

# مجموعه مقالات دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت

تهران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۲۳ اردیبهشت ماه ۱۳۹۴

تهیه و تنظیم:

دکتر امین عباسی (دبیر انجمن ژئوفیزیک ایران و مسئول کمیته اجرایی سمینار)  
مهندس پریسا مهدی (همکار دبیرخانه انجمن ژئوفیزیک ایران و دبیرخانه سمینار)  
زهرا هداوند (مسئول دبیرخانه انجمن ژئوفیزیک ایران و دبیرخانه سمینار)

بهار ۱۳۹۴

## دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت:

امروزه دانش و فناوری ژئوفیزیک با بهره‌گیری از علوم پایه و فنی و مهندسی، به مجموعه‌ای از شاخه‌های متعدد بین‌رشته‌ای با کاربردهای فراوان، تقسیم شده‌است. رسالت واقعی این حوزه، تلاش برای درک سرشت فرآیندهای فیزیکی و شناخت پدیده‌های مرتبط با تحول زمین، جو و اقیانوس‌ها برای تأمین نیازهای ضروری انسان است. نیاز روزافزون به انرژی، به‌ویژه منابع هیدروکربنی، منابع کانی و آبهای زیرزمینی، پیش‌یابی رویدادهای طبیعی، نمونه‌هایی از زمینه‌های فعالیت مرتبط با ژئوفیزیک و اهمیت و نقش آن در بهبود زندگی است که خود نیازمند گسترش روش‌های اکتشافی و بهره‌برداری از منابع سخت‌کره، آموزش نیروی انسانی و انجام پژوهش‌های گسترده می‌باشد.

انجمن ژئوفیزیک ایران در راستای توسعه و تبادل نظر علمی و فنی و ارائه آخرین دستاوردهای علمی و پژوهشی مربوط به ژئوفیزیک اکتشاف نفت با همکاری مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت را در اردیبهشت ۱۳۹۴ برگزار نموده است.

## سازمان سمینار:

رئیس سمینار: دکتر عبدالرحیم جواهریان (رئیس انجمن ژئوفیزیک ایران)

مسئول کمیته علمی سمینار: دکتر عبدالرضا قدس (مسئول کمیته علمی انجمن ژئوفیزیک ایران)

مسئول کمیته اجرایی سمینار: دکتر امین عباسی (دبیر انجمن ژئوفیزیک ایران)

اعضای کمیته علمی سمینار: دکتر عبدالرحیم جواهریان دکتر ایرج عبداللهی فرد، دکتر عبدالرضا قدس، دکتر کاظم کاظمی، دکتر علی غلامی.

اعضای کمیته داوران سمینار: دکتر ایرج عبداللهی فرد، دکتر کاظم کاظمی، دکتر محمدرضا بختیاری، دکتر علی غلامی، دکتر عبدالرضا قدس، دکتر مصطفی عباسی، دکتر امیر اثنی عشری، دکتر مریم صدیقی، دکتر سیدحمید سیدین، دکتر حمید صیفی، مهندس حسین خوشدل، مهندس میثم توکلی، مهندس مرضیه میرزاخانیان، مهندس محمدرضا سکوتی، مهندس شیوا شانکی، مهندس احمد کامیستانی، مهندس سجاد سارا... ذبیحی، مهندس محمدحسن علیی، مهندس مهرداد ملکی، مهندس سیدابوالفضل میری، مهندس یوسف حسن پورمطلق، مهندس روح... نعمانی راد، مهندس غلامرضا پیرویان، مهندس عباس مجیدی، مهندس مجتبی مرادی غریب‌وند، مهندس عباس زارعی حبیب‌آبادی، مهندس علیرضا جواهری نیستانک، مهندس ابراهیم زارع، مهندس محمد باطنی، مهندس شعبانعلی غلامی، مهندس علیرضا ساجدی و مهندس سیاوش نوروزی.

اعضای کمیته اجرایی سمینار: دکتر عبدالرحیم جواهریان، دکتر ایرج عبداللهی فرد، دکتر امین عباسی، دکتر فرحناز تقوی، مهندس حامد سعادت‌نیا.

دبیرخانه سمینار: زهرا هداوند (مسئول دبیرخانه انجمن ژئوفیزیک ایران و دبیرخانه سمینار)

## همکاران دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت:

مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

## حامی اصلی سمینار:

شرکت ژئوفیزیک دانا

## محورهای علمی سمینار:

این سمینار به‌منظور آشنایی پژوهشگران ژئوفیزیک اکتشافی نفت با دستاوردهای نوین علمی، گسترش و تقویت ارتباط علمی بین مراکز تحقیقاتی، دانشگاهی و صنعتی در زمینه‌های زیر بوده‌است.

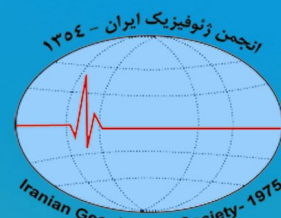
- Seismic Acquisition, Imaging & Interpretation of complex structures
- Reservoir Geophysics
- New advances in non-seismic techniques

انجمن ژئوفیزیک ایران با همکاری مدیریت اکتشاف برگزار می کند

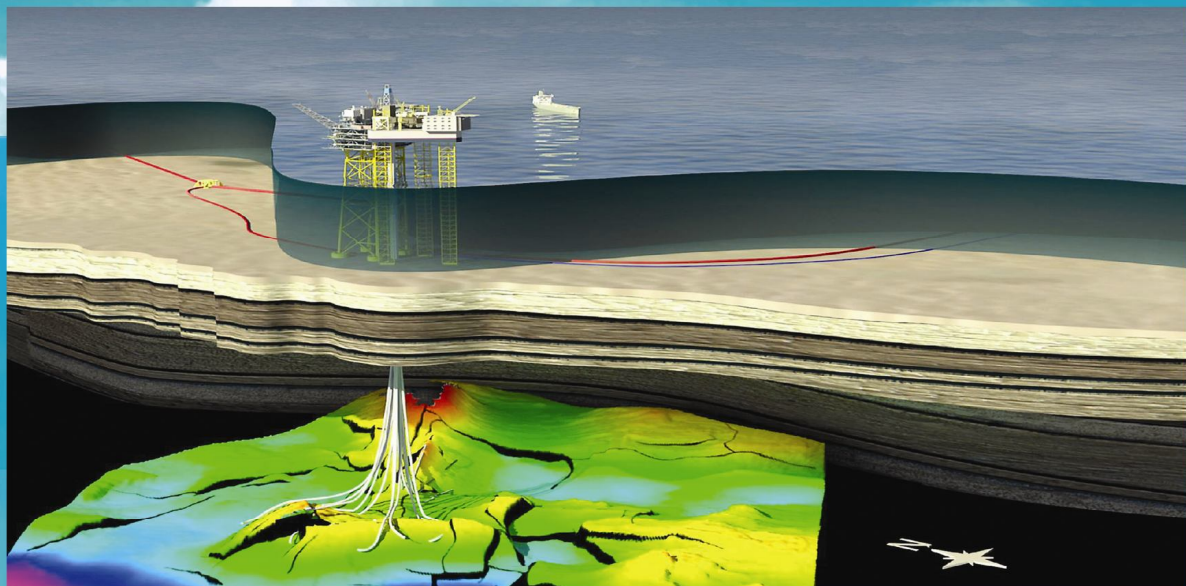


شرکت ملی نفت ایران  
مدیریت اکتشاف  
اداره ژئوفیزیک

دومین سمینار



# ژئوفیزیک اکتشافی نفت



2nd Seminar

## Petroleum Geophysical Exploration

Seismic Acquisition, Imaging & Interpretation of complex structures

Reservoir Geophysics

New advances in non-seismic techniques

زمان: چهارشنبه ۲۳ اردیبهشت ماه ۱۳۹۴

آخرین مهلت ارسال مقالات: ۱۵ دی ماه ۱۳۹۳

سایت ثبت مقالات: [www.igconference.ir](http://www.igconference.ir)

مکان: میدان شیخ بهایی، خیابان سنول یکم، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

[www.niocexp.ir](http://www.niocexp.ir)

[www.nigs.ir](http://www.nigs.ir)

## برنامه زمان بندی دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت – تهران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، چهارشنبه ۲۳ اردیبهشت ۱۳۹۴

نگارندگان مقاله	برنامه	مدت ارائه (دقیقه)	پایان	شروع	سالن
این صفحه / برنامه صبح چهارشنبه	ثبت نام	30	08:30	08:00	آمفی تئاتر
	تلاوت قرآن و سرود ملی	10	08:40	08:30	
	خوش آمد گویی	5	08:45	08:40	
	سخنرانی مدیر محترم اکتشاف، دکتر قلاوند	10	08:55	08:45	
	سخنرانی رئیس محترم انجمن ژئوفیزیک ایران، دکتر جواهریان	10	09:05	08:55	
سخنرانی علمی	عنوان سخنرانی علمی: انتظارات از ژئوفیزیک در گذشته، حال و آینده و جایگاه آن در اکتشاف، توسعه و تولید	25	09:30	09:05	
	پذیرایی و پوستر	25	09:55	09:30	
اثنی عشری، سکوتی	<b>Review of new advances in exploration geophysics: which direction?</b>	20	10:20	10:00	آمفی تئاتر
میرزاخانپان، خوشدل، اثنی عشری، سکوتی	Extended Elastic Impedance analysis for Reservoir Characterization	20	10:40	10:20	
صالحی، حسینی شعار، صالحی، عباسی، کشاورز فرج خواه، صدیق عربانی	کاربرد تخمین توام میزان تخلخل و اشباع با استفاده از مدل سازی فیزیک سنگی تصادفی در بررسی منابع هیدرات گازی	20	11:00	10:40	
میرکمالی، خوشدل، عبدالهی فرد، کشاورز فرج خواه، شادمنامن	تمایز رخساره ای رسوبات کانالی در لایه مخزنی سروک با وارون سازی همزمان	20	11:20	11:00	
محمودی، شادمنامن، بودش	تطابق نگارهای چاه با داده های لرزه ای با استفاده از روش پیچش زمانی پویا	5	11:25	11:20	
بهبودی، کشاورز فرج خواه، نادری، پورمطلق	مقایسه نتایج وارون سازی نشانگر عرض از مبدا و وارون سازی مقطع پس از برانبارش معمولی	5	11:30	11:25	
ملکی، بیدهندی، همتی آهویی، سکوتی	مقایسه وارون سازی لرزه ای قطعی و زمین آماری در توصیف مخازن کم ضخامت	5	11:35	11:30	
غلامی	<b>Seismic Impedance Inversion in Complex Structures</b>	20	10:20	10:00	سالن ۲
خاص احمدی، غلامی	A Fast and Accurate Velocity Analysis Algorithm	20	10:40	10:20	
مهدوی بصیر، جواهریان، شمالی، دهقانی فیروزآبادی، رحیمی دلخانی	استفاده از روش مدل سازی مرتبه کاهیده برای مهاجرت زمان معکوس	20	11:00	10:40	
معزی، مظاهری، نقداآبادی	شبیه سازی انتشار امواج الاستیک در زمین با استفاده از روش اجزا محدود طیفی	20	11:20	11:00	
رحمانی، حسینیان باروق، خواجه، سلیمانی	بهبود کیفیت مقاطع لرزه ای با استفاده از روش CRS با دورافت یکسان	5	11:25	11:20	
سارلی، حمیدزاده مقدم	محتوای فرکانسی ردلرزه ها و نوفه زدایی در حوزه f-X	5	11:30	11:25	
فعال رستگار، جواهریان، کشاورز فرج خواه، سلیمانی، زارعی	تضعیف نوفه همدوس خطی به روش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک	5	11:35	11:30	
	نماز و ناهار	95	13:10	11:35	



ردیف	نام و نام خانوادگی	عنوان مقاله	وضعیت	شماره صفحه
۱	اثنی عشری، سکوتی	Review of new advances in exploration geophysics: which direction?	شفاهی	۱
۲	میرزاخانیان، خوشدل، اثنی عشری، سکوتی	Extended Elastic Impedance analysis for Reservoir Characterization	شفاهی	۵
۳	صالحی، حسینی شعار، صالحی، عباسی، کشاورز فرج خواه، صدیق عربانی	کاربرد تخمین توام میزان تخلخل و اشباع با استفاده از مدلسازی فیزیک سنگی تصادفی در بررسی منابع هیدرات گازی	شفاهی	۹
۴	میرکمالی، خوشدل، عبدالهی فرد، کشاورز فرج خواه، شادمنامن	تمایز رخساره ای رسوبات کانالی در لایه مخزنی سروک با وارون سازی همزمان	شفاهی	۱۳
۵	محمودی، شادمنامن، بودش	تطابق نگارهای چاه با داده های لرزه ای با استفاده از روش پیش زمانی پویا	پوستر	۱۸
۶	بهبودی، کشاورز فرج خواه، نادری، پورمطلق	مقایسه نتایج وارون سازی نشانگر عرض از مبدا و وارون سازی مقطع پس از برانبارش معمولی	پوستر	۲۲
۷	غلامی	Seismic Impedance Inversion in Complex Structures	شفاهی	۲۶
۸	خاص احمدی، غلامی	A Fast and Accurate Velocity Analysis Algorithm	شفاهی	۳۰
۹	مهدوی بصیر، جواهریان، شمالی، دهقانی فیروزآبادی، رحیمی دلخانی	استفاده از روش مدل سازی مرتبه کاهیده برای مهاجرت زمان معکوس	شفاهی	۳۴
۱۰	معزی، مظاهری، نقداً بادی	شبیه سازی انتشار امواج الاستیک در زمین با استفاده از روش اجزا محدود طیفی	شفاهی	۳۸
۱۱	رحمانی، حسینیان باروق، خواجه، سلیمانی	بهبود کیفیت مقاطع لرزه ای با استفاده از روش CRS با دورافت یکسان	پوستر	۴۳
۱۲	فعال رستگار، جواهریان، کشاورز فرج خواه، سلیمانی، زارعی	تضعیف نوفه همدوس خطی به روش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک	پوستر	۴۸
۱۳	وفایی، غلامی	تخمین موجک و واهمامیخت لرزه ای به روش بازیابی فاز	پوستر	۵۳
۱۴	زند، غلامی	وارون سازی میدان موج لرزه ای با تقریب Born و BOS	پوستر	۵۷
۱۵	غریبی، شادمنامن	بهبود کیفیت و قدرت تفکیک پذیری داده های لرزه ای با استفاده از روش باز ترکیب طیفی	شفاهی	۶۲
۱۶	کریم پولی، طهماسبی	بازسازی ۳ بعدی تصاویر ۲ بعدی: روشی جایگزین در پتروفیزیک رقومی	شفاهی	۶۷
۱۷	دلنوا، ترابی، ملکی، حیدریان	Detection of Channels and their infill lithology variation using seismic inversion and Seismic facies analysis, Eastern Persian Gulf	شفاهی	۷۱

۷۵	شفاهی	بررسی قطبش در لرزه با چشمه طبیعی در میدان نفتی مارون اهواز	ابراهیمی، مرادی	۱۸
۷۹	شفاهی	تعیین نوع توزیع هیدرات گازی در رسوبات زیر بستر دریا با استفاده از نمودار متقاطع نشانگرهای لرزه ای پیش برانبارشی	بهبودی، کشاورز فرج خواه، نادری، پورمطلق	۱۹
۸۳	پوستر	تخمین فاکتور کیفیت لرزه ای و بازیابی سری ضرایب بازتاب تُنک با استفاده از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد	حیدری، غلامی	۲۰
۸۸	پوستر	بهبود عملکرد روش PML در مدل سازی عددی انتشار امواج لرزه ای	خسروی، امینی	۲۱
۹۲	پوستر	تصحیح برونراند نرمال بدون کشیدگی با استفاده از الگوریتم Matching-Pursuit	اکبری، مرتضوی، بختیاری، رامش	۲۲
۹۶	شفاهی	آستانه گذاری وقتی فوریه-شعاعی و کاربرد آن در درونیابی داده‌های لرزه‌ای دوبعدی	ربیعی، سیاه کوهی، غلامی	۲۳
۱۰۲	شفاهی	Adaptive STFT and its application for automatic traveltime picking	بجوانی، غلامی	۲۴
۱۰۶	شفاهی	معرفی روش برانبارش سطح بازتاب مشترک	شاهسونی	۲۵
۱۱۰	پوستر	بهبود سرعت مدلسازی دو بعدی انتشار موج صوتی به روش تفاضل محدود در حیطهٔ بسامد با استفاده از روش ذخیرهٔ فشردهٔ ستونی	آقاجانیپور	۲۶

## Review of new advances in exploration geophysics: which direction?

Amir Asnaashari<sup>1</sup> and Mohammad Reza Sokouti<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Exploration Directorate (NIOC) & Dana Geophysics Company, [asnaashari.amir@danaenergy.ir](mailto:asnaashari.amir@danaenergy.ir)

<sup>2</sup>Exploration Directorate (NIOC)

### Abstract

High demand of the industrial world to hydrocarbon makes the petroleum industry to search for new reserves in more complicated geological areas. To reach this aim, it is crucial to look for cutting-edge technologies in exploration geophysics. In this paper, we mainly attempt to briefly review some of new advances in exploration seismic especially in imaging domain. It shows how the full waveform inversion scheme can provide us the higher resolution physical model compared to conventional travel-time tomography. If additional sources of prior information (addition to seismic data) exist, it would be really valuable to use them as a constraint for seismic inversion scheme, especially in time-lapse application where several prior data are available. Another advance in geophysics is related to time-lapse imaging where it is possible to estimate quantitatively the reservoir parameter changes during production phase. At the end, choosing a proper computational domain for analyzing the seismic data is important. Probably fitting the data in another space would be easier and lead to more robust results compared to the original domain.

**Key words:** High resolution imaging, Full waveform inversion, Prior information, Time-lapse imaging, Alternative computational domain

### Introduction

Seismic technique is still one of the useful techniques for exploration geophysics and especially for finding hydrocarbon in complex media. Seismic data have an ability to provide high accurate and precise estimation of subsurface physical parameters. In order to access to this ability of seismic technique, it is necessary to develop new approaches in acquisition equipment, in seismic imaging and interpretation. Nowadays, due to demand of petroleum industry to go towards to more complex areas for exploration, need of high resolution images and more reliable techniques becomes more and more important. Deeper, faster and safer are the master words to reach this goal. In this paper, some of new advances in seismic technique mainly in imaging will be reviewed.

### Full waveform inversion (FWI)

FWI delivers high resolution quantitative images and is a promising technique to obtain macro-scale physical property models of the subsurface. This method is an iterative technique based on fitting the full observed seismogram with a corresponding synthetic seismogram calculated by solving a wave equation in a velocity model. As the  $L_2$  norm of the difference between observed and calculated data (equation 1) is minimized in a least-square sense (Tarantola, 1984), the model is iteratively updated with a gradient-based descent method until a minimum of misfit function is reached (Virieux and Operto, 2009). Since all kinds of wave, such as diving waves, refracted and reflected waves are considered for inversion and more accurate forward modelling is also used, FWI provides higher resolution model compared to a ray-based travel-time tomography (Figure 1).

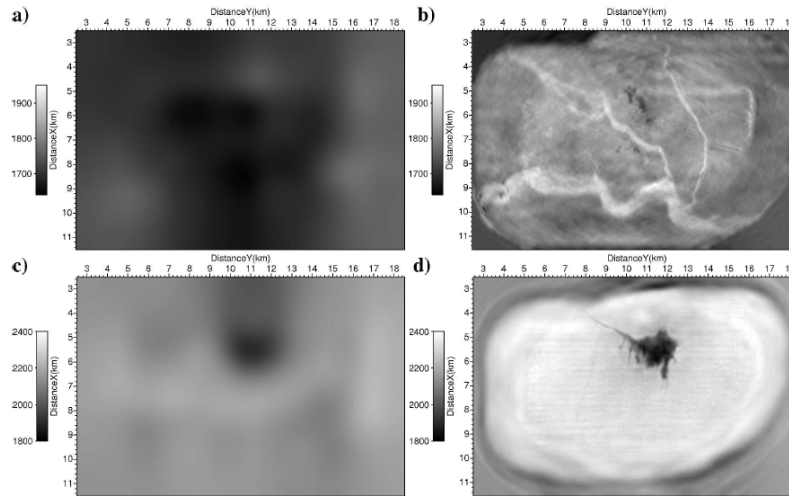
$$C = \sum_t \sum_x \frac{1}{2} (d_{obs}(t, x) - d_{cal}(t, x))^2, \quad (1)$$

where  $t$  and  $x$  represent time and offset.  $\mathbf{d}_{obs}$  and  $\mathbf{d}_{cal}$  are the observed and calculated data



vectors, respectively.

Figure 1 shows the application of 3D acoustic FWI to real field data recorded in North sea. The geological channels and gas clouds can be clearly recognized in the obtained velocity model.

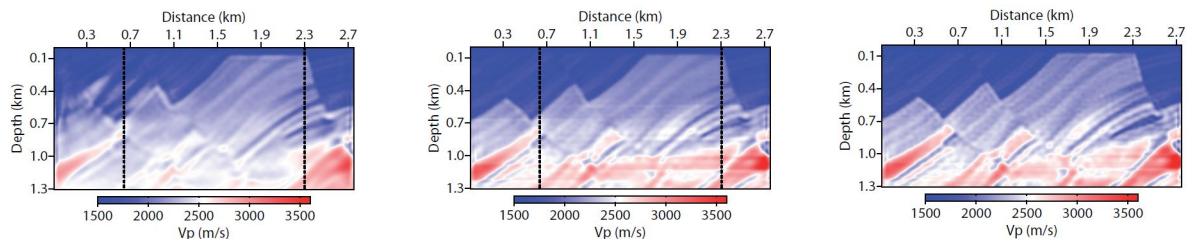


**Figure 1. Application of real Valhall field data, left panel shows the results of travel-time tomography at two different depth slices and right panel shows the results of 3D acoustic FWI at the same depths (after Sirgue et al., 2010)**

### Non-seismic source of information

Prior information, as those collected in wells or deduced from a geological analysis is available and should be used to increase the image reliability. Moving away from a pure data-driven strategy (only seismic data), it is possible to add an additional term based on a prior model norm term into the classical inversion scheme. In order to increase the reliability of obtained models from seismic inversion, we can include other non-seismic sources of information as prior information into our reconstruction procedure. Prior information (like well logs) has been already used in travel-time tomography, however it has been recently proposed in FWI technique (Asnaashari et al., 2013).

The prior model could drive the optimization as an additional constraint towards the semi-global minimum. Figure 2 shows the superficial zone of the Marmousi model with two gas sand traps. An acquisition at the surface is used, and in addition some receivers are located on two recorded wells. The prior model (not shown here) deduced from a very simple interpolation between two well profiles at two sides of model. This figure shows how the prior information prevents the trapping into a local minimum.



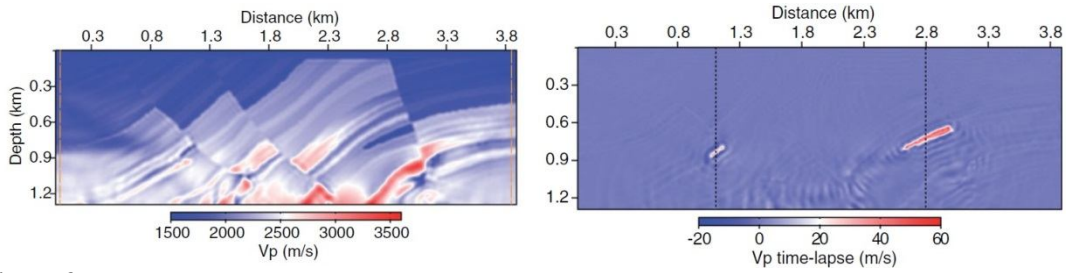
**Figure 2. Reconstruction of the Marmousi model by acoustic FWI and noisy data: left panel is the recovered model without prior information, middle panel with prior information and right panel with decreasing impact of prior information during the inversion.**

### Time-lapse imaging

Monitoring and 4D seismic allows detection and estimation of the subsurface parameter variation occurred through a time evolution. Analyzing the time-lapse seismic can help to better manage production programs of reservoirs and can optimize the injection programs. New

approaches in 4D acquisition, 4D processing and imaging have been developed in last decade. Asnaashari et al. (2015) have suggested the double-difference FWI strategy to obtain robust and more accurate physical parameter changes. In this strategy, instead of performing two separate inversions for baseline and monitor data sets, the difference of differential data between two data sets is tried to minimize (equation 2). The synthetic application of this strategy is shown in Figure 3. We should mention that in this case only receivers at the surface are used for inversion in order to be more realistic. The velocity variations of two reservoirs are properly recovered with fewer artifacts.

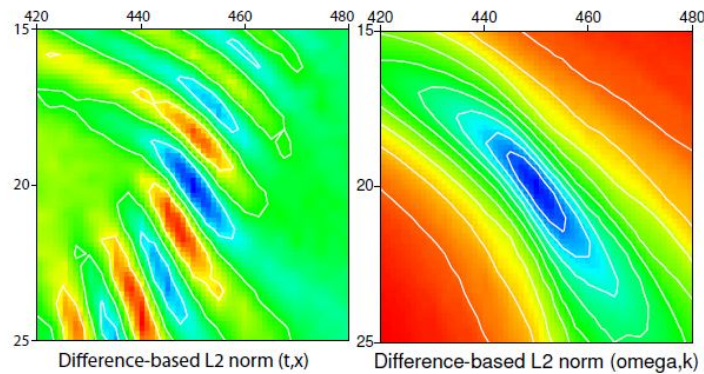
$$C = \sum_t \sum_x \frac{1}{2} \left( (d_{obs_{monitor}}(t, x) - d_{obs_{baseline}}(t, x)) - (d_{cal_{monitor}}(t, x) - d_{cal_{baseline}}(t, x)) \right)^2 \quad (2)$$



**Figure 3.** The recovered baseline model by regularized FWI and using only surface acquisition (left panel); the recovered time-lapse  $V_p$  model by double-difference strategy (right panel).

### Alternative computational domain

A key feature of each inversion is the misfit function definition. Sometimes, by considering the classical point-to-point difference between the observed and the calculated data and due to complexity of seismic data, a local optimization in the original domain (for example offset-time domain) might converge to a local minimum. By choosing an alternative domain, it is possible to change the shape and behavior of misfit function, therefore converging to a global minimum can be easily achieved. Masoni et al. (2013) compared the inversion of surface wave and reconstruction of two model parameters in two different domains,  $x$ - $t$  and  $\omega$ - $k$  domains (Figure 4). The misfit map in the  $x$ - $t$  domain can clearly illustrate the local minima. In this case, the starting point is really important while inversion in  $\omega$ - $k$  domain would not get trapped in local minima and converges to the interested minimum, therefore even with further starting point, it possible to reach in the global minimum. By changing the computational domain and moreover by choosing another misfit definition (difference-based or correlation-based), the complexity of inversion could be decreased and more reliable model parameter will be recovered.



**Figure 4.** Misfit map in the  $x$ - $t$  domain (left panel) and  $\omega$ - $k$  domain (right panel) for the variation of two model parameters which are depth of the layer and homogeneous velocity of the layer (after Masoni et al., 2013).

## Conclusion

For the future, in order to minimize the risk of hydrocarbon exploration in complex areas, it is necessary to move towards developing and innovation of new techniques in acquisition, processing, imaging and finally in interpretation field. Smart acquisition and broadband seismic can lead to have higher resolution seismic. Real and synthetic applications of new imaging methods such as full waveform inversion show the capability of these approaches to provide us high resolution and quantitative subsurface images which leads to have an easier task to interpret the geological details. Using other sources of information as a constraint for analyzing seismic data and additionally selecting a proper computational space can increase the robustness and reliability of the obtained results. In addition, it can reduce the non-uniqueness issue of the delivered model by inversion scheme.

## References

- Asnaashari, A, R. Brossier, S. Garambois, F. Audebert, P. Thore, and J. Virieux, 2013, Regularized seismic full waveform inversion with prior model information: *Geophysics*, **78(2)**, R25–R36.
- \_\_\_\_\_, 2015, Time-lapse seismic imaging using regularized full waveform inversion with a prior model: which strategy? : *Geophysical Prospecting*, **63**, 78-98.
- Masoni, I, R. Brossier, J. Virieux, and J. L. Boelle, 2013, Alternative Misfit Functions for FWI Applied to Surface Waves, Expanded Abstracts, 75th Annual EAGE Conference & Exhibition, London, page Th P10 13.
- Sirgue, L., O. I. Barkved, J. Dellinger, J. Etgen, U. Albertin, and J. H. Kommedal, 2010, Full waveform inversion: The next leap forward in imaging at Valhall: *First Break*, **28**, 65–70.
- Tarantola, A., 1984, Linearized inversion of seismic reflection data: *Geophysical Prospecting*, **32**, 998–1015.
- Virieux, J., and S. Operto, 2009, An overview of full waveform inversion in exploration geophysics: *Geophysics*, **74(6)**, WCC1–WCC26.

## Extended Elastic Impedance analysis for Reservoir Characterization

<sup>1</sup>M.Mirzakhani, <sup>1</sup>H.Khoshdel, <sup>1</sup>A.Asnaashari, <sup>1</sup>M.R.Sokooti

<sup>1</sup>NIOC Exploration Directorate

### ABSTRACT

The concept of Extended Elastic Impedance has capability to estimate elastic properties such as density, S-impedance,  $V_p/V_s$  ratio, shear modulus and Bulk modulus as well as petro-physical properties of reservoir as clay volume, porosity and water saturation. EEI analysis by calculation of Impedance value beyond physically observed range of incident angles (imaginary angles not really recorded in the gathers) is appropriate to delineate different fluid and lithology types. Each EEI log related to different angle value can be proportional to an objective property of reservoir which is defined through the maximum correlation. The aim of this real application study was to assess the ability of EEI analysis to estimate density of a reservoir which consists of loose sandstone located in Persian Gulf. After performing feasibility study and determination the proper angle of EEI, the EEI reflectivity section was generated by integration of A (Intercept) and B (Gradient) sections (estimated from AVO analysis) at specific angle. Then model-based inversion procedure was performed to generate density cube. The comparison with well data shows the density reconstructed by this method is properly matched with original one. The hydrocarbon zone is clearly defined by low values in the predicted density section which has a consistency with the reservoir engineers' reports. It is also worth mentioning that, the results prove the EEI pattern is related to the lithology and fluid types.

**Key words:** Extended Elastic Impedance, AVO analysis.

### INTRODUCTION

The Extended Elastic Impedance (EEI) was first introduced by Whitcombe (2002) as a pre-stack seismic attribute for fluid and lithology discrimination. Integration of intercept and gradient (extracted from AVO analysis) with various angles highlights different reservoir parameters. EEI logs which varying between  $-90^\circ$  and  $90^\circ$  angles, gives extension of EI (Connolly, 1999) for any combination of intercept and gradient. Different angle values can be approximately proportional to elastic and also petro-physical parameters such as shear-impedance,  $V_p/V_s$  ratio, bulk modulus, Poisson's ratio,  $V_{shale}$ , porosity, water saturation and so on. The new concept of EEI has proved its ability to predict fluid and lithology types especially in the areas where the acoustic impedance of gas saturated sands and surrounding shale are almost equal. This attribute allows a better distinction between seismic anomaly caused by lithology and those caused by fluid content (Whitcombe et al., 2002). In this case study, the concept of extended elastic impedance inversion was used to derive density to highlight the difference between reservoir and non-reservoir zones.

### Method and Theory

Connolly (1999) defined EI as an angle-dependent weighted product of P-velocity, S-velocity and density. One of the problems of EI is that values related to different angles do not scale correctly. This is due to the variable dimensionality caused by changing incident angle. Whitcombe (2002) proposed that EI can be normalized by scaling as follows:

$$EI(\theta) = V_{p0} \rho_0 \left[ \left( \frac{V_p}{V_{p0}} \right)^{1+\tan^2 \theta} \left( \frac{V_s}{V_{s0}} \right)^{-8K \sin^2 \theta} \left( \frac{\rho}{\rho_0} \right)^{1+K \sin^2 \theta} \right] \quad (1)$$

Where,  $V_{p0}$ ,  $V_{s0}$  and  $\rho_0$  are reference constants and K denotes the average of  $(V_s/V_p)^2$ .

Modification of elastic impedance (EI) definition beyond the range of physically meaningful incident angles is one of the efficient techniques of pre-stack AVO analysis. EEI is a linearized form of the Aki and Richards (1980) AVO equation introduced by Shuey (1985), where  $\sin^2(\theta)$  is replaced with  $\tan(\chi)$  for extrapolation beyond physically observed range of theta as follows.

$$R_p(\theta) = A + B \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (2)$$

$$\Rightarrow R(\chi) = A + B \tan(\chi) \quad (3)$$

$$\text{Then, } R_{EEI}(\chi) \approx R(\lambda) \cos \chi = A \cos \chi + B \sin \chi \quad (4)$$

$\chi$  changes between  $-90^\circ$  and  $90^\circ$  angles, which gives extension of EI for any combination of intercept and gradient. It is noticeable that EEI is equal to acoustic impedance at  $\chi = 0$  and to gradient impedance (B) at  $\chi = 90$ .

This technique provides simple and robust tool of deriving lithology and fluid information from pre-stack seismic data that are sensitive to numerous elastic and petro-physical parameters such as density, water saturation, porosity and so on via different chi values. The optimum angle for any objective parameter is selected through the maximum value of cross correlation of the desired parameter and EEI logs in different angles. After identification of appropriate  $\chi$  value for any parameter, the equivalent seismic reflection section is obtained from combination of intercept and gradient stack sections from AVO analysis. It is noted that the accuracy of intercept and gradient attributes is very important.

In brief, the process involves four steps, choosing a target log and finding the optimum  $\chi$  angle via the maximum cross correlation value, building the log parameter model, computing the EEI ( $\chi$ ) seismic reflection volume from the intercept and gradient and at the end performing the inversion scheme.

## Real application

EEI analysis was performed on pre-stack seismic data of one oil field in Persian Gulf to have a reasonable estimation of reservoir parameters. In this case, the hydrocarbon is produced from Oligo-Miocene Ghar formation. The depth of reservoir ranges between 820 to 880 m. The reservoir consists of a light oil column about 44 m, a gas cap of up to 18.3 m and underlain by an aquifer of considerable regional extent. The reservoir is capped by a few meters of anhydrite. The Ghar formation consist of up to 100 m of unconsolidated sands, with inter bedded shale, dolomite, dolomite cemented sandstones and layers of nodular anhydrite. The base of reservoir is carbonates.

For EEI analysis, feasibility study was performed to investigate the best angle of EEI. The logs corresponding to one well location have been used for EEI logs generation from  $-90$  to  $+90$  degree. The cross correlation of EEI logs with objective log was performed to distinguish the best angle with maximum cross correlation value for the target log.

After recognition of optimum angle, the calculated A and B sections through AVO analysis, were inserted in equation (3). Then by applying a model-based inversion on the related EEI reflectivity the density section was generated. In the following, the results of performing EEI analysis to construct density data are shown. In figure 1 the EEI logs from  $-90$  to  $+90$  degree generated from P-wave, S-wave and density logs are displayed. The top and bottom of the reservoir are obviously distinguishable as well as oil-water contact in this figure. By changing angles from  $-90$  to  $+90$ , the increasing rate of EEI values is lower in the hydrocarbon area in comparison with water saturated zones. The top and bottom of the reservoir which consist of anhydrate and carbonate interbeds, present high values of EEI in the negative angles and by increasing the angles these values are decreased. These results indicate that in this case, the behavior of EEI values is variable in different lithologies. Figure 2 shows the cross correlation result of EEI logs and original density log which is about 80% at  $(-18)$  degree EEI log. Figure 3

presents the result of model-based inversion on EEI reflectivity created at (-18) degree. This section can highly represent the density values. In figure 4, the original density log and the calculated one through EEI analysis, which are greatly correlated, are presented.

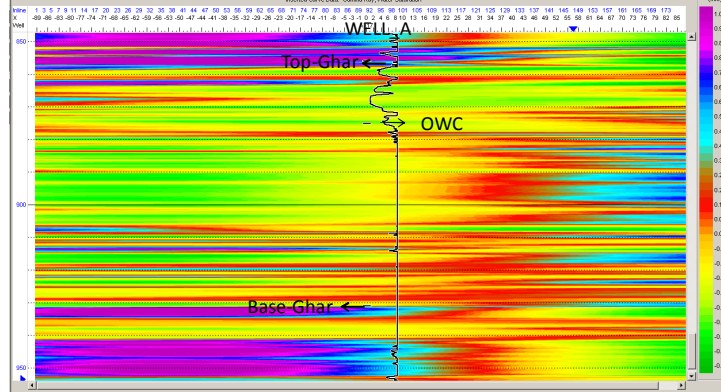


Figure 1: EEI spectrum shows the EEI values from -90 and +90 degree. The inserted log is water saturation.

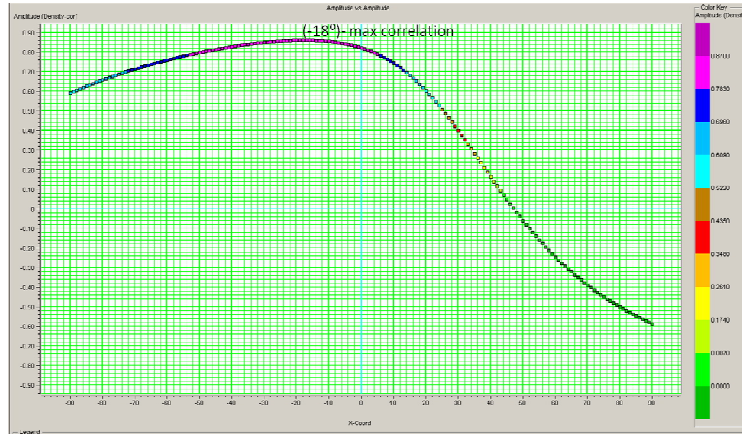


Figure 2: The maximum correlation value of EEI with density log, which is about 80 percent at (-18) degree.

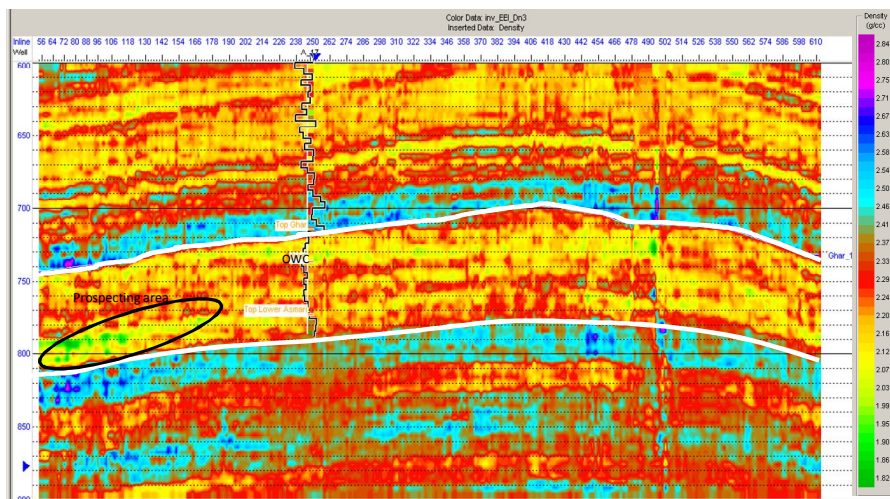


Figure 3: Density section estimated from EEI analysis, after performing a model-based inversion on related EEI reflectivity (at  $\chi = -18$ ). Ghar formation is defined by white horizons. Low values of density represent the hydrocarbon area of Ghar reservoir which is correlated with oil-water contact (OWC) marker at well location. There is a low density zone at the left bottom of reservoir which can be proposed as a stratigraphic trap after complimentary studies.

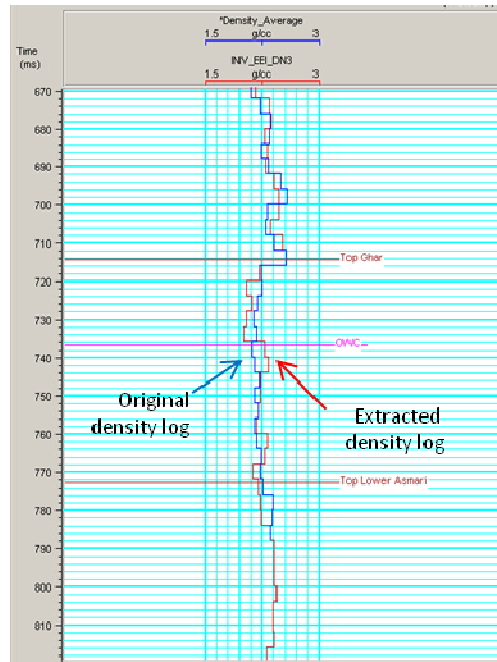


Figure 4: Comparison of the EEI log extracted from EEI analysis and original density log. It closely resembles the original density log.

## Conclusion

The EEI approach has a potential ability to estimate elastic and petro-physical properties from pre-stack seismic data. In this case study, EEI analysis was performed on the 3D pre-stack seismic data to predict the density cube. One well data have been used for modeling and analysis. Having identified the proper  $\chi$  angle through the maximum cross correlation of EEI logs (from  $-90$  to  $+90$  degree) and density log, which was  $(-18)$ , the EEI reflectivity regarding to this angle was generated. In the next step, model-based inversion was performed on EEI reflectivity. Density model as an initial model was used for inversion. The comparison with well data shows the density reconstructed by this method is properly matched with original one (Fig. 4). The hydrocarbon zone is clearly defined by low values in the predicted density section (Fig. 3) which is consistent with the petrophysical interpretations. Moreover, a low density zone is distinguished in the left part of density section (highlighted by an elliptic) that can be assessed as a stratigraphic hydrocarbon trap after complementary studies. In addition, pattern of generated EEI logs from  $-90$  to  $+90$  declares that the top and the bottom of reservoir (consist of carbonate and anhydrate layers) have different behavior in EEI values in comparison with the reservoir (loose sandstone). This quality is valuable for cases that have low correlation between EEI logs and objective reservoir properties which is more common in carbonate reservoir.

## References

- Aki, K. and Richards, P., 1980, Quantitative seismology: Theory and methods: W.H. Freeman and Co.
- Conolly, P., 1999, Elastic impedance: The Leading Edge, 18, 438-452.
- Shuey, R. T., 1985, a simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, 50, 609-614.
- Whitcombe, D. N., 2002, Elastic impedance normalization: Geophysics, 67, 60-62.
- Whitcombe, D. N., Connolly, P.A., Reagan, R. L., Redshaw, T. C. 2002, Extended elastic impedance for fluid and lithology prediction: Geophysics, 67(1), 63-67.

## کاربرد تخمین توام میزان تخلخل و اشباع با استفاده از مدلسازی فیزیکی سنگی تصادفی در بررسی منابع هیدرات گازی

محمدعلی صالحی<sup>۱</sup>، بهنام حسینی شعار<sup>۱</sup>، احسان صالحی<sup>۱</sup>، مصطفی عباسی<sup>۱</sup>، ناصر کشاورز فرج خواه<sup>۲</sup>، مجتبی صدیق عربانی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>کارشناسان دپارتمان تفسیر و ارزیابی پارامترهای مخزن شرکت ژئوفیزیک دانا [salehi.mohammadali@danaenergy.ir](mailto:salehi.mohammadali@danaenergy.ir)

<sup>۲</sup>استادیار، پژوهشکده اکتشاف و تولید، پژوهشگاه صنعت نفت، [keshavarzn@ripi.ir](mailto:keshavarzn@ripi.ir)

<sup>۳</sup>رئیس تعبیر و تفسیر لرزه نگاری، اداره ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، [m.arabani@niocexp.ir](mailto:m.arabani@niocexp.ir)

### چکیده

پاسخ لرزه‌ای دریافت شده از زمین در برداشت‌های لرزه نگاری بستگی به خصوصیات کُشسان محیط زیر سطح زمین و همچنین گستردگی آن دارد که با به تصویر کشیدن این ویژگی کُشسان می‌توان اطلاعات جامعی از مخازن هیدروکربوری بدست آورد. یکی از موارد مهم در بررسی کمی مخازن، برقراری ارتباط بین خصوصیات لرزه‌ای اندازه گیری شده و میزان تخلخل، نوع سیال درون منفذی و میزان اشباع سیال است. یکی از روش‌های دستیابی به این هدف، استفاده از روش‌ها و مطالعات فیزیکی سنگ است. در مخازن هیدرات گازی نیز با توجه به تاثیرپذیری ویژگی‌های کُشسان از میزان غلظت هیدرات گازی و گاز آزاد، از این کمیت می‌توان به عنوان ابزاری برای اندازه گیری میزان تخلخل و درجه اشباع سیال استفاده نمود. در این مقاله استفاده از روش تخمین توام تخلخل و اشباع با استفاده از مدلسازی فیزیکی سنگی تصادفی و تئوری بیز ارائه شده و نتایج آن برای یکی از خطوط لرزه ای دریای عمان آورده شده است. از مزیت‌هایی که این روش تخمین نسبت به سایر روش‌ها فراهم می‌نماید این است که اثر تخلخل و سیال درون منفذی بر روی خصوصیات کُشسان، تفکیک شده و این دو پارامتر مخزنی، مستقل از یکدیگر تخمین زده خواهد شد.

واژه‌های کلیدی: هیدرات گازی، تخمین توام، مدل‌سازی فیزیکی سنگی، تئوری بیز

## Application of joint estimation of porosity and saturation by stochastic rock-physics modeling in hydrate resource appraisal

Mohammad Ali Salehi<sup>1</sup>, Behnam Hosseini Shoar<sup>1</sup>, Ehsan Salehi<sup>1</sup>, Mostafa Abbasi<sup>1</sup>, Nasser Keshavarz Farajkhah<sup>2</sup>, Motjaba Seddigh Arabani<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Interpretation & Reservoir Characterization Dept., Dana Geophysics Company,

<sup>2</sup>Exploration and Production Institute, Research Institute of Petroleum Industry  
Exploration Directorate, National Iranian Oil Co. <sup>3</sup>Dept. of Geophysics,

### Abstract

Seismic response of the earth in exploration seismology depends on elastic properties and its distribution in subsurface media and evaluation of these properties can provide comprehensive information from hydrocarbon reservoirs. One of the important issues in reservoir characterization is transforming seismic properties into porosity, type of fluids and their saturation. Rock physics is one of the schemes that handle this task. In gas hydrate resources, regarding to the dependency of elastic properties to hydrate and free gas concentration, these properties can be used for estimation of porosity and saturation. In this paper, the joint estimation of porosity and saturation by stochastic rock physics modeling (Bayesian theory) has been proposed and the result on one 2D seismic profile in the Oman Sea has been shown. Advantage of this approach relative to the other methods is capability to discriminate porosity and saturation effects on elastic properties. Thus, these two parameters have been estimated



independently.

Keywords: gas hydrate, Joint estimation, rock physics modeling, Bayesian theory.

## ۱-۱ مقدمه

در انجام تخمین منابع هیدرات گازی همواره یکسری عدم قطعیت‌ها وجود دارد که ناشی از پیچیدگی اثر پارامترهای مختلف فیزیک سنگی بر مدول‌های کشسان می‌باشد. به بیان دیگر اگر تخمین بر اساس اندازه‌گیری لرزه‌ای باشد و با در نظر گرفتن اثر پارامترهای موثر فیزیک سنگی همراه نباشد، دقیق نخواهد بود. به عنوان مثال حضور هیدرات گازی باعث افزایش سرعت امواج تراکمی و برشی میشود و رفتاری شبیه به کاهش تخلخل نشان میدهد. این در حالی است که در اکثر تخمین‌های انجام شده معمولاً تخلخل را بر اساس روابط تجربی تخمین زده و با دانستن میزان تخلخل میزان هیدرات گازی را تخمین می‌زنند (اکر، ۲۰۰۱). در مناطق اکتشاف نشده که پارامترها قطعی نبوده، لزوم به کارگیری روشی مناسب که اثر موثرترین پارامترها را به طور همزمان در نظر بگیرد احساس می‌شود. در این مقاله استفاده از روش تصادفی بر اساس تئوری بیز برای تخمین هم زمان تخلخل و میزان اشباع پیشنهاد شده است.

## ۲-۲ روش تحقیق

در این مقاله از نمونه گیری تصادفی مونت کارلو<sup>۱</sup> در قالب بیز<sup>۲</sup> (باکراک، ۲۰۰۶)، به منظور تخمین تخلخل و اشباع آب استفاده شده است. طی این فرآیند، تابع توزیع احتمال خام مربوط به پارامترهای مخزنی به تابع توزیع احتمال پسین<sup>۳</sup> این پارامترها تبدیل می‌شود. بر این اساس با تولید تعداد زیادی نمونه از توزیع پیشین<sup>۴</sup> پارامترهای مخزنی  $(\rho(R))$  و قرار دادن آنها در مدل فیزیک سنگی تابع توزیع احتمال پسین، پارامترهای الاستیک  $(\rho(E|R))$  ساخته می‌شود. سپس با بکارگیری تئوری بیز، این تابع توزیع، به تابع توزیع پسین پارامتر مخزنی  $(\rho(R|E))$  تبدیل می‌شود. تئوری بیز را برای تخمین تخلخل و اشباع آب از پارامترهای الاستیک  $(E)$  می‌توان به صورت زیر نوشت:

(۱)

$$p(\phi, s_w | E) = \frac{p(E | \phi, s_w) p(\phi, s_w)}{p(E)}$$

در این رابطه  $E$  بیانگر پارامترهای الاستیک بوده و در این مطالعه شامل دو پارامتر اصلی امیدانس  $P$  و امیدانس  $S$  می‌باشد. این پارامترها نقش قید در مسأله را ایفا نموده و هر چه تعداد آنها افزایش یابد، نتایج پایدارتر خواهد شد.  $p(\phi, s_w)$ ، تابع توزیع احتمال توأم دو پارامتر مخزنی تخلخل  $(\phi)$  و اشباع آب  $(S_w)$  است. اما از آنجایی که این دو پارامتر اغلب مستقل از یکدیگر رفتار می‌کنند، تابع توزیع توأم هر یک از آنها را به صورت حاصل ضرب توابع توزیع هر یک از آنها در نظر می‌گیریم. بعلاوه به علت نبود اطلاعات چاه در این مطالعه، این توابع توزیع به صورت کاملاً یکنواخت<sup>۵</sup> در نظر گرفته می‌شوند.

تابع توزیع احتمال  $p(E|\phi, s_w)$  مربوط به پارامترهای الاستیک است که پس از جایگذاری مقادیر اولیه  $S_w$  و  $\phi$  (از توزیع احتمال  $(p(\phi, s_w))$  در مدل فیزیک سنگی تولید می‌شود. مدل فیزیک سنگی در واقع به عنوان پلی بین حیطه پارامترهای الاستیک و حیطه پارامترهای مخزنی عمل می‌نماید. در این مطالعه از مدل اول از چهار مدل توزیع هیدرات در تئوری محیط موثر استفاده شده است (هلگراد و همکاران، ۱۹۹۹). از آنجایی که در این مسأله به دنبال یک جواب خاص برای تخلخل و اشباع آب هستیم، مقادیری از این دو پارامتر که به ازای آنها، تابع توزیع احتمال پسین  $p(\phi, s_w|E)$  بیشینه شود به عنوان جواب انتخاب گردیدند.

<sup>1</sup> Monte-Carlo sampling

<sup>2</sup> Bayesian framework

<sup>3</sup> a posteriori

<sup>4</sup> a priori

<sup>5</sup> uniform

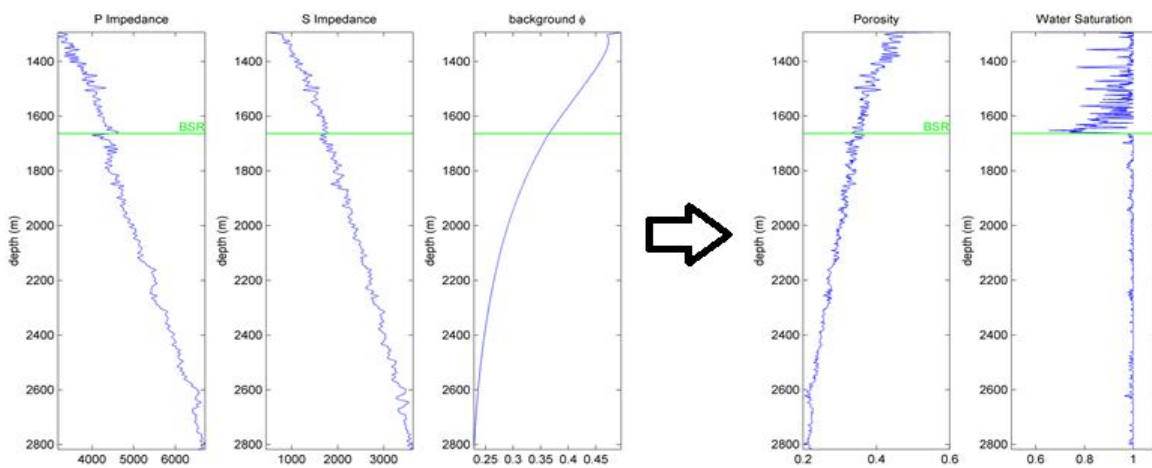
(۲)

$$(\phi, s_w) = \arg \max_{\phi, s_w} p(\phi, s_w | E)$$

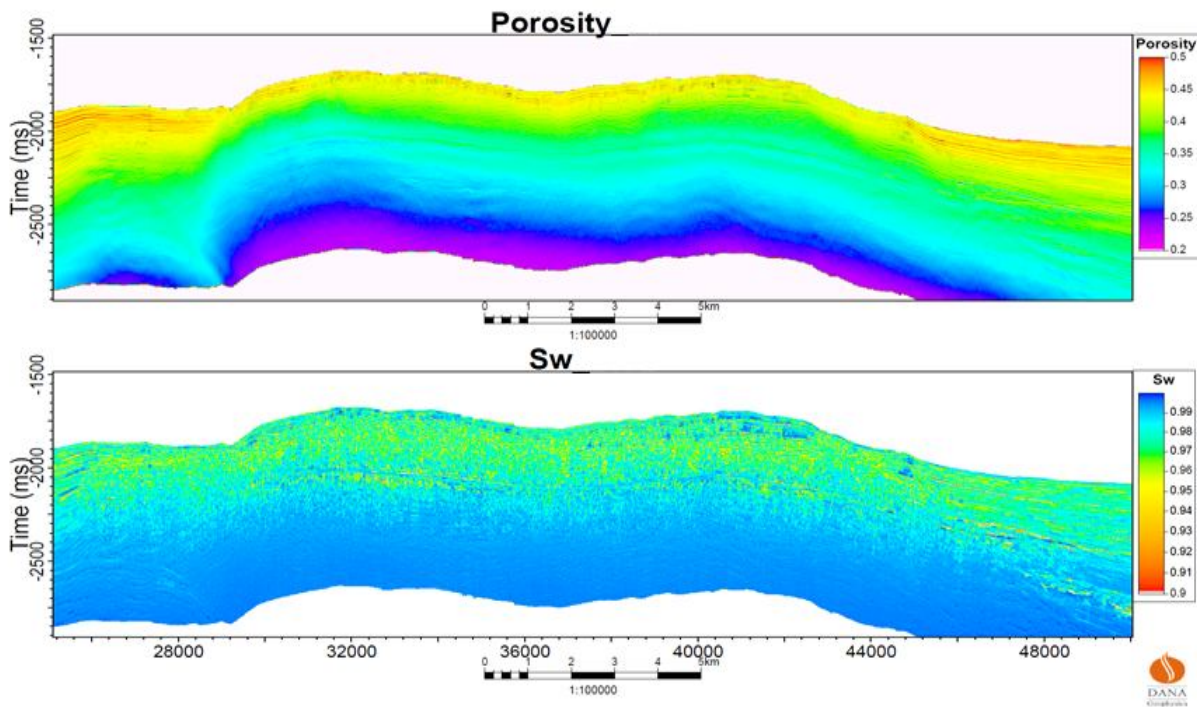
لازم به ذکر است که انتخاب این دو پارامتر به صورت کاملاً توأم انجام می‌گیرد، به گونه‌ای که مقادیر انتخاب شده برای تخلخل و اشباع کاملاً متناظر با یکدیگر هستند. برای این منظور انتخاب نقطه ماکزیمم از روی تابع توزیع احتمال توأم دو پارامتر تخلخل و اشباع انجام می‌گیرد (هیستوگرام دو بعدی).

در این مطالعه و برای انجام وارون‌سازی فیزیک‌سنجی، وجود اطلاعات کشتان که ناپهنجاری‌های مرتبط با هیدرات‌گازی و گاز آزاد در آن قابل شناسایی باشد مورد نیاز بود. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه چاهی حفاری نشده است بنابراین امکان استفاده از اندازه‌گیری‌های درون‌چاهی امکان‌پذیر نمی‌باشد. از اینرو برای انجام وارون‌سازی فیزیک‌سنجی، نتایج حاصل از چاه مصنوعی که بر اساس بهینه‌سازی سراسری الگوریتم ژنتیک بدست آمده (نمودارهای امپدانس P و S)، مورد استفاده قرار گرفت. این چاه مصنوعی از رکوردهای زاویه‌ای مربوط به داده‌های لرزه‌ای دوبعدی منطقه بدست آمده است. به دلیل عدم قطعیت در محاسبات چاه‌های مصنوعی بجای استفاده از مقادیر دقیق این نمودارها، از اطلاعات موجود در یک همسایگی از آنها استفاده گردید. این همسایگی برای مقادیر امپدانس موج P برابر با ۱۰ و برای موج S (به دلیل عدم قطعیت بیشتر) برابر با ۱۰۰ واحد امپدانس ( $\text{g/cm}^3 \times \text{m/s}$ ) انتخاب گردید. منظور از این همسایگی این است که پس از محاسبه مقاومت موج‌های P و S در هر تحقق، مقدار مقاومت  $\pm$  همسایگی مربوطه در نظر گرفته می‌شوند. بعلاوه برای انجام محاسبات نیاز به یک روند تخلخل زمینه وجود دارد. این روند بدون در نظر گرفتن اثر هیدرات و گاز محاسبه شد، به این معنی که با در نظر گرفتن اشباع ۱۰٪ با آب، از روابط فیزیک‌سنجی برای تعیین تنها کمیت مجهول (تخلخل) استفاده گردید. نسخه نرم شده این نمودار تخلخل، به عنوان روند زمینه در نظر گرفته شد. قید تخلخل (تخلخل زمینه) برابر با ۲۰٪ انتخاب گردید، به این معنی که تخلخل زمینه در هر نقطه، در بازه  $\pm 20\%$  همان نقطه در نظر گرفته شدند. شکل ۱ نمودارهای ورودی و نتایج خروجی (نمودارهای تخلخل و درصد اشباع آب) را با استفاده از این روش نشان می‌دهد.

بعد از تخمین اطلاعات مخزنی در محل چاه مصنوعی، امکان استفاده از سایر تئوری‌های انتقال کمیت‌های مخزنی از محل چاه به خطوط لرزه‌ای توسط روش‌های رگرسیون چندگانه برای تخلخل و شبکه‌های عصبی برای میزان اشباع استفاده شده است که در شکل ۲ نتیجه آن نشان داده شده است.



شکل ۱. خصوصیات کشتان مربوط به چاه مصنوعی ساخته شده (سمت راست) و خصوصیات فیزیک‌سنجی بدست آمده از تخمین همزمان تخلخل و میزان اشباع آب بر اساس تئوری بیز.



شکل ۲. مقطع میزان تخلخل و اشباع آب در یک خط لرزه ای مربوط به دریای عمان که به ترتیب با استفاده از روش رگرسیون چندگانه و شبکه های عصبی بدست آمده است.

### ۳-۳ نتیجه گیری

با توجه به نتایج بدست آمده از این مطالعه امکان تخمین همزمان دو پارامتر مهم مخزنی تخلخل و میزان اشباع فراهم می باشد. از مزیت هایی که تخمین همزمان  $S_w$  و تخلخل با استفاده از امپدانس  $P$  و  $S$  نسبت به سایر روش ها فراهم می نماید این است که تخلخل تخمین زده شده مستقل از اثر سیال درون منفذی بر روی خصوصیات کشسان خواهد بود. این موضوع از این نظر حائز اهمیت است که اثر حضور هیدرات به علت افزایش و حضور گاز به علت کاهش مقاومت های  $P$  و  $S$  معمولاً به ترتیب باعث تخمین کمتر و بیشتر تخلخل می شوند. بنابراین تخمین همزمان با توجه به افزایش دقت محاسبات، نسبت به روش های ارائه شده پیشین دارای مزیت است.

### ۴- مراجع

- Bachrach, R., 2006, joint estimation of porosity and saturation using stochastic rock-physics modeling: *Geophysics*, **71**, O53-O63.
- Ecker, C., 2001, Seismic characterization of methane hydrate structure, Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford
- Helgerud, M. B., Dvorkin, J., Nur, A., Sakai, A., and Collett, T., 1999, Effective wave velocity in marine sediments gas hydrates: Effective medium modeling: *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2021-2024.

## تمایز رخساره‌های رسوبات کانالی در لایه مخزنی سروک با وارون‌سازی همزمان

مریم سادات میرکمالی<sup>۱\*</sup>، حسین خوشدل<sup>۲</sup>، ایرج عبدالهی فرد<sup>۳</sup>، ناصر کشاورز فرج خواه<sup>۴</sup>، نوید شادمان<sup>۵</sup>

<sup>۱\*</sup> کارشناس ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، [m.s.mirkamali@aut.ac.ir](mailto:m.s.mirkamali@aut.ac.ir)  
<sup>۲</sup> کارشناس ارشد مهندسی مخزن، اداره ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، [hkhoshdel@yahoo.com](mailto:hkhoshdel@yahoo.com)  
<sup>۳</sup> رئیس اداره ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، [iabdollahie@yahoo.com](mailto:iabdollahie@yahoo.com)  
<sup>۴</sup> استادیار، رئیس اداره ژئوفیزیک، پژوهشکده اکتشاف تولید، پژوهشگاه صنعت نفت، [KeshavarzN@ripi.ir](mailto:KeshavarzN@ripi.ir)  
<sup>۵</sup> استادیار، دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی سهند، [shmanaman@ut.ac.ir](mailto:shmanaman@ut.ac.ir)

### چکیده

در این مقاله، تمایز رخساره‌های رسوبات کانالی در لایه مخزنی سازند سروک در یک میدان نفتی واقع در جنوب غربی ایران با استفاده از ترسیم‌های مقاطع نشانگرهای وارون‌سازی همزمان بررسی شده است. این روش براساس ترسیم نمودارهای مقاطع نشانگرهای مقاومت تراکمی و برشی، به دست آمده از وارون‌سازی پیش‌از برانبارش همزمان و محاسبه نشانگرهای لامه LMR از آن‌ها موجب تمایز رخساره‌های کربناته و اشباع هیدروکربنی از غیراشباع رسوبات داخل کانال‌ها می‌شود. تفکیک رخساره‌های سنگ‌آهک متخلخل و متراکم از رخساره سنگ‌آهک رسی با استفاده از ترسیم مقاطع نشانگرهای  $\Lambda$ -Rho درمقابل  $\mu$ -Rho همزمان با اثر تخلخل؛ و تفکیک رخساره‌های اشباع هیدروکربنی از غیراشباع با استفاده از ترسیم مقاطع نشانگرهای مقاومت تراکمی درمقابل  $\Lambda$ -Rho همزمان با اثر اشباع آب فراهم شده است. تمایزهای رخساره‌های کربناته و اشباع هیدروکربنی، رخساره‌های متفاوتی از رسوبات کانالی را در سطوح مختلف چینه‌شناسی از لایه مخزنی سروک نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: تمایز رخساره‌ای، رسوبات کانالی، لایه مخزنی سروک، وارون‌سازی پیش‌از برانبارش همزمان.

## Facies Discrimination of Channel-Fill Sediment within Sarvak Reservoir Using Simultaneous Inversion

Maryam Sadat Mirkamali<sup>1\*</sup>, Hossein Khoshdel<sup>2</sup>, Iraj Abdollahie Fard<sup>3</sup>, Nasser Keshavarz Farajkhah<sup>4</sup> and Navid Shad Manaman<sup>5</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Mining, Sahand University of Technology

<sup>2</sup> Geophysics Department, Exploration Directorate, National Iranian Oil Co.

<sup>3</sup> Geophysics Department, Exploration Directorate, National Iranian Oil Co.

<sup>4</sup> Exploration and Production Institute, Research Institute of Petroleum Industry

<sup>5</sup> Department of Mining, Sahand University of Technology

### Abstract

Facies discrimination of channel-fill sediments within Sarvak carbonate reservoir in an oil field located in the SW of Iran has been investigated using cross-plots of simultaneous pre-stack inversion attributes. This approach is based on cross-plotting P- and S-impedance attributes, obtained from simultaneous inversion on pre-stack seismic data and calculated LMR attributes. Analysis on cross-plots provides carbonate facies and HC saturation facies of channel-fill sediments. The discrimination between porous and tight carbonate facies, and shale carbonate facies and the discrimination between HC saturation facies and HC un-saturation facies have been investigated using cross-plots of  $\Lambda$ -Rho versus  $\mu$ -Rho respect to porosity; and cross-plots of P-impedance versus  $\Lambda$ -Rho respect to water saturation. As a result of this

study, two different facies of channel-fill sediments in several stratigraphic levels of the Sarvak reservoir were identified.

**Keywords:** facies discrimination, channel sediment, Sarvak reservoir, simultaneous inversion.

## ۱ مقدمه

منطقه جنوب غرب ایران از دیدگاه حضور ذخایر هیدروکربنی و وجود میادین نفتی با لایه مخزنی سروک اهمیت اقتصادی پیدا کرده است. پسروی دریا در زمان کرتاسه سبب گردید تا در رسوبات کربناته لایه مخزنی سروک کانال هایی به وجود آیند. این کانال ها از نظر نحوه پرشدن توسط رسوبات حائز اهمیت هستند. در این راستا یکی از اهداف این مطالعه تعیین تغییرات جانبی در رخساره رسوبات کانالی است (گزارش JNOC ۲۰۰۵). وارون سازی پیش از برانبارش همزمان داده های لرزه ای ابزار محاسبه مقاومت تراکمی  $I_P$ ، مقاومت برشی  $I_S$  و چگالی  $\rho$  برای تعیین روند تغییرات سنگ شناسی، تخلخل سنگ مخزن و نوع سیال می باشد (ویکن ۲۰۰۶). گودوی (۱۹۹۷) با کاربرد نشانگرهای  $I_P$  و  $I_S$  و ارتباط آن ها با ثابت های لامه، نشانگرهای  $LMR$  را معرفی کرد که ثابت های لامه مقیاس بندی شده با چگالی هستند و از جمله نشانگرهای کاربردی برای تفکیک سنگ شناسی به شمار می روند (ایلماز ۲۰۰۱). رخساره های مختلفی در ترسیم های متقاطع نشانگرهای پیش از برانبارش قابل تشخیص هستند. کاربرد ترسیم متقاطع نشانگرهای

لامه درمقابل  $MR$  در جدایش ماسه های گازدار از ماسه های سفت، شیل پراکنده و کربناته های متخلخل در مقایسه با ترسیم متقاطع نشانگرهای  $I_P$  درمقابل  $I_S$ ، خیلی بهتر انجام می شود (گودوی ۱۹۹۷). در این مطالعه برای

تعیین رخساره رسوبات کانالی و روند تغییرات شان و همچنین تفاوت سیالات مخزنی از نشانگرهای  $I_P$  و  $MR$  به دست آمده از وارون سازی پیش از برانبارش همزمان به منظور تهیه ترسیم متقاطع  $LR$  درمقابل  $MR$  در تمایز رخساره های کربناته و ترسیم متقاطع  $I_P$  درمقابل  $LR$  در تمایز رخساره اشباع هیدروکربنی از غیراشباع رسوبات داخل کانال های لایه مخزنی سروک در یک میدان نفتی واقع در جنوب غربی ایران استفاده شده است.

## ۲ روش تحقیق

در این مطالعه روش وارون سازی پیش از برانبارش همزمان بر اساس الگوریتم برپایه مدل با استفاده از داده های لرزه ای  $3D$  پیش از برانبارش به مساحت تقریبی  $1000 \text{ Km}^2$  و ۱۵ چاه با هدف محاسبه مقاومت های تراکمی  $I_P$ ، برشی  $I_S$

و چگالی برای بررسی رخساره رسوبات کانال ها، تغییرات سنگ شناسی و تفاوت سیالات مخزنی آن ها انجام شده است. برای انجام وارون سازی همزمان، فرض اولیه وجود داده هایی با زاویه فرود یکسان است. در این مطالعه، ۴ دسته

زاویه در بازه های ۸ درجه ای از ۵ تا ۳۷ درجه با استفاده از مدل سرعتی موج به دست آمده در وارون سازی پس از

برانبارش تولید شد، تا داده‌ها به زاویه فرود یکسان تبدیل شوند. جهت انجام وارون‌سازی پیش‌از برانبارش برای هر مجموعه ردلرزه در بازه‌های زاویه‌ای موجود می‌بایست یک موجک اختصاص داده شود. در این گام، با ساخت ردلرزه مصنوعی و انطباق داده‌های لرزه‌ای با چاه، موجک‌های لرزه‌ای استخراج می‌شود. برای این منظور ابتدا باید انطباق خوبی بین ردلرزه مصنوعی حاصل از نگارهای چاه و داده‌های لرزه‌ای پس‌از برانبارش ایجاد کرد که این انطباق از طریق جابجایی‌های زمانی خیلی کم، کشیدگی و فشردگی در محل ۱۵ چاه انجام گرفته است. برای ساختن ردلرزه مصنوعی ابتدا در محل ۱۵ چاه موجک‌هایی به روش آماری از داده‌های لرزه‌ای و سپس به روش قطعی از داده‌های چاه استخراج شدند. بعد از بررسی پارامترها و تایید تطابق خوب چاه‌ها (۸۸٪)، در نهایت، ۸ چاه برای استخراج موجک‌های بهینه انتخاب شدند. در ادامه کار، چهار موجک بهینه نزدیک، میانی داخلی، میانی خارجی و دور در بازه‌های مختلف و از چاه‌های متفاوتی با روش قطعی استخراج گردیدند که بهترین تطابق را نتیجه دادند.

گام مهم دیگر در وارون‌سازی لرزه‌ای، ساختن مدل‌های فرکانس پایین موج تراکمی و موج برشی و چگالی برای جبران فرکانس‌های پایین از دست رفته از داده‌های لرزه‌ای بازتابی است که از نگارهای سرعت موج تراکمی  $P$  و سرعت موج

برشی و چگالی در ۱۵ چاه و همچنین ۴ افق تفسیر شده استفاده شد. در مرحله آنالیز وارون‌سازی پیش‌از برانبارش همزمان، وارون‌سازی در محل چاه‌ها انجام شد که پارامترهای مناسبی برای رابطه خطی بین  $\ln I_S$  و  $\ln I_P$  و همچنین رابطه خطی بین  $\ln I_P$  و  $\ln \rho$  در این وارون‌سازی انتخاب شدند. پس از انجام وارون‌سازی در محل چاه‌ها و نهایی کردن پارامترهای وارون‌سازی از طریق آزمایش‌های گسترده، با انتخاب مقادیر بهینه برای پارامترها وارون‌سازی بر روی کل مکعب داده‌ها اعمال گردید. در نهایت، مکعب‌های مقاومت‌های تراکمی  $I_P$ ، برشی  $I_S$  به‌طور همزمان به‌دست آمدند. در ادامه برای تفکیک سنگ‌شناسی و بررسی رخساره‌ها، مکعب‌های  $LR$  و  $MR$  به‌عنوان نشانگرهای کاربردی از مکعب‌های  $I_S$  و  $I_P$  به‌دست آمده از وارون‌سازی داده‌های پیش‌از برانبارش استخراج شدند.

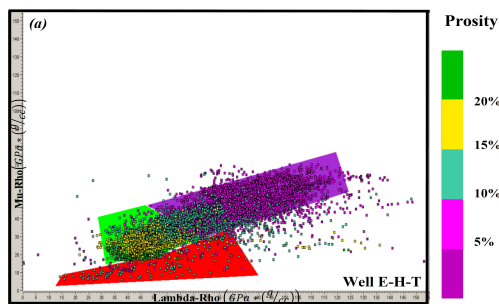
مطالعات رسوب‌شناسی در فاصله سازند سروک در میدان مورد مطالعه براساس نمونه‌های مغزه و نگارهای چاه‌پیمایی نشان می‌دهد که سازند سروک از ۳ گروه اصلی رخساره رسوبی سنگ‌آهک کربناته با تخلخل و تراوایی متفاوت و همچنین درصد آلودگی به شیل مختلف تشکیل شده است. به‌منظور تمایز رخساره‌ها، تفکیک سنگ‌شناسی و تفاوت

سیالات مخزنی، نشانگرهای  $I_S$ ،  $I_P$  و  $MR$  در عمق مخزنی در فاصله بین سروک تا وارا در ۳ چاه

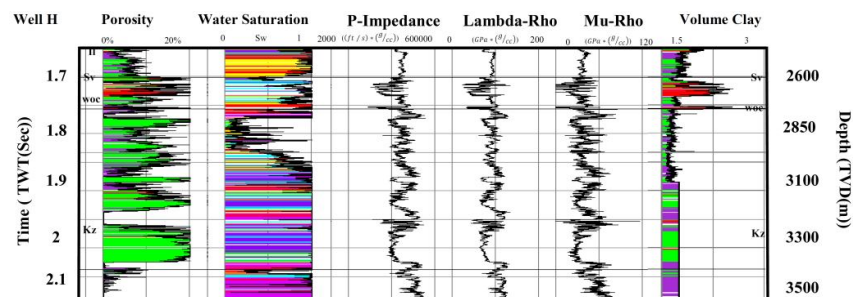
و  $T$  که علاوه بر نگار موج تراکمی  $P$  دارای نگار موج برشی  $S$  نیز بودند، محاسبه شدند. سپس برای تهیه ترسیم‌های متقاطع، این نشانگرها در فاصله مخزنی سروک تا وارا، نمونه‌برداری شدند. با استفاده از نگار سنگ‌شناسی حجم رس و همچنین نگار اشباع از آب و تخلخل که برای هر ۳ چاه در دست بودند، در ترسیم‌های متقاطع مختلف

تفکیک بین رخساره‌ها بررسی گردید. سپس ترسیم‌های متقاطع در مقابل  $MR$  برای تمایز رخساره‌های کربناته و  $I_P$  در مقابل  $LR$  برای جدایش رخساره اشباع هیدروکربنی از غیراشباع انتخاب گردیدند. شکل ۱، رخساره-

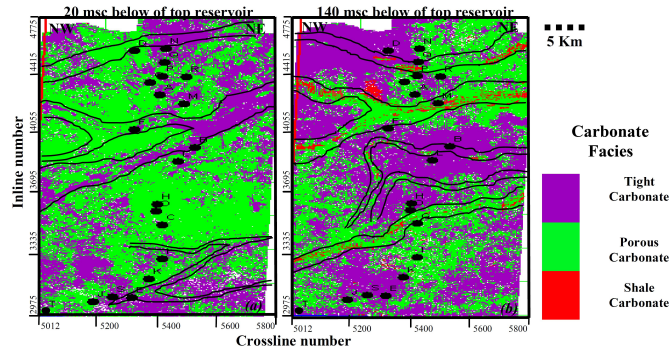
های جدا شده در ترسیم‌های متقاطع  $MR$  برای مقادیر تخلخل و  $IP$  در مقابل  $LR$  برای مقادیر اشباع از آب را نشان می‌دهد. پس از جدا کردن رخساره‌ها، برای تایید مشاهدات و کنترل کیفیت، رخساره‌های کربناته جدا شده با مقیاس عمقی در نگار تخلخل و رخساره‌های اشباع هیدروکربنی جدا شده در نگار اشباع از آب در محل چاه‌های  $H \cdot E$  و  $T$  استفاده گردیدند. نتیجه کاربرد رخساره‌های کربناته جدا شده در نگار تخلخل و رخساره‌های اشباع هیدروکربنی جدا شده در نگار اشباع از آب در محل چاه  $H$  در شکل ۲ نشان داده شده است. همچنین کاربرد تمایز رخساره‌های کربناته در نگار حجم رس، به عنوان شاهدهی بر رسی بودن را نشان می‌دهد. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، تمایزهای رخساره‌ای در ناحیه مخزنی تطابق بالایی را با نگارهای مربوطه مخصوصاً در بالای سطح تماس آبی-نفتی  $OWC$  نشان می‌دهند. در مرحله بعد، برای ارزیابی رخساره‌های جدا شده در ترسیم‌های متقاطع، این ترسیم‌های متقاطع به صورت جداگانه در مقیاس زمانی بر روی کل داده‌های لرزه‌ای اعمال شدند. شکل ۳، برش‌های افقی تمایز رخساره‌ای در سطوح مختلف چینه‌شناسی سازند سروک را نشان می‌دهد. شکل ۴، برش افقی از جدایش رخساره‌های اشباع هیدروکربن از غیراشباع در سطح چینه‌شناسی بالای سطح تماس آبی-نفتی  $OWC$  در سازند سروک را نشان می‌دهد.



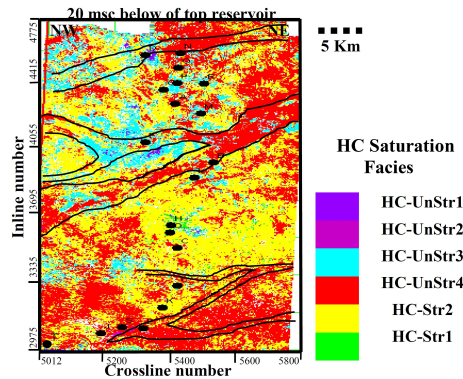
شکل ۱. (a) جدایش رخساره‌های سنگ‌آهک متراکم (بنفش)، سنگ‌آهک متخلخل (سبز) و سنگ‌آهک رسی (قرمز) در ترسیم متقاطع  $LR - MR$ . (b) جدایش رخساره‌های اشباع هیدروکربنی (سبز و زرد) از غیراشباع (بنفش، آبی و قرمز) در ترسیم متقاطع  $IP - LR$ .



شکل ۲. کاربرد رخساره‌های کربناته جدا شده در نگار تخلخل و رخساره‌های اشباع هیدروکربنی جدا شده در نگار اشباع از آب در محل چاه  $H$  و همچنین کاربرد رخساره‌های کربناته جدا شده در نگار حجم رس به‌عنوان شاهدهی بر رسی بودن.



شکل ۳. برش‌های افقی تمایز رخساره‌های سنگ‌آهک متخلخل و متراکم از سنگ‌آهک رسی در سطوح مختلف چینه‌شناسی سازند سروک.



شکل ۴. برش افقی رخساره‌های اشباع هیدروکربنی از غیراشباع در سطح چینه‌شناسی بالای سطح تماس آبی-نفتی در سازند سروک.

### ۳ نتیجه‌گیری

بر اساس آنالیز نمودارهای مقاطع، بهترین تمایز بین رخساره‌های سنگ‌آهک متخلخل و متراکم از رخساره سنگ‌آهک رسی با استفاده از ترسیم مقاطع نشانگرهای  $LR - MR$  همزمان با اثر تخلخل و تمایز بین رخساره‌های اشباع هیدروکربنی از غیراشباع با استفاده از ترسیم مقاطع نشانگرهای  $LR - IR$  همزمان با اثر اشباع آب به دست آمد. تمایزهای رخساره‌های کربناته و اشباع هیدروکربنی از غیراشباع، رخساره‌های متفاوتی از رسوبات کانالی را در بخش بالایی و پایینی سازند سروک نشان می‌دهند. کانال‌های سروک پایینی رخساره سنگ‌آهک متخلخل و در برخی از موقعیت‌ها رخساره سنگ‌آهک رسی را نشان می‌دهند که رخساره سنگ‌آهک متخلخل متناسب با کیفیت مخزنی مناسب این کانال‌ها است. کانال‌های سروک بالایی در برخی قسمت‌ها رخساره سنگ‌آهک متراکم و در مناطقی دیگر سنگ‌آهک متخلخل را نشان می‌دهند که براساس مطالعات چاهی متناسب با کیفیت مخزنی مناسب برخی از موقعیت‌ها و کیفیت مخزنی ضعیف سایر موقعیت‌های کانالی است. تمایز رخساره‌های اشباع هیدروکربنی، حضور رخساره اشباع هیدروکربنی در برخی موقعیت‌ها و غیراشباع در سایر موقعیت‌های کانالی در بالای سطح تماس آبی-نفتی را نشان می‌دهد.

### منابع

- B. Goodway, T. Chen and J. Downton, "Improved AVO fluid detection and lithology discrimination using Lamé petrophysical parameters;  $\lambda\rho'$ ,  $\mu\rho'$ , &  $\lambda/\mu$  fluid stack' from P and S inversions", 67th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys., 1997, 183-186.
- JNOC, "Sedimentology of Channel-shaped Signatures of Sarvak Reservoir", Master development plan of AZN oil field (MDP), 2005.
- P. C. H. Veeken, "Seismic Stratigraphy, basin analysis and reservoir characterization", 2006.
- O. Yilmaz, "Seismic data analysis, Volume 1 and 2", Society of Exploration Geophysicists, Investigations in geophysics, 10, Tulsa, SEG, 2001, 2027.



## تطابق نگارهای های چاه با داده های لرزه ای با استفاده از روش پیچش زمانی پویا

شنو محمودی<sup>۱</sup>، نوید شادمانان<sup>۲</sup>، احسان بودش<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد اکتشاف نفت، دانشگاه صنعتی سهند تبریز، [Sh\\_mahmoodi@sut.ac.ir](mailto:Sh_mahmoodi@sut.ac.ir)

<sup>۲</sup>استادیار، دانشگاه صنعتی سهند تبریز، [shmanaman@ut.ac.ir](mailto:shmanaman@ut.ac.ir)

<sup>۳</sup>کارشناسی ارشد اکتشاف نفت، دانشگاه صنعتی سهند تبریز، [e\\_boudesh@sut.ac.ir](mailto:e_boudesh@sut.ac.ir)

### چکیده:

تطابق درست تریس لرزه ای مصنوعی حاصل از نگارهای چاه با تریس لرزه ای واقعی، امری حیاتی در تفسیر لرزه ای برای همخوان کردن داده های لرزه ای با ساختارهای زمین شناسی، تخمین درست موجک لرزه ای و شناسایی لایه ها است. عموماً، تطبیق داده های چاه با داده لرزه ای بصورت کیفی انجام می شود، که می تواند تحت شعاع نظر مفسر لرزه ای قرار بگیرد. از این رو، توسعه روشهای کمی تر می تواند نتایج بهتر و یکدست تری را به دنبال داشته باشد. روش پیچش زمانی پویا (Dynamic Time Warping (DTW یکی از این روشهای کمی محسوب می شود که مورد توجه بسیاری واقع شده است. هدف این پژوهش، معرفی روش DTW و کاربرد آن در بهینه کردن و تسریع فرایند تطبیق نگارهای چاه با داده های لرزه ای است. روش پیچش زمانی پویا علاوه بر همبستگی متقابل، از عملیات کشش و فشردگی سیگنال های لرزه ای برای تطبیق بهتر و اندازه گیری میزان شباهت استفاده می کند. در مقایسه با روشهای کیفی، روش DTW عملکرد بهتر و سریعتری را از خود نشان می دهد.

**واژه های کلیدی:** تطابق داده چاه با داده لرزه ای، پیچش زمانی پویا، تخمین موجک، اندازه گیری شباهت، برنامه نویسی دینامیک

## Tying Well Logs to Seismic Data using Dynamic Time Warping

Shnoo Mahmoodi<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Ms student in petroleum exploration, Sahand University of Technology

Navid Shad Manaman<sup>2</sup>

<sup>2</sup>Assistant Professor of Geophysics, Sahand University of Technology

Ehsan boudesh<sup>3</sup>

<sup>3</sup>Ms in petroleum exploration

### Abstract:

Reliable well-seismic tying is a crucial step in seismic interpretation to correlate subsurface geology to observed seismic data, the estimation of a suitable wavelet, and the correctly identifying horizons to pick. generally, matching well data with the seismic data qualitative is done, that can be considered a seismic interpreter. the aim of this study, the introduction DTW method and its application to optimize and speed up the matching process seismic data with well logs. DTW method by addition cross correlation, stretching and squeezing of the seismic signal for better matching and similarity measure uses. compared to qualitative methods, DTW method shows the better and faster performance.

**Key words:** Well to Seismic tying, Dynamic Time Warping, Wavelet Estimation, similarity measure, Dynamic Programming.

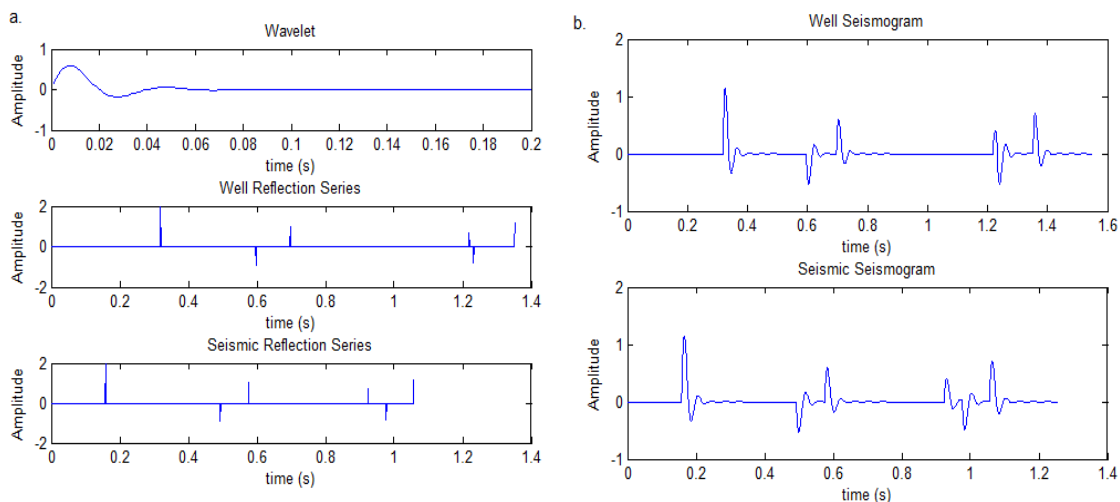
### ۱ مقدمه

اهمیت تطبیق درست تریس لرزه ای مصنوعی حاصل از نگارهای چاه با تریس لرزه ای واقعی از آن جا ناشی می شود که عموماً، نگارهای چاه داده هایی با کیفیت بالا محسوب می شوند و بهره گیری از آنها می تواند به تصاویری لرزه ای با کیفیت بالایی منجر شود. مراحل انجام روش (Tying) عبارتند از: محاسبه ضرایب بازتاب از لاگ های سونیک و

چگالی، تبدیل ضرایب بازتاب از عمق به زمان، همایخت موجک تخمین شده حاصل از مدل لرزه ای با ضرایب بازتاب، تطابق تریس مصنوعی با تریس لرزه ای واقعی، به روز رسانی منحنی زمان-عمق. به دلیل ماهیت متغیر با زمان موجک انتشار یافته در زمین، غیر خطی بودن تریس لرزه ای و حجم زیاد داده های لرزه ای کیفیت تطابق به آسانی توسط یک رابطه خطی محاسبه نمی شود (نیوریک، ۲۰۱۲). برای رفع این مشکلات، استفاده از روش پیچش زمانی پویا پیشنهاد گردید. این روش یک الگوریتم شناخته شده برای تطابق بهینه سریهای زمانی و اندازه گیری میزان شباهت آنها است. DTW با بهره گیری از برنامه نویسی پویا، مسئله بهینه سازی را به تعداد زیادی زیر مسئله کوچکتر تقسیم می کند و از این رو، پیچیدگی محاسبات را به شدت کاهش می دهد (هیل، ۲۰۱۲. مولر، ۲۰۰۷). این روش از فاصله اقلیدسی به عنوان فاصله اولیه مابین دو نقطه از سریهای زمانی استفاده می کند، با این تفاوت که در این روش، شباهت یک نقطه از یک سری زمانی با چندین نقطه از سری زمانی دیگر مورد بررسی قرار می گیرد و در نتیجه، تطبیق های خیلی بهتر و سریعتری نسبت به روش دستی ارائه می دهد.

## ۲ روش تحقیق

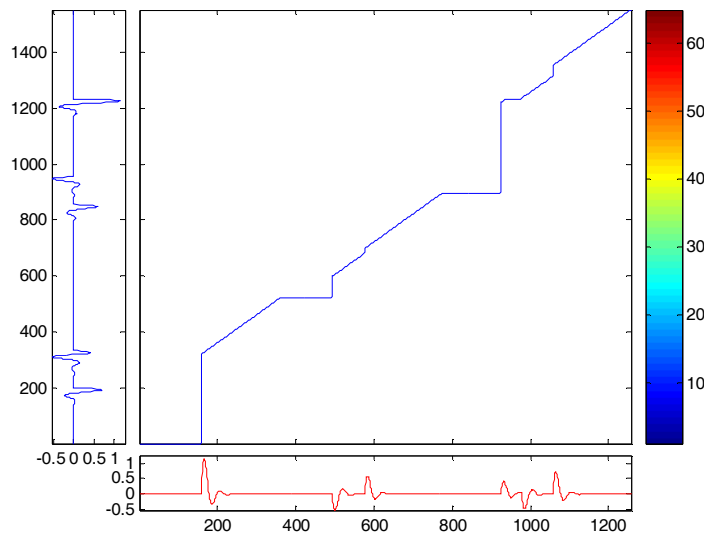
برای بررسی و مشاهده نحوه عملکرد روش DTW، از داده های مصنوعی برای ساخت تریس لرزه ای و داده های چاه استفاده شده است. برای این منظور، ابتدا موجک لرزه ای، معمولاً بصورت موجک ریکر با فاز کمینه در نظر گرفته می شود. در عمل، موجک لرزه ای می تواند بصورت مستقیم از طیف دامنه داده های لرزه ای تخمین زده شود. سپس، سری بازتابی لرزه ای متشکل از ۵ بازتاب کننده در نظر گرفته می شود. سری بازتاب ناشی از داده های چاه را مشابه سری بازتابی لرزه ای، ولی با جابجایی های زمانی متفاوتی نسبت به سری بازتاب لرزه ای در نظر می گیریم (شکل ۱-a). تریس های مصنوعی از طریق همایخت کردن موجک لرزه ای با سری ضرایب بازتاب حاصل از چاه و لرزه بدست خواهد آمد (شکل ۱-b). در واقع، هدف ما در اینجا تطابق ۲ تریس مصنوعی نشان داده شده در شکل (۱-b) است.



شکل ۱: (a) موجک لرزه ای مصنوعی، ضرایب بازتاب مصنوعی لرزه ای و ضرایب بازتاب مصنوعی چاه (بترتیب). (b) تریس های مصنوعی بدست آمده از اطلاعات لرزه ای و چاه

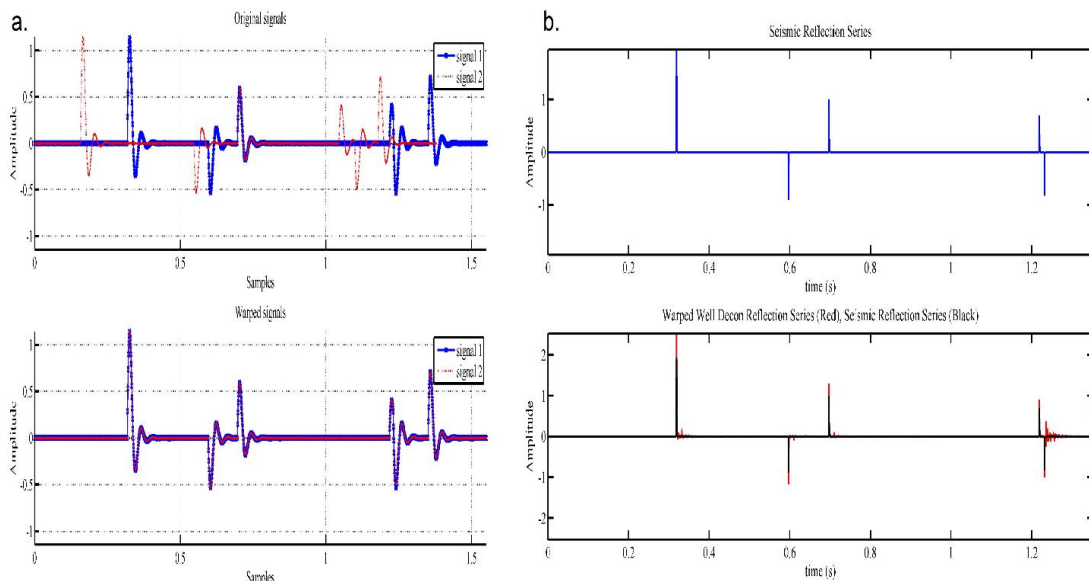
برای دستیابی به تطابق بهینه بین این دو تریس از روش اتوماتیک پیچش زمانی پویا (Dynamic Time Warping) استفاده شده است. در ابتدا مقدار فاصله هر مولفه از یک سری زمانی با تمامی مولفه ها از سری زمانی دیگر محاسبه می شود. حاصل این عمل تشکیل ماتریس فاصله است که بیانگر اختلاف هر یک از نمونه های یک سری زمانی با نمونه های مختلف از سری زمانی دیگر است. در ماتریس فاصله مناسب ترین مسیر بین دو سری زمانی، مسیری است که حداقل فاصله را در میان همه مسیرهای دیگر داشته باشد. یافتن این مسیر بهینه از روی یک سری مسیرهایی امکان پذیر است که به آنها مسیرهای پیچشی (Warping Paths) گفته می شود اما، این کار زمان بر و پیچیده است. به همین دلیل، الگوریتمی مبتنی بر برنامه نویسی دینامیک (Dynamic Programming) معرفی می شود که حاصل آن یک ماتریس تحت عنوان ماتریس فاصله تجمعی (Accumulated Distance Matrix) است. با محاسبه این ماتریس می توان مسیر بهینه را با انجام محاسبات کمتری پیدا کرد و با استفاده از آن به بهترین

تطابق ممکن بین داده های چاه و داده های لرزه ای دست یافت (شکل ۲).



شکل ۲. نمایش مسیر پیچش بهینه در ماتریس فاصله به همراه تریسهای مصنوعی مورد آزمایش در طرفین شکل. تریس قرمز مربوط به تریس مصنوعی لرزه ای و تریس آبی مربوط به تریس مصنوعی چاه.

پس از یافتن مسیر بهینه، می توان تغییرات ناشی از تطابق دو سری داده با یکدیگر بر روی ضرایب بازتاب اعمال کرد. البته لازم به ذکر است که در تطابق نگارهای چاه با داده های لرزه ای، تریس لرزه ای در نزدیکی چاه به عنوان مرجع در نظر گرفته می شود و تریس مصنوعی بدست آمده از نگارهای چاه نسبت به آن تطبیق داده می شود. به همین دلیل، ما نیز در اینجا، تریس مصنوعی لرزه ای را ثابت فرض کرده و تریس مصنوعی بدست آمده از چاه را بر روی تریس لرزه ای توسط DTW برازش می دهیم (شکل ۳-a). همانطور که مشاهده می شود، DTW عملکرد بسیار خوبی در تطبیق تریس چاه با تریس لرزه ای داشته است. پس از آن که تریس چاه با تریس لرزه ای تطبیق داده شد، می توان با انجام عمل واهمامیخت لرزه ای (deconvolution) و حذف اثر موجک لرزه ای، تغییرات زمانی اعمال شده بر روی سری بازتاب بدست آمده از چاه را مشاهده کرد (شکل ۳-b). در اینجا، به دلیل اینکه همه اطلاعات بصورت مصنوعی تولید شده اند و تریس مصنوعی لرزه ای بعنوان مرجع در نظر گرفته شده است، لذا سری بازتاب حاصل از چاه بایستی پس از عمل واهمامیخت شبیه سری بازتاب لرزه ای باشد (شکل ۳-b).



شکل ۳: (a) شکل بالا، تریس مرجع (تریس لرزه ای، رنگ آبی) و تریس چاه (رنگ قرمز). شکل پایین، همان تریسها پس از تاباندن

(warping) تریس چاه بر روی تریس لرزه ای با استفاده از روش DTW. همانطور که مشاهده می شود، تریس لرزه ای هیچ تغییری نکرده است. b) شکل بالا ضرایب بازتاب تریس لرزه ای، شکل پایین ضرایب بازتاب تریس Warp شده چاه.

### ۳ نتیجه گیری

تطابق داده های چاه با داده های لرزه ای با استفاده از روش DTW، روش سریع و با قابلیت اطمینان بیشتری نسبت به روشهای دستی است که نتایج بهتر و یکنواخت تری را بدنبال دارد. استفاده از این روش می تواند از عدم قطعیت ناشی از وابستگی نتایج تطابق داده ها به نظرات مفسرین مختلف جلوگیری کند. روش DTW این قابلیت را دارد که علاوه بر اعمال جابجایی های ثابت زمانی به کل تریس (همبستگی متقابل)، فشردگی و کشیدگی را در هر بخش از تریس تابیده شده (warped trace) که لازم باشد، بصورت مجزا انجام دهد.

### منابع

- Newrick, R., 2012, Well ties basics — Well tie perfection, in M. Hall, and E. Bianco, eds., Fifty-two things you should know about geophysics: Agile Libre, vol. 10, 104–107.
- Mueller, M., 2007, Dynamic time warping in information retrieval for music and motion.: Springer. (318 pp.).
- Hale, 2012, Dynamic warping of seismic images: Center for Wave Phenomena Report 723.

## مقایسه نتایج وارون سازی نشانگر عرض از مبدا و وارون سازی مقطع پس از برانبارش معمولی

عفت بهبودی<sup>۱</sup>، ناصر کشاورز فرج خواه<sup>۲</sup>، اصغر نادری<sup>۳</sup>، یوسف حسن پور مطلق<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [effatbehboudi@aut.ac.ir](mailto:effatbehboudi@aut.ac.ir)

<sup>۲</sup> عضو هیئت علمی، واحد ژئوفیزیک پژوهشگاه صنعت نفت، [keshavarz@ripi.ir](mailto:keshavarz@ripi.ir)

<sup>۳</sup> عضو هیئت علمی، واحد ژئوفیزیک پژوهشگاه صنعت نفت، [naderia@ripi.ir](mailto:naderia@ripi.ir)

<sup>۴</sup> کارشناس تعبیر و تفسیر، واحد ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، [yousefhasanpour@yahoo.com](mailto:yousefhasanpour@yahoo.com)

### چکیده

داده های لرزه ای از معتبرترین ابزارهای مطالعه ای نیمه کمی برای شناسایی منابع هیدرات گازی و گاز آزاد زیر آن می باشد. با توجه به عدم وجود داده های چاهی در بیش تر زون های هیدرات گازی که در آب های عمیق اقیانوسی واقع شده اند، استفاده از روش های وارون سازی و مطالعه ای نشانگرهای AVO، برای ارزیابی گاز محبوس در زیر زون هیدرات گازی کاربرد فراگیری یافته است. زیرا این امر موجب می شود که با مشخص شدن محل دقیق زون های غنی از هیدرات گازی و گاز آزاد زیر آن هزینه حفاری جهت تولید از این منابع عظیم انرژی، کاهش یابد. برانبارش معمولی داده های لرزه ای باعث افزایش نسبت سیگنال به نوفه می شود ولی کشیدگی ایجاد شده در دورافت های بیش تر در نتیجه برونراند نرمال، خطای آنالیز سرعت و شیب دار بودن لایه های زمین موجب تغییر در دامنه شده و مقطع دورافت صفر واقعی را ایجاد نکرده و فرکانس داده ها را کاهش می دهد ولی نشانگر عرض از مبدا فارغ از این خطاها داده های مربوط به دور افت صفر را فراهم می نماید، لذا مقاومت صوتی حاصل از مقطع دورافت صفر بهتر از مقاومت صوتی حاصل از داده های لرزه ای برانبارش شده، تغییرات محلی زیر سطحی را بیان می دارد. در این تحقیق از مقطع نشانگر عرض از مبدا (با حذف تاثیر دورافت های دور) استفاده شد و نتایج حاصل از وارون سازی مقاومت صوتی این دو مقطع با یکدیگر مقایسه شدند. در مقاومت صوتی حاصل از مقطع نشانگر عرض از مبدا، گسترش زون گاز آزاد زیر زون هیدرات گازی و شبیه ساز دوگانه بستر دریا با قدرت تفکیک بالاتری مشاهده شد.

**واژه های کلیدی:** تغییرات دامنه در برابر دورافت، نشانگر عرض از مبدا، مقاومت صوتی، وارون سازی لرزه ای، گاز آزاد، هیدرات گازی

## Comparing model based inversion on intercept and post-stack seismic section

Effat Behboudi<sup>1</sup>, Nasser Keshavarz Frajkhah<sup>2</sup>, Asghar Naderi<sup>3</sup>, Yousef Hasanpour Motlagh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>2</sup> Geophysics Department, Research Institute of Petroleum Industry

<sup>3</sup> Geophysics Department, Research Institute of Petroleum Industry

<sup>4</sup> Geophysics Department, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company

### Abstract

Pre-stack analysis and study of AVO attributes are most reliable tools for the study of gas hydrate and free gas resources. Due to lack of data wells in most regions of gas hydrates in deep oceans use of inverse methods and the study of AVO attributes to evaluate the free gas is necessary. The cost of drilling is reduced by finding the exact location of gas hydrate and free gas. In the post-stack section seismic amplitudes of the different offsets are combined while in

this study intercept section is used to remove far offset effect and then results of acoustic impedance Inversion of the two sections are compared. In the acoustic impedance of the intercept section, the free gas zone and dual-bottom simulating reflector are observed with high vertical resolution.

**Key words:** Amplitude variations with offset, intercept attribute, acoustic impedance, seismic inversion, free gas, gas hydrate

## ۱ مقدمه

دامنه امواج بازتابی و عبوری به اختلاف خواص فیزیکی در دو طرف مرز (تغییرات نسبت پواسون، سرعت موج تراکمی، سرعت موج برشی، چگالی) و زاویه برخورد موج اولیه بستگی دارد (مک رگر، ۲۰۰۷).

روش AVO روشی است که می‌تواند برای بدست آوردن نسبت پواسون و وجود یا عدم وجود سیال بکار گرفته‌شود، بنابراین باتوجه به نحوه‌ی تغییرات دامنه‌ی بازتاب‌ها با زاویه تابش، خواص الاستیکی و فیزیکی سنگ قابل دستیابی است (اشمیتز و جوکت، ۲۰۰۷). اولین بار زوپریتس (۱۹۱۹) راه‌حل دقیقی برای ضرایب بازتاب و عبوری با زاویه برخورد را برای یک موج تخت پیشنهاد داد (هیلمترن، ۲۰۰۱) که حل دقیق این معادلات امکان پذیر نیست بنابراین به منظور ساده‌سازی از تقریب‌های معادلات زوپریتس استفاده می‌شود که همه‌ی این تقریب‌ها بر این فرض استوارند که

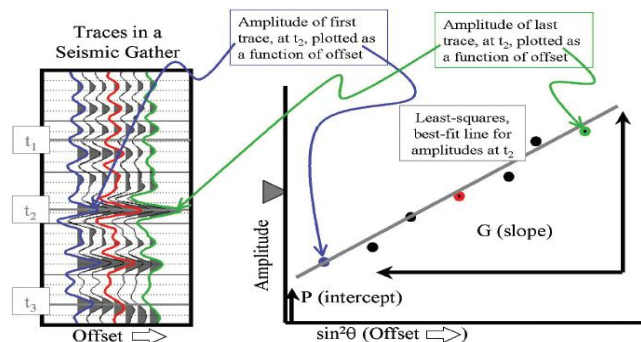
اختلاف خواص الاستیک در بین محیط‌های بازتاب کوچک است بنابراین  $\frac{\Delta V_P}{V_P}$ ،  $\frac{\Delta V_S}{V_S}$  و  $\frac{\Delta \rho}{\rho}$  بسیار کمتر از یک

هستند (آکی و ریچاردز، ۱۹۸۰). از متداول‌ترین تقریب‌ها می‌توان به تقریب آکی و ریچاردز (۱۹۸۰) و شوی (۱۹۸۵) اشاره کرد. شوی (۱۹۸۵) معادلات زوپریتس را برای زوایای کمتر از ۳۰ درجه بصورت زیر نوشت:

$$R(\theta_i) \approx R_p + G \sin^2 \theta_i \quad (1)$$

که  $R_p$  (عرض از مبدا) و  $G$  (گرادیان)، دو نشانگر AVO می‌باشند و از آن‌ها می‌توان برای تقریب ضریب بازتاب موج برشی ( $R_S$ ) استفاده کرد. در عمل عرض از مبدا AVO، ضریب بازتاب نرمال باند محدود را نشان می‌دهد که در مقاطع برانبارش معمولی با استفاده از آن می‌توان نشانگر مقاومت صوتی را استخراج کرد که خود آن غیر مستقیم به تداخل بستگی دارد و گرادیان AVO، تغییرات دامنه با دورافت را نشان می‌دهد که مستقیماً به پارامترهای الاستیک و تغییرات نسبت پواسون بستگی دارد که تغییرات پواسون خود مستقیماً به اشباع سیال وابسته است (اشمیتز و جوکت، ۲۰۰۷).

اگر ضریب بازتاب را برحسب توان دوم سینوس زاویه تابش رسم کنیم، یک خط حاصل می‌شود. شکل (۱) نحوه‌ی بدست آوردن عرض از مبدا و گرادیان برای ردلرزه‌های حاصل از یک نقطه‌ی میانی مشترک (CMP) با استفاده از تحلیل رگرسیون خطی را نشان می‌دهد (یانگ و لاپیکولو، ۲۰۰۵).



شکل ۱. عرض از مبدا و گرادیان برای ردلرزه‌های حاصل از یک نقطه‌ی میانی مشترک (CMP) با استفاده از تحلیل رگرسیون خطی

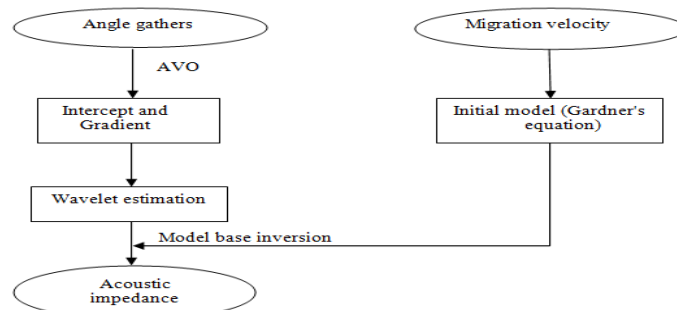
(یانگ و لاپیکولو، ۲۰۰۵).

برای یک ردلرزه‌ی حاصل از مقاطع برانبارش معمولی، مقدار دامنه برای هر زمان، میانگین مقادیر دامنه برای همه‌ی دورافت‌ها می‌باشد که در این روش تغییرات نسبی دامنه با دورافت در نظر گرفته نشده است. در این تحقیق برای

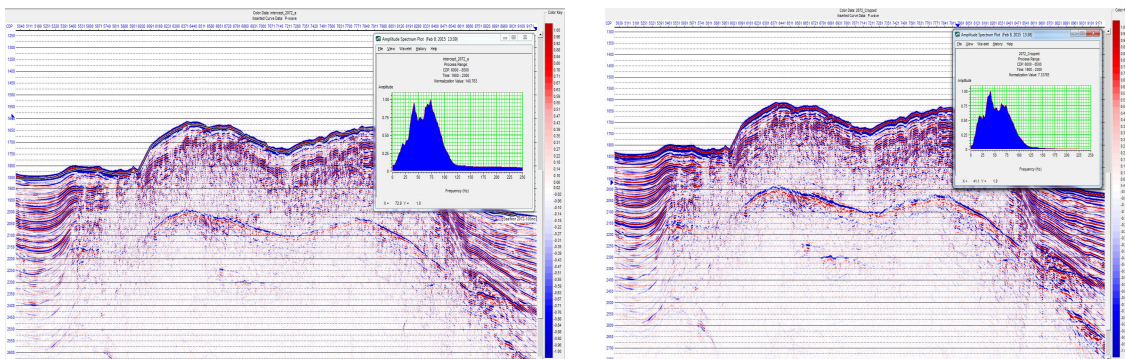
محاسبه‌ی دامنه‌ی یک ردلرزه در زاویه برخورد نرمال، از داده‌های AVO که تغییرات دامنه با زاویه را نشان می‌دهند استفاده شد. زیرا یک مقطع عرض از مبدا با حذف تاثیر دورافت‌های دور می‌تواند مقطع بهتری نسبت به مقطع برانبارش معمولی در زاویه صفر باشد.

## ۲ روش تحقیق

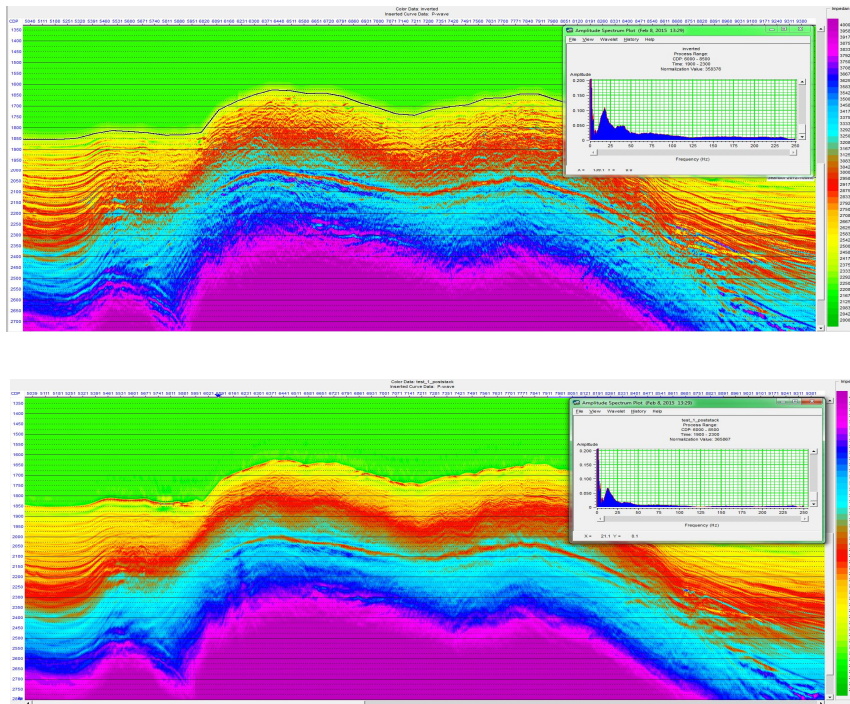
در این تحقیق از داده‌های لرزه‌ای پیش و پس از برانبارش (که تصحیحات لازم به منظور مطالعه دامنه در برابر دورافت قبلاً انجام شده بود) و داده‌های سرعت کوچ لرزه‌ای برای وارون‌سازی (به منظور ساخت مدل اولیه) استفاده شد. ابتدا با استفاده از ردیابی پرتو داده‌ها از حیطة دورافت به حیطة زاویه برده شدند و سپس نشانگرهای عرض از مبدا و گرادیان استخراج گردیدند. با استفاده از استخراج موجک به روش‌های آماری عملیات وارون‌سازی به روش بر مبنای مدل بر روی مقاطع عرض از مبدا و پس از برانبارش معمولی انجام گرفت (شکل ۲). همانطور که در شکل ۳ می‌بینید مقاطع عرض از مبدا دارای محتوای فرکانسی بالاتری (فرکانس غالب ۷۳ هرتز) نسبت به مقاطع برانبارش معمولی (فرکانس غالب ۴۱ هرتز) می‌باشند، بنابراین قدرت تفکیک عمودی بالاتری دارند. علت افزایش قدرت تفکیک و افزایش محتوای فرکانسی مقطع مقاومت صوتی حاصل از مقطع عرض از مبدا نسبت به مقطع برانبارش شده، می‌تواند به دلیل خطای ایجاد شده در نتیجه کشیدگی رخدادها در دورافت‌های بالا بعد از تصحیح پرونراند نرمال و خطای آنالیز سرعت در مقطع برانبارش شده باشد. دلیل دیگر افزایش دامنه بازتاب کننده شبیه‌ساز بستر دریا با افزایش دورافت، در داده‌های مورد مطالعه می‌باشد. مقطع برانبارش معمولی در دورافت صفر، متوسط دامنه‌ها است در حالی که مقطع عرض از مبدا با استفاده از تحلیل رگرسیون خطی یک مقطع دورافت صفر واقعی می‌باشد (شکل ۳). از مقایسه مقاومت صوتی حاصل از این دو مقطع به وضوح می‌توان وجود شبیه ساز دوگانه بستر دریا را مشاهده کرد که در مقاطع لرزه‌ای و همچنین مقاومت صوتی حاصل از برانبارش معمولی دیده نمی‌شود (شکل ۴).



شکل ۲. روند انجام بازیابی مقاومت صوتی با استفاده از وارون‌سازی مقطع عرض از مبدا.



شکل ۳. مقطع عرض از مبدا و مقطع پس از برانبارش. مقطع عرض از مبدا که در آن مقادیر دامنه نسبت به دامنه مقطع پس از برانبارش کوچک‌تر می‌باشد و دارای محتوای فرکانسی بالاتری نسبت به مقطع پس از برانبارش می‌باشد.



شکل ۴. مقایسه مقاومت صوتی حاصل از مقطع عرض از مبدا و پس از برانبارش. در قسمت بالا مقطع مقاومت صوتی حاصل از مقطع عرض از مبدا مشاهده می‌شود که شبیه ساز دوگانه بستر دریا بوضوح دیده شده است و فرکانس غالب آن ۱۷ می‌باشد بنابراین قدرت تفکیک عمودی بالاتری نسبت به مقطع پس از برانبارش در قسمت پایین با فرکانس غالب ۱۳، دارد.

### ۳ نتیجه‌گیری

در این تحقیق مقاطع حاصل از نشانگر AVO (عرض از مبدا) و پس از برانبارش معمولی و وارون‌سازی انجام شده بر روی آن‌ها مورد مقایسه قرار گرفتند. که در آن برای محاسبه دامنه‌ی یک ردلرزه در زاویه برخورد نرمال، از داده‌های AVO که تغییرات دامنه با زاویه را نشان می‌دهند، استفاده شد. مقطع عرض از مبدا با توجه به حذف تاثیر دورافت‌های دور و افزایش باند فرکانسی، مقطع بهتری با قدرت تفکیک عمودی بالاتری نسبت به مقاطع برانبارش معمولی در زاویه صفر ارائه نمود که از آن می‌توان برای شناسایی لایه‌های نازک و بهتر نشان دادن تجمعات گازی که دارای کلاس ۳ آنالیز AVO هستند، استفاده کرد. وارون‌سازی بر پایه مدل اعمال شده بر روی مقطع عرض از مبدا بهبود شناسایی خواص لایه‌ها را با آشکار سازی سطح شبیه ساز دوگانه بستر دریا در داده لرزه‌ای مربوط به هیدرات گازی نشان داد.

### منابع

- Aki, K., and Richardh. P., 1980, Quantitative seismology: Theory and Methods, W. H. Freeman, New York, 1.
- Hilterman, F. J., 2001, Seismic amplitude interpretation: Short Society of Exploration Geophysicists, Distinguished Instructor Series 4.
- McGregor, 2007, A brief review of AVO anomaly classification: Geohorizons, 34-37.
- Schmitz, T., and Jokat, W., 2007, Amplitude versus offset analyses of the deep sedimentary structures at the northern flank of the Porcupine Basin, SW of Ireland: International Journal of Earth Sciences, **96**, 171-184.
- Shuey, R. T., 1985, A simplification of the Zoeppritz equations: Geophysics, **50**, 609-614.
- Young, R. A., and LoPiccolo, R. D., 2003, A comprehensive AVO classification: The Leading Edge, **22**, 1030-1037.
- Zoeppritz, K., 1919, Uber ErdbebenwelleVIIB, On the reflection and propagation of seismic waves: Gottinger Nachrichten, **I**, 66-84.



## Seismic Impedance Inversion in Complex Structures

Ali Gholami,  
Institute of Geophysics, University of Tehran, [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

### Abstract

Acoustic Impedance (AI) inversion allows mapping the seismic reflection data to lithology and hence it plays an important role in reservoir characterization and interpretation of post-stack seismic data. The AI is obtainable from the inversion of the Earth reflectivity series. Efficient deconvolution methods have been developed for recovering the reflectivity series from band-limited post-stack data. However, the existing AI inversion methods often are unstable. Specifically, they fail to generate an acceptable impedance model when dealing with complex structures because of processing the data in a single channel scheme. Calculation of the AI from the reflectivity, when considering the spatial correlation of the impedance parameters, demands solution of a constrained nonlinear inverse problem.

In this paper, I propose an efficient algorithm for solving the non-linear impedance problem in multichannel form with the total-variation (TV) constraint in order to recover impedance maps with blocky structures. This allows stabilizing the impedance models even in very complex structures. Numerical tests using two- and three-dimensional field data confirmed that the proposed algorithm generates more accurate with higher resolution impedance models compared with the conventional methods which are currently used in the industry.

**keywords:** impedance inversion, multichannel processing, reservoir characterization, seismic interpretation.

### Introduction

Acoustic impedance (AI) inversion is a well-known method in the field of exploration seismology. It is of significant interest due to its applicability in seismic interpretation and reservoir characterization. It is also a desirable tool to extract some of the rock-physical properties from the recorded seismic data. It joints the geologic features of the underground layers to the contents of the recorded seismogram.

The AI is usually obtained from the band limited seismogram through two sequential steps of deconvolution and inversion. Most of the work done on the AI inversion is about the deconvolution problem in order to bring its result close to the original reflectivity function as much as possible. Then the generated reflectivity is substituted into one of the standard recursion formula for the discrete and continuous seismic models in order to obtain the acoustic impedance (Berteussen and Ursin, 1983). However, the results of these recursion schemes are sensitive to noise in the data or inaccuracies in the generated reflectivity function (Berteussen and Ursin, 1983). Furthermore, the recursion formula are applied trace-by-trace and thus do not allow regularizing the impedance map in the spatial directions.

In this paper we propose non-linear inversion algorithms to reconstruct three-dimensional (3-D) AI volumes from 3-D seismic reflection data. We first use the robust and automatic multichannel blind deconvolution algorithm proposed by Gholami and Sacchi (2013) to extract the reflectivity section from the data. We then solve the non-linear impedance problem to invert the generated reflectivity model for a regularized AI model. We employ the TV regularization to favour AI models with blocky structures.

The proposed inversion scheme have several advantages: i) it solves the original non-linear impedance problem without approximations. ii) it considers the AI model as a 3-D function and uses multichannel analysis by respecting the spatial and temporal correlation of the parameters. iii) it generates AI models with blocky structures. We use 2-D and 3-D field data to confirm the efficiency and accuracy of the method.

### Theory

The layered earth model leads to the following nonlinear formulas which, in the case of normal incidence, relate the reflection coefficient to the acoustic impedance parameters:

$$r[j] = \frac{z[j+1] - z[j]}{z[j+1] + z[j]} \quad (1)$$

where  $z[j] = \rho[j]v[j]$  refers to the seismic impedance and  $\rho[j]$  and  $v[j]$  are, respectively, the density and velocity of  $j$ th layer. A recorded seismic trace, after some processing steps is modelled as

$$d[i] = \sum r[j]w[i-j], \quad (2)$$

where  $w$  is the source signature at two-way time  $iDt$ , where  $Dt$  denotes the time sample interval. Since  $w$  is independent to the impedance model, having the zero-offset trace  $d$ , AI is usually obtained in two sequential steps: deconvolution, which is solving equation (2) for  $r$  and inversion, which is solving equation (1) for recovering  $z$  from the estimated  $r$ . In this paper, we employ the multichannel blind

deconvolution of Gholami and Sacchi (2013) to estimate the reflectivity series from post-stacked data which are assumed multiple free, zero-offset, and migrated. Then we develop a multichannel regularization method for solving equation (1) by considering uncertainties in the estimated  $r$ .

#### Explicit inversion formula

From equation (1) we have the following explicit recursion formula for computing the impedance parameters

$$z[j+1] = z[1] \prod_{k=1}^j \frac{1+r[k]}{1-r[k]} \quad (3)$$

Assuming the AI  $z[1]$  in the first layer is known these recursions give the impedance model from an estimate of  $r$ . The main disadvantage of these inversion formula is that they are valid only for noise free reflectivity series (Berteussen and Ursin, 1983). In practice,  $r$  is just an estimation of the true reflectivity series and thus the uncertainties in it must be considered when inverted for a reasonable AI. We provide a way for regularizing the solution of equation (1).

#### TV-based regularized inversion

Equation (1) in matrix form reads as:

$$Dz = \text{diag}(r)D^+z, \quad (4)$$

where  $D$  is the first order difference operator and  $D^+$  is a matrix with 1 on its main and first diagonals and 0 elsewhere. It is possible to obtain a solution to (4) by the following iterative algorithm

$$\begin{cases} \text{solve } Dz^{k+1} = r^k, \\ \text{set } r^{k+1} = \text{diag}(r)D^+z^{k+1}, \end{cases} \quad (5)$$

where  $z^k$  is the impedance model at step  $k$ . The algorithm is started with  $r^0 = r$  and iterated until the relative change in the iterates is determined to be sufficiently small. Since  $D$  is a difference matrix it removes the mean value of the model and thus the solution to  $Dz=r^k$  can get negative values. Therefore, we propose the following optimization problem for estimating the impedance model at each iteration:

$$z^{k+1} := \arg \min_{z \in \mathcal{P}} \|z\|_{TV} \quad \text{subject to} \quad \|Dz - r^k\|_2^2 \leq \varepsilon, \quad (6)$$

where  $P$  is an admissible set of impedance models. We call algorithm (5) with (6) TV-RDM which stands for TV-based regularized solution of the discrete earth model. Algorithm TV-RDM can be generalized for treating multidimensional data sets.

### **Numerical examples**

An inline from the OpecdTect's F3 demo data-set, shown in Figure 1a, has been used for 2-D field data example. A part of the data between two horizons, indicated by black lines in Figure 1a, was inverted

by TV-RDM and the estimated AI is shown in Figure 1b. The corresponding AI provided by OpecdTect is also shown in Figure 1c for comparison. It is clearly seen from Figures 1b and 1c that TV-RDM generated more accurate AI model. Note to the gas chimney indicated by ellipses. Figure 1b shows a low impedance along the chimney but Figure 1c shows an increase in the impedance value along the chimney at deeper regions. Furthermore, Figure 1c is rather smooth but the model in Figure 1b provides more detailed information.

A field seismic data volume has also been used to show the performance of 3-D version of the proposed method. The volume consists of 10000 traces (100 inlines and 100 crosslines) each having 360 time samples (Figure 2a). The volume is cut to show a time horizon where a channel exists. The data was deconvolved blindly using the 3-D deconvolution method of Gholami and Sacchi (2013) and then inverted via TV-RDM. The total time for inverting the data cube was 50 seconds and the resulting AI model is shown in Figure 2b. As seen, the channel is clearly resolved with high resolution in the AI model while its continuity and edges can not be seen in the original data. Furthermore, the generated AI model is quite blocky with sharp transitions between adjacent impedance layers.

### **Conclusions**

An algorithm was developed for non-linear seismic reflectivity inversion based on TV regularization. We used the discrete (layered) earth model for reflectivity function and solved the corresponding non-linear inverse problem. The performance of the proposed method was tested using two- and three-dimensional field data. The results confirmed that the proposed methods successfully generate blocky AI models.

### **References**

- Berteussen, K.A. and Ursin, B. [1983] Approximate computation from seismic data. *Geophysics*, 48(10), 1351–1358.
- Foster, M. [1975] Transmission effects in the continuous one-dimensional seismic model. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 42, 519–527.
- Gholami, A. and Sacchi, M.D. [2013] Fast 3D blind seismic deconvolution via constrained total variation and GCV. *SIAM J. Imag. Sci.*, 6(4), 2350–2369.
- Goldstein, T. and Osher, S. [2009] The split bregman method for  $l_1$  regularized problems. *SIAM J. Imag. Sci.*, 2(2), 323–343.

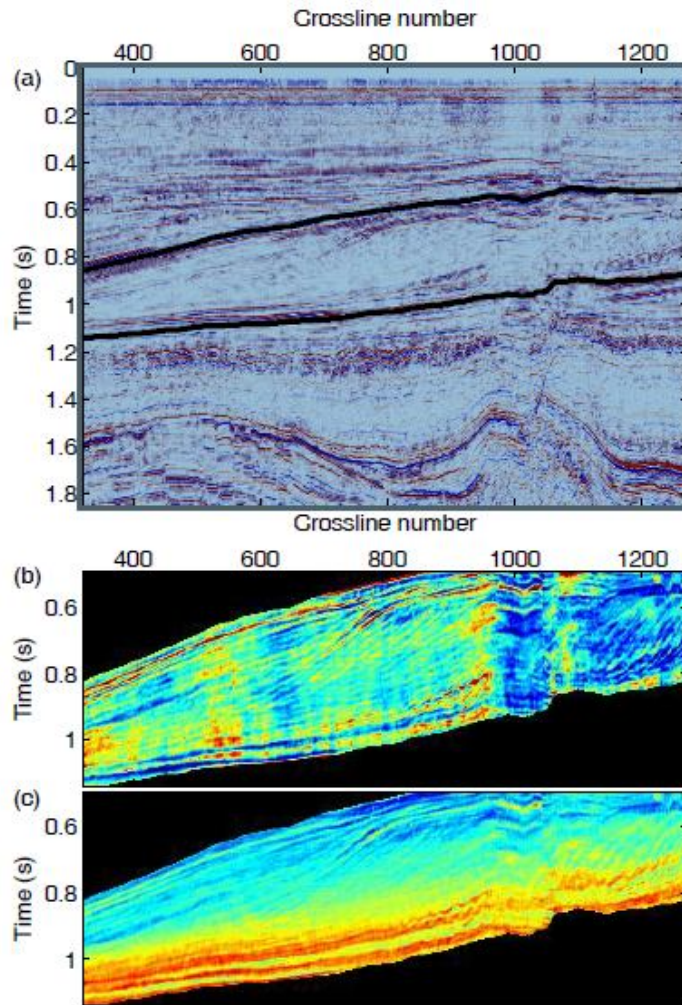


Figure 1 (a) An inline of the OpecdTect’s F3 demo data-set. A part of the data between two horizons, indicated by black lines, was inverted by TV-RDM and the estimated AI is shown in (b). (c) the estimated AI by OpendTect. Note to the gas chimney around CMP number 700, indicated by green ellipses. The blue shows low impedance and purple shows high impedance.

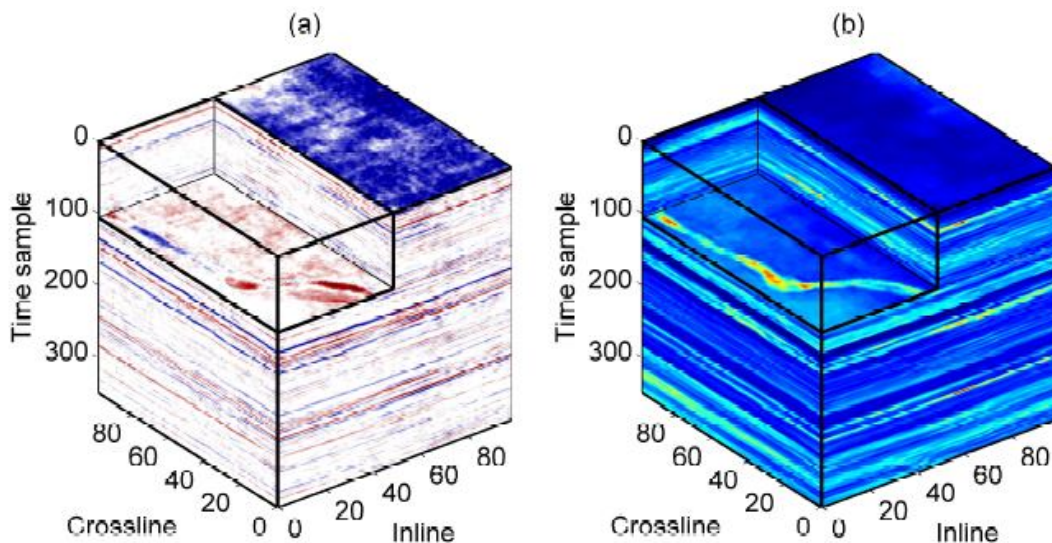


Figure 2. A field seismic data cube (a) and the corresponding AI cube (b) generated via TV-RDM. The blue shows low value and purple shows high value.

## A Fast and Accurate Velocity Analysis Algorithm

Shahriar Khas Ahmadi<sup>1</sup>, Ali Gholami<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*M.Sc. student, Institute of Geophysics, University of Tehran, [sh.khasahmadi@ut.ac.ir](mailto:sh.khasahmadi@ut.ac.ir)*

<sup>2</sup>*Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)*

### ABSTRACT

Velocity analysis is probably the most critical stage of processing flow since it is an initial interpretation of the data. However, it is still one of the most time consuming parts of seismic processing. Conventional velocity scan method is performed by measuring energy along hyperbolic paths for a range of velocities. For a two dimensional data it runs in complexity  $O(N^3)$  which will be computationally expensive for data of dimension  $N$  when  $N$  is large. Here we provide the butterfly algorithm as an alternative method which will lead to speed up of several orders of magnitude,  $O(N^2 \log N)$ .

**Keywords:** Velocity analysis, butterfly algorithm, fast algorithms.

### INTRODUCTION

Estimation a sufficiently accurate velocity model is one of the main challenges in seismic imaging. Any prestack depth imaging technique depends on some kind of Green's function evaluated in the velocity model so knowledge of this model is essential. However, it is one of the relatively time consuming stages and often carried out several times during processing resulting in an iterative improvement of velocity estimation.

Time variant velocity stack operators were introduced for multiple suppression and velocity processing (Thorson and Claerbout, 1985). This operator, for each hyperbolic event in CMP gather, for an infinite aperture array, provides a point in the velocity space. Since, data in the CMP or CDP gathers can be modeled as a superposition of hyperbolas, these kind of operators can be used to map the data from offset-time domain to velocity-time or slowness-time domains (Yilmaz, 2001)(Sacchi and Ulrych, 1995). It is worth mentioning that velocity scan can also be implemented using time invariant parabolic radon transform for which solving several small problems, one at each frequency, leads to the velocity panel fast enough. Nevertheless, as it is clear, this time invariance is achieved by means of approximation so it might not properly satisfy the travel times especially at far offsets (Sacchi, 2002).

This time integration, in the case of equal number of time, offset and velocity samples,  $N$ , runs in a complexity  $O(N^3)$  which soon will be a problem in large-size seismic data. As opposed to this costly velocity scan, a fast butterfly algorithm can provide an accurate velocity panel in only  $O(N^2 \log N)$  operations in a 2D seismic data. In this algorithm  $N$  depends on the range of parameters, frequency and offset in data space and slowness and intercept time in model space. The idea is to reformulate the integral transform into an oscillatory integral operator and use the butterfly algorithm developed for Fourier integral operator.

## METHODOLOGY

Consider  $d(t, h)$  as a function of time and offset in data domain. Then  $t^2 = t_0^2 + p^2 h^2$  will be a hyperbolic trajectory in data domain with slowness  $p$  and intercept time  $t_0$ . A time variant hyperbolic radon transform can transform data from offset-time domain to slowness-intercept time domain,  $(Rd)(\tau, p)$  (Thorson and Clearbout, 1985) though

$$(Rd)(\tau, p) = \int d(\sqrt{\tau^2 + p^2 h^2}, h) dh \quad (1)$$

After taking Fourier transform and discretization, one obtains

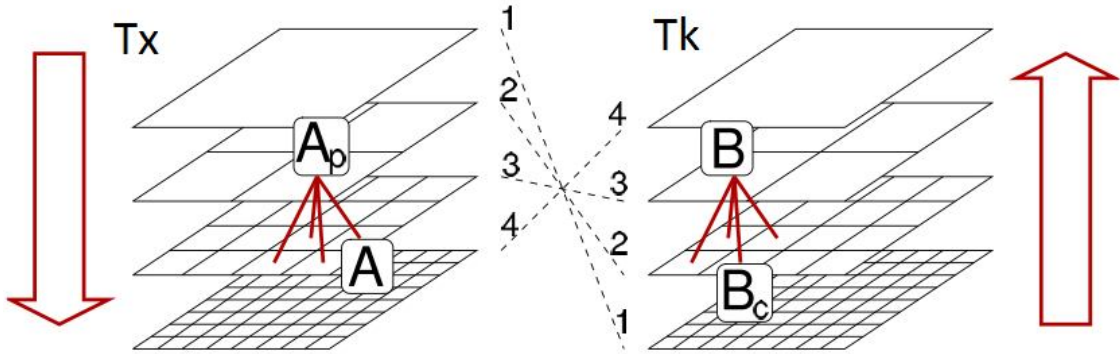
$$(Rd)(\tau, p) = \sum_{\omega, h} e^{2\pi i \omega \sqrt{\tau^2 + p^2 h^2}} \hat{d}(\omega, h) \quad (2)$$

Where  $\hat{d}(\omega, h)$  is the Fourier transform of  $d(t, h)$ . The equation (2) can be assumed as a discretized form of Fourier integral operator for which its fast computation is introduced by Candes et. al. (2009). For more mathematical details readers are referred there.

For simplicity, a linear transformation maps  $(\tau, p)$  to  $x = (x_1, x_2)$  and  $(\omega, h)$  to  $k = (k_1, k_2)$  so they will be in  $[0, 1]^2$ . By defining  $f(k) = \hat{d}(\omega(k_1), h(k_2))$ ,  $u(x) = (Rd)(\tau(x_1), p(x_2))$  equation (2) becomes

$$u(x) = \sum e^{2\pi i \Phi(x, k)} f(k) \quad (3)$$

Where  $\Phi(x, k) = \omega(k_1) \sqrt{\tau(x_1)^2 + p(x_2)^2 h(k_2)^2}$ . A low rank approximation of the kernel  $e^{2\pi i \Phi(x, k)}$  can be obtained if properly restricted to subdomains in  $x$  and  $k$ . So by constructing a quad tree structure on  $x$  and  $k$  variables, the butterfly algorithm can be used to approximate the partial sum in equation (3) (J. Hu et al, 2013). The tree on  $x$  variable,  $T_x$ , has its root box at level 0 and is built by recursive dyadic partitioning until level  $L = \log N$ . The tree on  $k$  side,  $T_k$ , is built similarly but in opposite direction.



**Figure 1.** The two quad trees structure in butterfly scheme (L. Demanet et. al., 2011)

The butterfly algorithm can be done in five major steps (J. Hu et. al., 2013):

1. **Initialization:** at this step, the sources located at points  $k$  are redistributed to equivalent sources located at new points on a 2D Chebyshev grid,  $k_t^B$ . Using these equivalent sources, a new  $u(x)$  is computed for each box at  $x$  and  $k$  sides, we call them  $\delta^{AB}$  s. These equivalent sources are going to be updated.

$$\delta_t^{AB} = e^{-2\pi i \Phi(x_0(A), k_t^B)} \sum L_t^B(k) e^{2\pi i \Phi(x_0(A), k)} g(k) \quad (4)$$

2. **Recursion:** at the next levels of the quad tree until the middle level, for each box  $A$  and  $B$ , the  $\delta^{AB}$  s are updated. This is done using the available sources from the

previous level.

$$\delta_t^{AB} = e^{-2\pi i\Phi(x_0(A),k_t^B)} \sum_c \sum L_t^B(k_t^{Bc}) e^{2\pi i\Phi(x_0(A),k_t^{Bc})} \delta_t^{ApBc} \quad (5)$$

3. *Switch*: at the middle level, equivalent sources at Chebyshev points at side  $k$  switch to Chebyshev points at side  $x, x_t^A$ .

$$\delta_t^{AB} = \sum_s e^{2\pi i\Phi(x_t^A, k_s^B)} \delta_s^{AB} \quad (6)$$

4. *Recursion*: this step is similar to step 2.

$$\delta_t^{AB} = \sum_c e^{2\pi i\Phi(x_t^A, k_0(Bc))} \sum L_t^{Ap}(x_t^A) e^{-2\pi i\Phi(x_t^{Ap}, k_0(Bc))} \delta_t^{ApBc} \quad (7)$$

5. *Termination*: At the last level of the quad tree, for each box  $A$  and  $B$ , the equivalent sources,  $\delta^{AB}$  s, located at Chebyshev grid at side  $x$  are transformed to original points  $x$ .

$$u(x) = e^{2\pi i\Phi(x, k_0(B))} \sum L_t^A(x) e^{-2\pi i\Phi(x_t^A, k_0(B))} \delta_t^{AB} \quad (8)$$

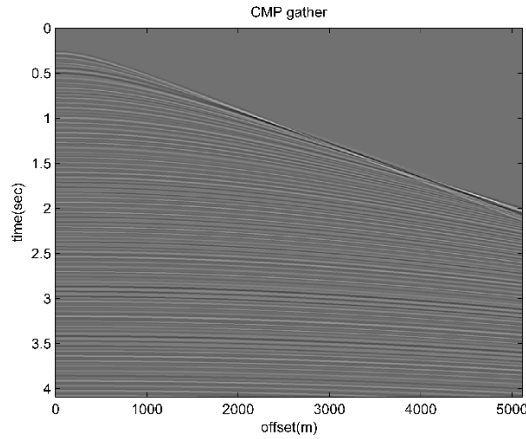
Where  $k_0(B)$  and  $x_0(A)$  are centers of boxed  $B$  and  $A$  respectively.

$L_t^B(k)$  is a 2D Lagrange interpolation defined on Chebyshev grid

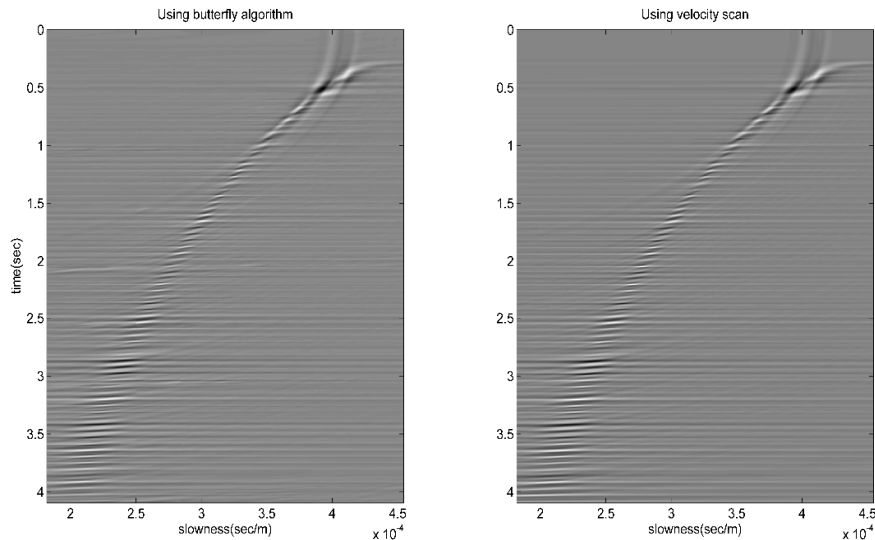
$$L_t^B(k) = \left( \prod_{s1 \neq t1} \frac{k_1 - k_{s1}^B}{k_{t1}^B - k_{s1}^B} \right) \left( \prod_{s2 \neq t2} \frac{k_2 - k_{s2}^B}{k_{t2}^B - k_{s2}^B} \right)$$

## NUMERICAL RESULT

To analyze the efficiency of the algorithm, we build a velocity model using butterfly algorithm and to check the result we compare it with the conventional velocity scan. The synthetic CMP gather has 1024 time samples and 1024 offset samples.



**Figure 2.** CMP gather,  $N_t=1024$ ,  $N_h=1024$ ,  $dt=.004$  sec and  $dx=5m$



**Figure 3.** Velocity model using butterfly algorithm, in 3.1 seconds and conventional velocity scan, in 108.6 seconds.  $N_t=1024$  and  $N_p=1024$ , number of Chebyshev grid points in each direction is 11.

As it can be seen figure (3), the results obtained for both methods are the same. The number of chebyshev points in each direction is 11. The computation time for conventional velocity scan is 108.6 seconds and for butterfly algorithm is 3.1 seconds which is almost 34 times faster.

## CONCLUSION

Obtaining an accurate velocity estimation is a necessary stage in seismic processing flow. But velocity scan is one of the most time consuming steps in the flow. In this paper, we proposed an efficient algorithm based on the butterfly algorithm to build the velocity panel. The computation complexity of the algorithm is proportional to  $N^2 \log N$  for an  $N \times N$  data set in comparison with the conventional velocity scan method whose complexity is  $O(N^3)$ . Numerical example using a large size data of dimension  $N=1024$  confirmed that the butterfly algorithm had the same result as conventional velocity scan method. But, as opposed to the conventional method which ran in 108.6 seconds, the butterfly algorithm took only 3.1 seconds which has been almost 34 times faster.

## REFERENCES

- E. J. Candes, L. Demanet, L. Ying, 2009, A Fast Butterfly Algorithm for the Computation of Fourier Integral Operators, *Multiscale Modeling and Simulation*, 7, 1727-1750.
- J. Hu, S. Fomel, L. Demanet and L. Ying, 2013, A fast butterfly algorithm for generalized Radon transforms, *Geophysics*, 78, no. 4.
- J. R. Thorson, J. F. Claerbout, 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion, *Geophysics*, 50, 2043-2054.
- L. Dimanet, M. Ferrara, N. Maxwell, J. Poulson, and L. Ying, 2011, A butterfly algorithm for synthetic aperture radar imaging, *SIAM*, 5, 203-243.
- M. D. Sacchi, 2002, *Statistical and Transform Methods in Geophysical Signal Processing*.
- M. D. Sachhi and T. J. Ulrych, 1995, High-resolution velocity gathers and offset space reconstruction, *Geophysics*, vol. 60, No. 4.
- O. Yilmaz, 2001, *Seismic Data Analysis, Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, 2<sup>nd</sup> edition.



## استفاده از روش مدل سازی مرتبه کاهیده برای مهاجرت زمان معکوس

هادی مهدوی بصیر<sup>۱</sup>، عبدالرحیم جواهریان<sup>۲،۳</sup>، ظاهر حسین شمالی<sup>۳</sup>، روح الله دهقانی فیروزآبادی<sup>۴</sup>، امین رحیمی دلخانی<sup>۵</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [basir.m@aut.ac.ir](mailto:basir.m@aut.ac.ir)

<sup>۲</sup> دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [javaherian@aut.ac.ir](mailto:javaherian@aut.ac.ir)

<sup>۳</sup> موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، [shomali@ut.ac.ir](mailto:shomali@ut.ac.ir)

<sup>۴</sup> دانشکده هوافضا، دانشگاه صنعتی شریف، [firouzabadi@sharif.edu](mailto:firouzabadi@sharif.edu)

<sup>۵</sup> دانش‌آموخته دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [aminrahimi@aut.ac.ir](mailto:aminrahimi@aut.ac.ir)

### چکیده

مهاجرت عمقی مقاطع لرزه‌ای از اهمیت ویژه‌ای در پردازش داده‌های لرزه‌ای و اکتشاف منابع هیدروکربوری برخوردار است. در میان روش‌های موجود برای مهاجرت عمقی مقاطع لرزه‌ای، روش مهاجرت زمان معکوس به دلیل توانایی در پردازش و مهاجرت محیط‌هایی با زمین‌شناسی پیچیده، بسیار مورد توجه قرار گرفته است. یکی از چالش‌های مهم روش مهاجرت زمان معکوس، حجم محاسبات بسیار زیاد آن است که کاربرد آن را با محدودیت همراه کرده است. در این تحقیق، روش مدل‌سازی مرتبه کاهیده به منظور کاهش حجم محاسبات مورد بررسی قرار گرفته است. در این مقاله قسمتی از مدل سرعتی SEG/EAGE برای مهاجرت زمان معکوس مورد استفاده قرار است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که استفاده از روش مدل‌سازی مرتبه کاهیده می‌تواند با حفظ کیفیت داده‌ها، حجم محاسبات را به میزان زیادی کاهش دهد.

**واژه‌های کلیدی:** مهاجرت زمان معکوس، مدل‌سازی مرتبه کاهیده، مهاجرت عمقی پیش از برانبارش، تصویرسازی داده‌های لرزه‌ای

## Using reduced order modeling for reverse time migration

Hadi Mahdavi Basir<sup>1</sup>, Abdolrahim Javaherian<sup>2,3</sup>, Zaher Hossain Shomali<sup>3</sup>,  
Rohollah Dehghani Firouzabadi<sup>4</sup>, Amin Rahimi Dalkhani<sup>5</sup>

<sup>1</sup> PhD student, Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>2</sup> Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>3</sup> Institute of Geophysics, University of Tehran

<sup>4</sup> Department of Aerospace Engineering, Sharif University of Technology

<sup>5</sup> Alumni, Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

### Abstract

Depth migration of seismic data is very important in seismic processing and exploration of hydrocarbon resources. Among existence methods for depth migration, reverse time migration has ability to handle geologically complex environment successfully. Main challenge of the reverse time migration is its expensive computational requirement. In this research, reduced order modeling is used to reduce the computation cost. In this paper, some part of SEG/EAGE velocity model is used for the reverse time migration. The results show that the reduced order modeling can reduce the computational cost while preserve the quality.

**Key words:** reverse time migration, reduced order modeling, pre-stack depth migration

## ۱ مقدمه

تهیه مقاطع لرزه‌ای مهاجرت داده‌شده عمقی، در اکتشاف منابع هیدروکربوری و کاهش ریسک حفاری اهمیت ویژه‌ای دارد. روش‌های مختلفی برای مهاجرت عمقی پیش از برانبارش وجود دارد. در این میان به‌جز روش مهاجرت زمان معکوس که از لحاظ نظری محدودیت خاصی ندارد، بقیه روش‌ها دارای محدودیت‌هایی هستند. از جمله این محدودیت‌ها می‌توان به محدودیت در محیط‌هایی که دارای تغییرات جانبی سرعت شدید هستند و یا محیط‌هایی با لایه‌های شیب زیاد اشاره کرد. روش مهاجرت زمان معکوس یا روش معادله موج دوطرفه از حل کامل معادله موج استفاده می‌کند و به همین دلیل در بسیاری از محیط‌ها و ساختارهای پیچیده الگوریتم تصویرسازی برتر شناخته می‌شود. این روش می‌تواند شیب‌های زیاد، تغییرات جانبی سرعت، امواج برگشتی و زمان رسیدن‌های چندگانه را مهاجرت داده و تصویر مناسبی از زیر زمین فراهم آورد.

یکی از محدودیت‌های اصلی روش مهاجرت زمان معکوس حجم محاسبات بسیار بالای آن است که باعث می‌شود این روش به حافظه بالا و پردازنده‌هایی با قدرت بالا نیاز باشد. برخی از محققین روش‌هایی برای کاهش حجم محاسبات پیشنهاد دادند. لیو و همکاران (۲۰۱۰) استفاده از روش تفاضل محدود با مرتبه بالا و استفاده از واحد پردازنده گرافیکی را برای مهاجرت زمان معکوس پیش برانبارش پیشنهاد دادند. تسمر (۲۰۱۱) استفاده از یک روش جدید تفاضل محدود برای بهبود کارایی مهاجرت زمان معکوس را پیشنهاد داد. دای و شوستر (۲۰۱۳) استفاده از روش چشمه صفحه‌ای را برای این منظور پیشنهاد دادند. مهدوی بصیر و همکاران (۱۳۹۳) کاهش زمان مدل‌سازی را به‌منظور کاهش حجم محاسبات بررسی کردند.

یکی از راه‌هایی که برای کاهش هزینه محاسبات مدل‌سازی میدان موج پیشنهاد شده است، روش مدل‌سازی مرتبه کاهیده یا کاهش مرتبه مدل است. مدل‌سازی مرتبه کاهیده مجموعه‌ای از روش‌ها را در برمی‌گیرد که میزان درجه آزادی را در یک سیستم بزرگ مقیاس کاهش می‌دهد. مدل‌سازی مرتبه کاهیده برای تبدیل یک سیستم دینامیک با ابعاد بزرگ به یک سیستم بسیار کوچک‌تر آن، از پایه‌های متعامد استفاده می‌کند. برخی از این روش‌ها به‌طور موفقیت‌آمیزی در مباحث الکترونیک، مکانیک سیالات، مخابرات، کنترل و جریان سیال در محیط متخلخل به کار گرفته شده‌اند. اما در مقابل، برای مدل‌سازی میدان موج در حیطه زمان کار قابل توجهی در استفاده از این روش‌ها صورت نگرفته است. از معدود کارهایی که در این زمینه انجام شده است می‌توان به کار پیرا و کائلین (۲۰۰۸) اشاره کرد که بر اساس محاسبه مقادیر تجزیه منفرد حاصل از شبیه‌سازی دقیق انتشار موج است. در مطالعه حاضر، یک روش جدید مدل‌سازی مرتبه کاهیده که بر اساس مقادیر بسامدهای طبیعی مدل است ارائه و بررسی شده است.

## ۲ تئوری

معادله موج صوتی اسکالر دوبعدی را می‌توان با رابطه (۱) نشان داد:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = c^2 \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + F, \quad (1)$$

که  $u$  جابجایی و  $c$  سرعت انتشار موج طولی در محیط و  $F$  نیروی خارجی است. این رابطه را می‌توان با روش‌هایی مانند المان محدود گسسته‌سازی مکانی کرد. پس از گسسته‌سازی مکانی این رابطه و با صرف نظر کردن از عبارت‌های میرایی و نیروی خارجی، رابطه زیر حاصل می‌شود (پیرا و کائلین، ۲۰۰۸):

$$\mathbf{M}\ddot{u} + \mathbf{K}u = 0, \quad (2)$$

که  $\mathbf{M}$  ماتریس جرم و  $\mathbf{K}$  ماتریس سختی نامیده می‌شود. با تبدیل فوریه از این معادله خواهیم داشت:

$$[\mathbf{K} - \omega^2 \mathbf{M}] \phi = 0, \quad (3)$$

این معادله، یک مسئله مقادیر ویژه است. این مسئله زمانی جواب غیر صفر خواهد داشت که دترمینان ماتریس ضرایب صفر باشد؛ بنابراین مسئله به حل معادله زیر تبدیل می‌شود:

$$|\mathbf{K} - \lambda \mathbf{M}| = 0, \quad (4)$$

که ریشه‌های این معادله را مقادیر ویژه ماتریس ( $\lambda$ ) گویند که به ازای هر کدام از مقادیر ویژه ( $\lambda_i$ )، رابطه (۳) یک پاسخ ( $\phi_i$ ) خواهد داشت. این پاسخ‌ها را بردارهای ویژه ماتریس یا مودهای طبیعی سیستم دینامیکی گویند. در صورتی که بردارهای ویژه در یک ماتریس قرار گیرند به آن، ماتریس طیفی گویند. این ماتریس دارای خاصیت تعامد است (پیرا و کائلین ۲۰۰۸)؛ یعنی:

$$\Phi_n^T \mathbf{M} \Phi_m = \delta \quad \text{و} \quad \Phi_n^T \mathbf{K} \Phi_m = \delta \quad (۵)$$

که  $\delta$  دلتای کرانکر است. بنابراین دو ماتریس زیر تک قطری خواهند شد:

$$\mathbf{m} = \Phi_n^T \mathbf{M} \Phi_m \quad \text{و} \quad \mathbf{k} = \Phi_n^T \mathbf{K} \Phi_m \quad (۶)$$

بنابراین با فرض  $\mathbf{u} = \phi e^{i\omega t} = \phi q$ ، رابطه (۲) به شکل زیر تبدیل می‌شود:

$$\mathbf{M} \Phi \ddot{\mathbf{q}} + \mathbf{K} \Phi \mathbf{q} = 0 \quad (۷)$$

در صورتی که طرفین این معادله در  $\Phi^T$  ضرب شوند خواهیم داشت:

$$\Phi^T \mathbf{M} \Phi \ddot{\mathbf{q}} + \Phi^T \mathbf{K} \Phi \mathbf{q} = 0 \quad (۸)$$

که با توجه به رابطه (۶) به صورت زیر قابل بازنویسی است:

$$\mathbf{m} \ddot{\mathbf{q}} + \mathbf{k} \mathbf{q} = 0 \quad (۹)$$

که هر دو ماتریس  $\mathbf{m}$  و  $\mathbf{k}$  تک قطری خواهند بود. با توجه به رابطه  $\lambda = \omega^2$ ، به ازای هر مقدار ویژه یک بسامد ( $\omega$ ) نیز به دست می‌آید که به آن‌ها بسامدهای طبیعی سیستم دینامیکی مورد نظر می‌گویند. تعداد مقادیر ویژه و بسامدهای طبیعی سیستم به اندازه درجه آزادی سیستم ( $N$ ) است. با توجه به پهنای باند بسامدی موجک مورد استفاده در شبیه‌سازی، به تمام بسامدهای طبیعی سیستم نیاز نیست و با تعداد بسیار کمتری از بسامدهای طبیعی سیستم نیز می‌توان با دقت مناسبی انتشار موج در محیط را شبیه‌سازی کرد. بنابراین با انتخاب  $P$  بسامد طبیعی، یک دستگاه با  $P$  معادله دیفرانسیلی مجزا و تک‌متغیری خواهیم داشت که حل آن بسیار سریع‌تر و آسان‌تر است؛ بنابراین می‌توان نوشت:

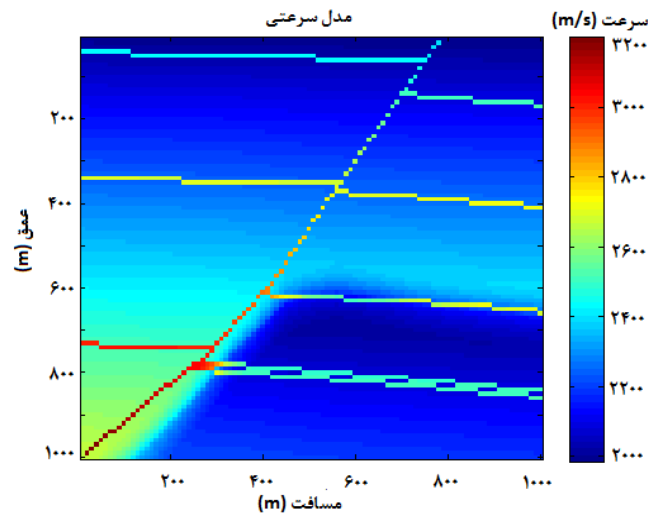
$$[\Phi_{(N \times P)}]^T \mathbf{K}_{(N \times N)} [\Phi_{(N \times P)}] \mathbf{q}_{(P \times 1)} + [\Phi_{(N \times P)}]^T \mathbf{M}_{(N \times N)} [\Phi_{(N \times P)}] \mathbf{q}_{(P \times 1)} = [\Phi_{(N \times P)}]^T \mathbf{F}_{(N \times 1)} \quad (۱۰)$$

### ۳ مدل مصنوعی

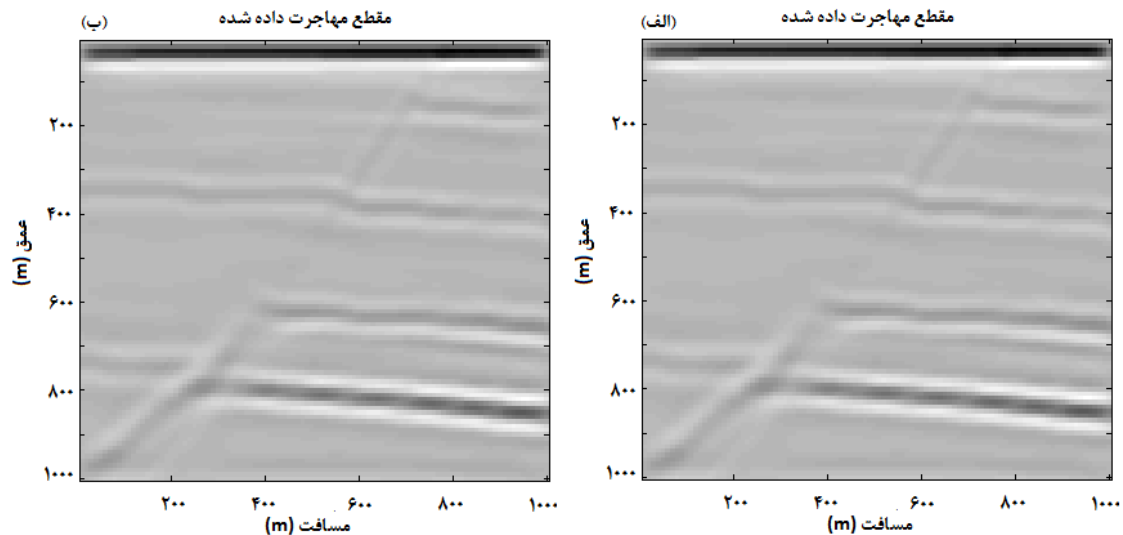
در این تحقیق، یک قسمت از مدل سرعتی SEG/EAGE (شکل ۱) مورد استفاده قرار گرفت. در این مدل، فاصله گره‌ها در راستای افقی و در راستای عمقی و نیز فاصله بین گیرنده‌ها و فاصله بین چشمه‌ها ۱۰ متر است. مهاجرت زمان معکوس با دو روش المان محدود مرتبه ۴ و مدل‌سازی مرتبه کاهیده (با انتخاب ۱۰۰۰ بسامد طبیعی) انجام گرفته است. شکل ۲ نتایج حاصل از مهاجرت زمان معکوس به این دو روش را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، نتایج به دست آمده بسیار مشابه است و هر دو روش به خوبی توانسته‌اند ساختارهای زیرزمین را به تصویر بکشند. جدول ۱ نیز زمان انجام محاسبات در هر دو روش را نشان می‌دهد. هر چند زمان مهاجرت زمان معکوس یک برداشت چشمه مشترک در روش مدل‌سازی مرتبه کاهیده بیشتر است ولی با افزایش تعداد برداشت‌ها، زمان انجام مهاجرت زمان معکوس با این روش کاهش چشمگیری دارد و نزدیک به ۲۰ برابر کاهش یافته است. مدل‌سازی مرتبه کاهیده در مواردی مانند مهاجرت زمان معکوس که مدل‌سازی‌ها باید به دفعات زیاد تکرار شود، کارایی بسیار خوبی دارد. هر چقدر تعداد مدل‌سازی‌ها و یا زمان مدل‌سازی بیشتر شود، کارایی این روش نیز افزایش می‌یابد.

جدول ۱. زمان انجام مهاجرت زمان معکوس با استفاده از روش‌های المان محدود و مدل‌سازی مرتبه کاهیده.

روش حل	یک برداشت چشمه مشترک (ثانیه)	۱۰۰ برداشت چشمه مشترک (ثانیه)
المان محدود	۶۱۰	۵۹۹۱۳
مدل‌سازی مرتبه کاهیده	۱۳۵۲	۲۸۹۳



شکل ۱. قسمتی از مدل سرعتی SEG/EAGE که در این مطالعه استفاده شده است.



شکل ۲. مقطع مهاجرت داده شده با استفاده از روش: (الف) المان محدود، (ب) مدل سازی مرتبه کاهیده.

#### ۴ نتیجه گیری

مقایسه نتایج حاصل از مهاجرت زمان معکوس به دو روش المان محدود و روش مدل سازی مرتبه کاهیده نشان می دهد که روش مدل سازی مرتبه کاهیده به خوبی توانسته است حجم محاسبات مهاجرت زمان معکوس را به طور چشمگیری کاهش دهد. همچنین این روش توانسته است ساختارهای زیرزمین را به خوبی به تصویر بکشد و کیفیت مقاطع مهاجرت داده شده را به طور قابل قبولی حفظ کند. با استفاده از این روش سرعت انجام محاسبات چندین برابر افزایش یافته است.

#### منابع

- مهدوی بصیر، ه.، جواهریان، ع.، و شمالی، ظ. ح.، ۱۳۹۳، کاهش حجم محاسبات و زمان مدل سازی در مهاجرت پیش از برانبارش زمان معکوس (RTM): شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران، اردیبهشت ۹۳.
- Liu, H. W., Li, B., Liu, H., Tong, X. L., and Liu, Q., 2010, The algorithm of high order finite difference pre-stack reverse time migration and GPU implementation: Chinese Journal of Geophysics, **53**, 600-610.
- Dai, W., and Schuster, G. T., 2013, Plane-wave least-squares reverse-time migration: Geophysics, **78**, S165-S177.
- Pereyra, V., and B. Kaelin, 2008, Fast wave propagation by model order reduction: Electronic Transactions on Numerical Analysis, **30**, 406-419.
- Tessmer, E., 2011, Using the rapid expansion method for accurate time-stepping in modeling and reverse-time migration: Geophysics, **76**, S177-S185.

## شبیه‌سازی انتشار امواج الاستیک در زمین با استفاده از روش اجزا محدود طیفی

محمدجواد معزی<sup>۱</sup>، هاشم مظاهری<sup>۲</sup>، رضا نقدآبادی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شریف، دانشکده مهندسی مکانیک، [mj.moezzi@yahoo.com](mailto:mj.moezzi@yahoo.com)

<sup>۲</sup> دانشجوی دکترا، دانشگاه صنعتی شریف، دانشکده مهندسی مکانیک، [hashem.mazaheri@gmail.com](mailto:hashem.mazaheri@gmail.com)

<sup>۳</sup> استاد، دانشگاه صنعتی شریف، دانشکده مهندسی مکانیک، [naghdabd@sharif.edu](mailto:naghdabd@sharif.edu)

### چکیده

در این مقاله شبیه‌سازی انتشار امواج در محیط نیمه بینهایت زمین به روش اجزا محدود طیفی انجام شده است. در روش اجزا محدود طیفی به دلیل استفاده از چندجمله‌ای‌های مرتبه بالا، دقت شبیه‌سازی عددی بسیار بالا است. همچنین با توجه به بزرگ بودن مدل نیمه بینهایت، با استفاده از این روش ماتریس جرم سیستم قطری می‌شود که منجر به افزایش قابل توجه بازده محاسباتی این روش نسبت به روش اجزا محدود می‌گردد. در این مقاله، به منظور شبیه‌سازی مدل نیمه بینهایت از مرز جاذب مرتبه اول استفاده شده است. استفاده از این نوع جاذب نیز موجب خروج بخش زیادی از انرژی موج از مرزهای مدل و بهبود شبیه‌سازی مدل نیمه بینهایت خواهد شد. **واژه‌های کلیدی:** اجزا محدود طیفی، انتشار موج، مرز جاذب مرتبه اول، گسل معکوس

## Simulation of wave propagation in reverse fault by using spectral element method

Mohammad Javad Moezzi<sup>1</sup>, Hashem Mazaheri<sup>2</sup>, Reza Naghdabadi<sup>3</sup>

<sup>1</sup> M.Sc. student, Sharif University of Technology, Mechanical Engineering Department

<sup>2</sup> Ph.D student, Sharif University of Technology, Mechanical Engineering Department

<sup>3</sup> Professor, Sharif University of Technology, Mechanical Engineering Department

### Abstract

In this paper, simulation of the wave propagation in semi-infinite environment of earth is performed by using spectral element method. In this method, numerical solution has high accuracy due to using high order polynomial. Also, considering the large dimension of the semi-infinite model, the mass matrix is diagonal by using this method; which results in considerable increase in computational cost with respect to finite element method. In this paper, to simulate the semi-infinite model, first order absorbing boundary is used. Using this absorbing boundary leads to exhaust of large part of wave energy from the model boundaries of the medium which results in better semi-infinite simulation.

**Key words:** spectral element, wave propagation, first order absorbing boundary, reverse fault

### ۱ مقدمه

معمولاً برای شبیه‌سازی انتشار امواج در مواد از روش اجزا محدود استفاده می‌شود که انعطاف‌پذیری بسیار بالایی در حل مسائل با مرزهای نامنظم و اعمال شرایط مرزی مختلف دارد. در این روش حجم محاسبات بسیار زیاد و نیازمند حافظه پردازشی بسیار بالایی است (فیشر، ۲۰۱۱). بنابر این روش اجزا محدود طیفی که در واقع نوعی روش اجزا

محدود مرتبه بالاتر است (کوماتسیچ و همکاران، ۲۰۰۵) ارائه شده است که مشابه روش اجزا محدود است، با این تفاوت که نقاط درون‌یابی پاسخ‌ها و نقاط انتگرال‌گیری عددی برهم منطبق می‌شوند. در این صورت ماتریس جرم، قطری شده و باعث کاهش قابل توجه حجم محاسبات خواهد شد. اجزا محدود طیفی به دلیل استفاده از چندجمله‌ای‌های مرتبه بالا از دقت بسیار خوبی در شبیه‌سازی انتشار موج برخوردار است.

در این مقاله شبیه‌سازی انتشار امواج در محیط نیمه بینهایت زمین به روش اجزا محدود طیفی انجام شده است. به منظور شبیه‌سازی مدل نیمه بینهایت از مرز جاذب مرتبه اول استفاده شده است که موجب خروج بخش زیادی از انرژی موج از مرزهای مدل و بهبود شبیه‌سازی مدل نیمه بینهایت خواهد شد. همچنین ساختار زمین با استفاده از مدل گسل معکوس انجام شده است.

## ۲ معادلات حاکم

معادله انتشار امواج الاستیک<sup>۱</sup> در محیط کشسانی ایزوتروپ و همگن به صورت زیر می‌باشد (مک‌دونالد، ۲۰۱۲):

$$\rho \ddot{u}_i = \sigma_{ij,j} + f_i, \quad i = 1, 2 \text{ and } 3 \quad ۱$$

که  $\rho$ ،  $\sigma_{ij}$ ،  $u_i$  و  $f_i$  به ترتیب چگالی، مولفه  $ij$  ام تانسور تنش، مولفه جابجایی و مولفه نیرو در راستای  $i$  ام می‌باشند. همچنین  $\sigma_{ij,j}$  و  $\ddot{u}_i$  به ترتیب نشان دهنده مشتق تانسور تنش نسبت به راستای  $j$  ام و مشتق دوم جابجایی نسبت به زمان می‌باشند. معادله انتگرالی حاکم بر انتشار امواج الاستیک را می‌توان با استفاده از حساب تغییرات از معادله دیفرانسیلی حاکم بر آن به دست آورد:

$$\int_{\Omega} \sigma_{ij} \delta \varepsilon_{ij} d\Omega + \int_{\Omega} \rho \ddot{u}_i \delta u_i d\Omega = \int_{\Omega} f_i \delta u_i d\Omega + \int_{\Gamma} \sigma_{ij} n_j \delta u_i d\Gamma, \quad i, j = 1, 2 \text{ and } 3 \quad ۲$$

که  $\delta$  عملگر تغییرات<sup>۲</sup>،  $n$  بردار عمود بر سطح،  $\Omega$  بیانگر محدوده انتگرال‌گیری یا هندسه مسئله است و می‌تواند دوبعدی (سطح) و یا سه بعدی (حجم) باشد و  $\Gamma$  بیانگر مرز مسئله است. پس از گسسته‌سازی مکانی معادلات، معادله حاکم بر حرکت امواج لرزه‌ای به یک دستگاه معادله دیفرانسیلی معمولی (ODE) زمانی به صورت زیر تبدیل می‌شود:

$$\mathbf{M}\ddot{\mathbf{U}} + \mathbf{C}\dot{\mathbf{U}} + \mathbf{K}\mathbf{U} = \mathbf{F} \quad ۳$$

که  $\mathbf{M}$ ،  $\mathbf{C}$  و  $\mathbf{K}$  به ترتیب ماتریس‌های جرم، میرایی و سختی مدل مورد نظر هستند.  $\mathbf{U}$  بردار جابجایی گره‌ای برای کل مدل و  $\mathbf{F}$  نیز بردار نیروی خارجی وارد بر گره‌های مدل عددی است.

## ۳ روش اجزا محدود طیفی

روش اجزا محدود طیفی شباهت‌های زیادی با روش اجزا محدود دارد. به دلیل استفاده از چندجمله‌ای‌های مرتبه بالا، دقت این روش برای هندسه‌های پیچیده بسیار خوب است. در روش اجزا محدود طیفی با توجه به تعداد گره هر المان از چندجمله‌ای‌های مرتبه  $n$  لژاندر برای درون‌یابی استفاده می‌شود. در این روش، نقاط گرهی و نقاط انتگرال‌گیری عددی یکسان است که منجر به قطری شدن ماتریس جرم و کاهش قابل ملاحظه هزینه محاسباتی می‌شود. ماتریس سختی و جرم برای هر دو روش در **Error! Reference source not found.** نشان داده شده است. همان طور که در **Error! Reference source not found.** مشاهده می‌شود، در روش اجزا محدود طیفی ماتریس سختی پربارتر از روش اجزا محدود است که موجب افزایش دقت شبیه‌سازی عددی می‌شود.

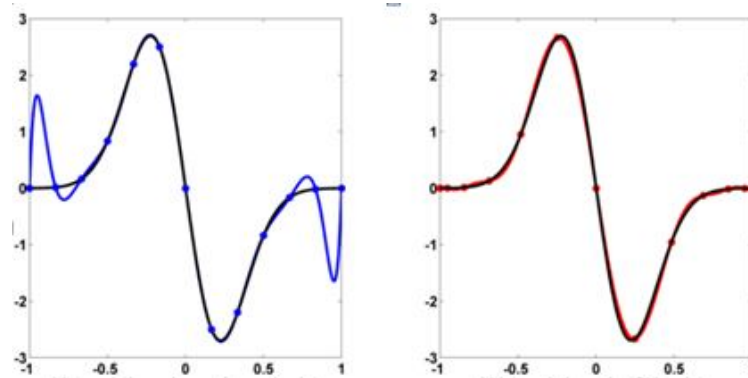
انتخاب نقاط گره‌ای یک المان تاثیر بسزایی در دقت درون‌یابی خصوصاً در مرز یک المان دارد. به عنوان مثال در صورت انتخاب نقاط گره‌ای با فواصل یکسان، خطای زیادی در مرز المان ظاهر می‌شود که موسوم به اثر رانگ<sup>۳</sup> است که در

<sup>۱</sup> Elastic wave propagation

<sup>۲</sup> Variation operator

<sup>۳</sup> Runge's effect

شکل ۱: برای تابع درون‌یاب گوسی یک بعدی نشان داده شده‌است. در صورتی خطای درون‌یابی در یک المان مینیمم می‌شود که نقاط گرهی از ریشه‌های معادله  $(1-x^2)P'_n(x)$  به دست بیاید که  $P_n(x)$  تابع چندجمله‌ای لژاندر می‌باشد. در این مقاله از این روش برای تعیین گره‌های یک المان استفاده شده است.



شکل ۱: الف) اثر پدیده رانگ در درون‌یابی تابع گوسی یک‌بعدی. ب) استفاده از نقاط درون‌یاب مناسب و حذف اثر رانگ

#### ۴ شرایط مرزی

برای شبیه‌سازی مرز نامحدود از روش مرز جاذب مرتبه اول استفاده شده است. در این روش، انتشار موج در کرانه‌های مدل با معادله انتشار موج یک طرفه توصیف می‌شود که منجر به کاهش قابل توجه بازتاب مصنوعی از مرزهای مدل می‌شود.

$$\int_{\Gamma} \sigma_{ij} n_j \delta u_i d\Gamma = \sum_{e=1}^n \int_{\Gamma_e} \sigma_{ij} n_j \delta u_i d\Gamma_e, \quad i, j = 1, 2 \text{ and } 3 \quad (4)$$

این معادله در مسائل دوبعدی، به صورت زیر درمی‌آید:

$$\int_{\Gamma} \sigma_{ij} n_j \delta u_i d\Gamma = \int_{\Gamma_e} \{ \sigma_{11} n_1 + \sigma_{13} n_3 + \sigma_{22} n_2 \} \delta u_i d\Gamma_e, \quad i, j = 1, 2 \text{ and } 3 \quad (5)$$

در نهایت با جایگذاری تنش برحسب عبارات جابه‌جایی، فرم ضعیف عبارت مرز به صورت روبه‌رو خلاصه می‌شود.

$$\int_{\Gamma} \sigma_{ij} n_j \delta u_i d\Gamma = \int_{\Gamma_e} (\delta \mathbf{U})^T \begin{bmatrix} n_1 & 0 & n_2 \\ 0 & n_2 & n_1 \end{bmatrix} \{ \mathbf{C} \mathbf{D} \mathbf{U} \} d\Gamma_e \quad (6)$$

در این رابطه  $\mathbf{C}$  و  $\mathbf{D}$  از روابط  $\boldsymbol{\sigma} = \mathbf{C} \boldsymbol{\varepsilon}$  و  $\boldsymbol{\varepsilon} = \mathbf{D} \mathbf{u}$  به دست می‌آیند که  $\boldsymbol{\varepsilon}$  مؤلفه‌های کرنش هر المان می‌باشد.  $n_j$  نیز مؤلفه  $j$  ام بردار نرمال هر مرز می‌باشد. با در نظر گرفتن معادله انتشار موج یک‌طرفه، مشتقات مکانی ظاهر شده در معادله ۶ را می‌توان برحسب مشتق زمانی نوشت. بنابراین اثر کرانه‌های مدل در شبیه‌سازی مدل نیمه بینهایت به صورت ماتریس میرایی و سختی ظاهر می‌شود. به عنوان مثال، معادله موج یک‌طرفه در بالای مدل به صورت زیر می‌باشد.

$$\mathbf{U}_z - \mathbf{B}_1 \mathbf{U}_t = 0 \quad (7)$$

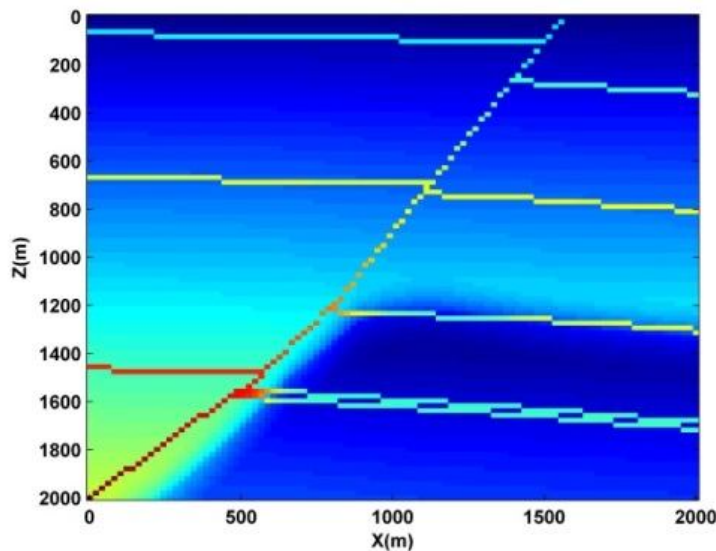
که  $\mathbf{U}_t$ ،  $\mathbf{U}_z$  به ترتیب مشتق بردار جابه‌جایی نسبت به محور  $z$  و زمان بوده و  $\mathbf{B}_1$  ماتریسی با ابعاد  $2 \times 2$  و با تعریف زیر می‌باشد.

$$\mathbf{B}_1 = \begin{bmatrix} \frac{1}{V_p} & 0 \\ 0 & \frac{1}{V_s} \end{bmatrix} \quad (8)$$

با جایگذاری معادله ۷ در معادله ۸، جمله شامل اثرات مرز به صورت دو ماتریس میرایی و سختی درمی‌آید. با اضافه کردن این دو ماتریس به ماتریس جرم و سختی درون مدل، اثر مدل نیمه‌بینهایت ارضاء می‌شود.

## ۵ شبیه سازی انتشار امواج در گسل معکوس<sup>۴</sup>

در این بخش شبیه سازی انتشار امواج در زمین با استفاده از مدل گسل معکوس انجام می شود. مدل گسل معکوس یک مدل ناهمگن از ساختار درون زمین می باشد که در شکل ۳ نشان داده شده است. ابعاد این مدل، ۲۰۰۰ متر در ۲۰۰۰ متر می باشد. سطح بالای مدل به عنوان سطح آزاد<sup>۵</sup> و بقیه سطوح نیمه بینهایت در نظر گرفته می شود. در این مدل، منبع انرژی تولید کننده موج ریکر<sup>۶</sup> در فاصله ۱۰ متری از بالای مدل قرار دارد. این منبع، تولید کننده موج P می باشد که در اثر بازگشت آن از سطح آزاد بالای مدل، موج P و S تولید می شود. در این مدلسازی از المان مربعی مرتبه ۶ استفاده شده است. تعداد المان در هر راستا ۱۰۰ عدد می باشد.



شکل ۲: مدل گسل معکوس با ابعاد ۲۰۰۰ متر در ۲۰۰۰ متر

برای بررسی نتایج شبیه سازی، مقطع چشمه ی مشترک<sup>۷</sup> در فاصله ۳۰ متری از بالای مدل انتخاب می شود که داده های مورد نیاز در این مقطع ثبت شده و در شکل ۳ نشان داده شده است. با استفاده از این داده ها می توان انتشار امواج در زمین و بازتاب آن را مشاهده نمود. همانطور که در شکل ۳ مشاهده می شود، در نقاط ۱، ۲ و ۳ به ترتیب موج مستقیم طولی، موج مستقیم برشی و موج شکست مرزی وجود دارد. همچنین در نقاط ۴، ۵، ۶ و ۷ می توان به ترتیب بازتاب لایه اول، بازتاب لایه دوم، بازتاب لایه سوم و بازتاب لایه چهارم را مشاهده نمود. در نقطه ۸ بازتاب موج از گسل دیده می شود. در نقاط ۹ و ۱۰ نیز به ترتیب می توان بازتاب مرزی موج P و موج S را مشاهده نمود. بازتاب از سطوح مختلف شامل موج P و S می باشد که ابتدا موج P و سپس موج S ثبت می شود. بر اساس نتایج به دست آمده می توان درستی شبیه سازی انجام شده را تایید نمود.

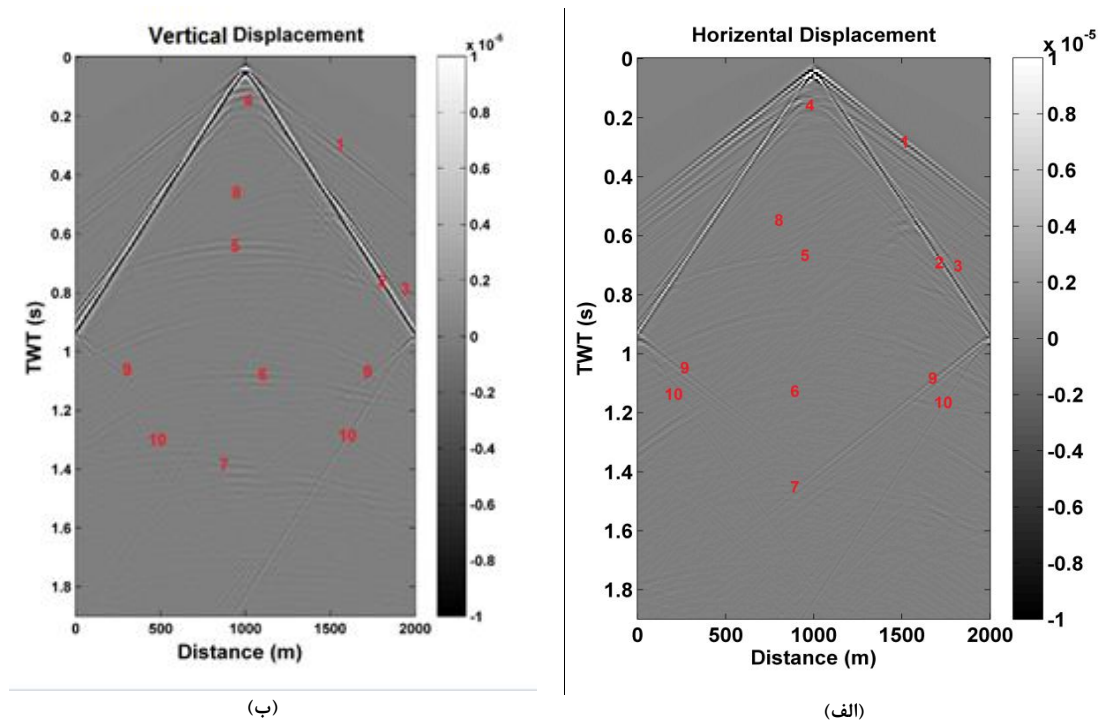
<sup>4</sup> Reverse fault model

<sup>5</sup> Free surface

<sup>6</sup> Ricker Wave

<sup>7</sup> Shot record





شکل ۳: نتایج شبیه‌سازی انتشار امواج در مدل گسل معکوس در فاصله ۳۰ متری از بالای مدل در راستای الف (افقی و ب) عمودی

## ۵ جمع بندی و نتیجه‌گیری

در این مقاله شبیه‌سازی انتشار امواج در محیط نیمه بینهایت زمین با استفاده از روش اجزا محدود طیفی در حیطه زمان مورد بررسی قرار گرفت. برای شبیه‌سازی ساختار زمین از مدل گسل معکوس استفاده شد. همچنین برای مدل‌سازی انتشار امواج الاستیک در محیط نیمه بینهایت از شرط مرزی جاذب مرتبه اول استفاده شد تا با جلوگیری از بازتاب امواج از سطوح مدل، بتوان نیمه بینهایت بودن محیط را مدل نمود. با به کارگیری شرط مرزی جاذب مرتبه اول مقدار زیادی از انرژی موج از کرانه‌های مدل خارج شده و از بازتاب آن به درون مدل جلوگیری می‌شود. با استفاده از المان طیفی انتشار امواج در ساختار درونی زمین انجام شد که سرعت حل بالا و دقت نتایج به دست آمده نشان دهنده کارایی این روش در مدل‌سازی انتشار امواج در زمین می‌باشد.

## منابع

- Fichtner, A., Full Seismic Waveform Modelling and Inversion, Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics, ed., Hutter, K.: Springer, 2011.
- Clayton, Robert, and Björn Engquist. "Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations." *Bulletin of the Seismological Society of America* 67.6 (1977): 1529-154.
- Komatitsch, D., Tsuboi, S., and Tromp, J. "The spectral-element method in seismology: Seismic Earth." *Array Analysis of Broadband Seismograms*, 157(2005), 205-227.
- Carcione, J. M., Herman, G. C., and Kroode, A. T., "Seismic modeling: Geophysics", 67.4(2002), 1304-1325.
- Komatitsch, Dimitri. "High-order finite-element seismic wave propagation modeling with MPI on a large GPU cluster." *Journal of Computational Physics* 229.20 (2010): 7692-7714.

## بهبود کیفیت مقاطع لرزه‌ای با استفاده از روش CRS با دورافت یکسان

مرتضی رحمانی<sup>۱</sup>، محمد حسینیان باروق<sup>۲</sup>، جواد خواجه<sup>۲</sup>، مهرداد سلیمانی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد ژئوفیزیک گرایش لرزه‌شناسی، دانشگاه شاهرود، [Rahmani.geophysic@gmail.com](mailto:Rahmani.geophysic@gmail.com)

<sup>۲</sup> کارشناسی ارشد ژئوفیزیک گرایش لرزه‌شناسی، دانشگاه شاهرود، [Barugh1390@gmail.com](mailto:Barugh1390@gmail.com)

<sup>۳</sup> کارشناسی ارشد ژئوفیزیک گرایش لرزه‌شناسی، دانشگاه شاهرود.

<sup>۴</sup> استادیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، [Msoleimani@shahroodut.ac.ir](mailto:Msoleimani@shahroodut.ac.ir)

### چکیده

هدف اصلی در پردازش داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی، به دست آوردن بهترین تصویر از ساختارهای زیر سطحی است. روش برانبارش سطح بازتاب مشترک CRS، یکی از روش‌های نوین در تصویرسازی لرزه‌ای است که رخدادهای لرزه‌ای را بریک روند سطحی برانبارش می‌کند. در این تحقیق روش برانبارش سطح بازتاب مشترک در دورافت مشترک (Common Offset CRS, CO-CRS) معرفی می‌شود. در این روش، داده‌های بازتابی دارای همپوشانی قبل از برانبارش از مدل دو بعدی تبدیل به مقطع دورافت مشترک منحصر بفردی می‌شوند. روش CO-CRS با توجه به میزان دورافت ضمن افزایش نسبت سیگنال به نوفه جزئیات بیشتری از رخدادهای لرزه‌ای را در عمق‌های مختلف نسبت به روش CRS به نمایش می‌گذارد. بررسی نتایج حاصل از دورافت‌های مختلف نشان می‌دهد که در دورافت بیشینه کیفیت لایه‌های سطحی در مقطع برانبارش بدست آمده کاهش می‌یابد در صورتی که با انتخاب دورافت‌های مشترک خیلی کوچک، اطلاعات عمق‌های پایین تر از دست خواهد رفت.

**واژه‌های کلیدی:** سطح بازتاب مشترک با دورافت یکسان، سطح پراش مشترک، نسبت سیگنال به نوفه.

### Increased quality of seismic imaging by Common Offset CRS

Morteza Rahmani<sup>1</sup>, Mohammad Hosseinian<sup>1</sup>, javad khajeh<sup>1</sup>, Mehrdad Soleimani<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Post graduate of M.Sc. in Geophysics, seismology, Faculty of mining, petroleum and geophysics Shahrood University

<sup>2</sup> Faculty members in Mining, petroleum and Geophysics, Shahrood University of technology

#### Abstract

The aim of seismic reflection data processing is to create the best image of the subsurface structure. The common reflection surface stack is one of the new methods in seismic imaging that stack seismic event in a surface way. In this research common reflection surface in common offset (Common Offset CRS, CO-CRS) introduced. In this method the prestack reflection data in a 2D model converted to a unique common offset section. The CO-CRS approach in analogy CRS technique appearance more details concerning to the amount of offset and increase the SNR. For analogy operation CRS stack and CO-CRS each of this method exert in different offset over real data. Studying the result of different offset show that in maximum offset quality of superficial layers in stack section decrease. in state of selection very small offset information of lower depth waste.

**Keywords:** common surface stack in common offset, common diffraction surface, signal to noise ratio.

## ۱ مقدمه

تقریباً تمامی شرکت‌های نفتی به تفسیرهای لرزه‌ای برای انتخاب مکان دقیق حفاری اعتماد می‌کنند. بنابراین توجه بیشتر به بهبود بخشیدن مقاطع لرزه‌ای امری اجتناب ناپذیر می‌نماید. شبیه‌سازی مقطع برانبارش دورافت صفر (Zero Offset, ZO) از روی داده‌های قبل از برانبارش، دارای همپوشانی یک رویه استاندارد در تصویرسازی است. در سال‌های اخیر روش‌های جدیدی برای بدست آوردن مقطع شبیه‌سازی شده‌ی ZO معرفی شده است. روش برانبارش سطح بازتاب مشترک (Common Reflection Surface, CRS) یکی از تکنیک‌های شبیه‌سازی مقطع ZO است؛ که در آن نیازی به تهیه مدل سرعت نیست و فقط به سرعت لایه سطحی نیاز است (Hubral et al., 1998). در نتیجه، این روش تنها وابسته به پارامترهای روش برانبارش مذکور خواهد بود. برای بررسی پارامترهای برانبارش در روش CRS می‌توان به هوبرال (1999) مراجعه کرد. هوخ (1998)، یگر (1999) و مولر (1999) نشان دادند: وقایع لرزه‌ای در داده‌های قبل از برانبارش که با عملگر برانبارش CRS تقریب زده می‌شوند، دارای کیفیت بهتری نسبت به روش‌های تصویرسازی متداول نظیر NMO/DMO دارند. در روش برانبارش سطح پراش مشترک (Common Diffraction Surface, CDS) که در واقع روش تصحیح شده‌ی CRS است، سعی شده مسئله تداخل شیب‌ها بر طرف شود (سلیمانی، 1388). در این تحقیق روش برانبارش سطح بازتاب مشترک در دورافت مشترک (Common Offset CRS, CO-CRS) معرفی می‌شود. در این روش، داده‌های بازتابی دارای همپوشانی قبل از برانبارش از مدل دو بعدی تبدیل به مقطع دورافت مشترک منحصر بفردی می‌شوند

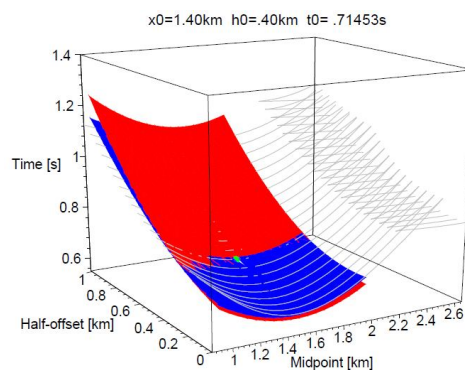
## ۲ برانبارش صفحه‌ای سطح بازتاب مشترک:

روش سطح بازتاب مشترک با برانبارش صفحه‌ای تعداد ردلرزه‌های دخیل در برانبارش هر نقطه را افزایش می‌دهد. صفحه برانبارش در روش CRS توسط ۳ پارامتر (نشاگرهای جنبشی) تعیین می‌شود که عبارتند از:

- زاویه ورود  $\alpha$ : تعیین کننده شیب سطح رخداد بازتابی است.
- شعاع انحنای موج عمود  $R_N$ : تعیین کننده عمق سطح رخداد بازتابی است.
- شعاع انحنای موج عمود در نقطه ورود  $R_{NIP}$ : بیانگر انحنا رخداد بازتابی است. میزان تقعر و تحدب بازتابنده با این نشانگر مشخص می‌شود.

## ۳ برانبارش سطح بازتاب مشترک با دورافت مشترک

در روش برانبارش سطح بازتاب مشترک با دورافت مشترک از ۵ نشانگر  $\beta_S$ ,  $\beta_G$ ,  $K_1$ ,  $K_2$ ,  $K_3$  استفاده می‌شود که  $\beta_S$  زاویه ورود به چشمه (S) و  $\beta_G$  زاویه ورود به گیرنده (G) و K انحنا است (شکل ۱).

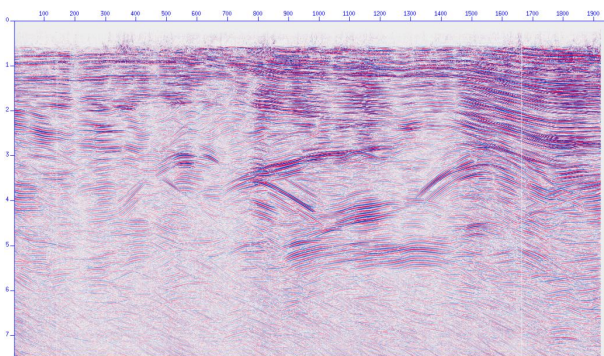


شکل ۱: فضای  $x_m-h-t$ : زمان‌سیرهای سهموی با رنگ قرمز، زمان‌سیرهای هذلولوی با رنگ آبی و زمان‌سیرهای مربوط به دورافت مشترک به رنگ خاکستری کم رنگ در حول مختصات (1.4km, 0.4km, 0.714s) نشان داده شده‌اند.

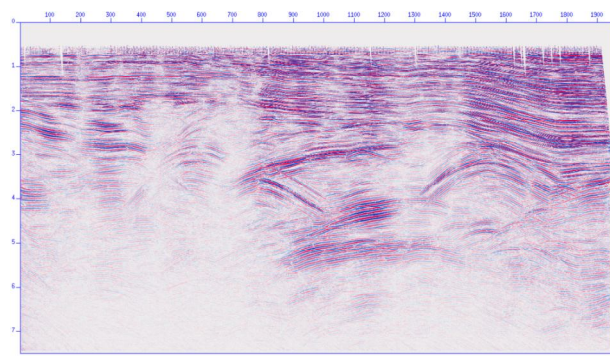
در فرایند برانبارش CO-CRS تمامی داده‌های در امتداد سطح آبی رنگ (شکل ۱) جمع بسته می‌شوند و به نقطه‌ی مرکزی در مقطع CO اختصاص داده می‌شوند. تفاوت این روش با روش برانبارش CRS، به شبیه سازی در مقطع ZO مربوط می‌شود. اجرای روش برانبارش CO-CRS بر مبنای تجربه‌ای است که در طی فرایند برانبارش ZO CRS بدست می‌آید. برای بررسی فرایند برانبارش CRS می‌توان به مان (۲۰۰۲) مراجعه کرد.

#### ۴ اعمال روش CO-CRS

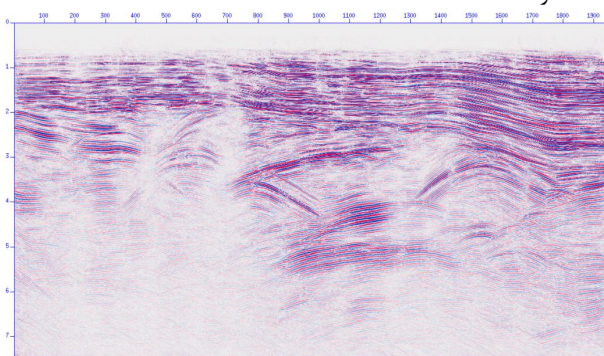
یکی از خطوط برداشت لرزه‌ای که در طی عملیات لرزه‌ای در ناحیه‌ی شمال شرق ایران برداشت شده، به منظور پردازش انتخاب شده است. این خط لرزه‌ای در نزدیکی یک گلفشان برداشت شده و هدف از انجام عملیات لرزه‌ای در این منطقه کشف مخازن گازی بوده است. طول این خط برداشت ۳۵ کیلومتر می‌باشد و ۴۶۵ چشمه انفجاری در امتداد این خط وجود داشته؛ که هر چشمه انفجاری بوسیله‌ی ۹۶ کانال گیرنده به ثبت رسیده است. کم‌ترین دورافت ۱۴۰ متر و بیشترین دورافت ۳۴۵۸ متر می‌باشد. فاصله گیرنده‌ها از هم در امتداد خط مذکور ۳۵ متر و فاصله‌ی چشمه‌های انفجاری از هم ۷۰ متر بوده است. برای برانبارش به روش CO-CRS نخست داده‌های لرزه‌ای بصورت دورافت مشترک ذخیره می‌شوند. در مرحله‌ی بعد، این داده‌ها با استفاده از روش CRS پردازش می‌شوند. در این تحقیق دورافت‌های ۵۰۰ متر، ۱۰۰۰ متر و ۲۰۰۰ متر در نظر گرفته شده است.



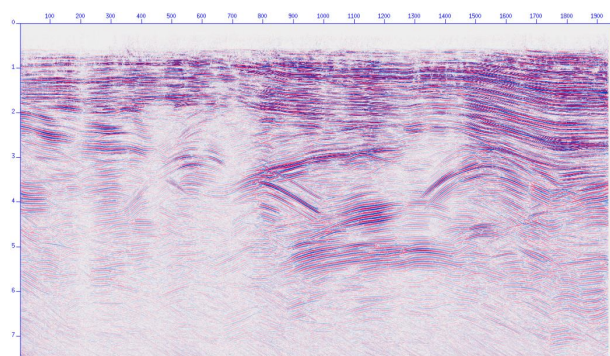
شکل ۳: برانبارش CO-CRS بر روی داده‌های واقعی با دورافت مشترک ۵۰۰ متر.



شکل ۴: برانبارش CRS بر روی داده‌های واقعی منطقه مورد بررسی.



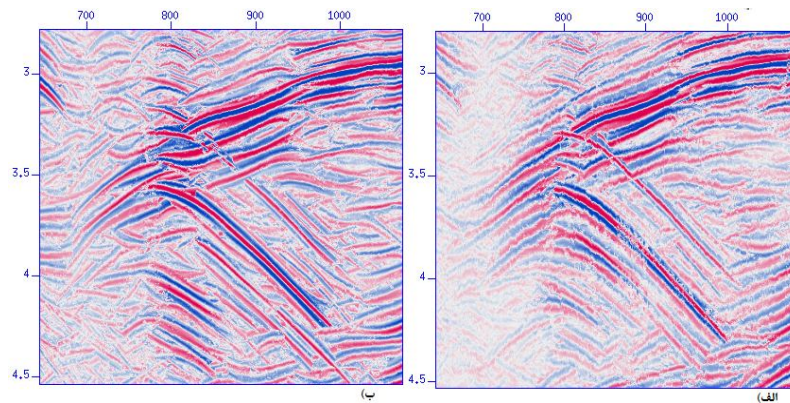
شکل ۵: برانبارش CO-CRS بر روی داده‌های واقعی با دورافت مشترک ۲۰۰۰ متر.



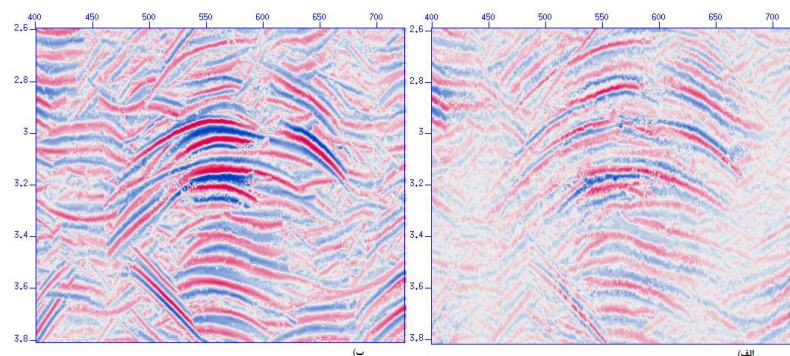
شکل ۴: برانبارش CO-CRS بر روی داده‌های واقعی با دورافت مشترک ۱۰۰۰ متر.

شکل ۲ برانبارش CRS را روی داده‌های واقعی نشان می‌دهد و شکل‌های ۳ تا ۵ برانبارش روش CO-CRS را به ترتیب با دورافت‌های مشترک ۵۰۰، ۱۰۰۰ و ۲۰۰۰ متر نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود، برانبارش در دورافت مشترک ۵۰۰ متری جزئیات بیشتری از بازتاباننده‌ها را نمایش می‌دهد. برای نمایش بهتر روش برانبارش CO-

CRS نسبت به روش برانبارش CRS، قسمتهایی از مقاطع برانبارش انتخاب شده‌اند. در شکل‌های ۶ و ۷ بخوبی مشاهده می‌شود که پیوستگی رخدادهای بازتابی در روش برانبارش CO-CRS در دورافت مشترک ۵۰۰ متر، بهتر از روش برانبارش CRS، است که این ناشی از برانبارش وقایع با انرژی بیشتر در دورافت مشترک کوچکتر است. در حالی که در روش معمول CRS تمامی رخدادهای لرزه‌ای اعم از پر انرژی و ضعیف برانبارش می‌شوند.



شکل ۶: بخشی از مقطع الف) برانبارش به روش معمول CRS. ب) برانبارش CO-CRS بر روی داده‌های واقعی با دورافت مشترک ۵۰۰ متر. پیوستگی رخدادهای لرزه‌ای در برانبارش شکل (ب) بهتر از شکل (الف) است.



شکل ۷: بخشی از مقطع الف) برانبارش به روش معمول CRS. ب) برانبارش CO-CRS بر روی داده‌های واقعی با دورافت مشترک ۵۰۰ متر. پیوستگی رخدادهای لرزه‌ای در برانبارش شکل (ب) بهتر از شکل (الف) است.

#### ۴ نتیجه گیری :

با انتخاب دورافت بیشینه کیفیت لایه‌های سطحی در مقطع برانبارش بدست آمده کاهش می‌یابد زیرا در دورافت‌های زیاد انرژی دریافتی گیرنده‌ها تضعیف می‌شود در نتیجه برانبارش این رخدادهای ضعیف، کیفیت مقطع بازتابی را کاهش می‌دهد. در صورتی که با انتخاب دورافت‌های مشترک خیلی کوچک، اطلاعات عمق‌های پایین تر از دست خواهد رفت. در این صورت می‌توان با انتخاب دورافت مشترک مناسب، برانبارش مناسبی در این مرحله از پردازش را داشته باشیم.

- سلیمانی منفرد، م.، ۱۳۸۸، "برآیند پراش سطح مشترک، ارائه یک روش نوین در حل مساله تداخل شیبها"، پایان نامه دکتری، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- Höcht, G. (1998). The Common Reflection Surface Stack. Master's thesis, Universität Karlsruhe.
- Hubral, P., Ed., 1999, Macro-model independent seismic reflection imaging, volume 42, no. 3,4, Journal of Applied Geophysics.
- Hubral, P., Höcht, G., and Jäger, R. (1998). An introduction to the common reflection surface stack. In 61st Mtg. Eur. Assoc. Expl Geophys., Extended Abstracts, pages 1–19. European Association Of Geophysical Exploration.
- Jäger, R., (1999), The Common Reflection Surface Stack - Theory and Application. Master's thesis, University of Karlsruhe, Germany.
- Mann, J. (2002). "Extensions and applications of the Common-Reflection-Surface Stack" method. Logos Verlag, Berlin.
- Müller, T. (1999). The common reflection surface stack – seismic imaging without explicit knowledge of the velocity model. Der Andere Verlag, Bad Iburg.

## تضعیف نوفه همدوس خطی به روش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک

سید علی فعال رستگار<sup>۱</sup>، عبدالرحیم جواهریان<sup>۲</sup>، ناصر کشاورز فرج خواه<sup>۳</sup>، مهرداد سلیمانی منفرد<sup>۴</sup>، عباس زارعی<sup>۵</sup>  
<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری مهندسی اکتشاف نفت دانشگاه صنعتی امیرکبیر، saf.rastegar@aut.ac.ir  
<sup>۲</sup>استاد لرزه شناسی دانشگاه صنعتی امیرکبیر، javaherian@aut.ac.ir  
<sup>۳</sup>رئیس پژوهش ژئوفیزیک پژوهشگاه صنعت نفت، keshavarzn@ripi.ir  
<sup>۴</sup>استادیار دانشگاه صنعتی شاهرود، msoleimani@shahroodut.ac.ir  
<sup>۵</sup>کارشناس ارشد پردازش ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف، zarei.abbas@gmail.com

### چکیده

نوفه زمین غلت نوعی از امواج سطحی می باشد که با فرکانس کمتر و دامنه قویتر از بازتابها، آنها را می پوشاند. به همین دلیل تضعیف آنها در پردازش داده های لرزه ای بازتابی از اهمیت زیادی برخوردار است. در این مقاله، برانبارش CO CRS برای تضعیف نوفه های زمین غلت در حضور نوفه تصادفی پیشنهاد می گردد. نتایج حاصل از داده های مصنوعی با نسبت سیگنال به نوفه مختلف نشان می دهد روش پیشنهادی علاوه بر تضعیف همزمان نوفه زمین غلت در حضور نوفه تصادفی، به سیگنال بازتابها آسیبی نمی رساند. همچنین کارایی روش حساسیت کمی به نوفه تصادفی دارد.

**واژه های کلیدی:** برانبارش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک، نوفه همدوس خطی، نوفه تصادفی، نسبت سیگنال به نوفه

## Attenuation of ground roll noise with CO CRS stacking

<sup>1</sup>Seyyed Ali Fa'al Rastegar, <sup>2</sup>Abdolrahim Javaherian, <sup>3</sup>Naser Keshavarz Faraj Khah, <sup>4</sup>Mehرداد Soleimani, <sup>5</sup>Abbas Zarei

<sup>1</sup>Ph.D student of Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>2</sup>Professor of Amirkabir University of Technology

<sup>3</sup>Research Institute of Petroleum Industry

<sup>4</sup>Assistant professor of Shahrood University of Technology

<sup>5</sup>Department of Geophysics, Exploration Directorate of National Iranian Oil Company

### Abstract

The ground roll noise that is a type of surface waves, usually have stronger amplitude than reflections and cover them often in the near offset traces. So it must be attenuated in the reflection seismic processing. In this paper, the ground roll and random noise will be attenuated by CO CRS stacking. The implementation of method on synthetic data demonstrated that besides simultaneous attenuation of the ground roll and random noise, the CO CRS stacking did not distort and attenuate the reflection signals. Also results show the SNR has no significant effect on this method.

**Keywords:** CO CRS, linear coherent noise, random noise, signal-to-noise ratio, attenuation

### ۱- مقدمه

برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک<sup>۱</sup> روشی برای تبدیل داده های پیش از برانبارش چند پوششی به مدل دوبعدی در مقطع دورافت مشترک خاصی است. عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک پدیده ها را در حیطه قبل

<sup>1</sup>Common Offset Common Reflection Surface (CO CRS) stacking

از برانبارش بسیار بهتر از روش‌های مرسوم مانند برانبارش DMO/NMO تخمین می‌زند. اولین بار، برگر (۲۰۰۱) این روش را معرفی و روی داده‌های مصنوعی امتحان کرد. هوست و همکاران (۲۰۰۹) از CO CRS برای درونیابی ردلرزه‌های جاافتاده در انواع مختلف برداشت داده استفاده کردند. پس از آن لی و همکاران (۲۰۱۰) کیفیت داده‌های لرزه‌ای فولد پایین را با استفاده از CO CRS افزایش دادند.

در این مقاله، با استفاده از CO CRS، نوفه‌های همدوس خطی مانند نوفه زمین غلت در حضور نوفه تصادفی در داده‌های لرزه‌ای چشمه مشترک تضعیف می‌گردد. نوفه زمین غلت نوعی از امواج سطحی می‌باشد که با فرکانس کمتر و دامنه قویتر از بازتاب‌ها، آنها را می‌پوشاند. روش‌های زیادی برای تضعیف نوفه زمین غلت وجود دارد مانند فیلتر بالاگذر، فرکانس-عدم‌موج، تاو-پی. در بیشتر این روش‌ها بخاطر تغییر حیطه دادن داده‌ها نوفه‌های مصنوعی به‌وجود می‌آیند و همچنین علاوه بر نوفه مقداری از بازتاب‌ها نیز تضعیف می‌گردند. یکی از مزایای استفاده از CO CRS برای تضعیف نوفه زمین غلت این است که بازتاب‌ها را تضعیف نمی‌کند. همچنین در هنگام تضعیف نوفه زمین غلت، نوفه تصادفی را نیز قبل از برانبارش نهایی دورافت صفر تضعیف می‌کند که باعث تحلیل سرعت بهتر برای کاربردهای بعدی مانند برانبارش دورافت صفر می‌شود. در قسمت بعد برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک شرح داده می‌شود و کارایی روش معرفی شده روی داده‌های مصنوعی نشان داده می‌شود. در انتها نیز نتایج حاصل بیان می‌شود.

## ۲- برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک

رابطه زمان‌سیر هذلولوی برای برانبارش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک به‌شکل زیر است (ژانگ و همکاران، ۲۰۰۱):

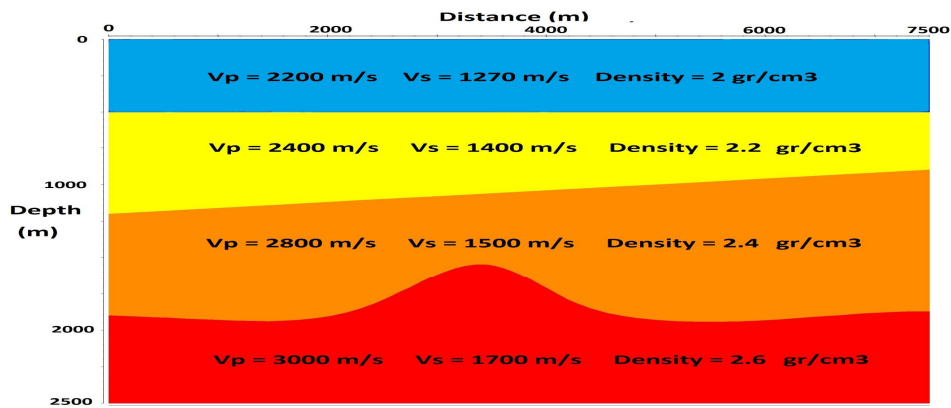
$$T^2 = (\Delta x_m, \Delta h) = \left[ t + \left( \frac{\sin \beta_G}{v_G} + \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta x_m + \left( \frac{\sin \beta_G}{v_G} - \frac{\sin \beta_S}{v_S} \right) \Delta h \right]^2 + \left[ \Delta x_m \left( K_\gamma \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} + K_\gamma \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right) \Delta h + \frac{1}{2} \Delta x_m \left( (4K_1 - 3K_\gamma) \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_\gamma \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right) \Delta x_m + \frac{1}{2} \Delta h \left( K_\gamma \frac{\cos^2 \beta_G}{v_G} - K_\gamma \frac{\cos^2 \beta_S}{v_S} \right) \Delta h \right]^2 \quad (1)$$

که  $T$  زمان‌سیر موج از چشمه تا گیرنده،  $\Delta x_m = x_m - x$  که  $x_m$  نقطه میانی یک جفت چشمه و گیرنده دلخواه و  $x$  نقطه میانی نزدیک‌ترین جفت چشمه و گیرنده،  $\Delta h = h - h$  که  $h$  نصف فاصله بین چشمه و گیرنده دلخواه و  $h$  نصف فاصله بین نزدیک‌ترین چشمه و گیرنده،  $t$  زمان‌سیر موج در حالت دورافت صفر،  $\beta_G$  زاویه پرتو موج با محور قائم در محل چشمه،  $\beta_S$  زاویه پرتو موج با محور قائم در محل گیرنده،  $v_G$  و  $v_S$  سرعت نزدیک به سطح در محل گیرنده و محل چشمه،  $K_1$  انحناهای جبهه موج در نقطه گیرنده  $G$  مربوط به برداشت چشمه مشترک،  $K_\gamma$  و  $K_\gamma$  انحناهای جبهه موج در نقطه چشمه  $S$  و در نقطه گیرنده  $G$  مربوط به مقطع نقطه میانی مشترک می‌باشند. پنج نشانگر زوایای  $\beta_G$  و  $\beta_S$  و انحناهای جبهه موج  $K_1$ ،  $K_\gamma$  و  $K_\gamma$  تحت عنوان ضرایب برانبارش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک نامیده می‌شوند. برای یک نقطه  $(x, h, t)$  در مقطع دورافت مشترک که قرار است شبیه‌سازی شود، باید این ضرایب برانبارش مشخص شوند. سپس داده‌های پیش از برانبارش می‌توانند در امتداد سطوح برانبارشی که توسط این پنج ضریب تعریف شده‌اند، جمع شوند. بوسیله تحلیل همدوسی، سطح برانبارشی که بیشترین انطباق با پدیده اصلی را دارد، انتخاب می‌شود و نتیجه‌ی جمع به نمونه‌ی زمانی دورافت مشترک مورد نظر نسبت داده می‌شود.

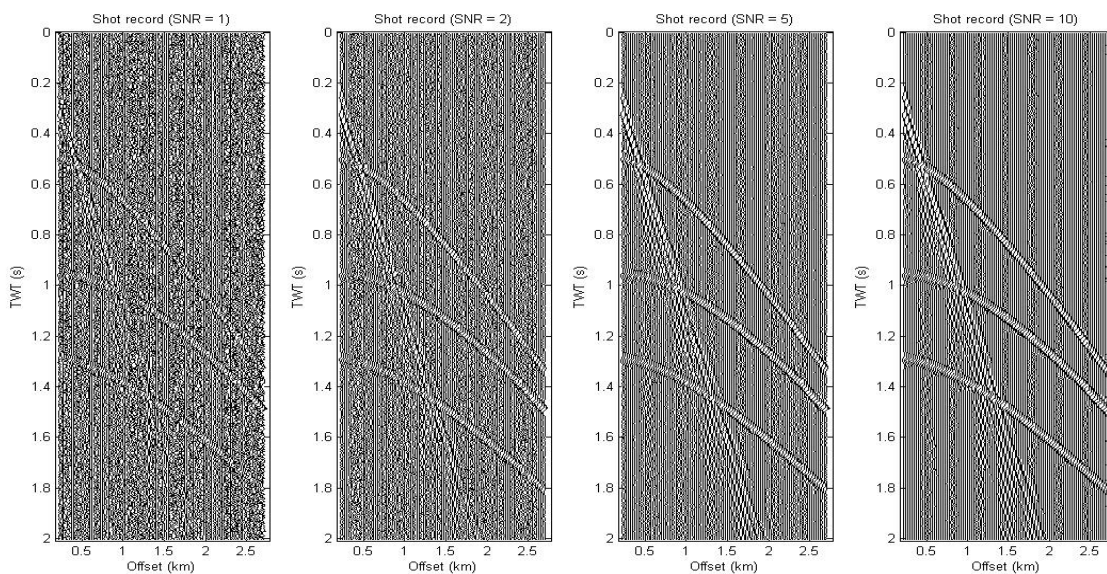


### ۳- اعمال CO CRS روی داده‌های مصنوعی

برای تولید داده‌های مصنوعی، مدلی شامل پنج لایه همگن روی یک نیم‌فضا در نظر گرفته شد (شکل ۱). دولایه اول این مدل هوازده هستند که باعث تولید نوفه زمین‌غلت می‌شوند (این دو لایه در شکل ۱ نشان داده نشده‌اند). داده‌های چندپوششی بوسیله نرم‌افزار جی‌اکس‌دو و با روش ردیابی پرتو تولید گردیدند. نوع لرزه‌نگاری چشمه در انتها با حداقل دورافت ثابت و برابر ۲۰۰ متر می‌باشد. تعداد برداشت‌ها برابر ۱۸۰ می‌باشد و در هر برداشت ۱۰۰ گیرنده وجود دارد. فاصله بین برداشت‌ها و گیرنده‌ها مساوی و برابر ۲۵ متر است که باعث می‌شود بیشینه پوشش عمقی برابر ۵۰ باشد. چشمه‌ی لرزه‌ای از نوع فاز کمینه با فرکانس ۳۰ هرتز می‌باشد. نرخ نمونه‌برداری زمانی ۴ میلی‌ثانیه نیز می‌باشد. لازم به ذکر است فقط امواج P-P در نظر گرفته شده است. نوفه زمین‌غلت توسط نرم‌افزار معرفی شده توسط هرمن (۲۰۰۶) تولید شده است. شکل ۲ مقاطع چشمه مشترک شامل بازتاب‌ها، نوفه زمین‌غلت و نوفه تصادفی را با نسبت سیگنال به نوفه ۱۰، ۵، ۲ و ۱ نشان می‌دهد.

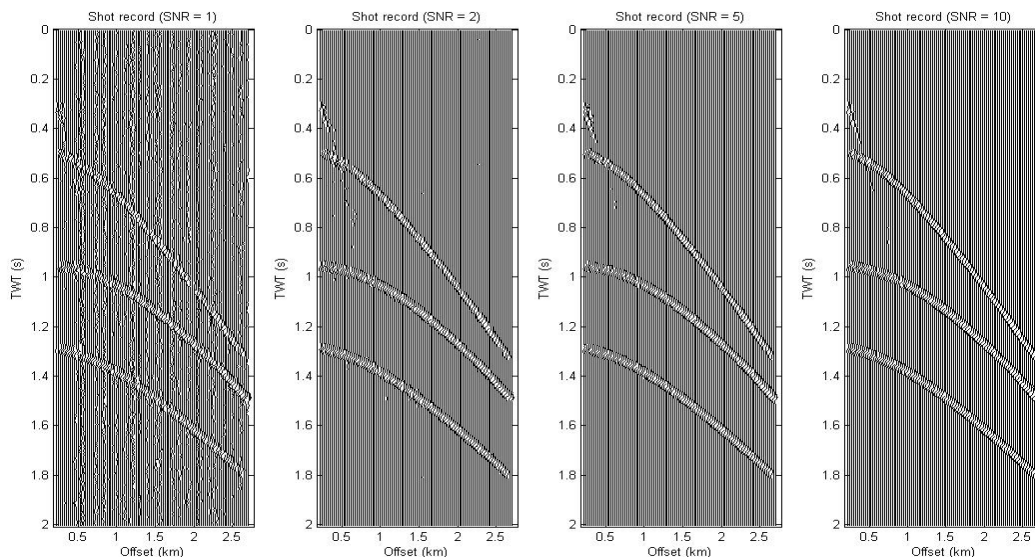


شکل ۱. مدل مورد استفاده در تولید داده‌های مصنوعی شامل پنج لایه همگن روی یک نیم‌فضا. دو لایه اول هوازده هستند که در شکل نشان داده نشده‌اند. ضخامت، سرعت موج تراکمی، موج برشی و چگالی لایه‌ی اول هوازده به ترتیب برابر ۳ m، ۷۰۰ m/s، ۲۵۰ m/s و ۱/۴ gr/cm<sup>3</sup> و لایه دوم هوازده برابر ۱۰ m، ۱۹۰۰ m/s، ۱۱۰۰ m/s و ۱/۸ gr/cm<sup>3</sup> می‌باشند. خواص فیزیکی بقیه لایه‌ها در شکل مشخص شده است.



شکل ۲. مقاطع چشمه مشترک داده‌های مصنوعی شامل بازتاب‌ها، نوفه زمین‌غلت و نوفه تصادفی با نسبت‌های سیگنال به نوفه ۱۰، ۵، ۲ و ۱.

کد برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک در محیط MATLAB نوشته شد. همچنین برای افزایش سرعت محاسبات از پردازش موازی استفاده گردید. همانطور که در قسمت قبل بیان شد، برای هر نقطه روی منحنی‌های دورافت مشترک، یک سطح برانبارش هذلولوی تعریف، اطلاعات روی آن جمع گردیده و به نقطه مربوطه نسبت داده می‌شود. اجرای این رویکرد باعث می‌شود تا پدیده‌هایی مانند بازتاب‌ها که زمان سیر هذلولوی دارند تقویت و پدیده‌هایی مانند نوفه زمین‌غلت که دارای زمان سیر خطی می‌باشند تضعیف گردند. نوفه‌های تصادفی نیز با انجام برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک می‌گردند. شکل ۳ همان مقاطع چشمه مشترک نشان داده شده در شکل ۲ را پس از اعمال برانبارش سطح بازتاب مشترک برای دورافت مشترک نشان می‌دهد. همان‌طور که می‌توان دید، نوفه‌های زمین‌غلت در حضور نوفه تصادفی تضعیف شده‌اند. مقایسه نتایج حاصل از مقاطع چشمه مشترک با نسبت سیگنال به نوفه مختلف نشان می‌دهد روش پیشنهادی حساسیت کمی به نوفه تصادفی دارد و با افزایش نوفه تصادفی کارایی روش تغییر محسوسی نمی‌کند. همچنین بدلیل اینکه کل عملیات تضعیف نوفه در حیطه زمان می‌باشد و تغییر حیطه‌ای صورت نمی‌گیرد، هیچگونه پدیده تولیدی مصنوعی و جعلی در داده‌ها به‌وجود نمی‌آید.



شکل ۳. همان مقاطع چشمه مشترک نشان داده شده در شکل ۲ پس از برانبارش سطح بازتاب مشترک دورافت مشترک. همان‌طور که می‌توان دید، نوفه‌های زمین‌غلت در حضور نوفه تصادفی تضعیف شده‌اند.

#### ۴- نتیجه‌گیری

با استفاده از روش برانبارش CO CRS نوفه‌های زمین‌غلت در حضور نوفه تصادفی به خوبی تضعیف گردیدند. نتایج حاصل از داده‌های مصنوعی با نسبت سیگنال به نوفه مختلف نشان می‌دهد روش پیشنهادی حساسیت کمی به نوفه تصادفی دارد. همچنین برانبارش CO CRS هم‌زمان با نوفه زمین‌غلت، نوفه تصادفی را نیز تضعیف می‌کند. استفاده از برانبارش CO CRS برای تضعیف نوفه زمین‌غلت، به سیگنال بازتاب‌ها آسیبی نمی‌رساند. در انتها چون کل عملیات تضعیف نوفه در حیطه زمان صورت می‌گیرد، هیچگونه پدیده مصنوعی و جعلی در داده‌ها به‌وجود نمی‌آید.

#### تقدیر و تشکر

بدینوسیله از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت و بخش ژئوفیزیک آن، به‌خاطر همکاری و در اختیار گذاشتن امکانات مورد نیاز در این تحقیق تشکر و قدردانی می‌گردد.

## منابع

- Bergler, S., 2001, The Common-Reflection-Surface Stack for Common Offset: Theory and Application, University of Karlsruhe, Germany.
- Herrmann, R.B., 2006. Computer program in seismology: an overview of synthetic seismogram computation, version 3.30. [www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html](http://www.eas.slu.edu/People/RBHerrmann/ComputerPrograms.html)
- Hoecht, G., P. Ricarte , S. Bergler, and E. Landa, 2009, Operator-oriented CRS interpolation: *Geophysical Prospecting*, 57, 957–979, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00789.x>
- Li, D., Li, Z., Sun, X., Qin, N., Zhou, X., 2010, Prestack seismic data enhancement with the common-offset common reflection surface (CO CRS) stack: 3rd International Conference on Biomedical Engineering and Informatics, 16-18 Octobr, Yantai, China, 3065-3069.
- Zhang, Y., Bergler, S., and Hubral, P., 2001, Common-reflection-surface (CRS) stack for common offset: *Geophysical Prospecting*, **49**, 709-718.

## تخمین موجک و واهمامیخت لرزه‌ای به روش بازیابی فاز

سپیده وفائی<sup>۱</sup>، علی غلامی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، گرایش لرزه شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [s.vafaei@ut.ac.ir](mailto:s.vafaei@ut.ac.ir)

<sup>۲</sup> دانشیار گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

### چکیده

یک ردلرزه، پس از یک سری مراحل پردازشی مشخص، حاصل هم‌امیخت سری بازتاب زمین با موجک چشمه‌ای که آن را تولید کرده به همراه مقدار نوفه افزودنی می‌باشد. برای به دست آوردن سری بازتاب که مشخص کننده زمین مورد مطالعه است، باید یک تخمین دقیق و صحیح از موجک چشمه لرزه‌ای صورت گیرد. یک موجک به وسیله طیف دامنه و طیف فاز آن قابل شناسایی است که تشخیص فاز صحیح در حوزه داده‌ها همواره با مشکل همراه بوده است. در این مقاله، تخمین موجک به روش بازیابی فاز را بر اساس یک فرایند دو مرحله‌ای مطرح می‌کنیم که در مرحله اول، سری بازتاب زمین را تنها با استفاده از طیف دامنه داده مشاهده شده به دست آورده و سپس در مرحله دوم، با استفاده از سری بازتاب حاصل، موجک چشمه لرزه‌ای تخمین زده می‌شود. بازیابی سری بازتاب زمین را به صورت یک مسئله معکوس خواهیم داشت که به دلیل حضور نوفه این مسئله بدوضع بوده و باید از طریق منظم‌سازی به دنبال یافتن راه حلی برای این مسئله پرداخت. الگوریتم بازیابی فاز در این طرح هیچ‌گونه محدودیتی را برای فاز موجک تخمینی قائل نمی‌شود. الگوریتم مذکور بر روی ردلرزه‌ای از داده واقعی پس از برانبارش اعمال و پاسخ آن با نتیجه موجک تخمینی حاصل از نرم‌افزار همپسون راسل مقایسه می‌شود و در نهایت عملکرد مطلوب الگوریتم بر روی نتایج حاصل نشان داده شده است.

**واژه‌های کلیدی:** سری بازتاب، موجک، طیف دامنه، بازیابی فاز، مسئله معکوس، بدوضع، منظم‌سازی

## Seismic Wavelet and Reflectivity Estimation by Phase Retrieval

Sepideh Vafaei<sup>1</sup>, Ali Gholami<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Master Student in applied Geophysics, Exploration Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran

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

### Abstract

A reflection seismogram, after some specified processing steps, can be regarded as a convolution of the source wavelet with the reflectivity series and added noise. For obtaining the reflectivity series describing the earth, an appropriate wavelet has to be estimated. A wavelet is defined by its amplitude and phase spectra. Determining an appropriate phase in the time domain has always been a problem. In this paper, wavelet estimation through phase retrieval is proposed in two sequential steps. In the first, the reflectivity model is obtained only by the amplitude spectrum of the observed data. In the second, the seismic source wavelet is estimated using the obtained reflectivity. Obtaining the reflectivity model through the phase retrieval algorithm is an ill-posed inverse problem and has to be solved through regularization. The proposed phase retrieval algorithm has no limitation for the phase of the estimated wavelet. The mentioned procedure is examined on a trace of real post-stack marine data and the estimated wavelet is being compared with the result of benchmark software and eventually its desired performance is being shown on the obtained results.

**Key words:** Reflectivity, Wavelet, Amplitude spectrum, Phase retrieval, Inverse problem, Ill-posed, Regularization

## ۱ مقدمه

یکی از مهم‌ترین مراحل که در پردازش و تحلیل داده‌های لرزه‌ای در کارهای اکتشافاتی لرزه‌بازتابی صورت می‌گیرد، تخمین دقیق موجک چشمه لرزه‌ای می‌باشد. تخمین موجک در مسائل مربوط به وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای، واهمامیخت و گره زدن داده‌های چاه‌نگاری به داده‌های لرزه‌ای حائز اهمیت می‌باشد. روش‌هایی که تاکنون برای تخمین موجک صورت گرفته را می‌توان در سه گروه روش‌های آماری، استفاده از داده‌های چاه‌نگاری (ادگار و وان‌دربان، ۲۰۱۱) و اندازه‌گیری موجک چشمه لرزه‌ای همزمان با انفجار و گسترش در زمین قرار داد. از میان این روش‌ها، روش سوم برای چشمه‌های لرزه‌ای مانند ویبراتورهای خشکی و چشمه‌های لرزه‌ای دریایی میسر بوده است و برای اندازه‌گیری موجک که چشمه لرزه‌ای آن دینامیت می‌باشد، حتما باید فرض کمینه فاز بودن موجک در آن لحاظ شود (زیولوسکی، ۱۹۹۱). در روش‌های آماری نیز با سه فرض اساسی برای حل این مسئله سروکار داریم که شامل سفید بودن طیف پاسخ زمین، تصادفی بودن سری بازتاب زمین و کمینه فاز بودن موجک لرزه‌ای می‌باشند (زیولوسکی، ۱۹۹۱). بنابراین ژئوفیزیکدانان همواره با موانع و محدودیت‌هایی در روش‌های مختلف تخمین یک موجک دقیق روبه‌رو بوده‌اند. در اغلب روش‌های تخمین موجک چشمه، تخمین موجک‌های غیر کمینه‌فاز مشکل می‌باشد ولی در الگوریتم بازیابی فاز که در این مقاله مطرح می‌شود، هیچ‌گونه محدودیتی برای فاز موجک قائل نمی‌شود و می‌تواند تمامی موجک‌ها با فازهای صفر، کمینه، بیشینه و آمیخته (mixed phase) را بازیابی کند.

## ۲ روش تحقیق

برای بازیابی موجک چشمه لرزه‌ای، اگر سری بازتاب دقیق در دسترس باشد می‌توان موجک را تخمین زد. تخمین موجک به روش بازیابی فاز را بر اساس یک فرایند دو مرحله‌ای مطرح می‌کنیم که در مرحله اول، سری بازتاب زمین را تنها با استفاده از طیف دامنه داده مشاهده شده به‌دست آورده (غلامی، ۲۰۱۴) و سپس در مرحله دوم، با استفاده از سری بازتاب حاصل، موجک چشمه لرزه‌ای تخمین زده می‌شود.

مرحله اول مسئله :

بازیابی سری بازتاب زمین را به صورت یک مسئله معکوس خواهیم داشت که به دلیل حضور نوفه، این مسئله بدوضع است و جهت یافتن قیده‌های ساختاری مناسب برای حل مسئله مذکور از روش منظم‌سازی استفاده می‌شود.

$$\hat{r} = \arg \min_r (\|b - FGr\|_2^2 + \lambda \|r\|_1) \quad (1)$$

در تابع هزینه فوق که بر اساس آن مدل سری بازتاب زمین تنها از روی طیف دامنه مشاهدات تخمین زده می‌شود،  $b$  بیانگر طیف دامنه داده مشاهده شده و برابر  $b = |\hat{d}|$  است که  $d$  داده مشاهده شده،  $F$  عملگر فوریه،  $G$  عملگر هم‌امیخت،  $\lambda$  پارامتر منظم‌سازی و  $\|\cdot\|_1$  تابع منظم‌ساز نرم-۱ می‌باشند. هیچ‌گونه اطلاعات فازی در مورد موجک چشمه را وارد مسئله نکرده‌ایم. قیدی هم که برای منظم‌سازی مسئله سری بازتابی در نظر گرفته می‌شود، بر پایه تنگی خواهد بود (غلامی، ۲۰۱۴).

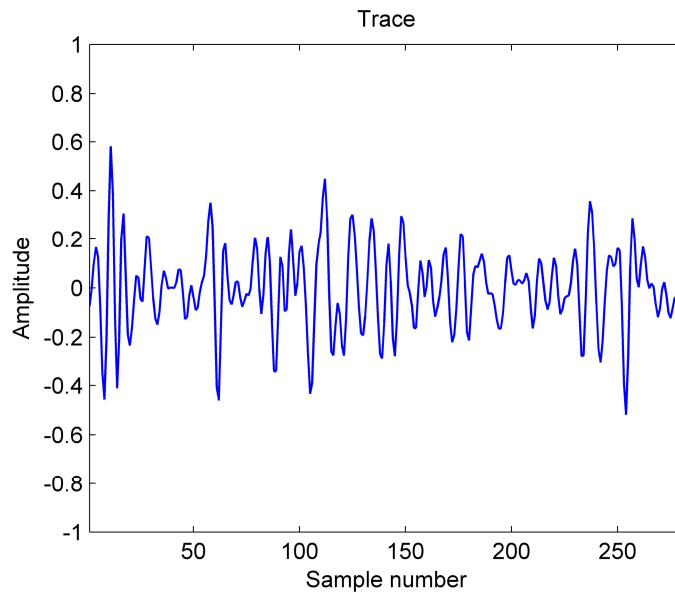
بنابراین مسئله اصلی که در این‌جا مطرح است، معکوس‌سازی تنها طیف دامنه می‌باشد که به آن مسئله بازیابی فاز گفته می‌شود. بازیابی فاز یک مسئله غیرمحدب است و برای حل این مسئله تابع هزینه را به صورت (۱) تعریف می‌کنیم که وظیفه بخش منظم‌ساز محدودیت‌های ساختاری است که برای حل مسئله ضروری می‌باشد تا جواب به‌دست آمده به مدل واقعی نزدیک باشد. برای حل این مسئله بهینه‌سازی، از روش انقباض و آستانه‌گذاری سریع به روش تکرار (FISTA) استفاده می‌شود تا همگرایی به جواب، با سرعت بیش‌تری صورت گیرد (بک و تبول، ۲۰۰۹).

مرحله دوم مسئله :

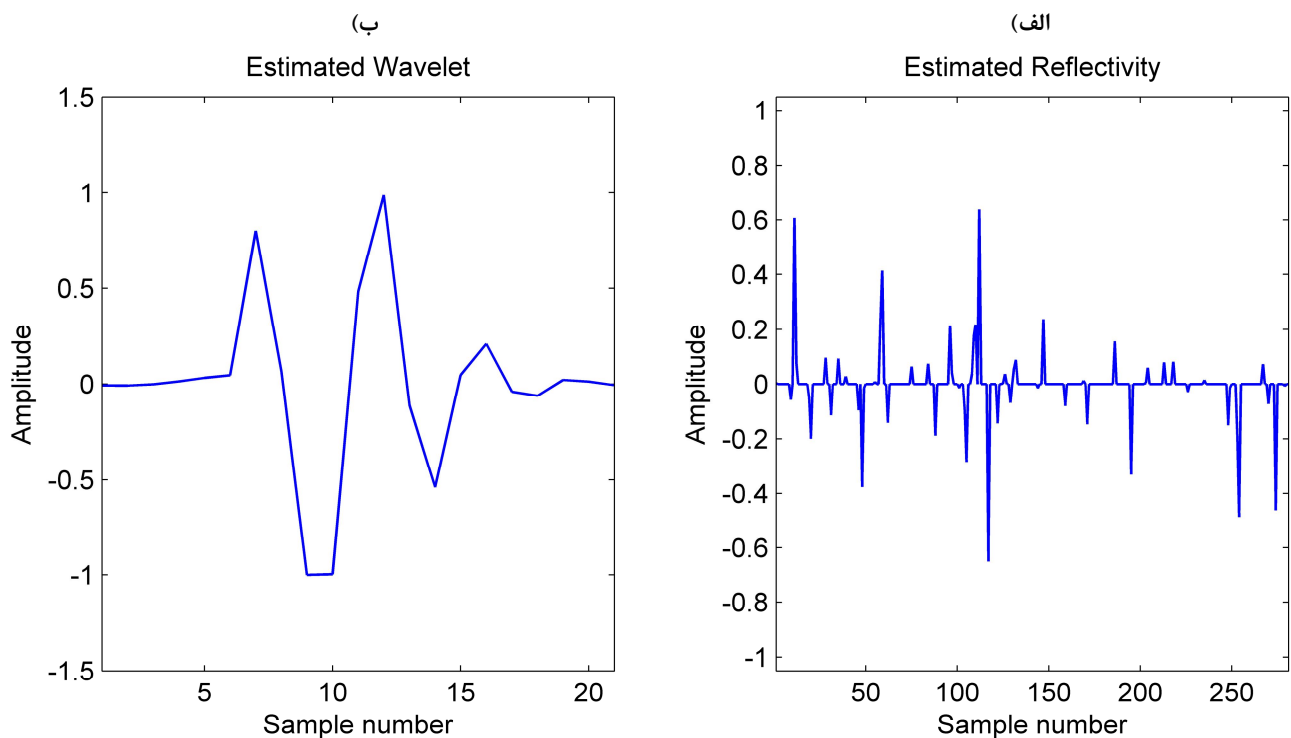
در این مرحله با استفاده از سری بازتابی حاصل از مرحله اول به تخمین موجک لرزه‌ای که اطلاعات صحیح فازی را دربردارد، می‌پردازیم. برای به‌دست آوردن یک موجک هموار از تابع هزینه زیر که به عنوان منظم‌سازی تیخونف شناخته می‌شود، استفاده می‌کنیم.

$$\hat{w} = \arg \min_w (\|d - Gw\|_2^2 + \lambda \|Lw\|_2^2) \quad (2)$$

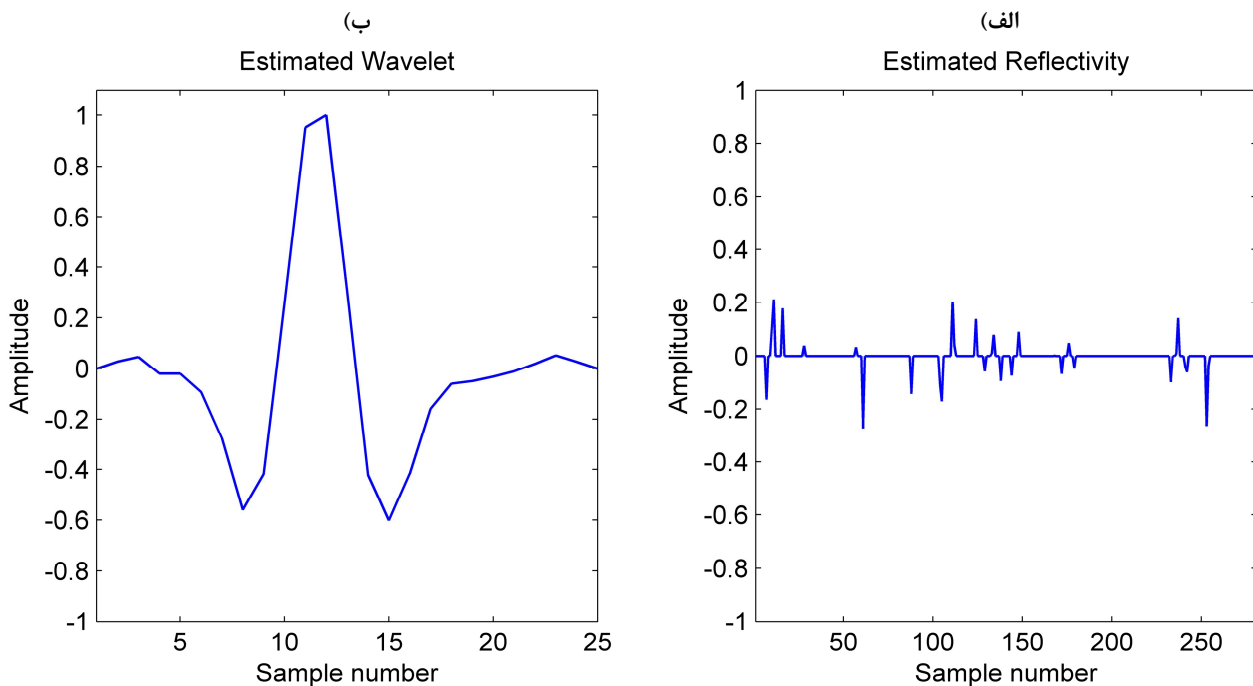
که  $w$  موجک تخمینی،  $d$  داده مشاهده شده،  $L$  عملگر مشتق‌گیری و  $G$  عملگر هم‌میخت می‌باشند. در شکل ۱، ردلرزه مورد استفاده از داده واقعی پس از برانبارش آورده شده است که الگوریتم بازیابی فاز برای به دست آوردن سری بازتابی و سپس تخمین موجک لرزه‌ای، بر روی آن اعمال می‌شود.



شکل ۱. نمایش ردلرزه‌ای از داده واقعی پس از برانبارش



شکل ۲. الف) سری بازتاب حاصل با استفاده از اطلاعات طیف دامنه داده مشاهده شده و ب) موجک تخمین زده شده به روش بازیابی فاز موجکی که با استفاده از نرم‌افزار همپسون-راسل برای داده واقعی پس از برانبارش، تخمین زده شده است، در شکل ۳ آورده شده است و سپس سری بازتابی زمین با استفاده از الگوریتم مرسوم در حوزه داده‌ها به دست آمده است.



شکل ۳. الف) سری بازتابی حاصل از واهمامیخت مرسوم ردلرزه با موجک تخمینی ب) موجک تخمین زده شده توسط نرم افزار

### ۳ نتیجه‌گیری

همان‌طور که از نتایج حاصل از فرایند صورت گرفته شده بر روی ردلرزه‌ای از داده لرزه‌ای واقعی پس از برانبارش مورد استفاده در این مقاله مشاهده شد، الگوریتم بازیابی فاز توانسته سری بازتابی و موجک چشمه لرزه‌ای را با دقت و صحت بالایی با استفاده از فقط طیف دامنه داده مشاهده شده تخمین بزند و فاز موجک چشمه لرزه‌ای که دارای فاز آمیخته می‌باشد را به دست آورد. در صورتی که موجک تخمین زده شده به وسیله نرم افزار همپسون-راسل که موجک را پس از گره‌زدن داده‌های لرزه‌ای به داده‌های چاه به دست می‌آورد، دارای اطلاعات فازی صحیحی نمی‌باشد و در نتیجه سری بازتابی به دست آمده از واهمامیخت ردلرزه واقعی با این موجک تخمینی، دامنه‌های قابل قبول و صحیحی را نخواهد داشت و سری بازتابی به طور کامل حاصل نشده است. بنابراین، الگوریتم بازیابی فاز در این مقاله، محدودیتی را برای فاز موجک تخمینی قائل نشده و فاز آن را به درستی تشخیص داده است.

### منابع

- Beck, A., and M. Teboulle, 2009, A fast iterative shrinkage-thresholding algorithm for linear inverse problems: *SIAM J. Imaging Sciences*, **2**, 183-202.
- Edgar, J. A., and M. Van der Baan, 2011, How reliable is statistical wavelet estimation?: *Geophysics*, **76**(4), V59-V68.
- Gholami, A., 2014, Phase retrieval through regularization for seismic problems: *Geophysics*, **79**(4), V153-V164.
- Ziolkowski, A., 1991, Why don't we measure seismic signatures?: *Geophysics*, **56**, 190 – 201.

## وارون سازی میدان موج لرزه ای با تقریب Born و BOS

تکتم زند<sup>۱</sup>، علی غلامی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [toktam.zand@ut.ac.ir](mailto:toktam.zand@ut.ac.ir)

<sup>۲</sup> دانشیار موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

### چکیده

یکی از راههای محاسبه مدل سرعت انتشار موج استفاده از تقریب Born در خطی سازی معادله موج است که امکان محاسبه سرعت را از داده های قبل از برانبارش فراهم می کند، از مشکلات تخمین سرعت در این رویکرد بد شرط بودن مسئله خطی شده است. در این مقاله، برای حل مسئله و انتخاب مدل سرعتی مناسب از روش منظم سازی TV استفاده شده است تا این واقعیت که گرادیان مدل سرعت تنک است را به عنوان قید روی مسئله اعمال کنیم. اعمال این قید باعث می شود که از بین همه ی مدل ها، مدل سرعتی که لبه های تیز باشد انتخاب شود. برای حل مسئله معکوس نیز از الگوریتم BOS استفاده می کنیم. مثال عددی ارائه شده نشان دهنده دقت بسیار بالای تخمین مدل سرعت با این روش است.

**واژه های کلیدی:** تقریب Born، داده های قبل از برانبارش، مدل سرعت، مسئله معکوس، مسئله بد شرط، TV، BOS.

## Seismic Wave-field Inversion via Born Approximation and BOS

Toktam Zand<sup>1</sup>, Ali Gholami<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Student of Geophysics, Institute of Geophysics University of Tehran

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

### Abstract

The Born approximation of wave equation provides the possibility of determining earth velocity from pre-stack seismic data. But ill-conditioning of the linearized problem is a major challenge. In this paper, in order to solve the problem and find an appropriate velocity model the total variation (TV) regularization is used to force the velocity model to have sparse gradient. Such a constraint allows selecting a model that has sharp boundaries between adjacent layers. We employ the BOS algorithm to solve the problem. Numerical examples show high performance of the proposed method for velocity model building.

**Keywords:** Born approximation, pre-stack data, velocity model, inverse problem, TV, BOS.



## ۱ مقدمه

در مطالعات ژئوفیزیکی به روش لرزه‌شناسی، به وسیله یک چشمه موج، امواج الاستیک به درون زمین ارسال می‌شوند و بازتاب این امواج پس از برخورد با مرز لایه‌ها (جایی که خصوصیات پتروفیزیکی زمین تغییر می‌کند) بازتاب و سپس توسط گیرنده‌های روی سطح زمین دریافت و ثبت می‌شوند. امواج ثبت‌شده پس از طی مراحل پردازشی مورد تعبیر و تفسیر قرار می‌گیرند تا بتوان با استفاده از آن‌ها خصوصیات زمین‌شناسی مورد نظر را تخمین و محاسبه نمود. در این بین در اختیار داشتن مدل سرعت انتشار موج در محل مطالعه، برای بیشتر مراحل پردازش داده‌ها ضروری است. برای پیدا کردن مدل سرعتی زمین از روش‌هایی نظیر توموگرافی زمان سیر (غلامی، ۱۳۸۸)، توموگرافی جبهه موج (پدوین و لگمته، ۱۹۹۰)، تحلیل سرعت (ادیاس، ۱۹۹۹) و غیره استفاده می‌شود.

تمام اطلاعات پارامترهای مختلف زمین در ناحیه برداشت به صورت شکل موج در محتوای داده‌های ثبت شده نهفته می‌باشند و لذا با روش‌های متفاوت می‌توان این اطلاعات نهفته را از داده‌های ثبت شده به نحوی استخراج نمود. روش‌های متفاوت از قسمت‌های مختلف شکل موج ثبت شده استفاده می‌کنند. برای مثال توموگرافی زمان رسید برای یافتن مدل سرعتی تلاش می‌کند که تنها برآورد کننده زمان اولین رسید موج لرزه‌ای باشد. راه دیگر استفاده از کل جبهه موج ثبت شده می‌باشد. در این مقاله مدل سرعت موج مستقیماً با استفاده از وارون‌سازی جبهه موج بازتابی (قبل از برنبارش) به روش معکوس‌سازی بر پایه مدل (بهینه‌سازی) با خطی‌سازی به روش Born محاسبه می‌شود (بیلکین، ۱۹۸۵). از آنجا که مسئله مورد نظر ناپایدار و حل آن غیر یکتاست و همچنین می‌دانیم که مدل سرعتی زمین که ما به دنبال آن هستیم دارای تغییرات ناگهانی در نواحی دارای ناپیوستگی سرعتی می‌باشد در این مقاله از روش BOS برای پایداری و یکتاسازی جواب در حل مسئله منظم‌سازی تغییرات کلی (TV) استفاده شده است. روش BOS با اضافه کردن مرحله‌ای که نقش تقویت بخش‌هایی از داده مشاهده شده که هنوز توسط مدل ارائه شده تولید نشده‌اند را برعهده دارد، از روش ISTA متمایز می‌شود. این الگوریتم تا حد زیادی هم از لحاظ کیفیت مدل بازسازی شده و هم از لحاظ سرعت همگرایی، ISTA را ارتقا می‌دهد.

## ۲ روش تحقیق

### ۲.۱ خطی‌سازی معادله موج به روش بُرن (Born)

تابع موج آکوستیک (با توجه به تابع موج شرودینگر در فضای فرکانس) به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$\nabla^2 u(x, s, \omega) - \frac{\omega^2}{c^2} u(x, s, \omega) = -\delta(x - s). \quad (1)$$

که  $u$  میدان موج پراکنده شده،  $c$  سرعت انتشار موج در محیط،  $s$  چشمه تولید موج،  $x$  موقعیت مکانی و  $\omega$  فرکانس

موج است. سمت راست رابطه (۱) تابع چشمه است که در اینجا دلتا فرض شده است.

مدل سرعت زمین باعث پراکندگی و بازتاب میدان موج فرودی می‌شود. در این حالت، امواج صوتی با لایه‌های زمین برخورد کرده و پراکنده می‌شوند.

اگر رابطه میدان پراکنده شده با میدان اولیه به صورت زیر باشد:

(2)

که  $G_0$  میدان موج زمینه،  $u$  میدان موج فرودی،  $u_{sc}$  میدان موج پراکنده شده،  $s$  محل چشمه موج و  $r$  محل گیرنده است و داریم:

$$u_{sc}(r, s, \omega) = \omega^2 \int G_0(r, x, \omega) f(x) u(x, s, \omega) d^3x. \quad (3)$$

$f$  مدل پتانسیل سرعت است. با توجه به اینکه میدان موج پراکنده شده  $u_{sc}$  تابعی از میدان موج کل  $u$  است پس معادله غیرخطی است. در این شرایط از روش بهینه‌سازی برای حل مسئله معکوس نمی‌توان استفاده کرد، چراکه با وجود غیرخطی بودن مسئله احتمال وجود چندین کمینه محلی وجود خواهد داشت، لذا نیاز به خطی‌سازی معادله مطرح می‌شود. برای خطی‌سازی رابطه (۳) از تقریب Born استفاده می‌شود. محتوای این تقریب که در رابطه زیر آورده شده است، فرض را بر این می‌گذارد که میدان موج پراکنده در مقایسه با میدان موج کل بسیار کوچک و لذا قابل اقماض است:

$$u_{sc} \ll u \Rightarrow u(r, s, \omega) \cong G_0(r, s, \omega). \quad (۴)$$

در نتیجه

$$u_{sc}(r, s, \omega) = \omega^2 \int G_0(r, x, \omega) f(x) G_0(x, s, \omega) d^3x. \quad (۵)$$

این انتگرال را به شکل اپراتوری به صورت زیر تعریف می‌کنند:

$$d = Bf. \quad (۶)$$

که  $d$  ماتریس میدان موج پراکنده شده،  $B$  اپراتور خطی Born و  $f$  ماتریس مدل پتانسیل سرعت است.

## ۲.۲ حل مسئله معکوس به روش منظم‌سازی تغییرات کلی

داده‌ای که در اختیار است لرزه‌نگاشت می‌باشد که میدان موج پراکنده شده‌ای است که به آن نوفه  $e$  هم اضافه شده است:  $d = Bf + e$  که  $d$  ماتریس لرزه‌نگاشت و هدف ما بازسازی پتانسیل  $f$  است که مجهول مسئله است. برای این منظور داریم  $f = [B]^{-1}d$  ولی حل مسئله به این شکل امکان‌پذیر نیست زیرا ماتریس  $B$  غالباً وارون‌پذیر نیست و یا بسیار بد شرط است. یک راهکار مرسوم استفاده از ترانهاده ماتریس به جای معکوس آن است:  $f = [B]^T d$  که تنها قادر است یک تصویر مات از مدل اصلی ارائه دهد. یک حل بهتر برای چنین مسائلی تعریف یک تابع هزینه بر حسب مدل و کمینه‌کردن آن است تا جواب مورد نظر بدست آید. تابع هزینه تیخونف به شکل زیر است:

$$J(f) = \|d - Bf\|_2^2 + \mu \|f\|_2^2 \quad (۷)$$

که  $\mu$  پارامتر منظم‌ساز است. جمله اول رابطه (۷) مربوط به پیدا کردن مدلی است که داده‌های حاصل از آن کمترین

فاصله اقلیدسی را از مشاهدات ما دارند. ترم دوم منظم‌ساز است که باعث می‌شود از جواب‌های ممکن آنکه با نوفه

کمتری همراه است انتخاب شود، به این شکل که اگر قرار دهیم  $\mu=0$  منظم‌سازی صورت نمی‌گیرد و ممکن است

مدلی را پیدا کند که داده‌های حاصل از آن هم بر خود داده‌ها و هم بر نوفه همراهشان منطبق شود.

تابع هزینه (۷) مناسب مدل‌های سرعت نیست چراکه باعث هموار و مات شدن تغییرات ناگهانی سرعت می‌شود. لذا باید از قیود مناسب دیگر برای منظم‌سازی استفاده کرد. در مسئله ما این قید تنک بودن گرادیان مدل سرعت است

یعنی فقط در محل مرز تغییر سرعت، گرادیان مقدار دارد. پس این شرط به مسئله اضافه می‌شود و با پارامتر  $\mu$  به این

شرط ارزش داده می‌شود

$$\arg \min_f \{ \|d - Bf\|_2^2 + \mu TV(f) \} \quad (8)$$

که در این رابطه  $TV(f)$  حاصل جمع اندازه گرادیان  $f$  است. این مسأله حلی از  $f$  که گرادیان تنک دارد را پیدا می‌کند. برای حل مسئله معکوس (۸) از روش BOS استفاده می‌شود [4]. به این صورت که ابتدا برای حل قسمت اول مسئله اگر از یک جواب دلخواه  $f_0$  شروع کرد، باید در خلاف جهت شیب تابع هزینه  $\|d - Bf\|_2^2$  در این نقطه به اندازه طول گام  $s$ ، پیش رفت

$$f^{k+1} = f^k - s \nabla \|d^k - Bf^k\|_2^2 \quad (9)$$

حال قید تنک بودن گرادیان به جواب حاصل از این تکرار به شکل زیر اعمال می‌شود

$$\arg \min_f \{ \|f^{k+1} - f\|_2^2 + \mu TV(f) \} \quad (10)$$

بر روی جواب مسأله (۱۰) پیش از اینکه به عنوان پاسخ تکرار  $k+1$  در نظر گرفته و وارد تکرار بعدی شود، تغییر زیر اعمال می‌شود تا اثر قسمت‌هایی از مدل که هنوز موفق به تولید آن‌ها نشده را قوی‌تر کند. الگوریتم تا جایی که همگرایی حاصل شود تکرار می‌شود.

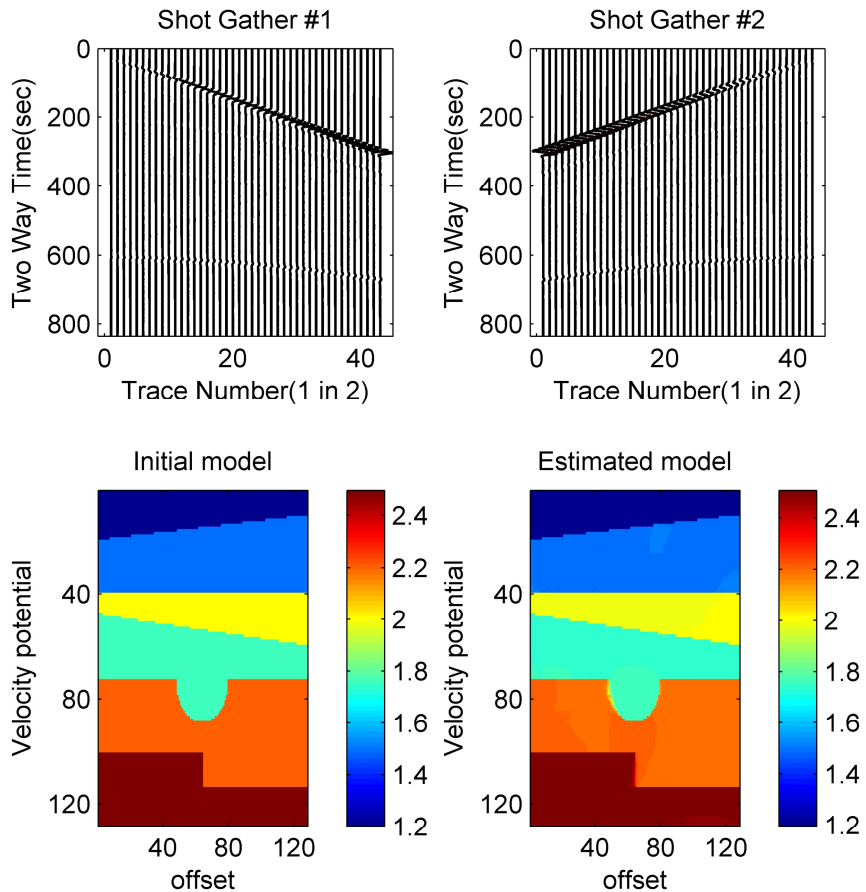
$$d^{k+1} = d^k + (d - Bf^{k+1}) \quad (11)$$

رابطه (۱۱) تمایز اصلی روش BOS با سایر روش‌های پیشین برای حل منظم‌سازی تغییرات کلی است. این رابطه با مقایسه داده‌های مشاهده شده با داده‌های مصنوعی حاصل از مدل تخمین زده شده، قسمت‌هایی که هنوز بازسازی نشده‌اند را به داده اضافه کرده تا با تقویت اثرشان الگوریتم را به سمت بازسازی آن‌ها سوق دهد.

### ۳ نتیجه‌گیری

برای تست عملکرد روش ارائه شده از یک مدل شبیه‌سازی شده استفاده می‌کنیم. پس از گسسته‌سازی مدل سرعتی به ابعاد ۱۲۸ در ۱۲۸ سلول در راستاهای قائم و افق، داده‌های مصنوعی تولید شدند. برای مدل از ۱۲۸ گیرنده با فواصل یکسان در سطح و دو چشمه در گوشه‌های بالای مدل استفاده شده است. پس از اضافه کردن نوفه به داده‌ها با استفاده از الگوریتم پیشنهادی به وارون‌سازی آن‌ها برای بدست آوردن مدل اصلی پرداخته می‌شود. مدل اصلی، داده‌های تولید شده و مدل بازسازی شده در شکل ۱ نشان داده شده است. همان‌طور که دیده می‌شود مدل سرعتی اصلی با دقت بسیار بالایی ساخته شده است.

در این مقاله به محاسبه مدل سرعت زمین از روی داده‌های پیش از برانبارش با استفاده از خطی‌سازی معادله موج به روش Born پرداخته شد. همچنین یک الگوریتم مناسب برای حل مسأله به روش TV ارائه شد که شامل دو پارامتر آزاد  $s$  و  $\lambda$  می‌باشد. مثال عددی ارائه شده در این مقاله نشان داد که الگوریتم پیشنهادی قادر است مدل‌های سرعت ساده و پیچیده را با دقت خوبی از روی داده‌های پیش از برانبارش محاسبه نماید. لذا امید آن می‌رود تا بتوان در آینده این پژوهش نتایج خوبی از روی داده‌های واقعی نیز بگیرد. در این صورت مدل سرعت حاصل را می‌توان در پردازش و تفسیر داده‌های برداشت شده به منظور افزایش دقت در مطالعات اکتشافی مخازن نفت و گاز به کار گرفت.



شکل ۱: بالا: لرزه‌نگاشت‌های مربوط به چشمه چپ و راست مدل، پایین-چپ: مدل اولیه، پایین-راست: مدل بازسازی شده از روش BOS.

#### منابع

- [1] A.B. Weglein, W. E. Boyse, and J. E. Anderson, Obtaining three-dimensional velocity information directly from reflection seismic data: An inverse scattering formalism *GEOPHYSICS*, VOL. 46, NO. 8 (AUGUST 1981): P. 1116-1120, 3 FIGS.
- [2] C. F. Youzwishen, Non-linear sparse and blocky constraints for seismic inverse problems, 2001.
- [3] T. Goldstein, S. Osher, the SplitBregman method for l1 regularized problems. Nakamura, N., 1996, Two-dimensional mixing, edge formation, and permeability diagnosed in an area coordinate: *J. Atmos. Sci.*, 53, 1524-1537.
- [4] Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophysical Research Letters*, 29, (19), 1927-1931.

## بهبود کیفیت و قدرت تفکیک پذیری داده های لرزه ای با استفاده از روش باز ترکیب طیفی

مجتبی غریبی<sup>۱</sup>، نوید شادمانمان<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشگاه صنعتی سهند تبریز

<sup>۲</sup> استادیار دانشگاه صنعتی سهند تبریز

### چکیده

فیلتر کردن داده های لرزه ای یکی از مراحل مهم مطالعات لرزه ای است. هدف از فیلتر کردن بارز کردن برخی خصوصیات مناطق زیرسطحی است که در تصاویر معمول لرزه ای به خوبی دیده نمی شوند. ژئوفیزیکست ها معمولاً بر اساس تجربه شان اقدام به طراحی فیلتر می کنند. آنها به صورت دستی و بدون هیچ پشتوانه ریاضیاتی اقدام به برداشتن یک سری فرکانس های خاص از طیف دامنه داده ها می کنند. ما در اینجا از کمترین مربعات در قالب باز ترکیب طیفی برای استخراج مولفه های اصلی فرکانسی جهت تهیه فیلتر استفاده می کنیم. نتایج بیانگر برتری روش پیشنهادی نسبت به فیلتر ارمبسی که روش معمول فیلتر کردن است، می باشد.

**کلید واژه ها:** کمترین مربعات، فیلتر ارمبسی، باز ترکیب طیفی

## Improving quality and resolution of seismic images using spectral recomposition

Mojtaba Gharibi<sup>1</sup> , Navid shad manaman<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Msc student, Sahand university of technology, [m\\_gharibi67@yahoo.com](mailto:m_gharibi67@yahoo.com)

<sup>2</sup> Assistant Professor, sahand University of technology, [shmanaman@ut.ac.ir](mailto:shmanaman@ut.ac.ir)

### ABSTRACT

Seismic data frequency filtering is one of the important step in seismic studies. The aim of filtering is to clarify some features of subsurface area which can't be seen in the available seismic data. Geophysicist usually design filters based on their experience, they manually pick some frequencies from amplitude spectrum of data without any mathematical reason. Here we use a least square scenes in spectral recomposition context to extract most important peak frequencies in order to design filter. Result show that the proposed method work better than Ormsby filtering, a commonly used filtering method by geophysicist.

**Keywords:** Ormsby filtering, least square, spectral recomposition

### INTRODUCTION

Spectral recomposition was first introduced by Tomasso et.al (2010). They model and split the seismic spectrum into some Ricker component manually and based on experience, then they used the extracted component in forward modeling separately. Finally they recombine the result of individual model and showed that this method can improve the final model.

Cai et.al (2013) used spectral recomposition in stratigraphic interpretation. They automatically modeled the seismic spectrum using Ricker spectrum and they could better identify the fault and channel using this method comparing with manually designed filter.

Using spectral recomposition we model the seismic spectrum instead of decomposing it. In this study, we introduce the separable nonlinear least square (SNLS) algorithm to estimate fundamental peak frequencies. The SNLS estimation method can be used to derive the amplitude spectrum of main component by iteratively fitting a number of Ricker spectra to amplitude spectrum of the recorded seismogram. We employ levenberg-marquardt algorithm to efficiency find the best peak frequency.

## Method

In order to derive the significant component, firstly, Fourier spectrum of seismic trace is computed. The computed seismic spectrum can be modeled as a linear combination of a few numbers of Ricker spectra, usually less than 4 Ricker wavelets, with different dominant amplitude and frequencies (Castagna, 2003; Liu and Marfurt, 2007; Cai et al., 2013):

$$D(f) \approx \sum_{i=1}^n \alpha_i R_i(f, f_{di}), \quad (1)$$

And in the matrix form written as:

$$\mathbf{D}(f) = \mathbf{aR}(f, \mathbf{f}_d), \quad (2)$$

Where  $D(f)$  is seismic spectrum,  $\alpha_i$  and  $f_{di}$  are dominant amplitude and frequency of the  $i^{\text{th}}$  Ricker spectrum.  $a \square R \square (f, f_{di})$  is the  $i^{\text{th}}$  Ricker spectrum composed of linear and nonlinear parameters,  $\alpha_i$  and  $f_{di}$  respectively which are solved separately in SNLS. Involving more Ricker components usually yields better main component estimation while  $\alpha_i$  is not negative. The following equations represent Ricker wavelet formulae respectively in both time and frequency (Liu and Marfurt, 2006) domain defined based on a dominant frequency,  $f_d$ :

$$r(t, f_d) = (1 - 2\pi^2 f_d^2 t^2) \exp(1 - \pi^2 f_d^2 t^2), \quad (3)$$

$$R(f, f_d) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(-\frac{f^2}{f_d^2}\right) \exp\left(-\frac{f^2}{f_d^2}\right). \quad (4)$$

Implementation of SNLS method requires an initial guess about the dominant frequencies of Ricker wavelets (the nonlinear parameters). Iteratively, using SNLS method lead to modify initial guess and improve the spectrum fitting between Ricker spectra and seismic trace spectrum. The variable projection (Globe and Pereyra, 1973) is the proposed method for solving separable nonlinear least square problems. We aim to find minimum value of the error function as following:

$$r(\mathbf{a}, \mathbf{f}_d) = \|\mathbf{D}(f) - \sum_{i=1}^n \alpha_i \mathbf{R}(f, f_{di})\|, \quad (5)$$

in which the error function,  $r(\mathbf{a}, \mathbf{f}_d)$  depends on both  $\mathbf{a}=[a_1, a_2, \dots, a_n]$  and  $\mathbf{f}_d=[f_{d1}, f_{d2}, \dots, f_{dn}]$  parameters. Supposing an initial value for nonlinear parameters,  $\mathbf{f}_d$  the optimal linear parameters,  $\mathbf{a}$ , can be solved using equation:

$$\hat{\mathbf{a}} = \mathbf{R}(f, \mathbf{f}_d) \dagger \mathbf{D}(f), \quad (6)$$

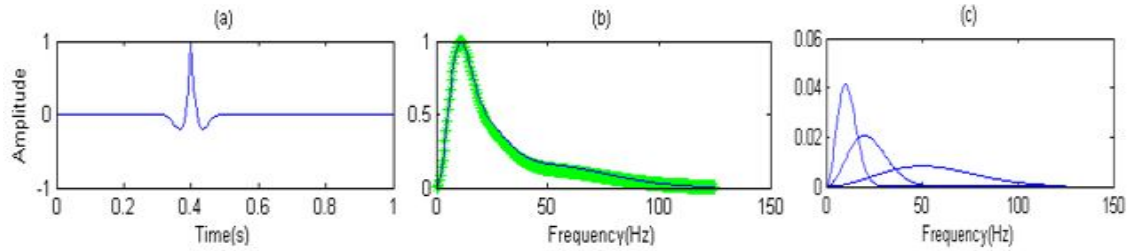
Where  $\mathbf{R}(f, \mathbf{f}_d) \dagger$  is the generalized Moore-Penrose inverse of  $\mathbf{R}(f, \mathbf{f}_d)$ . By replacing the optimal value of  $\mathbf{a}$  the above equation takes the form:

$$r(\mathbf{f}_d) = \|\mathbf{D}(f) - \sum_{i=1}^n \mathbf{R}(f, \mathbf{f}_d) \dagger \mathbf{D}(f) \mathbf{R}_i(f, f_{di})\|, \quad (7)$$

In which the error function,  $r(\mathbf{f}_d)$  depends only on nonlinear parameters,  $\mathbf{f}_d$ . This function is called variable projection function. Then, the optimum value of  $\mathbf{f}_d$  can be derived using Levenberg-Marquardt algorithm, a numeric minimization algorithm. Selecting a proper initial guess for nonlinear parameters can help variable projection to solve SNLS problem in an efficient and fast way (Globe and Pereyra, 1973) with a few number of iteration and smaller value of residual norm.

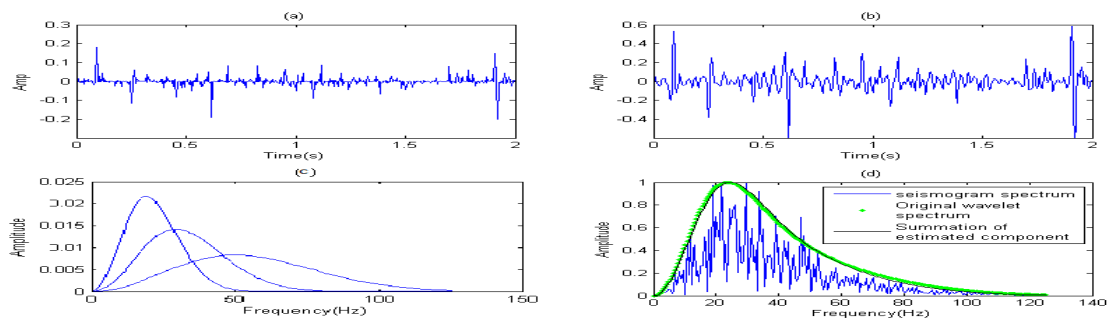
## Examples

To validate the efficiency of our method we first generate a wavelet composed of three Ricker wavelet with peak frequencies of 10, 20 and 50 Hz. Using SNLS we found peak frequencies 10.01, 20.02, 50.015 Hz.



**Figure 1** A wavelet composed of three 10, 20 and 50 Hz Ricker wavelet (a), its amplitude spectrum and summation of estimated Ricker component (b), spectrum of estimated Ricker components (c).

Here, we generate synthetic trace by convolving a synthetic random reflectivity with a zero-phase wavelet composed of three Ricker wavelet with dominant frequencies of 20, 30 and 50 Hz (Figure 2). The variable projection solution of SNLS is applied on amplitude spectrum of the synthetic trace to estimate the peak frequency of the Ricker component. The initial values of  $f_d$  are selected to be 8, 14 and 35 Hz. The dominant frequencies of the estimated Ricker wavelets using SNLS is about 20.3, 30.7 and 50.9 Hz which is very close to  $f_d$  of embedded wavelet.

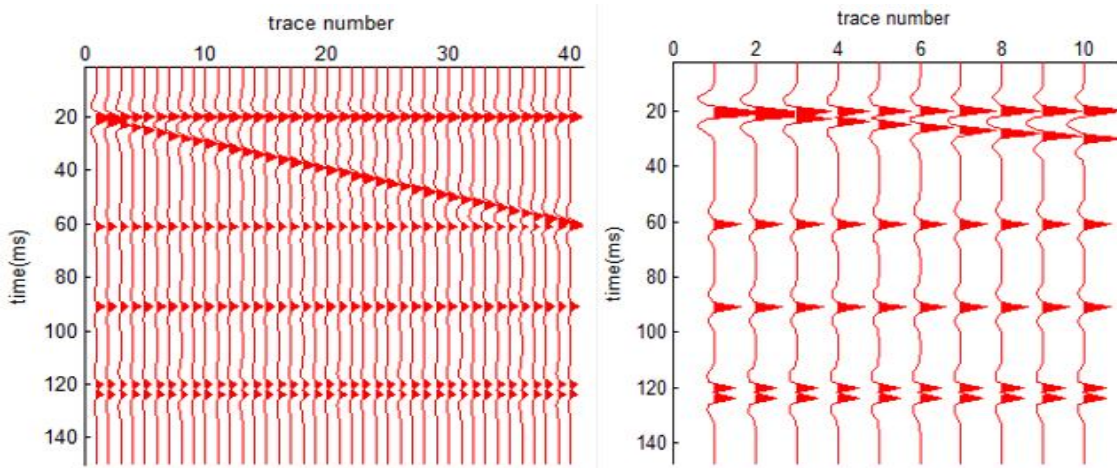


**Figure 2** Reflectivity series(a), synthetic trace(b), estimated Ricker component(c) and finally normalized amplitude spectrum of synthetic trace, original wavelet and summation of estimated components(d).

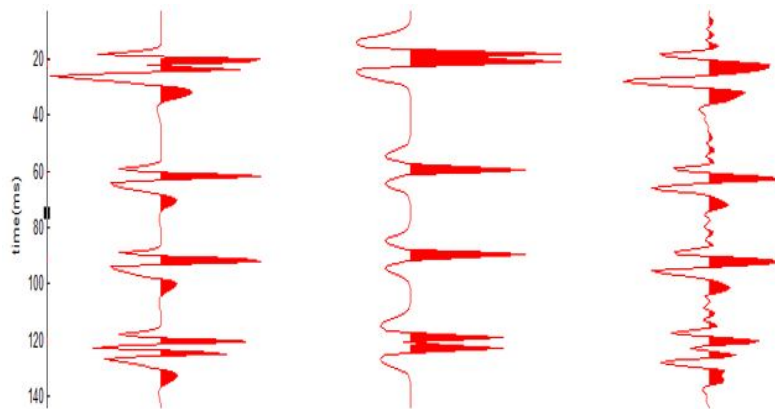
### Thin bed and wedge model

Thin bed and Wedge model is a common synthetic model in order to show tuning effect and efficiency of filtering. Accordingly, we generate a model (figure 3) that involves two tuned layer and one thin bed to illustrate the efficiency of our proposed method. In this case we use a zero phase wavelet that compose of two different Ricker wavelets with dominant frequencies of 20 and 50 Hz. By doing the spectral recombination process we obtained tuned layers correctly. We then compare our result with band pass Ormsby filter, a most common filtering technique with corner frequencies of 15, 30,50 and 60 Hz. As we now the Ormsby filter has more side lobe than Ricker filter (only two side lobe) that cause ringing effect in time domain of filtered data. Although interpreters can design good filters based on their experience, but these filters may don't contain significant component. Using spectral recombination method based on a mathematical expression we can design the best possible filters.

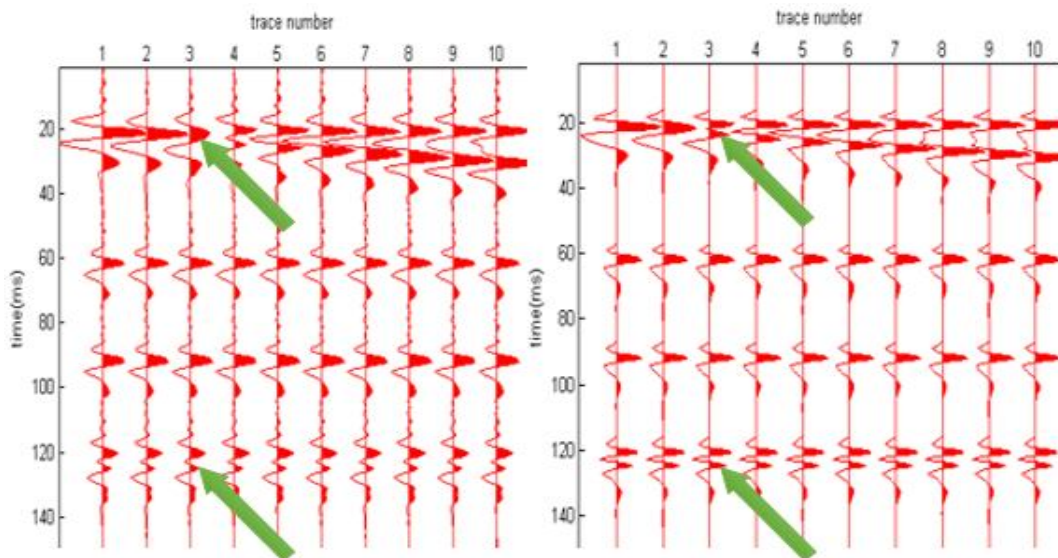
As can be seen in figure 5 and figure 6 our proposed method can better identify the tuned layers and has less artifact caused due to side lobes than Ormsby filtering. Note that the side lobes may has bad effect on seismic data interpretation.



**Figure 3** Synthetic wedge and thin model (left) and ten left side traces (right)



**Figure 4** 3<sup>th</sup> trace of above model filtered using Ricker filter obtain from spectral recomposition (left), original trace (middle) and filtered trace using Ormsby (right)



**Figure 5** Ten trace of above model after ormsby filtering (left), and after Ricker filtering (right)

**Conclusions**

The variable projection method is applied to efficiently running the SNLS to estimate the significant component. The variable projection method is more robust than other methods because it only need initial guess for nonlinear parameter and it has less objective function that



help in the rate of convergence. Our results show that using the SNLS algorithm leads to significant improvement in main component estimation and consequently seismic filtering comparing with manually filtering. As we showed this method has less ringing effect and better improve the images than Ormsby filtering.

In a real data experience one can use spectral recomposition to extract the significant component. Each Ricker component can clear a certain structure e.g., a high frequency component can show thin stratigraphic layers and a low frequency component can indicate thick stratigraphic layers. Combing the stratal slices obtained after filtering using RGB blending will give us an appropriate result that contain almost all depositional facies with different features.

In this article we have presented a new filtering method named spectral recomposition that can improve seismic images. Using this method we obtain better temporal resolution and we can identify thin beds.

## References

- Cai, Y., S. Fomel, and Zeng H., 2013. Automated spectral recomposition with application in stratigraphic interpretation, *Interpretation*.
- Castagna, J. P., S. Sun, and R. W. Siegfried, 2003, Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons: *The Leading Edge*, 22, 120–127
- Golub, G. H. and V. Pereyra 1973. The differentiation of pseudo-inverses and nonlinear least squares problems whose variables separate. *Numerical Analysis*, **10**, 413-432.
- Liu, J. and K. J. Marfurt, 2007. Instantaneous spectral attributes to detect channels, *Geophysics*, 72, P23-P31.
- Tomasso, M., R. Bouroullec, and D. R. Pyles, 2010. The use of spectral recomposition in tailored forward seismic modeling of outcrop analogs: *AAPG Bulletin*, 94, 457-474.

## بازسازی ۳ بعدی تصاویر ۲ بعدی: روشی جایگزین در پتروفیزیک رقومی

صادق کریم‌پولی<sup>۱</sup>، پژمان طهماسبی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> استادیار گروه مهندسی معدن، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران، [s.karimpouli@znu.ac.ir](mailto:s.karimpouli@znu.ac.ir)  
<sup>۲</sup> محقق، دانشکده نفت، دانشگاه استنفورد، ایالات متحده آمریکا، [pejman@stanford.edu](mailto:pejman@stanford.edu)  
<sup>۲</sup> محقق ارشد، دانشکده نفت، دانشگاه تگزاس در آستین، ایالات متحده آمریکا.  
<sup>۲</sup> محقق ارشد، دانشکده نفت و مهندسی شیمی، دانشگاه کالیفرنیا جنوبی، ایالات متحده آمریکا.

### چکیده

پتروفیزیک رقومی روشی نوین جهت محاسبه عددی ویژگی‌های سنگ اعم از تراوایی، فاکتور سازند و مدول‌های الاستیک از روی تصاویر ۳ بعدی نمونه سنگ با بزرگنمایی بالا است. این تصاویر توسط تکنولوژی‌های به روزی مانند میکرو سی-تی-اسکن‌ها تهیه می‌شود که امکان دسترسی به آنها در همه جا وجود ندارد. با پیشرفت الگوریتم‌های بازسازی ۳ بعدی تصاویر ۲ بعدی، به نظر امکان جایگزینی آنها در مراحل پتروفیزیک رقومی فراهم آمده است که در این مطالعه پیشنهاد می‌شود: ۱. تقسیم تصویر ۲ بعدی به زیرتصویرهای متعدد ۲. تولید زیرنمونه‌های ۳ بعدی و ۳. تفکیک فازهای تخلخل و کانی از هم ۴. محاسبه مدول‌های الاستیک. نتایج نشان می‌دهد که میانگین مدول‌های زیرنمونه‌ها دارای روندی مطابق مقدار نمونه استاندارد و مدل ماسه سخت است که بیانگر دقت و کارایی روش پیشنهادی است.

واژه‌های کلیدی: پتروفیزیک رقومی - بازسازی ۳ بعدی - مدول‌های الاستیک سنگ

## 2D to 3D image reconstruction: An alternative method in digital rock physics

Sadegh Karimpouli<sup>1</sup>, Pejman Tahmasebi<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Mining engineering group, University of Zanjan, Zanjan, Iran.

<sup>2</sup> Energy Resources Engineering, Stanford University, USA.

<sup>2</sup> Department of Petroleum and Geosystems Engineering, Texas University at Austin, USA.

<sup>2</sup> Department of Chemical Engineering and Materials Science, University of Southern California, USA.

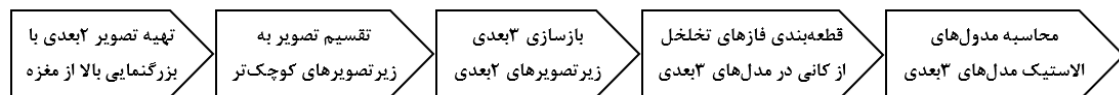
### Abstract

Digital rock physics is a new method to numerically compute rock properties such as permeability, formation factor and elastic moduli using high resolution 3D images of rock sample. These images are prepared using high technology micro CT-scans which are not available widely. However, improvement of 3D reconstruction algorithms made it possible to be used effectively as an alternative method in digital rock physics. This procedure can be described as follow: 1. dividing the image to some sub-images, 2. 3D reconstructing of sub-samples, 3. porosity and mineral phases segmentation and, 4. computing of elastic moduli. The obtained results show that average of sub-samples moduli follows a consistent trend with the value of standard sample and stiff sand model. This represents accuracy and efficiency of the proposed method.

**Keywords:** Digital rock physics- 3D reconstruction- Elastic moduli of rock

## ۱ مقدمه

هدف از مطالعات پتروفیزیکی شناسایی و مدل‌سازی روابط بین پارامترهای قابل اندازه‌گیری ژئوفیزیکی و ویژگی‌های برجای سنگ است. با ظهور تصاویر ۳بعدی با بزرگنمایی بالا از هندسه پیچیده دانه و تخلخل، پتروفیزیک رقومی به عنوان روشی مناسب جهت ارزیابی پارامترهای سنگ به سرعت گسترش یافت. اصل اساسی در این روش بر مبنای تهیه تصویر و محاسبه عددی پارامترها است. به این صورت که ابتدا یک تصویر ۳بعدی از هندسه فضاهای متخلخل و دانه‌ها تهیه شده و در مرحله بعد فرآیندهای فیزیکی به طور عددی در این تصویر رقومی شبیه‌سازی می‌شوند. این فرآیندهای فیزیکی عبارتند از: جریان سیال برای محاسبه تراوایی، شارش جریان الکتریکی برای تعیین مقاومت ویژه و تغییر شکل الاستیک برای محاسبه مدول‌های الاستیک و سرعت امواج در سنگ (آندرا و همکاران ۲۰۱۳-الف و ب). دورکین و همکاران (۲۰۱۱) مراحل مختلف روش پتروفیزیک رقومی را به صورت زیر معرفی نمودند: ۱. عکس‌برداری ۳بعدی رقومی از نمونه‌های کوچک در مقیاس فضاهای متخلخل. ۲. پردازش تصاویر خام برای جدا کردن فازهای متخلخل از ماتریکس و کانی و تهیه یک تصویر قطعه‌بندی شده، و ۳. شبیه‌سازی فرآیندهای فیزیکی در تصویر ۳بعدی. مشکلاتی از جمله عدم دسترسی به تکنولوژی‌های نوین مانند دستگاه میکرو سی-تی-اسکن برای تهیه تصاویر ۳بعدی نیاز به استفاده از روش‌هایی جایگزین را به خوبی مشخص می‌کند. یک روش جایگزین برای رفع این مشکل، استفاده از الگوریتم‌های بازسازی ۳بعدی تصاویر ۲بعدی (طهماسبی و سهیمی ۲۰۱۲) است. ایده اصلی در چنین روش‌هایی تخمین آماری ویژگی‌های سنگ در یک تصویر ۲بعدی و بازسازی این ویژگی‌ها با حفظ پارامترهای آماری به صورت ۳بعدی است. مزیت این روش امکان تولید تعداد زیادی نمونه با ویژگی‌های ساختاری مشابه سنگ اولیه است. در حالی که چنین تصویرهایی ممکن است پیچیدگی طبیعی نمونه‌های واقعی را نداشته باشند (آندرا و همکاران ۲۰۱۳-الف). در این مطالعه از روش بازسازی ۳بعدی به عنوان روش جایگزین مرحله اول در مراحل سه گانه پتروفیزیک رقومی استفاده شد (شکل ۱). به این صورت که یک تصویر ۲بعدی با بزرگنمایی بالا از ماسه‌سنگ Berea به عنوان یک داده استاندارد انتخاب شد و پس از تقسیم کردن آن به تصاویر کوچک‌تر (زیرتصویر)، مدل ۳بعدی هر یک از آنها تهیه شد. سپس فازهای تخلخل و کانی این مدل‌ها از یکدیگر تفکیک و قطعه‌بندی شد. در مرحله نهایی مدول‌های الاستیک مربوطه محاسبه گردیدند (شکل ۱).



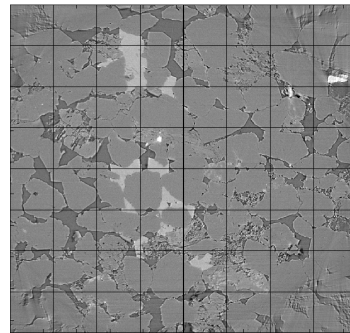
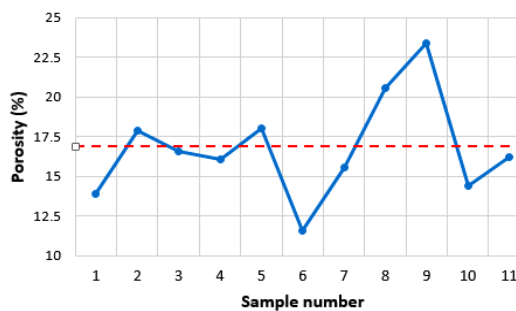
شکل ۱. مراحل الگوریتم جایگزین پیشنهادی در پتروفیزیک رقومی.

## ۲ مراحل الگوریتم پیشنهادی

### ۲-۱ تقسیم تصویر به زیرتصویرهای کوچک‌تر

اولین مرحله، تهیه یک تصویر ۲بعدی با بزرگنمایی بالا است. برای این که نتایج حاصل از این کار با روش‌های موجود قابل مقایسه باشد، از داده استاندارد ماسه‌سنگ Berea در این مطالعه استفاده شد. این داده یک تصویر ۳بعدی از مغزه به صورت  $1024 \times 1024$  ۲بعدی است که تصویر شماره ۱۵۰ آن (شکل ۲) به عنوان یک تصویر مرجع انتخاب شد. ایده اولیه تقسیم کردن تصویر به زیرتصویرهای کوچک‌تر از مقاله دورکین و همکاران (۲۰۱۱) گرفته شده است. به این صورت که در مسائل کاربردی پتروفیزیک رقومی نباید تنها از یک یا چند داده برای ارزیابی یک سازند استفاده نمود، در حالی که باید روندی که دو یا چند ویژگی سنگ را به یکدیگر مرتبط می‌کند، پیدا نمود. آنها نشان دادند که این روند با استفاده از زیرنمونه‌های کوچک از یک نمونه و یا از نمونه‌هایی در مقیاس‌های مختلف قابل دستیابی است. از این رو در اولین گام پس از انتخاب، این تصویر به  $8^2 = 64$  زیرتصویر تقسیم شد (شکل ۲). با وجود آن که انتظار نمی‌رود زیرتصویرها شباهت کاملی با تصویر داشته باشند، اما ممکن است زیرتصویرهایی تولید شوند که برای مثال به دلیل واقع شدن در گوشه‌ها یا لبه‌های تصویر و یا واقع شدن درون یک دانه یا تخلخل بزرگ، اختلاف فاحشی با تصویر اولیه داشته باشند. بنابراین پس از تولید زیرتصویرها، باید آنها را که نماینده مناسبی از محیط

ناهمگن سنگ هستند، انتخاب نمود. در این مطالعه، ۱۱ زیرتصویر به عنوان زیرتصویرهای مناسب انتخاب شدند. هر یک از ویژگی‌های مشترک این زیرتصویرها حول یک مقدار میانگین نوسان می‌کنند (مانند شکل ۳، دورکین و همکاران ۲۰۱۲). برای مثال نمودار تغییرات تخلخل در این نمونه‌ها در شکل (۳) نشان داده شده است.



شکل ۳. نمودار تغییرات تخلخل در ۱۱ زیرتصویر انتخابی. خط نقطه چین میانگین تخلخل نمونه است.

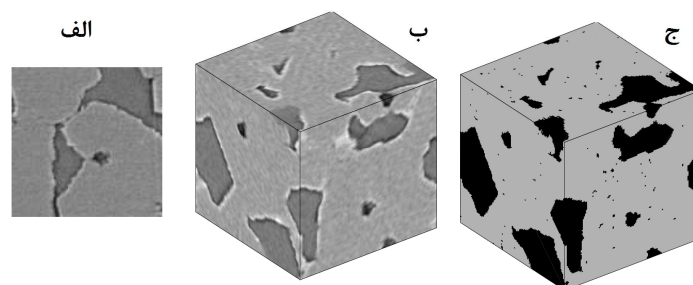
شکل ۲. تصویر شماره ۱۰۵ ماسه‌سنگ Berea و زیرتصویرهای مربوطه.

## ۲-۲ بازسازی ۳ بعدی زیرتصویرهای ۲ بعدی

پس از انتخاب زیرتصویرهای مناسب (شکل ۴-الف)، الگوریتم بازسازی تصویر جهت تولید زیرنمونه‌های ۳ بعدی از زیرتصویرهای ۲ بعدی مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴-ب). این الگوریتم که بر مبنای آمار چند نقطه‌ای و بکارگیری تابع همبستگی متقابل است، اول بار توسط طهماسبی و سهیمی (۲۰۱۲) ارائه شد. آنها از این الگوریتم برای نمونه استاندارد ماسه‌سنگ Berea استفاده کردند که نتایج قابل قبولی در پیش‌بینی تخلخل و تراوایی ارائه نمود.

## ۲-۳ قطعه‌بندی فازهای تخلخل و کانی

در این مرحله فازهای مختلف باید از هم تفکیک داده شوند و به هر وکسل (voxel) تصویر برچسبی مطابق فاز مربوطه تعلق گیرد. این کار به طور معمول توسط نرم‌افزارهای پیشرفته و براساس مراحل از پردازش تصویر شامل فیلتر فضایی، حذف نوفه، روبه‌های مورفولوژیکی، استفاده از حد آستانه و تحلیل خوشه‌بندی انجام می‌گیرد. با این وجود در مطالعه حاضر از روش ساده رسم هستوگرام تصویر و انتخاب دستی حد آستانه (مانند مدونا و همکاران ۲۰۱۲) برای قطعه‌بندی فاز تخلخل و کانی استفاده شد (شکل ۴-ج).



شکل ۴. الف- زیرتصویر ۲ بعدی شماره ۳۳، ب- بازسازی ۳ بعدی زیرتصویر و ج- قطعه‌بندی فازهای تخلخل و کانی.

## ۲-۴ محاسبه مدول‌های الاستیک

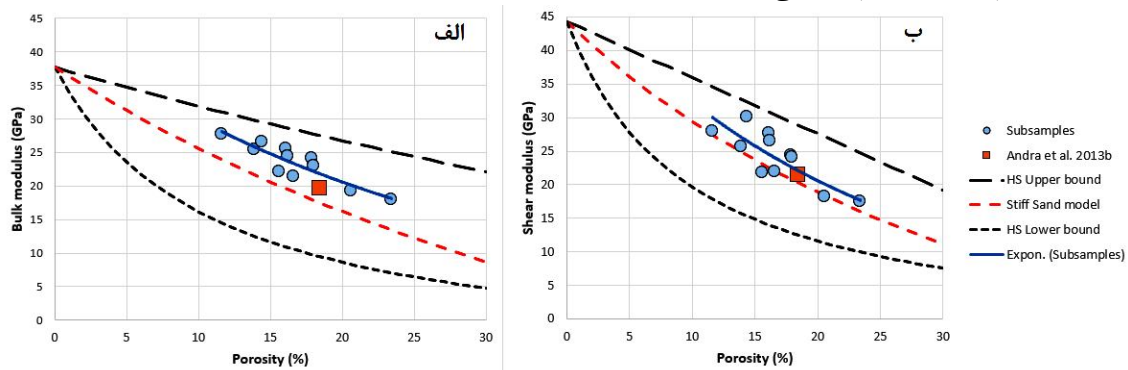
در محاسبه مدول‌های الاستیک از روش پرکاربرد گاربوچی و دی (۱۹۹۵) استفاده شد. این روش براساس حل معادلات الاستیک خطی بر مبنای قانون هوک به روش المان محدود است. بر این اساس، شش مولفه میانگین تانسور تنش و تانسور کرنش برای یک ساختار ۳ بعدی با فازهای مختلف محاسبه می‌شود.

## ۳ نتایج و بحث

با انجام مراحل قبل، برای هر زیرنمونه مقادیر مدول‌های حجمی و برشی محاسبه می‌شود. این نتایج در شکل (۵) برای زیرنمونه‌های مختلف، به صورت نقاط مربعی و برای نمونه محاسبه شده به روش معمول پتروفیزیک رقومی توسط آندرا و همکاران (۲۰۱۳-ب) به صورت یک نقطه دایروی دیده می‌شود. همه زیرنمونه‌ها در فاصله میان مرزهای بالا و پایین

هاشین-اشتریکمن (ماوکو و همکاران ۲۰۰۹) قرار دارند. همان طور که انتظار می‌رفت، مقدار تک تک این زیرنمونه‌ها با مقدار محاسبه شده توسط روش معمول پتروفیزیک رقومی اختلاف و پراکندگی دارند. این موضوع حتی برای زیرنمونه‌هایی که تخلخلی مشابه دارند نیز دیده می‌شود که علت آن تفاوت در ساختار تخلخل نمونه‌ها است. با وجود پراکندگی نتایج، میانگین زیرنمونه‌ها، روندی را نشان می‌دهد (خط ممتد) که به خوبی با مقدار محاسبه شده توسط روش معمول پتروفیزیک رقومی مطابقت می‌کند. این امر حاکی از دقت مناسب روش پیشنهادی دارد.

از طرف دیگر، مطالعات آزمایشگاهی (آندرا و همکاران ۲۰۱۳-ب) تطابق خوبی با مدل ماسه سخت (خط نقطه چین) (ماوکو و همکاران ۲۰۰۹) نشان می‌دهند که هر دوی آنها نسبت به روش معمول پتروفیزیک رقومی و نتایج این مطالعه مقدار کمتری دارند. این امر به دلیل بزرگنمایی تصویر و نیز تفاوت در فشار محیط می‌باشد. ریزتخلخل و ریزترک‌هایی که زیر حد بزرگنمایی تصویر هستند به مقدار قابل توجهی از سختی یعنی از مدول‌های الاستیک سنگ می‌کاهد که در این تصاویر در نظر گرفته نمی‌شود. همچنین برای رفع مشکل فشار محیط باید یا نتایج آزمایشگاهی در فشارهای بالاتر انجام پذیرند (درژی و همکاران ۲۰۱۱) و یا در مدول‌های رقومی فاز سومی به نام فصل مشترک دانه به دانه با مدولی بین فاز تخلخل (حداقل فشار) و کانی (حداکثر فشار) در نظر گرفته شود (مدونا و همکاران ۲۰۱۲). چنانچه از تاثیر فشار محیط صرف‌نظر گردد، مطابقت مناسب روند بدست آمده از زیر نمونه‌ها و مدل ماسه سخت نشان از کارایی مناسب روش پیشنهادی در پیش‌بینی مدول‌های الاستیک سنگ دارد (مانند آندرا و همکاران ۲۰۱۳-ب).



شکل ۵. نتایج مدول‌های حجمی (الف) و برشی (ب) با روش‌های پیشنهادی و پتروفیزیک رقومی معمولی.

#### ۴ نتیجه‌گیری

عدم دسترسی به تکنولوژی‌های نوین مانند میکرو سی-تی-اسکن مشکلاتی در استفاده از روش‌های به روزی مانند پتروفیزیک رقومی را به همراه دارد. در این مطالعه از بازسازی ۳ بعدی تصاویر ۲ بعدی جهت ارائه روشی جایگزین استفاده شده است. نتایج نشان می‌دهد، با وجود آن که مقادیر زیرنمونه‌ها با مقدار نمونه اصلی متفاوت است اما روند آنها به خوبی با نمونه اصلی و مدل ماسه سخت مطابقت دارد که حاکی از دقت و کارایی مناسب روش پیشنهادی است.

#### منابع

- André H., Combaret N., Dvorkin J., Glatt E., Han J., Kabel M. Et al., 2013a. Digital rock physics benchmarks —Part I: Imaging and segmentation. *Computers and Geosciences* **50**, 25–32.
- André H., Combaret N., Dvorkin J., Glatt E., Han J., Kabel M. Et al., 2013b. Digital rock physics benchmarks —part II: Computing effective properties. *Computers and Geosciences* **50**, 33–43.
- Derzhi, N., Sisk, C., and Kalam, Z., 2011, Application of digital rock physics for geophysical rock properties, Twelfth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, 1472-1475
- Dvorkin, J., Derzhi, N., Diaz, E., Fang, Q., 2011. Relevance of computational rock physics. *Geophysics* **76**, E141–E153.
- Garboczi E.J. and Day A. 1995. Algorithm for computing the effective linear elastic properties of heterogeneous materials: Three dimensional results for composites with equal phase poisson ratios. *Journal of the Mechanics and Physics of Solids* **43**, 1349–1362.
- Madonna C., Almqvist B.S.G. and Saenger E.H. 2012. Digital rock physics: Numerical prediction of pressure-dependent ultrasonic velocities using micro-CT imaging. *Geophysical Journal International* **189**, 1475–1482.
- Mavko, G., Mukerji, T., and Dvorkin J., 2009, *The rock physics handbook*, Cambridge University Press, p525.
- Tahmasebi, P. and Sahimi, M., 2012 Reconstruction of three-dimensional porous media using a single thin section, *Physical Review*, E **85**, 066709.

## Detection of Channels and their infill lithology variation using seismic inversion and Seismic facies analysis, Eastern Persian Gulf

Mina Delnava<sup>1</sup>, Mahmoodreza Torabi<sup>2</sup>, Meysam Maleki<sup>3</sup>, Alireza Heydariyan<sup>4</sup>

<sup>1</sup>Reservoir Geophysicist, Pars Petro Zagros Geophysics Company, [mdelnava@ppzgeo.com](mailto:mdelnava@ppzgeo.com)

<sup>2</sup>Head of Reservoir Geophysics, Pars Petro Zagros Geophysics Company, [mrtorabi@ppzgeo.com](mailto:mrtorabi@ppzgeo.com)

<sup>3</sup>Reservoir Geophysicist, Pars Petro Zagros Geophysics Company, [mmaleki@ppzgeo.com](mailto:mmaleki@ppzgeo.com)

<sup>4</sup>Senior Geophysicist, Iranian Offshore Oilfields Company

### ABSTRACT

Determination of different structural and stratigraphic features prior to any costly implementation is a great aid in the oil and gas explorations and developments that could be efficiently achieved by 3D seismic attribute analysis. In this study post stack seismic inversion is used in conjunction with different seismic volume attributes such as Instantaneous Phase, Sweetness, Curvature, Semblance, Spectral decomposition, etc., to detect channel features in addition to evaluate their infill lithology variation in one of the Iranian offshore hydrocarbon fields. After extracting seismic volume attributes, seismic facies analysis is performed to recognize meaningful variability within the 3D seismic data in order to highlight geologic features, generally hidden within the redundant seismic noise, and render the results as a seismic facies map. For this reason, Principal Component Analysis (PCA) is used to perform dimension reduction of a multivariate dataset by compressing the bulk of the variances in the seismic data into as few vector components as possible. Generated results revealed a major, very discreet channel feature cutting east-west across the middle part of the field in the Ilam formation. Another channel feature is also detected to the south of the field in the Sarvak formation based on inversion results. Consequently, infill lithology variations of detected channels were evaluated by seismic inversion results varying from dense (high acoustic impedance values) to porous (Low acoustic impedance values) in different intervals. The results of this study in conjunction with geological studies could be used to choose new well locations with more confidence.

**Keywords:** Channel, Seismic volume attributes, Principal Component Analysis (PCA), Seismic Facies analysis, Seismic inversion, Infill lithology variation.

### INTRODUCTION

The study area is located in the Persian Gulf, where the Ilam Formation with a channeling system running through it, forms the main reservoir unit and is under evaluation for new appraisal wells.

Detection of channels and their infill lithology has always posed a challenge for exploration geologists and geophysicists due to harder identification of them in both 2D and 3D seismic data compared to structural traps. Hitherto different seismic attributes have been widely applied to map stratigraphic features (e.g., Chopra and Marfurt, 2007, Suarez et al., 2008, Hart, 2008, and Chopra et al., 2011, etc.).

In this study in addition to post stack seismic inversion, multiple seismic volume attributes are derived from original seismic data and used to define the available channel features. Consequently, due to availability of a large number of input volume attributes, PCA is used to minimize noise and redundant data, extracting the best input set for seismic facies classification. Seismic facies map is generated by unsupervised seismic facies analysis technique using a neural network applied to a strata grid covering the Ilam formation. The use of automatic seismic facies classification techniques and their role in the interpretation process were reviewed by Coleou et al. (2003) and Linari et al. (2003).

Finally, regarding to this fact that seismic data has difficulty in lithology discrimination, post stack seismic inversion results are used to distinguish between porous vs. dense channels.

## METHODOLOGY

### Generation of seismic volume attributes

Seismic attributes can be used for both quantitative and qualitative purposes. Quantitative uses include prediction of physical properties such as porosity or lithology while Qualitative uses include detection of stratigraphic or structural features (Hart, 2008). In this study different seismic volume attributes were generated which five of them including Semblance, Sweetness, Instantaneous Phase, Most Negative Curvature and S-Transform Spectral Decomposition together with acoustic impedance are used to generate classified seismic facies map in the Ilam formation. Definitions of selected attributes are briefly explained in the following lines:

**Semblance** (a type of “coherency” attribute) is a statistical measure of waveform similarity given by the ratio of the energy of the average data trace to the average energy of each data trace. The deviation from the unity value indicates the degree of difference between traces, and can indicate geological boundaries, such as faults, fractures, channel edges, and reefs. The results from this attribute vary between 0 (no similarity in traces) and 1(exactly similar traces).

**Instantaneous Phase** attribute provides an amplitude independent display which is especially useful for revealing continuatively of reflectors which vary greatly in their amplitude.

**Sweetness** attribute is useful for location of oil and gas in a reservoir because of the strong amplitude values they produce. Also channel sands usually produce stronger reflections than shales that surround them, so sweetness is useful for identifying these channels (Hart, 2008).

**Curvature** attribute quantifies the degree to which the curve deviates from a straight line. Volume curvature is used to detect channels, faults, fractures, erosion, etc. **Spectral decomposition** is a method for processing seismic data into frequency slices, as opposed to time or depth slices. When a spectral decomposition algorithm (such as S-Transform) is applied to seismic reflection data, it breaks down the seismic signal into its frequency components. This enables the interpreter to visualize the data at specific frequencies, and to identify stratigraphic and structural features that would otherwise be overlooked in full bandwidth displays. In this study, generated Spectral decomposition horizon slices were examined and it was found that 25Hz frequency volume best resolved the Ilam channel feature.

### Post Stack Seismic Inversion

Since the acoustic impedance attribute enhances impedance contrast boundaries, it may help to delimit different facies within a fluvial complex. In general, due to the lithological differences between channels and the differences between channel fills and/or flood plains, the amplitudes of seismic reflections are obviously distinct, particularly if the difference in acoustic impedance is large.

In this study Constrained sparse spike algorithm is used for post stack acoustic impedance inversion. For this reason after generation of synthetic seismograms for three available wells, optimum multiwells wavelet is extracted and together with a set of interpreted seismic horizons is used in the seismic inversion process.

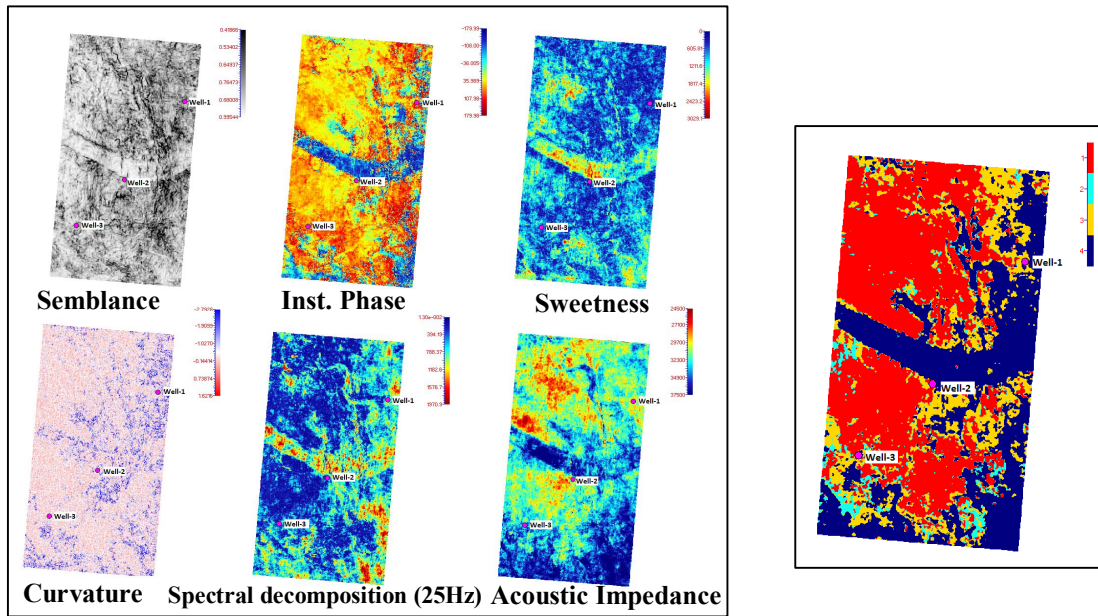
### Seismic Facies Analysis

Seismic Facies classification is an attribute analysis and interpretation method that uses neural network techniques to extract seismic facies. A seismic facies is a unit of seismic reflection events that can be mapped, in which each unit can be distinguished based on wave shape, continuity, amplitude, frequency, and interval velocity. The neural network technique correlates and compares selected attributes and separates them into distinct classes with a unique characteristic. The method generates a facies map that helps to correlate seismic attribute

patterns with subsurface structures and stratigraphy. This approach can help to enhance seismic events that seismic interpreters might overlook when using standard interpretation techniques. Principal Component Analysis (PCA) is a way of reducing redundancy in related data sets by using different weights and ways of combining the variables in the data sets. PCA was applied on volume attributes in Ilam formation. Several combinations of attributes were evaluated to see which ones have the most application to predict channel distribution. Several modifications to the number of classes are also applied to achieve a satisfying result. Finally, seismic facies classification was applied to the generated strata-grid based on multiple volume attributes.

**RESULTS**

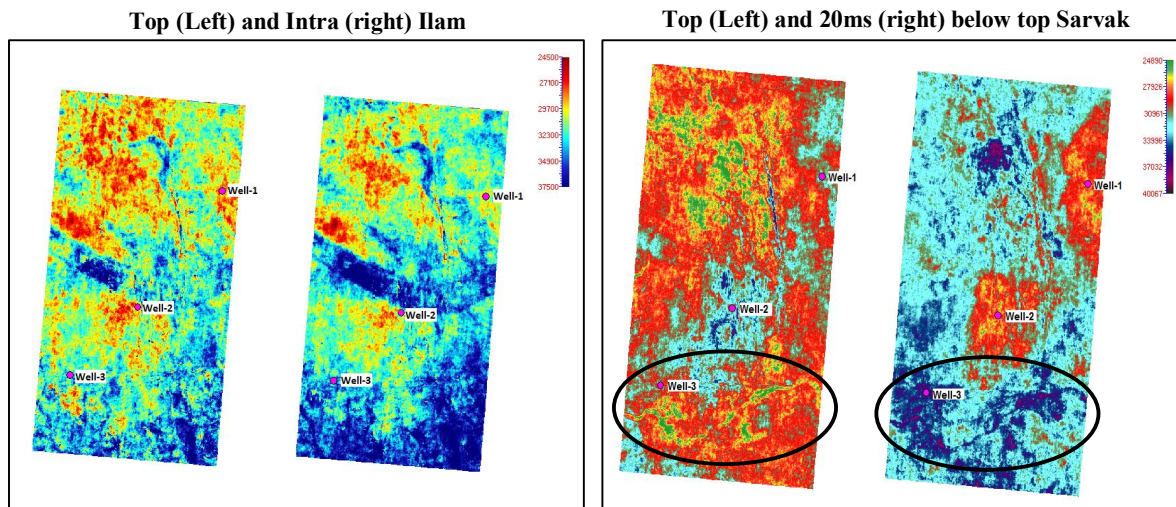
Figure 1 (Left) demonstrates different horizon slices through the extracted seismic volume attributes in the Ilam formation. According to this figure, a main channel could be easily detected extending from the west to the east of the structure. While Figure 1(Right) Shows generated seismic facies classification map in the Ilam formation. The colour scale of this figure is the classes containing events with unique characteristics. This display clearly shows the east-west trending channel feature.



**Figure 1. Horizon slices through extracted seismic attribute cubes (Left) and generated seismic facies map with 4 Classes in the Ilam formation (Right)**

Infill lithology variation of the Ilam channel is illustrated in two horizon slices through acoustic impedance cube at the Top and Intra-Ilam layers (Figure 2-Left). The colour scale is in acoustic impedance unit, with the lower acoustic impedance colored yellow gradually changing to dark blue representing the high acoustic impedances. Low values of acoustic impedance are indicating the porous regions since acoustic impedance and porosity have reverse relation to each other. According to this figure it could be concluded that Ilam channel is mainly filled with dense lithology which its rigidness increases from top to the middle part of the formation. In Figure 2 (Right) another laterally extending channel is detected at the south of the structure that is highlighted with an oval. According to seismic inversion results, this channel exists from the top Sarvak to approximately 35ms below it and its infill lithology is changed from porous at the top Sarvak (Low AI values) to dense, at the base of it (High AI values).





**Figure 2. Horizon slices through acoustic impedance cube in the Ilam formation (Left), and in the Sarvak formation (Right) showing channel infill lithology variation**

## CONCLUSION

Extracted seismic volume attributes including Semblance, Sweetness, Instantaneous Phase, Curvature and S-Transform spectral decomposition together with Acoustic impedance volume from post stack seismic inversion revealed an east-west extending main channel in the Ilam formation which is clearly distinguished on the generated Seismic facies map. In addition to Ilam channel, another laterally extending channel is detected in the southern part of the studied field, at the top of the Sarvak formation to approximately 35ms below it based on generated acoustic impedance data. Finally, based on seismic inversion results a rough estimate for channel Infill lithology variations is rendered changing from porous to dense.

## REFERENCE

- Chopra, S., and Marfurt, K., 2007, Seismic attributes for prospect identification and reservoir characterization, SEG geophysical developments series; no. 11.
- Chopra, S., S. Misra, and K. J. Marfurt, 2011, Coherence and curvature attributes on preconditioned seismic data: The Leading Edge, 4, 386–393.
- Hart, B. S., 2008, Channel detection in 3-D seismic data using sweetness, AAPG Bulletin, V. 92, No. 6, P. 733-742.
- Coleou T., Poupon, M. And Azbel, K., 2003. Unsupervised seismic facies classification: A review and comparison of techniques and implementation. Interpreter's corner, The Leading Edge, October 2003, 942-953.
- Linari, V., Santiago, M., Pastore, C., Azbel, K. And Poupon, M., 2003, Seismic facies analysis based on 3D multi-attribute volume classification, La Palma field, Maracaibo, Venezuela. The Leading Edge, 32-36.
- Suarez, Y., Marfurt, K. J., & Falk, M., 2008, Seismic Attribute-assisted Interpretation of Channel Geometries and Infill Lithology: A Case Study of Anadarko Basin Red Fork Channels. Society of Exploration Geophysicists.

## بررسی قطبش در لرزه با چشمه طبیعی در میدان نفتی مارون اهواز

مصطفی ابراهیمی<sup>۱</sup>، علی مرادی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، [m.ebrahimii@ut.ac.ir](mailto:m.ebrahimii@ut.ac.ir)

<sup>۲</sup>استایار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران، [asmoradi@ut.ac.ir](mailto:asmoradi@ut.ac.ir)

### چکیده

امروزه استفاده از روشهای کم هزینه همراه با نتایج مطلوب در اکتشاف مخازن هیدروکربنی از جمله مسائل مهم و در حال بررسی در نقاط مختلف دنیا می باشد. در سالهای اخیر نتایج پژوهش در روشهای لرزه نگاری با چشمه طبیعی، وجود سیگنالهای باند باریک با فرکانس پایین (۱-۶ هرتز) را در بالای شماری از مخازن هیدروکربنی نشان می دهد. براساس نتایج بدست آمده، این مایکروترمورها می توانند به عنوان نشانگر مستقیم مخازن هیدروکربوری در مقابل تکنولوژی رایج لرزه به کار برده شوند. در این مقاله که در منطقه مارون صورت گرفته است امواج لرزه ای توسط پنج سائزومتر باند پهن سه مولفه ای در این شبکه ثبت گردیده اند. در ایستگاههای MAR1، MAR2، MAR3، MAR4 و MAR5 این امواج ثبت شدند که در ادامه به بررسی یکی از روش های لرزه با چشمه طبیعی با نام قطبش در دو ایستگاه پرداخته می شود.

**واژه های کلیدی:** مخازن هیدروکربنی، لرزه نگاری با چشمه طبیعی، مایکروترمور، مارون، باند پهن، قطبش

## Polarization attribute of passive seismic in the Marun oil field

Mostafa Ebrahimi<sup>1</sup>  
Ali Moradi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Msc of Geophysics, Geophysics Institute of Tehran University, Tehran, Iran: [m.ebrahimii@ut.ac.ir](mailto:m.ebrahimii@ut.ac.ir)

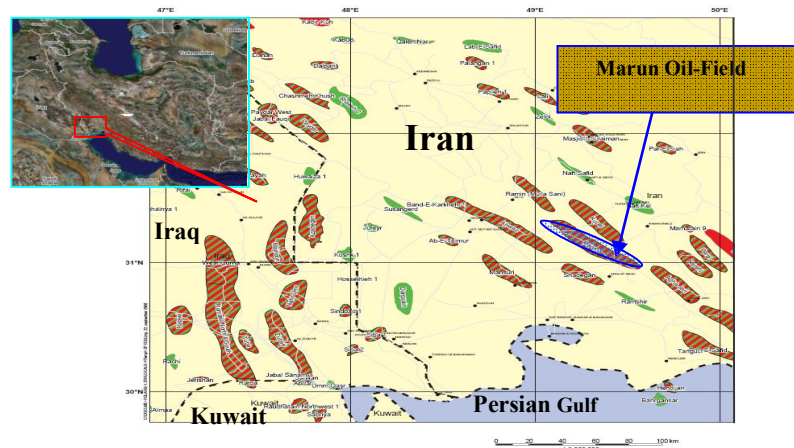
<sup>2</sup>asmoradi@ut.ac.ir Assistant, Geophysics Institute of Tehran University, Tehran, Iran:

### Abstract

Nowadays use of low-cost methods with favorable results in hydrocarbon exploration such important issues being considered in different parts of the world. In recent years, the research results of seismic passive, narrow-band signals are low-frequency (1-6 Hz) on top shows the number of hydrocarbon reservoirs. Based on these results, it can microtremor as a direct indicator of seismic reservoir versus applied current technology. This article has been carried out in the area marun and Five three-component broadband seismometer have been recorded seismic waves in the network. Stations MAR1, MAR2, MAR3, MAR4 and MAR5 the waves were recorded and in the following to investigate one of passive seismic attribute called polarization at two stations will be discussed addressed

**Keywords:** hydrocarbon reservoirs, passive seismic, microtremor, marun, broadband, polarization

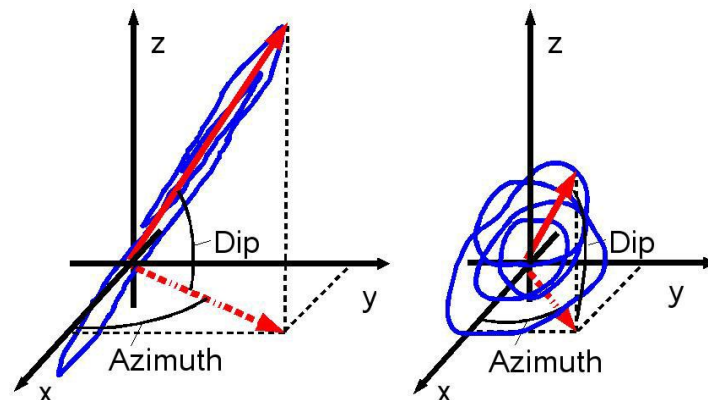
در مطالعات لرزه‌ای با چشمه طبیعی همانطور که از نام آن پیداست، بر مبنای استفاده از امواج لرزه‌ای درون زمین که به صورت کاملاً طبیعی و بدون استفاده از یک چشمه مصنوعی و انسانی بنا نهاده شده است. تعیین نوع مطالعه در منطقه به لرزه خیزی، نتیجه مورد نظر و تعداد ایستگاههای موجود بستگی دارد (سعادت‌مند، ۱۳۹۱). برداشت داده‌های لرزه‌ای در میدان نفتی مارون و اطراف آن با هدف بررسی و تأثیر زمین‌لرزه‌ها بر روی تولید چاههای استخراج نفت انجام شده است. این شبکه موقت لرزه‌نگاری اولین شبکه محل برداشت امواج لرزه‌ای بر روی یک میدان نفتی در ایران می‌باشد و با توجه به مناسب بودن تعداد و موقعیت ایستگاهها و مدت رکورد در آنها داده‌های حاصل از آن به کار گرفته شد. ۳ ویژگی شامل دامنه مولفه قائم به افقی، چگالی طیف توان و قطبش جهت مطالعات مخزنی می‌باشد که در این مقاله به طور مفصلی به بررسی قطبش پرداخته می‌شود.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

## ۲ روش تحقیق

در روش قطبش به بررسی نحوه جهت یافتگی آزیموتی حرکت ذرات ناشی از نوبه‌ها در سیگنال‌های ایستگاه‌هایمان پرداخته می‌شود. علاوه بر اینکه این روش به عنوان نشانگر مستقیم می‌باشد از آنجا که در زمان جمع‌آوری داده‌ها نویزهای مصنوعی و نویزهای شهری زیادی ثبت می‌شود در نتیجه از بین بردن همه آنها غیر ممکن است پس ما از تکنیک روش قطبش با هدف بررسی جهت حرکت ذرات استفاده می‌کنیم و نهایتاً مولفه‌های شیب، آزیموت و شدت را از آن استخراج می‌کنیم (دیماس، ۲۰۱۳).



شکل ۲: مشخصه‌ی قطبش خط آبی رنگ تصویر سه بعدی سرعت ذرات را نشان می‌دهد. الف) شیب متوسط و شدت زیاد ب) شدت کم و شیب نسبتاً متوسط. پیکان قرمز رنگ اندازه‌ی بزرگترین مقدار ویژه را نشان می‌دهد. (ساینگر، ۲۰۰۷)

روش قطبش مبتنی بر اعمال فیلتر میان گذر روی داده‌های سه مولفه‌ای حوزه زمان است و فرض بر این است که هر بازه زمانی از سه مولفه  $u_x$  و  $u_y$  و  $u_z$  شامل  $N$  نمونه زمانی است و کراس واریانس می‌تواند بدین ترتیب بدست آید. (ساینگر، ۲۰۰۷)

$$C_{ij} = \left[ \frac{1}{N} \sum_{s=1}^N u_i(s) u_j(s) \right] \quad (1)$$

در رابطه (۱)  $\hat{I}$  و  $\hat{J}$  هر کدام معرف سه مولفه  $x$  و  $y$  و  $z$  و کمیت  $S$  مبین متغیر نمونه زمانی ماتریس  $3 \times 3$  کوواریانس است که به صورت زیر تعریف می‌شود. (ساینگر، ۲۰۰۷)

$$C = \begin{pmatrix} C_{xx} & C_{xy} & C_{xz} \\ C_{xy} & C_{yy} & C_{yz} \\ C_{xz} & C_{yz} & C_{zz} \end{pmatrix} \quad (2)$$

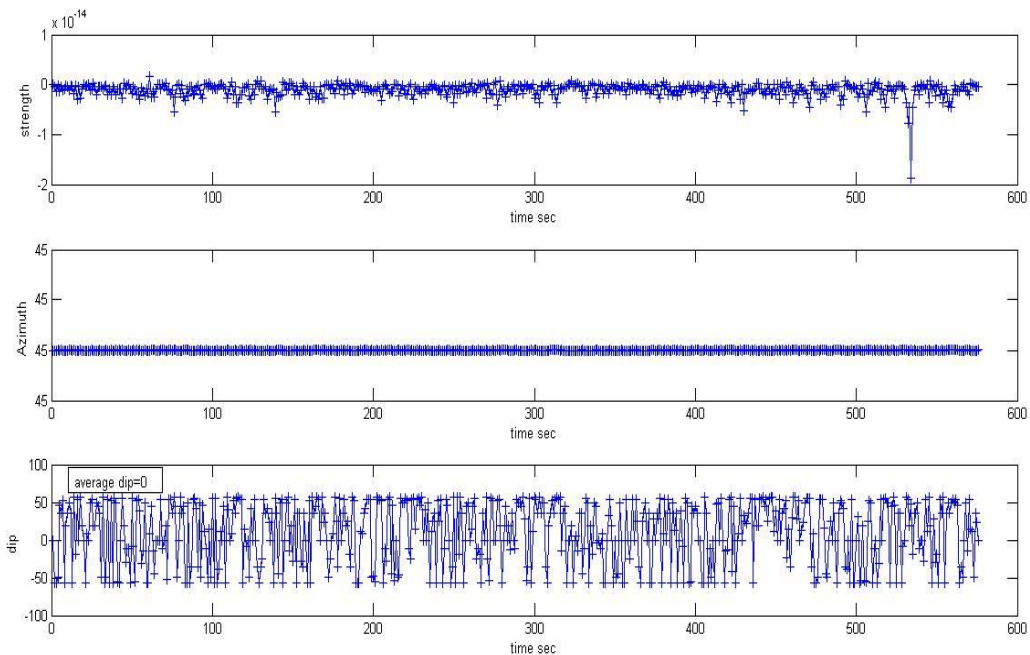
این ماتریس حقیقی و متقارن است و بیضی قطبی را نمایش می‌دهد. محور اصلی این بیضی می‌تواند با حل معادله، مقادیر ویژه  $\lambda_1$  و  $\lambda_2$  و  $\lambda_3$  و بردار ویژه  $p_1$  و  $p_2$  و  $p_3$  بدست آید. (ساینگر، ۲۰۰۷)

$$(C - \lambda I)P = 0 \quad (3)$$

در معادله فوق  $I$  مقدار بردار واحد است و  $C$  کراس واریانس از معادله بدست آمده است. نهایتاً مقدار شیب و آزمون بدست می‌آید، مقدار  $\Phi$  بیانگر شیب و  $\theta$  بیانگر آزمون است. (ساینگر، ۲۰۰۷)

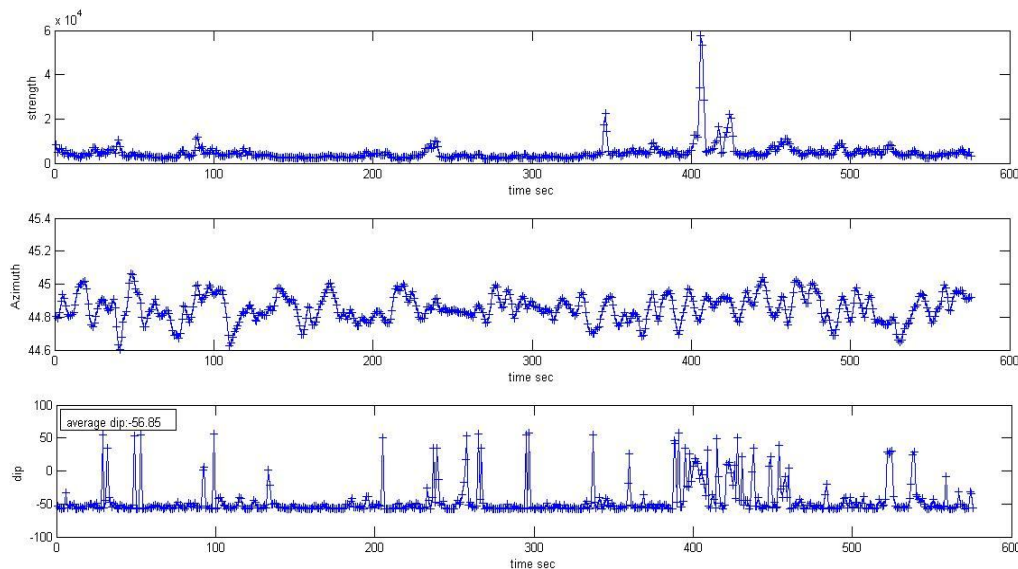
$$\Phi = \tan^{-1} \left( \frac{p_1(z)}{\sqrt{p_1(x)^2 + p_1(y)^2}} \right) \quad (4)$$

$$\theta = \arctan \left( \frac{p_1(y)}{p_1(x)} \right) \quad (5)$$



شکل ۳: شدت، شیب و آزمون بدست آمده از ایستگاهی که در اطراف آن هیدروکربن وجود ندارد.

با توجه به شکل ۳ مقدار شدت کم و همواره صفر و کمتر از آن است. میزان آزمون عددی ثابت است که بیانگر بهره نبردن از نویزهای طبیعی دارد و بدین معنی است که نویز مصنوعی و توسط بشر داریم که در راستای حدوداً ۴۵ درجه است و میزان شیب کمتر از ۲۰ است و میانگین آن صفر است که این خود موکد بر این موضوع است که در اطراف این ایستگاه هیدروکربن نداریم. از طرف با توجه به شکل ۴ مقدار شدت در مقایسه با قبلی مقدار خیلی بیشتر می باشد و میزان آزمون متغیر است که دلالت بر این موضوع دارد که دارای نویزهای طبیعی هستیم و نویزهای مصنوعی نداریم زیرا جهت خاصی نشان داده نشده است و میزان شیب متوسط بیش از ۵۵ درجه است. میزان بالای شیب را به طور مستقیم به عنوان وجود هیدروکربن در ایستگاهی که بر روی آن است می توان نام برد. (ساینگر، ۲۰۰۹)



شکل ۴: شدت، شیب و آزمون بدست آمده از ایستگاهی که در بالای هیدروکربن قرار دارد.

### ۳ نتیجه گیری

همواره در ایستگاههای بالا مخزن شرایط زیر در ویژگی قطبش برقرار است. شیب، دارای مقادیر بالا و به صورت پایدار شیب است، که در صورت بالا بودن به عنوان نشانگر مستقیم مخزن می باشد. شدت، دارای مقادیر متفاوت ولی موجود بر کل مدت زمان اندازه گیری می باشد. آزمون، دارای مقادیر کاملاً متفاوت است. همچنین در ایستگاههایی با پتانسیل هیدروکربن کم شرایط زیر در ویژگی قطبش برقرار است. شیب، دارای مقادیر پایین و به صورت پایدار شیب که عموماً کمتر از ۲۰ می باشد. شدت، دارای مقادیر نسبتاً پایین همراه با اسپایک می باشد. آزمون، دارای مقادیر تقریباً پایدار است فقط در بعضی نقاط تغییر می کند که بیانگر نویزهای مصنوعی است.

### منابع

سعادت مند، م.، ۱۳۹۱، بررسی نسبت طیفی V/H در میدان نفتی دارخوین با استفاده از حسگرهای لرزه نگاری باندهن، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین

Lambert, M., Schmalholz S. M., Podladchikov Y.Y., Saenger E.H., 2007. "Low frequency anomalies in spectral Ratios of single station microtremor measurements: Observations across an oil and gas field in Austria", 77th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts: 13521356.

Saenger E. K., Lambert, M. A., Schmalholz S. M., Steiner., B., 2009. "Low frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria", Geophysical Prospecting: 57, 393411.

Dimmas, R., Andri, D., Muhammad, F., Guntur., 2013. "Multi-attribute analysis of a low-frequency Passive seismic method for hydrocarbon indicator prospecting: Case study in Cemara field, Cirebon, west Java, Indonesia.

## تعیین نوع توزیع هیدرات گازی در رسوبات زیر بستر دریا با استفاده از نمودار متقاطع نشانگرهای لرزه‌ای پیش برانبارشی

عفت بهبودی<sup>۱</sup>، ناصر کشاوری فرج‌خواه<sup>۲</sup>، اصغر نادری<sup>۳</sup>، یوسف حسن‌پور مطلق<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [effatbehboudi@aut.ac.ir](mailto:effatbehboudi@aut.ac.ir)

<sup>۲</sup> عضو هیئت علمی، واحد ژئوفیزیک پژوهشگاه صنعت نفت، [keshavarz@ripi.ir](mailto:keshavarz@ripi.ir)

<sup>۳</sup> عضو هیئت علمی، واحد ژئوفیزیک پژوهشگاه صنعت نفت، [naderia@ripi.ir](mailto:naderia@ripi.ir)

<sup>۴</sup> کارشناس تعبیر و تفسیر، واحد ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، [yousefhasanpour@yahoo.com](mailto:yousefhasanpour@yahoo.com)

### چکیده

داده های لرزه‌ای از معتبرترین ابزارهای مطالعه‌ی نیمه کمی برای شناسایی منابع هیدرات گازی و گاز آزاد زیر آن می‌باشد. با توجه به عدم وجود داده‌های چاه‌ی در بیش‌تر زون‌های هیدرات گازی که در آب‌های عمیق اقیانوسی واقع شده‌اند، مطالعه‌ی نشانگرهای AVO، برای ارزیابی گاز محبوس در زیر زون هیدرات گازی کاربرد فراگیری یافته است. زیرا این امر موجب می‌شود که با مشخص شدن محل دقیق زون‌های غنی از هیدرات گازی و گاز آزاد زیر آن هزینه حفاری جهت تولید از این منابع عظیم انرژی، کاهش یابد. از جمله روش‌های معمول در تحلیل نتایج AVO، ترسیم نمودار متقاطع نشانگرهای عرض از مبدا برحسب گرادیان است. که از آن می‌توان برای تعیین کلاس‌های AVO و تعیین نسبت سرعت موج تراکمی به برشی استفاده کرد. در این تحقیق با استفاده از نمودار متقاطع کلاس‌های III و IV بر روی شبیه ساز بستر دریا مشاهده شد. در این تحقیق افزایش نسبت سرعت موج تراکمی به برشی در بالای بازتاب کننده شبیه ساز بستر دریا نسبت به روند زمینه نشان دهنده این است که هیدرات بصورت غیرسیمانی عمل کرده است.

**واژه‌های کلیدی:** تغییرات دامنه در برابر دورافت، نشانگر عرض از مبدا، نشانگر گرادیان، کلاس‌های AVO، گاز آزاد، هیدرات گازی

## Gas hydrate concentration type definition in sub-sea sediments applying pre-stack attribute cross-plots

Effat Behboudi<sup>1</sup>, Nasser Keshavarz Frajkhah<sup>2</sup>, Asghar Naderi<sup>3</sup>, Yousef Hasanpour Motlagh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> M.Sc., Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>2</sup> Geophysics Department, Research Institute of Petroleum Industry

<sup>3</sup> Geophysics Department, Research Institute of Petroleum Industry

<sup>4</sup> Geophysics Department, Exploration Directorate, National Iranian Oil Company

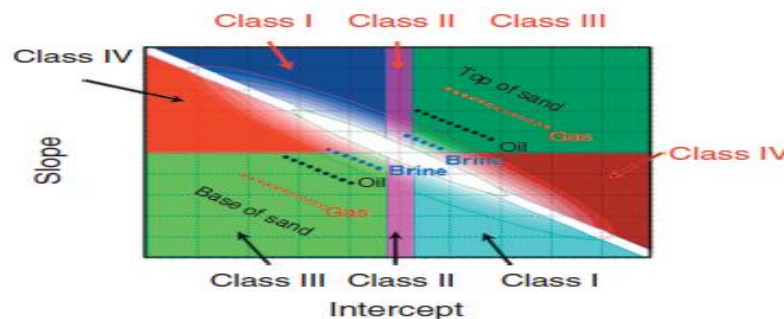
### Abstract

Pre-stack analysis and study of AVO attributes are most reliable tools for the study of gas hydrate and free gas resources. Due to lack of wells data in most regions of gas hydrates in deep oceans, the study of AVO attributes to evaluate the free gas is necessary. The cost of drilling is reduced by finding the exact location of gas hydrate and free gas. Crossplotting gradient attribute verses intercept attribute is an important method to analyze of AVO results. It used to identify AVO classes and Vp/Vs. In this study classes III and IV AVO on BSR were dominant. Also increasing Vp/Vs on BSR indicates the gas hydrate accumulation as non-cementing effect.

**Keywords:** Amplitude variations with offset, intercept attribute, gradient attribute, AVO classes, free gas, gas hydrate

## ۱ مقدمه

نمودار متقاطع آنالیز دامنه در مقابل دورافت، از رسم داده‌های عرض از مبدا در مقابل داده‌های گرادیان برای تفسیر ناهنجاری‌های AVO بکار برده می‌شود. نمودار متقاطع یک ابزار تشخیصی برای طبقه‌بندی پاسخ‌های AVO و تشخیص رسوبات هیدروکربوری می‌باشد. تئوری نمودار متقاطع توسط کاستاگنا و سوان (۱۹۹۷) و ورم و هیلترمن (۱۹۹۵) توسعه یافت و آنها بیان کردند که مکان لایه‌های ماسه‌سنگی احاطه شده با شیل در صفحه‌ی  $G-Rp$  (در زاویه برخورد نرمال) مشخص می‌شود (شکل ۱). ماسه‌سنگ‌های کلاس I نسبت به لایه شیلی مجاور خود مقاومت صوتی بالاتری دارد. بنابراین این کلاس در ربع چهارم صفحه‌ی  $G-Rp$  قرار دارد. در این کلاس ضریب بازتاب در زاویه-ی برخورد نرمال مثبت است در حالی که گرادیان AVO منفی می‌باشد و ضریب بازتاب با افزایش دورافت کاهش می‌یابد. ماسه‌سنگ‌های کلاس II مقاومت صوتی مشابه با لایه‌های شیلی مجاور خود دارند. و ممکن است در ربع دوم، سوم و چهارم قرار گیرند. ماسه‌سنگ‌های کلاس III دارای مقاومت صوتی پایین‌تری نسبت به لایه‌های شیلی مجاور خود هستند و بصورت نقاط روشن دیده می‌شوند و در ناحیه‌ی سوم قرار می‌گیرد (ژانگ و براون، ۲۰۰۱). در کلاس سه حضور گاز موجب کاهش مقاومت صوتی و نسبت پواسون می‌شود. این کلاس اغلب در سازندهای جوان و نامتراکم که دارای تخلخل بالا و حساس به محتوای سیال می‌باشند، دیده می‌شوند (رادرفورد و ویلیامز، ۱۹۸۹). ماسه‌سنگ‌های کلاس IV دارای مقاومت صوتی پایین‌تری نسبت به لایه‌های شیلی مجاور خود هستند و مقدار ضریب بازتاب با افزایش دورافت کاهش می‌یابد. تفاوت کلاسه‌های III و IV در افق پوشاننده‌ی مخزن است. یک افق شیلی دارای سرعت موج برشی کمتری نسبت به ماسه‌سنگ زیرین است در حالی که یک افق کربناته، لایه‌های سیلیسی و انیدریتی دارای سرعت موج برشی بیشتری نسبت به ماسه‌سنگ می‌باشد بنابراین در این حالت پاسخ نوع IV آشکار می‌شود. این کلاس در ربع دوم قرار می‌گیرد (کاستاگنا و همکاران، ۱۹۹۷).

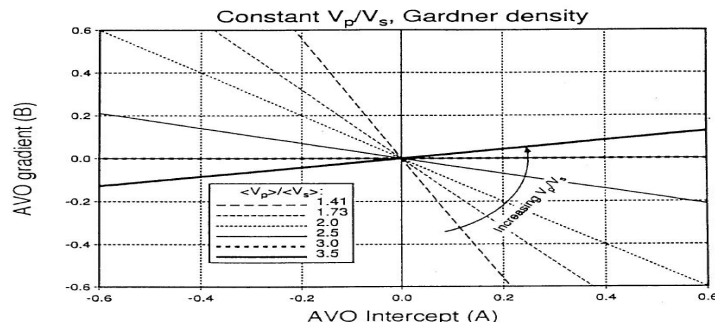


شکل ۱. نمودار متقاطع عرض از مبدا و گرادیان که موقعیت مربوط به کلاس‌های مختلف دامنه در مقابل دورافت را براساس طرح رادرفورد و ویلیامز نشان می‌دهد. نقاط مربوط به ماسه‌های اشباع از آب و شیل روی یک خط گل‌سنگ مشخص، قرار می‌گیرند (فاستر و همکاران، ۲۰۱۰).

اگر نسبت بین  $V_S$  و  $V_P$  ثابت باشد و چگالی از رابطه گاردنر تبعیت کند ( $\frac{V_P}{V_S} = m$  و  $\frac{\Delta\rho}{\rho} \approx 1 - \frac{1}{4} \frac{\Delta V_P}{V_P}$ ) رابطه خط گل سنگ زمینه از رابطه زیر پیروی می‌کند (کاستاگنا و سوان، ۱۹۹۷):

$$G = 0.4 \left[ 1 - 0.9 \left( \frac{V_S}{V_P} \right)^2 \right] R_p \quad (1)$$

که با افزایش نسبت سرعت موج تراکمی به برشی شیب روند زمینه مثبت‌تر خواهد شد (شکل ۲).

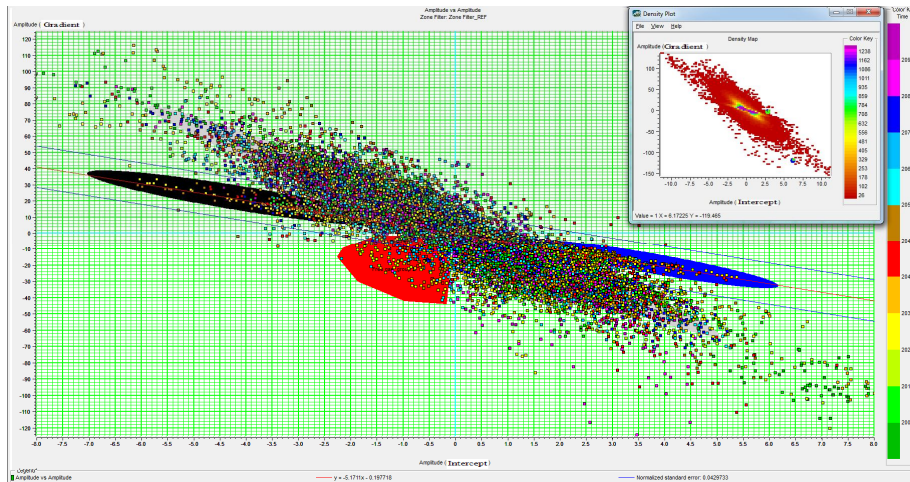


شکل ۲. تاثیر میزان نسبت سرعت موج تراکمی به برشی بر شیب روند زمینه برای حالتی که نسبت بین سرعت تراکمی و برشی ثابت است و چگالی از رابطه گاردنر پیروی کند (کاستاگنا و سوان، ۱۹۹۷).

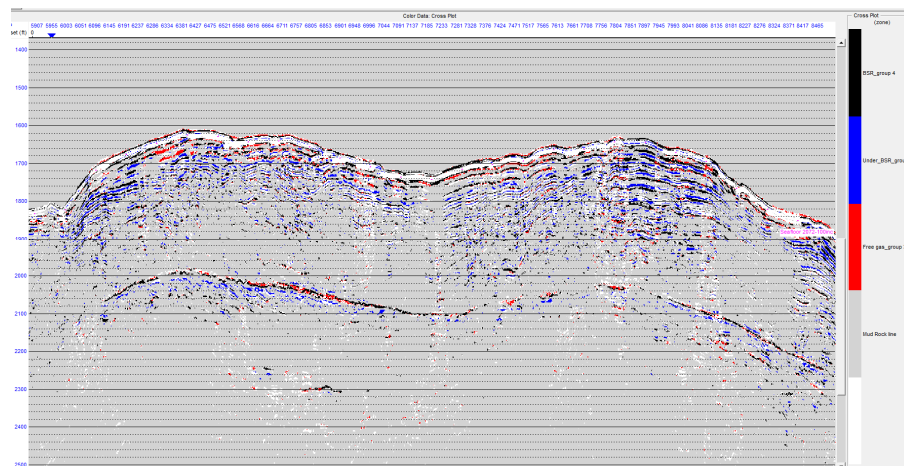
## ۲ روش تحقیق

در این تحقیق از داده‌های لرزه‌ای پیش از برانبارش ( تصحیحات لازم به منظور مطالعه دامنه در برابر دورافت قبلا انجام شده بود) و داده‌های سرعت کوچ لرزه‌ای استفاده شد. ابتدا با استفاده از ردیابی پرتو داده‌های پیش از برانبارش از حیطة دورافت به حیطة زاویه تبدیل و نشانگرهای عرض از مبدا و گرادیان استخراج گردیدند. سپس نمودار متقاطع نشانگر گرادیان برحسب عرض از مبدا رسم شد. همانطور که در شکل ۳ مشاهده می شود وجود بازتاب کننده شبیه ساز بستر دریا موجب شده تا دو روند زمینه با شیب‌های متفاوت در شکل دیده شوند. با توجه به مثبت‌تر بودن شیب در زمینه مربوط به شبیه ساز بستر دریا نسبت به روند گل سنگ می‌توان این نتیجه را گرفت که وجود هیدرات گازی موجب افزایش  $\frac{V_P}{V_S}$  شده است. افزایش نسبت سرعت‌ها نشان دهنده این است که هیدرات گازی خلل و فرج رسوبات میزبان بصورت غیر سیمانی عمل کرده و فقط سرعت موج طولی را افزایش داده است. از طرف دیگر می‌توان با استفاده از این نمودارها کلاس‌های مختلف AVO را تعیین کرد. همانطور که در شکل ۴ دیده می شود کلاس آنالیز دامنه در برابر دورافت در بازتاب کننده شبیه ساز بستر دریا، کلاس III و IV می باشد. در رسوبات حاوی هیدرات، افزایش موج طولی با افزایش اشباع هیدرات گازی موجب افزایش مقاومت صوتی شده و در زیر بازتاب کننده شبیه ساز بستر دریا به دلیل وجود گاز آزاد سرعت موج طولی کاهش یافته است اختلاف شدید مقاومت صوتی بالا و پائین شبیه ساز بستر دریا موجب کلاس III و IV، AVO شده است و در بخش‌هایی که با افزایش دورافت، دامنه نیز افزایش می‌یابد کلاس III و وقتی دامنه با افزایش دورافت کاهش یابد کلاس IV را نشان می‌دهد. کلاس III نشان دهنده آنومالی گاز آزاد زیر زون هیدرات گازی است که می‌تواند نشان دهنده سازندهای جوان و نامتراکم که دارای تخلخل بالا و حساس به محتوای سیال هستند، باشد. در این رسوبات، افزایش موج طولی با افزایش اشباع هیدرات گازی موجب افزایش مقاومت صوتی رسوبات حاوی هیدرات گازی شده است علاوه بر آن با افزایش دورافت، دامنه نیز افزایش می‌یابد. کلاس IV نشان دهنده رسوبات پوشاننده‌ای با امپدانس صوتی بالا و رسوبات زیر آن با امپدانس صوتی پائین می‌باشد که با افزایش دورافت دامنه کاهش می‌یابد. از آنجاییکه سرعت موج برشی فقط به لیتولوژی بستگی دارد و با توجه به تأثیر هیدرات گازی بر روی سرعت موج برشی می‌توان این نتیجه را گرفت که هیدرات گازی بر روی شبیه ساز بستر دریا بصورت غیرسیمانی عمل کرده است. در واقع همیشه با افزایش اشباع هیدرات گازی، سرعت موج تراکمی افزایش می‌یابد و زمانی که هیدرات بصورت سیمان عمل کند سرعت موج برشی نیز افزایش می‌یابد.





شکل ۳. نمودار متقاطع گرادیان بر حسب عرض از مبدا برای داده‌های لرزه‌ای دریای عمان. کلاس‌های III و IV بر روی آن مشخص شده‌اند. همچنین وجود هیدرات موجب انحراف از روند گل سنگ شده است.



شکل ۴. مقطع کلاس‌های AVO بر روی داده‌های لرزه‌ای دریای عمان. بر روی شبیه ساز بستر دریا اغلب گروه III و IV مشاهده می‌شود که گروه III نشان دهنده آنومالی گاز آزاد زیر زون هیدرات گازی و گروه IV نشان دهنده هیدرات غیر سیمانی است. همچنین در زیر شبیه ساز بستر دریا گروه IV دیده می‌شود.

### ۳ نتیجه‌گیری

در این تحقیق از نمودار متقاطع عرض از مبدا بر حسب گرادیان به منظور شناسایی بهتر گسترش زون گاز آزاد و هیدرات گازی دریای عمان استفاده شد. که با توجه به نتایج حاصل شده بر روی شبیه ساز بستر دریا اغلب گروه IV و III، AVO مشاهده شدند. افزایش نسبت سرعت موج تراکمی به برشی در بالای بازتاب کننده شبیه ساز بستر دریا نشان دهنده این است که هیدرات بصورت غیرسیمانی عمل کرده است.

### منابع

- Castagna, J. P., and Swan, H. W., 1997, Principles of AVO crossplotting: The Leading Edge, **6**, 337-344.
- Foster, D. J., Smith, S. W., Dey-Sarkar, S., and Swan, H. W., 1993, A closer look at hydrocarbon indicators: 63th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysicists, Expanded Abstracts, 731-733.
- Verm, R., and Hilterman, F., 1995, Lithology color-coded seismic sections: The calibration of AVO crossplotting to rock properties: The Leading Edge, **14**, 847-853.
- Zhang, H., and Brown, R. J., 2001, A Review of AVO analysis: CREWES Research Report, **13**, 358.

## تخمین فاکتور کیفیت لرزه ای و بازیابی سری ضرایب بازتاب تُنک با استفاده از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد<sup>۱</sup>

اکبر حیدری<sup>۱</sup>، علی غلامی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی دکتری ژئوفیزیک گرایش لرزه شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [akbar.heidari@ut.ac.ir](mailto:akbar.heidari@ut.ac.ir)

<sup>۲</sup>دانشیار گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

### چکیده

تخمین فاکتور کیفیت لرزه ای و بازیابی مقطع سری ضرایب بازتاب از اهمیت زیادی در صنعت اکتشاف نفت و گاز در زمینه تفسیر مقاطع لرزه ای و تعیین دقیق محل تجمع منابع هیدروکربوری برخوردار است. با تخمین دقیق فاکتور کیفیت و برداشتن اثر فیلتر میرایی زمین<sup>۲</sup> از روی مقاطع می توان وضوح تصاویر ثبت شده از مخازن را افزایش داد که این امر باعث بهبود دقت در تفسیر این مقاطع و افزایش اکتشاف منابع هیدروکربوری و کاهش ریسک حاصل از اکتشاف نادرست میشود. روش نوین معرفی شده در این مقاله مقطع فاکتور کیفیت را همزمان با بازیابی مقطع سری ضرایب بازتاب زمین تخمین میزند. بررسی نتایج حاصل از بکارگیری این الگوریتم بر روی داده مصنوعی و میدانی موید عملکرد دقیق آن در مقایسه با روش نسبت طیفی است به صورتی که بی هنجاری ناشی از حضور هیدروکربور در یک لایه نازک در مقطع فاکتور کیفیت به دست آمده به خوبی مشاهده میشود.

واژه‌های کلیدی: میرایی، فاکتور کیفیت لرزه ای، بی هنجاری مخازن هیدروکربوری، سری ضرایب بازتاب، الگوریتم تعقیب تطابق متعامد.

## Seismic Quality Factor Estimation and Sparse Reflectivity Series Retrieval Using Orthogonal Matching Pursuit Algorithm

Akbar Heidari<sup>1</sup>, Ali Gholami<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Phd Candidate of Exploration Seismology, Institute of Geophysics, university of Tehran

<sup>2</sup> Associate Professor of Exploration Seismology, Institute of Geophysics, university of Tehran

### Abstract

Quality factor estimation and sparse reflectivity series retrieval with high precision are of great importance in the interpretation of seismic sections. Exact estimation of quality factor section and removal of earth filter from seismic sections enhance their resolution causing improvement of interpretation and hydrocarbon localization and consequently decreasing the risks of inaccurate explorations. The novel algorithm proposed in this article estimates the quality factor and impedance sections simultaneously. Investigation of results obtained by applying this algorithm on the real and synthetic seismic sections in the presence of thin layer confirms its perfect performance beside low time of calculations in comparison to conventional spectral ratio method.

**Keywords:** Attenuation, Seismic Quality Factor, Hydrocarbon Anomaly, Reflectivity Series, Orthogonal Matching Pursuit.

<sup>1</sup>-Orthogonal Matching Pursuit (OMP)  
<sup>2</sup>Inverse Q-filtering

## ۱ مقدمه

یکی از مهمترین اهداف مطالعات لرزه شناسی بدست آوردن تصاویری با کیفیت از مقاطع زیرسطحی است. یکی از عوامل موثر بر رزولوشن قائم تصاویر ثبت شده از مقاطع زیر سطحی میرایی است. خواص ناهمگنی و ناهمسنگردی زمین به دوصورت بر روی موجک منتشر شده در لایه های زمین اثر گذار است. عامل موثر اول میرایی است که باعث کاهش تدریجی انرژی موجک منتشر شده در زمان و مسافت های مختلف میشود. عامل دوم پاشش سرعت است که همواره با میرایی وجود دارد. اثر کلی این دو پدیده کاهش تدریجی انرژی سیگنال منتشر شده همراه با کاهش فرکانس غالب به سمت فرکانسهای پایین تر و در نهایت تغییر شکل موجک میباشد (ونگ ۲۰۰۸). تاکنون توصیف ریاضی دقیقی از فرآیند جذب مشخص نشده است اما کاهش دامنه ی موجک منتشر شونده به صورت نمایی و تابعی از فرکانس است (اکی و ریچاردز ۲۰۰۲). تخمین فاکتور کیفیت برای طراحی فیلتر وارون میرایی و برداشتن اثر جذب زمین از روی مقاطع لرزه ای به منظور افزایش رزولوشن تصاویر ثبت شده و تفسیر دقیق تر مخازن هیدروکربوری ضروری است. روشهای زیادی برای تخمین فاکتور کیفیت ارائه شده است که معمولترین و پرکاربردترین آنها روش نسبت طیفی است (ونگ ۲۰۰۸). اغلب روشهای ارائه شده فقط تغییرات طیف دامنه ی موجک میرا شده را در نظر میگیرند و عملکرد این روشها در حضور لایه ی نازک به دلیل تداخل موجکهای بازتاب شده از بالا و پایین لایه نازک تا حدی غیر قابل قبول است. برای تخمین دقیق تر و پایدارتر فاکتور کیفیت باید اطلاعات دیگری نیز در اختیار داشته باشیم. در اینجا از اطلاعات فاز و سری ضرایب بازتاب زمین با فرض لایه ای بودن زمین استفاده شده است. فرآیند جذب تُنکی زمین را کم می کند که میتوان با روشهای پیشینه کردن تُنکی این اثر را جبران کرد. در حقیقت هر ردلرزه را حاصل برهم نهی موجک های تضعیف شده ی ساخته شده از موجک چشمه که تحت تاثیر فیلتر میرایی زمین قرار گرفته است در نظر میگیریم بنابراین می توان مدل Q زمین را تخمین بزنیم. برای این هدف ابتدا یک دیکشنری شامل موجکهای تضعیف شده که حاصل انتشار موجک چشمه در محیطی با مقادیر مختلف از فاکتور کیفیت است تشکیل داده و سپس با بکارگیری الگوریتم تعقیب تطابق متعامد کمترین تعداد از موجکهای دیکشنری که بتوانند به بهترین صورت ردلرزه را بازسازی کنند انتخاب می کنیم (ملات و ژنگ ۱۹۹۳). سرعت، دقت و عملکرد قابل ملاحظه ی این روش در تخمین مدل فاکتور کیفیت زمین و سری ضرایب بازتاب در مقایسه با روش متداول نسبت طیفی با پیاده سازی آن بر روی یک ردلرزه ی مصنوعی و سپس داده ی میدانی نشان داده شده است.

## ۲ روش تحقیق

اگر ردلرزه ی ثبت شده  $b \in R^m$  به همراه ماتریس  $A \in R^{m \times n}$  که ستون های آن موجک های تضعیف شده با مقادیر فاکتور کیفیت در بازه ی ۱۰-۶۰ و زمان های مختلف هستند در نظر گرفته شود، با معادله ی خطی به صورت  $Ax = b$  روبرو هستیم. در این معادله  $m \ll n$  می باشد بنابراین با یک مسئله ی تحت تعیین روبرو هستیم

که هدف از حل آن بدست آوردن کمترین مجموعه ضرایب  $x$  با استفاده از  $A$  است. به ماتریس  $A$  دیکشنری و به ستونهای آن اتم گفته می شود (ملات و ژنگ ۱۹۹۳). در واقع با تجزیه ی سیگنال  $b$  با کمترین ضرایب، اطلاعات نهفته در آن شامل فاکتور کیفیت و سری ضرایب بازتاب استخراج می شود. مسئله به صورت زیر بیان می شود:

(۲)

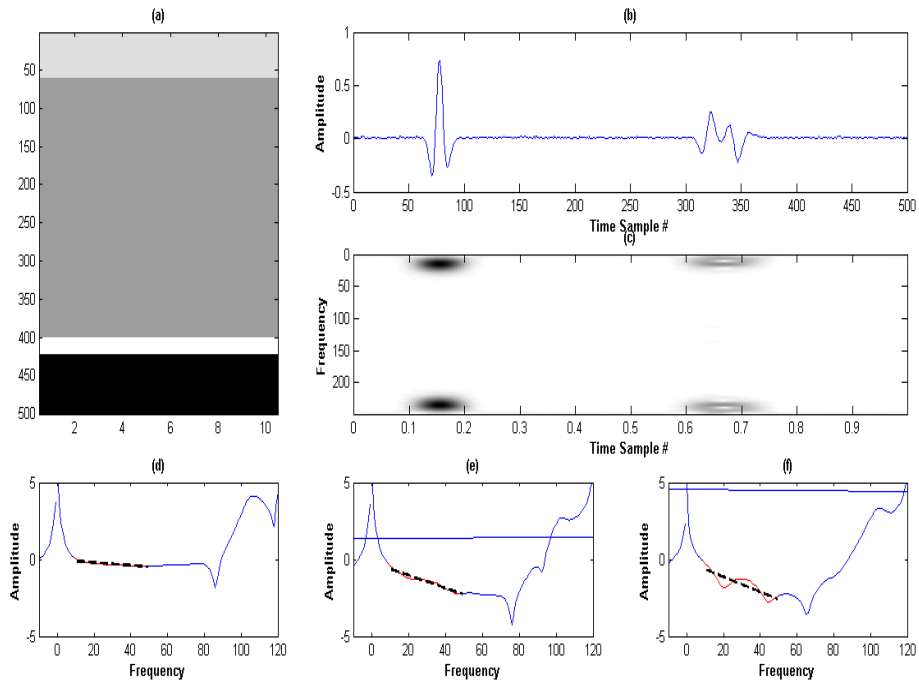
در این معادله  $\|x\|_0$  نُرم صفر است که به آن پوش سیگنال نیز گفته می شود و هدف کمینه کردن آن است تا سیگنال لرزه ای با کمترین تعداد ضرایب تجزیه و بازسازی شود. در این رابطه  $\| \cdot \|_0$  معیار توقف الگوریتم یا سطح خطا

می باشد که در اینجا واریانس نوفه در نظر گرفته شده است. برای حل این معادله از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد استفاده شده است. با استفاده از این الگوریتم مدل فاکتور کیفیت زمین و سری ضرایب بازتاب به صورت همزمان بازیابی می شوند. در ادامه عملکرد این الگوریتم بر روی داده ی مصنوعی و میدانی مورد بررسی قرار گرفته و برتری آن نسبت به روش متداول نسبت طیفی در حضور لایه ی نازک و تداخل موجک های بازتاب شده از بالا و پایین لایه ی نازک نشان داده می شود.

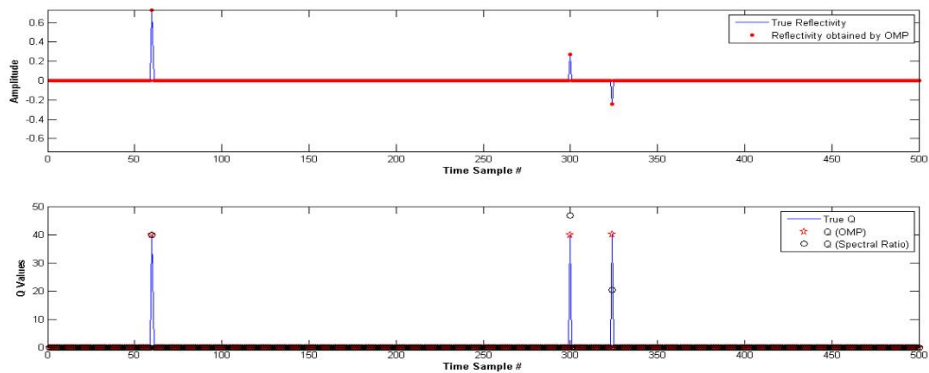
### ۳ نتیجه گیری

در ابتدا برای مقایسه ی عملکرد الگوریتم تعقیب تطابق متعامد و روش نسبت طیفی در تخمین فاکتور کیفیت و بازیابی سری ضرایب بازتاب ابتدا یک مدل سه لایه شامل یک لایه ی نازک که فاصله ی بالا و پایین آن ۲۵ نمونه ی زمانی است مطابق شکل (۱) در نظر میگیریم. مقدار فاکتور کیفیت برای هر سه لایه ۴۰ در نظر گرفته شده است. شکل (۱) چگونگی عملکرد روش نسبت طیفی را نشان میدهد. با فرض از پیش دانستن دقیق سری ضرایب بازتاب و مقادیر فاکتور کیفیت و با انتخاب بهترین باند فرکانسی عملکرد روش نسبت طیفی در تخمین فاکتور کیفیت غیر قابل قبول است ولی الگوریتم تعقیب تطابق متعامد فاکتور کیفیت و سری ضرایب بازتاب را به دقت تخمین زده است. در شکل (۲) عملکرد این دو روش در تخمین سری ضرایب بازتاب و فاکتور کیفیت نشان داده شده است.

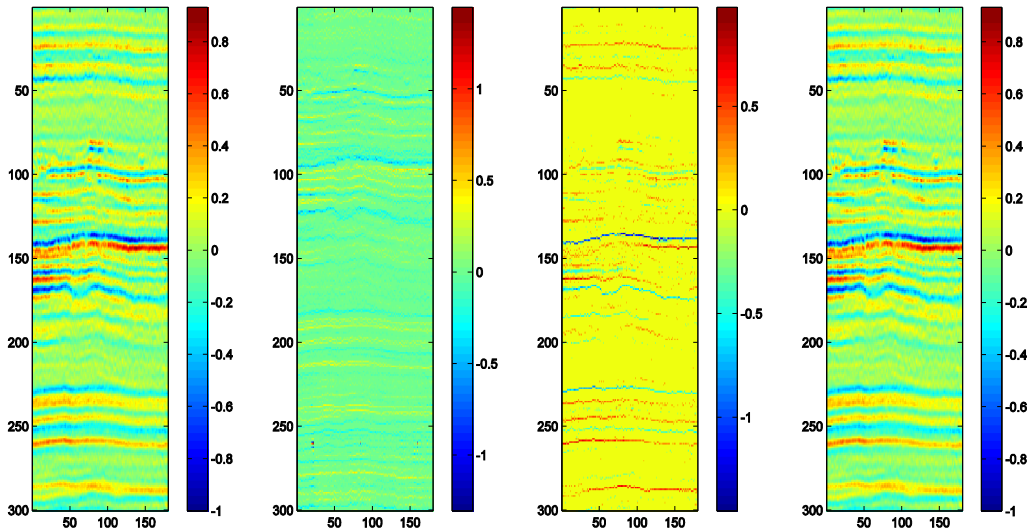
الگوریتم تعقیب تطابق متعامد بر روی یک مقطع پس از برانبارش برای تخمین فاکتور کیفیت و سری ضرایب بازتاب پیاده سازی شد که در اولین مقطع از سمت راست در شکل (۳) نشان داده شده است. پس از پیاده سازی الگوریتم بر روی این مقطع سری ضرایب بازتاب به صورت تُنک و به گونه ای که مرز لایه ها به خوبی قابلیت تفکیک پذیری دارند به دست آمده است. دومین مقطع از سمت راست در شکل (۳) سری ضرایب بازتاب بازیابی شده را نشان می دهد. برای مقایسه ی عملکرد این الگوریتم که در واقع نوعی واهمامیخت ناپایا است از روش واهمامیخت پایا نیز برای بازیابی سری ضرایب بازتاب استفاده شده است که در سومین مقطع از سمت راست در شکل (۳) نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می شود دقت الگوریتم تعقیب تطابق متعامد در تخمین سری ضرایب بازتاب بیشتر است و تفکیک قائم لایه ها به مراتب بهتر انجام شده است. آخرین مقطع در شکل (۳) مقطع اولیه ی بازیابی شده می باشد. همانطور که در این شکل مشخص است الگوریتم معرفی شده به دقت توانسته است مقطع اولیه را بازیابی کند. در شکل (۴) مقطع فاکتور کیفیت بدست آمده برای مقطع لرزه ای نشان داده شده در شکل (۳) به همراه مقطع اولیه پس از برداشتن اثر فیلتر میرایی از روی مقطع اولیه نشان داده شده است. عمل پیاده سازی فیلتر وارون از طریق همامیخت موجک تخمین زده شده از مقطع اولیه با سری ضرایب بازتاب بدست آمده انجام شده است. این روش از پایداری و دقت بسیار بالایی نسبت به سایر روش های ارائه شده برای برداشتن اثر فیلتر زمین برخوردار است. همانطور که مشخص است پس از حذف اثر فیلتر میرایی زمین، وضوح و کیفیت مقطع اولیه افزایش یافته است که این امر در تفسیر مقاطع و در نتیجه بهبود فرآیند های مربوط به اکتشاف مخازن هیدروکربوری تاثیر بسزایی دارد.



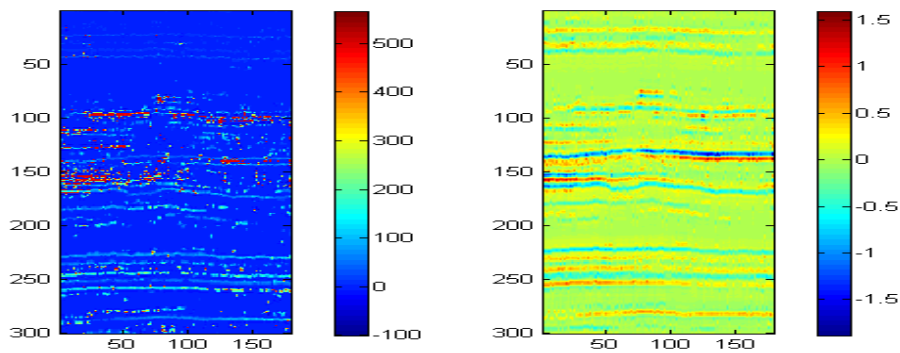
شکل ۱: روش نسبت طیفی برای یک مدل سه لایه. مدل زمین همراه با ردلرزه آغشته به نوفه با واریانس ۰.۰۱. ردیف اول: ردلرزه آغشته به نوفه همراه با مدل زمین شامل لایه نازک. ردیف دوم: مقطع زمان فرکانس و باند فرکانسی انتخاب شده. ردیف سوم: باند فرکانسی انتخاب شده برای موجکهای بازتاب شده از سه لایه و خط برازش شده بر آن برای استفاده در روش نسبت طیفی و تخمین فاکتور کیفیت.



شکل ۲: ردیف بالا: سری ضرایب بازتاب اولیه و تخمین زده شده با استفاده از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد. ردیف پایین: فاکتور کیفیت واقعی سه لایه و مقادیر تخمین زده شده با روش نسبت طیفی و الگوریتم تعقیب تطابق متعامد.



شکل ۱. به ترتیب از سمت راست: مقطع لرزه ای پس از برانبارش، سری ضرایب بازیابی شده با استفاده از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد، سری ضرایب بازیابی شده از واهمامیخت پایا، مقطع لرزه ای اولیه ی بازیابی شده.



شکل ۲. به ترتیب از سمت راست: مقطع لرزه ای اولیه پس از برداشتن اثر فیلتر میرایی زمین، مقطع فاکتور کیفیت.

## منابع

- [<sup>۱</sup>] Aki, K., and P. G. Richards, 2002, Quantitative Seismology: Theory and methods: University Science books.
- [<sup>۲</sup>] Cail, T., and Wang, L., 2011, Orthogonal matching pursuit for sparse signal recovery: IEEE Transactions on information, 55, 7: 4203-4215.
- [<sup>۳</sup>] Mallat, S.G., and Zhang, Z., 1993, Matching Pursuit with time-frequency dictionaries: IEEE Transactions on signal processing, 41, 12: 3397-3415.
- [<sup>۴</sup>] Wang, Y., 2008, Seismic inverse Q filtering: Oxford, Blackwell Publishing, ISBN: 978-1-4051-8540-0.

## بهبود عملکرد روش PML در مدل سازی عددی انتشار امواج لرزه ای

مجتبی خسروی<sup>۱</sup>، نوید امینی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup>دانشجو، دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک، *m\_khosravi@ut.ac.ir*

<sup>۲</sup>استادیار، دانشگاه تهران، موسسه ژئوفیزیک، *navidamini@ut.ac.ir*

### چکیده

مدل سازی عددی یکی از ابزارهای مهم محققین و کارشناسان در تفسیر کمی و کیفی داده های لرزه نگاری محسوب می شود. در مدل سازی عددی، به علت محدودیت حافظه رایانه نمی توانیم ابعاد مدل را بی نهایت در نظر بگیریم و به ناچار مجبوییم ابعاد مدل را محدود کنیم و این محدود کردن موجب ایجاد بازتاب های ناخواسته ای در مدل می شود. به منظور تضعیف این بازتاب ها روش های بسیاری معرفی شده که پرکاربردترین، روش لایه جاذب کاملاً جور شده (PML) است. عموماً محققین در پی بهبود این روش می باشند. در این مقاله با معرفی الگوریتم جدیدی با ترکیب روش PML و روش مرز جاذب (ABC) علاوه بر اینکه تضعیف بازتاب ها بهتر صورت گرفته، زمان و حجم محاسبات نیز کاهش یافته است.

واژه های کلیدی: مدل سازی عددی، معادله موج، مرز جاذب (ABC)، لایه جاذب کاملاً جور شده (PML)

## Improving performance of PML method in numerical modeling of seismic wave propagation

Mojtaba Khosravi<sup>1</sup>, Navid Amini<sup>2</sup>

<sup>1</sup>MSc. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran

<sup>2</sup>Assistant professor, Institute of Geophysics, University of Tehran

### Abstract

Seismic forward modeling is an important tool in seismic imaging as well as seismic data interpretation. In numerical modeling because of limitations in computer memory we have to truncate domain of computation so absorbing boundary condition is necessary to reduce artificial reflections from truncated model boundaries. Amongst lots of absorbing boundary conditions has been proposed the PML boundary condition is one of the most promising ones. In this paper we present a new algorithm that combines PML and ABC. This approach enhances the performance of absorbing boundaries and lowers computational costs.

**Keywords:** numerical modeling, wave equation, ABC, PML

### ۱ مقدمه

مدل سازی لرزه ای نقش بسیار مهمی در تصویر سازی و تفسیر داده های لرزه ای، شناسایی خصوصیات مخزنی و همچنین طراحی عملیات لرزه نگاری به منظور اکتشاف ذخایر هیدروکربنی دارد. مدل سازی عددی نیازمند حل معادله موج است. در این مقاله برای حل معادله موج آکوستیک از روش تفاضل متناهی استفاده شده است. از آنجا که در حوزه فرکانس قابلیت مدل سازی هم زمان انتشار امواج از چند چشمه امکان پذیر است و همچنین اعمال ساز و کار جذب

امواج انعطاف بیشتری دارد (امینی و جواهریان، ۲۰۱۱)، لذا در این مطالعه مدل‌سازی در حوزه فرکانس انجام شده است. به علت محدود کردن مدل به یک محدوده خاص، در کرانه‌های مدل، بازتاب‌های مصنوعی ایجاد شده که مدل را مخدوش می‌کند. اساساً وجود این بازتاب‌های مصنوعی، یکی از بزرگترین چالش‌های پیش‌رو در مباحث مدل‌سازی عددی است. از دیرباز محققان بسیاری به منظور تضعیف این بازتاب‌ها به معرفی روش‌های گوناگونی پرداخته‌اند (کلیتون و انگکوئیست، ۱۹۷۷؛ سرجان و همکاران، ۱۹۸۵؛ برنگر، ۱۹۹۴؛ هوستد و همکاران، ۲۰۰۴). که در میان این روش‌ها، روش کلیتون انگکوئیست (ABC) و روش برنگر (PML) عملکرد مطلوبی داشته‌اند. روش ABC بسیار ساده بوده و حجم محاسبات بسیار کمی دارد؛ ولی پرتوهای بی‌کی که عمود بر مرز برخورد نمی‌کنند را به خوبی تضعیف نمی‌کند. از طرف دیگر روش PML عملکرد خوبی دارد و به زاویه برخورد پرتو به مرز حساس نیست؛ ولی حجم و هزینه محاسباتی را بسیار افزایش می‌دهد. با تلفیق این دو روش می‌توان با هزینه محاسباتی کمتر به نتیجه مطلوب‌تری دست یافت زیرا با استفاده از لایه با ضخامت کمتر، درجه آزادی و تعداد گره‌های به کار گرفته شده کمتر می‌شود. در نتیجه از حجم محاسبات کاسته شده و در مدت زمان کمتری مدل‌سازی انجام می‌شود.

## ۲ روش تحقیق

روش ABC، از تقریب معادله موج یک طرفه در مرزهای مدل استفاده می‌کند (کلیتون و انگکوئیست، ۱۹۷۷). در روش PML می‌توان یک لایه جاذب مصنوعی به گونه‌ای تعریف نمود که هیچ بازتابی از مرز بین محیط آزاد و محیط جاذب ایجاد نشود؛ در واقع با قراردادن یک پارامتر قوی میراگر در درون لایه جاذب به نحو مطلوبی دامنه امواج بازتابی کاهش می‌یابد (برنگر، ۱۹۹۴). شکل معادله موج در حیطه فرکانس که با روش تفاضل متناهی گسسته شده است به صورت زیر است:

$$\frac{\omega^2}{c^2} P_{i,j} + \left[ \frac{P_{i-1,j} - 2P_{i,j} + P_{i+1,j}}{\Delta x^2} \right] + \left[ \frac{P_{i,j-1} - 2P_{i,j} + P_{i,j+1}}{\Delta z^2} \right] = -S_{i,j}, \quad 1$$

که در این رابطه  $\square$  فرکانس زاویه‌ای،  $\square$  سرعت،  $P$  فشار،  $\square$  چشمه و  $\Delta \square$  و  $\Delta \square$  فاصله بین گره‌ها در راستای محورهای  $\square$  و  $\square$  است. با برقراری شرایط مرزی PML، شکل معادله موج به صورت زیر می‌شود:

$$P_{i,j} = \frac{c^2(i,j)}{B_x(i,j,\omega)} \left[ \frac{P_{i+1,j} - 2P_{i,j} + P_{i-1,j}}{\partial x^2} \right] + \frac{c^2(i,j)}{B_z(i,j,\omega)} \left[ \frac{P_{i,j+1} - 2P_{i,j} + P_{i,j-1}}{\partial z^2} \right], \quad 2$$

که،

$$B_x = (i\omega + \gamma_x)^2 \quad \text{و} \quad B_z = (i\omega + \gamma_z)^2$$

که  $\gamma_x$  و  $\gamma_z$  توابع میراگری هستند که منجر به تضعیف بازتاب‌ها از دیواره‌های مدل می‌شوند. از آنجا که در روش PML با قراردادن لایه جاذب در اطراف مدل، تعداد گره‌ها (درجه آزادی) افزایش می‌یابد؛ بنابراین زمان و حجم محاسبات افزایش می‌یابد. با اعمال شرط مرزی ABC در انتهای لایه PML، می‌توان با استفاده از طول کمتر این لایه به جواب مطلوب‌تری رسید. برای مثال در بالای مدل ( $j=1$ ) می‌توان از معادله ساده زیر استفاده نمود:

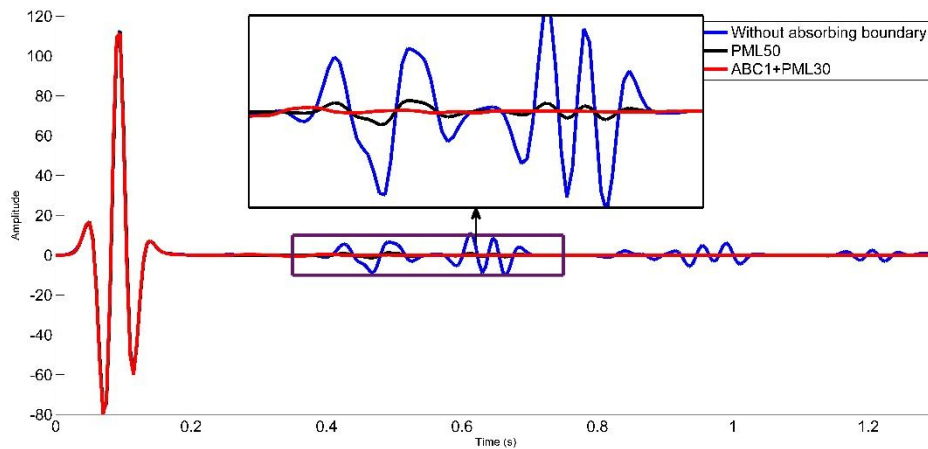
$$\frac{P_{i,2} - P_{i,1}}{\Delta z} - \frac{i\omega}{c} P_{i,1} = 0, \quad 3$$

## ۳ مثال عددی

ابتدا یک مدل همگن با سرعت ۲۰۰۰ متر بر ثانیه در نظر گرفته شده است. ابعاد مدل ۱۰۰ در ۱۰۰ گره بوده که فاصله گره‌ها از یکدیگر ۴ متر می‌باشد. مدل‌سازی در مدت زمان ۱ ثانیه صورت گرفته است. چشمه ایجاد کننده موج، از نوع ریکر با فرکانس مرکزی ۱۵ هرتز می‌باشد. مدل‌سازی به ازای ۲۰۰ مولفه فرکانسی در بازه ۰ تا ۱۰۰ هرتز صورت گرفته است. محل چشمه مرکز مدل می‌باشد. به منظور مقایسه روش جدید با روش PML مرسوم، پاسخ مدل در فاصله ۴۰ متری از چشمه استخراج شده است. ردلرزه آبی رنگ بدون اعمال شرایط مرزی است که وجود بازتاب‌ها با دامنه زیاد بر روی این ردلرزه مشخص است. ردلرزه مشکی حاصل عملکرد PML مرسوم با ضخامت ۵۰ گره و ردلرزه قرمز رنگ حاصل روش جدید معرفی شده با ضخامت ۳۰ گره است. همانطور که مشخص است، اعوجاج‌های ردلرزه در

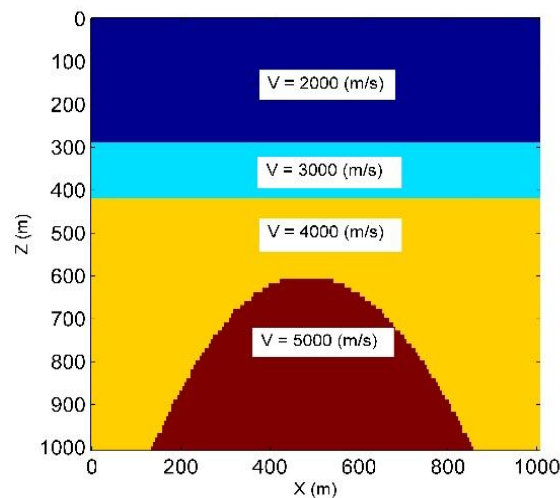


روش جدید کاهش یافته است. این روش با تعداد گره و حجم محاسبات کمتر عملکرد بهتری نسبت به روش PML مرسوم با ضخامت ۵۰ گره دارد.

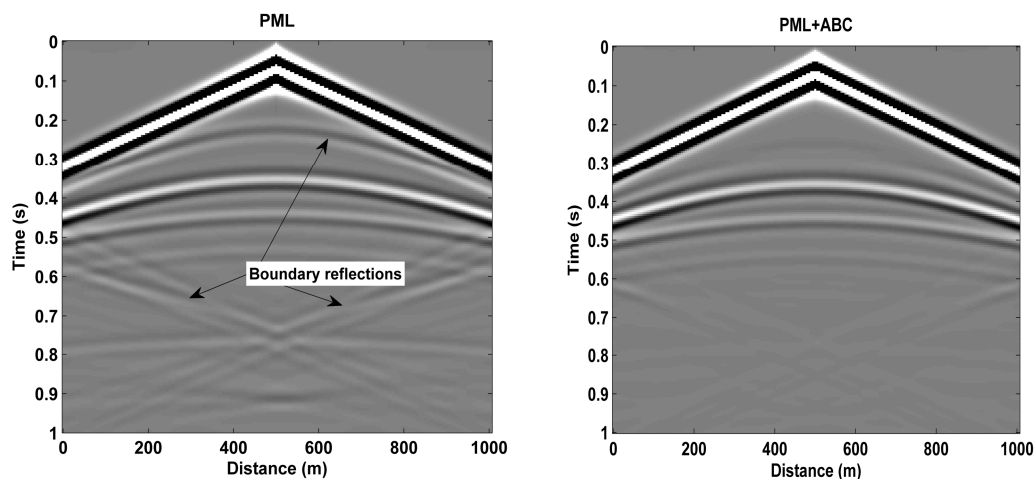


شکل ۱. پاسخ مدل همگن در فاصله ۴۰ متری از چشمه بدون مرز جاذب (آبی)، با استفاده از روش PML مرسوم با ضخامت ۵۰ گره (مشکی) و با استفاده از روش PML+ABC با ضخامت ۳۰ گره (قرمز). برای دیدن تفاوت بخشی از نمودار بزرگ‌نمایی شده است.

حال مدل ناهمگن شکل ۲ را در نظر بگیرید. ابعاد این مدل ۲۰۰ در ۲۰۰ گره با فاصله ۵ متر از یکدیگر بوده و سایر پارامترهای مدل‌سازی همانند پارامترهای مثال قبل است. شکل ۳ مقطع چشمه مشترک با در نظر گرفتن شرایط مرزی PML است، که بازتاب‌های کرانه‌ای عملاً مدل را مخدوش نموده‌اند. شکل ۴ مقطع چشمه مشترک همان مدل به روش ترکیبی معرفی شده است که بازتاب‌های کرانه‌ای به نحو مطلوبی تضعیف شده است.



شکل ۲. مدل ناهمگن.



شکل ۳. مقطع چشمه مشترک با در نظرگرفتن شرایط مرزی PML. شکل ۴. مقطع چشمه مشترک با در نظرگرفتن شرایط مرزی ترکیبی.

### ۳ نتیجه‌گیری

در این مقاله به مدل‌سازی عددی موج و تضعیف بازتاب‌های مصنوعی ایجاد شده از اطراف مدل پرداخته شده است. روش PML پرکاربردترین تکنیک در تضعیف بازتاب‌های مصنوعی از کرانه‌های مدل است. برای دستیابی به عملکرد مطلوب از این روش، نیازمند در نظرگرفتن ضخامت لایه مرزی با تعداد گره بالایی است که این امر منجر به افزایش درجه آزادی مدل و در نتیجه افزایش زمان و هزینه محاسباتی می‌شود. در این مقاله با در نظرگرفتن شرط مرزی جاذب در انتهای لایه PML و ترکیب دو روش PML و ABC نشان داده شده است که با لایه مرزی با ضخامت کمتر، می‌توان با هزینه محاسباتی و زمان کمتر، به نتیجه مطلوب‌تری نیز رسید. از طرفی به دلیل به کار بردن این شرط مرزی در حیطه فرکانس، بر خلاف حیطه زمان می‌توان در مدل‌سازی عددی تنها فرکانس‌های دلخواه را وارد مساله کرد. همچنین به علت وابسته بودن سازوکار جذب به فرکانس، مسائل جذب را نیز لحاظ نمود.

### منابع

- Amini, N., and Javaherian, A., 2011, A MATLAB based frequency domain finite difference package for solving 2D visco-acoustic wave equation, *Waves in Random and Complex Media*, **21**, 161-183.
- Berenger, J. P., 1994, A perfectly matched layer for the absorption of electromagnetic waves: *Journal of Computational Physics*, **114**, 185-200.
- Clayton, R., & Engquist, B., 1977. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **67**(6), 1529-1540.
- Hustedt, B., Operto, S., and Virieux, J., 2004, Mixed-grid and staggered-grid finite difference methods for frequency-domain acoustic wave modeling: *Geophysical Journal International*, **157**, 1269-1296.

## تصحیح برونراند نرمال بدون کشیدگی با استفاده از الگوریتم Matching-Pursuit

پریسا اکبری<sup>۱</sup>، سید احمد مرتضوی<sup>۲</sup>، محمدرضا بختیاری<sup>۳</sup> و هاله رامش<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی نفت دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [akbariparisa88@gmail.com](mailto:akbariparisa88@gmail.com)  
<sup>۲</sup> دانشجوی دکتری مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه امیرکبیر، [mortazavi.ahmad@yahoo.com](mailto:mortazavi.ahmad@yahoo.com)  
<sup>۳</sup> مسئول واحد پردازش مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، [r\\_bakhteari@yahoo.com](mailto:r_bakhteari@yahoo.com)  
<sup>۴</sup> کارشناس ارشد ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، [halehramesh@yahoo.com](mailto:halehramesh@yahoo.com)

### چکیده

تصحیح برونراند نرمال یکی از مراحل مهم پردازشی و در واقع پیش‌نیاز سایر روش‌ها است که بر روی داده‌های نقطه میان‌ی مشترک اعمال می‌شود و هدف از این کار، تصحیح کشیدگی ناشی از اثر دورافت می‌باشد. در اثر برونراند نرمال، موجک لرزه‌ای دچار آشفتگی و کشیدگی شده و محتوای فرکانسی داده‌های لرزه‌ای تصحیح‌شده در دورافت‌های دور، کاهش می‌یابد. این کشیدگی در هنگام برانبارش، نوفه ایجاد کرده و روی وارون‌سازی تأثیر نامطلوب می‌گذارد، عدم حذف آن‌ها، محتوای فرکانسی و وضوح را پایین می‌آورند. زانگ و همکاران روش Matching-Pursuit را پیشنهاد دادند که در آن تصحیح برونراند نرمال به مقدار قابل توجهی بهبود پیدا کرده است. روش MPNMO بر خلاف NMO مرسوم که به صورت نمونه به نمونه، داده‌ها را تصحیح می‌کند؛ به صورت موجک به موجک اعمال می‌شود. در این مقاله روش MPNMO بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی نقطه میان‌ی مشترک پیش از برانبارش مهاجرت داده‌شده‌ی زمانی یکی از میادین هیدروکربوری ایران پیاده شده است و نتایج نشان می‌دهد که پدیده‌های بدون کشیدگی و با وضوح بالا تولید خواهد شد.

**واژه‌های کلیدی:** تصحیح برونراند نرمال، کشیدگی NMO، برونراند نرمال بدون کشیدگی، الگوریتم Matching-Pursuit

### Nonstretching NMO correction using a matching-pursuit algorithm

Parisa Akbari<sup>1</sup>, Seyed Ahmad Mortazavi<sup>2</sup>, Mohamadreza Bakhtiyari<sup>3</sup> and Haleh Ramesh<sup>4</sup>

<sup>1</sup> MSc student, Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>2</sup> PhD student, Department of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

<sup>3</sup> Responsible for processing of National Iranian Oil Company Exploration

<sup>4</sup> MSc in Geophysics of National Iranian Oil Company Exploration

### Abstract

NMO correction processing is a major prerequisite for the other methods that are applied on a common midpoint data and the purpose of this work is to correct the offset caused by stretch. The standard NMO correction causes wavelet stretching that lowers the frequency content of the corrected reflection event at far offset. This stretching will affect all subsequent processing and inversion. Unmuted stacked traces exhibit lower frequency content, and therefore have lower resolution. Zhang et al. used a matching-pursuit-based normal moveout (MPNMO) to reduce NMO-stretch. MPNMO corrects the data wavelet-by-wavelet rather than sample-by-sample, thereby avoiding stretch. We apply this technique to a set of synthetic and real prestack time-migrated data and test results show that MPNMO can produce relatively nonstretched events and generate higher temporal resolution gathers.

**Keywords:** NMO correction, NMO stretch, Nonstretch normal moveout, Matching-pursuit algorithm

## ۱ مقدمه

تصحیح برونراند نرمال که بر روی مجموعه‌ی نقطه میانی‌های مشترک اعمال می‌شود از مهمترین مراحل پردازش داده بوده و یک پیش‌نیاز برای برانبارش نقطه میانی مشترک و روش‌های دیگر است (شاتیلو و امین‌زاده، ۲۰۰۰). هدف از تصحیح برونراند نرمال، تصحیح دورافت می‌باشد به این معنا که با تصحیح برونراند نرمال ردلرزه‌ای با دورافت مشخص به ردلرزه‌ای با دورافت صفر انتقال داده می‌شود. تصحیح برونراند نرمال مرسوم باعث کشیدگی موجک و در نتیجه کاهش محتوای فرکانسی پدیده‌ها در دورافت‌های بافاصله می‌شود (نوآ، ۱۹۹۶).

روش جمع-حرکت-بلوک (Block-Move-Sum (BMS) راپرت و چوآن (۱۹۷۵) احتمالاً اولین راه حل بدون بریدن کشیدگی در تصحیح برونراند نرمال است. این روش اینگونه رفتار می‌کند که داده‌ها را به صورت بلوکی در نظر گرفته و به عنوان یک واحد، تنها با یک تصحیح دینامیکی حرکت داده می‌شوند. سپس کشیدگی ردلرزه تخمین زده شده و آشفستگی آن کاهش می‌دهد. از دیگر روش‌ها برای تضعیف و کاهش کشیدگی موجک می‌توان به الگوریتم Matching-Pursuit (MPNMO) زانگ و همکاران (۲۰۱۳) اشاره کرد.

در این مقاله، روش MPNMO با استفاده از نرم‌افزار متلب بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی نقطه میانی مشترک پیش از برانبارش مهاجرت داده‌شده‌ی زمانی یکی از میادین هیدروکربوری ایران اعمال شده است.

## ۲ تصحیح برونراند نرمال با روش MPNMO

تصحیح برونراند نرمال مرسوم به صورت نمونه به نمونه بر روی داده اعمال شده و باعث کاهش محتوای فرکانسی و آشفستگی دامنه می‌شود. بنابراین باعث کاهش وضوح،  $\mu_p$ - $\mu_p$  تغییرات دامنه با دورافت (AVO) و آزیموت (AVA) می‌شود. برای جلوگیری از ایجاد کشیدگی در دورافت‌های بزرگ، از تصحیح برونراند نرمال Matching-Pursuit استفاده می‌کنیم. روش MPNMO به صورت موجک به موجک برای ممانعت با کشیدگی عمل می‌کند (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳).

بررسی‌ها نشان می‌دهد که MPNMO پدیده‌های بدون کشیدگی و داده‌های با وضوح زمانی بالا تولید می‌کند (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳).

یک ردلرزه‌ی تصحیح‌نشده  $d(t)$  را می‌توان به این صورت نوشت (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳):

$$d(t) = r(t) * w(t) + n(t), \quad (1)$$

که سری بازتاب،  $w(t)$  موجک و نوفه است. این تئوری پیشنهاد می‌کند که تصحیح برونراند

نرمال می‌تواند براساس موجک به موجک، با اعمال برونراند بر روی پدیده‌های بازتاب‌شده نسبت به نمونه-های داده  $d(t)$  انجام شود. گرفتن مناسب‌ترین موجک‌های پدیده‌های بازتابی، کلید انجام این روش است. با یک الگوریتم جایگذاری موجک به این هدف می‌رسیم (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳).

داده‌های ورودی ما شامل مجموعه‌های نقطه بازتابی مشترک پیش از برانبارش مهاجرت داده‌شده‌ی زمانی  $d(t, x_n)$  است که با تابع سرعت مهاجرت، تصحیح برونراند نرمال معکوس، اعمال شده است، در حالیکه  $x_n$  دورافت ردلرزه‌ی  $n$ م در مقاطع جاری است. داده‌ی خروجی، مقاطع تصحیح‌شده‌ی MPNMO  $d_{MPNMO}(t, x_n)$  مقاطع مدل تصحیح‌نشده  $d_{mod}(t, x_n)$  و باقیمانده یا اختلاف بین مقاطع اصلی و مدل تصحیح‌نشده  $d_{res}(t, x_n)$  می‌باشند. فرآیند با انتخاب معادله‌ی زمان سیر بازتابی هذلولی یا غیرهذلولی مناسب؛ شروع می‌شود. سپس یک مجموعه از

موجک‌های آنالیتیک ریکر یا مورلت<sup>۱</sup> ساخته می‌شود. قبل از اینکه حلقه‌ی تصحیح MPNMO شروع شود، داده‌های باقیمانده معادل داده‌های ورودی تصحیح‌نشده، داده‌ی مدل و داده‌ی تصحیح‌شده‌ی MPNMO هر دو معادل صفر در نظر گرفته می‌شوند. در هر جایگزینی و تکرار  $n$ ، یک تصحیح برونراند نرمال ثابت بر روی داده‌های تصحیح‌نشده‌ی باقیمانده اعمال می‌کنیم و مقطع تصحیح‌شده را به شکل یک ردلرزه‌ی باقیمانده‌ی برانبارش‌شده در می‌آوریم. دامنه‌ی لحظه‌ای یا پوش  $\mathcal{E}(t_n^{(k)})$  و  $t_n^{(k)}$  را در بزرگترین پیک‌های دامنه‌ی لحظه‌ای ( $K$ ) که از مقدار بزرگترین پیک، ۵۰٪ بیشتر هستند؛ محاسبه کرده و سپس زمان‌های برونراند  $t_n^{(k)}$  را برای هر دورافت  $x_n$  بدست می‌آوریم. برای هر ردلرزه‌ی باقیمانده  $d_{rdrz}(t, x_n)$  در مقطع جاری، تبدیل هیلبرت را به شکل یک ردلرزه‌ی آنالیتیک و فرکانس لحظه‌ای  $f_n^{(k)}$  در موقعیت‌های زمانی  $t_n^{(k)}$  را محاسبه می‌کنیم. سپس یک موجک آنالیتیک،  $w[t, f_n^{(k)}]$  را جستجو می‌کنیم. در نهایت دامنه  $a_n[t^{(k)}]$  و فاز  $\varphi_n[t^{(k)}]$  موجک‌های آنالیتیک که کوچکترین مربع مناسب برای ردلرزه‌ی باقیمانده‌ی آنالیتیک هستند؛ محاسبه می‌شود (لویی و مارفرت، ۲۰۰۷). موجک‌ها از نسخه‌ی قبلی ( $j - 1$ ) ام ردلرزه‌ی باقیمانده‌ی تصحیح‌نشده کم می‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳):

$$d_{rdrz}^{(j)}(t, x_n) = d^{(j-1)}(t, x_n) - \sum_{k=1}^K a_n^{(k)} w[t - t_n^{(k)}, f_n^{(k)}] \exp[i\varphi_n^{(k)}], \quad (2)$$

و با

نسخه‌ی قبلی تصحیح‌شده‌ی MPNMO و ردلرزه‌های مدل تصحیح‌نشده جمع می‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳):

$$d_{MPNMO}^{(j)}(t_0, x_n) = d_{MPNMO}^{(j-1)}(t_0, x_n) + \sum_{k=1}^K a_n^{(k)} w[t - t_n^{(k)}, f_n^{(k)}] \exp[i\varphi_n^{(k)}] \quad (3)$$

و

$$d_{mod}^{(j)}(t, x_n) = d_{mod}^{(j-1)}(t, x_n) + \sum_{k=1}^K a_n^{(k)} w[t - t_n^{(k)}, f_n^{(k)}] \exp[i\varphi_n^{(k)}]. \quad (4)$$

این پروسه تا زمانی که انرژی کل ردلرزه‌ی باقیمانده به یک آستانه‌ی مطلوب برسد؛ تکرار می‌شود (زانگ و همکاران، ۲۰۱۳).

### ۳ بحث

شکل ۱-الف یک مقطع شامل سه رویداد بازتابی است که پدیده‌های اول و دوم یکدیگر را در دورافت میانی قطع کرده‌اند. در این برداشت از یک موجک ریکر با فرکانس غالب ۳۰ هرتز برای تولید مقاطع مصنوعی استفاده شده است. محدوده‌ی دورافت‌ها از ۵۰ تا ۳۰۰۰ متر با فاصله‌ی میانی ۵۰ متر و فاصله‌ی زمانی ۰/۰۰۲ ثانیه است. شکل ۱-ب برداشت تصحیح‌شده به روش NMO مرسوم را نشان می‌دهد. همه‌ی پدیده‌ها در دورترین دورافت‌ها دچار کشیدگی شده‌اند، بخصوص پدیده‌هایی که در مستطیل قرار گرفته‌اند. منحنی‌های زمان سیر متقاطع، تکرارهای موجک را بالا می‌برد که با دایره در شکل مشخص شده است. در شکل ۱-ج روش MPNMO را نشان می‌دهد. پدیده‌های داخل مستطیل در شکل ۱-ج مربوط به محل تقاطع منحنی‌ها می‌باشد.

مراحل کار ذکر شده را بر روی مقطع واقعی نقطه میانی مشترک (شکل ۲-الف) اعمال می‌کنیم و نتایج تصحیح MPNMO را در شکل ۲-ب می‌بینیم. مشاهده می‌شود که MPNMO کشیدگی را در دورافت‌های دور و کم عمق، کوچک می‌کند.

### ۴ نتیجه‌گیری

تصحیحات رایج NMO باعث ایجاد کشیدگی بویژه در زمان‌های کم و دورافت‌های زیاد می‌شوند. این کشیدگی، وضوح یا کیفیت زمانی داده‌های لرزه‌ای را کاهش می‌دهد و شکل موجک لرزه‌ای را آشفته می‌کند. تصحیح برونراند

<sup>1</sup> Analytic Ricker or Morlet wavelets

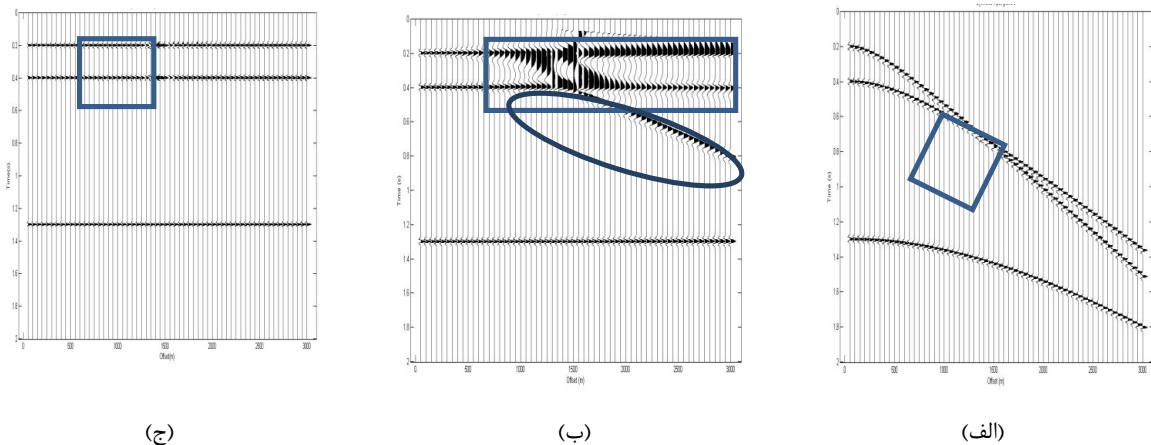
Matching-Pursuit براساس موجک به موجک است که میزان کشیدگی را کاهش داده، از تکرار موجک جلوگیری می‌کند و وضوح زمانی مناسب‌تری را نشان می‌دهد. MPNMO با کوچک کردن کشیدگی، شکل موجک را برای پدیده‌های بازتاب‌شده در طول محور دورافت بهبود می‌بخشد. در نتیجه، داده‌هایی که در دورافت‌های خیلی دور قرار دارند برای  $\lambda\rho-\mu\rho$  و وارون‌سازی AVO در دسترس بوده و بهتر عمل می‌کند.

### تشکر و قدردانی

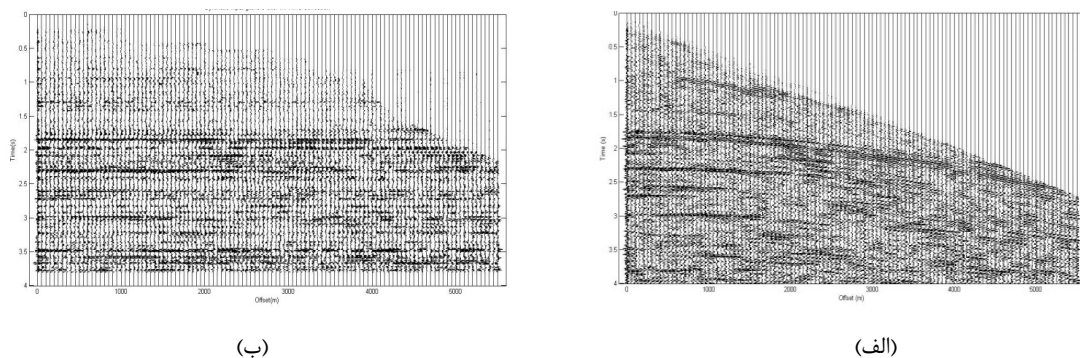
بر خود لازم می‌دانیم از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت به خاطر همکاری و در اختیار قراردادن داده‌های واقعی تشکر و قدردانی به عمل آوریم.

### منابع

- Liu, J., and K. J. Marfurt, 2007, Instantaneous spectral attributes to detect channels: *Geophysics*, 72(2), P23–P31, doi: 10.1190/1.2428268.  
 Noah, J. T., 1996, NMO stretch and subtle traps: *The Leading Edge*, 15, 345–347, doi: 10.1190/1.1437335.  
 Rupert, G. B., and J. H. Chun, 1975, The block move sum normal moveout correction: *Geophysics*, 40, 17–24, doi: 10.1190/1.1440511.  
 Shatilo, A., and F. Aminzadeh, 2000, Constant normal-moveout (CNMO) correction: A technique and test results: *Geophysical Prospecting*, 48, 473–488, doi: 10.1046/j.1365-2478.2000.00190.x.  
 Zhang, B., Zhang, K., Guo, S., and Marfurt, K. J., 2013, Nonstretching NMO correction of prestack time-migrated gathers using a matching-pursuit algorithm: *Geophysics*, 78(1), U9–U18.



شکل ۱. (الف) مقطع مصنوعی با سه رویداد بازتابی در زمان‌های ۰/۲ ثانیه، ۰/۴ ثانیه و ۱/۳ ثانیه به ترتیب با سرعت‌های  $2300 \text{ ms}^{-1}$ ،  $2400 \text{ ms}^{-1}$ ، (ب) تصحیح‌شده به روش برونراند نرمال مرسوم و (ج) تصحیح‌شده به روش MPNMO.



شکل ۲. اعمال (ب) MPNMO بر روی یک مقطع مهاجرت داده‌شده‌ی زمانی پیش از برانبارش (الف) یکی از میدان‌های هیدروکربوری جنوب ایران.

## آستانه گذاری وفقی فوریه-شعاعی و کاربرد آن

### در درونیابی داده‌های لرزه‌ای دوبعدی

حسام ربیعی<sup>۱</sup>، حمیدرضا سیاهکوهی<sup>۲</sup>، علی غلامی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، لرزه شناسی، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [rabiei\\_hesam109@ut.ac.ir](mailto:rabiei_hesam109@ut.ac.ir)

<sup>۲</sup>استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [hamid@ut.ac.ir](mailto:hamid@ut.ac.ir)

<sup>۳</sup>دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

#### چکیده

در عملیات لرزه‌ای معمولاً به دلیل موانع طبیعی (محدودیت‌های منطقه مانند درخت) و یا تجهیزاتاتی (مانند نقص گیرنده) همواره امکان نمونه‌برداری منظم در مکان برای داده‌های لرزه‌ای وجود ندارد. با توجه به این که در مراحل مختلف پردازش داده‌های لرزه‌ای، فرض بر منظم بودن نمونه‌برداری داده‌ها در مکان است؛ ازین رو درونیابی داده‌های لرزه‌ای یکی از حلقه‌های مهم از زنجیره‌ی پردازش داده‌های لرزه‌ای به شمار می‌آید. درونیابی با روش آستانه گذاری وفقی در حوزه‌ی فوریه-شعاعی، بدون نیاز به مدل سرعت منطقه‌ی مورد بررسی، به عنوان روشی کارا برای ارتقای تنگی در حوزه‌ی فوریه معرفی می‌شود؛ که در نهایت داده‌ی درونیابی شده در حوزه‌ی فرکانس-عده‌موج، مجموعه‌ای از رویدادهای مطلوب بدون دگرنامی مکانی است و به صورت تنگ ظاهر می‌شود. تنگی بالای این روش در حوزه‌ی فوریه، در ابتدا با وزن‌دار کردن رویدادهای دگرنام نشده مکانی نسبت به رویدادهای دگرنامی بوسیله‌ی حوزه‌ی فوریه-شعاعی و پس از آن با اعمال الگوریتم آستانه‌گذاری تکرار شونده مثل روش تصویر بر روی مجموعه‌های محدب بر روی داده‌های حوزه‌ی فرکانس-عده‌موج حاصل می‌شود. کارایی روش بر روی داده‌ی مصنوعی آلوده به رویدادهای نامطلوب مثل دگرنامی مکانی و نوفه‌ی تصادفی و داده‌ی واقعی ارزیابی و نتایج آن گزارش شده است.

**واژه‌های کلیدی:** درونیابی داده لرزه‌ای، بازسازی، الگوریتم تکرار شونده، دگرنامی مکانی، فوریه-شعاعی، تنگی

## Fourier-Radial Adaptive Thresholding and its application in interpolation of 2D seismic data

Hesam Rabiei<sup>1</sup>, Hamidreza Siahkoohi<sup>2</sup>, Ali Gholami<sup>3</sup>

<sup>1</sup>MSc Student of Geophysics, Seismology, Institute of Geophysics, University of Tehran, [rabiei\\_hesam109@ut.ac.ir](mailto:rabiei_hesam109@ut.ac.ir)

<sup>2</sup>Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, [hamid@ut.ac.ir](mailto:hamid@ut.ac.ir)

<sup>3</sup>Associate Professor, Earth Science department, Institute of Geophysics, University of Tehran, [agholami@ut.ac.ir](mailto:agholami@ut.ac.ir)

#### Abstract

Sometimes because of natural handicaps (area limitations such as being trees) or instrumental handicaps (defected geophones), there is no possibility for obtaining regular spatial seismic data in the land field. By knowing that the spatial data in different steps of seismic data processing is assumed to have regular spaced grid; interpolation of seismic data introduced as an important link of processing steps. Interpolation by Fourier-radial adaptive thresholding without knowing velocity model of the field, introduced as a useful method for promoting sparsity in Fourier-domain. At the end the interpolated data in Fourier domain is a collection of sparsity based spatial unalised events. By this method, promoted sparsity in Fourier domain is achieved by weighting desired events by Fourier-radial domain and after that by applying iterative thresholding algorithm such as projection onto convex sets on Fourier domain of the data. The results of applying the proposed method is showed on 2D real data and synthetic data that contaminated by undesired events such as random noise or spatial aliased events.

**Keywords:** interpolation of seismic data, iterative, spatial aliasing, fourier\_radial, sparsity

## ۱ مقدمه

در مراحل گوناگون پردازش داده‌های لرزه‌ای، معمولاً فرض بر یکنواختی نمونه‌برداری داده‌ها در حوزه‌ی زمان و مکان است. از طرف دیگر، در صورت در اختیار داشتن داده‌ی لرزه‌ای با نمونه برداری متراکم، نتیجه‌ی پردازش‌هایی نظیر مهاجرت، بهتر خواهد بود. اما بعضاً به دلیل مشکلاتی نظیر محدودیت‌های دسترسی و نقص دستگاهی این فرض صادق نیست.

بسیاری از تکنیک‌های درونیابی در نرم افزارهای پردازش لرزه‌ای سبب تولید رویدادهای غیر واقعی در تصویر نهایی می‌گردند. درونیابی و بازسازی داده‌ها قبل از اعمال سایر پردازش‌های لرزه‌ای موجب بهبود پردازش‌های پیش برانبارش نظیر تحلیل‌سرعت، مهاجرت قبل از برانبارش، کم کردن رویدادهای غیر واقعی ناشی از مهاجرت می‌شود (تراد، ۲۰۰۹).

برای شناخت بهتر درونیابی، روش‌های درونیابی را می‌توان در دو گروه روش‌های وابسته به مدل زمین‌شناسی (حل معادله موج) و روش‌های وابسته به پردازش داده دسته‌بندی کرد. روش‌های وابسته به پردازش داده را می‌توان به سه دسته‌ی درونیابی با طراحی فیلتر، درونیابی با استفاده از تبدیلات ریاضی و روش‌های تقریب مرتبه کم تقسیم بندی کرد (جهانجوی، ۱۳۹۱). روش این مقاله از دسته‌ی روش‌های وابسته به پردازش داده با استفاده از تبدیل فوریه است. کاربرد روش‌های بازسازی تبدیل فوریه آسان است و این روش‌ها براحتی به ابعاد بالاتر بسط داده می‌شوند و توانایی درونیابی و بازسازی داده‌های نمونه برداری شده بر روی شبکه‌ی منظم را داراست.

## ۲ روش تحقیق

مسئله‌ی بازسازی تصویر در لرزه‌شناسی را می‌توان به صورت زیر نشان داد:

$$d_{obs} = Sd = S\phi x = Kx \quad (1)$$

در رابطه‌ی بالا  $\phi \in R^{n \times m}$  ماتریس یا عملگر خطی است که به عنوان دیکشنری شناخته می‌شود و برای تبدیل فوریه به صورت مجموعه  $\{e^{ikm}\}$  تعریف می‌شود.  $S$  ماتریس نمونه‌برداری است که برای ردلرزه‌های موجود مقدار یک و برای ردلرزه‌های مفقود شده مقدار صفر را در نظر می‌گیرد؛ و  $d$  داده‌ی کامل اولیه است که جزو مجهولات

مسئله است. پارامتر  $K$  صرفاً به خاطر خلاصه‌نویسی رابطه است. برای پیدا کردن هدف زیر نسبت به  $x$  هستیم:

$$J(x) = \frac{1}{2(\|d_{obs} - Kx\|_2^2)} + \tau \|x\|_1 \quad (2)$$

در رابطه‌ی بالا،  $x$  مدل ماست که در واقع حوزه‌ی فوریه-کارتزین مقطع  $x - t$  قبل از درونیابی است (آبما و کبیر، ۲۰۰۶). پارامتر منظم ساز ( $\tau$ ) در رابطه‌ی بالا قابلیت جداسازی رویدادهای دگرنامی نسبت به بقیه‌ی رویدادها را ندارد؛ بنابراین برای جداسازی بیشتر رویدادهای حوزه‌ی فوریه و تنگی بیشتر این حوزه، نیاز به اطلاعات پیشین دیگری حس می‌شود. یک موج تخت  $p$  در حوزه‌ی  $x - t$  را می‌توان به صورت زیر نشان داد:

$$p(t, x) = [w(t) * \delta(t - t_0 - \frac{x}{v})] \sum_{i=-\infty}^{\infty} \delta(x - n\Delta_x) \quad (3)$$

در رابطه‌ی بالا موجک  $w(t)$  با یک رویداد خطی با شیب  $v$  و عرض از مبدا  $t_0$  هم‌امیخت می‌شود و نتیجه در یک



تابع نمونه بردار مکانی که در واقع جمله‌ی سیگما می‌باشد ضرب می‌شود. قابل ذکر است که فاصله‌ی بین نمونه‌ها  $\Delta x$  است. با فوریه گرفتن از رابطه‌ی بالا رابطه‌ی رویداد خطی در حوزه‌ی  $f - k$  به صورت زیر تعریف می‌شود:

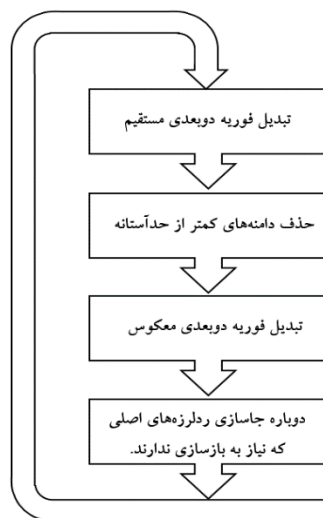
$$p(f, k) = \left[ W(f) e^{-i\tau v f} \left( \frac{1}{\Delta x} \right) \right] \sum_{l=-\infty}^{\infty} \delta \left( k + \frac{f}{v} - \frac{l}{\Delta x} \right) \quad (4)$$

رابطه‌ی بالا شامل رویدادهای مطلوب است هنگامی که  $l = 0$  باشد؛ در غیر این صورت شامل رویداد نامطلوب دگرنامی است. تمام خطوط غیردگرنامی مکانی در حوزه‌ی  $f - k$  از نقطه‌ی  $f = 0, k = 0$  می‌گذرد.

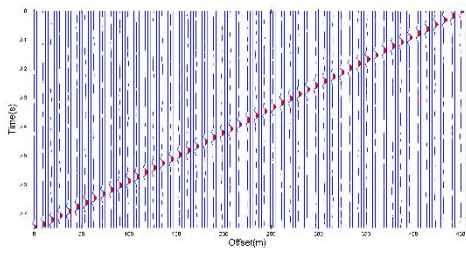
با تغییر مختصات کارتیزین به قطبی بدین صورت که و از حوزه‌ی فوریه-کارتیزین به حوزه‌ی فوریه-شعاعی می‌رویم. رابطه‌ی رویداد خطی در این حوزه به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$p(r, \theta) = \left[ W(r \cos(\theta)) e^{-i\tau v r \cos(\theta)} \left( \frac{1}{\Delta x} \right) \right] \sum_{l=-\infty}^{\infty} \delta \left( \theta - \frac{\pi}{2} - \cot^{-1} \left[ \frac{v}{r} \right] - \left[ \sec^{-1} \left( \frac{r \Delta x}{l} \right) \right] \right) \quad (5)$$

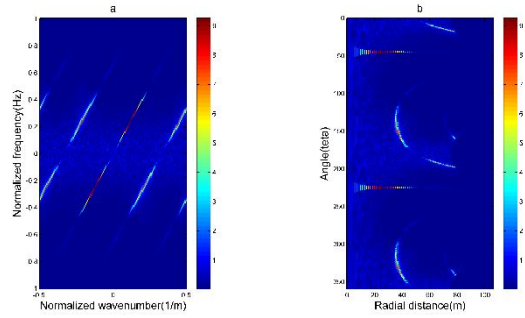
در رابطه‌ی بالا وقتی که  $l = 0$  باشد (رویداد مطلوب غیر دگرنامی)؛ معادله‌ی خط به صورت  $\theta = \cot^{-1} v$  تعریف می‌شود و وابسته به متغیر  $r$  نمی‌باشد (کوری، ۲۰۱۰). منظور این که رویدادهای غیردگرنامی برعکس رویداد نامطلوب به صورت یک خط راست در حوزه فوریه-شعاعی دیده می‌شود که از این خاصیت می‌توان در طراحی فیلتر برای ساخت مدل وزن دار استفاده کرد. هدف از تبدیل مختصات فوریه-کارتیزین به فوریه-شعاعی، ساخت مدل وزن دار یعنی حوزه‌ی فوریه-کارتیزین داده‌ی حوزه‌ی  $x - t$  است تا رویدادهای دگرنامی با وزن کمتری نسبت به رویدادهای غیردگرنامی درونیابی شوند و پس از ساخت مدل وزن دار، از الگوریتم‌های آستانه‌گذاری تکرار شونده مثل روش تصویر بر روی مجموعه‌های محدب (POCS) برای حل معادله‌ی (۲) به صورت شکل زیر استفاده می‌شود. برای نمایش تاثیر فیلتر حوزه فوریه-شعاعی در حذف رویدادهای نامطلوب از یک رویداد خطی که ۶۶ درصد ردلرزه‌های آن به صورت منظم حذف شده و نسبت سیگنال به نوفه‌ی تصادفی آن ۴ است استفاده کردیم. نتایج آن در اشکال زیر قابل نمایش است:



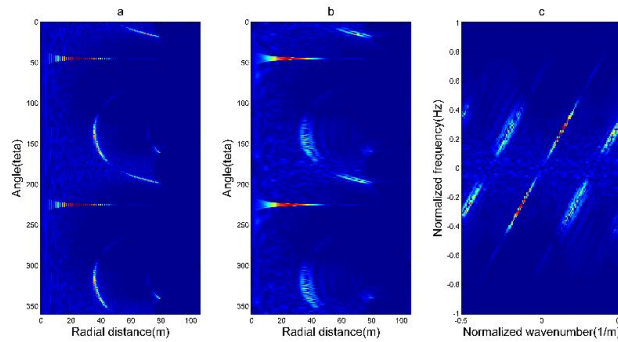
شکل ۱. مراحل پیاده سازی الگوریتم تکرار شونده



شکل ۲. مقطع  $x-t$  نوفه دار

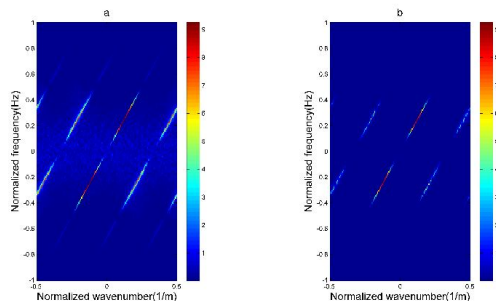


شکل ۳. طیف دامنه شکل ۲ (a) فوریه-کارتزین (b) فوریه-شعاعی

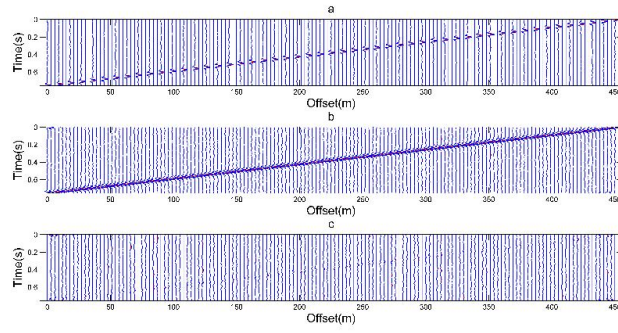


شکل ۴. (a) طیف دامنه شکل ۳ در فوریه-شعاعی (b) طیف دامنه بهنجار فیلتر در فوریه-شعاعی (c) طیف دامنه بهنجار فیلتر در فوریه-کارتزین

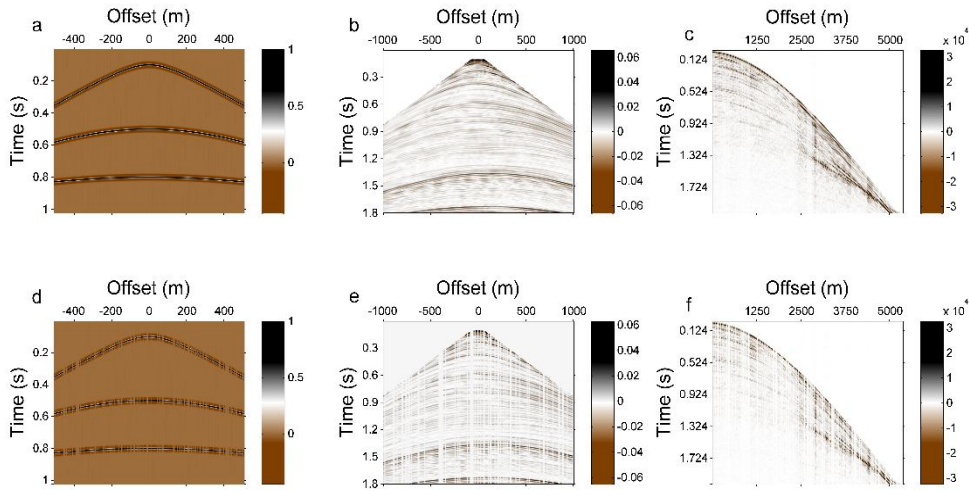
برای ساخت مدل وزن دار، فیلتر پایین گذر بر روی هر سطر حوزه‌ی فوریه-شعاعی می‌زنیم (شکل ۴b) و پس از انتقال داده به حوزه‌ی فوریه-کارتزین و بهنجارش آن فیلتر ما ساخته شده است (شکل ۴c). حال با ضرب فیلتر بهنجار در مدل ما که حوزه‌ی فوریه-کارتزین داده‌ی درونیابی نشده است مدل وزن دار حاصل می‌شود (شکل ۴b). سپس با اعمال نمودار گردشی شکل ۱، درونیابی حاصل می‌شود (شکل ۴). نتایج این روش بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی در شکل ۷ و ۸ قابل مشاهده است:



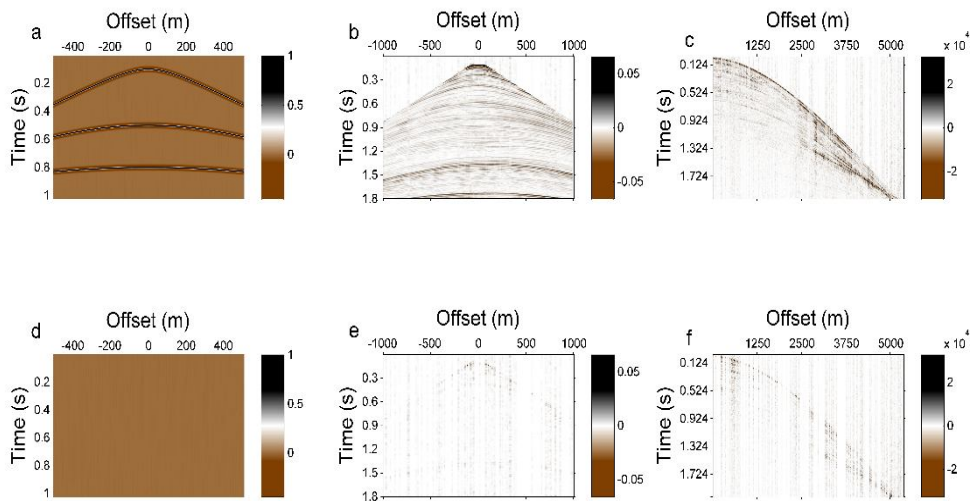
شکل ۵. طیف دامنه شکل ۲ (a) قبل از اعمال فیلتر پایین گذر (b) پس از اعمال فیلتر



شکل ۶ (a) حذف ۶۶ درصد



شکل ۷ (a) سه رویداد هذلولی با شیب متفاوت (b) مقطع چشمه مشترک مصنوعی مارموسی (c) مقطع چشمه مشترک واقعی دریایی  
شکل های (d) تا (f) حذف تصادفی ۳۰ درصد ردلرزه های شکل های (a) تا (c) ردلرزه های مقطع کامل با نوفه تصادفی (b) مقطع بعد از درونیایی (c) اختلاف وسط با مقطع اصلی



شکل ۸ (a) تا (c) درونیایی شده ی مقاطع سطر دوم شکل ۶ تا (d) تا (f) اختلاف مقاطع درونیایی شده با مقاطع اصلی

### ۳ نتیجه‌گیری

با توجه به این که روش درونیابی با استفاده از حوزه‌ی فوریه-شعاعی، یک روش وابسته به پردازش داده است؛ نیازی به داشتن مدل سرعت زمین برای درونیابی نیست. گرچه به تبدیلی برای پیاده سازی آن نیاز داریم که نهایتاً از تبدیل فوریه به دلیل راحتی نسبت به تبدیلات دیگر بهره بردیم. برای جبران همگرایی کند این روش از آستانه نمایی به جای آستانه‌ی خطی بهره بردیم. روش مذکور قادر به بازسازی رویدادهای خطی یا شبه خطی در مقاطع مصنوعی و واقعی بود که در این مقاطع ردلرزه ها بر روی شبکه‌ی داده‌ی منظم ناپدید شده بوده‌اند. برای رویدادهای با انحنای زیاد، این روش قادر به بازسازی مقطع لرزه‌ای نیست و می‌توان تبدیل کرولت را به دلیل پایه‌های منحنی برای این روش پیشنهاد کرد.

### منابع

جهانجوی، ص، ۱۳۹۱، درون یابی ثبت لرزه ای به روش تبدیل فوریه ضد نشت و تعقیب تطابق، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه

Trad, D., 2009, "Five-dimensional interpolation: Recovering from acquisition constraints", *Geophysics*, 74, V123–V132.

R. Abma and N. Kabir, "interpolation of irregular data with a POCS algorithm," *Geophysics*, vol. 71, no. 6, pp. E91–E97, Nov. 2006.

W. Curry, "Interpolation with fourier-radial adaptive thresholding ," *Geophysics*, vol. 75, no. 6, pp. WB95–WB102, Nov. 2010.

## Adaptive STFT and its application for automatic traveltime picking

Mohammad Bejvani<sup>1\*</sup>, Ali Gholami<sup>2</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student of Geophysics, University of Tehran, bejvanimohammad@ut.ac.ir

<sup>2</sup>Associate Professor, University of Tehran, agholami@ut.ac.ir

### ABSTRACT

In this paper, at first, we present methods to produce high resolution *short-time Fourier transform* by computing optimal *instantaneous window-length*. Second, we use the generated time-frequency map for extraction *instantaneous traveltime* attribute for automatic picking of traveltime of seismic events. Numerical examinations over a three-component synthetic signal identify high performance of the proposed time-frequency analysis method. Also, to show capability of the method for automatic traveltime picking, we applied it on a raw filed data.

**Keywords:** short-time Fourier transform (STFT), instantaneous window-length, instantaneous traveltime, seismic event picking.

### INTRODUCTION

Time-frequency (TF) analysis has flourished in various researches and applications in recent years because most signals encountered in practice are not stationary. TF analysis can reveal comprehensive information about non-stationary signals due to the capability of analyzing a signal in the temporal and spectral domains simultaneously. Some popular conventional TF representations (TFRs) include short-time Fourier transform (STFT), Wigner-Ville distribution (WVD), wavelet transform (WT), and S-transform (Pei et al, 2012). In an ideal case, a TFR should reveal only the spectral information about the signal occurring at any given time instant. Accordingly, the main objective of a TFR is to provide a more concentrated TF energy distribution without cross terms such that it can resemble as closely as possible to the ideal TFR. So, we try to achieve concentrated TFR by finding adaptive instantaneous window-length.

Furthermore, event picking is an important step in seismic processing. It is used in static corrections, velocity analysis, seismic tomography, amplitude versus offset analysis, and geologic interpretation. The arrival of such new seismic energy is denoted by a discontinuity in the values of one or more attributes that characterize the various layers of the subsurface (Saragiotis et al, 2013). Here we mean a lineup on several traces of a seismic record that indicates the arrival of new seismic energy. For this aim we utilize adaptive STFT analysis.

### METHODOLOGY

The short-time Fourier transform  $\mathbf{STFT}_x^w(t, f)$  of a function  $x(t) \in L^2(\mathbb{R})$  is defined, using a window  $w(t)$ , as

$$\mathbf{STFT}_x^w(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t')w^*(t'-t)e^{-j2\pi ft'} dt' \quad (1)$$

While  $x$  is a function of time  $t$ , its short-time Fourier transform  $\mathbf{STFT}_x^w$  is a function of time  $t$  and of frequency  $f$ . We note that the transformation  $x \mapsto \mathbf{STFT}_x^w$  is linear and depends on the chosen window  $w$  (Hlawatsch et al, 2008).  $w_a(t)$  is (generally) a nonnegative, symmetric, and normalized real window, which is often taken as the Gaussian window function defined as

$$w_a(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi a}} \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{t}{a}\right)^2\right) \quad (2)$$

The length (or scale) of the window plays a fundamental role in this compromise. However, the short-time Fourier transform suffers from the time-frequency resolution limitation and therefore the length of the window used for its calculation significantly depends on the frequency content of the windowed data. To solve this problem, we propose two approaches below.

### Adaptive STFT based on concentration measures (optimization)

A concentration measure (CM) has the ability of quantitatively evaluating the TF energy concentration. In order to achieve the highest energy concentration (in the sense of the CM), the optimal values of the windows-length in a TFR can be obtained by minimizing the CM. so

$$\tilde{a} = \arg \min_a \varphi(S_{w_a}) \quad (3)$$

Where  $\varphi$  is the CM and  $S_{w_a} = \text{STFT}_x^{w_a}(t, f)$ . Various CMs function are placed in the Table 1 (Jones et al, 1994 & Gholami, 2013 & Sattari et al, 2013). However, the main disadvantages of the CM approach are the very high computational complexity and sensitivity to noise.

Table 1. Different CMs function ( $\varphi$ ) for  $u(t, f)$

$\delta \approx 1e-2$	$\varphi(u) = \sum_f \log( u  + \delta)$	1
----	$\varphi(u) = \frac{\left(\sum_f  u ^2\right)^2}{\sum_f  u ^4}$	2
$\delta \approx 1e-10$	$\varphi(u) = \frac{\left(\sum_f  u \right)^2}{\sum_f  u ^2 + \delta}$	3
----	$\varphi(u) = \frac{\sum_f  u }{\arg \max_f ( u )}$	4

### Adaptive STFT based on the chirp rate

Cohen (1995) has derived an approximate relationship between the optimal time-varying window length and the chirp rate for purely frequency modulated signals; that is, if the signal is of the form  $x(t) = \exp(j\varphi(t))$ , the optimal window length  $T_t^2$  can be approximated by

$$T_t^2 \approx \frac{1}{2|\varphi''(t)|} = \frac{1}{4\pi|f'_{inst}(t)|} \quad (4)$$

Where  $f'_{inst}(t)$  (the first derivative of the instantaneous frequency (IF)) is the chirp rate. If the window is a Gaussian function with time-varying standard deviation  $\sigma(t)$ , the window length is given by

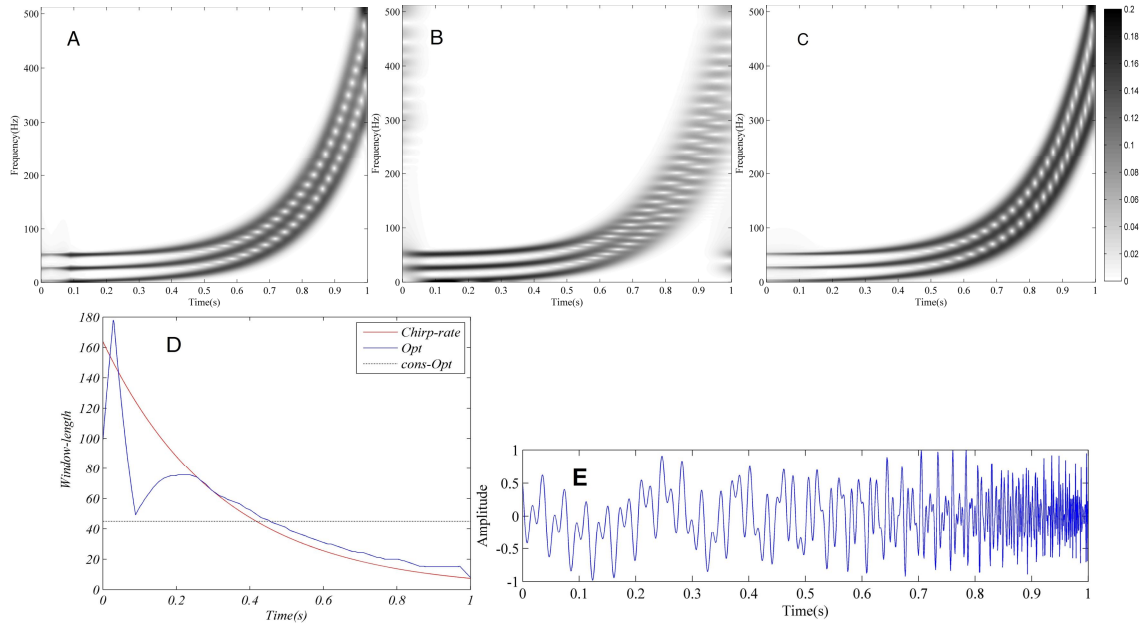
$$\sigma^2(t) = 2T_t^2 \approx \frac{1}{2\pi|f'_{inst}(t)|} \quad (5)$$

The concept is tuning the window length at each time instant such that the signal inside the window is quasi-stationary. Accordingly, a relationship between the window length and the chirp rate was addressed: a wide window is employed as the IF varies smoothly (chirp rate is small); and a narrow window is employed as the IF varies sharply (chirp rate is large). This chirp-rate-based method has the benefit of much lower computational complexity than the CM-based methods (Zhong et al, 2010).

### Simulation results

Figure 1 shows the simulation result and comparisons between the proposed methods. There is a three-component synthetic signal in figure 1.E that has been analyzed. Figure 1.D shows different instantaneous window-length curves due to mentioned approaches; the black one associated to constant window length extracted by optimization approach. Because of this constant amount is near to mean of chirp-rate-based instantaneous window-length

approximately, we name it “average window length”.



**Figure 1.** STFT representation related to window-length due to: optimization (A), optimization (average window length) (B), chirp rate(C). Curves of instantaneous window-length related to: optimization (blue), chirp rate (red), average window length (black) and signal in use (E).

## AUTOMATED TRAVELTIME PICKING AS AN APPLICATION

The instantaneous traveltimes are computed from the seismic data by first transforming the data into a time-frequency domain to capture the nonstationary behavior of the data. Then, the time-frequency representation of the data is mapped back onto the time domain. The instantaneous traveltimes  $\tau(t)$  attribute is therefore defined as

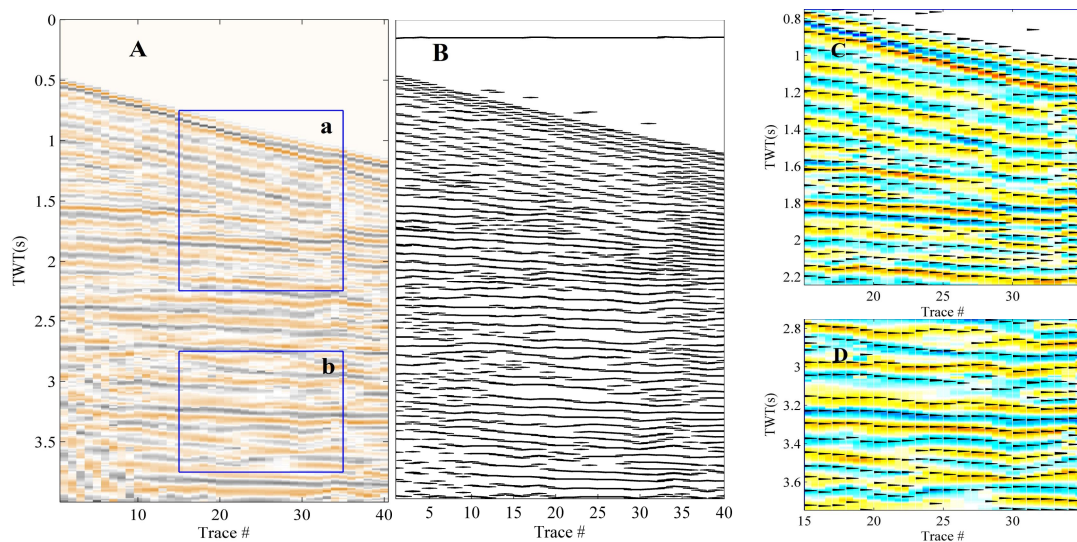
$$\tau(t) = \Omega_f [\tau(t, f)] = \Omega_f \left[ \text{Im} \left\{ \frac{\partial U(t, f)}{\partial f} \right\} \right], \quad (3)$$

where  $U(t, f)$  now denotes an appropriate time-frequency transform and  $\Omega_f$  is an appropriate operator or mapping from the frequency domain into a single number. In the above definition, we intentionally let the time-frequency transform as well as the mapping  $\Omega_f$  undefined as different transforms and/or operators may be more effective depending on the type of data under examination. We also note that only the forward transform is used in equation 6 and not the inverse. This allows for more flexibility on the choice of the transform used to capture the nonstationary behavior of the seismic traces because the transform need not have an inverse. The mapping operator can be a simple averaging operator. It would be prudent, however, to average  $\tau(t, f)$  over the frequencies in the bandwidth of the signal (Saragiotis et al, 2013).

In principle, any time-frequency representation can be used for the calculation of the instantaneous traveltimes. An obvious choice is the adaptive short-time Fourier transform. Our objective was to measure the capability of this attribute in mapping reflections.

## Validation

We used the instantaneous traveltimes attribute to pick events from a part of raw field data. The data is 40-trace partial shot gather with sampling interval 4 ms (shown in Figure 2). The source used to acquire this data set was dynamite. Figure 2.A shows mentioned data and figure 2.B shows result of event picking procedure that has mapped refractions and reflection in 2D accurately. The arrivals computed using the instantaneous traveltimes attribute are shown as black spikes in the Figure 2.C&D as nominated part of data.



**Figure 2.** Partial shot gather (A), contour lines denoting calculated traveltimes associated to events (B), magnified parts (C) and b (D) in section A as well as spikes related to events' traveltimes.

## CONCLUSION

In order to find optimal window-length adapted with time-varying frequency content of signals, the optimization and chirp rate methods were described. Simulation results confirm that adaptive window-length is absolutely essential to achieve high resolution time-frequency representation. Furthermore, using adaptive STFT helps us compute adequate instantaneous traveltimes for automatic seismic event picking, as we realized in field data test.

## REFERENCE

- Cohen, Time-Frequency Analysis: Theory and Applications. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 1995.
- Gholami, 2013, Sparse time-frequency decomposition and some applications: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 51, 3598–3604.
- Hlawatsch, François Auger, 2008, Time-frequency analysis: concepts and methods, John Wiley & Sons.
- Jones, D., G., Baraniuk, 1994, A simple scheme for adapting time-frequency representation: IEEE Transaction on Signal Processing, v.42, NO. 12, 3530 - 3535.
- Pei, and S.G. Huang, 2012, STFT with Adaptive Window Width Based on the Chirp Rate: IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 60, NO. 8.
- Saragiotis, T. Al-Khalifa, and S. Fomel, "Automatic traveltimes picking using instantaneous traveltimes," Geophysics, vol. 78, no. 2, pp. T53–T58, 2013.
- Sattari, A. Gholami, and H. R. Siahkoobi, "Seismic data analysis by adaptive sparse Time frequency decomposition," Geophysics, vol. 78, no. 5, pp. V207–V217, 2013.
- Zhong and Y. Huang, "Time-frequency representation based on an adaptive short-time Fourier transform," IEEE Trans. Signal Process, vol. 58, no. 10, pp. 5118–5128, 2010.



# معرفی روش برانبارش سطح بازتاب مشترک، مطالعه موردی در شمال شرق ایران

هاشم شاهسونی<sup>۱</sup>

استادیار، دانشگاه کردستان، [h.shahsavani@uok.ac.ir](mailto:h.shahsavani@uok.ac.ir)

## چکیده

روش های برانبارش نقطه میانی مشترک و کوچ به مقطع دور افت صفر از روش های معمول در شبیه سازی مقطع دور افت صفر می باشند. در این روش ها با استفاده از اطلاعات اضافی موجود در دسته داده های دارای هم پوشانی مقطع دور افت صفر را شبیه سازی می نمایند و به این طریق نسبت سیگنال به نویز مقطع دور افت صفر را افزایش می دهند. اما عملگر های برانبارش مربوط به این روش ها به شکل مناسبی قادر به تخمین پاسخ لرزه ای نمی باشند و یا از تمام اطلاعات اضافی موجود در دسته داده های دارای هم پوشانی استفاده نمی کنند. از این رو روشی به نام روش برانبارش سطح بازتاب مشترک به منظور استفاده از تمام اطلاعات اضافی موجود در دسته داده های دارای هم پوشانی معرفی شده است. این روش به صورت مبتنی بر داده (مستقل از مدل)، نه تنها مقطع دور افت صفر با نسبت سیگنال به نویز بالاتری را نسبت به روش های معمول شبیه سازی می کند، بلکه نشانگرهای فرعی تولید شده به وسیله این روش نیز امروزه کاربردهای فراوانی یافته اند.

در این مقاله روش برانبارش سطح بازتاب مشترک معرفی شده و بر روی یک داده واقعی در شمال شرق ایران پیاده سازی شده و سپس نتایج حاصل با روش معمول برانبارش نقطه میانی مقایسه شده است. این مقایسه توانایی روش برانبارش سطح بازتاب مشترک در تهیه مقطع دور افت صفر با نسبت سیگنال به نویز بالاتری را نسبت به روش های معمول آشکار می سازد.

**واژه های کلیدی:** برانبارش، عملگر، سطح بازتاب مشترک، دور افت، نسبت سیگنال به نویز، نقطه میانی مشترک

## An Introduction to Common-Reflection-Surface stack method, Case study in North-East of Iran

Hashem Shahsavani<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Professor Assistant, University of Kurdistan

### Abstract

The common-midpoint and/or Pre-stack migration are common stacking methods. They use the data redundancy in multi-coverage data set to simulate a zero offset section with higher signal to noise ratio. As these common methods just consider a common-midpoint gather, they do not use all data in multi-coverage data set for the stacking.

The Common-Reflection-Surface stack method uses all data redundancy in multi-coverage data set in a fully data driven manner. In this way the stack section with higher signal to noise ratio will be obtained. The Common-Reflection-Surface stack method not only provides a well simulated zero-offset stack section with higher signal to noise ratio but also determines a certain parameters which are useful for a subsequent seismic processing as a byproduct.

In this paper the Common-Reflection-Surface stack method has been introduced briefly and applied on a real data at the North-East of Iran. The result shows the capabilities of new introduced method to provide higher signal to noise ratio stack sections.

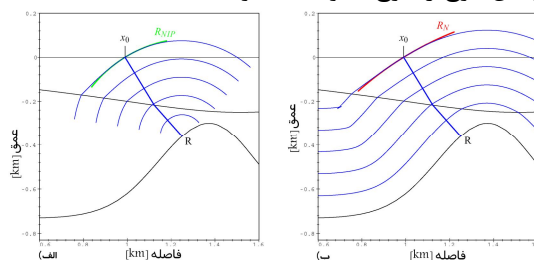
**Keywords:** Stack, Operator, Common-Reflection-Surface, Offset, Signal to noise ratio, Common-midPoint

## ۱ مقدمه

روش های معمول تصویر سازی لرزه ای بر اساس شکل خاصی از بازتابنده زیر سطحی بنا شده اند. به عنوان مثال روش برانبارش برون راند نرمال-برون راند شیب بر این فرض بنا شده که حوادث لرزه ای منشأ گرفته از بازتابنده ای به شکل ایزوکرون (Isochron) می باشند و یا روش کوچ قبل از برانبارش بر این فرض بنا شده است که بازتابنده زیر سطحی از یک سری نقاط پراش تشکیل شده است. هر دو روش فوق الذکر نمی توانند یک بازتابنده با انحنای دلخواه را به نحو مطلوبی آشکار سازی نمایند زیرا عملگرهای مربوط به این روش ها به خوبی نمی توانند به صورت محلی بر بازتابنده واقعی زیر سطحی منطبق گردند. روش برانبارش سطح بازتاب مشترک از شیوه ای کلی تر تبعیت می کند که در آن مکان، جهت و انحنای هر جز از بازتابنده در نظر گرفته می شود. به این ترتیب عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک انطباق بسیار مطلوبی با پاسخ لرزه ای بازتابنده های زیر سطحی دارد (Mann et al., 1999; Müller, 1998; Müller et al., 1998; Jäger, 1999). برای یک مدل همگن، عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک در دسته داده های دارای همپوشانی، منطبق بر پاسخ لرزه ای حاصل از قسمتی از یک بازتابنده دایره ای شکل می باشد. این پاسخ لرزه ای با استفاده از سه متغیر قابل تعریف می باشد. این متغیرها عبارتند از محل، جهت و انحنای بازتابنده دایره ای شکل. به این ترتیب عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک قادر است پاسخ لرزه ای حاصل از بازتابنده را به نحوه مطلوب تری تعیین نماید. همچنین روش های پیشین در برانبارش داده ها فقط یک گروه نقطه میانی مشترک را در نظر می گیرند و این در حالی است که روش برانبارش سطح بازتاب مشترک چندین نقطه میانی مشترک را در نظر گرفته و از این طریق حین برانبارش می تواند مقطع دور افت صفر با نسبت سیگنال به نویز بالاتری را ایجاد نماید.

## ۲ روش تحقیق

ایده ابتدایی در روش سطح بازتاب مشترک، تخمین پاسخ بازتاب جنبشی برای یک بخش کوچک از یک بازتابنده با شیب، انحناء و جهت یافتگی دلخواه، به کمک دو جبهه موج فرضی است. جبهه موج های مذکور در شکل ۱ برای یک مدل سه لایه ای همگن، نشان داده شده اند. جبهه موجی که از قرار دادن یک نقطه انفجاری فرضی  $R$  بر روی لایه بازتابنده (شکل ۱ الف) ایجاد شده و به سمت بالا حرکت می کند، جبهه عمود در نقطه ورود ( $NIP$ ) نامیده می شود. در آزمایش دیگر که در شکل ۱ ب نشان داده شده است، یک سطح انفجاری در نظر گرفته می شود و موجی که تشکیل می گردد به نام موج نرمال بوده و دارای شعاع انحنایی برابر سطح بازتابنده است. به عبارت دیگر اگر جبهه موج را تشکیل شده از پرتوهایی که بر جبهه عمود هستند در نظر بگیریم، در آن صورت تمام این پرتوها بر سطح بازتابنده نیز عمود خواهند بود و به همین دلیل این موج را موج عمود ( $N$ ) گویند.



شکل ۱. آزمایش های فرضی که در الف) موج  $NIP$  توسط چشمه موج نقطه ای که بر روی بازتابنده در  $R$  قرار دارد تولید شده و در ب) موج عمود توسط سطح انفجاری ایجاد می شود. در هر دو شکل جبهه های موج با رنگ آبی نشان داده شده اند که به ترتیب توسط دایره های سبز و قرمز در سطح زمین اندازه گیری می شوند. پرتوی مرکزی نیز در هر دو شکل با رنگ آبی پر رنگ از نقطه  $R$  ساطع می شود. (Mann et al., 1999)

در نقطه  $x_0$  در سطح، شعاع هر دو موج توسط دایره ای تخمین زده می شود که به عنوان مثال تخمین شعاع های  $R_{NIP}$  با دایره سبز رنگ و  $R_N$  با دایره قرمز رنگ نشان داده شده اند. مسیر حرکت جبهه موج ها و انحنای آنها به عنوان پارامترهای عملگر برانبارش قلمداد می شوند. برای شبیه سازی مقطع دوبعدی دورافت صفر، سه پارامتر یا نشانگرهای جنبشی میدان موج نیاز است. یکی مربوط به زاویه خروج پرتوی مرکزی است و بنابراین با جهت یافتگی بازتابنده در

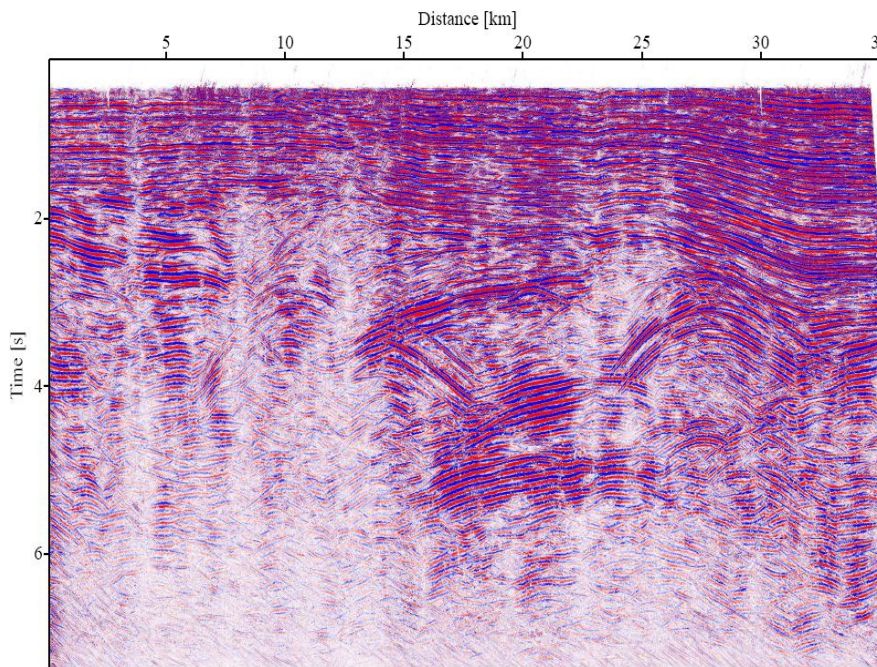
ارتباط است و دیگری  $R_N$  نیز به انحنای سطح بازتابنده بستگی دارد.  $R_{NIP}$  نیز به نوعی به عمق بازتابنده مرتبط است. براساس این دو جبهه موج فرضی تقریب توان دوم زمان گذر موج را می توان به دو طریق پارامتری (Höcht et al., 1999) و یا تئوری پرتوی موازی محور (Schleicher et al., 1993; Tygel et al., 1997) بدست آورد و به صورت زیر بیان نمود:

$$t^2(x_m, h) = \left[ t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{v_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{v_0} \left[ \frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right] \quad (1)$$

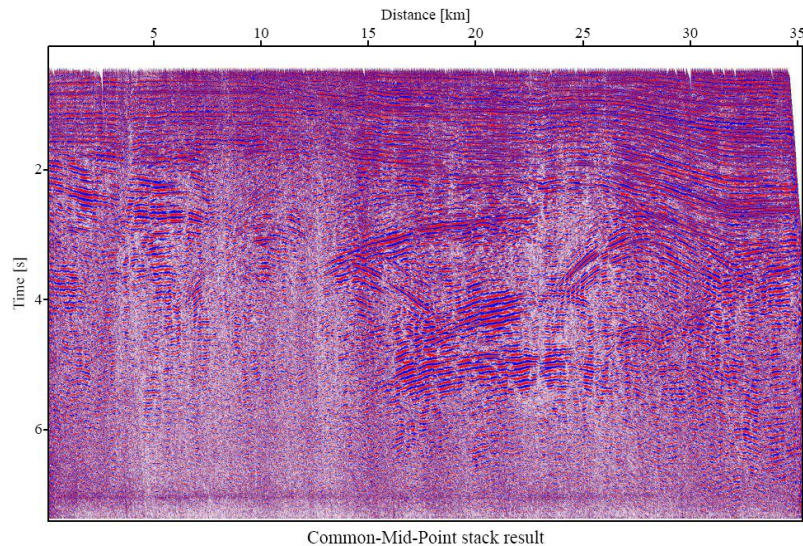
در این رابطه  $h$  نیم درو افت،  $x_m$  نقطه میانی بین منبع مولد موج و گیرنده می باشد. تنها پارامتر مورد نیاز  $V_0$  می باشد که معمولا برابر ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ در نظر گرفته می شود. برای هر نمونه از مقطع درو افت صفر یعنی  $(t_0, x_0)$  پارامترهای زوایه خروج امواج  $R_N$  و  $R_{NIP}$  و شعاع انحنای این دو موج از طریق آنالیز همدوسی (Coherency Analysis) بدست آورده می شود (Taner and Koehler, 1969).

### ۳ پیاده سازی روش سطح بازتاب مشترک

داده های مورد استفاده در این مقاله در شمال شرق ایران برداشت شده اند و شامل ۴۷۹ گروه هم انفجار می باشد که فاصله انفجارها ۷۰ متر، تعداد ژئوفون ها در هر برداشت تا ۹۶ عدد با فاصله ۳۴ متر، فاصله نمونه برداری ها برابر ۲ میلی ثانیه، تعداد نمونه در هر لرزه نگاشت ۱۸۷۵ عدد و بازه دور افت از ۱۴۰ متر تا ۳۴۵۷ متر می باشد. روش پیاده شده بر روی این داده ها، روش برانبارش سطح بازتاب مشترک بهینه شده می باشد که در آن مشکل تداخل شیب ها مرتفع گردیده است (Mann, 2000). شکل ۲ مقطع برانبارش شده حاصل از روش فوق الذکر را نشان می دهد. به منظور نشان دادن توانایی روش برانبارش سطح بازتاب مشترک روش معمول برانبارش نقطه میانی مشترک نیز بر روی داده ها پیاده سازی شده و در شکل ۳ نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می شود نسبت سیگنال به نویز در شکل ۲ بسیار بالا تر می باشد و بسیاری از حوادث لرزه ای آشکار شده اند. همچنین در شکل ۲ پیوستگی بسیاری از حوادث حفظ شده اند.



Common-Reflection-Surface stack result  
شکل ۲. مقطع برانبارش شده حاصل از روش سطح بازتاب مشترک



شکل ۳. مقطع برانبارش شده حاصل از روش معمول نقطه میانی مشترک

### ۳ نتیجه گیری

روش برانبارش سطح بازتاب مشترک روشی جامع تر نسبت به روش های معمول برانبارش می باشد. این روش محل، انحنای و جهت بازتابنده را در نظر می گیرد. به این ترتیب عملگر برانبارش این روش نه تنها انطباق بیشتری با حوادث لرزه ای دارد بلکه گروه های نقطه میانی مشترک مجارو هر نمونه را به منظور برانبارش مورد استفاده قرار داده و از این طریق مقطع دور افت صفر با نسبت سیگنال به نویز بالاتری را نسبت به روش های معمول برانبارش فراهم می آورد. در این مقاله روش برانبارش سطح بازتاب مشترک معرفی شده و سپس بر روی یک سری داده واقعی در شمال شرق ایران پیاده سازی شده است. با مقایسه نتایج حاصل از روش برانبارش سطح بازتاب مشترک و روش معمول برانبارش نقطه میانی مشترک توانایی های این روش در شبیه سازی مقطع دور افت صفر با نسبت سیگنال به نویز بالاتر آشکار گردیده است.

### تقدیر و تشکر

بدین وسیله از کنسرسیون Wave Inversion Technology (WIT) که اجازه استفاده از کدهای مربوط به روش سطح بازتاب مشترک را صادر نمودند، دکتر پیروز، دکتر مان و پروفیسور هوبرال به خاطر راهنمایی هایشان تقدیر و تشکر می گردد.

### منابع

- Höcht, G., de Bazelaire, E., Majer, P., Hubral, P., 1999. Seismic and optics: hyperbolae and curvatures. J. Appl. Geophys., submitted to this issue.
- Jäger, R., 1999. The Common Reflection Surface Stack — Introduction and Application. MS thesis, University of Karlsruhe.
- Mann, J. (2002). Extensions and applications of the Common-Reflection-Surface Stack method. Logos Verlag, Berlin
- Mann, J., Höcht, G., Jäger, R., Hubral, P., 1999. Common Reflection Surface Stack — an attribute analysis. 61th Mtg. Eur. Assoc. Expl. Geophys., Extended Abstracts. Session P140
- Müller, T., 1998. Common Reflection Surface Stack vs. NMOStack and NMOStack. 60th Mtg.
- Müller, T., Jäger, R., Höcht, G., 1998. Common reflection surface stacking method — imaging with an unknown velocity model. 68th Annual Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, pp. 1764–1767
- Schleicher, J., Tygel, M., Hubral, P., 1993. Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3D media. Geophys. Prospect. 41\_4., 459–513.
- Taner, M.T., Koehler, F., 1969. Velocity spectra — digital computer derivation and applications of velocity functions. Geophysics 34., 859–881.
- Tygel, M., Müller, T., Hubral, P., Schleicher, J., 1997. Eigenwave based multiparameter traveltimes expansions. 67th Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstract, pp. 1770–1773.

## بهبود سرعت مدل‌سازی دو بعدی انتشار موج صوتی به روش تفاضل محدود در حیطه بسامد با استفاده از روش ذخیره فشرده ستونی

آزاده آقاجانپور

دانشجوی کارشناسی ارشد مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، [Azadehaghajanpour@gmail.com](mailto:Azadehaghajanpour@gmail.com)

### چکیده

مدلسازی لرزه‌ای عددی، روشی برای شبیه‌سازی انتشار موج در زمین است؛ با این کار ساختاری فرضی از زیر زمین بدست می‌آید. در این مقاله انتشار موج لرزه‌ای صوتی توسط روش تفاضل محدود در حیطه بسامد مدل‌سازی شده است؛ برای این منظور از طرح تفاضل محدود ۹ نقطه‌ای استفاده شده است. روش‌های مدل‌سازی در حیطه بسامد - مکان از مزایای بسیاری برخوردار است: این روش‌ها می‌توانند انتشار موج حاصل از چندین چشمه را همزمان شبیه‌سازی کنند؛ خطاهای تجمعی ندارند؛ می‌توانند تنها بسامد-های مورد علاقه را شبیه‌سازی کنند، و همچنین برای محیط‌های دارای تضعیف مناسب‌ترند. تنها مشکل در استفاده از روش تفاضل محدود در حیطه بسامد، نیاز به میزان بالایی از حافظه رایانه است. در این مقاله برای ذخیره ماتریس امیدانس، روش ذخیره فشرده ستونی اعمال شده است. این روش ذخیره می‌تواند میزان حافظه مورد نیاز رایانه را تا حد زیادی کاهش دهد.

واژه‌های کلیدی: مدل‌سازی لرزه‌ای، حیطه بسامد، طرح تفاضل محدود ۹ نقطه‌ای، زمان محاسبات

## Improving the speed of 2-D frequency-space domain finite-difference acoustic-wave modeling using compressed column storage method

Azadeh Aghajanpour<sup>1</sup>

<sup>1</sup>M.S.c Student of Petroleum Engineering, Amirkabir University of Technology

### Abstract

Seismic numerical modeling is a technique for simulating wave propagation in the earth which gives an assumed structure of the subsurface. In this paper, seismic acoustic wave propagation by finite-difference in the frequency domain has been modeled; to do so, optimized 9-point FD scheme has been utilized. Numerical simulation in the frequency-space domain has inherent advantages, such as: it is possible to simulate wave propagation from multiple sources simultaneously; there are no cumulative errors; only the interesting frequencies can be selected; and it is more suitable for wave propagation in viscoelastic media. The only obstacle to using the method is the requirement of huge computer storage. The compressed column storage format for storing the coefficient matrix has been extended here. It can reduce the required computer storage dramatically.

**Keywords:** Seismic Modeling, Frequency domain, 9-point FD scheme, computing time

### ۱ مقدمه

از زمانی که مدل‌سازی پیشرو در حیطه بسامد مکان توسط لیسمر و دریک (۱۹۷۲) معرفی شد، روش‌های بسیاری در زمینه مدل‌سازی موج لرزه‌ای در حیطه بسامد- مکان ارائه شدند (پرت، ۱۹۹۰؛ جو و همکاران، ۱۹۹۶؛ شین و سان، ۱۹۹۸؛ مین و همکاران، ۲۰۰۰). مدل‌سازی پیشرو در حیطه بسامد دو مزیت برجسته دارد: اول آنکه این روش از عملگر تفاضل محدود ضمنی استفاده می‌کند و در نتیجه هیچ خطای تجمعی ندارد. دوم آنکه این روش برای محاسبات موازی مناسب است زیرا که می‌تواند انتشار موج را برای هر بسامد جداگانه محاسبه کند. این روش دو مشکل نیز دارد: پراکندگی شدید گرهی و حافظه مورد نیاز زیاد، که کاربرد آن را برای مدل‌های بزرگ محدود می‌کند. بهبود طرح تفاضل محدود، یکی از راه‌های اصلی افزایش کارایی مدل‌سازی در

حیطهٔ بسامد- مکان است. با توجه به مدلسازی امواج صوتی، طرح‌های زیر مطرح شدند: طرح تفاضل محدود ۵ نقطه‌ای که توسط پرت (۱۹۹۰) ارائه شد؛ طرح تفاضل محدود با گره‌های یک در میان که در زمان صرفه‌جویی می‌کند و توسط لو و شوستر (۱۹۹۰) ارائه شد؛ و طرح تفاضل محدود بهینهٔ ۹ نقطه‌ای گردش‌یافته که توسط جو و همکاران (۱۹۹۶) ارائه شد. مطالعات بیشتر در زمینهٔ مدلسازی نشان داده است که همچنان این امکان وجود دارد که با بهبود در طرح تفاضل محدود بتوان حافظهٔ مورد نیاز و زمان محاسبه را کاهش داد.

## ۲ روش تحقیق

معادلهٔ موج صوتی در محیطی با چگالی ثابت در حیطهٔ بسامد به شکل زیر است:

$$\nabla^2 p + \frac{\omega^2}{c^2} p = -S \quad (1)$$

که  $p$  میدان فشار موج صوتی،  $\omega$  بسامد زاویه‌ای،  $c$  سرعت موج  $P$  و  $S$  عبارت مربوط به چشمه است. از آنجایی که در این مقاله مسئله در حیطهٔ بسامد-مکان مطرح شده است، در صورت تمایل می‌توان حالت انتشار موج در محیط دارای تضعیف را نیز با به کارگیری سرعت‌های مختلط به همین ترتیب مدلسازی کرد. می‌توان معادلهٔ (۱) را با کمک عملگر تفاضل محدود استاندارد  $(\nabla_{(0)}^2 p)$  به صورت زیر گسسته‌سازی کرد:

$$\frac{\omega^2}{c^2} p_{i,j} + \left[ \frac{p_{i-1,j} - 2p_{i,j} + p_{i+1,j}}{\Delta x^2} \right] + \left[ \frac{p_{i,j-1} - 2p_{i,j} + p_{i,j+1}}{\Delta z^2} \right] = -S_{i,j} \quad (2)$$

حال عملگرهای تفاضل محدود گردش‌یافته  $(\nabla_{(45)}^2 p)$  بر روی معادلهٔ (۱) اعمال شده و رابطهٔ زیر حاصل می‌شود:

$$\frac{\omega^2}{c^2} p_{i,j} + \left[ \frac{p_{i-1,j-1} - 2p_{i,j} + p_{i+1,j+1}}{2\Delta x^2} \right] + \left[ \frac{p_{i+1,j-1} - 2p_{i,j} + p_{i-1,j+1}}{2\Delta z^2} \right] = -S_{i,j} \quad (3)$$

به این ترتیب می‌توان ترکیب خطی دو معادلهٔ (۲) و (۳) را به صورت زیر نوشت (جو و همکاران، ۱۹۹۶):

$$\nabla^2 p = a \nabla_{(0)}^2 p + (1 - a) \nabla_{(45)}^2 p \quad (4)$$

در نهایت رابطه‌ای که می‌بایست آن را حل کرد به صورت زیر است (جو و همکاران، ۱۹۹۶):

$$a \nabla_{(0)}^2 p + (1 - a) \nabla_{(45)}^2 p + \frac{\omega^2}{c^2} p_{i,j} = -S_{i,j} \quad (5)$$

می‌توان بخش جبری معادلهٔ (۵) را از طریق میانگین‌گیری از جواب‌های نقاط مجاور، تقریب زد، که در محیط همگن به صورت زیر بدست می‌آید (جو و همکاران، ۱۹۹۶):

$$\frac{\omega^2}{c^2} p_{i,j} = \frac{\omega^2}{c^2} b p_{i,j} + \frac{\omega^2}{c^2} d (p_{i+1,j} + p_{i-1,j} + p_{i,j+1} + p_{i,j-1}) \quad (6)$$

که در آن:

$$b + 4d = 1 \quad (7)$$

می‌بایست  $a$ ،  $b$  و  $d$  را به گونه‌ای انتخاب کرد که سرعت‌های فازی و گروهی نرمالیزه شده به یک نزدیک باشند. از این رو پس از بررسی‌های صورت گرفته مقادیر بهینهٔ زیر برای این سه عامل بدست آمدند:

$$a = 0/5461,$$

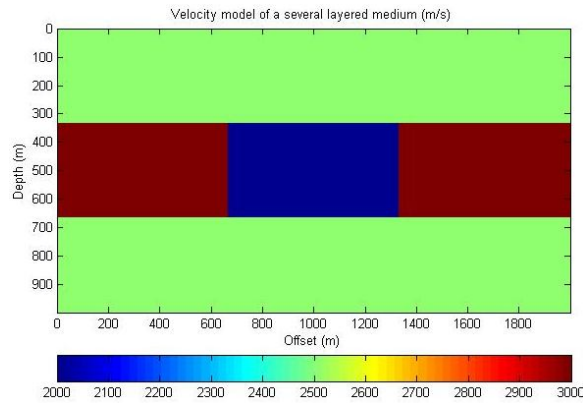
$$b = 0/6258,$$

$$d = \frac{1}{4}(1 - b).$$

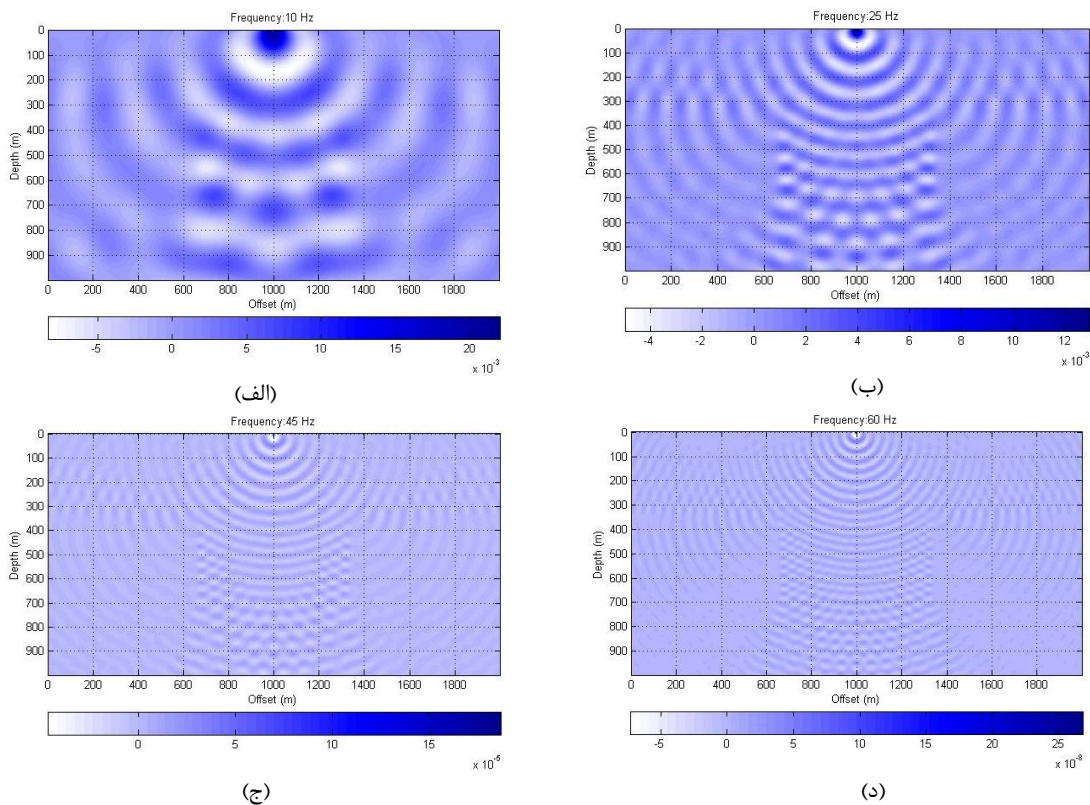
در این مقاله از روش جدیدی به نام روش ذخیرهٔ فشردهٔ ستونی جهت کاهش حافظهٔ مورد نیاز برای ذخیرهٔ ماتریس امپدانس استفاده شده است. در این روش اندیس سطر و ستون مربوط به هر درایهٔ غیر صفر و مقدار آن درایه به صورت ستونی در سه ماتریس مجزا ذخیره می‌شوند. به طور مثال در مدل نمونهٔ زیر با کمک این روش زمان مدلسازی ۳۹۱.۱۱ ثانیه شده است؛ در حالی که با روش معمول زمان مدلسازی ۲۵۲۳.۶۷ ثانیه بوده است.

در ادامه مدلی به عنوان مثال برای مدلسازی انتشار موج به روش تفاضل محدود در حیطهٔ فرکانس آورده شده است. مدل چند لایه‌ای دارای گوشه‌های تیز دارای ۵ لایهٔ مختلف و تعداد نقاط گرهی  $1000 \times 500$  می‌باشد. فاصلهٔ بین دو گره متوالی برابر ۲ متر است. این مدل دارای نقاط تیز و شیب‌های تند است. در این مدل، فاصلهٔ بین دو گره متوالی ۲ متر است. چشمهٔ لرزه‌ای یک موجک ریکر با بسامد غالب ۱۵ هرتز بوده و در دور افت ۱۰۰۰ متر و در عمق ۲ متری از سطح زمین قرار داده شده است. شکل ۱ مدل سرعتی این محیط چند لایه را نشان می‌دهد. شکل ۲ پاسخ انتشار موج صوتی در محیط چند لایه‌ای شکل ۱ در حیطهٔ بسامد را به ترتیب در بسامدهای 10، 25، 45، و 60 هرتز نشان می‌دهد. شکل ۳ نیز پاسخ انتشار موج صوتی برگردانده شده از حیطهٔ بسامد به حیطهٔ زمان در محیط چند لایه‌ای شکل ۱ را به ترتیب در زمان‌های 0.016، 0.0255، 0.0325 و 0.019 ثانیه نشان می‌دهد. همانطور که در شکل ۳ مشاهده می‌شود موج پس از عبور از لایهٔ بالایی،

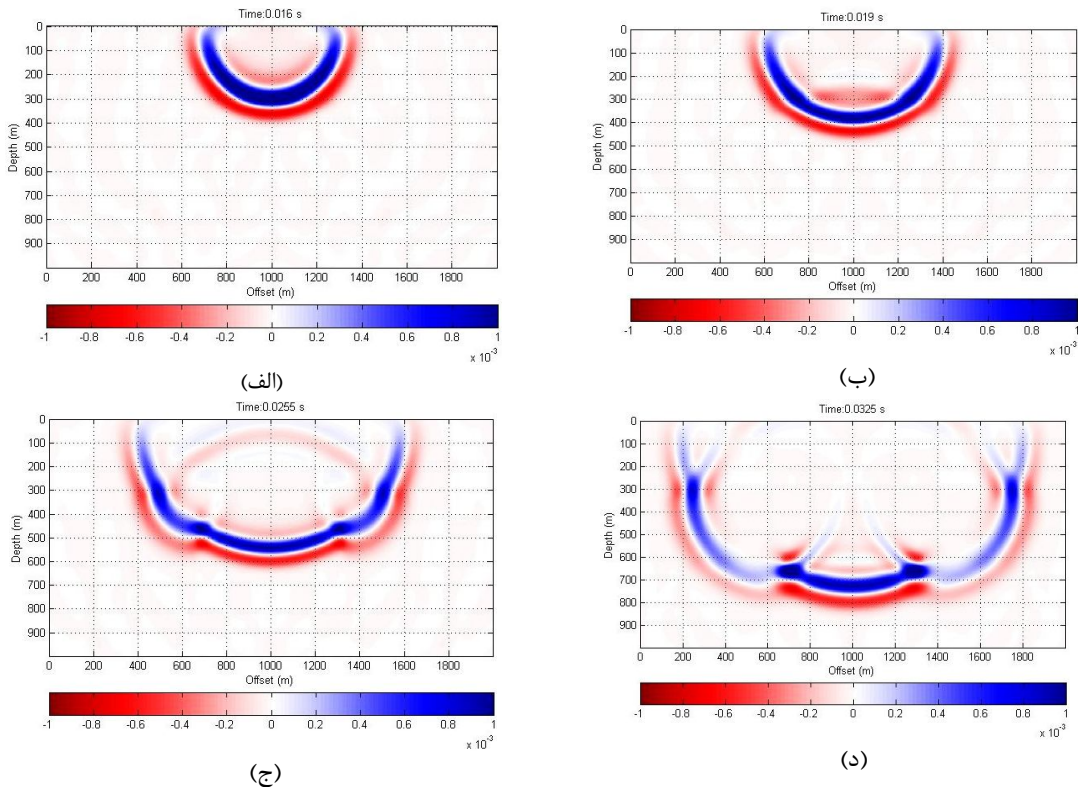
به مرز میان دو لایه برخورد کرده، بخشی از انرژی موج بازتاب کرده و مابقی وارد لایه میانی شده است. در این حین، برخورد موج با نقاط تیز واقع در مرز بالایی لایه میانی، سبب ایجاد پراش‌هایی شده است. موج عبوری از لایه میانی به مرز لایه پایینی برخورد کرده و بخشی از انرژی آن عبور کرده است. در نقاط تیز واقع در مرز پایینی لایه میانی نیز پراش ایجاد شده است (آقاجانپور، ۱۳۹۳).



شکل ۱. مدل سرعتی محیط دارای ۵ لایه مختلف. فاصله بین دو گره متوالی برابر ۲ متر می‌باشد. نوار رنگی پایین شکل بیانگر طیف تغییرات سرعت موج صوتی در نقاط مختلف محیط است.



شکل ۲. انتشار موج صوتی در محیط شکل ۱ به روش تفاضل محدود در حیطه بسامد. این تصاویر پاسخ انتشار موج صوتی در حیطه بسامد را به ترتیب در بسامدهای (الف) ۱۰، (ب) ۲۵، (ج) ۴۵، و (د) ۶۰ هرتز نشان می‌دهند. در این مدل، چشمه لرزه‌ای یک موجک ریکر با بسامد غالب ۱۵ هرتز بوده و در دور افت ۱۰۰۰ متر و در عمق ۲ متری از سطح زمین قرار داده شده است. در این مدل از شرط مرز جذب کننده مرتبه اول برای تضعیف بازتاب‌های برگشتی از مرزها استفاده شده است. نوار رنگی موجود در زیر تصاویر بیانگر طیف تغییرات میدان فشار در نقاط مختلف محیط است.



شکل ۳. انتشار موج صوتی در محیط شکل ۱ به روش تفاضل محدود در حیطه بسامد. این تصاویر پاسخ انتشار موج صوتی برگردانده شده از حیطه بسامد به حیطه زمان را به ترتیب در زمانهای (الف) 0.016، (ب) 0.019، (ج) 0.0255، (د) 0.0325 ثانیه نشان می‌دهند. در این مدل، چشمه لرزه‌ای یک موجک ریکر با بسامد غالب ۱۵ هرتز بوده و در دور افت ۱۰۰۰ متر و در عمق ۲ متری از سطح زمین قرار داده شده است. در این مدل از شرط مرز جذب کننده مرتبه اول برای تضعیف بازتاب‌های برگشتی از مرزها استفاده شده است. نوار رنگی موجود در زیر تصاویر بیانگر طیف تغییرات میدان فشار مربوط به موج صوتی در نقاط مختلف محیط است.

### ۳ نتیجه‌گیری

در مدلسازی پیشرو در حیطه بسامد، نیازی به وارد کردن تمامی بسامدها نمی‌باشد، بلکه تکرارها تنها می‌توانند روی بازه بسامدی مطلوب صورت گیرند. این امر خود می‌تواند تا حدی سبب کاهش هزینه محاسباتی شود. در این روش می‌توان انتشار موج را برای هر بسامد به طور مجزا مدلسازی کرد. همچنین روش جدید استفاده شده در این مقاله به منظور ذخیره ماتریس امپدانس که روش ذخیره فشرده ستونی نام دارد، نسبت به روش‌های ماقبل، نیاز به حافظه رایانه را بیشتر کاهش می‌دهد.

### منابع

- آقاجانپور، آ.، ۱۳۹۳، مدلسازی انتشار امواج لرزه‌ای با استفاده از روش تفاضل محدود در حیطه بسامد، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیرکبیر.
- Jo, C., Shin, C. and Suh, J., 1996, An optimal 9-point finite-difference frequency-space 2D scalar wave extrapolator: *Geophysics*, **72**, 529-537.
- Lysmer, J., and Drake, L.A., 1972, A finite element method for seismology: *Methods in Computational Physics*, **11**.
- Min, D.J., Shin, C., Kwon, B.D. and Chung, S., 2000, Improved frequency-domain elastic wave modeling using weighted-averaging difference operators: *Geophysics*, **75**, 884-895.
- Pratt, R.G., 1990, Frequency-domain elastic wave modeling by finite differences: A tool for cross hole seismic imaging: *Geophysics*, **55**, 626-632.
- Shin, C.S., and Sohn, H.J., 1998, A frequency-space 2-D scalar wave extrapolator using extended 25-point finite-difference operator: *Geophysics*, **79**, 289-296.



**برنامه زمان بندی دومین سمینار ژئوفیزیک اکتشافی نفت – تهران، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، چهارشنبه ۲۳ اردیبهشت ۱۳۹۴**

نگارندگان مقاله	برنامه	مدت ارائه (دقیقه)	پایان	شروع	سالن
این صفحه/ برنامه بعد از ظهر چهارشنبه					
وفایی، غلامی	تخمین موجک و واهمامیخت لرزه‌ای به روش بازیابی فاز	5	13:15	13:10	آمفی تئاتر
زند، غلامی	وارون سازی میدان موج لرزه ای با تقریب BOS و Born	5	13:20	13:15	
غریبی، شادمنامن	بهبود کیفیت و قدرت تفکیک پذیری داده های لرزه ای با استفاده از روش باز ترکیب طبیعی	20	13:40	13:20	
کریم پولی، طهماسبی	بازسازی ۳ بعدی تصاویر ۲ بعدی: روشی جایگزین در پتروفیزیک رقمی	20	14:00	13:40	
دلنوا، ترابی، ملکی، حیدریان	Detection of Channels and their infill lithology variation using seismic inversion and Seismic facies analysis, Eastern Persian Gulf	20	14:20	14:00	
ابراهیمی، مرادی	بررسی قطبش در لرزه با چشمه طبیعی در میدان نفتی مارون اهواز	20	14:40	14:20	
بهبودی، کشاورز فرج خواه، نادری، پورمطلق	تعیین نوع توزیع هیدرات گازی در رسوبات زیر بستر دریا با استفاده از نمودار مقاطع نشانگرهای لرزه ای پیش برانبارشی	20	15:00	14:40	
حیدری، غلامی	تخمین فاکتور کیفیت لرزه ای و بازیابی سری ضرایب بازتاب تُنک با استفاده از الگوریتم تعقیب تطابق متعامد	5	13:15	13:10	سالن ۲
خسروی، امینی	بهبود عملکرد روش PML در مدل سازی عددی انتشار امواج لرزه ای	5	13:20	13:15	
اکبری، مرتضوی، بختیاری، رامش	تصحیح برونراند نرمال بدون کشیدگی با استفاده از الگوریتم Matching-Pursuit	5	13:25	13:20	
ربیعی، سیاه کوهی، غلامی	آستانه گذاری وقتی فوریه-شعاعی و کاربرد آن در درونپایی داده‌های لرزه‌ای دوبعدی	20	13:45	13:25	
بجوانی، غلامی	Adaptive STFT and its application for automatic traveltme picking	20	14:05	13:45	
شاهسونی	معرفی روش برانبارش سطح بازتاب مشترک	20	14:25	14:05	
آقاجانپور	بهبود سرعت مدل سازی دو بعدی انتشار موج صوتی به روش تفاضل محدود در حیطهٔ بسامد با استفاده از روش ذخیرهٔ فشردهٔ ستونی	5	14:30	14:25	
پذیرایی		20	14:50	14:30	
گزارش مسئول کمیته علمی انجمن ژئوفیزیک ایران / دکتر قدس		10	15:00	14:50	آمفی تئاتر
گزارش دبیر انجمن ژئوفیزیک ایران / دکتر عباسی		10	15:10	15:00	
اهدای جوایز مقاله و پوستر دانشجویی برتر		20	15:30	15:10	
تقدیر از پیشکسوتان صنعت ژئوفیزیک اکتشافی نفت		60	16:30	15:30	

