

پارامترهای ناهمسانگردی سرعت موج بُرشی در پوسته فوکانی منطقه بم

مروارید ساکی^۱، غلام جواندولویی^۲ و احمد سدیدخوی^{۳*}

^۱ دانش آموخته زلزله شناسی، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۲ استادیار، پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه زمین‌فیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

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

چکیده

بررسی خواص ناهمسانگردی سرعت انتشار امواج لرزه‌ای اهمیت ویژه‌ای در دانش‌های زلزله‌شناسی و زمین‌شناسی دارد، زیرا که از این طریق، امکان دستیابی به راستای درز و ترک‌ها، درجه شکستگی‌ها و چگونگی میدان‌های تنش در پوسته، فراهم می‌شود. طی پژوهش‌هایی ده سال اخیر، بررسی ناهمسانگردی لرزه‌ای لایه‌های گوناگون زمین به یکی از موضوعات مهم در علوم زمین تبدیل شده است. اغلب کانی‌ها و مواد موجود در طبیعت، ناهمسانگرد هستند، به این معنا که خواص کشسانی آنها با جهت، تغییر می‌کند. چنانچه اندازه یک پارامتر در جهت‌های متفاوت اندازه‌گیری یکسان نباشد، در آن صورت منطقه مورد بررسی نسبت به این پارامتر، ناهمسانگرد خوانده می‌شود.

در این پژوهش محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی پوسته فوکانی منطقه بم با استفاده از جدایش موج بُرشی Sg بر مبنای روش تینیبایی و همکاران (۲۰۰۴) صورت پذیرفته است. در این راستا از ۳۱۰ لرزه‌نگاشت سه مولفه‌ای پسلرزه‌های مربوط به زمین‌لرزه ۵ دی‌ماه ۱۳۸۲ به ثبت شده در ۱۵ ایستگاه شبکه لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله مستقر در آن منطقه، استفاده شده است. نتایج به دست آمده حاکی از آن است که در پوسته فوکانی ناحیه بم دو راستای غالب ناهمسانگردی تشخیص داده می‌شود که یکی در راستای گسل بم و دیگری عمود بر آن است. بزرگی ناهمسانگردی محاسبه شده حدود ۰/۰۳۴ تا ۰/۰ ثانیه است.

واژه‌های کلیدی: بم، جدایش موج بُرشی، شبکه موقت لرزه‌نگاری، فاز بُرشی Sg ناهمسانگردی

Seismic wave anisotropy in the upper crust of the Bam area in the south-central Iran

Saki, M.¹, Javan-Doloei, Gh.² and Sadidkhouy, A.³

¹ Graduated in Seismology, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

² Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

³ Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 23 Nov 2009, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

The seismic anisotropy is a subject of interest for seismologists and geologists. The information of seismic anisotropy has significant role in geology interpretations (Savage, 1999). In this study, we have investigated the upper crust anisotropy in Bam area by means of shear wave splitting Sg phase. We have selected more than three hundred aftershocks from IIEES local temporary seismic network that had been installed after 26 December 2003 Bam earthquake. In the present study, due to using local waveform data, type of Sg phase and shallow depth of events, the estimated values of seismic anisotropy could be related to heterogeneities within upper crust of Bam area.

The shear wave, upon entering the anisotropic region, splits into two phases with

polarizations and velocities that caused properties of the anisotropic media. The phases, polarized into fast and slow components, progressively split in time as they propagate through the anisotropic media. This split is preserved in any isotropic segments along the ray path and can be observed as a time delay (δt) between the two horizontal components of motion. Polarity and amplitude are strongly affected by the azimuth of arrival. The orientation of anisotropy is estimated through measuring the azimuth of fast component (ϕ). The magnitude of anisotropy is estimated by measuring the time split (δt) between the fast and slow components of motion. Our aim in this study is to calculate the magnitude (δt) of anisotropy and direction (ϕ) of the fast wave as the main parameters of seismic wave anisotropy in Bam area in south east of Kerman Province. For measuring anisotropy parameters, we have used the Teanby et al. (2004) shear wave splitting technique. This method can be divided into three main groups, where the search for the optimal pair of splitting parameters is based on: (1) the minimization of a penalty function which represents the difference between observed and predicted transverse components (e.g., Vinnik et al., 1989); (2) the maximization of the cross-correlation between the fast and slow components or linear particle motion (e.g. Bowman and Ando, 1987; Levin et al., 1999); and (3) the minimization of energy on the corrected transverse component reassembled from the optimal fast and slow components (Silver and Chan, 1988 and 1991).

The results for 15 seismic stations show two perpendicular main directions for shear wave anisotropy. These two dominant seismic anisotropy directions as given in table 1, can be considered as geological fabric and the principal stress directions. In the present study, one of the main seismic anisotropy directions is perpendicular to the faults trend for the nearest seismic stations on the fault border. Therefore, some of our results indicated that the polarization of the fast split shear wave is parallel to direction of the maximum horizontal stress. The second of the main seismic anisotropy directions is parallel to the faults trend, especially for that stations far a way fault border. The size of anisotropy is about 0.034 to 0.1 S.

Key words: Bam, Local Seismic Network, Anisotropy, Shear wave splitting, Sg shear phase

۱ مقدمه

جغرافیایی در جهت ساعت گرد است. تعیین میزان ناهمسانگردی سرعت امواج لرزه‌ای یکی از مطالب مورد علاقه محققان زلزله‌شناسی است. بررسی ناهمسانگردی لرزه‌ای به صورت نظری ابتدا از سوی کریستوفل (۱۸۷۷) آغاز شد و سپس لرد کلوین (۱۹۰۴) آن را توسعه داد. در دهه ۵۰ میلادی، ماسگریو (۱۹۵۹) بعضی از کاربردهای عملی ناهمسانگردی را در تحقیقات تجربی روی بلورها نشان داد سویچ (۱۹۹۹). کرامپین (۱۹۸۴a) فرضیه‌هایی را در مورد ناهمسانگردی پوسته‌ای مطرح ساخت و تاثیر ناهمسانگردی لرزه‌ای در ساختارهای زمین‌شناسی را مورد بررسی قرار داد. تا پیش از چند دهه

رفتار موج هنگام عبور از محیط ناهمسانگرد کاملاً متفاوت با رفتار آن هنگام عبور از یک محیط همسانگرد است. در یک محیط ناهمسانگرد یک مؤلفه از موج برشی سریع تر از مؤلفه متعامد آن طی مسیر می‌کند که این پدیده جدایش موج برشی نام دارد. در حالت کلی ناهمسانگردی سرعت امواج لرزه‌ای با دو پارامتر بزرگی و راستا که به ترتیب با δt و ϕ نمایش داده می‌شوند، معروفی می‌شود. که بزرگی بر حسب ثانیه و راستا بر حسب درجه است. بزرگی ناهمسانگردی اختلاف زمان رسید بین دو مؤلفه سریع و کُند است، در حالی که راستای ناهمسانگردی، همان راستای مؤلفه سریع موج برشی فاز موردنظر از شمال

وجود درز و ترک‌های جهت یافته و فضای خالی موجود در سنگ‌ها است، به طوری که سرعت‌های کُندر در جهت عمود بر صفحهٔ متوسط درز و ترک‌ها منتشر می‌شوند (کرامپین، ۱۹۸۴b). اما فیلوسیلیکات‌ها همراه با جریان پوسته پایینی چرخش می‌یابند و این دلیلی بر ناهمسانگردی پوسته پایینی است (مک نامارا و اوتز، ۱۹۹۳). به خاطر حضور گارنت و کم بودن میزان الیوین در سنگ‌های پوسته پایینی، درصد ناهمسانگردی در این ناحیه کمتر از ۱۵٪ است. اطلاع از خواص ناهمسانگردی لایه‌های گوناگون زمین حائز اهمیت است زیرا علاوه بر اینکه به بهینه ساختن مدل‌های سرعت جهانی کمک می‌کند، از طریق آن می‌توان به راستای تنش وارده و راستای درزه و ترک‌های موجود پی برد. داشتن مرتبط با راستای درزه و ترک‌های شواهد مهمی را برای پاسخ‌گویی به بسیاری از مسائل ژئوفیزیکی فراهم می‌کند. یکی از اثرات میزان این درزه و ترک‌ها در کنترل درجه نفوذپذیری سنگ است و همچنین الگوی توالی زلزله‌ها بستگی به میزان شکستگی‌های پوسته دارد. میزان شکستگی بیشتر در سنگ‌های پوسته‌ای در یک مکان، بدین معنا است که در این مکان یک زلزله کوچک در حال اتفاق افتادن است و در واقع در توالی زلزله‌ها، مقدار پارامتر b در رابطهٔ گوتبرگ- ریشتر افزایش می‌یابد (تی‌سو کادا، ۱۹۹۴).

تدوین روش‌های محاسبه میزان ناهمسانگردی به چند دهه گذشته بر می‌گردد. امروزه به اثبات رسیده است که جدایش موج بُرشی یکی از خصوصیات اجتناب‌ناپذیر هر محیط ناهمسانگرد است؛ زیرا که یکی از دلایل ناهمسانگردی، تجمع تنش در توده‌سنگ است. به دنبال این تجمع تنش، توده‌سنگ بسان یک فیلت، موج بُرشی را دچار پدیده جدایش خواهد کرد. از این‌رو، جدایش موج بُرشی در دهه ۸۰ میلادی همانند یک ابزار نیرومند برای تعیین ناهمسانگردی معرفی شد (سیلور و چان، ۱۹۹۱ و فخ

گذشته زمین به مثابه یک جسم همسانگرد کامل در نظر گرفته می‌شد اما با توجه به پیچیدگی‌های موجود در داخل آن، تصور یک زمین کاملاً همسانگرد به دور از واقعیت است.

یکی از منابع مهم ناهمسانگردی لرزه‌ای، کانی‌ها هستند که برخی از آنها به علت داشتن ساختار بلوری خاص، خاصیت ناهمسانگردی قابل توجهی از خود ظاهر می‌سازند. اکثر کانی‌های موجود در پوسته زمین ناهمسانگرد هستند. برای مثال، کانی کوارتز ۲۶٪ ناهمسانگرد برای سرعت موج طولی، Vp و ۳۰٪ ناهمسانگردی برای سرعت موج بُرشی، Vs دارد (باوسکا و کارا، ۱۹۹۱). یکی دیگر از کانی‌های به شدت ناهمسانگرد، که قسمت اعظم گوشه‌های بالای را نیز تشکیل می‌دهد، کانی الیوین است. سرعت انتشار موج در کانی الیوین در جهت‌های سریع و کُندر برای موج P به ترتیب، km/s ۹/۸۹ و $7/27$ و برای امواج S به ترتیب، km/s ۴/۸۹ و $4/87$ است.

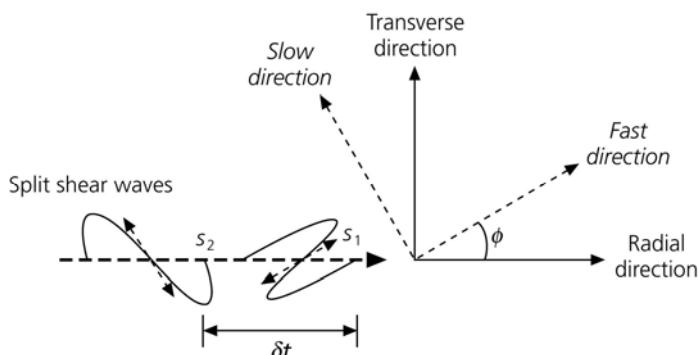
هندرسون ترک‌ها و ریزدرزه‌ها در لایه‌های زمین، درجه لایه‌بندی و جهت‌گیری ترجیحی موادمعدنی در یک واحد زمین‌شناسی، از عوامل تأثیرگذاری هستند که درجه ناهمسانگردی یک محیط را، تعیین می‌کنند. علاوه بر آن، ناهمسانگردی محیط می‌تواند به علت دانه‌بندی موجود در لایه‌های رسوی، جهت ترجیحی تبلور سنگ‌های بلورین، جهت ترجیحی دانه‌بندی در سنگ‌های رسوی و یا به واسطه شکاف‌های ایجاد شده در سنگ‌های رسوی بر اثر اعمال تنش به وجود آید (کرامپین، ۱۹۹۱).

هنگامی که جسم تحت تأثیر یک تنش بیرونی به اندازه کافی بزرگ قرار می‌گیرد، ممکن است درزه‌ها و شکاف‌هایی در سنگ ایجاد شود به گونه‌ای که این درزه‌ها در راستای عمود بر راستای کمینه تنش اصلی کمی قبل از اینکه جسم شروع به شکستن کند، تشکیل شوند. مهم‌ترین عامل ناهمسانگردی در پوسته بالایی،

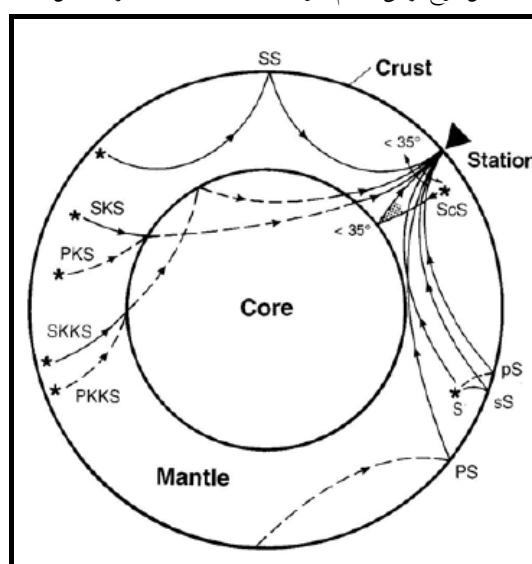
مربوط کردن آنها به وجود ناهمسانگردی در مرحله تفسیر مشکل است. در مقابل، در داده‌های موج بُرشی، S تأثیرات ناهمسانگردی سرعت بسیار قابل توجه است. شکل ۲ نمایشگر فازهای موج بُرشی است که در بررسی ناهمسانگردی به کار می‌روند. البته فازهای دیگری که با خواص تقریباً مشابه موج P برای تعیین ناهمسانگردی بخش بالایی هسته تا سطح زمین از آنها استفاده می‌شود SS عبارت‌اند از: PKS، SKKS و PKKS. از فازهای PS (ولف و سیلور، ۱۹۹۸)، SS (فیشر و یانگ، ۱۹۹۴) و PS نیز که فازهای برگشته از سطح هستند می‌توان برای پیدا کردن سطح زیر نقطه برگشتی و تعیین ناهمسانگردی در مناطقی که نه زلزله و نه ایستگاه ثبت زلزله وجود دارد، استفاده کرد.

و راندنازی، ۲۰۰۶). شکل ۱ نشان‌دهنده پدیده جدایش موج بُرشی هنگام عبور از یک محیط ناهمسانگرد است. در این روش در واقع از این خاصیت که امواج بُرشی در اثر عبور از محیط‌های ناهمسانگرد به دو مؤلفه سریع و کُند تجزیه می‌شوند، استفاده می‌شود. موج بُرشی را که سرعت بیشتری دارد، موج بُرشی پیش رو یا موج بُرشی سریع می‌نامند و با نماد qS_1 نمایش می‌دهند، و موج بُرشی با سرعت کمتر را موج بُرشی کُند یا موج بُرشی دوم می‌نامند و آن را با نماد qS_2 نشان می‌دهند (ساویج، ۱۹۹۹).

بررسی ناهمسانگردی از طریق فازهای گوناگونی امکان‌پذیر است. معمولاً تأثیرات ناهمسانگردی بر داده‌های موج فشاری P آنقدر کوچک هستند که



شکل ۱. پدیده جدایش موج بُرشی هنگام عبور از یک محیط ناهمسانگرد (استین و وایسن، ۲۰۰۳).



شکل ۲. نمایشی از فازهای موج بُرشی در محلوده پنجره موج بُرشی استفاده می‌شود (ساویج، ۱۹۹۹).

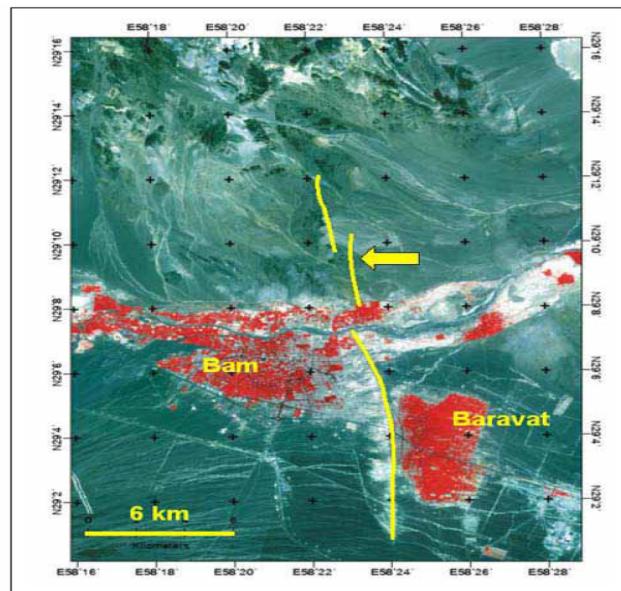
در پوسته فوکانی منطقه بم از روش جدایش موج بُرشی فاز Sg استفاده شده است. یک روش استاندارد برای اندازه‌گیری جدایش موج بُرشی، روش تصحیح جدایش سیلور و چان (۱۹۹۱) است. در این روش با چرخش مؤلفه‌های افقی و اعمال تأخیر زمانی روی یک مؤلفه، مؤلفه‌های شعاعی و عرضی تصحیح شده ایجاد می‌شود. با رسم نقشه پربندی انژری مؤلفه عرضی تصحیح شده می‌توان به مقدارهای بهینه پارامترهای ناهمسانگردی دست یافت (کمینه مقدار انژری روی مؤلفه عرضی مطابق با مقدارهای δt و φ بهینه پیشنهاد شده خواهد بود). در این روش خطای برآورده شده براساس پربندهای انژری صورت می‌گیرد. شکل ۴ نشان‌دهنده اندازه‌گیری جدایش موج بُرشی است که در آن از روش سیلور و چان (۱۹۹۱) استفاده شده است. در این روش پنجره آنالیز موج بُرشی به شکل دستی انتخاب می‌شود و نتایج تحت تاثیر انتخاب این پنجره است؛ که در روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) مشکل فوق برطرف شده است. بنابراین در این پژوهش، از روش تینبای و همکاران (۱۹۹۱) استفاده شده همان روش توسعه یافته سیلور و چان (۱۹۹۱) است.

بررسی ناهمسانگردی لرزه‌ای در ایران به تحقیقات جواندولویی (۱۳۸۲)، سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۶)، سدیدخوی (۱۳۸۵)، سدیدخوی و همکاران (۲۰۰۸) و کاویانی و همکاران (۲۰۰۹) باز می‌گردد که در این بررسی‌ها با استفاده از فازهای لرزه‌ای PS و SKS به بررسی ساختارهای ناهمسانگرد در بعضی از مناطق ایران پرداخته شده است. با توجه به آهنگ لرزه‌خیزی زیاد ایران و موقع چند زمین‌لرزه بزرگ اخیر و ثبت پس‌لرزه‌های آنها در شبکه‌های لرزه‌نگاری موقعیت رقمنی سه مؤلفه‌ای با آهنگ نمونه‌برداری زیاد، تحقیق در ناهمسانگردی در پوسته فوکانی ایران امکان‌پذیر شده است.

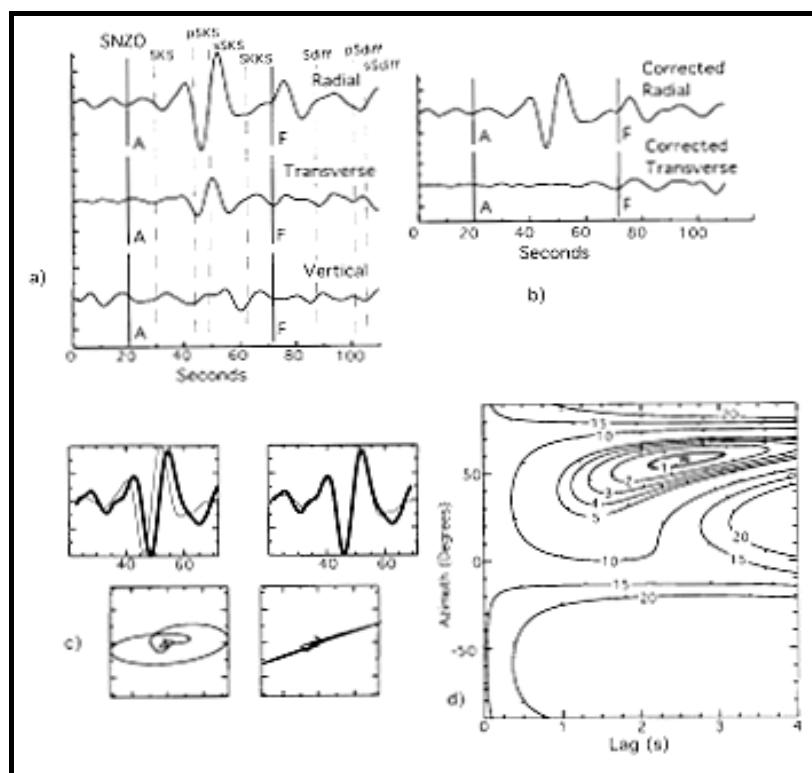
در پژوهش حاضر، نخستین بار از فاز بُرشی Sg برای محاسبه میزان ناهمسانگردی پوسته فوکانی منطقه بم تعیین شد. این داده‌ها از شبکه لرزه‌نگاری موقع نصب شده پس از زمین‌لرزه اصلی پنجم دی‌ماه ۱۳۸۲ در آن منطقه از سوی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله استخراج شده است.

۲ روش جدایش موج بُرشی

در این تحقیق برای محاسبه پارامترهای ناهمسانگردی



شکل ۳. عکس هوایی جایگاه زون گسلی بم در خاور شهرستان بم (سایت پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور).



شکل ۴. مراحل کار در روش سیلور و چان (۱۹۹۱) به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی؛ a- مولفه‌های شعاعی، مماسی و قائم یک زمین‌لرزه قبل از تصحیح؛ b- مولفه‌های شعاعی و مماسی بعد از تصحیح؛ c- نمودار ُطبیش موج برشی (جابه‌جایی حرکت ذره‌ای) قبل و بعد از تصحیح.

می‌شود (سدیدخوی، ۱۳۸۵).
به منظور اجتناب از نوسان متنابض خطای در جواب‌ها، پنجره تحلیلی باید به اندازه کافی بزرگ باشد که شامل موج برشی و حتی چندین دوره از آن شود. با وجود این، طول پنجره نمی‌تواند آنقدر بزرگ باشد که شامل فازهایی غیر از فاز برشی موردنظر شود و این باعث افت کیفیت برآورد میزان جدایش فاز برشی می‌شود (سدیدخوی و همکاران، ۲۰۰۸).

مولفه‌های لرزه‌نگاشت بعد از محاسبه φ و δt تصحیح می‌شوند. شرایط لازم برای صحت محاسبات صورت گرفته به قرار زیر است: (الف) شبیه بودن امواج برشی سریع و گند از نظر شکل و خطی‌شدن حرکت جابه‌جایی ذره بعد از تصحیح (ب) کمینه شدن انرژی روی مولفه عرضی تصحیح شده، (ج) فشردگی خوب نمودار سطحی در بعضی نقاط، (د) نمودار خطای سطحی دارای

در روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) ابتدا یک پنجره تحلیلی موج برشی به صورت دستی تعریف می‌شود، اما طول پنجره، شروع و خاتمه آن به طور خودکار تغییر می‌کند. بنابراین در ابتدا برای هر پنجره براساس روش سیلور و چان، (۱۹۹۱) مقادیر φ و δt محاسبه می‌شود و سپس یک آنالیز خوش‌های به منظور پیدا کردن اندازه‌هایی که روی تعداد زیادی از پنجره‌ها ثابت هستند، به کار گرفته می‌شود. در روش تحلیل خوش‌های مقادیر φ و δt برای N پنجره به دست آورده می‌شود و به طور هم‌زمان واریانس همه φ و δt های مربوط به N پنجره (σ_{φ}^2) و همچنین واریانس همه داده‌ها ($\sigma_{\delta t}^2$) محاسبه و حاصل ضرب این دو واریانس تعیین می‌شود. کمترین مقدار حاصل ضرب آنها یکی از ملاک‌ها برای انتخاب φ و δt است. در واقع با استفاده از تحلیل خوش‌های پایدارترین منطقه که دارای کمترین خطای در محاسبه φ و δt است، مشخص

در زون گسلی بم قابل بررسی است. این شواهد جابه‌جایی در امتداد بخش‌های شرقی و شمالی در مقایسه با بخش جنوبی بهتر حفظ شده‌اند. بخش جنوبی گسل که در حدود ۳۳ کیلومتر طول دارد، دارای راستای $N18W$ است و به دلیل رسوب گذاری در سطح، مستقیماً قابل مشاهده نیست (فو و همکاران، ۲۰۰۷). در حدود ۵ کیلومتری جنوب شهر براوات، قطعه جنوبی ناگهان به سمت چپ جابه‌جا شده است و در جهت شمال در امتداد براوات ادامه پیدا می‌کند. این قسمت از گسل بم که حدود ۱۰ کیلومتر طول دارد و دارای راستای شمالی-جنوبی است قطعه شرقی را تشکیل می‌دهد و شواهد زمین‌ریخت‌شناسی آن کاملاً قابل مشاهده است. جابه‌جایی عمودی در این قطعه بین ۱۵ تا ۲۵ متر در مکان‌های مختلف است. جابه‌جایی راست‌گرد در امتداد این قطعه نیز حدود 11 ± 1 متر گزارش شده است (فو و همکاران، ۲۰۰۷). علاوه بر آن، آنها با استفاده از جابه‌جایی مشاهده شده در قنات‌ها، نرخ جابه‌جایی افقی را $mm/yr = 3-4$ که حدود ۲ برابر مقدار پیشنهادی والکر و جکسون (۲۰۰۲) است، برای جابه‌جایی افقی در امتداد سامانه گسلی ناییند گوک-سبزواران به دست آوردند.

قطعه شمالی گسل بم دارای راستای $N10W$ است. جابه‌جایی‌های راست‌گرد در بستر رودخانه‌ها در این بخش از گسل، نشان‌دهنده جابه‌جایی‌های ناشی از رویدادهای مختلف است. مقدار حداقل نرخ جابه‌جایی پیشنهاد شده راستالغز برای قطعه شمالی برابر $2/6$ میلی‌متر در سال را فو و همکاران (۲۰۰۷) پیشنهاد کردن که به مقدار نرخ لغزش قطعه شرقی نزدیک است.

۴ پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه پنجم دی ماه ۱۳۸۲ و پردازش آنها

داده‌های استفاده شده در این تحقیق ۳۱۰ لرزه‌نگاشت سه مولفه‌ای مربوط به پس‌لرزه‌های ثبت شده در ۱۵ ایستگاه

یک جواب مشخص و واحد.

۳ زمین‌شناسی و لرزه زمین‌ساخت منطقه بم
 حرکت همگرایی صفحات عربی و اوراسیا یکی از علل زمین‌ساخت فعال ایران است. مناطق فعال زمین‌ساختی با شرایط همگرایی صفحات زمین‌ساختی دارای مجموعه‌ای پیچیده از گسل‌های معکوس و امتدادلغز که برهم گنش دارند، هستند (بربریان و یتس، ۱۹۹۹). همگرایی صفحات عربی اوراسیا که در حکم ترکیبی از حرکات صفحات افریقا - اوراسیا و عربی - اوراسیا شناخته می‌شود، در شرق ایران جهتی شمالی-جنوبی دارد و با نرخ تقریبی $mm/yr = 30$ در طول E° ۵۰ جغرافیایی و نرخ $mm/yr = 60$ در طول E° ۱۹۹۴؛ والکر و جکسون، ۲۰۰۲).

منطقه عمومی کرمان با کوههایی به عرض ۵۰ کیلومتر و ارتفاع میانگین ۲۳۰۰ متر در شرق از بلوک لوت جدا می‌شود. از دیدگاه زمین‌ساخت ناحیه‌ای، استان کرمان دارای تنوع ساختاری زیادی است. در جنوب باخته، بخشی از پهنه ساختاری زاگرس و پهنه خرد شده آن و در جنوب بخشی از زون ساختاری مکران را دربر می‌گیرد. زون سنتدج-سیرجان از نواحی غرب شهر بابک تا نزدیکی زون گسلی زندان کهنه‌ج در این استان، رُخنمون دارد و رشته‌کوههای آتش‌شانی ارومیه دختر به صورت کمربندی با راستای شمال باخته-جنوب خاوری از نزدیکی اثار تا جنوب خاوری بم امتداد می‌یابد. گسل‌های امتدادلغز کوه بنان، جیرفت، ناییند، گوک، بم، سبزواران و رفسنجان، گسل‌های اصلی و فعال منطقه کرمان در جنوب شرق ایران هستند (آقا نباتی، ۱۳۸۳). سه قسمت اصلی به نام‌های قطعات جنوبی، شرقی و شمالی در محدوده زون گسلی بم قابل تشخیص است. شکل (۳) نشان‌دهنده جایگاه زون گسلی بم است. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی جابه‌جایی‌های اواخر پلیوستوسن

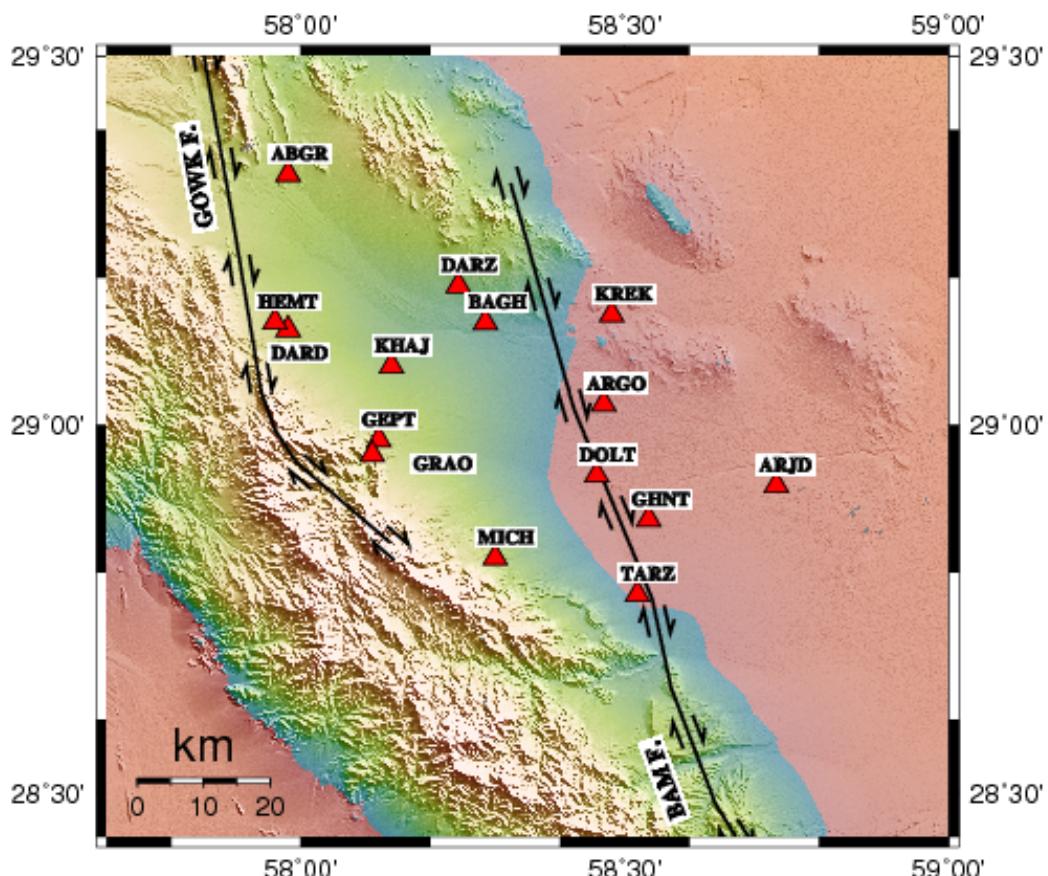
نتایج اصلی به صورت چندین نمودار گرافیکی با مشخصات زیر است:

- نمودار مؤلفه های شعاعی و عرضی، قبل و بعد از تصحیح؛
- نمودار جابه جایی حرکت ذره، قبل و بعد از تصحیح؛
- نمودار تغییرات دو بعدی خطای محاسبه Φ بر حسب δt ؛
- نمودار تغییرات خطای Φ و δt بر حسب شماره پنجره؛
- نمودار تغییرات دو بعدی Φ بر حسب δt بر اساس تحلیل خوشای؛

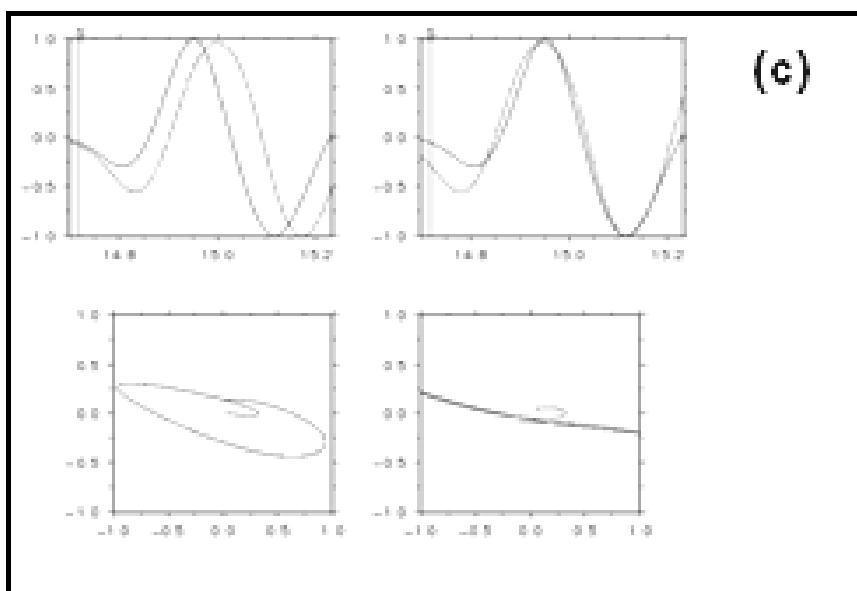
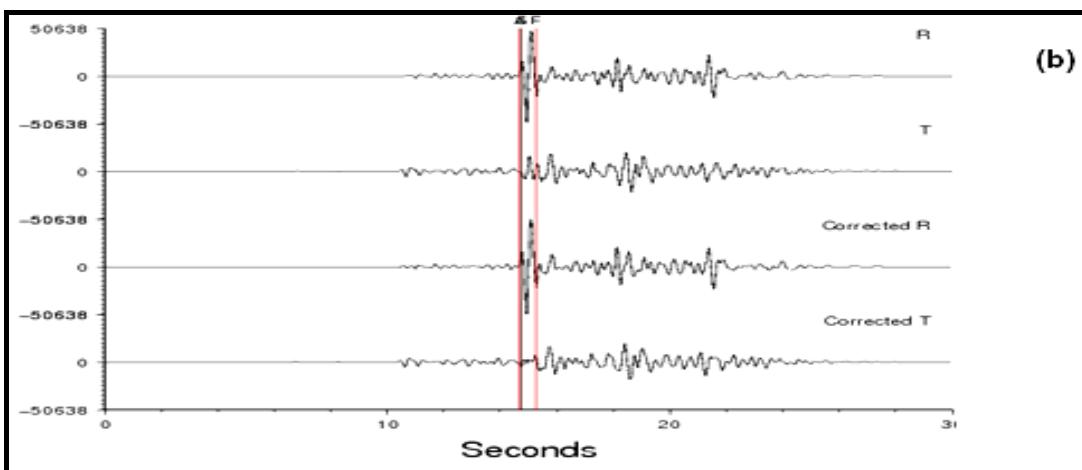
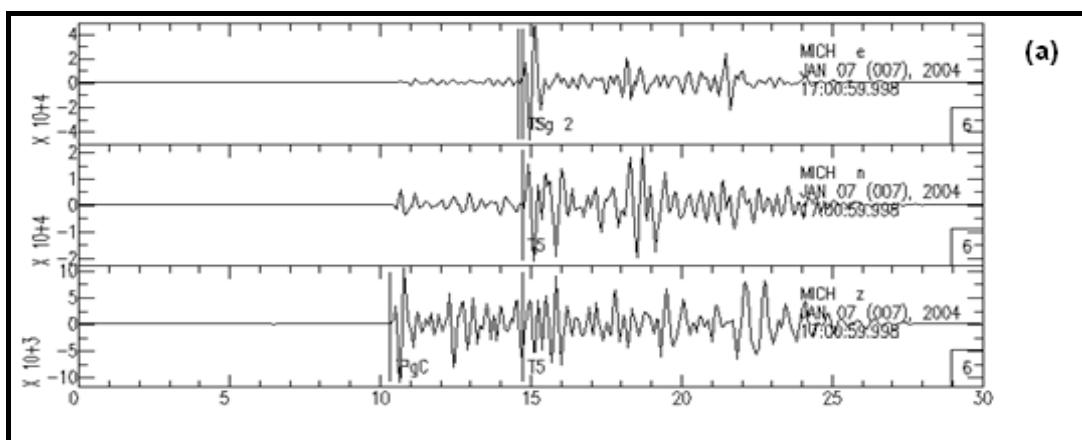
برای نمونه در شکل ۶ مراحل پردازش صورت گرفته روی لرزه نگاشت باند پهن رویداد هفتم ژانویه ۲۰۰۴ را که در ایستگاه لرزه نگاری MICH ثبت شده، از ابتدای تعریف پارامترهای ناهمسانگردی عرضه شده است.

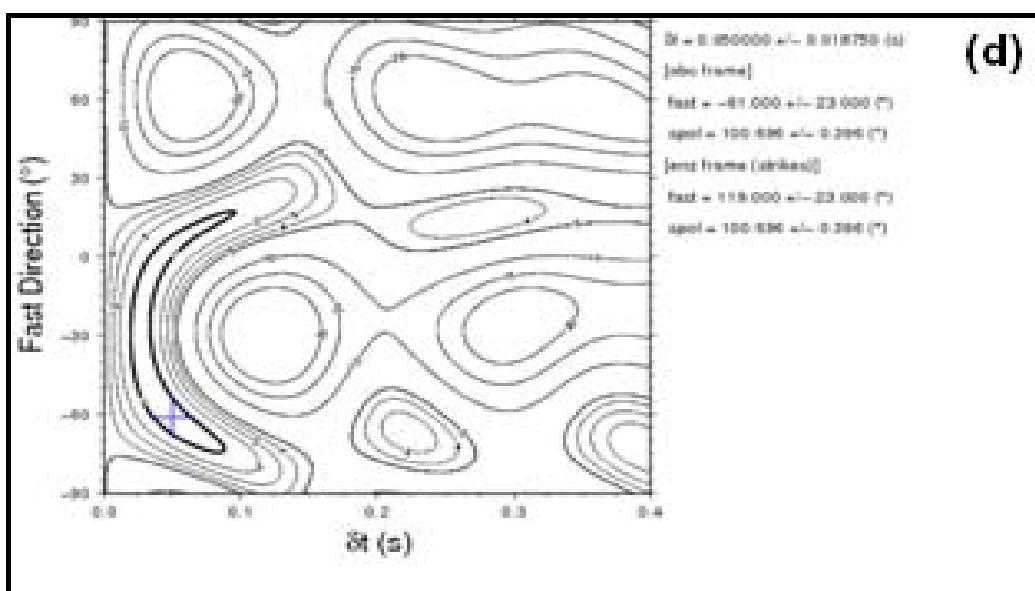
شبکه محلی موقت پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله است. شبکه فوق به مدت یک ماه پس از زمین لرزه ۵ دی ماه ۱۳۸۲ بهم در آن منطقه نصب شد و مورد بهره برداری قرار گرفت. شکل ۵ نقشه موقعیت ایستگاه های لرزه نگاری موقت را نشان می دهد. این پس لرزه ها با کیفیت زیاد به کمک روش های بهینه سازی موقعیت مکانی رویدادها (تاتار و همکاران، ۲۰۰۵) تعیین محل شده اند که در تحقیق حاضر نیز مورد استفاده قرار گرفته اند.

در این تحقیق برای هر رویداد، تعداد ۲۱۰ پنجره تحلیلی به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی انتخاب شد، به طوری که برای تغییر شروع پنجره ها سه پنجره و برای خاتمه پنجره ها ۷۰ پنجره در نظر گرفته شده است.



شکل ۵. موقعیت مکانی ایستگاه های لرزه نگاری شبکه موقت نصب شده در منطقه بم برای ثبت پس لرزه های ناشی از زمین لرزه ۵ دی ماه ۱۳۸۲.





شکل ۶. مراحل پردازش یک لرزه‌نگاشت سه مؤلفه‌ای در روش تبیای و همکاران (۲۰۰۴). a): انتخاب محدوده ورود موج بُرشی؛ b): کمینه شدن انرژی روی مؤلفه عرضی پس از تصحیح؛ c): جایگایی حرکت ذره قبل و بعد از تصحیح که بعد از تصحیح باید خطی شود؛ d): منحنی پریند انرژی روی مؤلفه عرضی تصحیح شده (محدوده اطمینان ۹۵٪ با خط پُر نشان داده است).

یک روند شمال-شرق-جنوب-غرب تبعیت می‌کند. علاوه بر آن مشخص شد که متوسط بزرگی ناهمسانگردی $0^{\circ}/0^{\circ} ۳۴$ تا $0^{\circ}/۱^{\circ}$ ثانیه است. نتایج محاسبات ناهمسانگردی برای ۱۵ ایستگاه لرزه‌نگاری موقع نصب شده در منطقه مورد بررسی در جدول (۱) آمده است.

با توجه به جدایش صورت گرفته برای فاز Sg وجود ناهمسانگردی در پوسته بالایی در زیر ایستگاه‌های مورد بررسی، اجتناب ناپذیر است. با استفاده از روش پیش‌گفته و محاسبات صورت گرفته، مشخص شد که متوسط راستای ناهمسانگردی برای پانزده ایستگاه مورد بررسی بین ۳۹° تا ۷۹° درجه تغییر می‌کند. این راستا از

جدول ۱. پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شده برای پوسته فرقانی منطقه بم.

Station	LAT. (deg.)	LONG. (deg.)	ϕ (degree)	δt (sec)
TAR	28.77	58.52	50.75 ± 5.91	0.048 ± 0.011
KHJ	29.080	58.140	23.18 ± 5.4	0.08 ± 0.009
KRK	29.150	58.480	79.1 ± 10.85	0.039 ± 0.0048
BAG	29.139	58.285	50.2 ± 9.78	0.034 ± 0.009
DAR	29.130	57.980	71.6 ± 15.6	0.046 ± 0.003
HEM	29.140	57.960	76 ± 13.1	0.132 ± 0.046
GRA	28.960	58.110	149.1 ± 6.85	0.1 ± 0.007
DLT	28.932	58.457	48.4 ± 13.8	0.0515 ± 0.037
DAZ	29.189	58.243	39.3 ± 8.1	0.062 ± 0.009
GHN	28.872	58.537	45.1 ± 7.1	0.05 ± 0.013
GPT	28.980	58.120	181.3 ± 10.6	0.05 ± 0.0041
MIC	28.820	58.300	139.5 ± 10.3	0.043 ± 0.0067
ARJ	28.918	58.734	91.8 ± 14.2	0.093 ± 0.025
ABG	29.34	57.98	41 ± 21.5	0.07 ± 0.029
ARG	29.029	58.468	46.5 ± 3.18	0.14 ± 0.035

توجه به اینکه برخی از راستاهای به دست آمده به موازات امتداد سامانه گسلی بم هستند، لذا احتمال حضور درزه و ترکهای بسیار در منطقه وجود دارد. بنابراین یکی از عوامل ناهمسانگردی در این ناحیه، احتمالاً وجود درزه و ترکهای جهتیافته و فضاهای خالی موجود در داخل سنگها است که بعد از وقوع زلزله اصلی ایجاد شده‌اند. درنتیجه، سرعت‌های کنتر درجهت عمود بر صفحه متوسط درزه و ترک‌ها منتشر می‌شوند.

منابع

- آقانباتی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی واکتشافات معدنی کشور، تهران.
- تاتار، م.، سیاهکالی مرادی، ع.، مختاری، م.، یمینی‌فرد، ف.، جوان‌دولوئی، غ.، ۱۳۸۷، بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه $10/5$ به $1382/10/5$ با بزرگی $Mw = 6/6$ گزارش پژوهشی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- جوان‌دولوئی، غ.، ۱۳۸۲، تعیین میزان ناهمسانگردی موج بُرشی در پوسته به روش تابع انتقال گیرنده لزمای (مطالعه موردی منطقه مشهد)، نشریه تحقیقاتی فیزیک زمین و فضا، جلد ۲۹، شماره ۲، ص ۳۰-۴۰.
- سدیدخوی، ا.، ۱۳۸۵، ناهمسانگردی پوسته و جبهه بالای گستره البرز مرکزی، رساله دکتری، موسسه رئوفیزیک، دانشگاه تهران.
- Babuska, V. and Cara, M., 1991, Seismic anisotropy in the Earth, Kluwer Academic Publishers, 217 PP.
- Berberian, M. and Yeats, R. S., 1999, Pattern of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. Bull. Seism. Soc. Am., **89**, 120-139.
- Bowman, J. R. and Ando, M., 1987, Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone, Geophys. J. R. Astron. Soc. **88**, 25-41.
- Crampin, S., 1984a, An introduction to wave propagation in anisotropic media, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., **76**, 17-28.
- Crampin, S., 1984b, Effective anisotropic elastic

۵ نتیجه‌گیری

پدیده جدایش فاز Sg روی لرزه‌نگاشتهای افقی در تعیین راستای ناهمسانگردی سرعت موج بُرشی در پوسته به به کارگیری خود کار دو روش تحلیل خوشای وجست‌وجوی شبکه‌ای که در روش تینبای و همکاران (۲۰۰۴) آورده شده است، مورد استفاده قرار گرفت. با عملی ساختن روش‌های فوق برای 310 لرزه‌نگاشت سه مولفه‌ای در منطقه بم، دو راستای غالب مطابق جدول ۱ برای راستای ناهمسانگردی سرعت تند موج بُرشی به دست آمد. همچنین بزرگی ناهمسانگردی $0/034$ تا $0/1$ ثانیه برای منطقه بم محاسبه شد. با توجه به عمق‌های کمتر از 20 کیلومتر محاسبه شده برای پس‌لرزه‌های منطقه بم (تاتار و همکاران، ۱۳۸۷) و فاصله رومکز کمتر از 60 کیلومتر برای همه رویدادهای مورد استفاده در این پژوهش، می‌توان نتیجه گرفت که فازهای استفاده شده موج بُرشی از نوع مستقیم است و مسیر انتشار موج صرفاً در 20 کیلومتر نخست پوسته قرار می‌گیرد. به عبارتی میزان ناهمسانگردی محاسبه شده به پوسته فوکانی منطقه بم تعلق دارد.

راستای غالب محاسبه شده برای ناهمسانگردی منطقه بم تقریباً عمود بر سامانه گسلی بم یا موازی با آن است که راستای عمود بر سامانه گسلی بم در توافق خوبی با نتایج ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) برای راستای محورهای جابه‌جایی افقی ناشی از اندازه گیری‌های GPS در منطقه است. لذا می‌توان بخشی از زمین‌ساخت فعال و بردارهای تنش ناحیه بم را ناشی از زمین‌ساخت فعال و بردارهای تنش ناشی از حرکت همگرایی صفحات عربی و اوراسیا دانست. با توجه به اینکه راستای ناهمسانگردی به موازات محور تنش است، لذا مقدار به دست آمده در این تحقیق با راستای تنش واردہ از سمت صفحه عربستان همخوانی دارد. بدليل همگرایی دو صفحه فوق پوسته بالایی منطقه بم دارای میدان قابل توجه تنش‌های زمین‌ساختی است. با

- Stein, S. and Wysession, M., 2003, An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, Blackwell Publishing.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S. and Paul, A., 2005, The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence, *Geophys. J. Int.*, **163**, 90-105.
- Teanby, N. A., J-M. Kendall and M. van der Baan, 2004, Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94**, 453-463.
- Tsukada, S., 1994, Analysis of shear wave splitting by using high density seismic array data-aquantitative study of anisotropy in the upper crust, Earthquake Research Institute, University of TOKYO.
- Vernant, P., Nilfroushan, F. M., Hatzfeld, D., Abbasi, M., Vigney, C., Masson, F., Nankali, H. and Martinod, J., 2004, Contemporary Crustal Deformation and Plate Kinematics in Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and North Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Vinnik, L. P., Farra, V. and Romanowicz, B., 1989, Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at GEOSCOPE and NARS broadband stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **79**(5), 1542-1558.
- Walker, R. and Jackson, J., 2002, Offset and evolution of the Gowk fault, S.E. Iran: a major intra-continental strike slips system. *J. Structural Geology*, **24**, 1677-1698.
- Wolfe, C. J. and Silver, P. G., 1998, Seismic anisotropy of oceanic upper mantle, Shear-wave splitting methodologies and observations, *J. Geophys. Res.*, **103**, 749-771.
- constants for wave propagation through cracked solids, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **76**, 135-145.
- Crampin, S., 1991, Effects of point singularities on shear-wave propagation in sedimentary basins, *Geophys. J. Int.* **107**, 531-543.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F. and Stein, S., 1994, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.
- Fischer, K. M. and Yang, X., 1994, Anisotropy in Kuril-Kamchatka subduction zone structure, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 5-8.
- Fouch, M. J. and Rondenay, S., 2006, Seismic anisotropy beneath stable continental interiors, *Phys., Earth Planet. Int.*, **158**, 292-320.
- Fu, B., Lei, X., Hessami, K., Ninomiya, Y., Azuma, T. and Kondo, H., 2007, A new fault rupture scenario for the 2003 Mw 6.6 Bam earthquake, SE Iran: Insights from the high-resolution QuickBird imagery and field observations, *Journal of Geodynamics*, **44**, 160-172.
- Kaviani, A., Hatzfeld, D., Paul, A., Tatar, M. and Priestley, K., 2009, Shear wave splitting, lithospheric anisotropy, and mantle deformation beneath the Arabia-Eurasia collision zone in Iran, *Earth Planet. Sci. Lett.* **286**, 371-378. doi:10.1016/j.epsl.2009.07.003.
- Levin, V., Menke, V. and Park, J., 1999, Shear wave splitting in the Appalachians and the Urals, a case for multilayered anisotropy. *J. Geophys. Res.* **104** (B8), 17,975-17,993.
- McNamara, D. E. and Owens, T. J., 1993, Azimuthally shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases, *J. Geophys. Res.*, **98**, 12003-12017.
- Sadikhouy, A., Javan Doloei, Gh. and Gheitanchi, M. R., 2006, Crustal seismic anisotropy in the south-central Alborz region using Moho Ps converted phases, *J. Earth and Space Physics*, **32**(3).
- Sadikhouy, A., Javan-Doloei, G. and Siahkoohi, H. R., 2008, Seismic anisotropy in the crust and upper mantle of the central Alborz region, Iran, *Tectonophysics*, **456**, 194-205.
- Savage, M. K., 1999, Seismic Anisotropy and Mantle Deformation; what have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, **37**(1), 65-91.
- Silver, P. G. and Chan, W. W., 1988, Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. *Nature* **335**, 34-39.
- Silver, P. G. and Chan, W. W., 1991, Shear wave splitting and sub-continental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**(B10), 16, 429-454.