

## تعیین راستای تنش در پوسته البرز مرکزی با استفاده از جدایش موج برشی زمین لرزه های دور لرز

دکتر احمد سدیدخوی<sup>۱</sup>، دکتر غلام جوان دولویی<sup>۲</sup>، دکتر محمدرضا قیطانچی<sup>۱</sup> و دکتر بهرام عکاشه<sup>۳</sup>

### چکیده

اغلب مواد موجود در طبیعت ناهمسانگرد هستند، اگر چه هر جسمی می تواند تا ۲۱ ثابت الاستیک داشته باشد ولی ماده ای که تعداد ثابت های الاستیک آن بیشتر از ۲ ثابت باشد ناهمسانگرد نامیده می شود. داشتن بیشتر از دو ثابت الاستیک بدین معناست که خواص فیزیکی جسم در راستاهای مختلف، متفاوت می باشند. امواج در محیط ناهمسانگرد در یک راستا سریعتر یا کندتر حرکت می کنند. چنانچه موج برشی هنگام عبور از این محیط به دو مؤلفه تجزیه و در دو راستا با سرعت های متفاوت حرکت کند، این پدیده را جدایش امواج برشی گویند. جدایش امواج برشی برای فازهای متفاوت می تواند جهت دستیابی به پارامترهای ناهمسانگردی بکار رود.

اطلاع از خواص ناهمسانگردی سرعت لرزه ای لایه های مختلف پوسته و جبهه بالایی در علوم زلزله شناسی و زمین شناسی اهمیت ویژه ای دارد و بررسی علل زمین شناختی ناهمسانگردی لایه های زمین جالب توجه و حائز اهمیت است. تعیین مرز بین همسانگردی و ناهمسانگردی از مطالب مورد علاقه محققین است. کانیهای مختلف موجود در مواد تشکیل دهنده پوسته پایینی و جبهه بالایی خواص نسبتاً "ناهمسانگردی از خود نشان می دهند. همچنین درزه و ترکهای بسیاری در اندازه های متفاوت در پوسته وجود دارد که عمده دلایل ناهمسانگردی در پوسته می باشند. با تعیین راستای درزه و ترکها می توان به مسائل ژئوفیزیکی از قبیل چگونگی میدانهای تنش در منطقه پی برد. شکستگیها در یک توده سنگی می توانند باعث تغییر در پدیده های مرتبط با انتشار امواج لرزه ای مانند ناهمسانگردی، پراکندگی و تضعیف موج در آن حجم شود.

در این پژوهش با استفاده از پدیده جدایش امواج برشی فاز Ps در تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشتهای دور لرز و بکار گیری روش جستجوی شبکه ای، راستای تنش و پارامترهای ناهمسانگردی در پوسته البرز مرکزی تعیین می گردد. بدین منظور، شش زمین لرزه ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری باند پهن دماوند، کاوش و چاران (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) مورد پردازش و تحلیل لازم قرار گرفت.

واژه های کلیدی: ناهمسانگردی، جدایش موج برشی، جستجوی شبکه ای، تحلیل خوشه ای، تابع انتقال گیرنده، فاز Ps

۱- عضو هیئت علمی مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

۲- عضو هیئت علمی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

۳- عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد واحد شمال

## Determination of Stress Direction in the Crust of Central Alborz using Shear Wave Splitting of Teleseismic Earthquakes

Dr.A. Sadid-Khouy, Dr.G. Javan-Doloei, Dr.M. R. Gheitanchi, and Dr.B. Akasheh

### Abstract

All materials are anisotropic, Although there can be up to 21 independent elastic constants, any material in which more than two are needed is called *anisotropy*. More than two elastic constants mean that the material's properties differ depending on the direction. Seismic wave through anisotropic materials travel faster or slower depend on their direction. The shear wave can be splitted into two pulses, each with a different polarity and travel at a different speed. This phenomenon is called *shear wave splitting*. Shear wave splitting of different shear phases can be applied to determine the anisotropy parameters.

Parallel, aligned, fluid-filled cracks and microcracks can cause anisotropy and may be sensitive indicators of stress. Thus, for vertically traveling *S* waves,  $\phi$  (fast direction) is parallel to the cracks and to the maximum principal stress direction. The fast wave speeds in such a medium are identical to those in the uncracked medium (the fast waves do not "see" the cracks.)

In this paper, we attempt to automate the choice of analysis window by performing a grid search over different windows to find stable anisotropy direction with minimum error. Finally, for determining anisotropy direction in the crust of Alborz, we use some events where recorded by IIEES seismic broad

band station (DAMV, THKV & CHTH). In this study we find out the fast direction of shear wave velocity.

**Keywords:** Anisotropy, Shear wave splitting, Grid searching, Clustering analysis, Receiver Function, Ps phase

### مقدمه:

۳- مجموعه ای از لایه های همسانگرد ولی از نظر خواص الاستیک متفاوت با یکدیگر اطلاع از خواص ناهمسانگردی سرعت لرزه ای لایه های مختلف پوسته و جبهه بالایی در علوم زلزله شناسی و زمین شناسی اهمیت ویژه ای دارد و بررسی علل زمین شناختی ناهمسانگردی لایه های زمین جالب توجه و حائز اهمیت است. تعیین مرز بین همسانگردی و ناهمسانگردی از مطالب مورد علاقه محققین است. بیشتر مواد کانی موجود در پوسته زمین ناهمسانگرد هستند. برای مثال کانی کوارتز ۲۶٪ ناهمسانگردی برای سرعت موج طولی  $V_p$  و ۴۰٪ ناهمسانگردی برای سرعت موج برشی  $V_s$  دارد (بابوسکا و کار، ۱۹۹۱). همچنین درزه و ترکهای بسیاری در اندازه های متفاوت در پوسته وجود دارد که عمده دلایل ناهمسانگردی در پوسته

مطالعه ناهمسانگردی سرعت لرزه ای به صورت تئوری ابتدا توسط کریستوفل (۱۸۷۷) شروع شد و سپس توسط لردکلونین (۱۹۰۴) و لاول (۱۹۴۴) توسعه داده شد. در دهه ۱۹۵۰ ماسگریو (۱۹۵۹) جنبه های کاربردی را در مطالعات تجربی بر روی کریستالها نشان داد. دلایل ناهمسانگردی پوسته و گوشته بطور کامل توسط بابوسکا و کار (۱۹۹۱) بیان گردیده است. همچنین کرامپین (۱۹۹۴) بعضی نظریه های پوسته ای وسیلور (۱۹۹۶) گوشته را مورد بررسی قرار داده اند. به طور کلی دلایل ناهمسانگردی زمین را می توان به صورت زیر خلاصه نمود:

۱- ردیفی از مواد کانی ناهمسانگرد

۲- ترک ها و درزه هایی که از سیال پر شده است

دهنده پوسته پایینی و جبهه بالایی خواص نسبتاً ناهمسانگردی از خود نشان می‌دهند (استین و وایسژن، ۲۰۰۳). کانیهای اولیوین و ارتوپروکسن با سیستم کریستالی ارتورمبیک به ترتیب ۲۰ و ۱۰ درصد ناهمسانگردی ایجاد می‌کنند (بابوسکا و پورز، ۱۹۸۴). مقدار ناهمسانگردی در این بخش از زمین تا حدود زیادی به دو عامل بستگی دارد ۱- درصد حضور کانیهای مختلف ۲- مکانیسم ایجاد شده حاصل از جهت یافتگی محورهای کریستالوگرافی. به خاطر حضور گارنت و کم بودن میزان اولیوین در سنگهای پوسته پایینی درصد ناهمسانگردی در این ناحیه کمتر از ۱۵ درصد می‌باشد. درجه بالایی به خاطر حضور کانی اولیوین خالص در سنگهایی مانند دونیت (dunite) اندازه ناهمسانگردی به میزان ۲۰ درصد نیز مشاهده شده است. بنابر این خاصیت منحصر به فرد کانی اولیوین مهمترین عامل ناهمسانگردی جبهه بالایی می‌باشد (لوین و پارک، ۱۹۹۸).

هرقسمت از پوسته و جبهه زمین که خواص فیزیکی آن (مثلاً "سرعت امواج لرزه ای) در جهت های مختلف متفاوت باشد ناحیه ای ناهمسانگرد را تشکیل میدهد. امواج لرزه ای هنگام انتشار در چنین محیطهایی رفتارهایی پیچیده و کاملاً متفاوت با وضعیت موج هنگام انتشار از محیطهای همسانگرد از خود نشان میدهد. عبور موج برشی از ناحیه های ناهمسانگرد باعث تجزیه آن به دو فاز با پلاریزاسیون و سرعت های متفاوت متناسب با خواص محیطهای ناهمسانگرد می‌شود. فازهای موج برشی که در جهت های سریع و کند پلاریزه می‌شوند با ادامه انتشار در محیط ناهمسانگرد از یکدیگر جدا شده و در زمان متفاوت به گیرنده ها می‌رسند. این اختلاف زمان رسید دو فاز سریع و کند موج برشی با استفاده از مؤلفه های افقی (شمالی- جنوبی و شرقی- غربی) یا مؤلفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده لرزه ای (Receiver Function) قابل اندازه گیری است. عمل پلاریزاسیون موج برشی در راستاهای مختلف یک محیط ناهمسانگرد را پدیده جدایش موج برشی

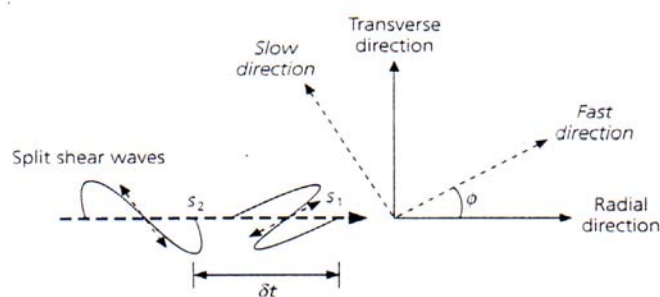
می‌باشند (کرامپین، ۱۹۹۴). با تعیین راستای درزه و ترکها می‌توان به مسائل ژئوفیزیکی از قبیل چگونگی میدانهای تنش در منطقه پی برد. همچنین به میزان مقدار ماده سیال در پوسته و چگونگی حرکت آن دست یافت. الگوی توالی زلزله ها بستگی به میزان شکستگیهای پوسته دارد. همچنین میزان شکستگیهای پوسته در یک مکان بدین معناست که در این مکان یک زلزله کوچک در حال اتفاق افتادن است و در واقع در توالی زلزله ها مقدار پارامتر **b value** بزرگتری بدست می‌آید. همچنین چگالی شکستگیها ممکن است نفوذ پذیری سنگها را کنترل کند، نفوذ پذیری سنگها تشریح می‌کند که چگونه سیال در یک محیط به عنوان تابعی از گرادیان فشار در آن محیط حرکت می‌کند و این پارامتر چه نقش مهمی در تفهیم پدیده های گوناگون مانند تغییرات در سطح آب قبل از وقوع زلزله، وضعیت منابع هیدروکربن و زمین گرمایی و سرعت ماگما در درون پوسته دارد. شکستگیها در یک توده سنگی می‌توانند باعث تغییر در پدیده های مرتبط با انتشار امواج لرزه ای مانند ناهمسانگردی، پراکندگی و تضعیف موج در آن حجم شود.

همانگونه که در نمونه های آزمایشگاهی آشکار شده است هنگامی که جسمی به صورت تک محوری و یا سه محوری فشرده شود درزه و ترکهای ریز زیادی در راستای عمود بر راستای مینیمم تنش اصلی کمی قبل از این که جسم شروع به شکستن کند به صف در می‌آیند. بنابر این در پوسته بالایی زمین که میدان قابل توجه تنش های تکتونیکی وجود دارد احتمال حضور درزه و ترکهای بسیار وجود دارد. بنابراین مهمترین عامل ناهمسانگردی در پوسته بالایی وجود درزه و ترکهای جهت یافته و فضای خالی موجود در داخل سنگها می‌باشد. بطوریکه سرعتهای کندتر در جهت عمود بر صفحه متوسط درزه و ترکها منتشر می‌شود. در پوسته زیرین و بخش فوقانی جبهه بالایی به دلیل افزایش فشار همه جانبه درزه و ترکهای ساختار پوسته و خلل و فرج موجود در سنگها بسته می‌شوند. اما کانیهای مختلف موجود در مواد تشکیل

با زاویه ورودی کمتر از ۳۵ درجه (در محدوده پنجره موج برشی) محدود می شود.

هنگامیکه امواج برشی در یک محیط ناهمسانگرد حرکت می کند به دو موج شبه برشی جدایش می یابد (شکل (۱)). همانگونه که در این شکل نشان داده شده است موج برشی که سرعت بیشتری دارد را موج برشی رهبر یا موج برشی سریع ( $S_1$ ) و موج برشی با سرعت کمتر را موج برشی کند یا موج برشی دوم ( $S_2$ ) می نامند. راستای پلاریزاسیون موج برشی سریع را با پارامتر  $\phi$  و اختلاف زمانی بین دو موج سریع و کند را با  $\delta t$  که به آن تاخیر زمانی گویند، نشان می دهند. معمولاً راستای ناهمسانگردی ( $\phi$ ) موج برشی همان راستای مؤلفه سریع موج برشی از شمال جغرافیایی در جهت عقربه های ساعت در نظر گرفته می شود و بر حسب درجه بیان می شود. اندازه ناهمسانگردی موج برشی را بزرگی ناهمسانگردی می نامند و با ( $\delta t$ ) نشان می دهند و بر حسب ثانیه بیان می شود. در واقع ( $\delta t$ ) اختلاف زمان بین دو مؤلفه سریع و کند موج برشی می باشد. اندازه ( $\delta t$ ) بستگی به مقدار سرعت انتشار موج و ضخامت لایه ناهمسانگرد دارد.

(Shear Wave Splitting) گویند. ناهمسانگردی لیتوسفر قاره ای اغلب با تکنیکی تحت عنوان جدایش امواج برشی مطالعه می گردد. پدیده جدایش امواج برشی توسط نور و سیمونز (۱۹۶۹) و سپس توسط کرامپین (۱۹۷۷) مطرح و مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات دهه گذشته در زمینه اندازه گیری جدایش امواج برشی با استفاده از فازهای دورلرز باعث ایجاد قابلیت هایی در اندازه گیری ناهمسانگردی گوشته شده است. همچنین بدیهی است که در مطالعات گوشته، ناهمسانگردی پوسته اجتناب ناپذیر است. جدایش امواج برشی را می توان از هر موج برشی اندازه گیری نمود، البته بایستی دقت مناسب صورت گیرد. یکی از ملاحظات عمده، زاویه ورودی موج برشی به ایستگاه لرزه نگاری است. اگر این زاویه ورودی موج بزرگتر از زاویه بحرانی که حدود ۳۵ درجه نسبت به محور قائم (البته مقدار دقیق بستگی به ضریب پواسن محیط و انحناء جبهه موج دارد) باشد، انعکاس موج  $S$  به  $P$  در سطح باعث می شود هم دامنه و هم فاز موج ثبت شده بهم ریخته شود و نتیجتاً حرکت ذره موج غیر خطی شود (ناتلی و وایت مور، ۱۹۶۲). اغلب زاویه های ورودی کوچکتر از زاویه بحرانی را پنجره موج برشی گویند. بنابراین اغلب مطالعات جدایش امواج برشی به فازهایی



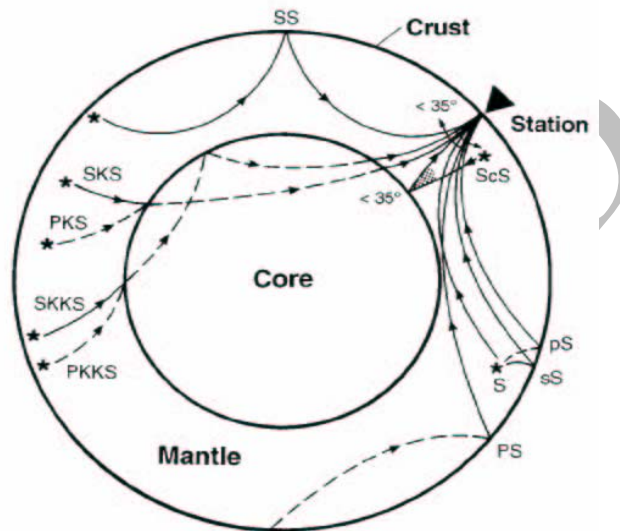
شکل (۱) - پدیده جدایش موج برشی.

شکل (۲) نمایشی از فازهای موج برشی که می توانند جهت مطالعه جدایش امواج برشی استفاده گردد را نشان می دهد. فاز  $S$  مستقیم مربوط به زلزله های زیرپوسته ای می توانند جهت تعیین ناهمسانگردیهای گوشته بکار رود (آندو و ایشیکاوا، ۱۹۸۲ - سویچ و همکاران،

بررسی خواص ناهمسانگردی سرعت لرزه ای لایه های مختلف زمین بر اساس خاصیت پلاریزاسیون موج برشی طی سالهای متمادی برای بدست آوردن اطلاعات مفید راجع به راستای درزه و ترکها در پوسته و به خط شدگی کانیهای موجود در گوشته صورت گرفته است.

ناهمسانگردها استفاده شوند. فازهایی همانند SS, sS, PS, pS که از سطح برمیگردند، می توانند به مشخص کردن ناهمسانگردی زیرنقطه برگشتی کمک کنند و بنابراین می توانند جهت تعیین ناهمسانگردیهای مناطقی که نه زلزله و نه ایستگاه لرزه نگاری دارند، بکاربرده شوند (سویج، ۱۹۹۹).

۱۹۸۹- فخ و فیشر، ۱۹۹۶). فازهای دیگری همچون PKS, SKKS, PKKS می توانند جهت تعیین ناهمسانگردی بالای هسته بکاربرده شوند. چشمه های عمیق فاز ScS که امواج S منعکس شده از مرز هسته- گوشته هستند را تولید و بنابراین می توانند جهت تعیین



شکل (۲)- نمایشی از فازهایی که جهت تعیین ناهمسانگردی می توانند به کار برده می شوند.

همچنین بازتابهای تکراری از آن بوجود می آید. با استفاده از این فازهای تکراری می توان وجود ناپیوستگیهای داخل زمین را مشخص کرد (شکل (۳)). مطالعات تابع انتقال گیرنده ابتدا توسط باردیک و لانگستون (۱۹۷۷) معرفی و سپس روش تابع انتقال گیرنده در حوزه زمان توسط لانگستون (۱۹۷۷، ۱۹۷۹)، آونز (۱۹۸۷)، آونز و همکاران (۱۹۸۴)، آمون و همکاران (۱۹۹۰) به طور کامل جهت استفاده از داده های یک ایستگاه لرزه نگاری سه مؤلفه توضیح داده شده است. همچنین این روش توسط آونز و همکاران (۱۹۸۴) برای ایستگاههای باند پهن بکار گرفته شد. لوین و همکاران (۲۰۰۲) آنالیز تابع انتقال گیرنده را جهت تعیین ناهمسانگردی زونهای برشی در پوسته و گوشته فوقانی منطقه کاماچاتکا با استفاده از داده های باند پهن یک شبکه موقت بکار بردند.

فاز SKS به طور گسترده ای جهت تعیین ناهمسانگردی استفاده می گردد. دو روش کلی توسط وینیک و دیگران (۱۹۸۹) و سیلور و چان (۱۹۹۱) به منظور تعیین ناهمسانگردی با استفاده از فاز SKS که تقریباً معادل هم هستند ارائه گردید. سایلنی و پلومرا (۱۹۹۶) روش سیلور و چان (۱۹۹۱) را برای مواردی از جدایش در صفحات غیرافقی توسعه دادند. استر و دیگران (۱۹۹۰) حرکت خارج از صفحه را برای تحلیل زلزله های پوسته ای بکار بردند.

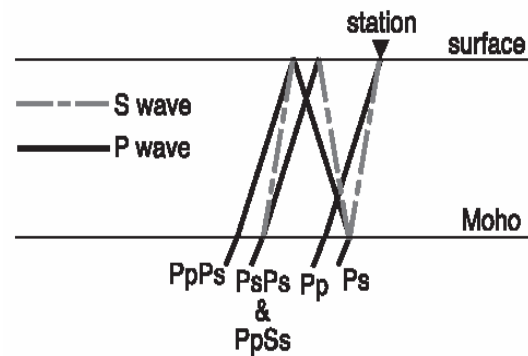
### روش تحلیل تابع انتقال گیرنده

این روش براساس این واقعیت بنا شده است که امواج P حاصل از زلزله های دور لرزه هنگامی که بر قسمتی از پوسته یا گوشته بالایی ویا هرنایپوستگی زیر یک ایستگاه می رسند در این ناپیوستگیها به S تبدیل می شود.

به کمک تحلیل تابع انتقال گیرنده می توان به مدل لایه بندی سرعت موج برشی در پوسته و همچنین حضور ناپیوستگیها در عمق های متفاوت دست یافت. ناهمسانگردی لایه ها در پوسته و گوشته فوقانی بر روی تغییرات دامنه فاز Ps نسبت به آزموت پستی بر روی مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده قابل تعیین می باشد (بوستوک، ۱۹۹۸؛ لوین و پارک، b، ۱۹۹۷a: ۲۰۰۰؛ لوین وهمکاران، ۲۰۰۲؛ سویج، ۱۹۹۸). همچنین تغییر در پارامترهای ناهمسانگردی می تواند فازهای تبدیلی P به S را بوجود آورد. این فازهای تبدیلی توسط روش تابع انتقال گیرنده قابل تشخیص می باشند (لانگستون b, ۱۹۷۷a, آمون، ۱۹۹۱). برای یک محیط همسانگرد ایده آل با لایه های کاملا افقی انرژی مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده باید صفر باشد، ولی به دلیل وجود ناهمسانگردی، ناپیوستگی، لایه های شیب دار و عواملی دیگر غیر صفر می شود (سویج، ۱۹۹۸). ناپیوستگیهای گوشته بالایی و حتی ناپیوستگیهای لایه های کم عمق با استفاده از این روش تشخیص داده می شود. فاز Ps هنگام عبور از یک محیط ناهمسانگرد همانند دیگر فازهای برشی به دو فاز سریع و کند جدایش می یابد (پنگ و هیومفریز، ۱۹۹۷). میزان ناهمسانگردی در پوسته و گوشته بالایی از بررسی تغییرات دامنه فاز Ps مؤلفه مماسی نسبت به آزموت پستی تابع انتقال گیرنده قابل تعیین می باشد (لوین وهمکاران، ۲۰۰۲؛ سویج، ۱۹۹۸). بعبارت دیگر راستای ناهمسانگردی ( $\phi$ ) می تواند همچنین به وسیله نمایش حرکت ذره (particle motion) مؤلفه مماسی تابع انتقال گیرنده برحسب مؤلف شعاعی آن برای فاز Ps تعیین شود (مک نامارا و آونز، ۱۹۹۳).

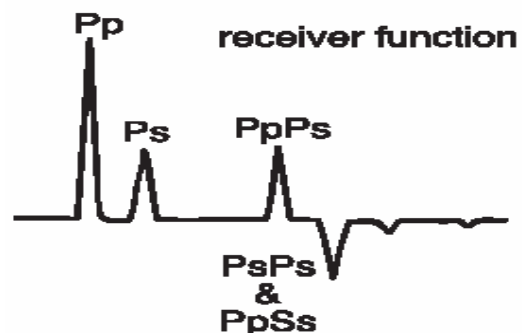
### روش مطالعه

سیلور و چان (۱۹۹۱) روشی را تحت عنوان روش تصحیح جدایش بوسیله جستجوی شبکه ای جهت تعیین پارامترهای ناهمسانگردی ارائه نموده اند. بر اساس این



شکل (۳) - تبدیل موج P به S و ایجاز بازتابهای تکراری در محل برخورد موج P به ناپیوستگیها

ناپیوستگیهای گوشته بالایی و حتی ناپیوستگیهای لایه های کم عمق با استفاده از این روش تشخیص داده می شود. امواج حاصل از تبدیل P به S بر روی لرزه نگاشتهای لرزه ای دامنه بسیار بزرگتری در روی مؤلفه های طولی (مؤلفه های چرخش یافته در دو راستای مماسی و شعاعی) نسبت به مؤلفه قائم دارند. از طریق واهمامیخت لرزه نگاشتهای مؤلفه قائم از مؤلفه های طولی (شعاعی و مماسی) اثر تابع چشمه و پاسخ دستگاهی حذف می شود و لرزه نگاشت باقی مانده عمدتاً ترکیبی از تبدیلات P به S و بازتابهای تکراری در زیر ایستگاه خواهد بود. این مؤلفه های افقی واهمامیخت شده تابع گیرنده یا تابع انتقال گیرنده لرزه ای (Receiver Function) نامیده می شود (شکل (۴)).



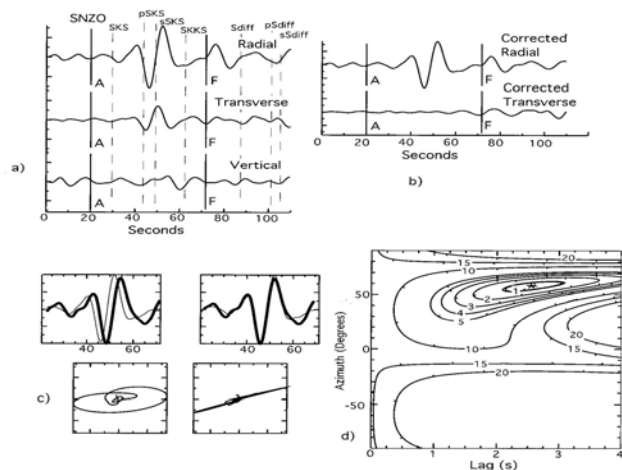
شکل (۴) - تابع انتقال گیرنده و حضور قوی فازهای تبدیلی P به

S

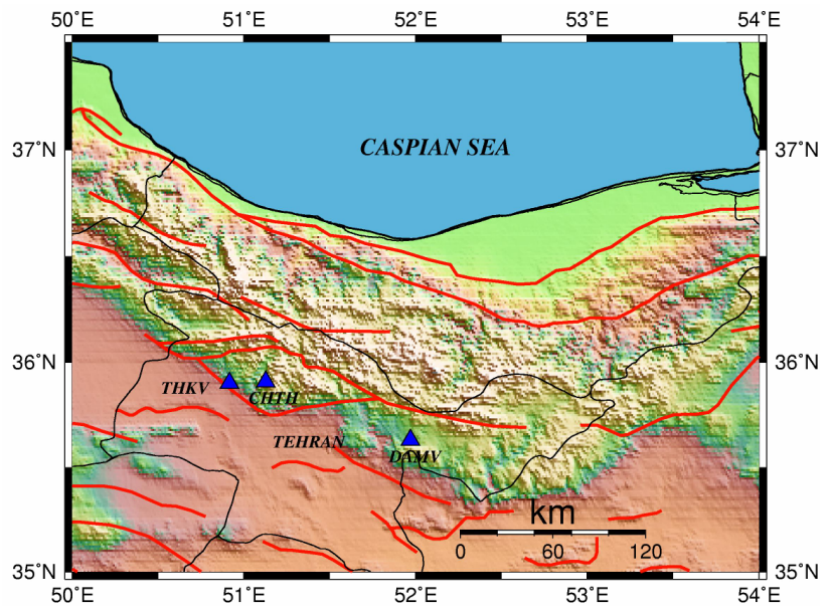
نتایج بدست آمده برای پارامترهای ناهمسانگردی اغلب به محدوده پنجره موج برشی انتخاب شده بسیار حساس می باشد. بهترین پنجره بایستی شامل موج برشی مورد نظر باشد و در حالت ایده ال و به منظور کاهش اثرات نویز آنقدر بزرگ است که چند پرید از موج برشی مورد نظر را در برگیرد. با وجود این، طول پنجره همچنین نمی تواند آنقدر بزرگ شود که فازهای بعدی و قبلی را شامل شود. بنابر این به منظور اجتناب از تأثیر انتخاب پنجره در روش سیلور و چان (۱۹۹۱) ما دو مرحله را علاوه بر این روش انجام می دهیم. ابتدا  $\varphi$  و  $\delta t$  را برای تعداد زیادی از پنجره که دارای طول، ابتدا و انتهای متفاوت هستند بدست می آوریم و با ترسیم دو بعدی  $\varphi$  بر حسب  $\delta t$  مناطقی پایدار با تراکم بیشتری بدست خواهد آمد. سپس با بکارگیری روش تحلیل خوشه ای (تینبای و همکاران، ۲۰۰۴) پایدارترین منطقه که دارای کمترین خطا در محاسبه  $\varphi$  و  $\delta t$  است، مشخص می شود. در روش تحلیل خوشه ای مقادیر  $\varphi$  و  $\delta t$  برای N پنجره بدست آورده می شود و بطور همزمان واریانس تمام  $\varphi$  و  $\delta t$  های مربوط به N پنجره  $(\sigma_c^2)$  و همچنین واریانس تمام دادهها  $(\sigma_d^2)$  محاسبه و حاصلضرب این دو واریانس  $(\sigma_0^2 = \sigma_c^2 \times \sigma_d^2)$  تعیین می گردند. بنابر این کمترین مقدار  $\sigma_0^2$  ملاک انتخاب برای  $\varphi$  و  $\delta t$  است. به منظور تعیین راستای ناهمسانگردی و تنش در البرز مرکزی، لرزه نگاشت شش زمین لرزه که در ایستگاههای لرزه نگاری باند پهن وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله به ثبت رسیده اند و مشخصات آنها در جدول ۱ آمده است مورد پردازش و تحلیل قرار گرفت. موقعیت ایستگاههای لرزه نگاری باند پهن دماوند، کاوش تهران و چاران در شکل (۶) نشان داده شده است.

روش با چرخش مؤلفه ها در راستای آزیموت پشتی و انتقال زمانی یک مؤلفه می توان به لرزه نگاشتهای شعاعی و مماسی رسید که در مؤلفه مماسی آن دامنه امواج حجمی و برشی حداقل است، زاویه  $\varphi$  و انتقال زمانی  $\delta t$  که منجر به دستیابی به این لرزه نگاشتها گردیده را راستا و بزرگی ناهمسانگردی گویند. در راستا  $\varphi$  پلاریزاسیون (جابجایی حرکت ذره) موج برشی خطی می شود (شکل (۵)).

همانگونه که در شکل (۵-a) نشان داده شده است روش سیلور و چان (۱۹۹۱) مبتنی بر انتخاب یک پنجره در محدوده موج برشی می باشد (A - F). بعد از تصحیح ملاحظه می گردد میزان انرژی بر روی مؤلفه مماسی کمینه می شود (۵-b). همچنین نمودار جابجایی ذره برای محیط ناهمسانگرد بیضوی (چپ-۵-c) که بعد از تصحیح خطی می شود (راست-۵-c). در شکل (۵-d) منحنی پربند انرژی مؤلفه مماسی برای تغییرات راستای ناهمسانگردی بر حسب تاخیر زمانی نشان داده شده است، بهترین جواب برای راستای ناهمسانگردی و تاخیر زمانی در مکانی می باشد که میزان انرژی مؤلفه مماسی کمینه گردد.



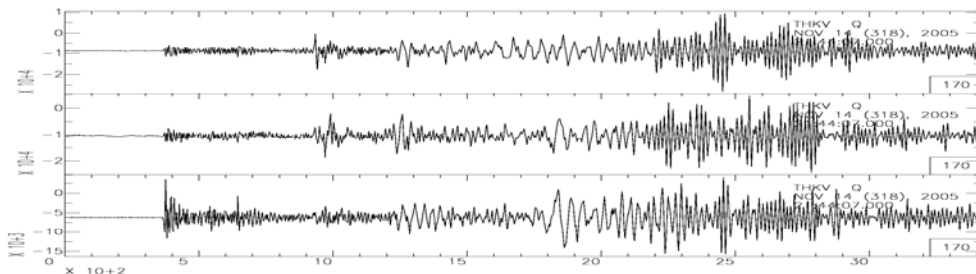
شکل (۵): مراحل کار در روش سیلور و چان (۱۹۹۱) به منظور تعیین پارامترهای ناهمسانگردی  
 a- مؤلفه های شعاعی، مماسی و قائم یک زمین لرزه قبل از تصحیح  
 b- مؤلفه های شعاعی و مماسی بعد از تصحیح  
 c- نمودار پلاریزاسیون موج برشی (جابجایی حرکت زمین) قبل و بعد از تصحیح



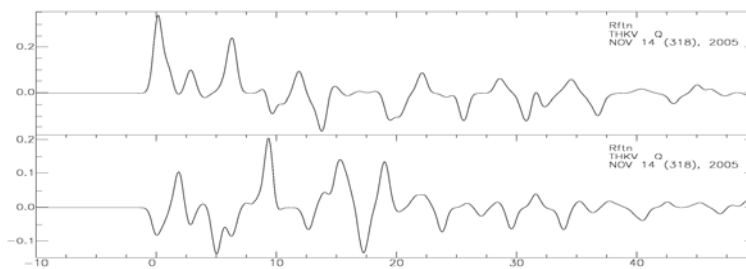
شکل (۶) - موقعیت ایستگاههای لرزه نگاری باند پهن دماوند، کاوش تهران و چاران جهت تعیین راستای ناهمسانگردی در البرز مرکزی .

در شکل (۷) سه مؤلفه لرزه نگاشت زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) را قبل از هرگونه تصحیح و در شکل (۸) مؤلفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده این زمین لرزه نشان داده شده است.

در شکل (۷) سه مؤلفه لرزه نگاشت زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) را قبل از هرگونه تصحیح و در شکل (۸) مؤلفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده این زمین لرزه نشان داده شده است.



شکل (۷) - لرزه نگاشت های سه مؤلفه زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش تهران (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) قبل از هرگونه تصحیح.



شکل (۸) - مؤلفه های شعاعی و مماسی تابع انتقال گیرنده زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش تهران نشان داده شده در شکل



لرزه نگاشت زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) را قبل و بعد از تصحیح نشان می دهد، همچنین در قسمت پایین این شکل نمودار جابجایی حرکت ذره برای این فاز نشان داده شده است، ملاحظه می گردد بعد از تصحیح جابجایی حرکت ذره خطی می شود.

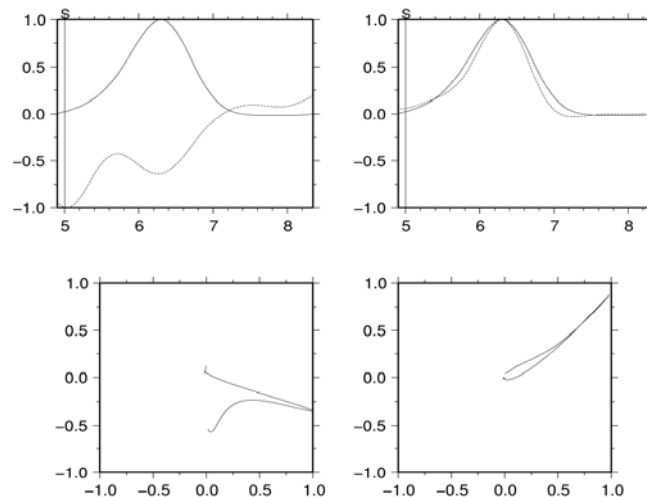
## تعیین راستای تنش در پوسته البرز مرکزی با استفاده از جدایش فاز Ps تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشتها دورلرز

بعد از تهیه مؤلفه های تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشتهای ذکر شده در جدول (۱) و با بکارگیری روش جستجوی شبکه ای و انتخاب ۲۱۰ پنجره تحلیلی بر روی فاز Ps تابع انتقال لرزه نگاشتها، راستای ناهمسانگردی تعیین گردید. شکل (۹) فاز Ps انتخاب شده از تابع انتقال

جدول (۱): مشخصات زمین لرزه های دورلرز استفاده شده جهت تعیین راستای ناهمسانگردی در البرز مرکزی

Date	Time	Lat. deg.	Long. deg.	Depth km.	Mag.	Ref.	Dis. km.	Baz deg.
2005 11 14	213851.41	38.11	144.89	11	7.0	MwHRV	7902	56.4
2005 11 28	164132.5	20.29	146.02	41	6.0	MwHRV	9069	71.2
2005 11 30	165342.45	6.27	124.02	13	6.3	MwHRV	7977	95.4
2005 12 05	121956.67	-6.22	29.78	22	7.2	Ms GS	5173	211.0
2005 12 09	233023.82	-6.21	26.51	10	5.5	mb GS	5186	211.5
2005 12 11	155413.88	57.44	120.73	10	5.7	mb GS	5517	41.4

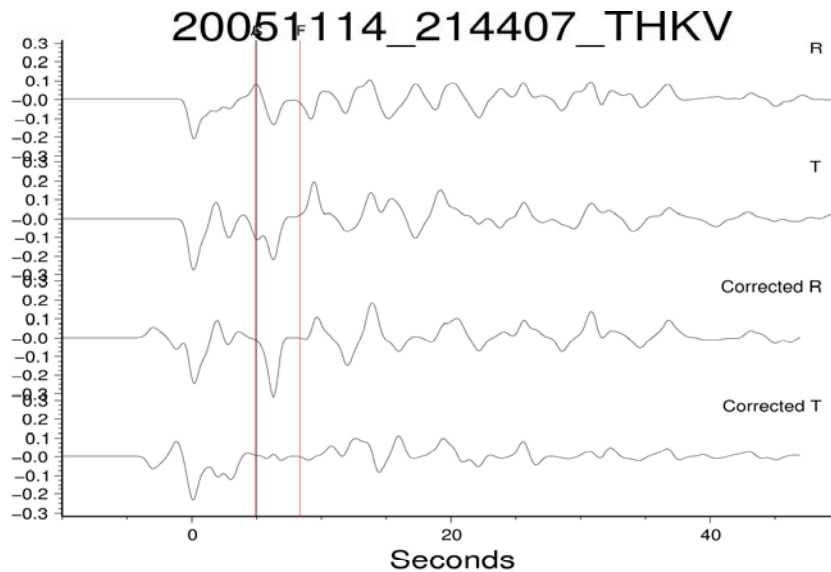
### J051114\_214407\_THKV



شکل (۹) - بالا: فاز تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشت زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش تهران قبل و بعد از تصحیح پایین: جابجایی حرکت ذره فاز Ps تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشت قبل و بعد از تصحیح

از تصحیح میزان انرژی فاز Ps بر روی مؤلفه مماسی کمینه می شود.

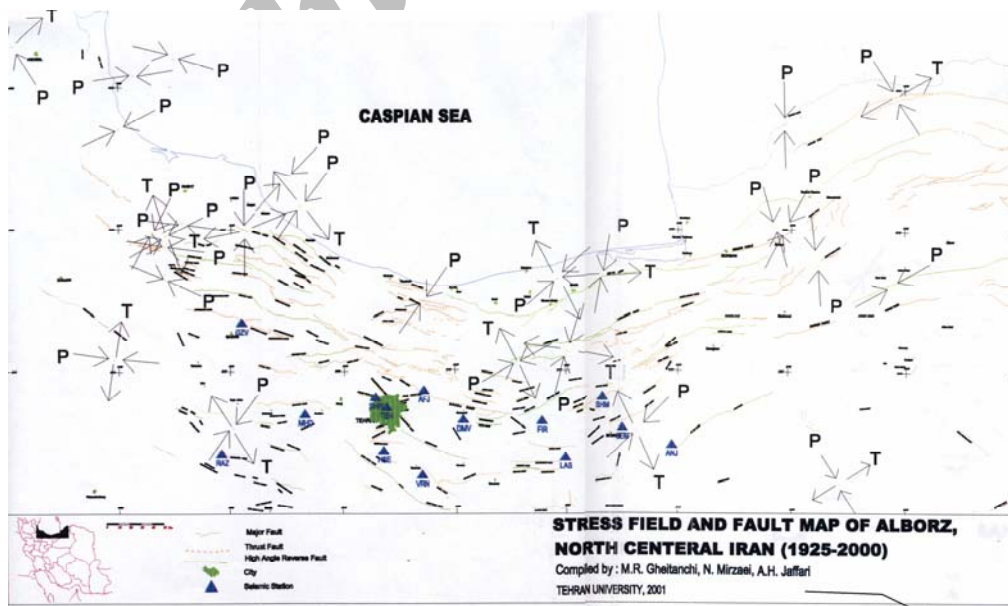
شکل (۱۰) تابع انتقال گیرنده چرخش یافته در راستای ناهمسانگردی را قبل و بعد از تصحیح نشان می دهد. همانگونه که از این شکل ملاحظه می گردد بعد



شکل (۱۰) - مؤلفه های تابع انتقال گیرنده چرخش یافته در راستای ناهمسانگردی (سریع و کند) لرزه نگاشت زمین لرزه ۱۴ نوامبر سال ۲۰۰۵ ثبت شده در ایستگاه لرزه نگاری باند پهن کاوش تهران (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) قبل و بعد از تصحیح، محدوده فاز **PS** انتخاب شده بر روی تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشت مشخص شده است.

با توجه به اینکه راستای ناهمسانگردی سرعت موج برشی در جهت محور  $\sigma_1$  تنش می باشد بنابراین با محاسبه راستای ناهمسانگردی، جهت محور اصلی تنش در منطقه تخمین زده می شود. راستای تنش در شکل (۱۱)

نشان داده شده است (جفاری، ۱۳۸۰) که ملاحظه می گردد با راستای بدست آمده در این تحقیق قابل مقایسه می باشد.



شکل (۱۱) - راستای میدان تنش در گستره البرز (جفاری، ۱۳۸۰).

راستای ماکزیمم تنش در ایستگاه های لرزه نگاری باند پهن دماوند، کاوش تهران و چاران به ترتیب ۷۰، ۷۸ و ۵۹ درجه بدست آمد. نتایج بدست آمده بیانگر وجود ناهمسانگردی در پوسته در منطقه پوسته البرز مرکزی می باشد. نتایج بدست آمده بیانگر وجود ناهمسانگردی در پوسته منطقه البرز مرکزی می باشد. با توجه به اینکه راستای ناهمسانگردی به موازات محور  $\sigma_1$  تنش می باشد لذا مقدار بدست آمده در این مطالعه با راستای تنش وارده از سمت صفحه عربستان همخوانی دارد.

### بررسی و نتیجه گیری

جدایش فاز Ps بر روی تابع انتقال گیرنده لرزه نگاشتها دور لرز می تواند جهت تعیین راستای تنش و ناهمسانگردی پوسته با بکارگیری دو روش تحلیل خوشه ای و جستجوی شبکه ای و بطور اتوماتیک بکار برده شود. با بکارگیری روشهای ذکر شده بر روی شش لرزه نگاشت زمین لرزه های جدول (۱) که در ایستگاه های لرزه نگاری باند پهن دماوند، کاوش و چاران (وابسته به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله) ثبت گردیده است راستای تقریبی ناهمسانگردی و همچنین

### منابع

- Levin V. and Park J. (1997b), P-SH conversions in a flat-layered medium with anisotropy of arbitrary orientation. *Geophys. J. Int.* 131, 253-266.
- Levin V., Park J., Brandon M., Lees J., Peyton V., Gordeev E. and Ozerov A. (2002), Crust and upper mantle of Kamachatka from teleseismic receiver functions, *Tectonophysics* 358, 233-265.
- Park, J. and Levin V. (2000), Receiver functions from multiple-taper spectral correlation estimates. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1507-1520.
- Peng, X. and Humphreys E. D. (1997), Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver function, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 745-754.
- Savage, M. K. (1998), Lower crust anisotropy or dipping boundaries? Effects on receiver functions and a case study in New Zealand, *J. Geophys. Res.* 103, 15069-15087.
- Savage, M. K. (1999), Seismic Anisotropy and Mantle Deformation; What have we learned from shear wave splitting? *Reviews of Geophysics*, 37,1, 65-91.
- جفاری، امیر حسین (۱۳۸۰)، مطالعه لرزه خیزی و لرزه زمین ساخت البرز، پایان نامه کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک.
- Ammon, C. J., (1991), The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2504-2510.
- Crampin, S. (1994), The fracture criticality of crustal rocks, *Geophys. J. Int.*, 118, 428-438.
- Bostock, M. G. (1998), Mantle stratigraphy and the evolution of the Slave province. *J. Geophys. Res.* 103, 21183-21200.
- Longston, C. A. (1977a), Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle receiver function structure from teleseismic P and S Waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1713-1725.
- Longston, C. A. (1977b), The effect of planar dipping structure on source and receiver responses for constant ray parameter, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 67, 1029-1050.
- Levin V. and Park J. (1997a), Crustal anisotropy in the Ural Mountains foredeep from teleseismic receiver function. *Geophys. Res. Lett.* 24, 1283-1286.

- Silver, P.G., and Chan W. W. (1991), Shear- wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16429-16454.
- Stein, S. and Wysession M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing.
- Teanby, N. A., Kendall J-M. and Baan M. van der (2004), Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, 453-463.

Archive of SID