offset cero de la onda convertida se muestran en la tabla 3.3. En este caso el error que introduce el suponer un comportamiento lineal es menor al 1% en los valores equivalentes y al 10% en los valores de intervalo.

Tabla 3.3. Valores reales y estimados para el factor de calidad de la onda convertida equivalente y de intervalo

capa	equivalente			intervalo		
	n	real	$Q_{PS(n)}$ estimado error (%)	real	Q_{PSn} estimado error (%)	
1		29.34	29.48 0.47	29.34	29.48	0.47
2		39.16	39.12 0.09	46.25	45.59	1.41
3		34.10	34.07 0.08	24.83	22.95	7.54
4		38.78	38.77 0.03	88.10	82.77	6.05

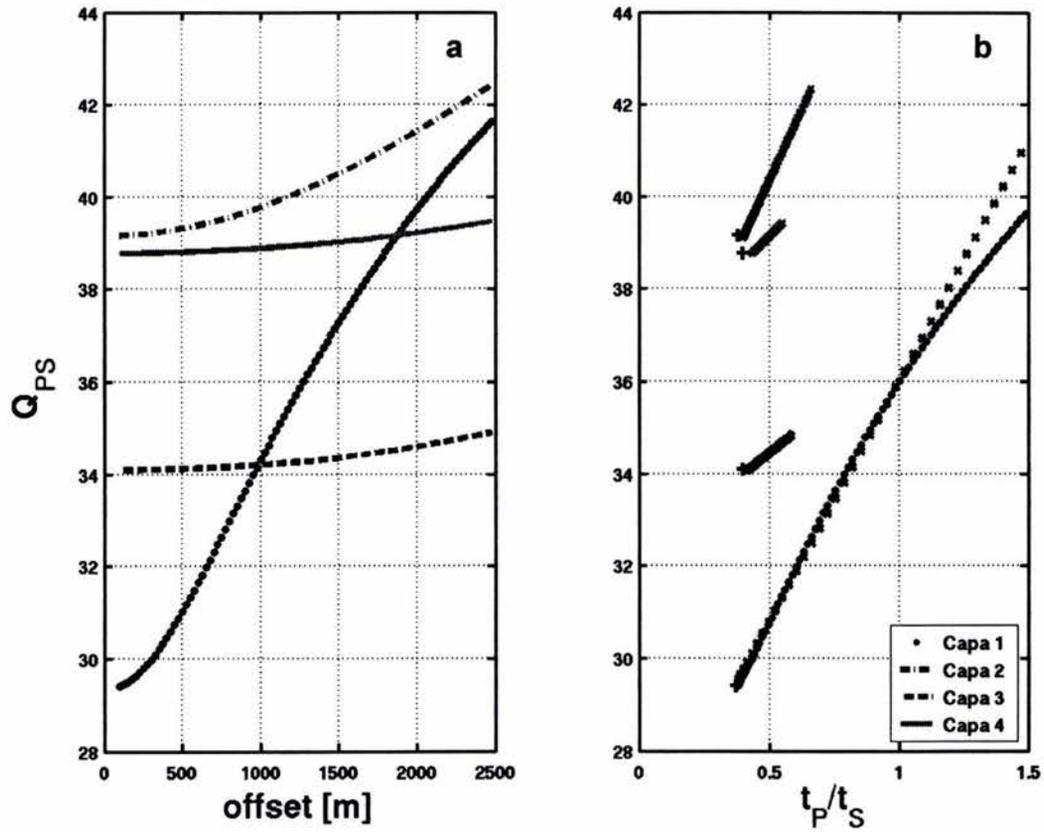


Figura 3.14 Comportamiento del factor de calida de la onda convertida, a) con el offset y b) con la relación $\frac{t_P}{t_S}$. Con símbolos "+" del respectivo color de cada capa se muestran la aproximación de $\frac{t_P}{t_S}$ con el *binning* asintótico. Con símbolos "+" negros, se indica el valor de Q_{PS} evaluado en $\frac{1}{\bar{\gamma}}$.

Capítulo 4.

RELACIÓN ENTRE EL FACTOR DE CALIDAD Y OTRAS PROPIEDADES DE LAS ROCAS

En el capítulo anterior estudiamos la forma de obtener factores de calidad a partir de datos de onda compresional y convertida. La conclusión fue que es más factible obtener el factor de calidad de la onda convertida que el de la onda pura a partir de un modo convertido. También se demostró la dependencia del factor de calidad de la onda convertida (Q_{PS}) con los cocientes $\frac{Q_P}{Q_S}$ y $\frac{V_P}{V_S}$. En trabajos previos se ha encontrado que estos cocientes pueden servir como identificadores litológicos y/o de contenido de fluidos (Winkler, 1979 y Klimentos, 1995). La idea del capítulo actual es estudiar la relación de los factores de calidad, principalmente el de la onda convertida, con distintas propiedades petrofísicas. Para ello se usaron mediciones de laboratorio de V_P , V_S , Q_P y Q_S publicadas por Best et al. (1994), Best y McCann (1995) y Tao et al. (1995). En total son 40 muestras de arenas con distinta composición mineral, cuatro de ellas tienen un alto contenido de arcilla (> 35%). En los trabajos mencionados, los valores de velocidades y factores de calidad se obtuvieron en laboratorio con de frecuencias ultrasónicas de alrededor de 0.8 MHz, y presiones entre 50 y 60 MPa.

A partir de dichas mediciones se calculó el valor de Q_{PS} con la ecuación (3.26) y V_{PS} cuya definición se da en el apéndice B (ecuación B.10). Las mediciones tomadas de Best et al. (1994) y Tao et al. (1995), un total de 33 muestras, se usaron para relacionar propiedades como contenido de arcilla, permeabilidad y porosidad con la velocidad y el factor de calidad. Las muestras de Best y McCann (1995), siete muestras, se usaron para relacionar la velocidad y el factor de calidad con la saturación de distinto tipo de fluido. En el trabajo de Best et al (1994), particularmente se presenta y discute la relación entre V_P , V_S , Q_P y Q_S , de igual forma, se comenta su dependencia con el contenido de arcilla, la porosidad y la permeabilidad.

En la primera sección del capítulo se muestran correlaciones entre los distintos parámetros estudiados. En las secciones posteriores, se discute la posibilidad de usar combinaciones de éstos parámetros como gráficos cruzados para la diferenciación de contenido de arcilla, permeabilidad, porosidad y/o tipo de fluido.

4.1 Resultados generales

En la tabla 4.1 se muestran los coeficientes de correlación entre Q_P , Q_S , V_P , V_S , $\frac{Q_P}{Q_S}$ y $\frac{V_P}{V_S}$. Tal como ha sido comentado por varios autores (p. ej. Castagna et al., 1998 y Best et al.

1994) la correlación entre V_P y V_S es muy alta. Del mismo modo, la correlación de V_{PS} con las velocidades V_P y V_S es cercana a uno, con una dependencia directamente proporcional. En ambos casos el coeficiente de correlación entre γ y las velocidades V_P y V_S no es tan alto. Un rasgo característico de γ es que es inversamente proporcional al resto de los parámetros evaluados. En el caso de la relación de velocidades las correlaciones más altas se tienen con V_S y V_{PS} . Por su parte, Q_{PS} muestra una correlación intermedia a alta (>0.5) con todos los parámetros, exceptuando Q_P/Q_S . De hecho, ésta última prácticamente no es correlacionable con ninguno de los parámetros. Best et al. (1994) notan en particular la buena correlación que existe entre Q_P y Q_S .

Tabla 4.1 Coeficientes de correlación (c.c.) entre los distintos parámetros estudiados

c.c.	V_P	V_S	Q_P	Q_S	V_{PS}	V_P/V_S	Q_{PS}	Q_P/Q_S
V_P	1.0000							
V_S	0.9542	1.0000						
Q_P	0.5214	0.5914	1.0000					
Q_S	0.4418	0.5468	0.7852	1.0000				
V_{PS}	0.9787	0.9952	0.5748	0.5171	1.0000			
V_P/V_S	<i>-0.5743</i>	<i>-0.7872</i>	<i>-0.5301</i>	<i>-0.5507</i>	<i>-0.7269</i>	1.0000		
Q_{PS}	0.5061	0.6050	0.8958	0.9763	0.5783	<i>-0.5835</i>	1.0000	
Q_P/Q_S	<i>0.1216</i>	<i>0.0863</i>	<i>0.3809</i>	<i>-0.2333</i>	<i>0.1005</i>	<i>-0.0228</i>	<i>-0.0444</i>	1.0000

Los coeficientes de correlación altos se muestran en rojo, los intermedios en negrita y los muy bajos en itálica.

En cuanto a la dependencia entre las velocidades y el contenido de arcilla se tiene que, como ya ha sido señalado por otros autores (p. ej. Best et al., 1994), las velocidades V_P y V_S disminuyen conforme aumenta la arcillosidad. La relación de velocidades, γ , al contrario de V_P y V_S , aumenta con el contenido de arcilla y además, tiene una mejor correlación con el mismo, por lo que es considerado como un buen identificador litológico (ver p. ej. Castagna et al., 1998). También se ha demostrado que los factores de calidad disminuyen con la arcillosidad (p. ej. Best et al., 1994). En la tabla 4.2, así como en la figura 4.1- h, se muestra que la relación de los factores de calidad, Θ , no tiene una tendencia preferencial con contenido de arcilla y que el factor de calidad de la onda convertida, tiene un comportamiento similar al de Q_S (figuras 4.1- d y f).

Best et al. (1994) demostraron que la velocidad no tiene relación con la permeabilidad, pero los factores de calidad sí (figura 4.2- a-d). De la misma forma, V_{PS} y γ tienen una baja correlación con la permeabilidad (tabla 4.2). En el caso del factor de calidad Q_{PS} , se encontró que tiene un comportamiento similar al que se observó previamente para Q_S (figura 4.2- f).

Por otra parte, se ha encontrado que a mayor porosidad las velocidades V_P y V_S disminuyen (ver p. ej. Best et al., 1994) (figuras 4.3- a y c). En el caso de V_{PS} , también se observa un comportamiento inversamente proporcional con la porosidad (figura 4.3- e). Sin embargo γ , que tiene una relación directamente proporcional con la porosidad (tabla 4.2), no muestra

una tendencia clara (figura 4.3- g). Para los factores de calidad Best et al. (1994) encontraron que Q_P y Q_S no presentan una tendencia relacionada con la porosidad (figuras 4.3- b y d). De manera similar Θ y Q_{PS} , muestran correlaciones bajas (tabla 4.2).

Para estudiar la relación de la viscosidad con los parámetros de interés, se usaron los valores de V_P , V_S , Q_P y Q_S obtenidos en laboratorio por Best y McCann (1995). Las mediciones de estos valores se hicieron en siete muestras de arenas con contenidos de arcilla que van de 2.7 a 22.6 %, tienen un rango de porosidad entre 10 y 20% y la permeabilidad va de 0.2 a 519 miliDarcys. Cada de éstas muestras fue saturada con fluidos de distinta viscosidad, como son hexano, agua deionizada y destilada y cuatro soluciones de glicerol con agua. Las viscosidades de estos fluidos van de 20 a 1047 centipoises. Es importante mencionar que en el trabajo de Best y McCann (1995) se comparan los resultados experimentales con los esperados a partir de la teoría de Biot, si embargo, no se discuten ampliamente las relaciones entre velocidad, atenuación y viscosidad del fluido.

En la tabla 4.3 se muestran los coeficientes de correlación de cada una de las muestras con los cuatro fluidos. Los coeficientes de correlación más altos se encuentran relacionados a V_P y V_{PS} , estos valores tienden a aumentar con el incremento de la viscosidad del fluido (figuras 4.4- a y e). Por su parte, los coeficientes de correlación de V_S , Q_S , y Q_{PS} , son de intermedios a bajos, sin embargo en las figuras 4.4- b, d y g, se observa que estos parámetros tienen dos tendencias, una inversamente proporcional a la viscosidad para fluidos con viscosidades menores a uno, y otra directamente proporcional para viscosidades mayores a uno. Q_P al igual que Θ , lo mismo tienen coeficientes de correlación positivos que negativos, y en los gráficos 4.4- c y h, no se distingue una tendencia preferencial.

Tabla 4.2 Coeficientes de correlación (c.c.) con la arcillosidad, la permeabilidad y la Porosidad

c.c.	Arcillosidad	Permeabilidad	Porosidad
V_P	-0.4936	-0.2306	-0.5779
V_S	-0.5838	-0.1282	-0.4975
Q_P	-0.3609	<i>0.0820</i>	-0.1664
Q_S	-0.4469	0.3866	<i>-0.0061</i>
V_{PS}	-0.5628	-0.1640	-0.5273
V_P/V_S	0.6601	-0.1034	0.1299
Q_{PS}	-0.4312	0.2785	<i>-0.0865</i>
Q_P/Q_S	<i>-0.0377</i>	-0.3352	-0.1579

Los coeficientes de correlación altos se muestran en rojo, los intermedios en negrita y los muy bajos en itálica.

Tabla 4.3 Coeficientes de correlación (c.c.) con la viscosidad

c.c.	<i>VP</i>	<i>VS</i>	<i>QP</i>	<i>QS</i>	<i>VPS</i>	<i>VP/VS</i>	<i>QP/QS</i>	<i>QPS</i>
Elgin 1	0.6005	0.1100	-0.7872	-0.1213	0.3079	0.6789	-0.3185	-0.5304
Elgin 2	0.7574	0.6618	0.6561	-0.8659	0.8106	0.2480	0.7370	-0.6224
Berea	0.9318	<i>0.0012</i>	-0.8261	-0.7783	0.4544	0.7589	-0.4064	-0.8423
N.N.Sea	0.9329	0.7533	-0.2655	<i>-0.0179</i>	0.8606	0.7080	-0.2007	-0.1935
York 1	0.9358	0.4002	0.4142	-0.7243	0.7290	0.6275	0.7333	-0.5647
York 2	0.9556	0.8716	<i>-0.0823</i>	-0.4307	0.9151	0.3779	0.4884	-0.3878
Wealden	0.9359	0.7077	-0.7214	-0.5901	0.8149	0.4436	-0.3679	-0.6616

Los coeficientes de correlación altos se muestran en rojo, los intermedios con negritas y los muy bajos en itálica

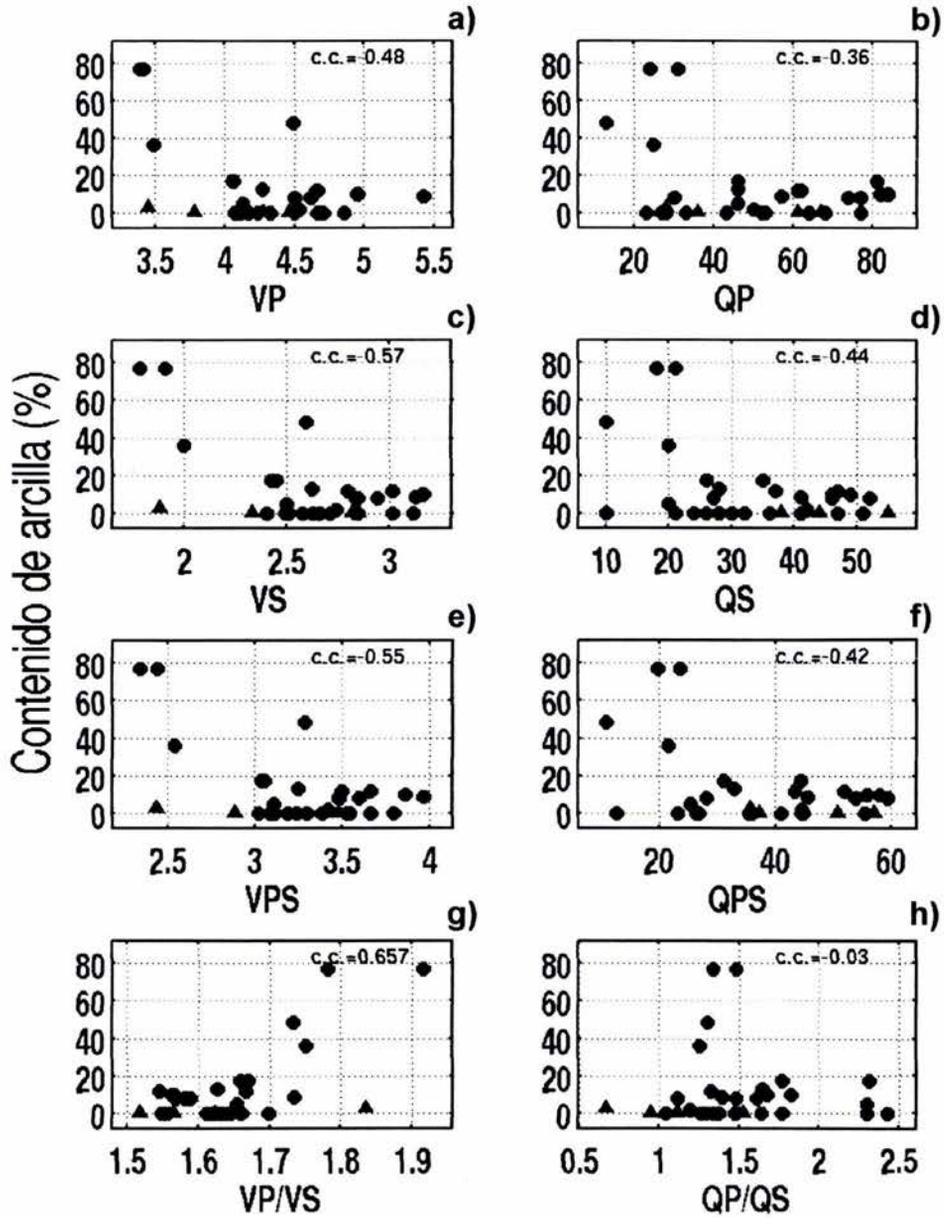


Figura 4.1 Dependencia de la velocidad, el factor de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S , con el contenido de arcilla. Los valores de V_P , V_S , Q_P y Q_S fueron tomados de Best et al. (1994) (círculos) y Tao et al. (1995) (triángulos). Las unidades de V_P y V_S son km/s.

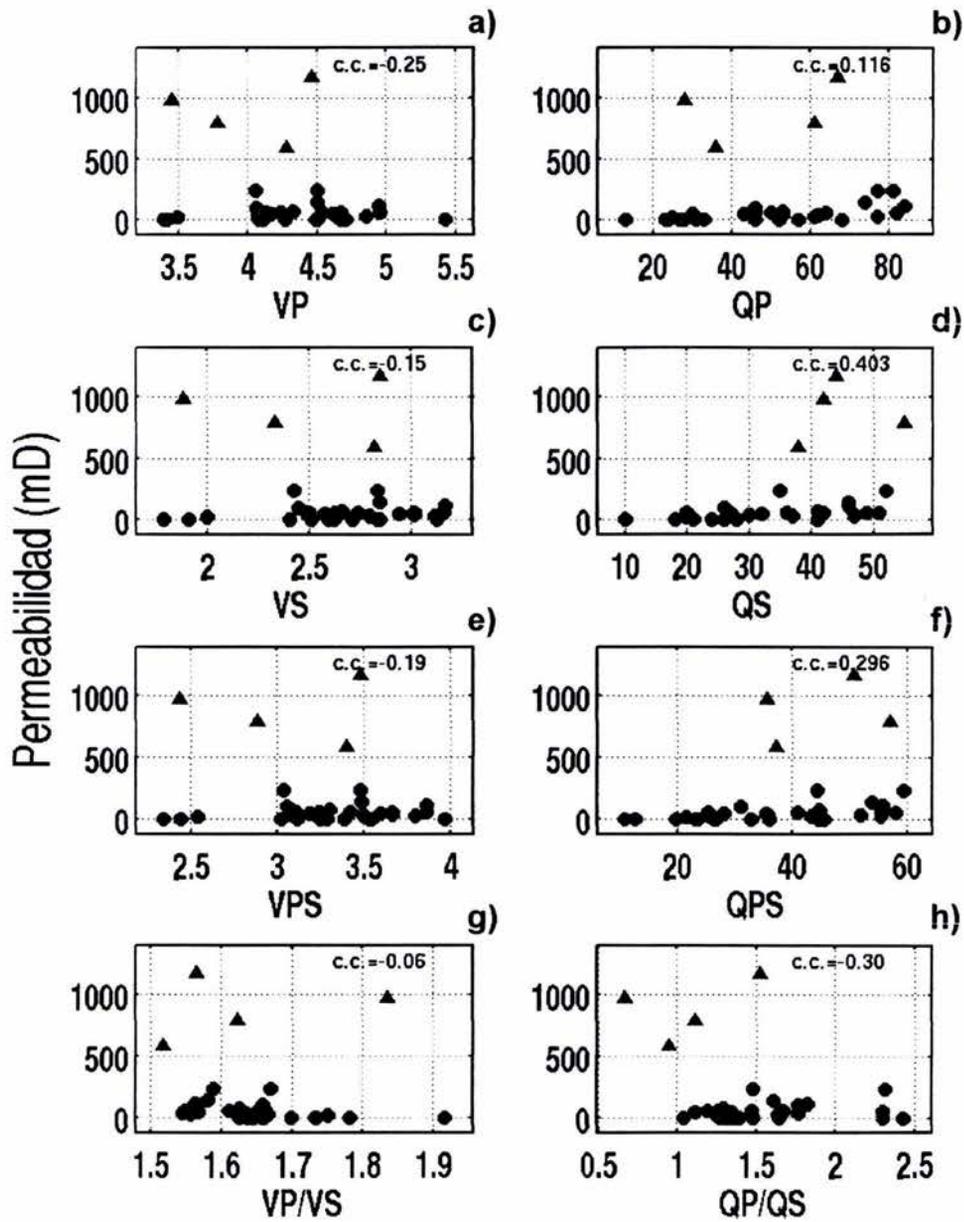


Figura 4.2 Dependencia de la velocidad, el factor de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S , con la permeabilidad. Los valores de V_P , V_S , Q_P y Q_S fueron tomados de Best et al. (1994) (círculos) y Tao et al. (1995) (triángulos). Las unidades de V_P y V_S son km/s.

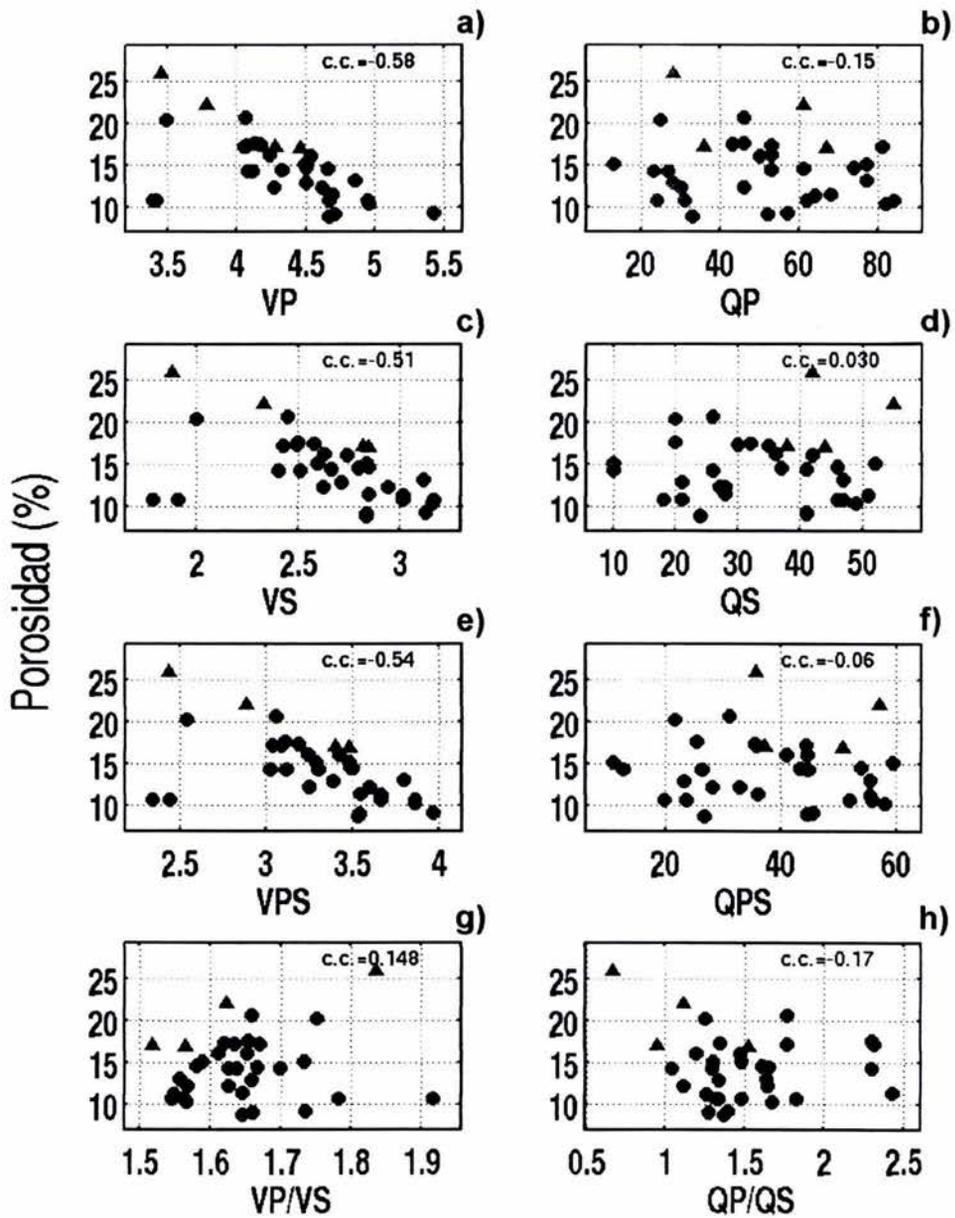


Figura 4.3 Dependencia de la velocidad, el factor de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S , con la porosidad. Los valores de V_P , V_S , Q_P y Q_S fueron tomados de Best et al. (1994) (círculos) y Tao et al. (1995) (triángulos). Las unidades de V_P y V_S son km/s.

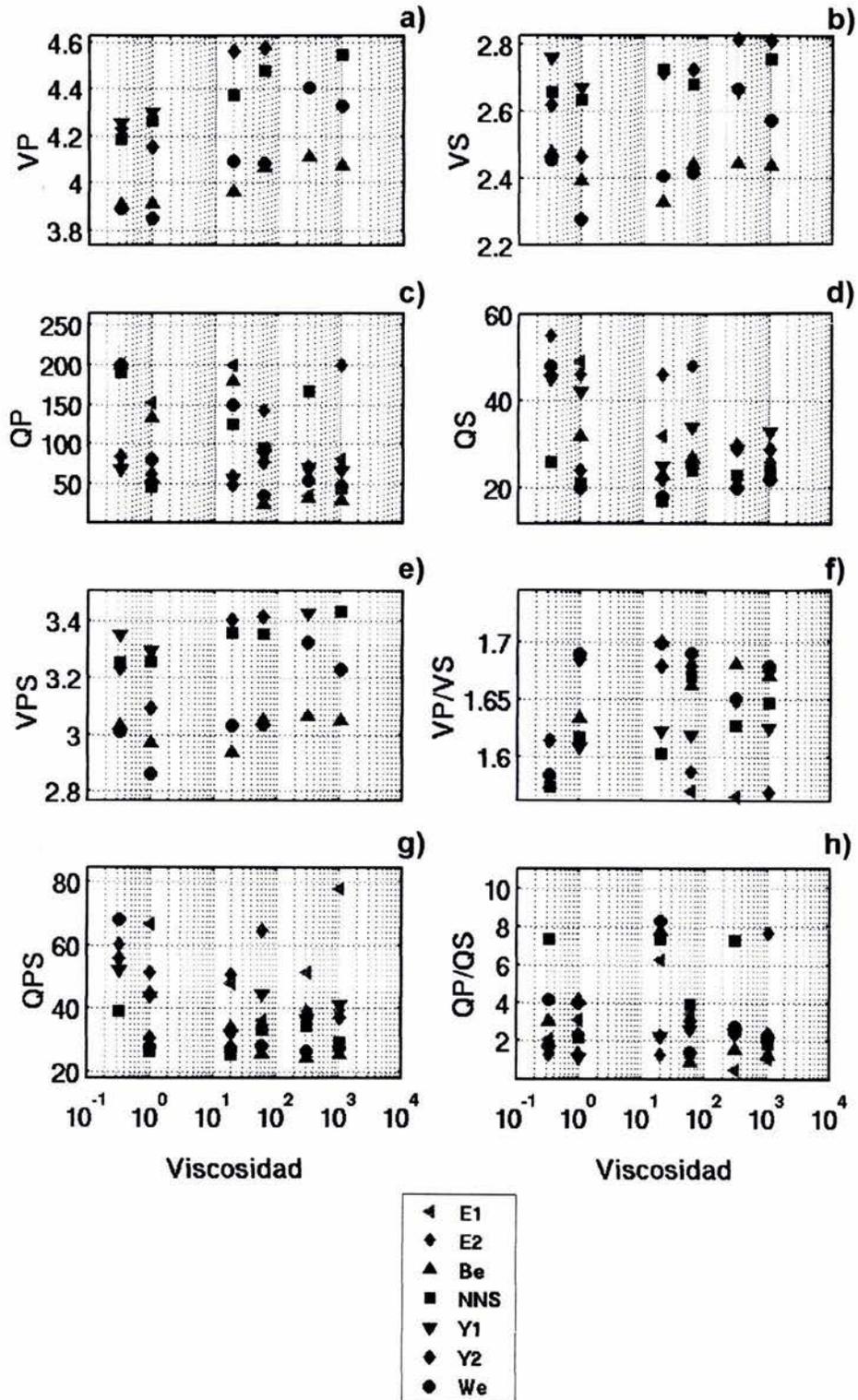


Figura 4.4 Dependencia de la velocidad, el factor de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S , con la viscosidad. La nomenclatura de la leyenda corresponde con los nombres de la tabla 4.3. Los valores de V_P , V_S , Q_P y Q_S fueron tomados de Best y McCann, 1995. Las unidades de V_P y V_S son km/s y la viscosidad está en cP.

4.2 Gráficos cruzados para arcillosidad

Un gráfico V_P-V_S es comúnmente usado para delimitar arenas sucias o con un alto contenido de arcilla, de arenas limpias o con poca arcilla (Castagna et al., 1998). En esta parte del estudio se encontró que los gráficos V_P-V_{PS} y V_S-V_{PS} tienen un comportamiento similar al de V_P-V_S (figuras 4.5- 1, 9 y 10). Por otro lado, se tiene que valores de Q_P o Q_S bajos combinados con valores de γ relativamente altos (figuras 4.5- 16 y 18) o con valores bajos de Q_{PS} (figuras 4.5- 25 y 26), también sirven para discriminar arenas con alto contenido de arcilla. De hecho, con el gráfico Q_S-Q_{PS} se identifica una muestra con alto contenido de arcilla que en el gráfico V_P-V_S se identifica como arena limpia.

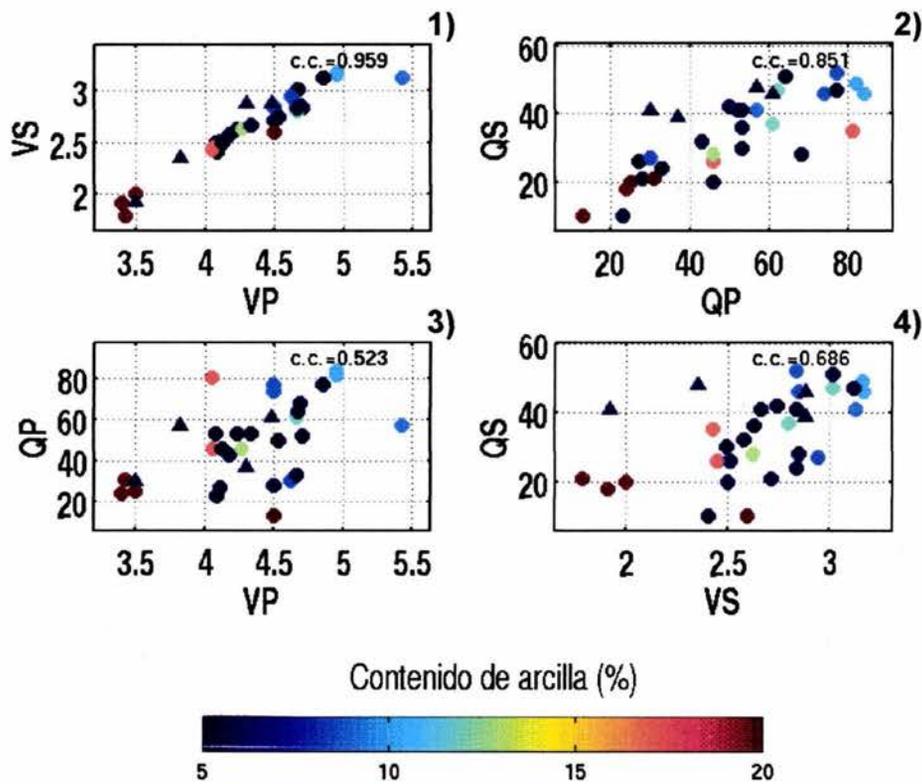


Figura 4.5 Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el contenido de arcilla.

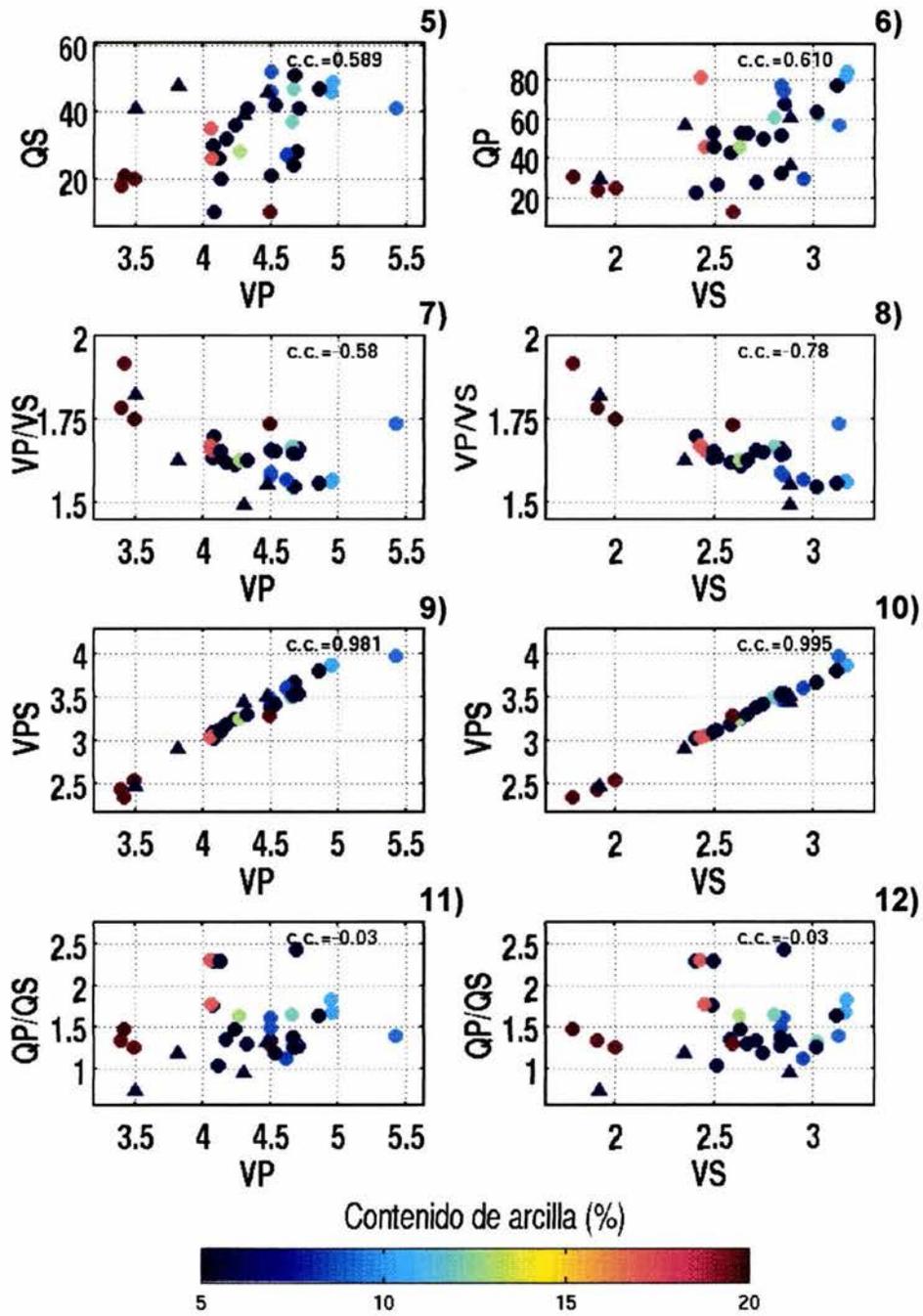


Figura 4.5 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el contenido de arcilla.

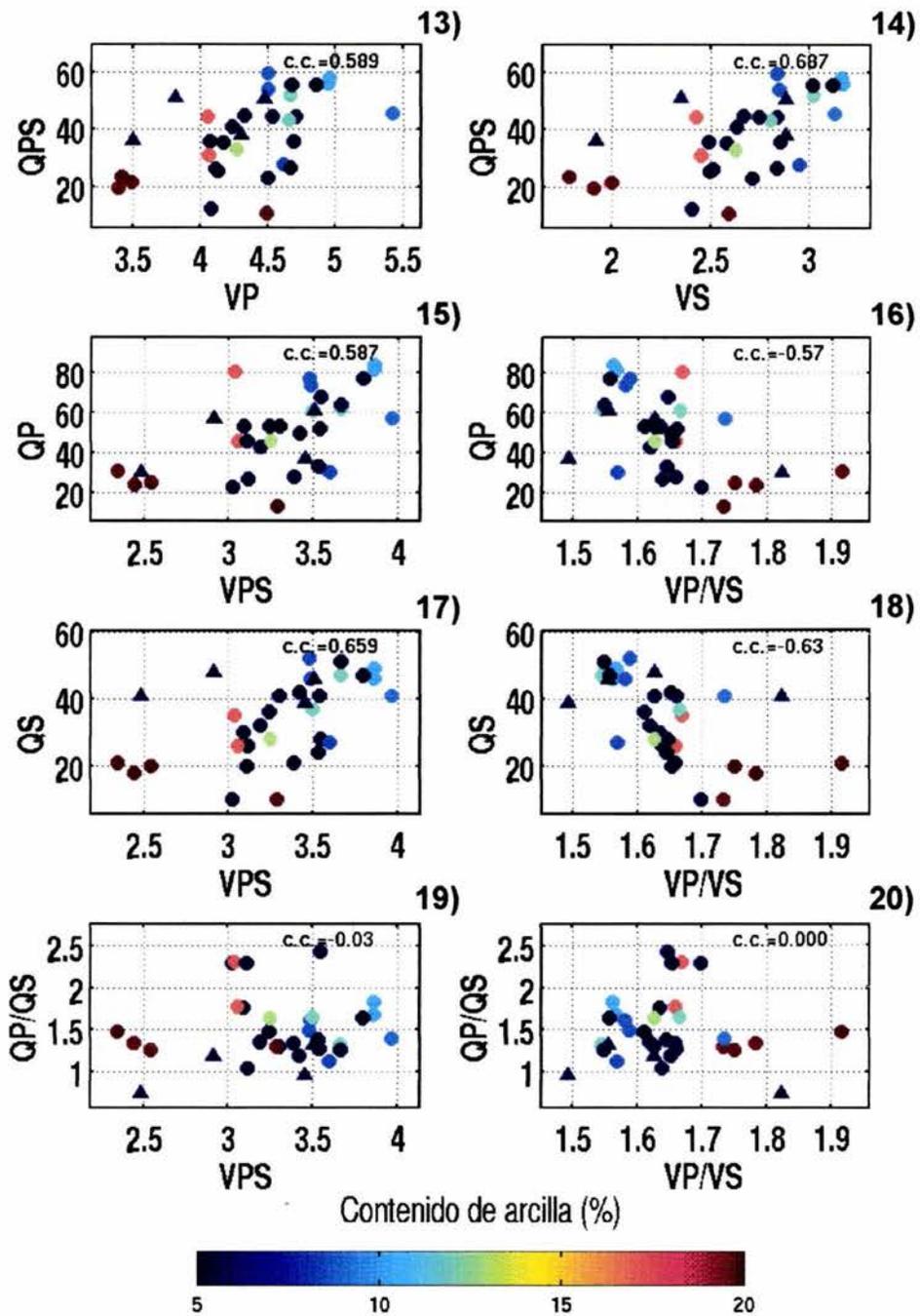


Figura 4.5 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el contenido de arcilla.

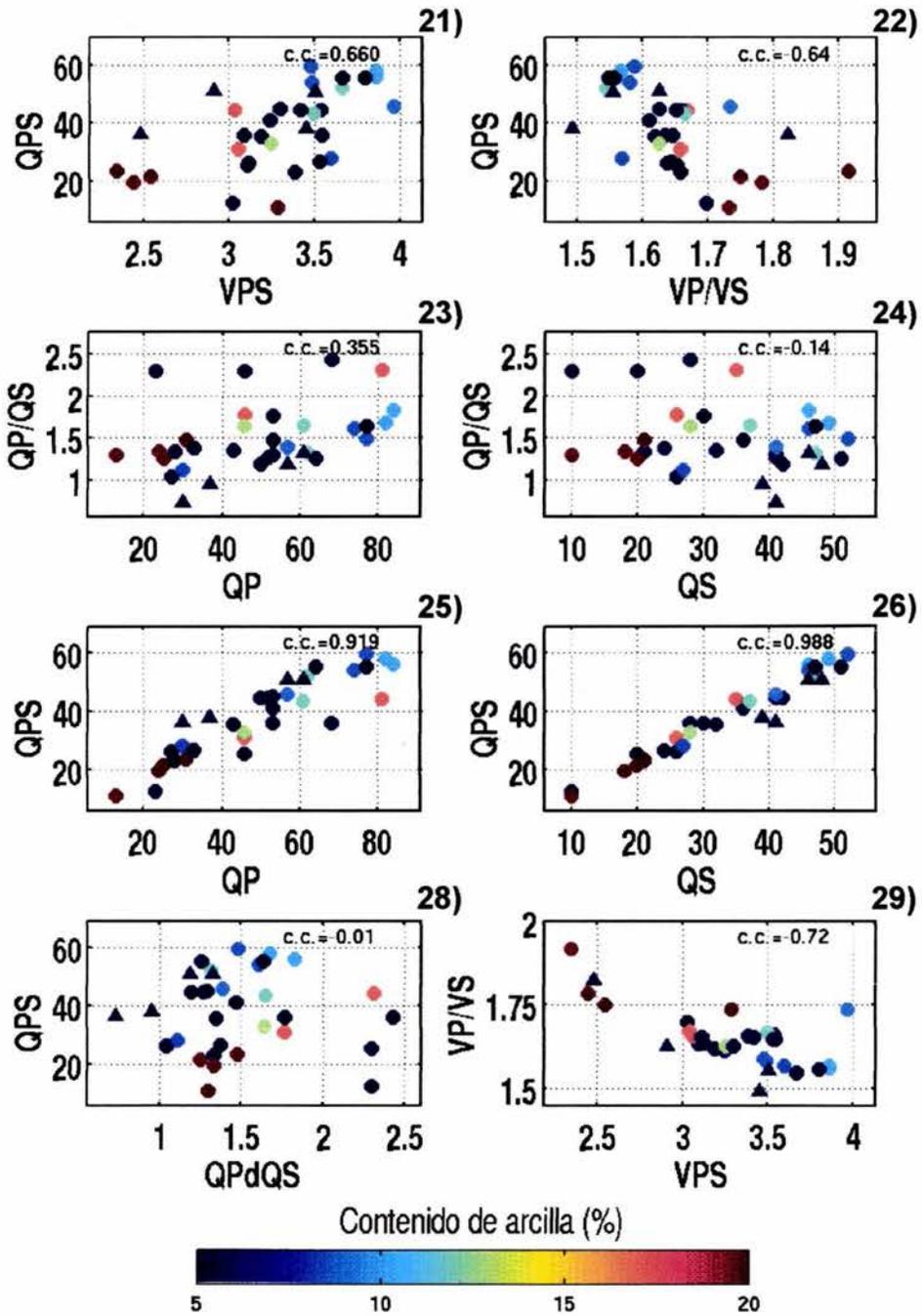


Figura 4.5 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el contenido de arcilla.

4.3 Gráficos cruzados para permeabilidad

La permeabilidad presenta una dependencia mejor definida con el factor de calidad que con la velocidad (Best et al, 1994). Como resultado, los gráficos cruzados que incluyen a los factores de calidad muestran una diferenciación de la permeabilidad. En particular gráficos de Q_{PS} contra Q_P o Q_S aparecen como buenos diferenciadores entre rocas con muy baja y muy alta permeabilidad (figuras 4.6- 25 y 26). Gráficos de Q_P , Q_S o Q_{PS} contra V_P/V_S también diferencian la permeabilidad de las muestras (figuras 4.6- 16, 18 y 22), ya que el valor de V_P/V_S tiende a incrementarse con la permeabilidad.

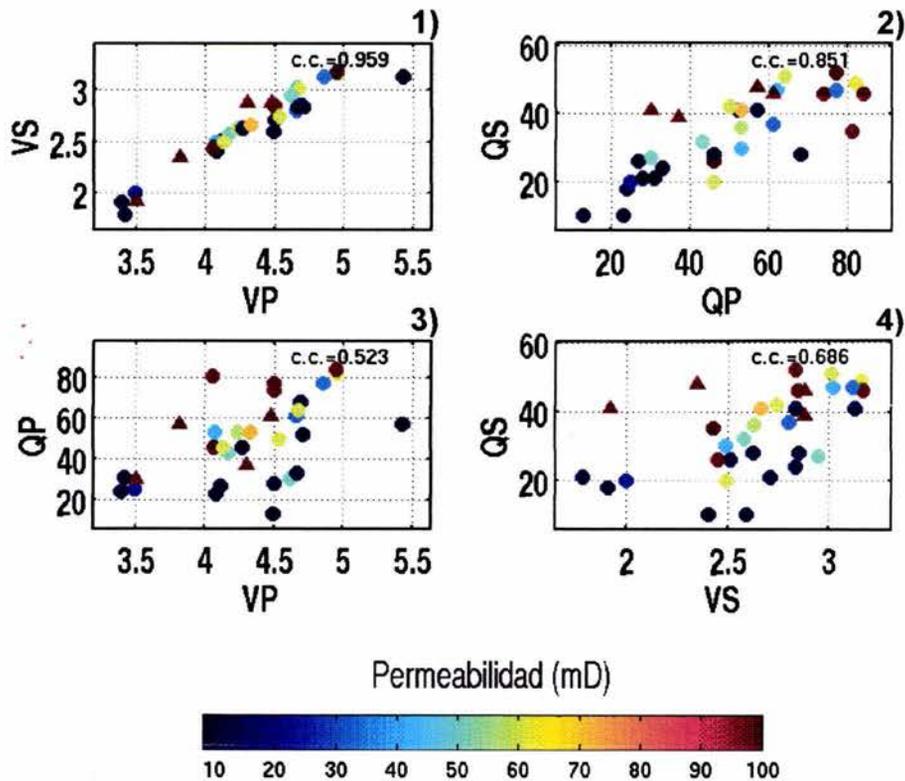


Figura 4.6 Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar la permeabilidad.

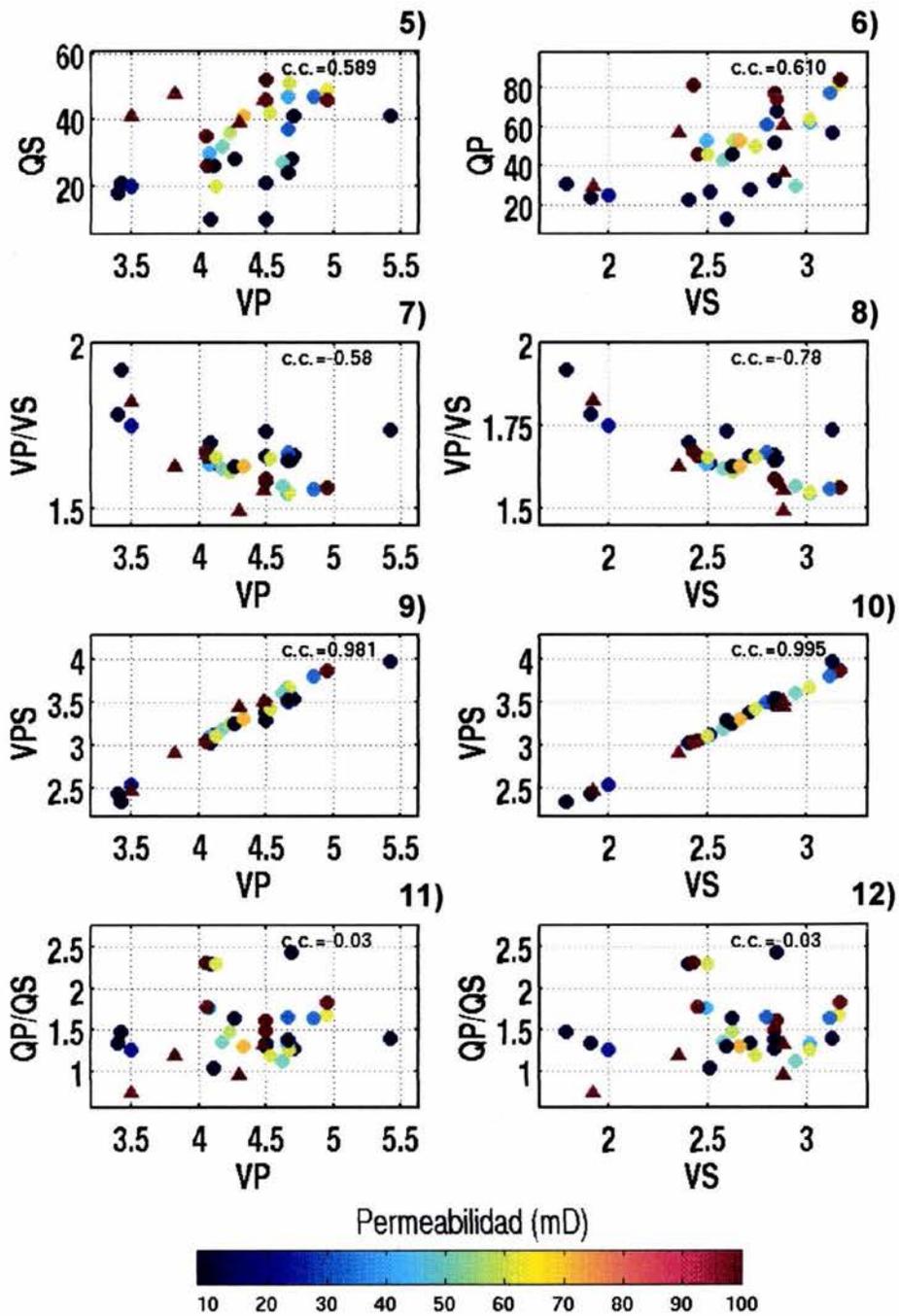


Figura 4.6 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar la permeabilidad.

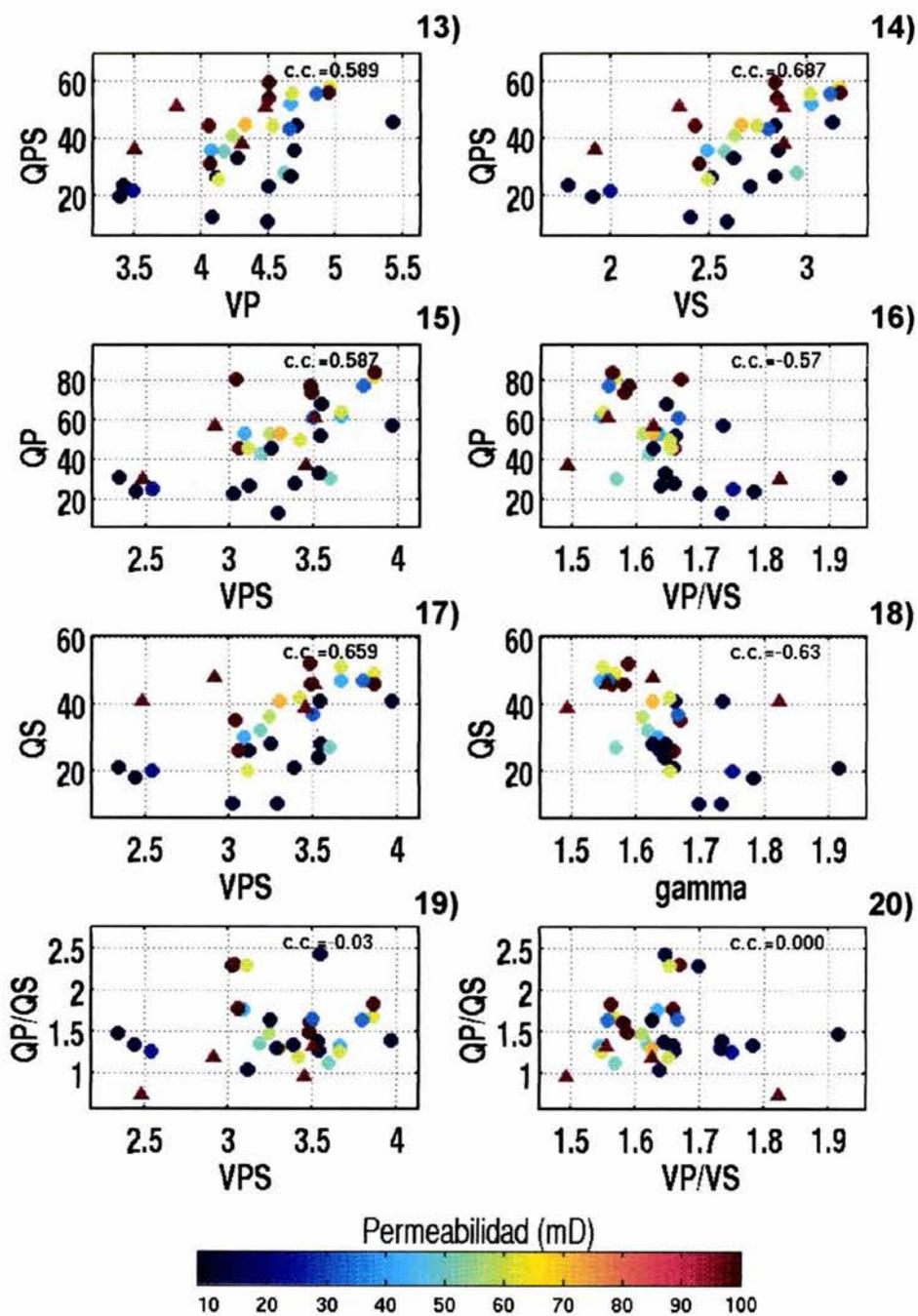


Figura 4.6 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar la permeabilidad.

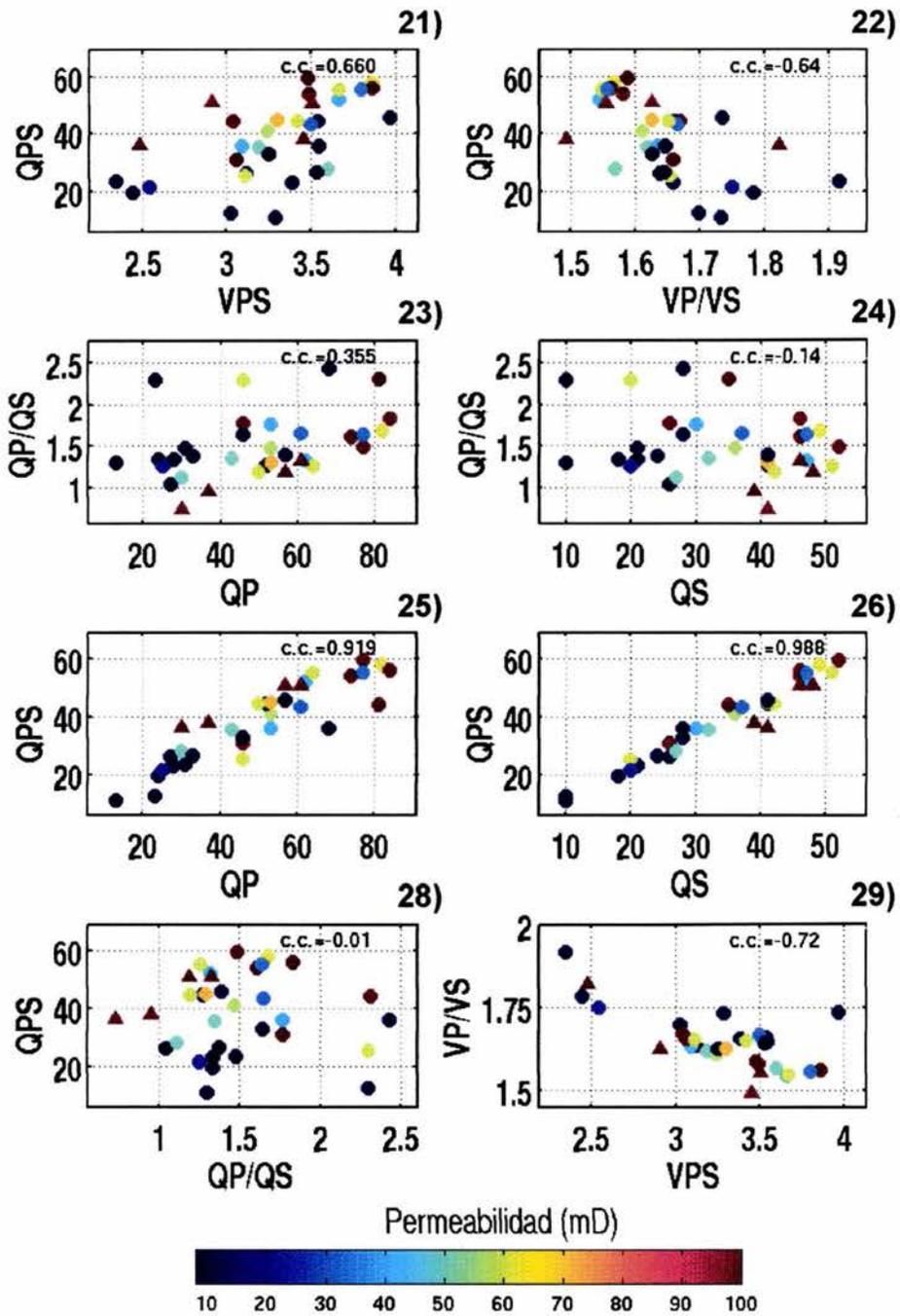


Figura 4.6 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar la permeabilidad.

4.4 Gráficos cruzados para porosidad

Debido a la baja correlación que tiene la porosidad con los factores de calidad de las rocas, los gráficos cruzados que involucran cualquier combinación de velocidades son por mucho mejores que aquellos en los que interviene algún factor de calidad. Se tiene, por ejemplo, que el gráfico V_P-V_S diferencia perfectamente los distintos porcentajes de la porosidad de las muestras, exceptuando dos de ellas (figura 4.7- 1). Incrementos en las velocidades corresponden a decrementos en la porosidad. Es importante señalar que las dos muestras anómalas son lutitas (figura 4.5- 1), por lo que si el análisis se hiciera con arenas con contenido de arcilla menor a 30%, no existiría problema en la identificación de la porosidad. En el caso de V_P o V_S contra V_{PS} se observa el mismo comportamiento con el contenido de arcilla (figuras 4.5- 9 y 10). Como ya se había mencionado, los factores de calidad no muestran una tendencia clara a menos que se grafiquen en combinación con la velocidad (p. ej. figuras 4.5- 3, 11 y 12).

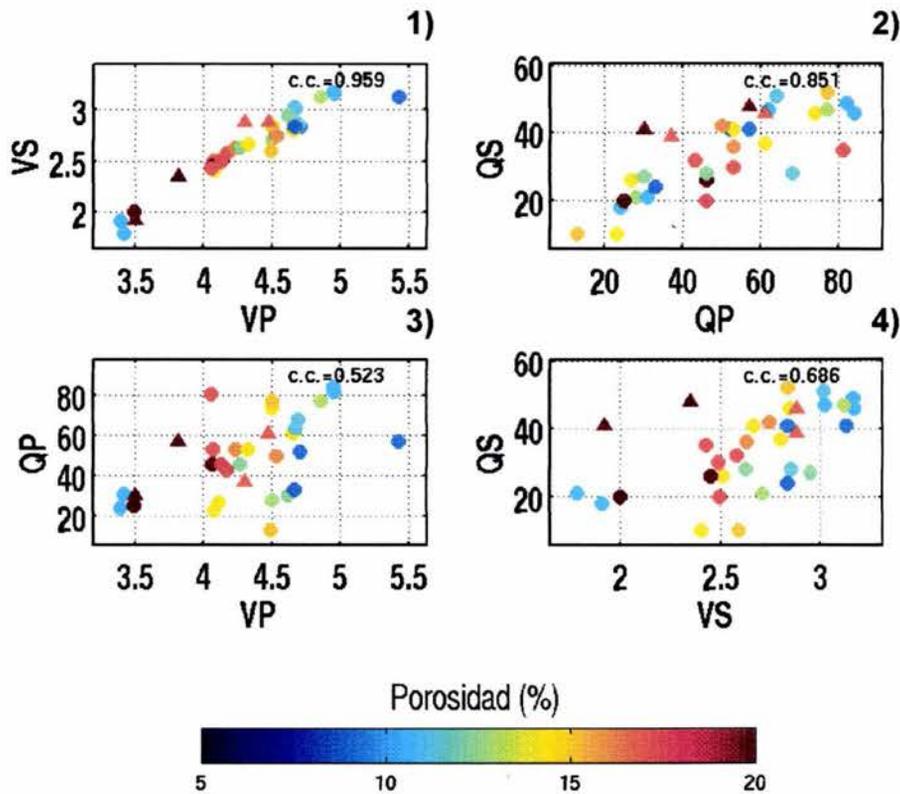


Figura 4.7 Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el porcentaje de porosidad.

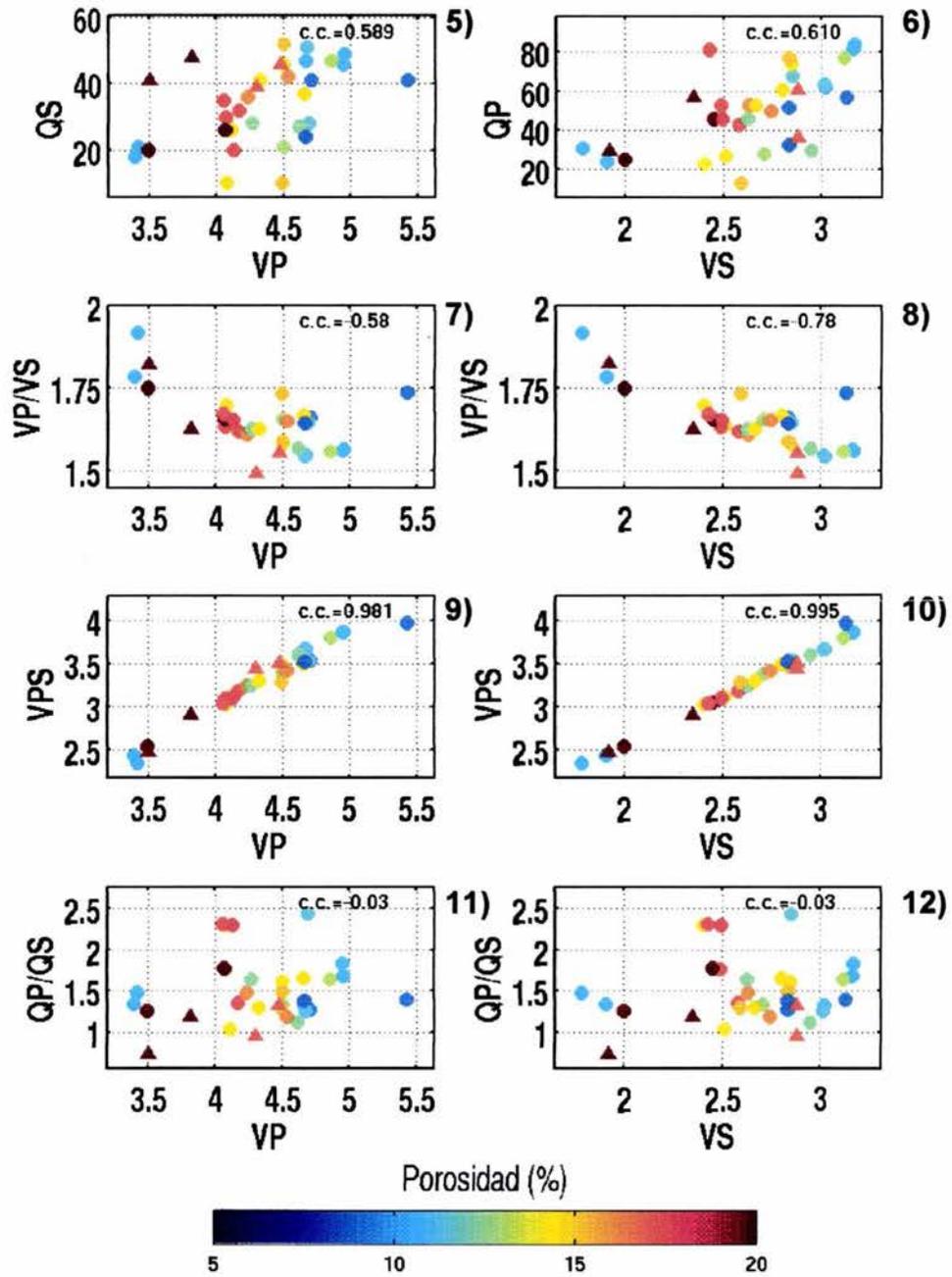


Figura 4.7 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el porcentaje de porosidad.

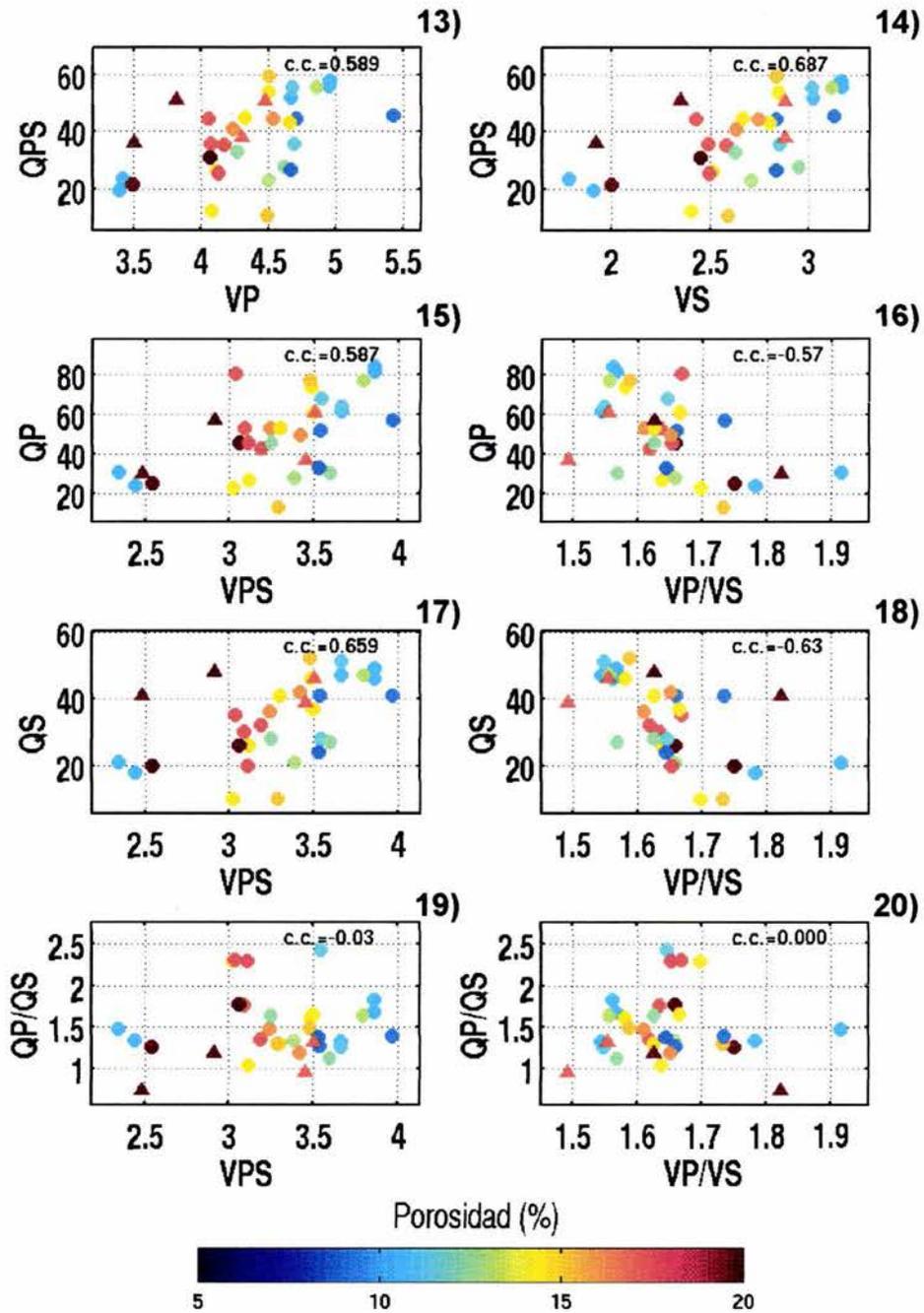


Figura 4.7 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para identificar el porcentaje de porosidad.

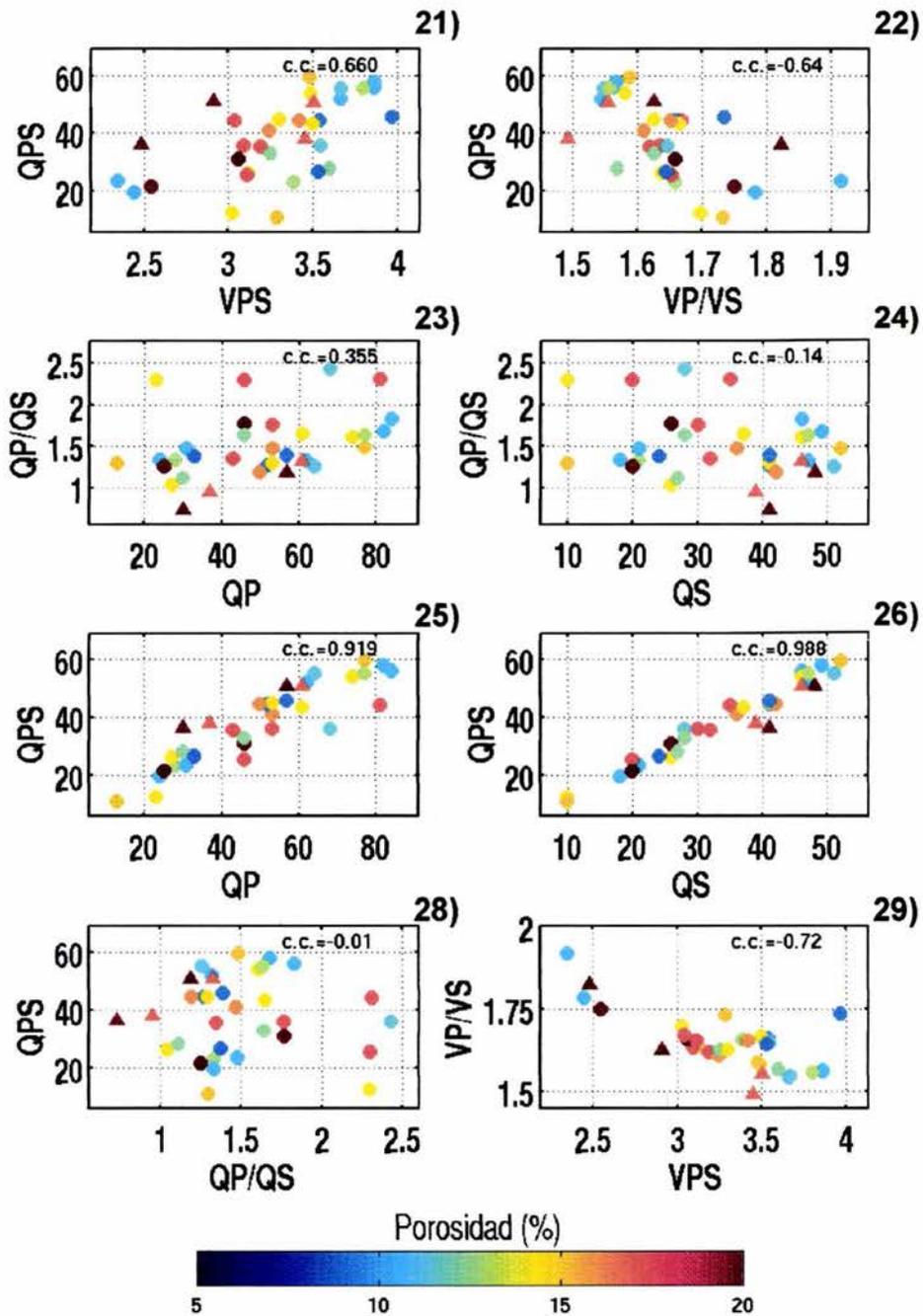


Figura 4.7 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S y Q_P/Q_S para identificar el porcentaje de porosidad.

4.5 Relación con la viscosidad

Winkler (1979) encontró que un gráfico cruzado $Q_P/Q_S-V_P/V_S$ puede ayudar a discriminar entre roca seca, total y parcialmente saturada. Klimentos (1995) usó este gráfico para diferenciar entre roca saturada con gas y/o condensado, de la saturada con aceite y/o agua.

La intención de ésta sección es usar los resultados de Best y McCann (1995) para encontrar, de ser posible, una forma de diferenciar el tipo de fluido con alguna combinación de velocidades y/o factores de calidad. Al elaborar los gráficos cruzados se observó que Q_S y Q_{PS} son los mejores parámetros para diferenciar la roca seca del resto de muestras saturadas con distintos fluidos. Además, la mejor relación para diferenciar la viscosidad del fluido se encuentra con un gráfico cruzado de Q_S-Q_{PS} (figura 4.8- 18), donde la viscosidad aumenta con la disminución de Q_S y Q_{PS} . En realidad con el grupo de datos utilizados, el gráfico Q_S-Q_{PS} es por mucho, mejor diferenciador de fluidos que $Q_P/Q_S-V_P/V_S$ (figuras 4.8- 18 y 29). Gráficos de V_P , V_S o V_{PS} contra γ , también pueden ayudar a diferenciar fluidos con distintas viscosidades, sin embargo, con éstos no se diferencia la roca seca de la saturada con hexano (figuras 4.8- 7, 8 y 20).

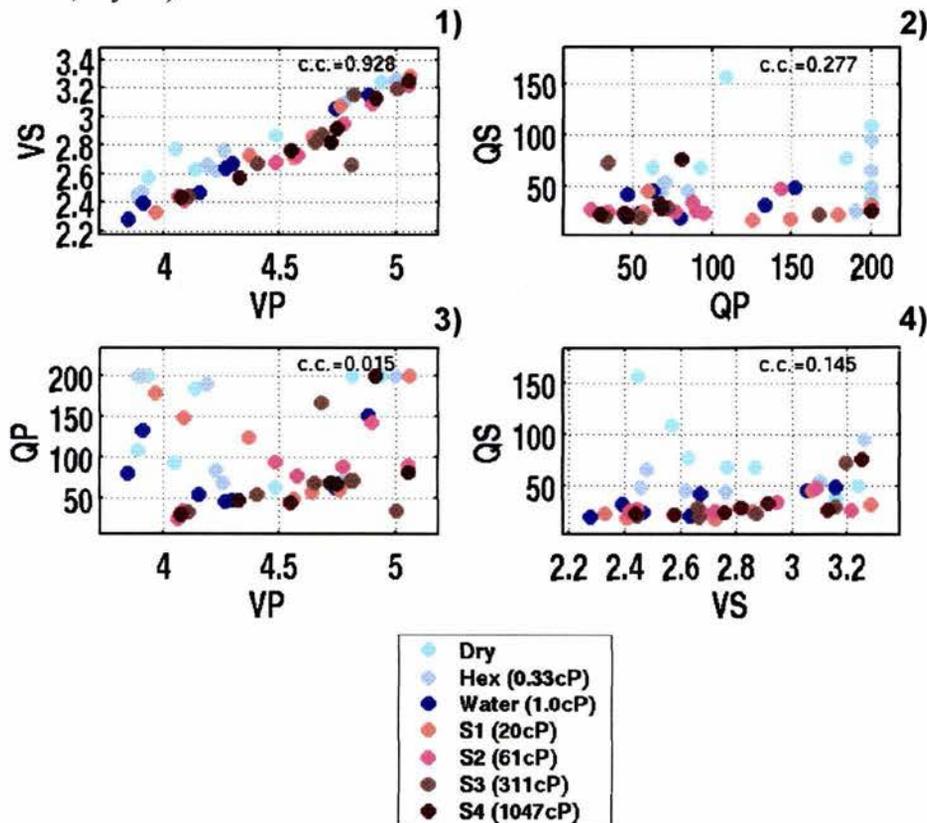


Figura 4.8 Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para diferenciar la viscosidad del fluido saturante.

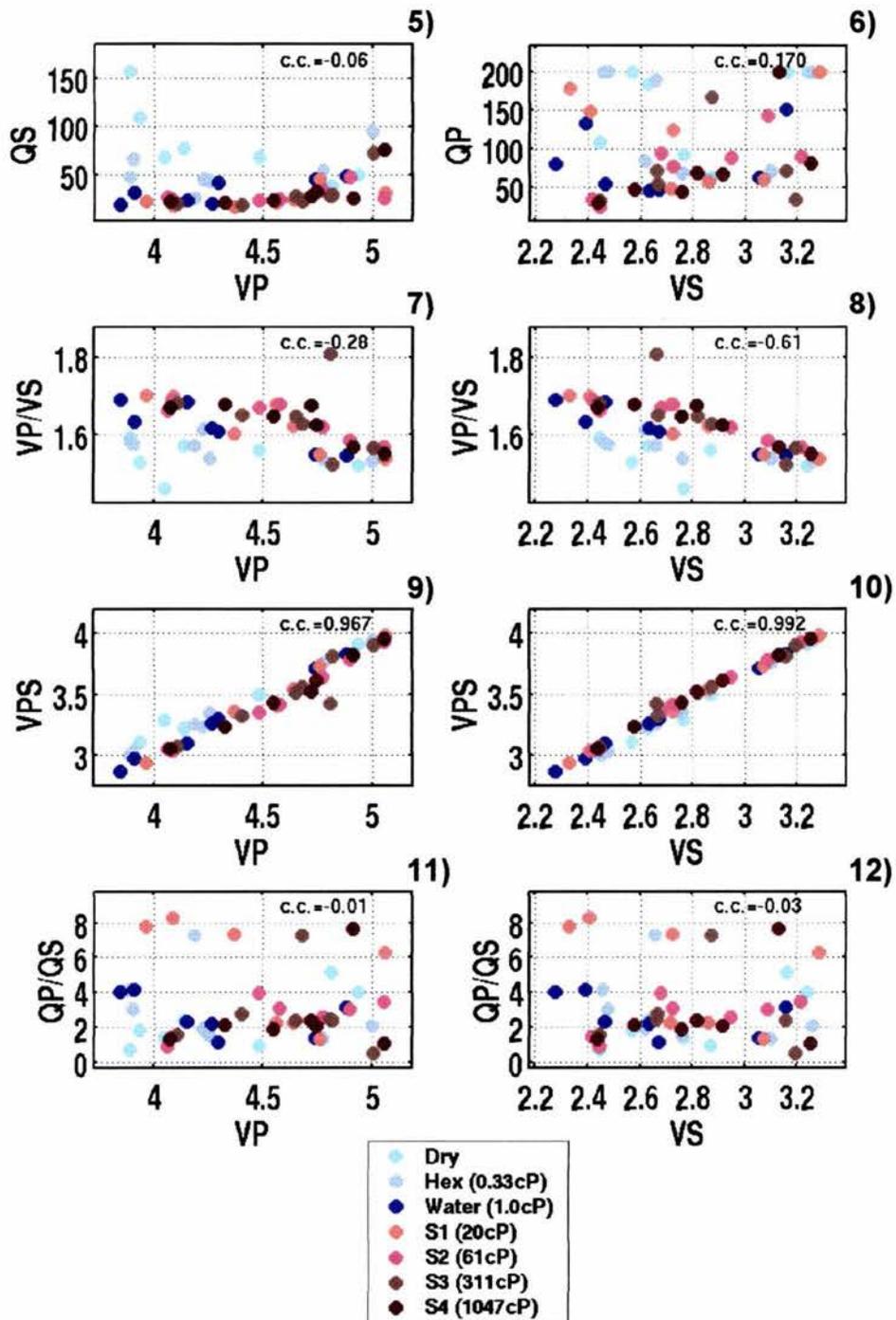


Figura 4.8 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para diferenciar la viscosidad del fluido saturante.

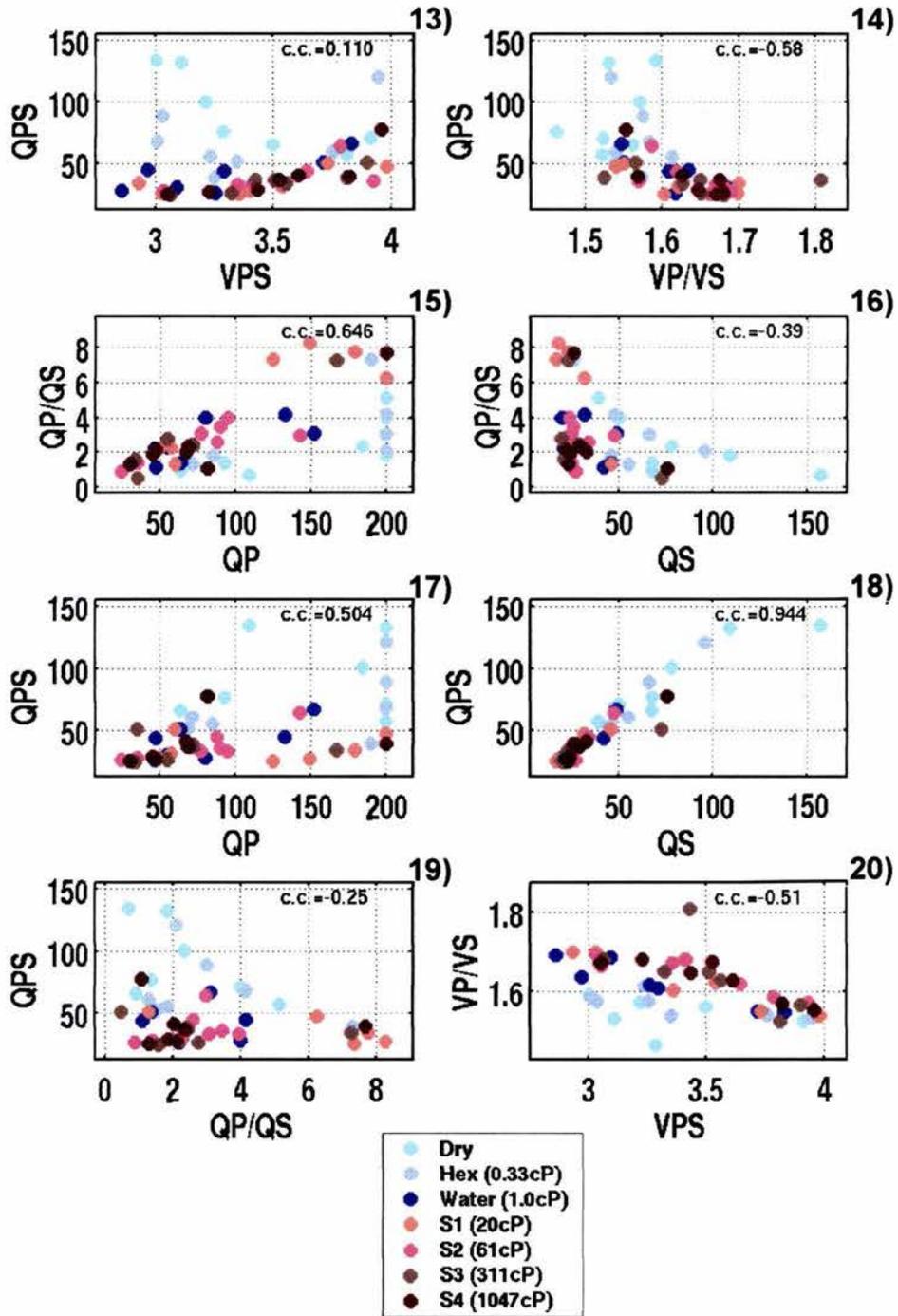


Figura 4.8 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para diferenciar la viscosidad del fluido saturante.

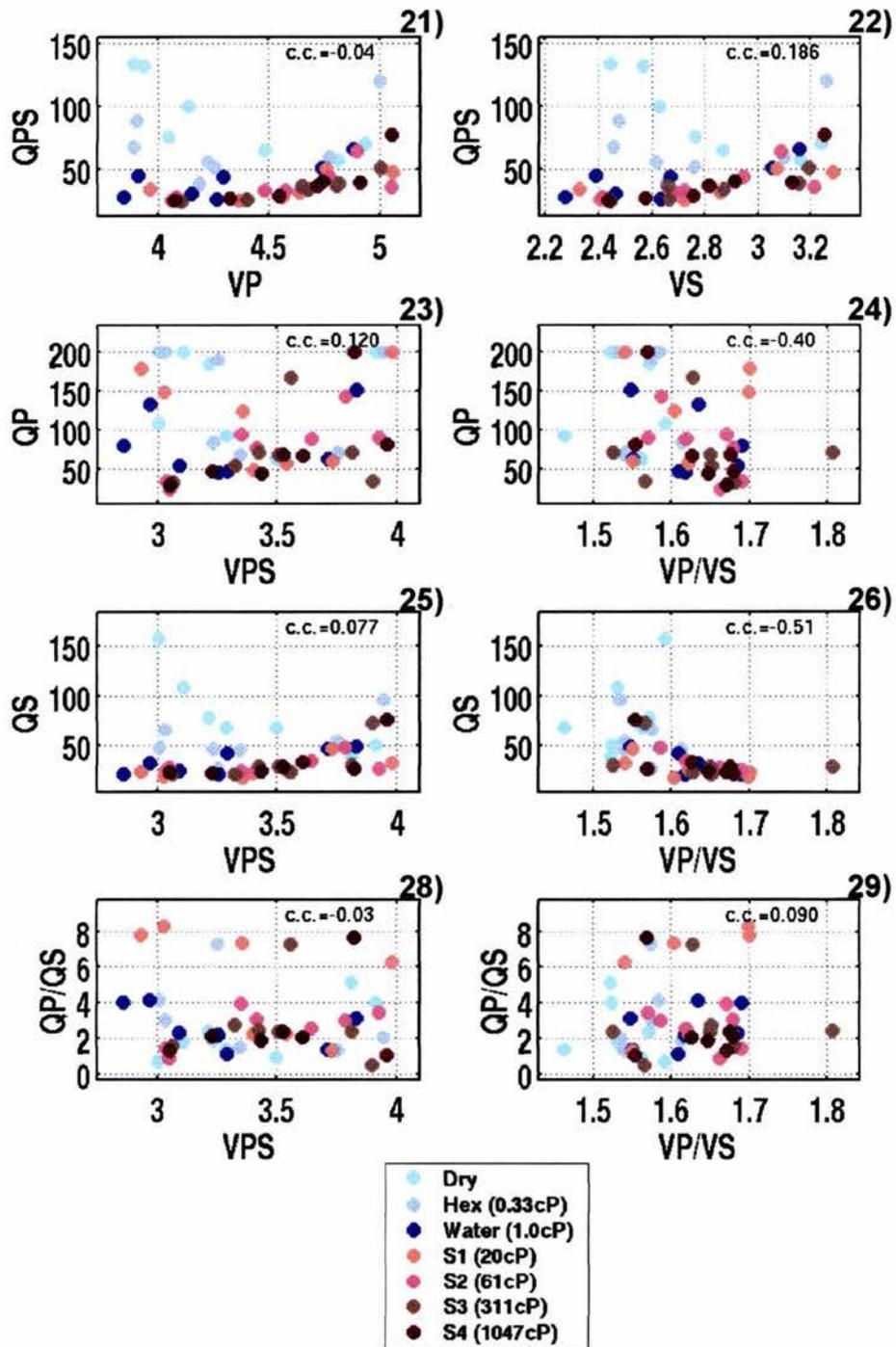


Figura 4.8 (continuación) Gráficos cruzados de velocidades, factores de calidad y las relaciones V_P/V_S , y Q_P/Q_S para diferenciar la viscosidad del fluido saturante.

4.6 La importancia de Q_{PS}

En este capítulo se ha revisado la importancia de incluir parámetros propios de el análisis de datos sísmicos multicomponente. Se ha mostrado que factores como V_{PS} , Q_{PS} , γ y/o Θ , tienen tendencia que solas o combinadas con las de otros parámetros, pueden ser relacionadas con las propiedades petrofísicas estudiadas. En casos como el de la viscosidad y la porosidad son aún mejores que el uso individual de las velocidades o los factores de calidad de ondas puras. Q_{PS} , por ejemplo, resultó ser particularmente útil en la identificación del tipo de fluido que satura el espacio poroso de las rocas.

Como se demostró en el capítulo 4 para Q_{PS} , y previamente en otros trabajos para V_{PS} , ambos pueden ser obtenidos del análisis de datos multicomponente. Esto conlleva a que su significado físico sea relevante en la interpretación de datos de onda compresional y convertida. Ambos parámetros, así como γ y Θ , son una combinación de parámetros de ondas puras, que en ocasiones enfatizan más las propiedades de las rocas, y en otras tienen el efecto contrario. De hecho, Q_{PS} combina, como ya se ha comentado en el capítulo anterior, los valores de γ , Θ y el factor de calidad de la onda compresional, y tiene un comportamiento similar al esperado para Q_S . Este comportamiento de Q_{PS} , lo hace aún más valioso, ya que como se comentó anteriormente, su obtención es más sencilla que la de Q_S , a partir de datos multicomponente.

APLICACIÓN EN DATOS REALES

En este capítulo se muestra un ejemplo de aplicación en datos reales de la metodología desarrollada en el capítulo 3. La información que aquí se presenta proviene del campo Blackfoot, localizado en la provincia de Alberta, Canadá (cortesía del consorcio CREWES, Universidad de Calgary). Dicha información consta de dos secciones sísmicas de reflexión: una de onda compresional y una de onda convertida PS. Ambas fueron previamente procesadas en el Instituto Mexicano del Petróleo (IMP). El resultado de este estudio es un mapa de factores de calidad de la onda P y un mapa de factores de calidad de la onda PS. Para obtener los mismos, se correlacionaron eventos de ambas secciones, que de acuerdo a su respuesta sísmica provienen de reflectores con la misma profundidad*. A pesar de la homogeneidad aparente del medio, fue necesario suavizar lateralmente los factores de calidad estimados en cada capa. De los resultados obtenidos, se pueden observar contrastes verticales en los valores de los factores de calidad. Es importante señalar que el propósito de éste capítulo es ejemplificar el funcionamiento de la metodología. Una interpretación preliminar de los resultados sugiere que los contrastes en los factores de calidad podrían correlacionarse con variaciones litológicas. Sin embargo en este análisis no se contó con mediciones del factor de calidad realizadas en laboratorio o con registros de onda completa que sirvieran para comprobar la interpretación.

5.1 El campo Blackfoot

5.1.1 Geología y ubicación

El campo Blackfoot está localizado a unos 10 km al suroeste de Stratmore, en la provincia de Alberta, Canadá. Es un yacimiento productor de aceite principalmente, aunque también se puede encontrar algo de gas. La parte productora corresponde a arenas glauconíticas del cretácico inferior que aparecen como relleno de valles de incisión (figura 5.1). Una descripción detallada al respecto se puede encontrar en Miller et al. (1996) o Todorov (2000).

Como se muestra en la figura 5.1, las arenas glauconíticas forman parte del grupo Manville, éstas son arenas de grano fino a medio. Los límites inferiores de los valles de incisión se localizan a distintas profundidades y pueden encontrarse sobre o dentro de cualquiera de los primeros miembros (Ostracod, Sunburst o Detrítico) del grupo Manville. El miembro Ostracod subyace al glauconítico, está compuesto por capas de lutitas, argilitas, calizas fosilíferas y delgadas capas de areniscas y limolitas. El miembro Sunburst está formado por capas delgadas de sublitarenitas y cuarzoarenitas. El miembro detrítico tiene una litología

* Recordar que el tiempo de offset cero para cada evento es distinto en las dos secciones.

altamente heterogénea, se incluyen entre otras, capas detríticas de pedernal, arenas líticas, limolitas y abundante lutita.

En el área de Blackfoot, la arena glauconítica se encuentra a una profundidad aproximada de 1550 m y los sedimentos de relleno van de 0 hasta más de 45 m (figura 5.2). Este miembro está subdividido en tres unidades correspondientes a tres fases del valle de incisión pero no son continuos lateralmente. Los miembros inferior y superior están compuestos de arenas de cuarzo con una porosidad promedio de aproximadamente 18%, en tanto que los miembros de en medio son arenas líticas poco porosas. Los miembros individuales tienen espesores que van de 0 a 20 m. Reservorios de hidrocarburos se encuentran en trampas estructurales y estratigráficas donde arenas porosas del canal están en contacto con estratos regionales que no son reservorio o con canales de baja porosidad.

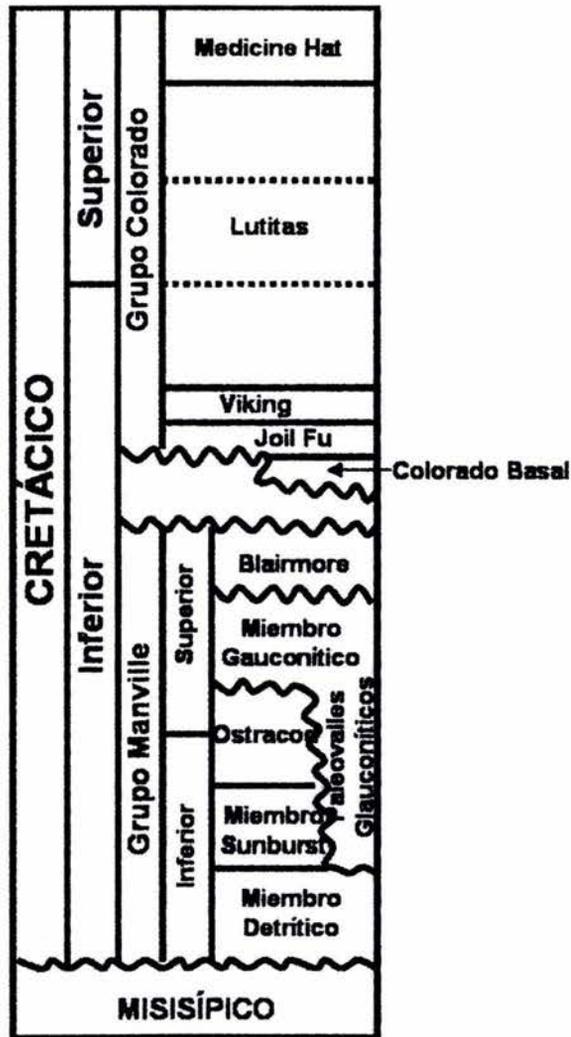


Figura 5.1 Columna estratigráfica del campo Blackfoot. Modificada de Miller et al. (1996).

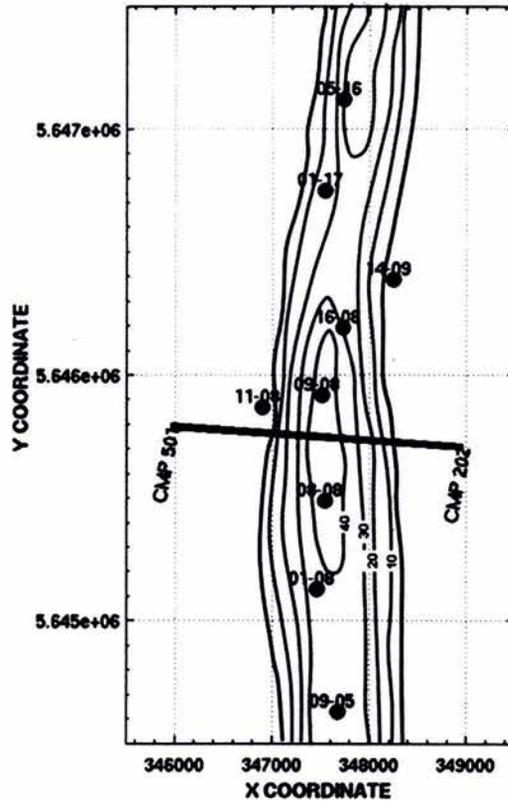


Figura 5.2 Localización de la línea sísmica 3C (línea negra), en el campo Blackfoot. La localización de algunos pozos en la zona se denota con círculos. También se muestra un mapa de isopacas del reservorio (tomado de Bentley et al., 1999).

5.1.2 Diseño de la adquisición

En 1997 el consorcio para la investigación de ondas elásticas en exploración sísmica (CREWES, por sus siglas en inglés) de la Universidad de Calgary, con asistencia de Boyd PetroSearch Consultants Ltd. y PanCanadian Petroleum Ltd., adquirió una línea sísmica de reflexión de tres componentes (3C) con una longitud de tres kilómetros. La adquisición contó además con otros estudios de sismología, como un VSP, que se describen detalladamente en Stewart et al. (1997). En esta sección se resume la información más relevante que corresponde a la línea sísmica.

La información fue grabada con una ganancia de 24 dB y filtrada entre 3 y 413 Hz (12 y 293 dB respectivamente). La longitud de la grabación fue de 6 s con un intervalo de muestreo de 1 ms. La dirección de la adquisición fue de este a oeste (figura 5.2). Como fuente se usaron

cargas de dinamita de 4 kg, enterradas en pozos de 18 m de profundidad. El intervalo entre puntos de tiro fue de 20 m, los cuales se colocaron a la mitad de distancia entre estaciones, en total se hicieron 151 disparos. Como receptores se usaron geófonos Litton LRS-1033 de 3 componentes. El espaciamiento entre receptores fue de 20 m, cada geófono se enterró a una profundidad aproximada de 0.5 m.

5.2 Obtención de factores de calidad

Una de las prioridades de este estudio es, además de obtener valores aparentes o relativos de Q_P , obtenerlos también para Q_{PS} . La figura 5.3 muestra la secuencia general que se siguió para la estimación de estos factores de calidad. El primer paso es establecer una correlación entre de la sección de onda P y PS. Debido a que en el capítulo 3 se concluyó que lo más conveniente para obtener el factor de calidad en el caso de la onda convertida es comparar con el espectro de la ondícula fuente, se estimó una ondícula a partir de la sección de onda compresional. Con respecto a ésta se midieron las relaciones espectrales tal como se estudió en el capítulo 3 para los casos P y PS. Además se calcularon los tiempos totales de viaje para cada offset de ambas secciones a partir de la velocidad NMO, para ser introducidos en la ecuación 3.7 en el caso de P y 3.22 en el de PS. Posteriormente se seleccionaron las trazas u offsets que inicialmente se incluyeron en el análisis. Con esta primera selección de trazas se procedió a calcular los valores de Q_P y Q_{PS} equivalentes usando las metodologías mostradas en las secciones 3.1 y 3.2, respectivamente. Por último se estimó el factor de calidad de intervalo.

En las secciones siguientes se describe a detalle la estimación de los factores de calidad. Es importante señalar que aunque los resultados para el caso de la onda P y de la onda PS se muestran en profundidad, el análisis para la estimación de Q_P y Q_{PS} se realizó en el tiempo PP y PS, respectivamente. También es relevante aclarar que en el caso de la onda compresional la información está agrupada por CDP, en tanto que en el de la onda convertida la misma se agrupa por CCP (ver Apéndice A). La localización en superficie de cada uno de estos grupos no es precisamente la misma en PP y en PS, por lo que las secciones tanto apilada como de factores de calidad se presentan en unidades UTM (coordenada X) para CDPs y CCPs (figura 5.2).

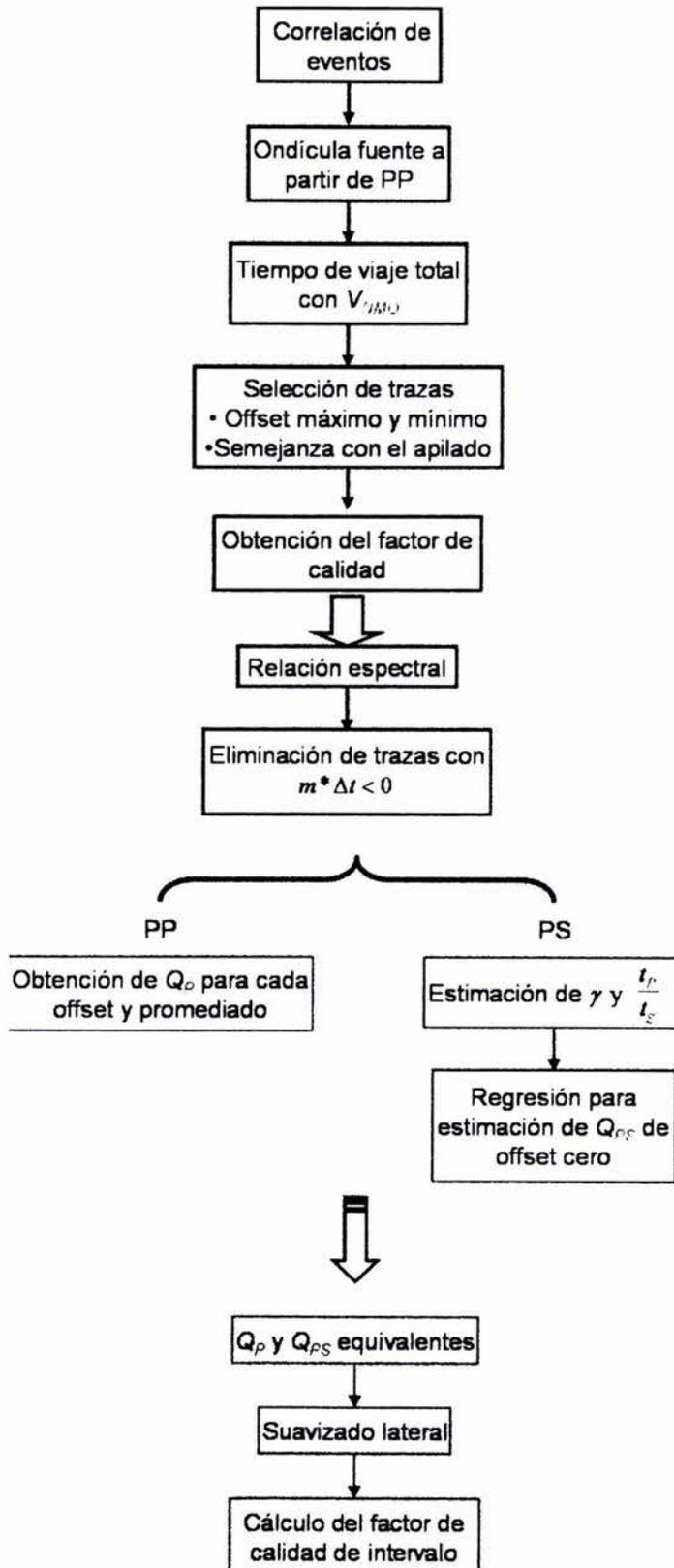


Figura 5.3 Secuencia seguida para la estimación del factor de calidad Q_P y Q_{PS} .

5.1.2 Correlación de eventos

Debido a que la velocidad de la onda convertida es siempre menor que la velocidad de la onda compresional, el tiempo al que se registra un evento proveniente del mismo reflector es mayor en la sección de PS que en la de PP. Una forma de obtener la relación de velocidades es usando la correlación de eventos para calcular $\bar{\gamma}$ (ecuación B.14). A partir de $\bar{\gamma}$ se puede obtener una regla de correspondencia entre el tiempo PP y el de PS, con la cual se asigna a cada muestra de tiempo en PS su respectivo tiempo de PP y así se representa la sección de onda convertida a la misma escala de tiempo de la compresional. Finalmente, es posible convertir a profundidad ambas secciones con la velocidad de la onda compresional.

Para la obtención de la relación de velocidades se eligieron ocho eventos de las secciones apiladas PP y PS, que se señalan en la figura 5.4. Se eligieron eventos que presentaran alta reflectividad en las dos secciones y que además fueran continuos lateralmente. La estimación de γ promedio que se obtuvo a partir de la correlación de eventos se muestra en la figura 5.5.

A partir de la ecuación B.14 se tiene que la regla de correspondencia entre el tiempo de offset cero de la onda compresional, t_{PP} , y el de la onda convertida, t_{PS} , es:

$$t_{PP0} = \frac{2t_{PS0}}{\bar{\gamma} + 1}. \quad (5.1)$$

Para transformar el eje vertical de tiempo a profundidad se usó la ley de velocidades tomada en la parte central de la sección de PP. Con ésta se calculó la velocidad de intervalo (figura 5.6) a partir de la que fue posible estimar la profundidad de las secciones. Las secciones apiladas de PP y PS representadas en profundidad, así como la correspondiente ubicación en profundidad de los eventos señalados en la figura 5.4, se muestran en la figura 5.7.

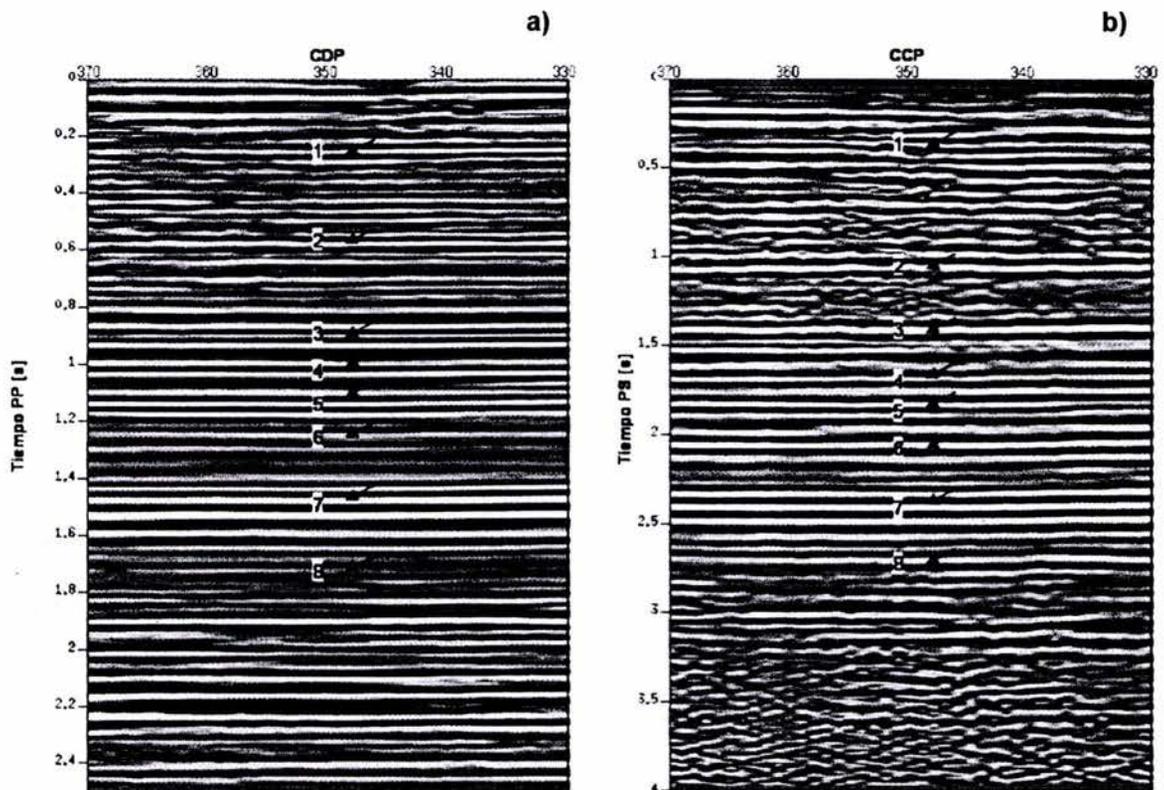


Figura 5.4 a) Ventana entre el CDP 330 y el 370 de la sección apilada de la onda PP. b) Ventana entre el CCP 330 y el 370 de la onda convertida PS. En ambas secciones se señalan con flechas los eventos correlacionados visualmente.

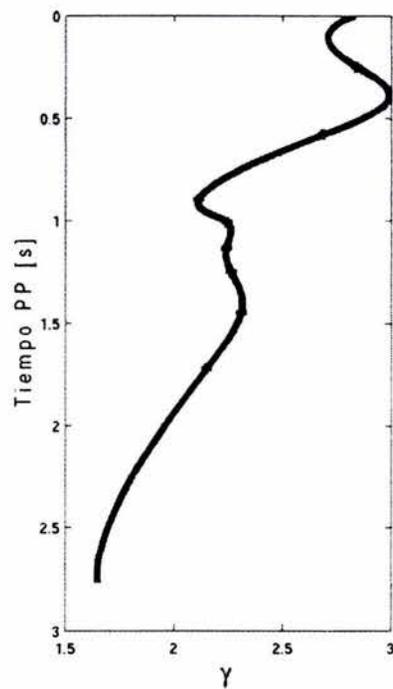


Figura 5.5 Relación de γ promedio (línea continua). Los símbolos “+” indican los valores de γ para cada par de eventos señalados en la figura 5.4.

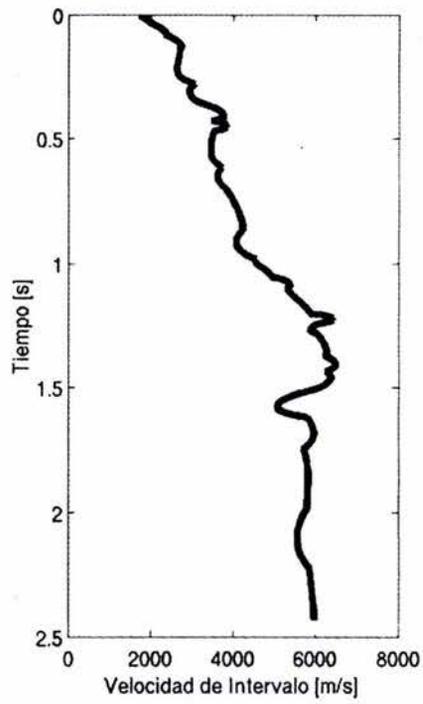


Figura 5.6 Velocidad de intervalo de la onda P en el CDP 350.

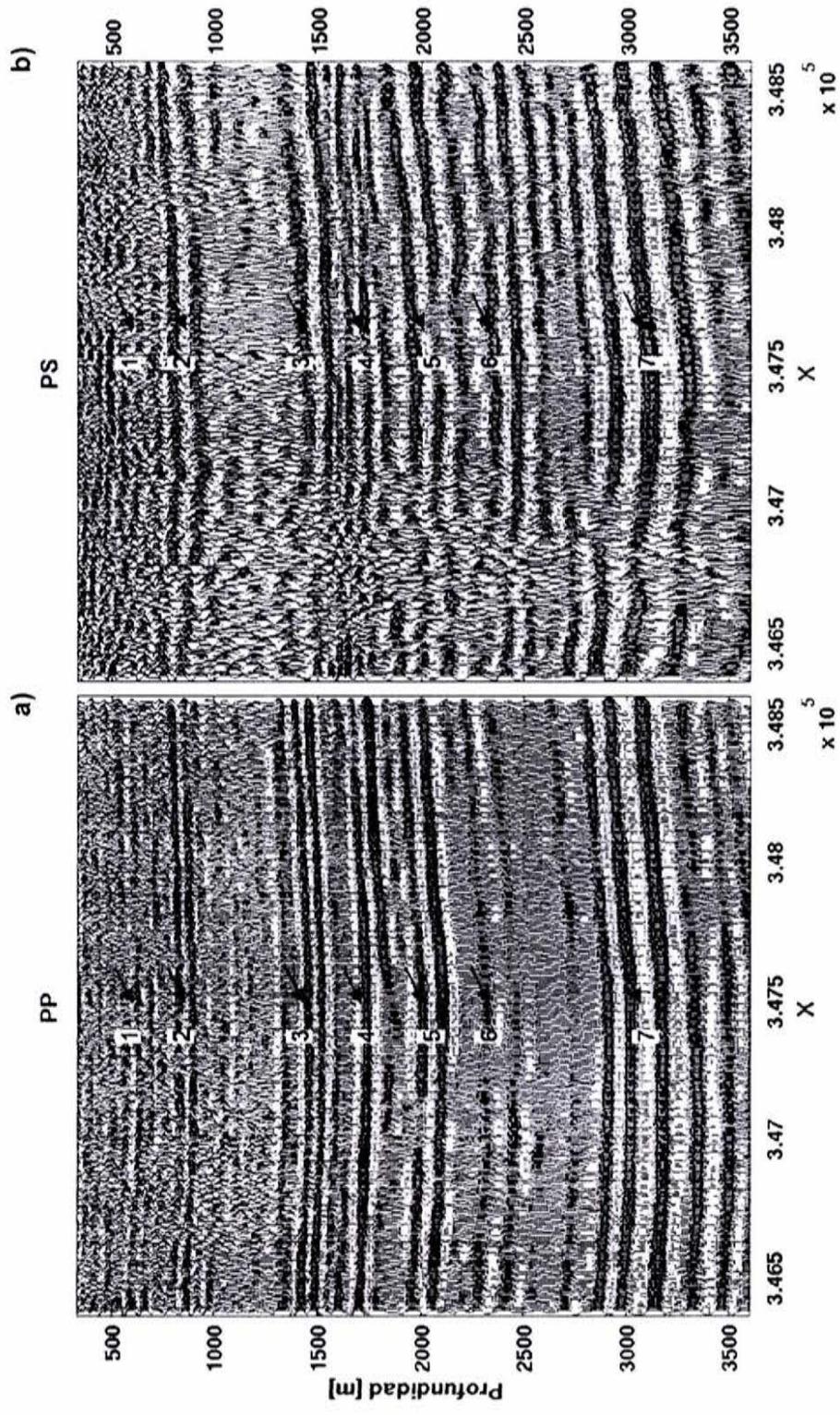


Figura 5.7 a) Sección apilada de onda P en profundidad y b) sección apilada de onda PS en profundidad.

5.1.3 Obtención de la ondícula fuente

La estimación de la ondícula fuente se calculó con trazas entre el CDP 299 y el CDP 301 (figura 5.8). Se diseñó una ventana alrededor del evento número 1 de la figura 5.4 a, entre 151 y 400 ms, debido a lo somero del evento se consideraron offsets menores a 400 m. En teoría, la autocorrelación de la señal apilada resultante del conjunto de trazas seleccionadas es una aproximación a la ondícula fuente (ver p. ej. Yilmaz, 2001). En la figura 5.9 se muestra la ondícula fuente obtenida con éste método, después de aplicar un filtro para eliminar altas frecuencias. El contenido principal de frecuencias está entre 10 y 80 Hz y la frecuencia pico es ligeramente mayor a 30 Hz.

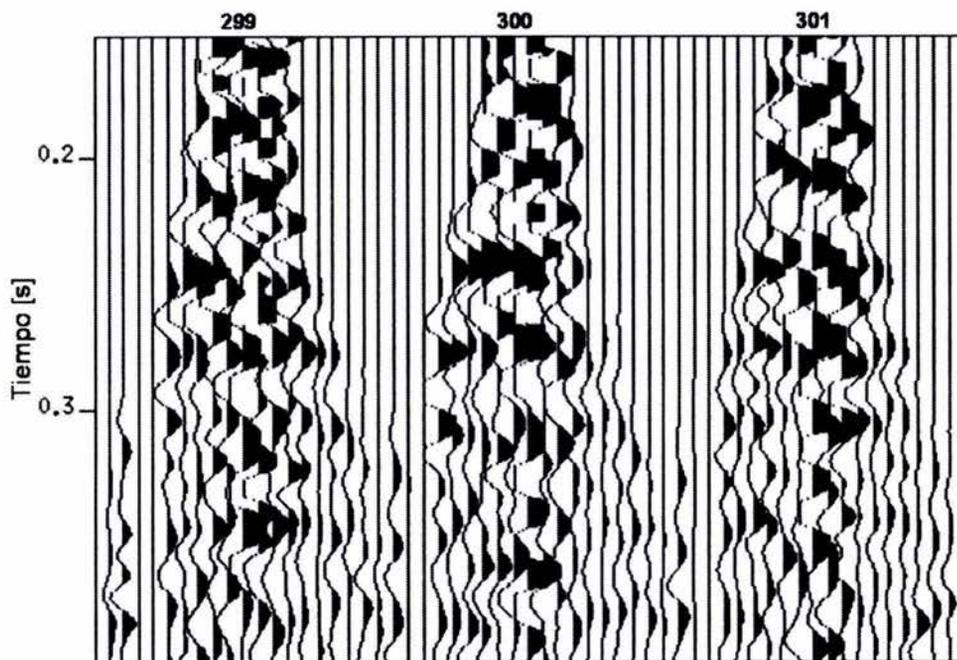


Figura 5.8 Ventana de tiempo y CDP seleccionados para la obtención de la ondícula fuente.

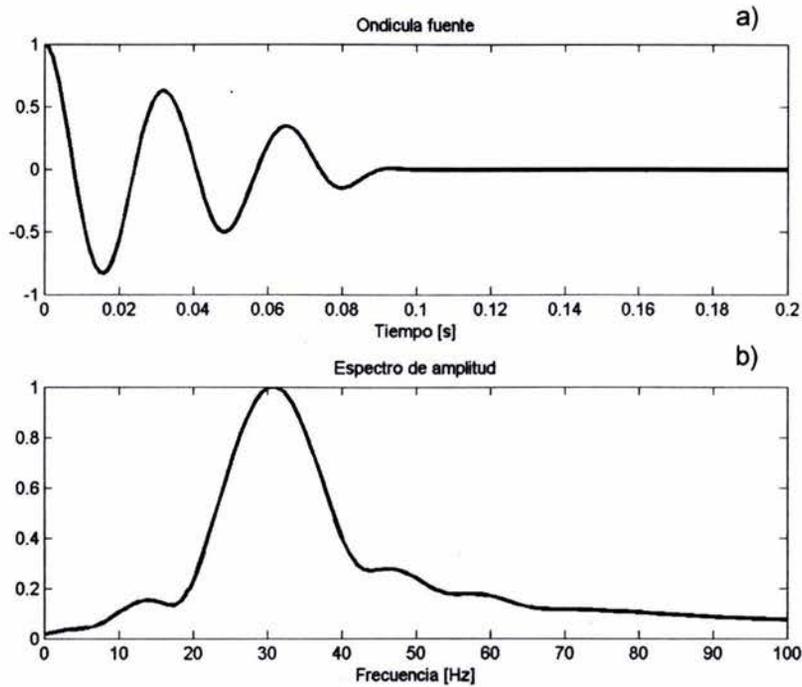


Figura 5.9 a) Ondícula fuente obtenida a partir de la sección de onda P. b) Espectro de amplitud de la ondícula fuente.

5.1.4 Estimación de Q_P

Para la estimación del factor de calidad de la onda P se construyeron ventanas de tiempo que incluyeran los eventos señalados en la figura 5.4 a. El tamaño de las ventanas en tiempo se seleccionó con base en la longitud en tiempo de los eventos de referencia. Para obtener el valor del factor de calidad equivalente correspondiente a cada CDP, se incluyeron las trazas de los CDPs anterior y posterior, es decir que en el cálculo de los factores de atenuación se incluyen tres CDPs y el valor es asociado a la posición central de los mismos. Para disminuir el efecto del NMO en la estimación del factor de calidad, se usaron trazas de receptores con offset menor a 1500 m. En los datos se observó la presencia de ruido en las primeras trazas, el cuál era difícil de eliminar sin aplicar filtros que afectarían el espectro de amplitud, por lo que también se excluyeron offsets menores a 100 m. Una vez seleccionados el intervalo espacial y temporal del estudio, se procede a calcular el valor de Q_P equivalente tal como se describió en la sección 3.1. El valor estimado de Q_P en cada offset resultó ser relativamente constante a lo largo de éstos (figura 5.10e), por lo que para obtener un valor único en cada CDP calculó el valor promedio. El rango de frecuencia donde se evaluó la relación espectral con la fuente es 13 a 30 Hz (figura 5.10c).

Para estimar el factor de calidad existen varios factores que se deben tomar en cuenta. Uno de ellos es que la ventana de tiempo efectivamente incluya el evento respectivo a lo largo de todos los offsets. Para ello se comparó la traza apilada del intervalo de offsets seleccionados con cada traza, eliminando aquellas que no fueran comparables con la señal apilada en un

60%, usando al factor de correlación como discriminador. Otro aspecto importante es que en algunas ocasiones la relación $m * \Delta t$ es mayor a cero, lo que indica que hay un incremento de altas frecuencias respecto a la fuente (ver sección 3.1), que puede ser atribuido a scattering (Mateeva, 2003). En el análisis sólo se tomaron en cuenta trazas con una relación $m * \Delta t$ negativa (figura 5.10 d), ya que esto indica pérdida de frecuencias. Para el promediado también se descartaron valores que difirieran más de un 40% de la mediana de todas las muestras o estimaciones.

El factor de calidad equivalente para cada ventana de tiempo y CDP se muestra en la figura 5.11. Estos valores fueron suavizados lateralmente usando un filtro pasa bajas, para obtener los factores de calidad de intervalo (figura 5.11), según la ecuación 3.35. La estimación de Q_P equivalente varía entre aproximadamente 15 (evento 1) y casi 90 (evento 5). Entre el evento 1 y el 5 existe un incremento paulatino de 15 a 90, en el evento 6 el factor de calidad disminuye a 40 aproximadamente y a partir de éste vuelve a incrementarse hasta alcanzar valores mayores a 60 en el evento 8.

Para determinar la profundidad de cada evento se usó la velocidad de intervalo de la figura 5.6. Conocida la profundidad, se construyeron mapas de Q_P equivalente y de intervalo que se muestran respectivamente en las figuras 5.14 a y 5.15 a, las cuales se describen en la subsección 5.2.5.

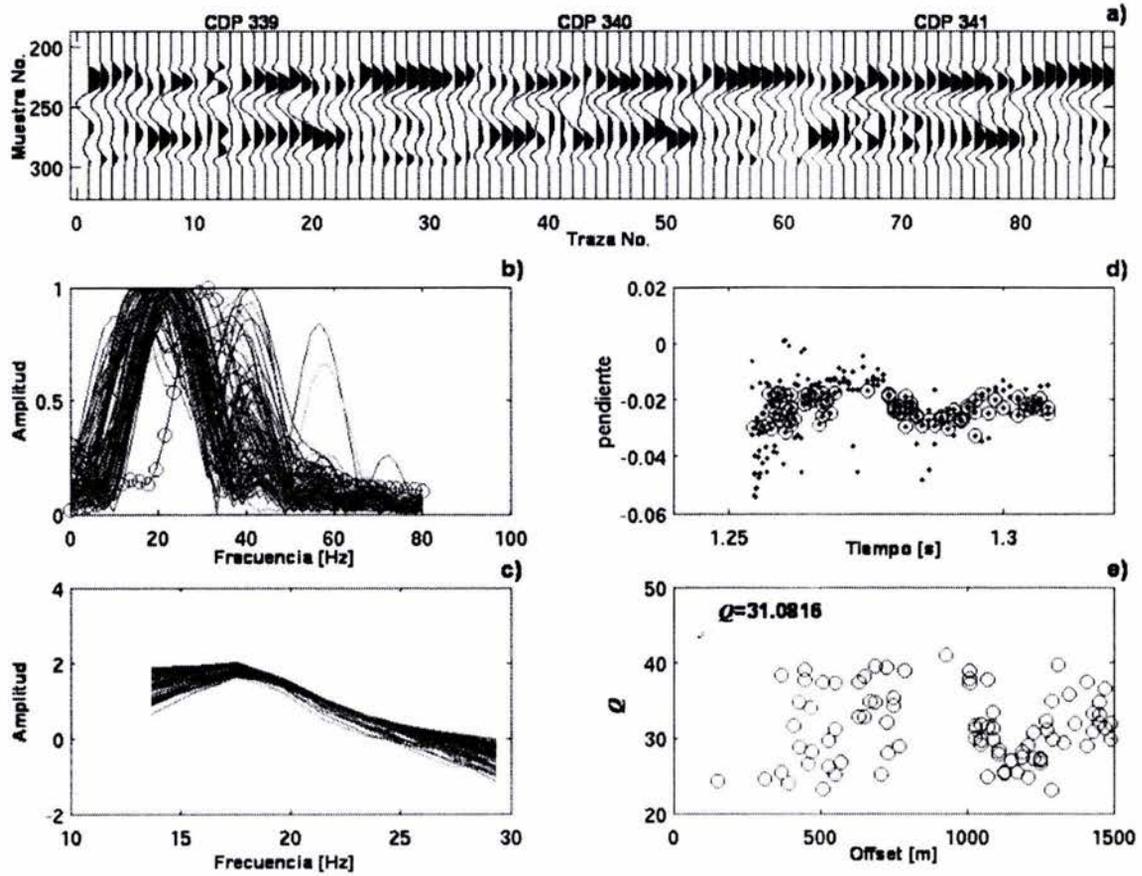


Figura 5.10 Análisis para la obtención de Q_p en el CDP 340 y el evento número 6. a) trazas seleccionadas por su parecido a la señal apilada en los CDPs 339, 340 y 341. b) Espectro de amplitudes de las trazas en a), el espectro de la fuente se señala con "o". c) Relación de los espectros en b) y el espectro de la fuente. d) Relación tiempo NMO (t_{NMO}) y pendiente medida en c), con "." se muestran las pendientes de todas las trazas en los CDPs y con "o" las de las trazas seleccionadas. e) Q_p estimado para cada offset y valor promedio.

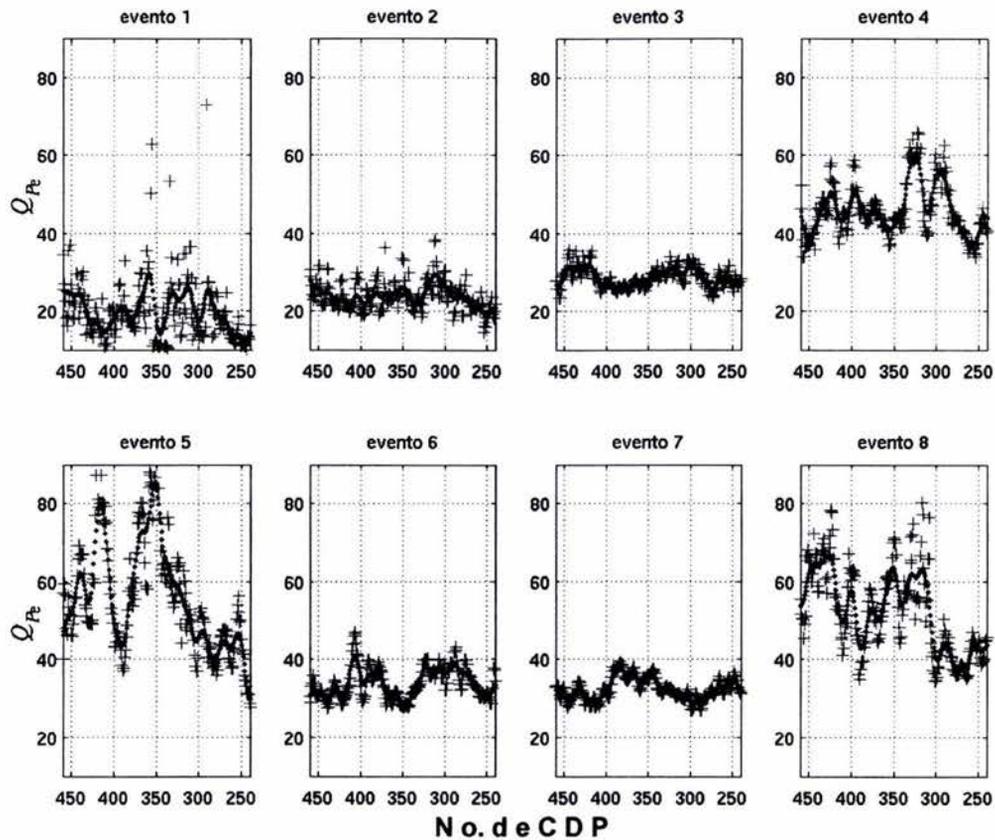


Figura 5.11 Factor de calidad equivalente estimado para la onda P (Q_{Pe}), entre el CDP 250 y el 450 para los eventos señalados en la figura 5.4. Con símbolos “+” se muestra el valor medido en cada CDP, y con símbolos “.” se muestran valores suavizados a partir de los medidos.

5.1.5 Estimación de Q_{PS}

En el caso de los datos de ondas PS se diseñaron ventanas alrededor de los eventos señalados en la figura 5.4 b. Aquí también se incluyó en el análisis individual de cada CCP, el CCP posterior y el anterior. Debido a que en offsets cortos la señal de la onda convertida tiende a ser muy débil (el coeficiente de reflexión de la onda convertida en offset cero es nulo), se descartaron offsets menores a 500 m y, al igual que en el caso de ondas P se evitaron offsets mayores a 1500 m para disminuir el efecto de *stretching* introducido por la corrección de NMO. El análisis se realizó en el mismo intervalo de frecuencias (13 a 30 Hz) y no se incluyeron trazas con una relación $m * \Delta t$ positiva. La obtención de Q_{PS} equivalente se elaboró con una regresión lineal según la ecuación 3.24 y la estimación de la relación $\frac{t_P}{t_S}$ usando binning asintótico con la ecuación 3.25 (figura 5.12 d). Como se indicó en la sección

3.3 el valor de Q_{PS} de offset cero se obtiene al evaluar la regresión en el valor de $\bar{\gamma}$ (ecuación 3.25) (figura 5.12 d).

A diferencia de Q_P equivalente, el factor de calidad equivalente Q_{PS} , incrementa paulatinamente de un valor cercano a 10 en el evento 1, hasta casi 40 en el evento 8 (figura 5.13). En general, Q_{PS} equivalente es menor que el de Q_P , exceptuando los correspondientes a los eventos 6 y 7 que mantienen valores muy similares en ambas secciones. En éste caso también se usó un filtro para eliminar las altas frecuencias de los valores estimados de Q_{PS} equivalente (figura 5.13). Los valores de intervalo se calcularon a partir de los valores suavizados lateralmente. Los mapas de factores de calidad equivalente y de intervalo se muestran en las figuras 5.14 b y 5.15 b, respectivamente.

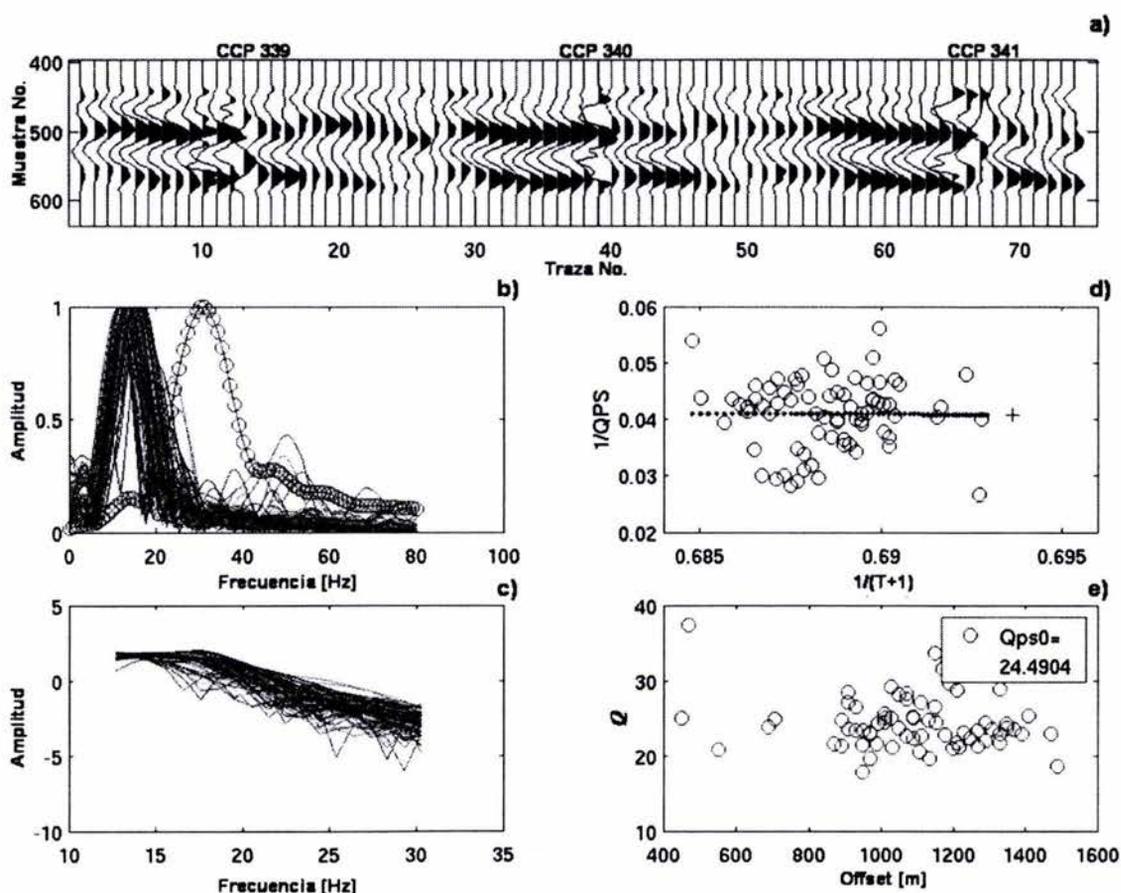


Figura 5.12 Análisis para la obtención de Q_{PS} en el CCP 340 y el evento número 6. a) trazas seleccionadas por su parecido a la señal apilada en los CCPs 339, 340 y 341. b) Espectro de amplitudes de las trazas en a), el espectro de la fuente se señala con "o". c) Relación de los espectros en b) y el espectro de la fuente. d) Relación tiempo NMO y el factor de calidad de cada offset (o), con el símbolo "." Se señalan los valores de la regresión en cada offset y el símbolo "+" es el valor de $1/Q_{PS}$ en offset cero. e) Q_{PS} estimado para cada offset y el valor a offset cero.

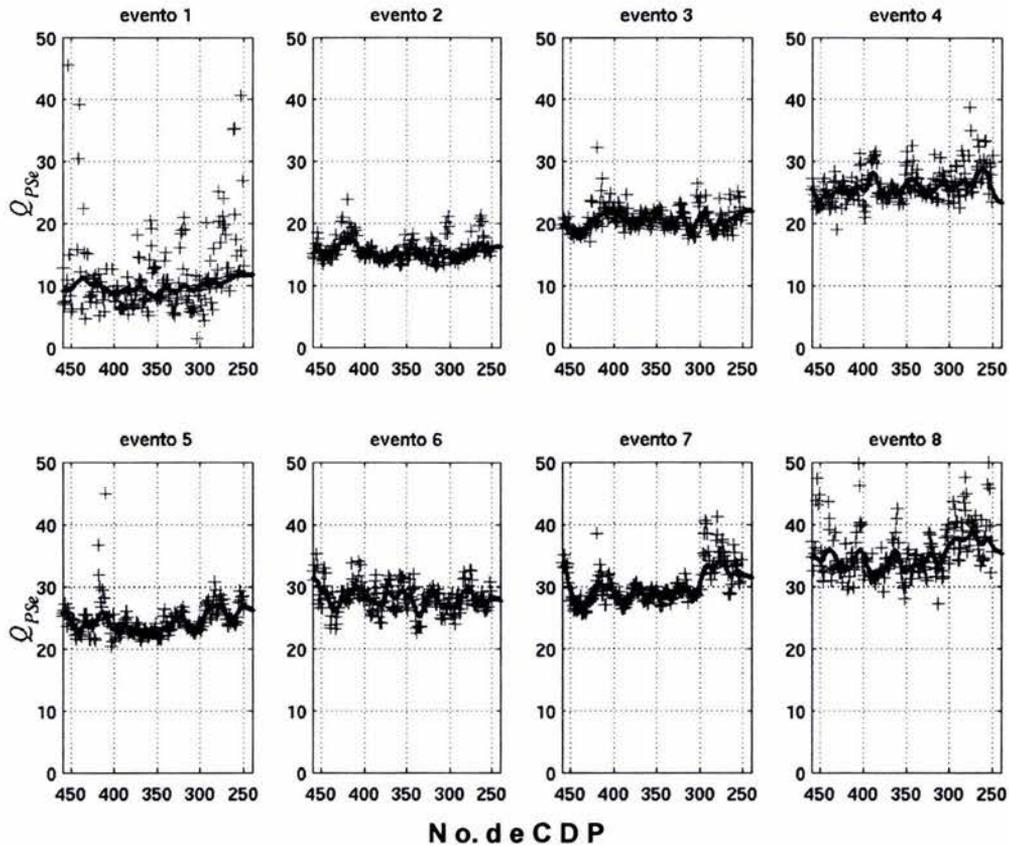


Figura 5.13 Factor de calidad equivalente estimado para la onda PS (Q_{PSe}), entre el CCP 250 y el 450 para los eventos señalados en la figura 5.3. Con símbolos “+” se muestra el valor medido en cada CCP, y con el símbolo “.” se muestra el valor suavizado a partir de los medidos.

5.1.6 Análisis de resultados

Los mapas de factores de calidad equivalente de la onda PP y PS (figura 5.14) muestran los valores más bajos de factores de calidad en la parte más somera de las secciones. En general conservan las mismas variaciones con la profundidad, sin embargo los valores de Q_{Pe} son siempre mayores que los de Q_{PSe} , lo que indica de Q_{Se} es menor que Q_{Pe} (ver sección 3.3). Los valores más altos de Q_{Pe} se encuentran entre 1500 y 2200 m de profundidad (figura 5.14 a). Esto coincide aproximadamente con la profundidad del grupo Manville, pero no con el espesor (Ferguson, 1995). En el caso de Q_{PSe} se observa una anomalía de disminución del factor de calidad alrededor de 2000 m, ésta está bien diferenciada de los valores del evento anterior localizado en 1600 m, por lo que se puede diferenciar entre el Missisípico y el grupo Wabamun.

Los factores de calidad de intervalo de Q_P y Q_{PS} , se muestran en las figuras 5.15 a y b, respectivamente. En éste caso se presenta el efecto contrario al de los factores de calidad equivalentes, es decir que los valores de Q_{PS} de intervalo son mayores que los de Q_P . En la

parte somera Q_{PS} es menor que Q_P por lo que en los sedimentos menos consolidados se conserva la relación típica de Q_S menor que Q_P . El grupo Manville, localizado entre 1450 y 1600 m, está definido por una transición de valores relativamente altos a bajos en ambas secciones. A la profundidad de 1600m en el mapa de Q_P (figura 5.14 b) se observa uno de los intervalos con valores más bajos de la sección, estos coinciden con la profundidad del Missisípico (Ferguson, 1995). Los valores más bajos de Q_{PS} coinciden con la profundidad del grupo Wabamun, que está aproximadamente a 2000 m de profundidad (Ferguson, 1995). Los valores más altos del factor de calidad en ambas secciones corresponden a las lutitas del grupo Colorado.

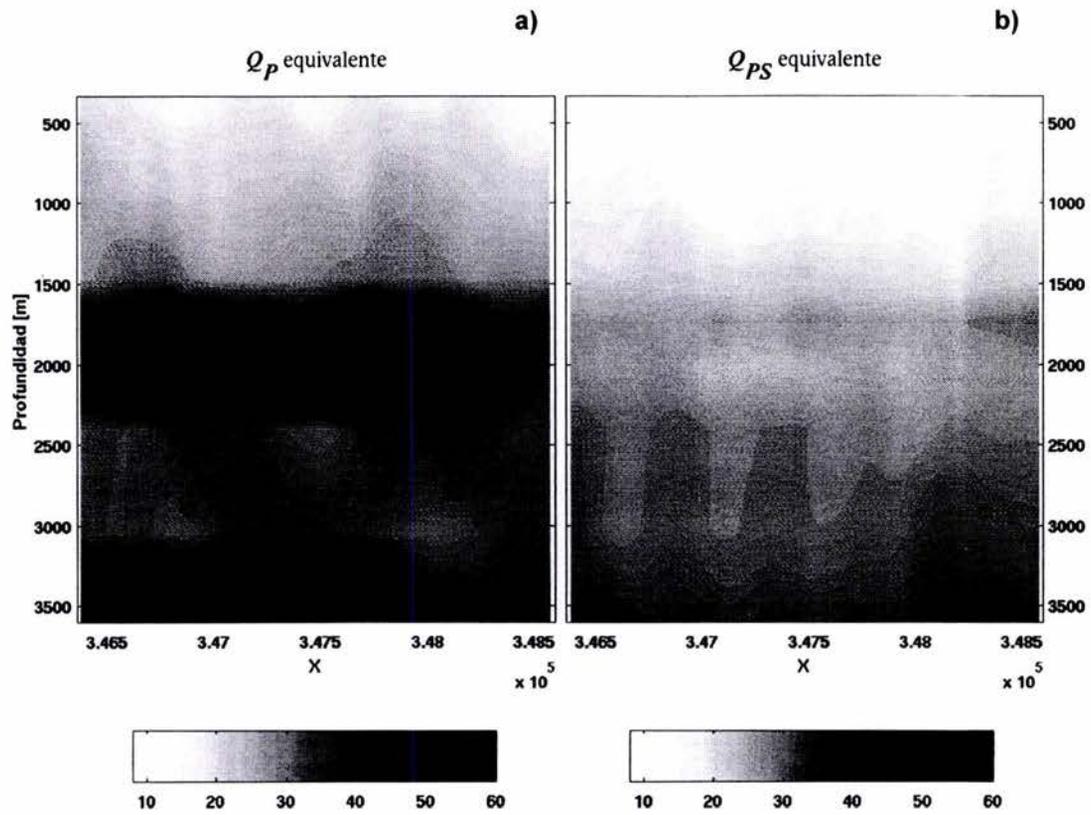


Figura 5.14 a) Mapa de factores de calidad equivalente de la onda PP y b) de la onda PS, a la profundidad de los eventos estudiados.

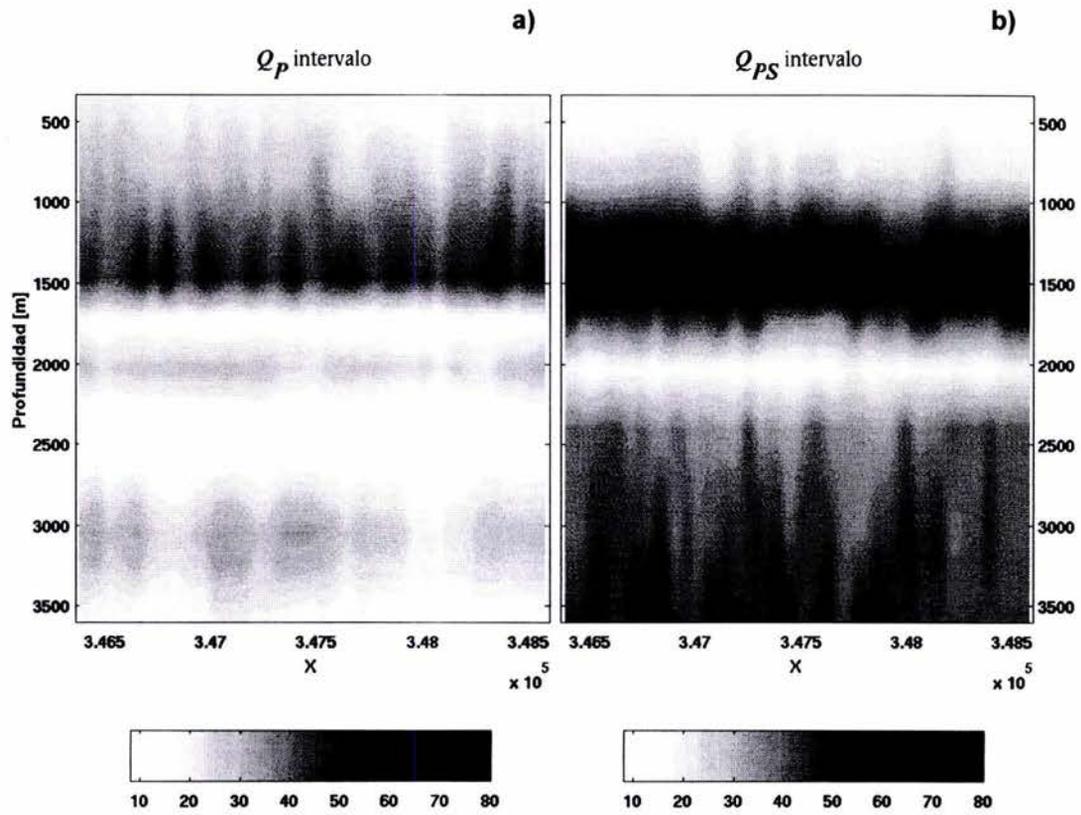


Figura 5.15 a) Mapa de factores de calidad de intervalo de la onda PP y b) de la onda PS , a la profundidad de los eventos estudiados.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

El trabajo que se presenta se puede catalogar como uno de los pioneros en el estudio del factor de calidad de la onda convertida. En éste, se han desarrollado metodologías para la obtención de Q_S y Q_{PS} a partir de datos sísmicos de reflexión de tipo multicomponente. Estas metodologías están basadas en el método de relaciones espectrales a partir de datos agrupados en CCP, el cual ha sido previamente aplicado para la obtención del factor de calidad de ondas P. En general, la atenuación intrínseca es mayor para el modo convertido de P a S que para el modo reflejado PP. El fenómeno se debe a que en el caso de la onda convertida una parte de la trayectoria es afectada por el factor de calidad de la onda S, Q_S , y a que éste es en la mayoría de los casos menor que el factor de calidad de la onda compresional, Q_P .

En el caso del modo reflejado PP se estudiaron dos formas para obtener el factor de calidad: sin y con la previa estimación de la ondícula fuente. Para la estimación de Q_S a partir de la metodología propuesta en este trabajo, utilizando ondas convertidas, es necesaria la estimación previa de la ondícula fuente, además del conocimiento del factor de calidad Q_P . La dependencia de Q_S con la calidad de la estimación de Q_P , se considera un inconveniente, por lo que se propuso una metodología para la obtención de Q_{PS} en sustitución del cálculo de Q_S . En ésta también se recomienda usar la ondícula fuente para medir la variación en las relaciones espectrales.

Los factores de calidad medidos con las metodologías diseñadas son valores efectivos o equivalentes, por lo que se retomó la fórmula de Dasgupta y Clark (1998) para obtener el factor de calidad de intervalo. Un análisis del error en la estimación del factor de calidad de intervalo muestra una fuerte dependencia con el error en la estimación del factor de calidad equivalente y la relación de tiempo entre los dos eventos a partir de los que se calcula. Éste estudio permitió observar que en general entre más cercanos son los eventos, menor es el rango de confiabilidad del error en la estimación del factor de calidad equivalente. También se puede agregar que, por la misma dependencia, es mayor el error en la estimación del factor de calidad de intervalo que el del equivalente.

En el caso del cálculo de Q_{PS} resultó de gran utilidad usar el *binning* asintótico en la estimación de la relación $\frac{t_P}{t_S}$ (ecuación 3.25). En primera instancia, se pudo encontrar una

relación lineal entre $\frac{t_P}{t_S}$ y Q_{PS} , y además la aproximación asintótica de $\frac{t_P}{t_S}$ tienen el mismo

origen ($\frac{1}{\gamma}$) que la real. El uso de esta estimación en el modelo estudiado produce errores

menores al 10 %. También se determinó que el rango de valores de Q_{PS} es el mismo que el de Q_P y Q_S (ver figura 3.4). Aunado a esto, se demostró de forma teórica que Q_{PS} depende de

la relación de velocidades y de factores de calidad de onda P y S, Θ y γ respectivamente. Esta dependencia indica que Q_{PS} aumenta con γ para valores de Θ menores a uno y que disminuye con γ cuando Θ es mayor a uno.

Un análisis realizado a partir de mediciones de laboratorio realizadas en arenas, y utilizando la relación teórica obtenida para Q_{PS} de offset cero en este trabajo, muestra que este parámetro, al igual que el factor de calidad Q_S , cuando es correlacionado con otros parámetros puede ser un atributo confiable para ayudar en la descripción de las propiedades físicas de las rocas. Así por ejemplo, cuando Q_{PS} disminuye y la relación de velocidades γ aumenta, se observa un incremento en la permeabilidad de las muestras. También combinado con Q_S puede ser utilizado como indicador de arcillosidad. Para la porosidad, se encontró que Q_{PS} combinado con γ puede llegar a identificar muestras con mayor o menor porosidad, siempre y cuando el estudio se realice en arenas con un contenido menor al 30% de arcilla. Probablemente el resultado más interesante es que ninguna combinación de los parámetros estudiados en el capítulo 4, define tan claramente la viscosidad del fluido saturante como lo hace la combinación de Q_{PS} y Q_S .

Las metodologías para la obtención de Q_P y Q_{PS} fueron aplicadas a datos sísmicos multicomponente terrestres del campo Blackfoot, en la provincia de Alberta, Canadá. En primer ensayo de aplicación se observó que es más consistente la obtención del factor de calidad de la onda convertida que el de la compresional. Además se encontró que la regresión para la obtención de un factor de calidad de offset cero es importante en el caso de Q_{PS} para eventos someros y que en el caso de Q_P se puede hacer un promediado. También fue posible diferenciar, aparentemente, los tres principales grupos sedimentarios presentes, tanto con el factor de calidad de la onda compresional como con el del modo convertida. Es importante mencionar que los valores obtenidos son valores de atenuación aparente, que además de la atenuación intrínseca incluye efectos de scattering. Además, los resultados presentados son valores relativos con los que se pretende mostrar variaciones verticales de atenuación. Sin embargo, sería de gran interés comparar la información con medidas de factores de calidad a partir de núcleos de pozo, VSPs o registros completos de onda y confirmar la información. También se necesita calibrar las secciones sísmicas con registros geofísicos de pozo para tener la certeza de que la correlación planteada en las secciones de PP y PS, así como la profundidad de los eventos es la indicada.

En éste trabajo se presentan resultados que indican que el factor de calidad Q_{PS} podría ser útil como identificador y diferenciador de hidrocarburos. Sin embargo un trabajo concluyente sobre su eficacia necesita más estudio principalmente en datos reales. Con la experiencia que se tiene del tema, se piensa que ciertos estudios podrían ser relevantes para tener un mejor conocimiento del comportamiento y posible uso del factor de calidad de la onda convertida. En la siguiente sección se hace una lista de aquellos que se considera son primordiales.

6.2 Recomendaciones

Un estudio que no se realizó en este trabajo, y que se cree sería útil, es la evaluación del efecto NMO en la estimación del factor de calidad. Es de esperarse que dicho efecto sea notable sólo en offsets largos y eventos someros, sin embargo se desconoce en qué porcentaje y qué variación tiene con la velocidad, el offset y la profundidad. El efecto de NMO en la estimación del factor de calidad es de subestimar los valores de Q en la zona somera, produciendo que ésta aparente ser más atenuante de lo que en realidad es. Otro aspecto importante es estudiar la influencia que tiene el uso de apilados parciales en la estimación de Q . En este tipo de apilado se suman o “apilan” cierto número de trazas continuas dentro del CDP o CCP, para reducir la presencia de ruido incoherente y aumentar la relación señal-ruido. Al sumar trazas de distinto offset se modifica el contenido de frecuencias del espectro de amplitud y con ello la estimación del factor de calidad. De hecho, se realizaron algunas pruebas de apilados parciales con los datos sintéticos, incluyendo ruido. Sin embargo las pruebas no son concluyentes, por lo que no se presentaron.

Por otra parte, es preciso modificar la fórmula de Dasgupta y Clarck (1998) para obtener el factor de calidad de intervalo, de forma que permitiera tener una mejor resolución temporal. Esto con la finalidad de disminuir la dependencia en la relación de tiempos y aumentar la posibilidad de identificar reservorios delgados, que aparecen frecuentemente en trampas estratigráficas como lo es el caso de Blackfoot.

También es importante señalar que existe una considerable variedad de metodologías para medir el factor de calidad en datos de onda compresional (ver p. ej., Jannsen et al, 1985). Con algunas modificaciones, estas metodologías pueden aplicarse en la obtención de Q_{PS} . Esto serviría no sólo para comparar la eficacia de ambos parámetros, sino también para el uso conjunto en la diferenciación de zonas con mayor o menor contenido de arcilla, permeabilidad y diferenciación de fluidos como se indicó en el capítulo 4. De hecho, se sabe que en sismología de exploración el factor de calidad de la onda compresional puede determinar zonas de mayor permeabilidad, por lo tanto de densidad de fracturamiento. En éste estudio, a partir de datos de laboratorio, se observó que Q_{PS} puede ser mejor evaluador de permeabilidad, por lo que es factible Q_{PS} pueda definir con más exactitud dichas zonas de fracturamiento.

El estudio y conocimiento de la onda convertida no debe quedar sólo en estimaciones a partir de sismología, o de su conocimiento a partir de otros parámetros de laboratorio, como se hizo en ésta Tesis. Es posible medir de forma “directa” el factor de calidad de la onda convertida en modelos físicos de laboratorio. Esto se puede lograr a partir de reflexiones de onda convertida en un experimento similar al que se describe en Best et al (1994). En éste, se coloca una muestra de roca entre dos muestras de material cuya atenuación se conoce (lucita en éste caso) y se miden las reflexiones en la cima y en la base para su posterior comparación y medición del factor de calidad. En el experimento se tiene perfecto control de la presión confinante y de poro. Para medir el factor de calidad en el caso de la onda convertida se usaría una fuente compresional y un receptor horizontal. Medir Q_{PS} a partir de dichas reflexiones sería posible modificando la forma de obtener el factor de calidad mostrado en esta Tesis. Un experimento de este tipo sería interesante ya que Q_{PS} (de offset

cero) no sólo depende de Θ sino también de γ , de tal suerte que se podría determinar que mecanismo de atenuación (p. ej. *squirt flow* o *frictional sliding*) es más determinante para el valor de Q_{PS} . Desde luego también se podría usar un modelo físico para comprobar la variación de Q_{PS} con el offset.

Por último, el conocer el factor de calidad de la onda convertida sería útil para compensar por el fenómeno de atenuación y con ello mejorar la resolución vertical de la onda PS. Como se ha mencionado con anterioridad, la resolución de la onda convertida, en teoría, es mejor en profundidad que la de la onda compresional. El que esto no suceda en datos reales es comúnmente atribuido a la fuerte atenuación que afecta a la onda convertida (Bale y Stewart, 2002 b). Así mismo, se cree que el método debería funcionar mejor con datos marinos donde la estimación de la fuente es más precisa y la relación señal ruido de la onda convertida es mayor.

REFERENCIAS

- Adriansyah y McMechan, G.A., 1998, *Effects of attenuation and scattering on AVO measurements*: Geophysics, 63, 2025-2034.
- Aki, K. and Richards, P. G. 1980, *Quantitative seismology*: W.H. Freeman and Co.
- Anderson, D. L. y Archambeau, C. B., 1964, *The anelasticity of the Earth*: Jour. Geophys. Res., 69, 2071-2084.
- Badri, M. y Mooney, H., 1987, *Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments*: Geophysics, 52, 772-784.
- Bale, A. R. y Stewart, R. R., 2002 (a), *Attenuation and its impact on elastic waves*: CSEG Expanded Abstracts.
- Bale, A. R. y Stewart, R. R., 2002 (b), *The impact of attenuation on the resolution of multicomponent seismic data*: SEG 72nd Annual Internat. Mtg., Expanded Abstracts and CREWES Research Report, 14, 1-21.
- Batzle, M., Hofmann, R., De-Hua Han y Castagna, J. P., 2001, *Fluids and frequency dependent seismic velocity of rocks*: The Leading Edge, 168-171.
- Ben Menahem, A. y Singh, S. J., 1981, *Seismic waves and sources*: Springer Verlag, New York.
- Bentley, L. R., Zhang, J. y Lu, H., 1999, *Four-D seismic monitoring: Blackfoot reservoir feasibility*: CREWES Research Report, 10, 60.
- Best, A. I., McCann, C. y Sothcott, J., 1994, *The relationships between the velocities, attenuations and petrophysical properties of reservoir sedimentary rocks*: Geophys. Prosp., 42, 151-178.
- Best, A. I. y McCann, C., 1995, *Seismic attenuation and pore-fluid viscosity in clay-rich reservoir sandstones*: Geophysics, 60, 1386-1397.
- Bourbié, T., 1982, *Effects of attenuation on reflections*: Ph. D. Thesis, Stanford Univ., Standford Calif.
- Carcione, J. M., Helle, H. B. y Zhao, T., 1998, *Effect of attenuation and anisotropy on reflection amplitude versus offset*: Geophysics, 63, 1652-1658.
- Castagna, J. P., Swan, H. W. y Foster, D. J., 1998, *Framework for AVO gradient and intercept interpretation*: Geophysics, 63, 948-956.
- Dasgupta, R. y Clark, R., 1998, *Estimation of Q from surface seismic reflection data*: Geophysics, 63, 2120-2128.
- Deffenbaugh, M., Shatilo, A., Schneider, B. y Zhang, M., 2000, *Resolution of Converted Waves in Attenuating Media*: SEG 70th Annual Internat. Mtg., Expanded Abstracts.
- Ferguson, R. J., 1995, *P-P and P-S inversion 3-C seismic data: Blackfoot, Alberta*: CREWES Research Reports, 7, 41.
- Futterman, W., 1962, *Dispersive body waves*: Jour. Geophys. Res., 67, 5279-5291.

- Ganley, D. C. y Kanasewich, E. R., 1980, *Measurement of absorption and dispersion from check shot surveys*: Jour. Geophys. Res., 85, 5219-5226.
- Gardner, G. H. F., Wyllie, M. R. J., Members Aime y Droschak, D. M., 1964, *Effects of pressure and Fluid Saturation on the attenuation of elastic waves in sands*: Jour. Petroleum Technology, 189-198.
- Garotta, R., 2000, *Shear waves from acquisition to interpretation*: SEG Distinguished Instructor Series, No. 3.
- Grossman, J. P., Margrave, G. F., Lamoreux, M. P. y Aggarwala, R., 2001, *Constant-Q wavelet estimation via nonstationary Gabor spectral model*: CREWES Research Report, 13, 223-240.
- Hale, D., 1982, *Q-adaptive deconvolution*: SEP-30, Stanford Univ., Stanford, Calif, 133-158.
- Jackson, D. D. y Anderson, D. L., 1970, *Physical Mechanism of seismic-wave attenuation*: Rev. Geophys. Spc. Phys., 8, 1-63.
- Jannsen, D., Voss, J. y Theilen, F., 1985, *Comparison of methods to determine Q in shallow marine sediments from vertical reflection seismograms*: Geophys. Prosp., 33, 479-497.
- Jhonston, D. H., Toksöz, M. N. y Timur, A., 1979, *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms*: Geophysics, 44, 691-711.
- Kjartansson, E., 1979, *Attenuation of seismic waves in rocks and applications in energy exploration*: Ph. D. Thesis, Stanford Univ., Stanford, Calif.
- Klimentos, T., 1995, *Attenuation of P- and S-waves as a method of distinguishing gas and condensate from oil and water*: Geophysics, 60, 447-458.
- Klimentos, T. y McCann, C., 1990, *Relationships among compressional wave attenuation, porosity, clay content, and permeability in sandstones*: Geophysics, 55, 998-1014.
- Knopoff, L., 1964, *Q*: Rev. Geophys., 2, 625-660.
- Koesoemadinata, A. y McMechan, G., 2001 (a), *Empirical estimation of viscoelastic seismic parameters from petrophysical properties of sandstone*: Geophysics, 66, 1457-1470.
- Koesoemadinata, A. y McMechan, G., 2001 (b), *Sensitivity of viscoelastic reflection amplitude variation with angle to petrophysical properties*: Jour. Seism. Expl., 9, 269-284.
- Larsen, J. A., 1999, *AVO inversion by simultaneous P-P and P-S inversion*: M. Sc. Thesis, Univ. of Calgary.
- Liu, H., Anderson, D. y Kanamori, H., 1976, *Velocity dispersion due to anelasticity; implications for seismology and mantle composition*: Geophys. Jour. Roy. astr. Soc., 47, 41-58.
- Lockett, F. J., 1962, *The reflection and refraction of waves at an interface between viscoelastic materials*: Jour. Mech. Phys. Solids, 10, 53-64.

- Martín, N. y Stewart, R. R., 1994, *The effect of low frequencies on seismic analysis*: CREWES Research Report, 6, 2.
- Martín, N., Azavache, A. y Donati, M., 1999, *P-wave attenuation helps identify lithology and pore-fluid type*: World Oil, Nov, 75-80.
- Martín, N., Lopez, M., Donati, M. y Azabache, A., 2000, *P-wave attenuation – A plausible seismic attribute to detect oil and gas in Venezuela*: Petrophysics meets Geophysics – Paris France.
- Mateeva, A. A., 2003, *Thin horizontal layering as a stratigraphic filter in absorption estimation and seismic deconvolution*: Ph. D. Thesis, CWP, Colorado School of Mines, Golden Colorado.
- Mavko, G. M. y Nur, A., 1979, *Wave attenuation in partially saturated rocks*: Geophysics, 44, 161-178.
- Miller, S. L. M., Aydemir, E. O. y Margrave, G. F., 1995, *Preliminary interpretation of P-P and P-S data from the Blackfoot broad-band survey*: CREWES Research Report, 7, 42.
- O'Connell, R. J. y Budiansky, B., 1977, *Viscoelastic properties of fluid-saturated cracked solids*: Jour. Geophys. Res., 82, 5719-5735.
- O'Doherty, R. F. y Anstey, N. A., 1971, *Reflections on amplitudes*: Geophys. Prosp., 19, 430-458.
- Prasad, M. y Meissner, R., 1992, *Attenuation mechanisms in sands: Laboratory versus theoretical (Biot) data*: Geophysics, 57, 710-719.
- Samec, P. y Blangy, J. P., 1992, *Viscoelastic attenuation, anisotropy and AVO*: Geophysics, 57, 441-450.
- Schneider, W. A. Jr., 2002, *A simple, exact solution for the P-SV wave conversion point via prestack migration*: Geophysics, 67, 1634-1636.
- Smith, G. C. y Gidlow, P. M., 1987, *Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas*: Geophys. Prosp., 35, 993-1014.
- Stewart, R. R., Hoffe, B., Bland, H. C., Margrave, G., Gallant, E. V. y Bertram, M. B., 1997, *The Blackfoot high-resolution 3-C seismic survey: design and initial results*: CREWES Research Report, 9, 5.
- Tao, G., King, M. S. y Nabi-Bidhendi, M., 1995, *Ultrasonic wave propagation in dry and brine saturated sandstones as a function of effective stress: laboratory measurements and modelling*: Geophys. Prosp., 43, 299-327.
- Taylor, G. G., 1989, *The point of P-S mode converted reflection: An exact determination*: Geophysics, 54, 1060-1063.
- Tessmer, G. y Behle, A., 1988, *Common reflection point data-stacking technique for converted waves*: Geophys. Prosp., 36, 671-688.
- Thomsen, L., 1999, *Converted wave reflection seismology over inhomogeneous, anisotropic media*: Geophysics, 64, 678-690.

- Todorov, T., 2000, *Integration of 3C-3D seismic data and well logs for rock property estimation*: M. Sc. Thesis, CREWES, Calgary Univ.
- Toksöz, M. N., Johnston, D. H. y Timur, A., 1979, *Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks*: I. Laboratory measurements: *Geophysics*, 44, 681-690.
- Ursin, B. y Stovas, A., 2002, *Reflection and transmission responses of a layered isotropic viscoelastic medium*: *Geophysics*, 67, 307-323.
- Ursin, B. y Toverud, T., 2002, *Comparison of seismic dispersion and attenuation models*: CWP Project Review, CWP-425, 73-96.
- Wang, Y., 2002, *A stable and efficient approach of inverse Q filtering*: *Geophysics*, 67, 657-663.
- Winkler, K. W., 1979, *The effects of pore fluids and frictional sliding on seismic attenuation*: Ph. D. Thesis, Stanford Univ., Stanford, USA.
- Winkler, K. W. y Nur, A., 1979, *Pore fluids and seismic attenuation in rocks*: *Geophys. Res. Lett.*, 6, 1-4.
- Winkler, K. W. y Nur, A., 1982, *Seismic attenuation: effects of pore fluids and frictional sliding*: *Geophysics*, 47, 1-15.
- Yilmaz, O., 2001, *Seismic data analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of seismic data*: SEG.
- Zhang, C. y Ulrych, T., 2002, *Estimation of quality factors from CMP records*: *Geophysics*, 67, 1542-1547.
- Zhong, B., Zhou, X., Liu, X. y Jiang, Y., 1995, *A new strategy for CCP stacking*: *Geophysics*, 60, 517-521.

Apéndice A.

DEFINICIÓN DE Q

La atenuación es un proceso de pérdida de energía por fricción, el cuál se debe a imperfecciones del material a distintas escalas, desde nivel atómico hasta macroscópico. A nivel macroscópico, éste proceso se conoce como atenuación intrínseca o fricción interna (Jackson y Anderson, 1970; Aki y Richards, 1980). En sismología, la forma más común de medir la atenuación intrínseca es mediante el factor de calidad Q , que al igual que en teoría de circuitos está relacionado a las pérdidas de energía mediante la siguiente expresión:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E}, \quad (\text{A.1})$$

donde ΔE es la energía perdida por ciclo de una excitación armónica y E es la energía elástica acumulada a un máximo esfuerzo y deformación. De ésta relación se observa que Q es adimensional.

En un material lineal donde la energía acumulada es proporcional al cuadrado del desplazamiento se tiene:

$$\frac{\pi}{Q} = \frac{\Delta u(t)}{u(t)}, \quad (\text{A.2})$$

De aquí se tiene que la amplitud del desplazamiento disminuye $\frac{\pi}{Q}$ en cada periodo sucesivo

$t = \frac{2n\pi}{\omega}$, por lo que:

$$u(t) = u_0 \left(1 - \frac{\pi}{Q}\right)^n = u_0 \left(1 - \frac{\omega t}{2Qn}\right)^n, \quad (\text{A.3})$$

con u_0 como la amplitud inicial del movimiento. Cuando $n \rightarrow \infty$,

$$u(t) = u_0 \exp\left(-\frac{\omega t}{2Q}\right), \quad (\text{A.4})$$

donde ω es la frecuencia angular y t el tiempo de propagación.

La atenuación también puede expresarse mediante el decaimiento logarítmico de una onda armónica, donde

$$\frac{\Delta E}{E} = 1 - \exp(-2\Delta). \quad (\text{A.5})$$

Δ se conoce como el decaimiento logarítmico y está definido por:

$$\Delta = \frac{2\pi\alpha v}{\omega}, \quad (\text{A.6})$$

donde α es el coeficiente de atenuación, v es la velocidad de fase del medio y ω es la frecuencia angular. Las unidades de α son neeper/unidad de longitud, pero se expresa comúnmente en decibels/unidad de longitud, mediante la siguiente conversión:

$$\alpha' \left[\frac{db}{m} \right] = (20 \log_{10} e) \alpha \left[\frac{neeper}{m} \right] = 8.686 \alpha \left[\frac{neeper}{m} \right].$$

De las ecuaciones (A.1), (A.5) y (A.6) se tiene que el factor de calidad se expresa como:

$$Q = \frac{2\pi}{1 - \exp\left(-\frac{4\pi\alpha v}{\omega}\right)}. \quad (\text{A.3})$$

CONCEPTOS BÁSICOS DE PROCESAMIENTO DE ONDAS CONVERTIDAS

En datos sísmicos convencionales se usan receptores y fuentes compresionales. Los receptores de componente horizontal (radial y transversal) han sido utilizados recientemente en sismología de exploración para un registro más completo del campo de onda. Debido a las características de reflexión y transmisión de las ondas P y S (ver Capítulo 2), una onda P incidente en un reflector genera reflexiones del tipo P y S. Al registro del segundo tipo de eventos se le conoce comúnmente como onda convertida. Debido a que la velocidad de propagación de la onda durante la trayectoria de la fuente al contacto no es la misma que la del contacto al receptor, el punto de reflexión en el subsuelo no corresponde con el punto medio de la distancia horizontal fuente-receptor, como si lo es en el caso de ondas puras. Estas características hacen que tanto el análisis de velocidades, como el apilado en el caso de la onda convertida, tenga significativas diferencias con el procesamiento convencional de datos sísmicos.

B.1 Binning asintótico

Como $V_P > V_S$, el ángulo de reflexión de la onda S es menor que el de la onda P (ver sección 2.1), esto produce que en el caso de la onda convertida el punto de reflexión en el subsuelo, sea distinto del punto de reflexión de la onda compresional, cuando se usa el mismo arreglo fuente-receptor (figura B.1). En el caso de la onda convertida es necesario conocer la distancia que existe entre el punto medio común (CMP, common midpoint) y el de conversión (CCP, common conversion point) para agrupar las trazas. Una forma de estimar ésta distancia es lo que se conoce como binning asintótico (Tessmer y Behle, 1988).

De la ley de snell (ec. 2.1), se tiene que

$$\frac{x_P}{V_P \sqrt{x_P^2 + h^2}} = \frac{x_S}{V_S \sqrt{x_S^2 + h^2}}, \quad (\text{B.1})$$

despejando x_S y simplificando,

$$x_S = \frac{x_P}{\sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_P^2}{h^2}}}, \quad (\text{B.2})$$

donde, $\gamma = \frac{V_P}{V_S}$.

Por otro lado, $x_p = x - x_s$, por lo que,

$$x_p = x - \frac{x_p}{\sqrt{\gamma^2 + (\gamma^2 - 1) \frac{x_p^2}{h^2}}}. \quad (\text{B.3})$$

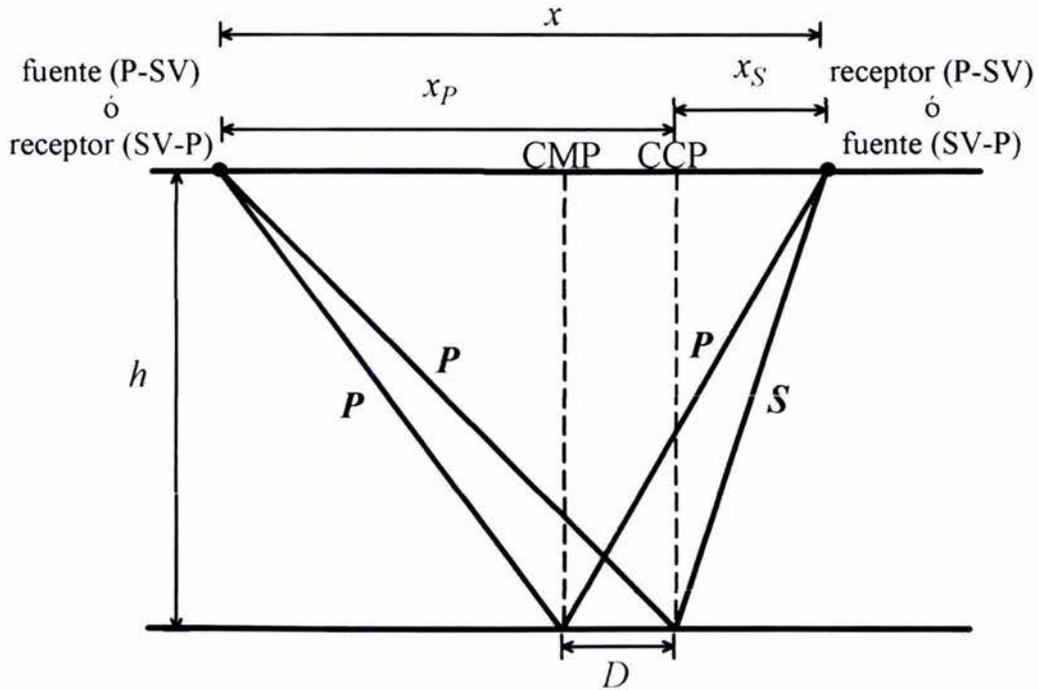
La solución exacta de esta ecuación, involucra la solución de una ecuación de cuarto orden (ver p. ej., Tessmer y Behle, 1988 y Taylor, 1989), o un procesamiento previo de los datos (Schneider, 2002) por lo que comúnmente se utiliza una simplificación de ella. Si se evalúa (B.3) cuando $h \rightarrow \infty$, se tiene que,

$$x_p = \frac{\gamma x}{\gamma + 1}, \quad (\text{B.4})$$

sustituyendo en (B.2) cuando $h \rightarrow \infty$

$$x_s = \frac{x}{\gamma + 1}. \quad (\text{B.5})$$

Esta aproximación asintótica al punto de conversión (ACP, asymptotic conversion point) se utiliza para agrupar las trazas u offsets de la onda convertida con respecto a un mismo punto de conversión. El trabajo de Tessmer y Behle (1988) demuestra además, que el error del binning asintótico se incrementa conforme la profundidad de la capa decrece y con incrementos de γ y la distancia fuente-receptor.



B.2 Corrección NMO

Al igual que en caso de la onda compresional, la corrección a offset cero del tiempo total de la trayectoria de una onda convertida, se puede expresar en términos de una serie de Taylor, de forma que:

$$t^2_{PS}(x) = c_1 + c_2 x^2 + c_3 x^4 + c_4 x^6 + \dots \quad (\text{B.6})$$

Tessmer y Behle (1988), obtuvieron los coeficientes de la aproximación de segundo orden, donde,

$$c_1 = t^2_{PS0} = \left(\frac{1+\gamma}{2} \right)^2 c_{1PP} \quad (\text{B.7})$$

y

$$c_2 = \frac{1}{v_{PS\text{ rms}}^2} = \gamma c_{2PP} \quad (\text{B.8})$$

donde $v_{rms\ PS}$ es la velocidad rms definida en la siguiente sección y $\gamma = \frac{V_P}{V_S}$. c_{1PP} y c_{2PP} son respectivamente, el primer y el segundo término de la serie de Taylor para la corrección NMO de la onda compresional, por lo que $c_{1PP} = t_{PP0}^2$ y $c_{2PP} = \frac{1}{V_P^2}$.

Esta representación del tiempo total de viaje en el caso de la onda convertida, no converge tan rápidamente como sucede en el caso de la onda P, sin embargo, el truncamiento en el segundo término que representa una hipérbola produce una aproximación satisfactoria.

B.3 Distintas relaciones de velocidades para la onda convertida

Al igual que en el caso de la onda compresional, la onda convertida tiene varias definiciones.

Velocidad promedio

$$\bar{V}_{PS} = \frac{\sum_i V_{P_i} t_{P_i} + \sum_i V_{S_i} t_{S_i}}{\sum_i t_{P_i} + \sum_i t_{S_i}} = \frac{2\bar{V}_P}{\bar{\gamma} + 1} \quad (\text{B.9})$$

Velocidad vertical

Se sabe que el tiempo de offset cero de la onda convertida es,

$$t_{PS0} = t_{P0} + t_{S0} = \frac{h}{V_P} + \frac{h}{V_S}$$

Por otro lado,

$$t_{PS0} = \frac{2h}{V_{PS0}}$$

por lo que la velocidad vertical de la onda convertida es,

$$V_{PS0} = \frac{2V_P V_S}{V_P + V_S} \quad (\text{B.10})$$

Velocidad RMS

Del desarrollo en serie de Taylor se tiene que la velocidad rms de la onda convertida es

$$V_{PS\ rms} = \left(\frac{\sum_i V_{P_i}^2 t_{P_i} + \sum_i V_{S_i}^2 t_{S_i}}{\sum_i t_{P_i} + \sum_i t_{S_i}} \right)^{1/2} \quad (\text{B.11})$$

en términos de la relación de velocidades, γ ,

$$V_{PS\ rms} = \left(\frac{\sum_i (1 + \gamma_i^{-1}) V_{P_i}^2 t_{P_i}}{\sum_i (1 + \gamma_i) t_{P_i}} \right)^{1/2} \quad (\text{B.11a})$$

Velocidad NMO

Al igual que en el caso de ondas puras, la velocidad NMO es aquella con la que se logra el mejor apilado, por lo que,

$$V_{PS\ NMO} \approx V_{PS\ rms}$$

si se estima que la relación de velocidades es constante con el tiempo vertical, se obtiene una aproximación de la velocidad de NMO (Tessmer y Behle, 1988),

$$V_{PS\ NMO} = \frac{V_{P\ NMO}}{\sqrt{\gamma}} = \sqrt{V_{P\ NMO} V_{S\ NMO}} \quad (\text{B.12})$$

Velocidad de migración

$$V_{PS\ mig} = \frac{V_P}{\gamma + 1} \quad (\text{B.13})$$

Por otra parte, Thomsen (1999) definió la relación de velocidades (γ) en términos de las velocidades de onda pura

Relación de velocidades promedio

$$\bar{\gamma} \equiv \frac{\bar{V}_P}{\bar{V}_S} = \frac{t_{S0}}{t_{P0}} \quad (\text{B.14})$$

Relación de velocidades RMS

$$\gamma_{rms} \equiv \frac{V_{P\ rms}}{V_{S\ rms}} \quad (\text{B.15})$$

Apéndice C.

APROXIMACIÓN DE LA RELACIÓN $\frac{t_P}{t_S}$

En seguida, obtenemos una ecuación mediante la cuál es posible estimar la relación $\frac{t_P}{t_S}$.

Se sabe que

$$\frac{t_P}{t_S} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \frac{r_P}{r_S} \quad (C.1)$$

con

$$r_P = \sqrt{h^2 + x_P^2} \quad (C.2)$$

$$\text{y } r_S = \sqrt{h^2 + x_S^2} \quad (C.3)$$

sustituyendo B.4y B.5 en C.2 y C.3 y éstas a su vez en C1,

$$\frac{t_P}{t_S} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \left[\frac{h^2(\bar{\gamma} + 1)^2 + x^2\gamma^2}{h^2(\bar{\gamma} + 1)^2 + x^2} \right]^{1/2} \quad (C.4)$$

por otro lado, $t_{PS0} = \frac{2h}{V_{PSrms}}$, por lo que $h = \frac{1}{2}t_{PS0}V_{PSrms}$

sustituyendo h en C4,

$$\frac{t_P}{t_S} = \frac{1}{\bar{\gamma}} \left[\frac{t_{PS0}^2 V_{PSrms}^2 (\bar{\gamma} + 1)^2 + 4x^2\bar{\gamma}^2}{t_{PS0}^2 V_{PSrms}^2 (\bar{\gamma} + 1)^2 + 4x^2} \right]^{1/2} \quad (C.5)$$