

## بهبود برآورد ضخامت لایه‌های نازک در حوزه کوفرنسی

سمیرا محمدی<sup>۱\*</sup> و حمیدرضا سیاه‌کوهی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> کارشناس ارشد ژئوفیزیک (لرزه‌شناسی)، دانشگاه آزاد اسلامی واحد ساوه، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۱۱/۵، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

### چکیده

در لرزه‌شناسی تهیه یک مقطع لرزه‌ای با قدرت تفکیک زیاد همواره یکی از اهداف پردازشگران و مفسران است و برآورد ضخامت لایه‌ها، به‌خصوص لایه‌های نازک یکی از ابزارهای مهم برای رسیدن به این هدف است. لایه‌های نازک موجب می‌شوند تا قله‌ها و شکاف‌های متناوبی در طیف دامنه ردلرزه تولید شود. در روش تجزیه طیفی که مرسوم‌ترین روش است، بسامد مربوط به اولین قله در طیف دامنه ردلرزه دو برابر می‌شود تا زمان تناوب شکاف‌های تولید شده به‌دست آید که برابر با عکس ضخامت لایه نازک است (آنستی، ۱۹۷۷). در این تحقیق، نمونه‌ای از روش تجزیه طیفی به نام تجزیه کپسترال به‌کار رفته است. روش تجزیه کپسترال می‌تواند با دقت خوبی فاصله بین شکاف‌های تولید شده در طیف دامنه را به کمک محاسبه تبدیل فوریه از لگاریتم طیف دامنه ردلرزه به‌دست آورد. در این تحقیق روش تجزیه کپسترال را روی مدل‌های متفاوت، اعمال و نتایج آن را با روش‌های برآورد ضخامت از راه تجزیه طیفی و همچنین برآورد ضخامت به‌روش اندازه‌گیری اختلاف زمانی بین رویدادهای لرزه‌ای مقایسه می‌کنیم. نتیجه نشان می‌دهد که روش تجزیه کپسترال این توانایی را دارد که دقت برآورد ضخامت لایه‌های نازک را به شکل قابل‌ملاحظه‌ای بهبود بخشد.

واژه‌های کلیدی: لایه نازک، تجزیه طیفی، تجزیه کپسترال، حوزه کوفرنسی

## Improving thickness estimation for thin layers in quefreny domain

Mohammadi, S.<sup>1</sup> and Siahkoochi, H. R.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> MSc in Geophysics, Exploration Seismology, Islamic Azad University-Saveh Branch, Iran

<sup>2</sup> Associate Professor in Geophysics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 25 Jan 2010, Accepted: 31 Jan 2012)

### Abstract

Obtaining a seismic section with high temporal and spatial resolution was always one of the goals of seismic data processors and interpreters. Accurate estimation of the thicknesses of thin beds is an important tool in this regard.

The basic problem is that the wavelength of the signal must be similar in dimension to that of the bed thinness. If it is much longer than the bed thinness, the determination of interference or phase shift is less reliable. If it is much shorter, the problem is not one of a thin bed. The thin bed problem assumes that the bed is thin compared to the dominant wavelength of the wavelet.

The Rayleigh criterion states that the resolution limit of a reflection is  $\lambda / 4$ , but Widess (1973) extended this limit to  $\lambda / 8$ . In this research, we assume that the thinness of a thin bed is less than  $\lambda / 8$ .

The differences between thin bed response and thick bed response are that thick bed response has a separate response for the top and bottom of the bed, the two wavelets do not interfere and the amplitude of the wavelet depends on reflection coefficient. But for

thin beds, reflections from top and bottom of the bed interfere. The result is a signal wavelet response which approximates the time derivative of the original wavelet.

Quantitatively, bed thickness can be calculated in three ways: from the time difference of the seismic events, from the first spectral peak frequency and from the cepstral peak.

In the first method, we can calculate bed thickness from the time difference of two peaks (for two sequential traces in same polarity), or from the time differences of one peak and a trough (for two sequential traces in opposite polarity).

Widess pioneered a widely used method for quantifying thin bed thickness in 1973. Because it uses peak to trough time separation in conjunction with amplitude, this method depends on careful processing to establish the correct wavelet phase and true trace to trace amplitudes.

But by transforming the seismic data into the frequency domain via the discrete Fourier transform, the amplitude spectra delineate temporal bed thickness variability while the phase spectra indicate lateral geologic discontinuities. So, this method which is spectral decomposition uses a more robust phase independent amplitude spectrum and is designed for examining thin bed responses surveys.

Spectral decomposition unravels the seismic signal into its constituent frequencies. This allows the interpreter to see amplitude and phase tuned to specific wavelengths. Since the stratigraphy resonates at wavelengths dependent on the bedding thickness, the interpreter can image subtle thickness variations and discontinuities and predict bedding thickness quantitatively.

Thin beds produce periodic peaks and notches in the spectrum of seismic data. In classical spectral decomposition technique, the frequency of the first local maximum in the amplitude spectrum (the first spectral peak) is doubled to estimate the period of the notches which is equal to the inverse of the bed thickness.

In this study we describe a novel extension of the spectral decomposition method called cepstral decomposition.

Cepstral decomposition method can accurately measure the spacing of notches by calculating the Fourier transform of the logarithms of the spectrum. To suggest this, note that a signal with a simple echo can be represented as:

$$x(t) = s(t) + \alpha s(t - \tau) \quad (1)$$

The Fourier spectral density (spectrum) of such a signal is given by:

$$|X(f)|^2 = |S(f)|^2 [1 + \alpha^2 + 2\alpha \cos(2\pi f\tau)] \quad (2)$$

Thus, we see from (2) that the spectral density of a signal with an echo has the form of an envelope (the spectrum of the original signal) that modulates a periodic function of frequency. By taking the logarithm of the spectrum, this product is converted to the sum of two components:

$$C(f) = \log|X(f)|^2 = \log|S(f)|^2 + \log|1 + \alpha^2 + 2\alpha \cos(2\pi f\tau)| \quad (3)$$

Thus,  $C(f)$  viewed as a waveform has an additive periodic component whose fundamental frequency is the echo delay  $\tau$ . In analysis of time waveforms, such periodic components show up as lines or sharp peaks in the corresponding Fourier spectrum. Therefore, the spectrum of the log spectrum would show a peak when the original time waveform contained an echo.

This new spectral representation domain was not the frequency domain, nor was it the time domain. So we call it as the "quefrequency domain", and the spectrum of the log of the spectrum of a time waveform as the "cepstrum".

In new quefreny domain periodic notches appear as sharp peaks. The peaks are sharp and clear enough to use them for estimating thin beds thickness.

We tested the cepstral decomposition technique for estimating the thickness of thin layer on a synthetic model with different random noise levels and compared the results by that of the two conventional methods: the spectral peak method and the time difference of the seismic events.

The results indicated that cepstral decomposition method has the potential to improve the accuracy of thin bed thickness estimation from reflection seismic data.

**Key bwords:** Thin layer, Spectral decomposition, Cepstral decomposition, Quefreny domain

## ۱ مقدمه

در لرزه‌نگاری بازتابی برای بررسی ساختار زمین‌شناسی و تفسیر بی‌هنجاری‌های مشاهده شده در زیر زمین به دنبال تهیه مقطع لرزه‌ای هستند. این مقطع لرزه‌ای تصویری از لایه‌بندی زیر زمین را نشان می‌دهد. اطلاعات کمی درباره ضخامت لایه‌ها، به‌خصوص لایه‌های نازک، یکی از عوامل موثر در تفسیر صحیح مقاطع لرزه‌ای است. بررسی و تفکیک افق‌های نازک زمین‌شناسی اهمیت زیادی در اکتشافات هیدروکربنی و همچنین تفسیر داده‌های لرزه‌ای دارد. به دلیل اهمیت لایه‌های نازک تا به حال افراد زیادی از جمله ریکر (۱۹۵۳)، وایدز (۱۹۷۳)، شلومبرگر (۱۹۷۴)، شریف (۱۹۷۷) و برزون (۱۹۶۹) روی قدرت تفکیک عمودی لایه‌های نازک و شناسایی آنها تحقیق کرده‌اند. در این مقاله ضخامت لایه نازک را به سه روش اندازه‌گیری می‌کنیم:

الف- محاسبه اختلاف زمانی بین رخداد‌های لرزه‌ای

ب- روش تجزیه طیفی (Spectral decomposition)

ج- روش تجزیه کپسترال Cepstral (decomposition)

در روش اول که یکی از قدیمی‌ترین روش‌ها است، با استفاده از اختلاف زمانی بین دو قله مجاور (قطبیدگی موافق) از ردلرزه یا اختلاف زمانی بین قله و شکاف مجاور (قطبیدگی مخالف) به ضخامت زمانی لایه پی می‌برند (شریف، ۱۹۹۵).

روش دوم که از روش‌های مرسوم و متداول برای تحلیل چینه‌شناسی با استفاده از داده‌های بازتابی است، اولین بار از سوی پارتیکا و همکاران (۱۹۹۹) عرضه شد. حضور لایه نازک معمولاً شکاف‌های متوالی در طیف لرزه‌ای تولید می‌کند که در روش تجزیه طیفی با اندازه‌گیری فاصله بین این شکاف‌ها به ضخامت لایه پی می‌برند. به این ترتیب که یک سری زمانی ضرایب بازتاب هم‌علامت، در حوزه فوریه به طیف کسینوسی و سری زمانی ضرایب بازتاب غیر هم‌علامت به طیف سینوسی تبدیل و در نتیجه باعث می‌شود که طیف دامنه ردلرزه حاوی لایه نازک، به شکل متناوب درآید (اوکایا، ۱۹۹۵). در روش سوم که در این تحقیق از آن استفاده می‌شود، ضخامت لایه نازک به کمک محاسبه تبدیل فوریه از لگاریتم طیف دامنه ردلرزه به دست می‌آید. اطلاعات حوزه جدید که کوفرنسی نامیده می‌شود، بیشترین هم‌خوانی را با ضخامت لایه‌ها دارد و همچنین از عهده نوفه‌ها و اثرات تداخل آنها با یکدیگر نیز به خوبی بر می‌آید (هال، ۲۰۰۵).

## ۲ تفکیک پذیری قائم در لایه‌های نازک

بر اساس خصوصیات داده‌های بازتابی، به لایه‌ای نازک گفته می‌شود که ضخامت آن کمتر از حدود  $\lambda/8$  باشد، و  $\lambda$  طول موج غالب لایه است (وایدز، ۱۹۷۳). مشکل

می‌شود در نظر می‌گیریم. ضرایب بازتاب همان‌طور که در شکل ۱ نشان داده شده است دارای مقداری یکسان ولی علامت مخالف هستند.

همان‌طور که انتظار می‌رفت، پاسخ بسامدی این لایه‌های متناوب در حوزه فوریه خود را به شکل قله‌ها و شکاف‌های متناوب نشان می‌دهند که حاصل تداخل سازنده و ویرانگر بازتاب‌ها است.

در ادامه نشان داده می‌شود که یک سری از لایه‌های نازک متناوب با دوره تناوب  $T$  و سری ضرایب بازتاب  $h(t)$  دارای تبدیل فوریه  $2H(f_0)$  هستند که در آن  $f_0 = \frac{1}{T}$ . در این تحلیل ضرایب بازتاب سری لایه نازک متناوب را به صورت جمع دو سری ضربه‌های مثبت و ضربه‌های منفی در نظر می‌گیریم. با توجه به تبدیل فوریه تابع ضربه واحد (تابع دلتا) داریم:

$$h_+(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[t - nT] \rightarrow FT \rightarrow H(f) \\ = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{n}{T}] \quad (1)$$

که در آن،  $T$  زمان تناوب ضربه‌ها یا بازتابنده‌هاست. در مورد ضربه‌ها یا ضرایب بازتاب منفی که نسبت به ضرایب بازتاب مثبت در زمان انتقال داده شده‌اند می‌توان نوشت:

$$h_-(t) = -\sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[t - (n + \frac{1}{2})T] \\ = -\sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[t - nT - \frac{T}{2}] = -h_+(t - \frac{T}{2}) \quad (2)$$

پس از تبدیل فوریه از معادله بالا داریم:

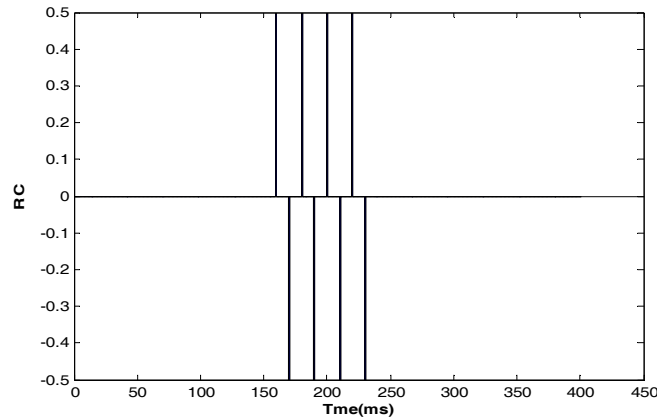
$$h_-(t) \rightarrow FT \rightarrow \\ -H(f)e^{-i2\pi f \frac{T}{2}} = -\sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{n}{T}] e^{-i2\pi f \frac{T}{2}} \\ = -\sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{n}{T}] \times [\cos 2\pi f \frac{T}{2} + i \sin 2\pi f \frac{T}{2}] \quad (3)$$

اصلی بررسی لایه نازک این است که طول موج سیگنال باید در حدود ضخامت لایه باشد، اگر طول موج خیلی کوچک‌تر از ضخامت لایه باشد، دیگر لایه نازک محسوب نمی‌شود و اگر طول موج خیلی بزرگ‌تر از ضخامت لایه باشد، اطلاعات مفیدی از لایه نازک در داده لرزه‌ای ثبت نخواهد شد (میلر، ۱۹۹۵). ملاک نظری پیشنهادی ریلی در تفکیک بازتاب از بالا و پایین یک لایه برابر با  $\lambda/4$  است (بدلی، ۱۹۸۵) اما وایدز این معیار را  $\lambda/8$  اعلام کرد. تفاوت بین پاسخ لایه ضخیم و لایه نازک در آن است که پاسخ از لایه ضخیم برای بالا و پایین یک لایه به شکل مجزا و قابل تفکیک است و سیگنال‌های بازتابی از بالا و پایین لایه با هم تداخل نمی‌کنند. اما در لایه‌های نازک، سیگنال‌های بازتابی از بالا و پایین لایه با یکدیگر تداخل می‌کنند و نتیجه پاسخ، یک موجک منفرد خواهد بود (ایلماز، ۲۰۰۱).

### ۳ پاسخ بسامدی لایه‌های نازک متوالی

با استفاده از خواص تبدیل فوریه می‌توان نشان داد که پاسخ بسامدی یک سری ضرایب بازتاب متناوب (برای سادگی بحث و امکان تجسم نتایج تناوبی فرض شده) مربوط به بازتابنده‌هایی که از نظر دامنه، ضریب بازتاب و ضخامت زمانی مساوی هستند، یک تک بسامد است که این بسامد متناسب با ضخامت لایه است (نپ، ۱۹۹۰). همان‌طور که در ادامه روشن خواهد شد، در پاسخ بسامدی لایه‌های نازک متناوب، دامنه بسامد لایه‌بندی دو برابر می‌شود و سایر بسامدها، دامنه قابل ملاحظه‌ای نخواهند داشت (هال و ترویلت، ۲۰۰۴).

برای مثال سری زمانی ضرایب بازتاب یک گروه از لایه نازک را که به‌خاطر افزایش و کاهش متوالی سرعت در آنها، ضرایب بازتاب از مرزهای مشترک در فاصله‌های زمانی یکسان، ۱۰ میلی‌ثانیه، با قطبیدگی مخالف تکرار



شکل ۱. پاسخ مدل زمین با لایه‌بندی متناوب (به‌خاطر افزایش و کاهش متوالی سرعت در لایه‌ها، ضرایب بازتاب از مرزهای آن در فاصله‌های زمانی یکسان، ۱۰ میلی‌ثانیه، با قطبیدگی مخالف تکرار می‌شود).

مقادیر فرد  $n$ ، دو برابر می‌شود.

$$h(t) \rightarrow FT \rightarrow 2 \sum_{m=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{2m+1}{T}] \quad (5)$$

که در آن،  $m$  هر مقدار صحیحی می‌تواند باشد.

$$h(t) \rightarrow FT \rightarrow 2H(f_0) \quad , \quad f_0 = \frac{1}{T} \quad (6)$$

پس در بالا نشان داده شد که پاسخ بسامدی مربوط به مدل زمین مصنوعی حاوی یک سری ضرایب بازتاب متناوب (بازتابنده‌هایی با ضریب بازتاب و ضخامت زمانی مساوی)، یک تک‌بسامد است که مقدار بسامد متناسب با ضخامت زمانی لایه است.

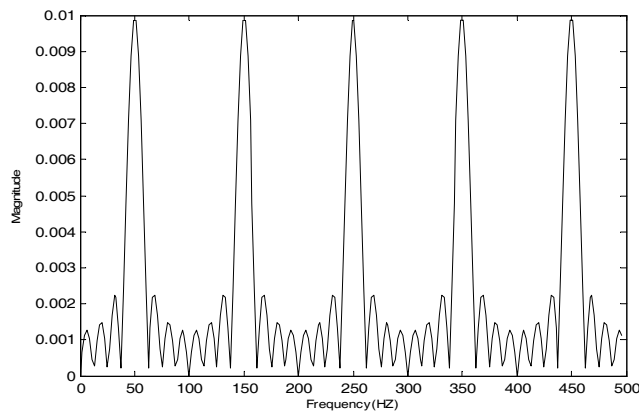
با توجه به آنکه وقتی تابع دلتا غیر صفر باشد، سینوس تابع صفر است و برعکس، پس می‌توان گفت که  $h_-(t)$  یک تابع زوج است و خواهیم داشت:

$$h_-(t) \rightarrow FT \rightarrow - \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{n}{T}] \cos(2\pi f \frac{T}{2})$$

$$h(t) = h_+(t) + h_-(t) \rightarrow FT \rightarrow H(f)$$

$$= \sum_{n=-\infty}^{+\infty} \delta[f - \frac{n}{T}] [1 - \cos 2\pi f \frac{T}{2}] \quad (4)$$

در نتیجه طبق معادله (۴) واضح است که دامنه در حوزه بسامد، برای مقادیر زوج  $n$  برابر صفر و برای

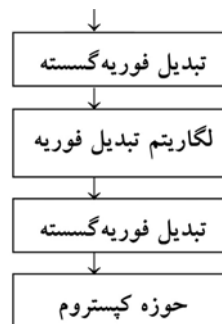


شکل ۲. پاسخ بسامدی لایه‌های نازک متناوب شکل ۱.

۴ برآورد ضخامت لایه با استفاده از روش تجزیه کپستروال

روشی که در این مقاله معرفی می شود در واقع بسطی از روش تجزیه طیفی است، که می توان با آن فاصله بین شکاف های ایجاد شده در حوزه بسامد را با استفاده از تبدیل فوریه مجدد روی طیف دامنه به دست آورد. فاصله بین شکاف ها در طیف دامنه ردلرزه مورد بررسی (که در واقع نشانگر نوعی تناوب است)، خود را به شکل قله های واضحی در حوزه جدید کوفرنسی نشان می دهد. بنابراین در حوزه کوفرنسی، برای بازتاب های حاصل از مرزهای یک لایه، قله ای خواهیم داشت که با تعیین زمان آن به ضخامت لایه پی می بریم.

طرحواره روش کپستروم به صورت زیر است:



شکل ۳. طرحواره روش تجزیه کپستروم.

اگر فرض کنیم  $x(t)$  یک سیگنال متناوب ساده به شکل زیر باشد:

$$x(t) = s(t) + \alpha s(t - \tau) \tag{۷}$$

که در آن،  $s(t)$  پالسی است که پس از زمان تناوب  $\tau$  تکرار می شود و به منظور مقایسه آن با فرایند بازتاب فرض شده است که دامنه  $\tau$  (پالس) به  $\alpha$  (ضریب بازتاب) ضرب شده است، طیف دامنه این سیگنال به صورت زیر به دست می آید:

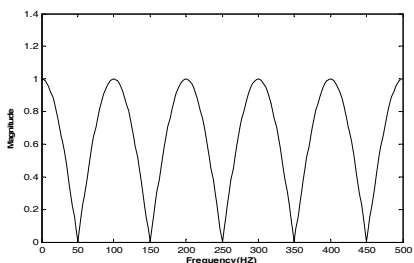
$$|x(f)|^2 = |s(f)|^2 [1 + \alpha^2 + 2\alpha \cos(2\pi f\tau)] \tag{۸}$$

معادله (۸) یک تابع متناوب بسامدی را در حوزه فوریه نشان می دهد که با لگاریتم گرفتن از آن به دو بخش تفکیک می شود:

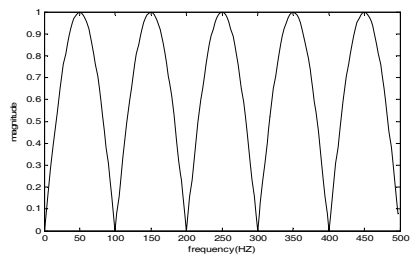
$$C(f) = \log|x(f)|^2 = \log|s(f)|^2 + \log[1 + \alpha^2 + 2\alpha \cos(2\pi f\tau)] \tag{۹}$$

همان طور که ملاحظه می شود، معادله بالا به شکل تابعی در می آید که یک مولفه تناوبی افزایشی دارد و به طور معمول هنگامی که از آن تبدیل فوریه مجدد گرفته شود، مولفه های بسامدی موجود در آن خود را به شکل قله در حوزه کوفرنسی نشان می دهند (اپنهایم و شافر، ۲۰۰۴).

برای مثال، مدل زمین با یک لایه به ضخامت زمانی ۱۰ میلی ثانیه را، یک بار با ضرایب بازتاب هم علامت (شکل ۴-الف) و یک بار با ضرایب بازتاب غیر هم علامت (شکل ۴-ب) در بالا و پایین لایه در نظر می گیریم. پاسخ بسامدی این مدل ها به صورت زیر است:

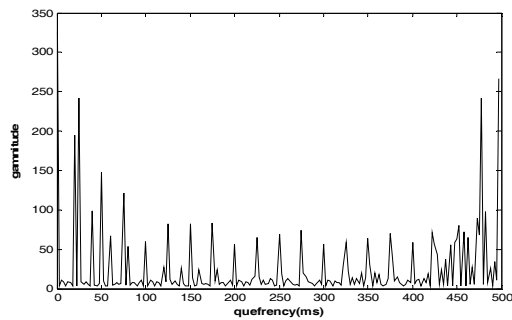


(الف)

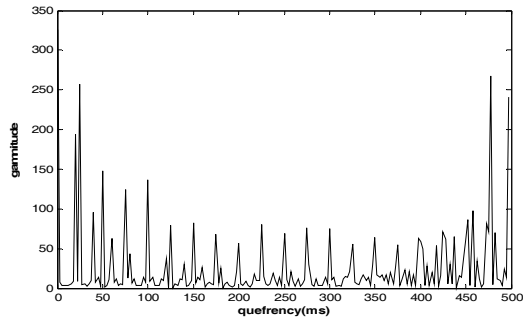


(ب)

شکل ۴. (الف) پاسخ بسامدی یک لایه نازک منفرد با ضرایب بازتاب هم اندازه و هم علامت، (ب) پاسخ بسامدی یک لایه نازک منفرد با ضرایب بازتاب هم اندازه و غیر هم علامت.



(ب)



(الف)

شکل ۵. (الف) نمایش طیف دامنه شکل (۴-الف) در حوزه کپستروم، (ب) نمایش طیف دامنه شکل (۴-ب) در حوزه کپستروم.

## ۵-۱ مدل مصنوعی گوه‌ای شکل با استفاده از موجک

### ریگر

مدل زمینی را به شکل گوه طراحی می‌کنیم که ضریب بازتاب در بالای لایه  $+0.7$  و در پایین لایه  $-0.7$  باشد و هر سه روش بحث شده را روی این مدل اعمال می‌کنیم.

ابتدا ضخامت لایه در نقاط گوناگون را با استفاده از روش اول، از روی نمودار  $X-t$  و با اندازه‌گیری فاصله بین دو قله ردلرزه به دست می‌آوریم.

با توجه به آنکه سرعت لایه  $5000 \text{ m/s}$  و بسامد مرکزی را  $50$  هرتز در نظر گرفته‌ایم، طول موج غالب لایه برابر با  $100$  متر است و در نتیجه ضخامت tuning لایه برابر  $25$  متر است که معادل ضخامت زمانی  $10$  میلی‌ثانیه‌ای لایه است. بنابراین برآورد ضخامت لایه‌های کمتر از  $10$  میلی‌ثانیه در این روش به دلیل اثرات تداخل با خطا روبه‌رو خواهد شد. نتیجه اعمال این روش روی مدل در جدول شماره ۱ آورده شده است.

این بار روش دیگر یا روش تجزیه طیفی را روی مدل اعمال می‌کنیم. همان‌گونه که گفته شد، داده‌ها را به حوزه بسامد می‌بریم و با استفاده از بسامد اولین قله، ضخامت لایه گوه‌ای شکل را در نقاط متفاوت برآورد می‌کنیم:

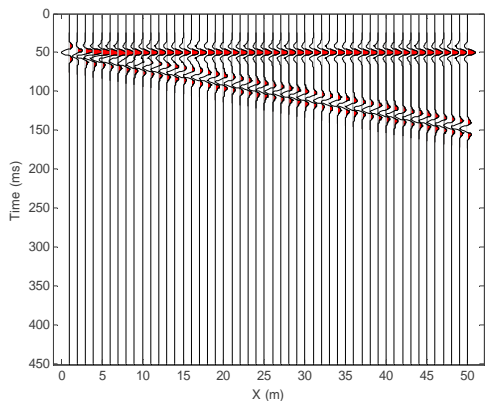
در این روش نیز به دلیل اثرات تداخل در لایه‌های نازک، در تشخیص دقیق بسامد اولین قله‌های طیف با خطا

با توجه به معادله (۹)، برای آنکه مولفه‌های بسامدی موجود در طیف شکل‌های (۴-الف) و (۴-ب) را واضح‌تر مشاهده کنیم از لگاریتم آنها تبدیل فوریه مجدد می‌گیریم. حوزه جدید کوفرنسی خواهد بود و دامنه (یا گامینتیود) اطلاعات حاصل برحسب مولفه‌های بسامدی جدید (یا کوفرنسی) رسم می‌شود. شکل (۵-الف) تبدیل فوریه از لگاریتم پاسخ بسامدی حاصل از یک لایه نازک با ضرایب بازتاب هم‌اندازه و هم‌علامت است و شکل (۵-ب) تبدیل فوریه از لگاریتم پاسخ بسامدی حاصل از یک لایه نازک با ضرایب بازتاب هم‌اندازه و غیر هم‌علامت است. همان‌طور که در شکل‌های (۵-الف) و (۵-ب) مشخص است، شکاف‌های متناوب در حوزه بسامد، ابه شکل قله‌های تیز و واضحی در حوزه کوفرنسی نشان داده شده‌اند. همان‌طور که انتظار می‌رفت وجود لایه نازک در زمین، باعث تناوبی شدن طیف دامنه تبدیل فوریه ردلرزه مربوط می‌شود. بنابراین انتقال لگاریتم طیف دامنه ردلرزه به حوزه کوفرنسی به ما کمک می‌کند تا ضخامت لایه‌ها را از روی قله‌های مشاهده شده در طیف دامنه حوزه جدید به دست آوریم.

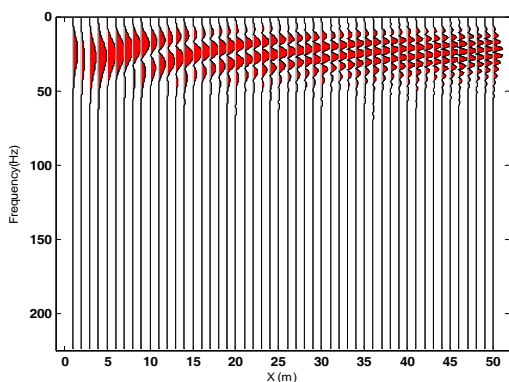
## ۵ بررسی کارآیی سه روش پیش‌گفته روی مدل‌های

مصنوعی گوه‌ای شکل با تباین سرعتی متفاوت

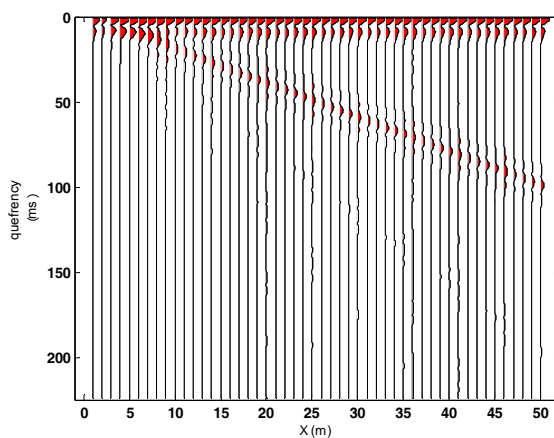
ادامه، مدل‌های خود را با استفاده از موجک کمینه فاز خواهیم ساخت.



شکل ۶. ثبت لرزه‌ای حاصل از مدل گوه‌ای شکل زمین در حوره زمان (موجک ریکر).



شکل ۷. طیف دامنه مقطع لرزه‌ای حاصل از مدل گوه‌ای شکل زمین (حوزه بسامد).



شکل ۸. اطلاعات مربوط به مقطع لرزه‌ای حاصل از مدل گوه‌ای شکل زمین در حوره کوفرنسی.

مواجه هستیم. زیرا همان‌طور که در شکل می‌بینیم، نوک قله‌ها در طیف دامنه کاملاً تیز و واضح نیست و این باعث ایجاد خطا در تعیین بسامد آنها می‌شود. نتیجه حاصل از این روش نیز در جدول ۱ آمده است.

همان‌طور که گفته شد برای آنکه قله‌ها تیزتر و واضح‌تر شوند، روش تجزیه طیفی را بسط داده و از لگاریتم طیف داده، مجدداً تبدیل فوریه می‌گیریم و داده‌ها را به فضای جدید کوفرنسی می‌بریم که ضخامت لایه‌های نازک را با خطای کمتری نسبت به دو روش قبل به دست خواهد داد:

نتایج حاصل از هر سه روش همراه با درصد خطای آنها برای مقایسه در جدول زیر آمده است:

با استفاده از نتایج به دست آمده به این نتیجه می‌رسیم که هرچند برآورد ضخامت در این مدل، در هیچ یک از روش‌های استفاده شده بدون خطا نیست اما برآورد ضخامت با استفاده از روش تجزیه کپسترال نسبت به دو روش دیگر با خطای کمتری همراه است.

در مدل‌سازی‌های لرزه‌شناسی اغلب از موجک‌های متقارن مانند موجک ریکر استفاده می‌شود؛ مانند مدلی که در بالا از آن استفاده شد. اما برای تولید داده‌های مصنوعی که با جنبه‌های فیزیکی انتشار امواج سازگار باشد، به موجک علی با فاز حداقل نیاز داریم. بنابراین در



۰/۷- است و ضخامت کوکه لایه ۲۵ متر است، بنابراین این در ضخامت‌های کمتر از ۲۵ متر با اثرات تداخلی بازتاب‌ها روبه‌رو خواهیم شد.

طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع مصنوعی در شکل ۱۳ نشان داده شده است:

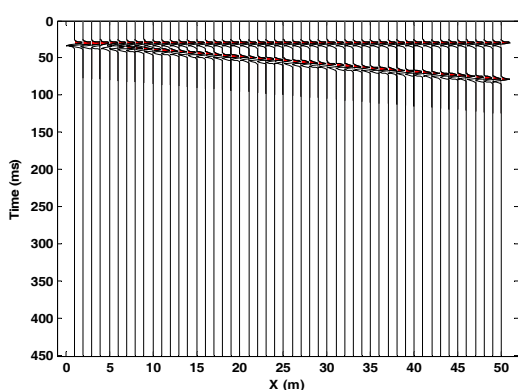
همان‌طور که در شکل ۱۴ مشاهده می‌شود قله‌های تیز و واضح در حوزه کوفرنسی اجازه می‌دهند که بتوان با استفاده از آنها ضخامت لایه‌های نازک را با دقت زیادی نسبت به دو روش دیگر برآورد کرد. نتایج حاصل در جدول ۳ آورده شده است.

۳-۲-۵ مدل مصنوعی (۲) حاوی گوه سه لایه با استفاده از موجک کمینه فاز

مدل زمین در حالت قبل را با ضرایب بازتاب هم‌اندازه و غیر هم‌علامت در نظر می‌گیریم با این تفاوت که گوه مصنوعی شامل سه لایه با ضخامت‌های متفاوت است.

طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع مصنوعی بالا در شکل ۱۶ نشان داده شده است:

داده را به فضای جدید کوفرنسی می‌بریم: نتیجه محاسبات در جدول‌های ۴، ۵، ۶ آمده است:



شکل ۹. مقطع لرزه‌ای مصنوعی حاصل از لایه گوه‌ای شکل در مدل زمین فرضی.

۱-۲-۵ مدل مصنوعی (۱) با استفاده از موجک کمینه فاز

مدل زمین با لایه نازک گوه‌ای شکل را در نظر می‌گیریم که ضریب بازتاب آن در بالای و پایین لایه  $+0/6$  باشد، سرعت لایه ۵۰۰۰ متر بر ثانیه و بسامد مرکزی موجک کمینه فاز به کار رفته (مشتق اول تابع توزیع گاوسی) ۵۰ هرتز است. بنابراین این ضخامت کوکه (tuning) لایه تقریباً برابر با ۲۵ متر است و در ضخامت‌های کمتر از آن با اثرات تداخلی بازتاب‌ها روبه‌رو هستیم. شکل ۵ مقطع لرزه‌ای مصنوعی حاصل از این مدل زمین فرضی را نشان می‌دهد. شایان‌ذکر است که نگارندگان، الگوریتم‌های به کار رفته در این مقاله و مدل‌سازی‌های صورت گرفته را در محیط نرم‌افزار مت‌لب Matlab به انجام رسانده‌اند.

طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع مصنوعی در حوزه‌های بسامد و کوفرنسی به ترتیب در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ نشان داده شده است:

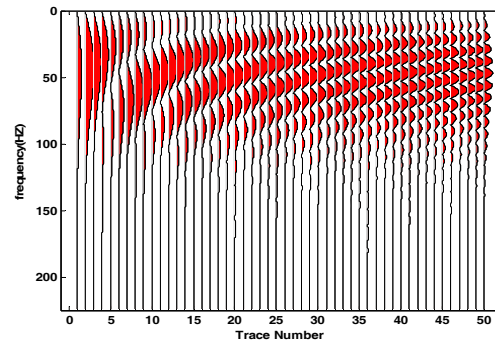
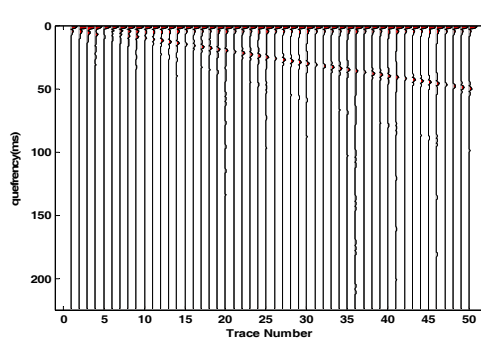
همان‌طور که در شکل ۱۱ مشاهده می‌شود قله‌های واضح‌تری در حوزه کوفرنسی ایجاد می‌شود که می‌توان با استفاده از آنها ضخامت لایه‌های نازک را با دقت بهتری نسبت به دو روش مرسوم (محاسبه اختلاف زمانی بین رخداد‌های لرزه‌ای و روش تجزیه طیفی) برآورد کرد. نتایج حاصل از محاسبه ضخامت لایه گوه‌ای شکل در دورافت‌های متفاوت با استفاده از سه روش مورد بحث در جدول ۲ آورده شده است.

۲-۲-۵ مدل مصنوعی (۲) با استفاده از موجک کمینه فاز

حال، مدل زمین در حالت قبل را با ضرایب بازتاب هم‌اندازه و غیر هم‌علامت در نظر می‌گیریم. ضریب بازتاب در بالای لایه گوه‌ای شکل  $+0/7$  و در پایین لایه

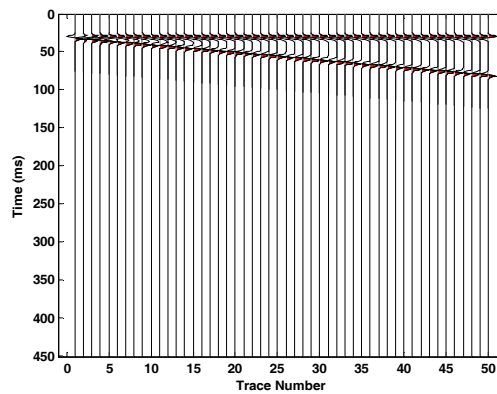
جدول ۱. نتایج مدل گوه‌ای شکل با استفاده از موجک ریگر و بدون نوفه.

dt(ms)	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	Thickness	estimation %error	estimation %error	estimation %error	estimation %error	
6	4	33	18	200	7	17
8	6	25	20	150	7	12
10	8	20	22	120	9	10
12	10	16	22	83	11	8
14	12	14	23	64	13	7
16	14	12	25	56	15	6
18	16	11	27	50	17	5

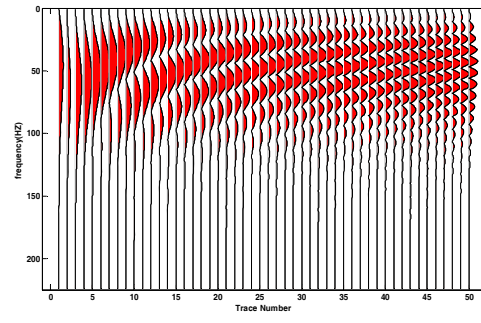
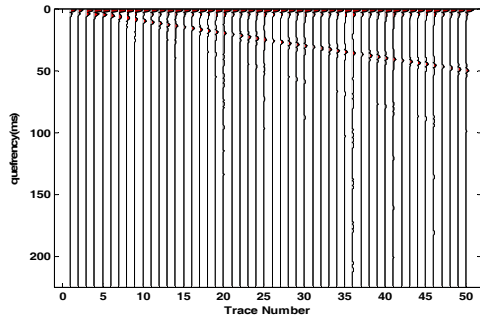


شکل ۱۰. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌ای مصنوعی لایه گوه‌ای شکل. کوفرنسی.

شکل ۱۱. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌های مصنوعی لایه گوه‌ای شکل.

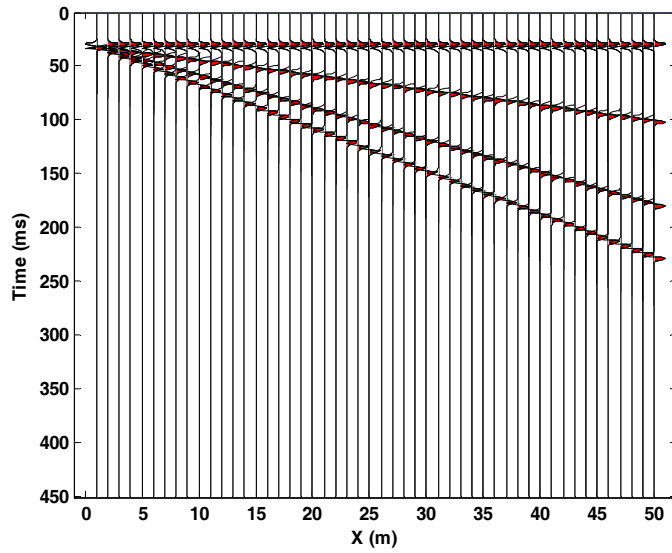


شکل ۱۲. مقطع لرزه‌ای مصنوعی حاصل از لایه گوه‌ای شکل در مدل زمین فرضی.

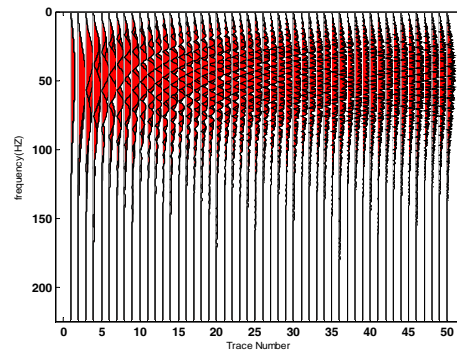
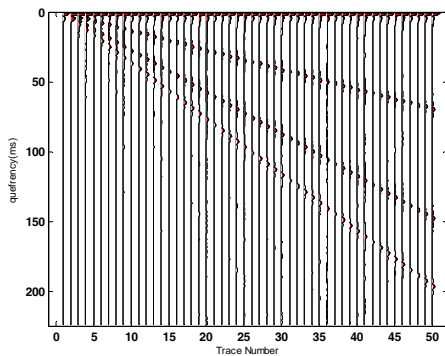


شکل ۱۳. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌ای مصنوعی لایه گوه‌ای شکل (حوزه بسامد).

شکل ۱۴. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌های مصنوعی در حوزه کوفرنسی.



شکل ۱۵. مقطع لرزه‌ای مصنوعی حاصل از مدل گوه‌ای شکل سه لایه در مدل زمین فرضی.



شکل ۱۶. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌ای مصنوعی حاصل از مدل گوه‌ای شکل سه لایه (حوزه بسامد).

شکل ۱۷. طیف دامنه ردلرزه‌های مقطع لرزه‌ای مصنوعی در حوزه کوفرنسی.

جدول ۲. نتایج محاسبه ضخامت لایه گوه‌ای شکل با استفاده از موجک کمینه فاز و مقطع بدون نوفه.

dt(ms) Thickness	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
4	2	50	10	150	3	25
5	3	40	11	120	4	20
6	4	33	13	117	6	0
7	5	28	14	100	7	0
8	6	25	15	87	8	0
9	7	22	16	78	9	0
10	8	20	17	70	10	0

جدول ۳. نتایج محاسبه ضخامت لایه گوه‌ای شکل با استفاده از موجک کمینه فاز و مقطع بدون نوفه.

dt(ms) Thickness	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
4	3	25	9	125	4	0
5	4	20	10	100	5	0
6	5	16	11	83	6	0
7	6	14	13	85	7	0
8	7	13	14	75	8	0
9	8	11	16	77	9	0
10	9	10	17	70	10	0

جدول ۴. نتایج محاسبه ضخامت لایه اول از مدل گوه‌ای شکل سه لایه با استفاده از موجک کمینه فاز.

Thickness	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
6	6	16	10	66	6	0
7	6	14	11	57	7	0
8	7	16	13	62	8	0
9	8	12	17	88	9	0
10	9	10	18	80	10	0

جدول ۵. نتایج محاسبه ضخامت لایه دوم از مدل گوه‌ای شکل سه لایه با استفاده از موجک کمینه فاز.

Thickness	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
11	9	18	17	54	11	0
13	11	15	19	46	13	0
15	14	6	20	33	15	0
17	16	5	23	35	17	0
19	18	5	25	31	19	0

جدول ۶. نتایج محاسبه ضخامت لایه سوم از مدل گوه‌ای شکل سه لایه با استفاده از موجک کمینه فاز.

Thickness	Time difference		first spectral peak		Cepstral peak	
	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
14	11	21	20	42	14	0
17	14	17	23	35	17	0
20	16	20	27	35	20	0
23	19	17	29	26	23	0
26	22	15	33	26	26	0

جدول ۷. نتایج به‌کارگیری روش تجزیه کپسترال با افزایش تدریجی نوفه بر مقطع مصنوعی و عرضه درصد خطای برآورد ضخامت.

dt(ms)	S/N=4		S/N=3		S/N=2	
Thickness	estimation	%error	estimation	%error	estimation	%error
4	4	0	4	0	3	25
5	5	0	5	0	4	20
6	6	0	6	0	5	17
7	7	0	7	0	6	14
8	8	0	8	0	7	12
9	9	0	9	0	9	0
10	10	0	10	0	10	0

(یا همان روش کپسترال) برای برآورد ضخامت لایه‌های نازک در مقاطع لرزه‌ای عرضه شد. در این روش محاسبه تبدیل فوریه از لگاریتم طیف داده ردلرزه‌ها، شکاف‌های متناوب موجود در طیف دامنه را به صورت قله‌های تیز و واضحی در حوزه کوفرنسی نشان می‌دهد. در این تحقیق توانمندی این روش در مقایسه با دو روش مرسوم (محاسبه اختلاف زمانی بین رخداد‌های لرزه‌ای و روش تجزیه طیفی) با اعمال آن روی مقطع لرزه‌ای مصنوعی به همراه درصدهای متفاوت نوفه تصادفی نشان داده شد.

دقت کارکرد روش تجزیه کپسترال نشان می‌دهد که این روش ابزاری ارزشمند در تحلیل چینه‌شناسی محسوب می‌شود و این توانایی را دارد که دقت برآورد ضخامت لایه‌های نازک را با استفاده از داده‌های لرزه‌ای بازتابی بهبود بخشد. همچنین در استفاده از روش تجزیه کپسترال، حتی با وجود داده‌هایی که نسبت سیگنال به نوفه در آنها کم است، برآورد ضخامت با دقت نسبتاً خوبی صورت می‌گیرد.

همان‌گونه که ملاحظه می‌شود با استفاده از بسط روش تجزیه طیفی حتی در مواردی که درصد نوفه در داده‌ها خیلی زیاد باشد برآورد ضخامت لایه‌های نازک نسبت به دو روش دیگر با دقت بهتری صورت گرفته است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، با استفاده از روش تجزیه کپسترال ضخامت لایه‌ها در موقعیت ردلرزه‌ها به‌درستی به دست آمده است. اما می‌دانیم که در طبیعت همواره به هنگام داده‌برداری، نوفه وجود دارد که روی داده‌ها اثر نامطلوب می‌گذارد. در ادامه به مقطع لرزه‌ای مصنوعی نوفه اضافه می‌کنیم و درصد نوفه را به تدریج افزایش می‌دهیم و فقط نتایج اعمال روش تجزیه کپسترال را روی مدل به دست می‌دهیم (جدول ۷)، چون به یقین، دو روش دیگر در برآورد ضخامت مدل‌هایی که نوفه در آنها وجود دارد دچار خطایی بیش از این خواهند شد.

## ۶ نتیجه‌گیری

در این تحقیق راه‌حل جدیدی با بسط روش تجزیه طیفی

## منابع

- Anstey, N. A., 1977, Seismic interpretation, The physical aspects, Internat. Human Res. Development.
- Badley, M. E., 1985, Practical seismic interpretation, Internat. Human Res. Development.
- Berzon, I. S., 1969, Analysis of the spectral characteristics of a thin-bedded sequence, in seismic wave propagation in real media, Consultants Bureau, 47-68.
- Hall, M., 2005, Predicting stratigraphy with cepstral decomposition: CSEG, Calgary, Canada.
- Hall, M., and Trouillot, E., 2004, Predicting stratigraphy with spectral decomposition, CSEG, Calgary, Canada.
- Knapp, R. W., 1990, Vertical resolution of thick beds, thin beds, and thin bed cyclothem, Geophysics, **55**, 1184-1191.
- Miller, R. D., 1995, Vertical resolution of a seismic survey in stratigraphic sequences less than 100 m deep in southeastern Kansas, Geophysics, **60**, 423-430.
- Okaya, D. A., 1995, Spectral properties of the earth's contribution to seismic resolution, Geophysics, **60**, 241-251.
- Oppenheim, A. V., and Schaffer, R. W., 2004, From frequency to quefrequency, a history of the Cepstrum: IEEE signal processing magazine, 95-106.
- Partyka, G., Gridley, J., and Lopez, J., 1999, Interpretational applications of spectral decomposition in reservoir characterization, The Leading Edge, 353-360.
- Ricker, N., 1953, Wavelet contraction, wavelet expansion, and the control of seismic resolution, Geophysics, **18**, 769-792.
- Schoenberger, M., 1974, Resolution comparison of minimum-phase and zero-phase signals, Geophysics, **39**, 826-833.
- Sheriff, R. E., 1995, Exploration seismology, Cambridge University Press.
- Sheriff, R. E., 1977, Limitations on resolution of seismic reflections and geologic detail derivable from them, Am. Assoc. Petr. Geol. Special Memoir, **26**, 3-14.
- Widess, M. B., 1973, How thin is a thin bed?, Geophysics, **38**, 1176-1180.
- Yilmaz, O., 2001, Seismic data processing, Society of Exploration Geophysicists, OK, USA.