

# Acústica de pozo

**Las ondas acústicas de los pozos pueden ser tan simples o tan complejas como las formaciones en las que se propagan. Comprender los principios de la propagación de ondas es esencial para poder apreciar la moderna tecnología de los registros sísmicos.**

**Jakob B.U. Haldorsen**  
**David Linton Johnson**  
**Tom Plona**  
**Bikash Sinha**  
**Henri-Pierre Valero**  
**Kenneth Winkler**  
*Ridgefield, Connecticut, EUA*

Por su colaboración en la preparación de este artículo, se agradece a Jeff Alford, Houston, Texas; y a Andy Hawthorn y Don Williamson, Sugar Land, Texas.

Día a día estamos rodeados de sonidos que provienen de distintas fuentes. Los teclados hacen clic, los grillos cantan, los teléfonos suenan y las personas ríen. Todos comprendemos la información contenida en estos sonidos de manera automática. Para la mayoría de nosotros, descifrar los sonidos que escuchamos a diario es mucho más importante que saber qué son las ondas acústicas y cómo se propagan.

No obstante, para los geocientíficos y otros profesionales que deben comprender la información contenida en las ondas sonoras que viajan por la Tierra, sí es esencial conocer qué son las ondas acústicas y cómo se propagan. Este artículo examina los tipos básicos de fuentes acústicas y las ondas sonoras que viajan en las rocas presentes en las proximidades de un pozo. Además se analizan los efectos que poseen las variaciones de las propiedades de las rocas sobre la propagación de las ondas acústicas.

Las ondas acústicas registradas por las herramientas de adquisición de registros sísmicos dependen de la fuente de energía, la trayectoria que adoptan y las propiedades de la formación y del pozo. En la adquisición de registros con herramientas operadas con cable, existen dos tipos de fuentes principales: monopulares y dipolares. Un transmisor monopolar emite energía desde su centro hacia todas las direcciones por igual, mientras que un transmisor dipolar emite energía en una dirección preferida.

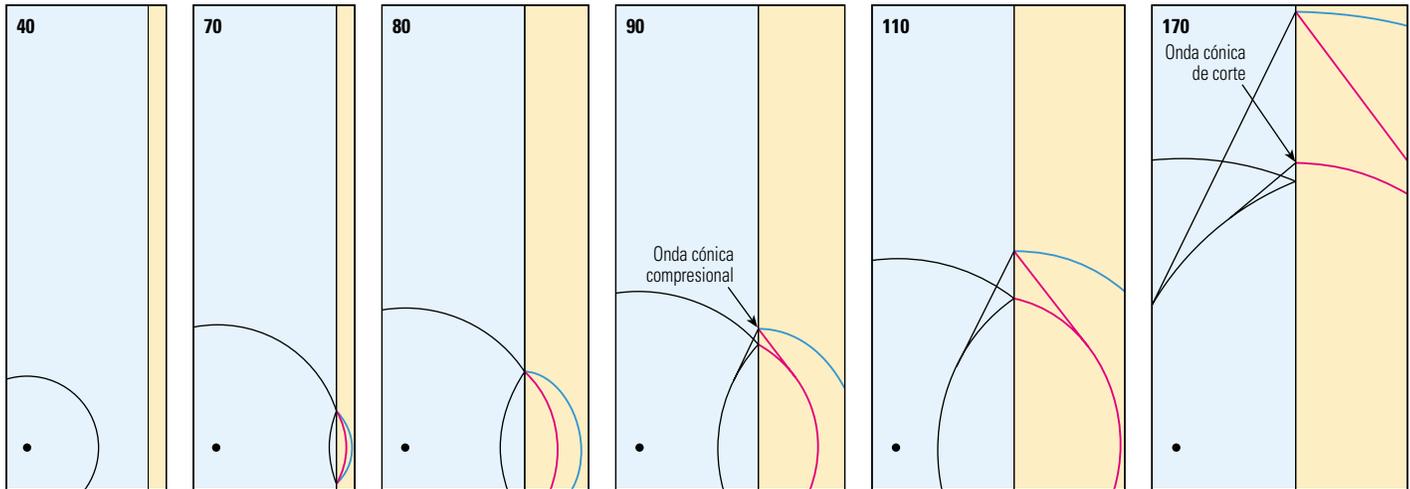
Desde un transmisor monopolar colocado en el centro del pozo, un frente de onda esférico recorre una distancia corta a través del fluido del pozo hasta que se encuentra con la pared del mismo. Parte de esa energía se vuelve a reflejar en el pozo y otra parte hace que las ondas se propaguen en la formación ([próxima página,](#)

[extremo superior](#)). La dirección de propagación de las ondas es siempre perpendicular al frente de onda. Este caso simple asume además que la formación es homogénea e isotrópica y que la herramienta sísmica en sí no produce otro efecto sobre la propagación de las ondas.<sup>1</sup>

El ambiente cilíndrico 3D del pozo complica esta explicación, que puede simplificarse examinando un plano vertical a través del eje de un pozo vertical. En el sistema 2D resultante, los frentes de onda se convierten en círculos y se propagan en un plano. En un mundo 3D, los frentes de onda se propagan por todas partes desde la fuente y rodean el pozo en forma simétrica.

En la simplificación 2D, cuando el frente de onda generado en el lodo de perforación se encuentra con la pared del pozo, produce tres nuevos frentes de onda. Un frente de onda reflejado regresa hacia el centro del pozo a una velocidad  $V_m$ . Las ondas compresionales, ondas  $P$ , y las ondas de corte, ondas  $S$ , son transmitidas o refractadas a través de la interfaz existente entre el lodo y la pared del pozo y viajan en la formación a las velocidades  $V_p$  y  $V_s$ , respectivamente. Éste es el caso más simple correspondiente a una formación dura o rápida, donde  $V_p > V_s > V_m$ .

Una vez que la onda  $P$  refractada se vuelve paralela a la pared del pozo, se propaga a lo largo de la interfaz existente entre el pozo y la formación a una velocidad  $V_p$ , más rápida que la onda reflejada presente en el fluido del pozo. De acuerdo con el principio de Huygens, cada punto de una interfaz excitada por una onda  $P$  actúa como una fuente secundaria de ondas  $P$  en el pozo, y de ondas  $P$  y  $S$  en la formación. La combinación de estas ondas secundarias en el pozo crea un nuevo frente de onda lineal denominado



^ Los primeros momentos de la propagación simplificada de los frentes de onda desde un transmisor monopolar colocado en un pozo lleno de fluido (azul) y en una formación rápida (pardo). Ambos medios se suponen homogéneos e isotrópicos. Los efectos de la herramienta se ignoran. La progresión de tiempo tiene lugar hacia la derecha. Los números que aparecen en el extremo superior izquierdo corresponden al tiempo en  $\mu\text{s}$  después de haber sido disparada la fuente. Los frentes de ondas generados en el lodo se muestran en negro, los frentes de ondas compresionales generados en la formación en azul, y los frentes de ondas de corte generados en la formación en rojo. La onda cónica compresional puede verse a los 90  $\mu\text{s}$  y la onda cónica de corte a los 170  $\mu\text{s}$ .

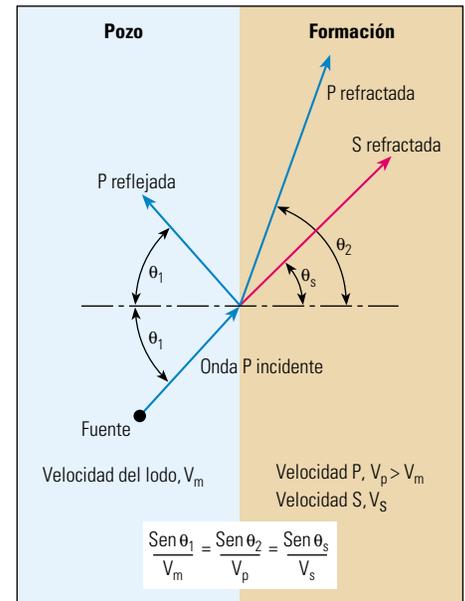
onda cónica (*head wave*).<sup>2</sup> Esta primera onda cónica generada en el lodo se conoce como onda cónica compresional y su arribo a los receptores se registra como el arribo de las ondas *P*. La onda *P* requiere más tiempo para llegar a los receptores que se encuentran más alejados de la fuente. La diferencia de tiempo que existe entre los arribos de las ondas *P*, dividida por la distancia recorrida, se conoce como  $\Delta t$  (tiempo de tránsito o lentitud), y es la inversa de la velocidad. Se trata de la medición más básica obtenida de los registros sísmicos.<sup>3</sup>

La onda *P* que penetra en la formación se conoce como onda volumétrica (*body wave*) y su penetración en la formación continúa a menos que un reflector la envíe nuevamente hacia el pozo, momento en el cual se denomina onda *P* reflejada. Los métodos de levantamientos sísmicos estándar ignoran las ondas *P* reflejadas, pero las aplicaciones especiales, como las que se describen al final de este artículo, se valen de la información extra contenida en las ondas *P* reflejadas.

El comportamiento de las ondas *S* refractadas es similar al de las ondas *P* refractadas. Cuando la onda *S* refractada se vuelve paralela a la pared del pozo, se propaga a lo largo de la interfaz existente entre el pozo y la formación como una perturbación de corte, a una velocidad  $V_s$ , y genera otra onda cónica en el fluido del pozo. Su arribo a los receptores se registra como la onda *S*. De esta manera, la lentitud de las ondas de corte de una formación rápida puede medirse con una herramienta rodeada por el fluido del pozo, aunque las ondas *S* no se pueden propagar a través del fluido.

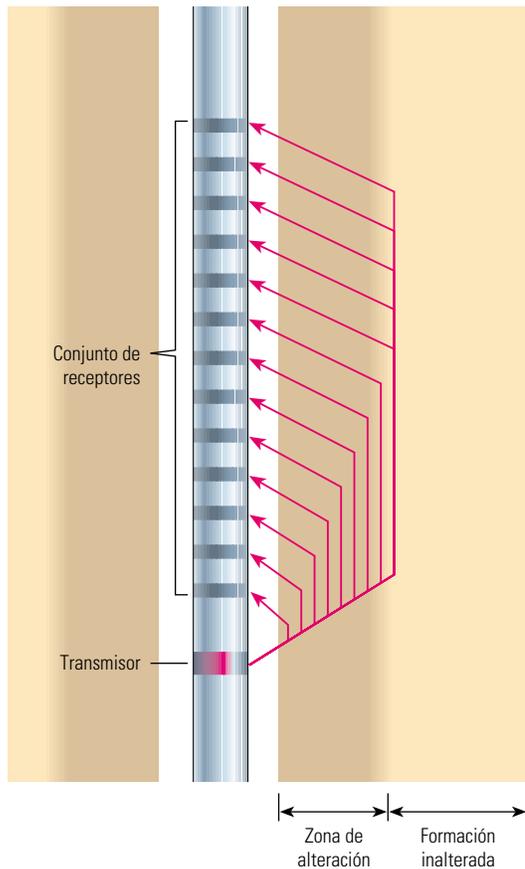
En los casos en los que la velocidad de las ondas de corte es menor que la velocidad de las ondas de lodo—situación conocida como formación lenta—el frente de onda de corte en la formación nunca forma un ángulo recto con el pozo. No se genera ninguna onda cónica de corte en el fluido. Tanto en las formaciones rápidas como en las formaciones lentas, una onda volumétrica *S* penetra en la formación.

Otra forma de visualizar cómo viajan las ondas cónicas y las ondas volumétricas *P* y *S* cerca del pozo es a través de la técnica de trazado de rayos. Estrictamente hablando, la técnica de trazado de rayos es válida solamente cuando la longitud de onda es mucho menor que el diámetro del pozo, o cuando los frentes de onda pueden representarse como planos en lugar de esferas o conos. La mayoría de los modos acústicos de pozos, especialmente los existentes en bajas frecuencias, no satisfacen estas condiciones; sin embargo, la técnica de trazado de rayos puede seguir siendo útil a los fines de la visualización. Un rayo es simplemente una línea perpendicular a un frente de onda, que muestra la dirección de viaje. Una trayectoria de rayos entre dos puntos indica la trayectoria de viaje más rápida. Los cambios de la trayectoria de rayos se producen en las interfaces y siguen la ley de Snell; una ecuación que relaciona los ángulos con los que los rayos viajan a ambos lados de una interfaz con sus propias velocidades de propagación (*derecha*). Entre otras cosas, la ley de Snell explica las condiciones bajo las cuales se forman las ondas cónicas y la razón por la cual no se forma ninguna de estas ondas en las formaciones lentas.



^ Reflexión y refracción de los frentes de onda en las interfaces y ley de Snell. El parámetro  $\theta_1$  es el ángulo de las ondas *P* incidentes y reflejadas. El parámetro  $\theta_2$  es el ángulo de las ondas *P* refractadas. El parámetro  $\theta_s$  es el ángulo de las ondas *S* refractadas. La variable  $V_m$  es la velocidad de las ondas de lodo. La variable  $V_p$  es la velocidad de las ondas *P* generadas en la formación y la variable  $V_s$  es la velocidad de las ondas *S* generadas en la formación. Cuando el ángulo de refracción es de  $90^\circ$ , se crea una onda cónica.

1. Una formación homogénea es aquella que posee una velocidad uniforme. En otras palabras, la velocidad es independiente de la ubicación. Una formación isotrópica es aquella en la que la velocidad es independiente de la dirección de propagación.
2. La onda cónica (*head wave*) posee un frente de onda cónica en 3D.
3. El valor de la lentitud (inversa de la velocidad) se expresa típicamente en unidades de  $\mu\text{s}/\text{pie}$ .



^ Técnica de trazado de rayos que utiliza la ley de Snell para modelar las trayectorias de rayos. Aquí, los rayos se trazan a través de una formación que posee una velocidad radialmente variable en una zona de alteración. La velocidad se reduce cerca del pozo y se incrementa con la distancia, situación que tiene lugar cuando las operaciones de perforación inducen daño en la región vecina al pozo. Los rayos que viajan hacia los receptores más cercanos al transmisor se propagan sólo a través de la zona alterada (marrón oscuro) y los rayos que viajan hacia los receptores distantes miden la velocidad de la formación inalterada (marrón claro).

La técnica de trazado de rayos es útil para entender por dónde viajan las ondas y para modelar los fundamentos del diseño de las herramientas sónicas, tales como la determinación del espaciamiento entre transmisores y receptores (TR) que se requiere para asegurar que la trayectoria en la formación sea más rápida que la trayectoria directa en el lodo, para los tamaños de pozos y las velocidades de ondas  $P$  y  $S$  de formaciones habituales. Esto asegura que la herramienta mida las propiedades de la formación en vez de medir las propiedades del lodo del pozo. La técnica de trazado de rayos también ayuda a describir la relación entre el espaciamiento TR y el espesor de la zona alterada en la región vecina al pozo y el contraste de velocidad (arriba). Además, se utiliza en técnicas de inversión, tales como la reconstrucción

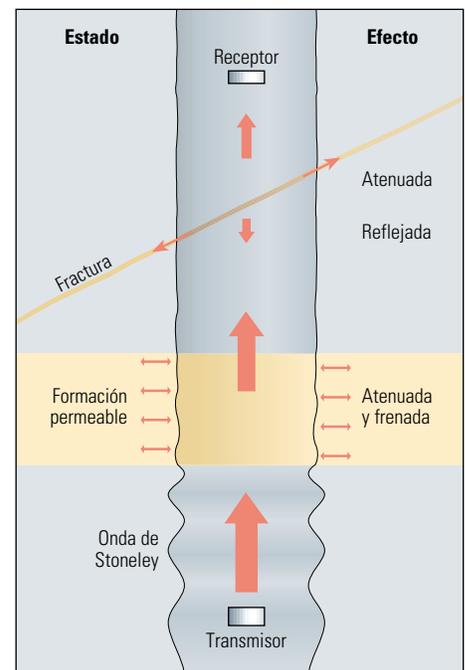
tomográfica que resuelve los modelos de lentitud si se dispone de información sobre el tiempo de arribo.

Después de las ondas cónicas  $P$  y  $S$ , las siguientes ondas que arriban a los receptores desde una fuente monopolar son las ondas de lodo directas y reflejadas. A éstas a su vez le siguen los modos de propagación guiados y las ondas de interfaz que deben su existencia a la naturaleza cilíndrica del pozo. Los modos de propagación guiados surgen de las reflexiones internas múltiples presentes dentro del pozo. Los frentes de onda de longitudes de ondas particulares que rebotan entre las paredes del pozo interfieren constructivamente entre sí y producen una serie de resonancias o modos normales. Los modos de propagación guiados no siempre se ven en los registros y pueden ser afectados

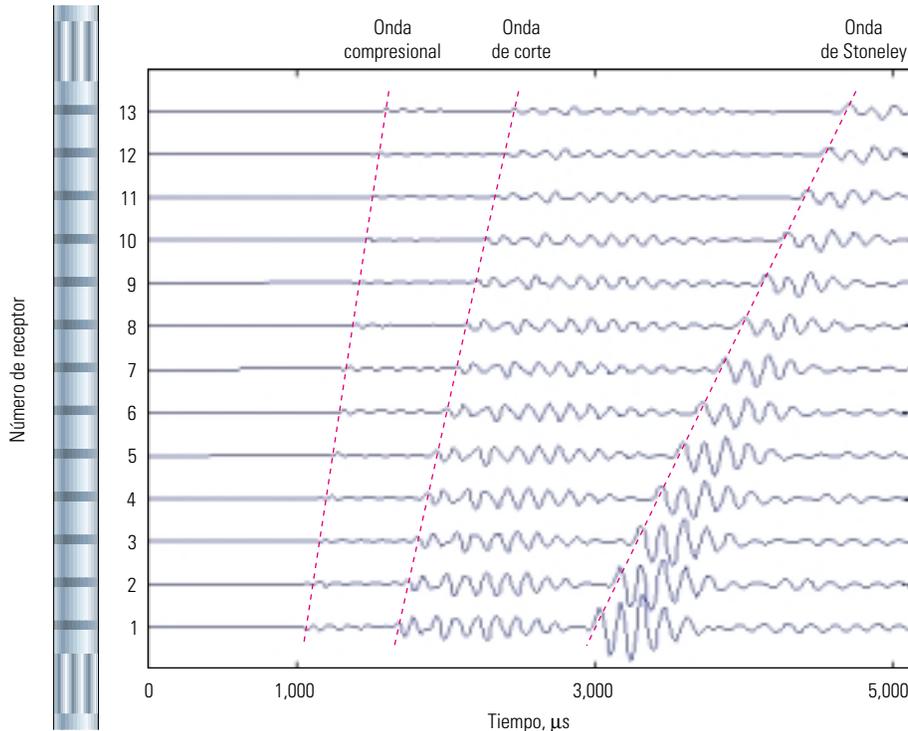
por el estado del pozo. En formaciones lentas, los modos guiados pierden parte de su energía en la formación, en forma de ondas que irradian hacia el interior de la formación. Éstos se denominan modos con fugas y se propagan a velocidades que oscilan entre las velocidades  $P$  y  $S$ . Los modos con fugas son dispersivos, lo que significa que sus diferentes componentes de frecuencia viajan a diferentes velocidades.

### Ondas de Stoneley

Los últimos arribos provenientes de una fuente monopolar son las ondas de interfaz o de superficie. Las ondas de superficie fueron propuestas por primera vez por Lord Rayleigh en 1885.<sup>4</sup> Lord Rayleigh investigó la respuesta de un material elástico en contacto con un vacío en la superficie laminar y observó que una onda se propagaba a lo largo de la superficie con un movimiento de partículas, cuya amplitud se reducía con la distancia a la superficie; propiedad conocida como evanescencia. Los resultados de Rayleigh predijeron la existencia de ondas que se propagan a lo



^ La onda de Stoneley viaja en la interfaz existente entre el pozo y la formación. La onda de Stoneley es dispersiva y el movimiento de sus partículas es simétrico en torno al eje del pozo. En las bajas frecuencias, la onda de Stoneley es sensible a la permeabilidad de la formación. Las ondas que viajan más allá de las fracturas y formaciones permeables pierden fluido y la disipación viscosa produce la atenuación de la amplitud de las ondas y un incremento de su lentitud. En las fracturas abiertas, las ondas de Stoneley son tanto reflejadas como atenuadas. Las flechas rojas en el centro del pozo simbolizan la amplitud de las ondas de Stoneley.



^ Formas de ondas típicas provenientes de un transmisor monopolar en una formación rápida, donde se muestran las ondas compresionales, de corte y de Stoneley. Las líneas de guiones rosas corresponden a los tiempos de arribo. A la izquierda se muestra un conjunto de receptores de la herramienta de adquisición de registros sísmicos.

largo de la superficie terrestre y dan origen a los temblores devastadores causados por los terremotos. El mismo efecto, en una escala mucho menor, genera el ruido “de superficie” en los levantamientos sísmicos de superficie.

En 1924, Stoneley observó las ondas que se propagaban en la interfaz existente entre dos sólidos y notó un tipo similar de onda de superficie.<sup>5</sup> El caso particular correspondiente a un pozo lleno de fluido, es decir la interfaz entre un sólido y un líquido fue descrito no por Stoneley sino por Scholte.<sup>6</sup> Sin embargo, las ondas que viajan en la interfaz fluido-pozo, se conocen como ondas de Stoneley. En otras áreas de la geofísica, las ondas que viajan en una interfaz fluido-sólido se denominan ondas de Scholte o de Scholte-Stoneley.<sup>7</sup>

La onda de Stoneley aparece en casi todos los registros sísmicos monopolares. Su velocidad es menor que las velocidades de las ondas de corte y las ondas de lodo y es levemente dispersiva, de manera que diferentes frecuencias se propagan a diferentes velocidades.

El decaimiento de la amplitud de las ondas de Stoneley con la distancia que existe hasta la interfaz fluido-pozo también depende de la frecuencia; en las frecuencias altas, la amplitud decae rápidamente con la distancia existente

hasta la pared del pozo. No obstante, en las frecuencias bajas—o en longitudes de ondas comparables con el diámetro del pozo—la amplitud de las ondas de Stoneley decae muy poco con la distancia que media hasta la pared del pozo. En frecuencias suficientemente bajas, la amplitud es casi constante entre un lado del pozo y el otro, creando lo que se conoce como onda tubular. Un ejemplo de onda tubular es el efecto de golpe de ariete que se presenta en las operaciones de instalación de cañerías cuando el flujo irrumpe repentinamente.

La onda de Stoneley de baja frecuencia es sensible a la permeabilidad de la formación. Cuando la onda encuentra fracturas o formaciones permeables, el fluido vibra respecto del sólido, causando disipación viscosa en estas zonas, lo que atenúa la onda y reduce su velocidad (página anterior, a la derecha). Las reducciones del nivel de energía y de la velocidad de las ondas de Stoneley varían con la frecuencia de las ondas. Los datos de la dispersión de las ondas de Stoneley, a lo largo de un ancho de banda de frecuencias grande, pueden invertirse para estimar la permeabilidad de la formación.<sup>8</sup> Las fracturas abiertas también pueden hacer que las ondas de Stoneley vuelvan a reflejarse hacia el transmisor. La relación entre

la energía reflejada y la energía incidente se correlaciona con la apertura de la fractura. Esta técnica de detección de fracturas permeables funciona bien en formaciones duras.<sup>9</sup>

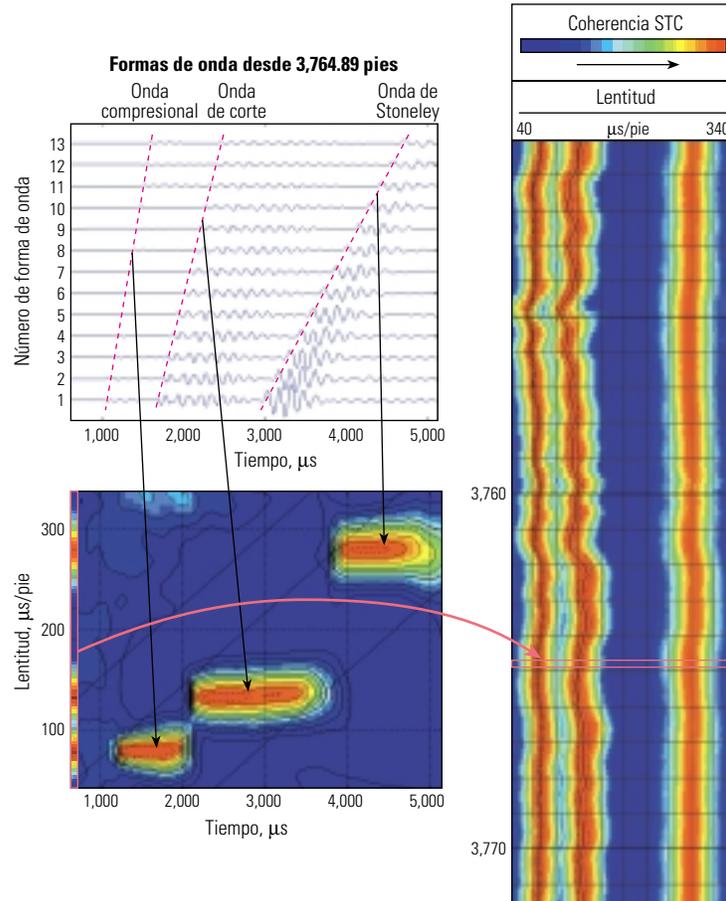
Todas las ondas descritas precedentemente se propagan simétricamente por el pozo, hacia la superficie y hacia el fondo, y pueden ser detectadas por receptores monopolares; habitualmente hidrófonos. Los hidrófonos son sensibles a los cambios de presión en el fluido del pozo y poseen una respuesta omnidireccional; esto significa que responden del mismo modo a los cambios de presión desde cualquier dirección.

Las formas de ondas registradas a una profundidad dada se despliegan en forma inicial como una serie de tiempo proveniente del conjunto de receptores (izquierda). En ciertos registros, los tiempos de arribo de las ondas P, las ondas S y las ondas de Stoneley, pueden verse claramente, pero a menudo se utilizan técnicas de procesamiento de datos para picar los tiempos con precisión. La diferencia en los tiempos de arribo, dividida por la distancia entre los receptores, da como resultado la inversa de la velocidad o lentitud para cada modo. No obstante, en muchos registros, los altos niveles de ruido, las malas condiciones del pozo u otros factores pueden hacer que estos arribos sean indistintos o se mezclen entre sí. En esos casos, el picado visual o automatizado de los tiempos de arribo no provee el valor de la lentitud verdadera.

Las lentitudes de las ondas pueden estimarse adecuadamente con mínima intervención humana, utilizando una técnica de procesa-

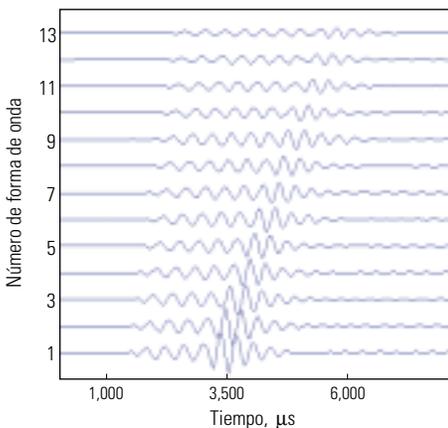
4. Strutt JW, Tercer Barón de Rayleigh: “On Waves Propagated Along the Plane Surface of an Elastic Solid,” *Memorias de la Sociedad Matemática de Londres* 17 (1885): 4.  
Las ondas de Rayleigh presentes en la superficie terrestre poseen componentes de movimiento verticales y horizontales. Otras ondas de superficie descubiertas por A.E.H. Love poseen dos componentes de movimiento horizontales.
5. Stoneley R: “Elastic Waves at the Surface of Separation of Two Solids,” *Memorias de la Royal Society, Serie A* 106 (1924): 416–428.
6. Scholte JG: “On the Large Displacements Commonly Regarded as Caused by Love Waves and Similar Dispersive Surface Waves,” *Memorias de la Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen* 51 (1948): 533–543.
7. Bohlen T, Kugler S, Klein G y Theilen F: “Case History 1.5D Inversion of Lateral Variation of Scholte-Wave Dispersion,” *Geophysics* 69, no. 2 (marzo-abril de 2004): 330–344.
8. Winkler KW, Liu HL y Johnson DJ: “Permeability and Borehole Stoneley Waves: Comparison Between Experiment and Theory,” *Geophysics* 54, no. 1 (Enero de 1989): 66–75.
9. Hornby BE, Johnson DL, Winkler KW y Plumb RA: “Fracture Evaluation Using Reflected Stoneley Wave Arrivals,” *Geophysics* 54, no. 10 (Octubre de 1989): 1274–1288.

miento de señales que busca semejanzas—lo que en matemática se conoce como semblanza o coherencia—en las formas de ondas, a lo largo del conjunto de receptores.<sup>10</sup> El método comienza con un tiempo de arribo y un valor de lentitud asumidos para cada tipo de onda, para luego buscar el conjunto de formas de onda para el tiempo y la lentitud que maximizan la coherencia. La gráfica de coherencia para los diferentes valores de lentitud y tiempo se conoce como gráfica de coherencia-tiempo-lentitud (STC, por sus siglas en inglés) y a partir de esa gráfica se pueden identificar los valores máximos locales de las curvas de nivel de coherencia (*derecha*). Los valores máximos correspondientes a la lentitud de las ondas compresionales, de corte y de Stoneley, representados gráficamente para cada profundidad, crean un registro de lentitud. Las dos dimensiones de una gráfica STC se comprimen para generar una sola dimensión mediante la proyección de los picos de coherencia sobre el eje de lentitud. Esta banda vertical de coherencias codificadas en color, si se grafica horizontalmente en la profundidad correcta, forma un elemento de un registro de proyección STC; un resultado estándar de los registros sísmicos. La lentitud de cada modo se representa gráficamente por encima de la proyección STC.



### Fuentes dipolares

Hasta este momento, el análisis se centró en las ondas generadas por fuentes monopolares; sin embargo, para ciertas aplicaciones, se requiere otro tipo de fuente. Por ejemplo, en formaciones lentas, donde las fuentes monopolares no pueden excitar las ondas de corte, una fuente dipolar puede resultar efectiva. La fuente dipo-



▲ Formas de onda de modo flexural que muestran cambios en la forma de la onda a lo largo del conjunto de receptores. En este caso, la forma de la onda se estira en el tiempo entre el receptor cercano (*extremo inferior*) y el receptor lejano (*extremo superior*). El cambio en la forma de la onda es causado por la dispersión.

▲ Procesamiento STC (coherencia-tiempo-lentitud) para arribos desde fuentes monopolares. Las formas de onda para una profundidad dada (*extremo superior izquierdo*), se exploran dentro de ventanas de tiempo y a lo largo de un rango de ángulos; conocidos como curvaturas, que se relacionan con la lentitud. Cuando las señales sobre las formas de ondas que se encuentran dentro de la ventana exhiben la mejor correlación, el valor de coherencia es el más alto. Una gráfica STC correspondiente a esa profundidad (*extremo inferior izquierdo*) muestra la coherencia codificada en color en el plano tiempo-lentitud, destacándose el valor de coherencia máximo en rojo. Los valores de coherencia se proyectan sobre una faja vertical, a lo largo del eje de lentitud, y luego se muestran como una faja horizontal delgada, a la profundidad correcta, en el registro de proyección STC (*derecha*). Uniendo los valores de coherencia más altos en todas las profundidades se genera un registro de lentitud para cada onda.

lar excita principalmente las ondas flexurales, además de las ondas cónicas compresionales y de corte. El movimiento de una onda flexural a lo largo del pozo puede concebirse en forma similar a la perturbación que viaja hacia la copa de un árbol cuando alguien parado en el piso sacude su tronco. Esta analogía opera mejor si el tronco del árbol está fijo en el extremo superior y posee un diámetro constante.

Habitualmente, una herramienta diseñada para generar ondas flexurales contiene dos fuentes dipolares orientadas en forma perpendicular entre sí a lo largo de los ejes X e Y de la herramienta. Los transmisores dipolares se disparan por separado. Primero se dispara el dipolo X y se registra una forma de onda flexural. Luego se dispara el dipolo Y, obteniéndose una medición

independiente. La onda flexural viaja a lo largo del pozo en el plano de la fuente dipolar que la generó. El movimiento de las partículas de la onda flexural es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, en forma similar a las ondas S, y la lentitud de las ondas flexurales se relaciona con la lentitud de las ondas S. La extracción de la lentitud de las ondas S a partir de los datos de ondas flexurales es un proceso de pasos múltiples.

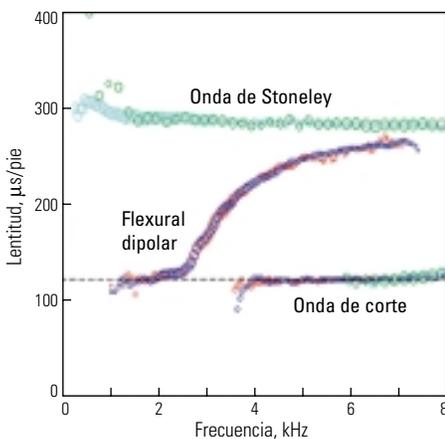
Las ondas flexurales son dispersivas, lo que significa que su lentitud varía con la frecuencia (*izquierda*). En muchos conjuntos de formas de ondas flexurales es posible ver el cambio de la forma de onda a lo largo del conjunto de receptores, ya que las diferentes componentes de frecuencia se propagan a diferentes velocidades.

Dado que la forma de la onda cambia a lo largo del conjunto de receptores, los métodos estándar de estimación de la lentitud, tales como el procesamiento STC que se basa en la semejanza de las formas de las ondas, deben adaptarse para tratar las ondas dispersivas. El procesamiento STC dispersivo identifica la lentitud de las componentes de frecuencia individuales.<sup>11</sup>

La representación gráfica de la lentitud de las ondas flexurales en función de la frecuencia se conoce como curva de dispersión (abajo). El análisis de curvas de dispersión compara las curvas de dispersión acústica modeladas para formaciones isotrópicas homogéneas con las curvas medidas con las herramientas sónicas de pozos.<sup>12</sup>

La profundidad de investigación radial de las ondas flexurales equivale aproximadamente a una longitud de onda. Las ondas flexurales de baja frecuencia exploran la formación en profundidad y las ondas flexurales de alta frecuencia poseen profundidades de investigación más someras. Por lo tanto, el análisis de la lentitud del modo flexural en función de la frecuencia, puede proveer información detallada sobre la formación cerca y lejos del pozo.

En la frecuencia cero, la lentitud de las ondas flexurales es la lentitud verdadera de las ondas de corte de la formación. La representación gráfica de la lentitud de las ondas flexurales en función de la frecuencia y la identificación del límite de frecuencia cero de la curva permiten la estimación de la lentitud de las ondas de corte generadas en las formaciones. De esta manera, el análisis de la dispersión de las ondas flexurales



Curvas de dispersión que caracterizan los valores de lentitud de propagación en diferentes frecuencias en una formación isotrópica. Las ondas de corte no son dispersivas; todas sus componentes de frecuencia viajan con la misma lentitud. Las ondas de Stoneley son sólo levemente dispersivas. Los modos flexurales excitados por una fuente dipolar exhiben gran dispersión en esta formación. En el límite de frecuencia cero, la lentitud de las ondas flexurales tiende a la lentitud de las ondas de corte (línea de puntos).

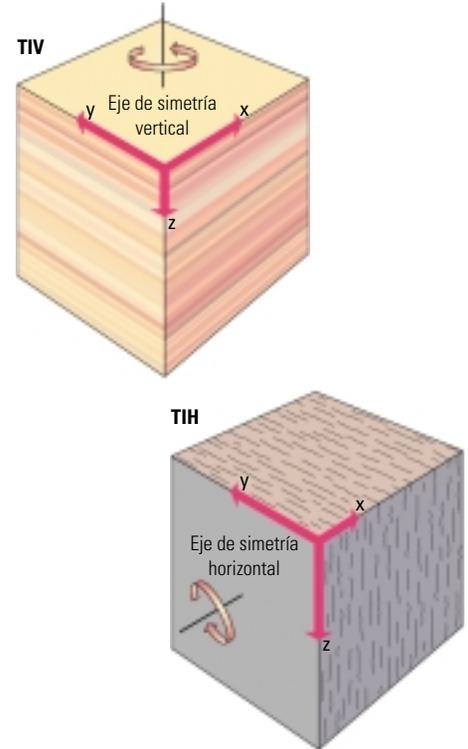
permite la estimación de la lentitud de las ondas de corte en formaciones rápidas o lentas.<sup>13</sup>

Hasta ahora, este artículo se concentró en el caso más simple de una formación isotrópica homogénea y de fuentes monopolares y dipolares. Dicho tipo de formación posee una lentitud de ondas  $P$ , una lentitud de ondas de Stoneley y una lentitud de ondas  $S$ . La mayoría de las aplicaciones para la utilización de los resultados de los registros sónicos con el fin de inferir la porosidad, la permeabilidad, el tipo de fluido, los módulos elásticos, la litología o la mineralogía de la formación, han sido desarrolladas para formaciones isotrópicas homogéneas. En las formaciones heterogéneas o anisotrópicas surgen complejidades adicionales. El resto de este artículo aborda la anisotropía primero y luego se ocupa de las formaciones heterogéneas.

### Anisotropía

La alineación espacial de los granos minerales, las capas, las fracturas o el esfuerzo hace que la velocidad de las ondas varíe con la dirección; propiedad que se conoce como anisotropía.<sup>14</sup> En los levantamientos sísmicos, se sabe que la anisotropía de las lutitas de los estratos de sobrecarga dificulta la generación de imágenes, las cuales necesitan corregirse para colocar los objetivos del yacimiento en la posición correcta. La información sobre la anisotropía también es necesaria toda vez que se requiere conocer la mecánica de las rocas. Las operaciones de perforación direccional, perforación en áreas tectónicamente activas, diseño de disparos (punzados, cañoneos) orientados, planeación de operaciones de fracturamiento hidráulico y desarrollo de planes de recuperación por mantenimiento de presión, requieren un conocimiento adecuado de la anisotropía elástica.

Los procesos naturales que producen la anisotropía, también hacen que ésta posea una de dos orientaciones principales: horizontal o vertical. Como primera aproximación, las capas horizontales crean un medio anisotrópico que puede considerarse isotrópico en todas las direcciones horizontales, pero que es anisotrópico verticalmente. Este tipo de medio se conoce como

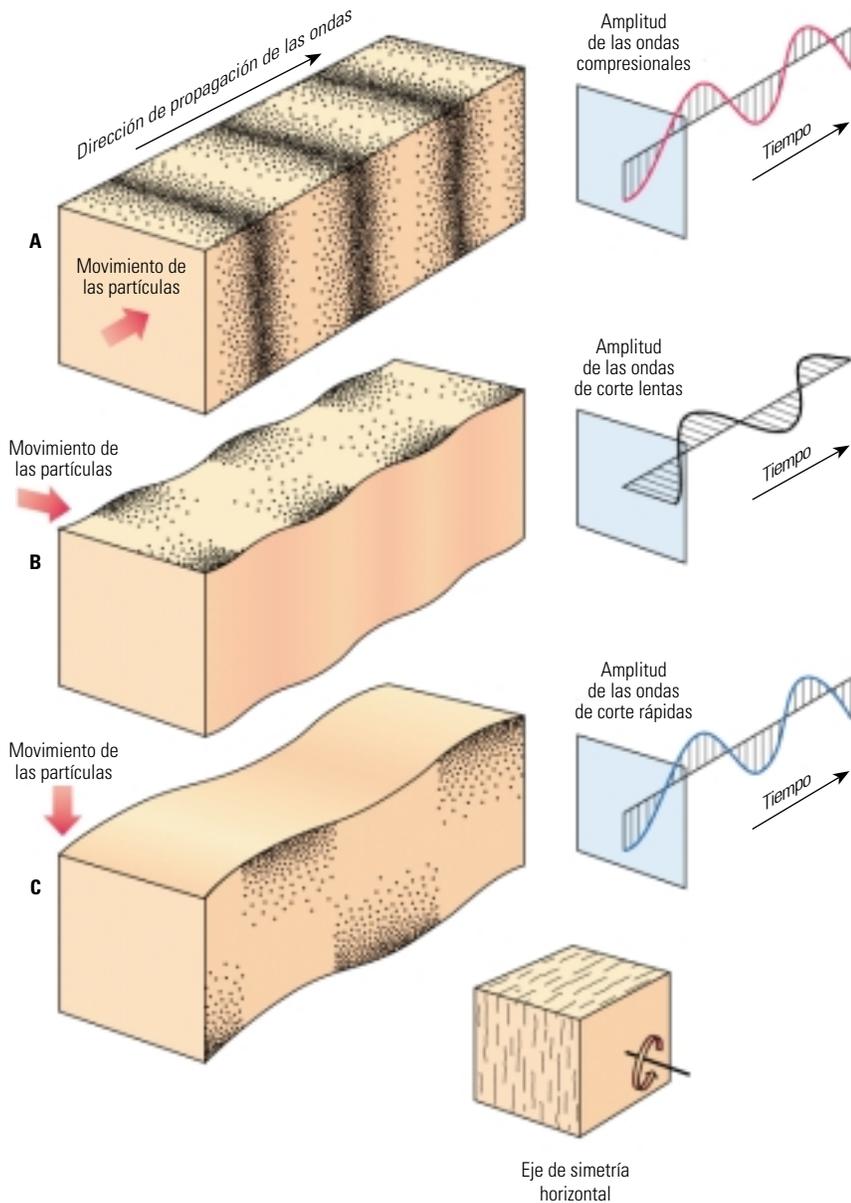


Geometrías simplificadas en la anisotropía elástica. En las capas horizontales (*extremo superior*), las propiedades elásticas pueden ser uniformes en la dirección horizontal pero varían verticalmente. Este tipo de medio puede representarse como transversalmente isotrópico con un eje de simetría vertical (TIV). Esto significa que la formación puede rotarse alrededor de su eje para generar un medio con las mismas propiedades. En formaciones con fracturas verticales (*extremo inferior*), las propiedades elásticas pueden ser uniformes en los planos verticales paralelos a las fracturas, pero pueden variar en la dirección perpendicular a los mismos. Este medio puede representarse como transversalmente isotrópico con un eje de simetría horizontal (TIH).

transversalmente isotrópico con un eje de simetría vertical (TIV) (arriba). De un modo similar, las fracturas verticales crean un medio anisotrópico simplificado que puede ser considerado isotrópico en cualquier dirección alineada con los planos de fracturas, y anisotrópico en la dirección ortogonal a los planos de fracturas. Este medio se conoce como transversalmente isotrópico con un eje de simetría horizontal (TIH).

10. Kimball CV y Marzetta TL: "Seismic Processing of Borehole Acoustic Array Data," *Geophysics* 49, no. 3 (Marzo de 1984): 274-281.  
 11. Kimball CV: "Shear Slowness Measurement by Dispersive Processing of the Borehole Flexural Mode," *Geophysics* 63, no. 2 (marzo-abril de 1998): 337-344.  
 12. Murray D, Plona T y Valero H-P: "Case Study of Borehole Sonic Dispersion Curve Analysis," *Transcripciones del 45o Simposio Anual sobre Adquisición de Registros de la SPWLA*, 6 al 9 de junio de 2004, Noordwijk, Países Bajos, artículo BB.  
 Los parámetros clave requeridos para el modelado de las curvas de dispersión son la lentitud de la formación,

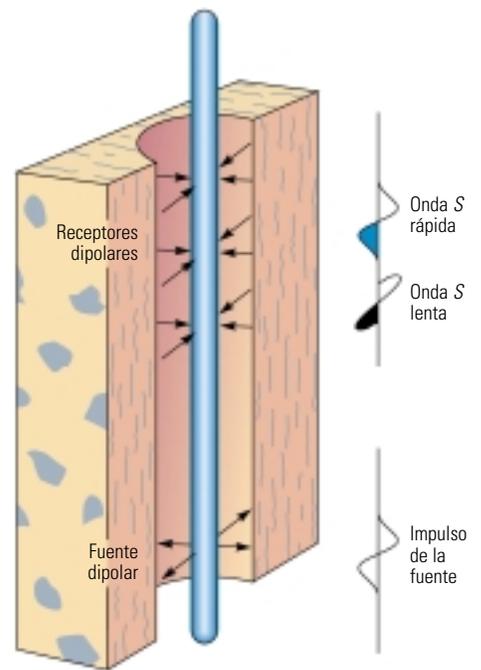
la densidad de la formación, la velocidad y densidad del fluido del pozo, y el diámetro del pozo.  
 13. Sinha BK y Zeroug S: "Geophysical Prospecting Using Sonics and Ultrasonics," en Webster JG (ed): *Enciclopedia de Ingenieros Eléctricos y Electrónicos Wiley* Vol. 8. Ciudad de Nueva York: John Wiley and Sons, Inc. (1999):340-365.  
 14. Esto vale para alineaciones en escalas más pequeñas que la longitud de onda de las ondas en cuestión. Armstrong P, Ireson D, Chmela B, Dodds K, Esmersoy C, Miller D, Hornby B, Sayers C, Schoenberg M, Leaney S y Lynn H: "The Promise of Elastic Anisotropy," *Oilfield Review* 6, no. 4 (Octubre de 1994): 36-47.



^ Movimiento de las partículas y dirección de propagación en las ondas compresionales y en las ondas de corte. Las ondas compresionales (A) poseen un movimiento de partículas que sigue la dirección de propagación de las ondas. Las ondas de corte poseen un movimiento de partículas ortogonal a la dirección de propagación de las ondas. En un material anisotrópico TIH (*extremo inferior*), una onda de corte que se propaga en sentido paralelo a las fracturas se divide. La onda S, con un movimiento de partículas verticalmente polarizado en sentido paralelo a las fracturas (C), es más rápida que la onda S con un movimiento de partículas polarizado en sentido ortogonal a las fracturas (B).

Las ondas sísmicas son sensibles a estas diferencias direccionales existentes en las propiedades de los materiales. Las ondas viajan más rápido cuando la dirección del movimiento de las partículas—polarización—es paralela a la dirección de mayor rigidez. Las ondas compresionales poseen un movimiento de partículas en la dirección de propagación, de modo que las ondas P viajan más rápido en las direcciones paralelas a la estratificación y a las fracturas, y se propagan más lentamente cuando la dirección es perpendicular a la estratificación y a las fracturas.

Las ondas de corte poseen un movimiento de partículas perpendicular a la dirección de propagación (*arriba*). En medios isotrópicos, el movimiento de las partículas de las ondas S está contenido en el plano que contiene las trayectorias de rayos P y S. En los medios anisotrópicos, una onda S se separará en dos ondas de corte con diferentes polarizaciones y diferentes velocidades. La onda S polarizada en sentido paralelo a la estratificación o a las fracturas es más rápida que la onda S polarizada en sentido ortogonal con respecto a la estratificación o a las



^ División de las ondas de corte en un pozo vertical en un medio TIH con fracturas verticales. Independientemente de cómo esté orientada la fuente dipolar respecto de las direcciones rápida y lenta del medio, la onda de corte se dividirá en una componente rápida y una componente lenta. La componente rápida se alinea en forma paralela al plano de las fracturas, mientras que la componente lenta se alinea en sentido perpendicular al plano de las fracturas.

fracturas. Las ondas flexurales se comportan como las ondas S y por lo tanto se separan de la misma forma. En el análisis que se presenta a continuación, las ondas S y las ondas flexurales son utilizadas en forma indistinta.

Los registros sísmicos pueden utilizarse para detectar y cuantificar la dirección y la magnitud de la anisotropía si la geometría de la herramienta y el eje de anisotropía están correctamente alineados. En un medio TIH, tal como una formación con fracturas verticales alineadas, las ondas S que se propagan a lo largo de un pozo vertical se dividen en dos ondas, y la onda rápida se polariza en el plano de las fracturas (*arriba*). De un modo similar, en un medio TIV, tal como una lutita o un intervalo finamente estratificado, las ondas S que se propagan en un pozo horizontal se dividen y la onda rápida se polariza en el plano de estratificación.

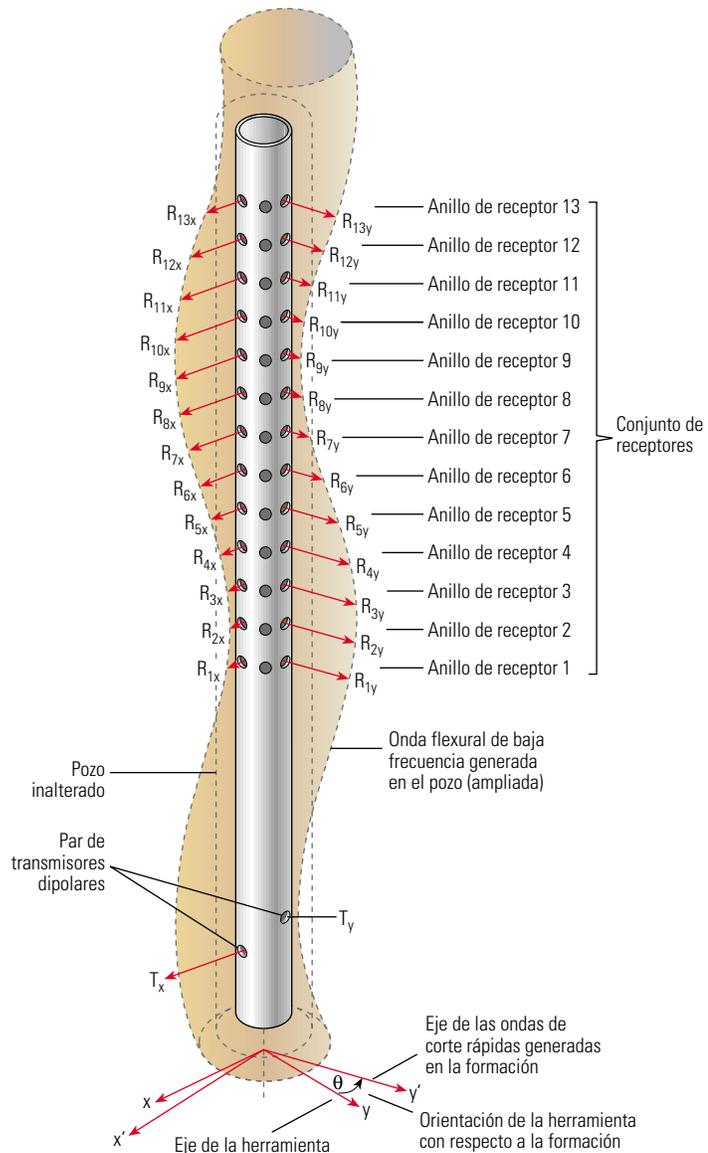
La polarización de las ondas S divididas por la anisotropía no puede ser detectada por un receptor monopolar unitario. Se requieren receptores direccionales. Se puede crear un receptor direccional adecuado mediante la sustitución de un receptor monopolar unitario por dos o más pares de receptores monopolares. Cada par de receptores monopolares actúa como

un receptor dipolar. Para la registraci3n correcta de las ondas flexurales, al menos un receptor dipolar se alinea con cada transmisor dipolar. Con cada disparo de la fuente dipolar, las se1ales son registradas por el receptor dipolar orientado en l3nea (*inline*) con esa fuente y adem1s por el receptor dipolar orientado fuera de l3nea (*offline*) (*derecha*).<sup>15</sup> Este ejemplo muestra la registraci3n de las ondas flexurales en 13 estaciones receptoras distribuidas en anillos en cada estaci3n.<sup>16</sup>

En las formaciones isotr3picas, las ondas flexurales generadas por una fuente dipolar permanecen polarizadas en el plano de la fuente y se detectan solamente en el receptor dipolar alineado en ese plano. No obstante, en las formaciones anisotr3picas, la onda flexural se divide en una componente r1pida y una componente lenta, alineadas con la anisotrop3a de la formaci3n. A menos que los ejes de la herramienta est3n alineados accidentalmente con las direcciones r1pida y lenta de la formaci3n, la energ3a de las ondas flexurales ser1 registrada tanto por los receptores que est1n fuera de l3nea como por los receptores que est1n en l3nea con esa fuente.

Las direcciones, o azimuts, de las ondas de corte o de las ondas flexurales r1pidas y lentas pueden verse en un registro dipolar cruzado. La creaci3n de un registro dipolar cruzado constituye un proceso de pasos m3ltiples. El primer paso implica la descomposici3n y recombinaci3n de las formas de ondas adquiridas en todos los sensores, en cada estaci3n receptora, para dar como resultado, en cada profundidad, cuatro formas de ondas correspondientes a las respuestas en l3nea y fuera de l3nea con los dos transmisores dipolares ortogonales. A continuaci3n, estas formas de onda se rotan matem1ticamente para colocarlas en un sistema de coordenadas consistente con las direcciones de la energ3a de forma de onda fuera de l3nea m1xima y m3nima.<sup>17</sup> Luego, las formas de ondas correspondientes a las orientaciones de las ondas de corte r1pida y lenta se someten a un procesamiento por semblanzas para obtener las lentitudes de dichas ondas.<sup>18</sup> Las zonas con lentitudes de ondas de corte r1pidas y lentas equivalentes son isotr3picas, mientras que las zonas con diferencias considerables entre las lentitudes de ondas de corte r1pidas y lentas son altamente anisotr3picas.

Las lentitudes de las ondas *S* r1pidas y lentas, y de las ondas *P* y las ondas de Stoneley—las cuatro lentitudes que pueden medirse mediante los registros s3nicos en un medio anisotr3pico—se transforman en cuatro m3dulos anisotr3picos. Con estos cuatro m3dulos es posible caracterizar el m1s simple de los medios anisotr3picos. Los medios TIV y TIH requieren cinco m3dulos para



▲ Respuesta en l3nea y fuera de l3nea en receptores distribuidos en forma azimutal de una onda flexural de pozo en una formaci3n anisotr3pica. La onda flexural fue excitada disparando el transmisor dipolar en la direcci3n *X*, (*T<sub>x</sub>*) que se muestra en el extremo inferior. En este medio TIH, la onda flexural se divide en una onda r1pida y una onda lenta con componentes de movimiento de part3culas en todos los receptores, no s3lo en los alineados con el eje *X* de la herramienta.

ser caracterizados en su totalidad. En lo que respecta a los tipos de anisotrop3a m1s complejos, se requieren m1s mediciones, tales como las ondas *P* que se propagan siguiendo diferentes

azimuts o inclinaciones, o las ondas *S* que viajan en sentido vertical y horizontal. Los levantamientos s3micos de superficie y de pozo a menudo pueden proveer esta informaci3n.

15. El t3rmino *offline* (fuera de l3nea) tambi3n se conoce como *crossline* (l3nea transversal).  
 16. Pistre V, Kinoshita T, Endo T, Schilling K, Pabon J, Sinha B, Plona T, Ikegami T y Johnson D: "A Modular Wireline Sonic Tool for Measurements of 3D (Azimuthal, Radial, and Axial) Formation Acoustic Properties," *Transcripciones del 46o Simposio Anual sobre Adquisici3n de Registros de la SPWLA*, Nueva Orle1ns, 26 al 29 de junio de 2005, art3culo P.  
 17. Alford RM: "Shear Data in the Presence of Azimuthal Anisotropy: Dille, Texas," *Res3menes Expandidos*, 56a

Reuni3n Internacional Anual de la SEG, Houston (2 al 6 de noviembre de 1986): 476-479.  
 Brie A, Endo T, Hoyle D, Codazzi D, Esmersey C, Hsu K, Denoo S, Mueller MC, Plona T, Shenoy R y Sinha B: "New Directions in Sonic Logging," *Oilfield Review* 10, no. 1 (Primavera de 1998): 40-55.  
 18. Esmersey C, Koster K, Williams M, Boyd A y Kane M: "Dipole Shear Anisotropy Logging," *Res3menes Expandidos*, 64a Reuni3n Internacional Anual de la SEG, Los Angeles (23 al 28 de octubre de 1994): 1139-1142. Kimball y Marzetta, referencia 10.

## Heterogeneidad

Las propiedades de las formaciones pueden variar no sólo con la dirección de las mediciones, como en las formaciones anisotrópicas, sino entre un lugar y otro, en lo que se conoce como formaciones no homogéneas o, en forma equivalente, formaciones heterogéneas. Como sucede con la anisotropía, la detección y la cuantificación de la heterogeneidad utilizando ondas acústicas dependerá del tipo de variación de la formación y de su geometría respecto del eje del pozo.

Los registros sísmicos estándar permiten caracterizar las propiedades de las formaciones que varían a lo largo del pozo. Las primeras herramientas de adquisición de registros sísmicos corridas en pozos verticales identificaban las heterogeneidades en forma de límites entre las capas

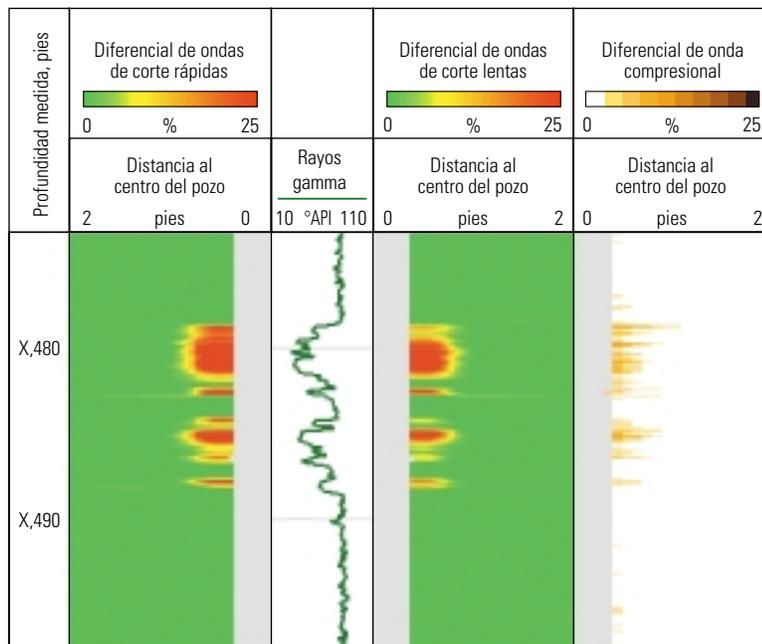
horizontales (véase “Historia de la adquisición de registros sísmicos con herramientas operadas con cable,” *página 34*). Otras heterogeneidades, tales como las zonas de alta permeabilidad o las fracturas abiertas que intersectan al pozo, pueden detectarse utilizando las ondas de Stoneley, como se describió anteriormente.

Las propiedades de las formaciones que varían lejos del pozo, o a lo largo del eje radial, constituyen evidencias del proceso de perforación y son más difíciles de evaluar. El proceso de perforación remueve la roca y hace que los esfuerzos locales se redistribuyan, o se concentren alrededor del pozo en una forma elástica bien conocida.<sup>19</sup> Además, la perforación no sólo tritura la roca que se remueve para formar el pozo sino que además puede dañar mecánica-

mente un volumen de roca que rodea al pozo.<sup>20</sup> Este tipo de daño se denomina deformación plástica, en contraste con la deformación elástica o reversible. Además de la deformación plástica, el fluido de perforación puede reaccionar con las arcillas, causando dilatación y alterando las velocidades en la región vecina al pozo. El lodo que invade el espacio poroso desplaza los fluidos de formación que probablemente poseen diferentes propiedades, alterando además las velocidades sísmicas. Las variaciones inducidas por la perforación pueden ser más graduales que las variaciones producidas a lo largo de las interfaces entre capas.

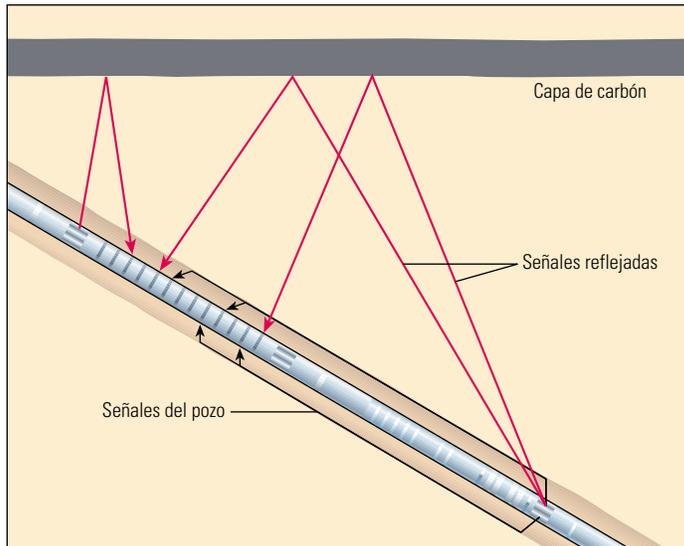
La alteración de las propiedades en la zona vecina al pozo puede hacer que las velocidades aumenten o disminuyan con respecto a la formación inalterada o de campo lejano. Normalmente, el daño inducido por la perforación reduce la rigidez de la formación, haciendo que las velocidades se reduzcan cerca del pozo. No obstante, cuando el fluido de perforación reemplaza al gas como fluido que rellena los poros, la formación resultante es más rígida, de manera que la velocidad compresional aumenta cerca del pozo.

La alteración radial de las rocas y de los fluidos afecta las velocidades compresionales y de corte de diferentes maneras. La alteración que reduce la rigidez de la estructura de la roca, tal como el fisuramiento o el debilitamiento inducido por la perforación, hace que tanto la velocidad *P*



▲ Perfiles radiales de ondas compresionales y ondas de corte en una formación heterogénea anisotrópica. El perfil de la variación en la lentitud de las ondas compresionales (Carril 4) se crea por reconstrucción tomográfica en base a la técnica de trazado de rayos, a través de una formación modelada con propiedades que varían gradualmente con la distancia al pozo. La diferencia porcentual entre la lentitud observada y la lentitud de la formación inalterada se representa gráficamente en escalas de color y distancia para indicar la magnitud de la diferencia lejos del pozo. En estas areniscas, identificables a partir del registro de rayos gamma del Carril 2, la lentitud de las ondas compresionales cerca del pozo varía hasta en un 15% con respecto a la lentitud del campo lejano y la variación se extiende hasta más de 30 cm [12 pulgadas] con respecto al centro del pozo. El pozo se muestra como una zona gris. Los perfiles radiales de ondas de corte indican la diferencia entre la lentitud de las ondas de corte rápidas y la lentitud del campo lejano (Carril 1), y la diferencia entre la lentitud de las ondas de corte lentas y la lentitud del campo lejano (Carril 3). Las diferencias significativas en la lentitud de las ondas de corte se extienden hasta casi 25 cm [10 pulgadas] del centro del pozo. La variación radial de las velocidades de ondas compresionales y de corte es inducida por la perforación.

19. Winkler KW, Sinha BK y Plona TJ: “Effects of Borehole Stress Concentrations on Dipole Anisotropy Measurements,” *Geophysics* 63, no. 1 (Enero-febrero de 1998): 11–17.
20. Winkler KW: “Acoustic Evidence of Mechanical Damage Surrounding Stressed Borehole,” *Geophysics* 62, no. 1 (Enero-febrero de 1997): 16–22.
21. Zeroug S, Valero H-P y Bose S: “Monopole Radial Profiling of Compressional Slowness,” preparado para la 76a Reunión Internacional Anual de la SEG, Nueva Orleans, 1° al 3 de octubre de 2006.
22. Sinha B, Vissapragada B, Kisra S, Sunaga S, Yamamoto H, Endo T, Valero HP, Renlie L y Bang J: “Optimal Well Completions Using Radial Profiling of Formation Shear Slownesses,” artículo de la SPE 95837, presentado en la Conferencia y Exhibición Técnica Anual de la SPE, Dallas, 9 al 12 de octubre de 2005.  
Sinha BK: “Near-Wellbore Characterization Using Radial Profiles of Shear Slownesses,” *Resúmenes Expandidos*, 74a Reunión Internacional Anual de la SEG, Denver (10 al 15 de octubre de 2004): 326–329.
23. Chang C, Hoyle D, Watanabe S, Coates R, Kane R, Dodds K, Esmeroy C y Foreman J: “Localized Maps of the Subsurface,” *Oilfield Review* 10, no. 1 (Primavera de 1998): 56–66.
24. Hornby BE: “Imaging of Near-Borehole Structure Using Full-Waveform Sonic Data,” *Geophysics* 54, no. 6 (Junio de 1989): 747–757.



^ Geometría de la adquisición de datos para la generación de imágenes sísmicas. Diseñada para detectar límites entre capas y otras heterogeneidades aproximadamente paralelas al pozo, la técnica de generación de imágenes sísmicas registra las señales reflejadas (rayos rojos), provenientes de interfaces que se encuentran a decenas de pies de distancia. Las señales del pozo (rayos negros) deben filtrarse.

como la velocidad  $S$  disminuyan. No obstante, los cambios producidos en el fluido que ocupa los poros poseen poco efecto sobre la velocidad  $S$ , mientras que la velocidad  $P$  puede variar sustancialmente. Por ejemplo, cuando el fluido de perforación reemplaza el gas, la velocidad de las ondas  $P$  aumenta, pero la velocidad de las ondas  $S$  permanece relativamente inalterada. La caracterización completa de la heterogeneidad radial requiere el análisis de la variación radial de las lentitudes de las ondas compresionales y de corte.

Un perfil radial de la lentitud de las ondas compresionales se genera a través de la recolección de datos de ondas  $P$  para profundidades de investigación múltiples; desde la región vecina al pozo hasta la formación de campo lejano inalterada. Esto demanda la obtención de registros con una gran diversidad de espaciamentos entre transmisores y receptores. Las técnicas de trazado de rayos invierten los arribos de las ondas compresionales refractadas para proveer el valor de lentitud de las ondas compresionales en función de la distancia al pozo.<sup>21</sup> La diferencia entre la lentitud de las ondas compresionales en la región vecina al pozo y la lentitud de las ondas compresionales en el campo lejano se puede representar gráficamente junto con la profundi-

dad de la alteración radial (página anterior). En este ejemplo, también se representan gráficamente las variaciones radiales de las lentitudes de las ondas de corte.

Las variaciones radiales de la lentitud de las ondas de corte son cuantificadas a través de la inversión de las dispersiones de banda ancha de los modos flexural y de Stoneley.<sup>22</sup> En las altas frecuencias, estos modos dispersivos investigan la región vecina al pozo y, en las bajas frecuencias, exploran la formación inalterada lejos del pozo. Los datos de dispersión de una amplia gama de frecuencias ayudan a producir los perfiles radiales más confiables de las variaciones en la lentitud de las ondas de corte.

Algunas de las heterogeneidades cuya caracterización plantea más desafíos son aquellas que no intersectan al pozo. Puede tratarse de fracturas o fallas verticales situadas cerca de un pozo vertical o de interfaces sedimentarias que tienen lugar cerca de un pozo horizontal. La detección de tales heterogeneidades requiere un método que explore profundamente la formación y que permita detectar los cambios abruptos producidos en las propiedades de la misma.

La generación de imágenes sísmicas, a veces conocida como prospección de reflexión acústica de pozo, provee una imagen direccional de

alta resolución de los reflectores a una distancia de hasta varias decenas de pies del pozo (izquierda).<sup>23</sup> En consecuencia, esta técnica posee un potencial de aplicación significativo en pozos horizontales. Para crear una imagen, la herramienta registra las formas de onda de duración relativamente larga provenientes de los transmisores monopolares. Los receptores deben estar distribuidos alrededor de la herramienta para permitir la distinción de los azimuts de las reflexiones.

El procesamiento de datos complejos, similar al diseñado para los levantamientos sísmicos de superficie, se aplica en un proceso que consta de múltiples pasos. En primer lugar, se crea un modelo de velocidad compresional de la región vecina al pozo, utilizando las ondas cónicas  $P$ . Luego, para extraer la energía reflejada, se deben filtrar los arribos sísmicos tradicionales, incluyendo las ondas cónicas  $P$  y  $S$  y las ondas de Stoneley, a partir de las formas de onda para cada disparo. Las trazas filtradas constituyen los datos de entrada del proceso de migración en profundidad, que posiciona las reflexiones en su localización espacial correcta utilizando un modelo de velocidad.

El proceso de migración convierte formalmente una serie de mediciones de amplitud y tiempo de tránsito en una imagen espacial de la formación. Éste puede concebirse como un proceso de triangulación en el que la distancia y el echado (buzamiento) de un reflector con respecto al pozo son determinados por las señales registradas en los receptores con diferentes espaciamentos TR. Los receptores, con diferentes azimuts alrededor del pozo, miden diferentes distancias con respecto a un reflector, dependiendo del azimut y del echado del reflector respecto del pozo.

La técnica de generación de imágenes sísmicas fue desarrollada en la década de 1980; sin embargo, los resultados han mejorado con los avances acaecidos en las herramientas sísmicas y en los métodos de procesamiento.<sup>24</sup> Esta técnica ha sido utilizada para generar imágenes de las capas de echado pronunciado en pozos casi verticales e imágenes de los límites sedimentarios en pozos horizontales. Para ver ejemplos de generación de imágenes sísmicas y otras aplicaciones de las mediciones sísmicas, remítase al artículo "Imágenes de la pared del pozo y sus inmediaciones," página 16. —LS