

مطالعه ناهمسانگردی لرزه‌ای در شمال غرب ایران با استفاده از فازهای S پوسته

زهرا اسکندری

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران
faezehskandari@yahoo.com

فرهاد ثبوتی

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران
farhads@iasbs.ac.ir

عبدالرضا قدس

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران
aghods@iasbs.ac.ir

احمد سدیدخوی

مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
asadid@ut.ac.ir

اسماعیل شبانپان

دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، ایران
shabanian@iasbs.ac.ir

غلامرضا مرتضی نژاد

مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران
g.mortezanejad@ut.ac.ir

کلید واژه‌ها: ناهمسانگردی لرزه‌ای، اشتقاق موج برشی، پوسته، شمال غرب ایران، راستای سریع موج برشی

چکیده

در این پژوهش برای بررسی ناهمسانگردی در پوسته‌ی شمال غرب ایران با استفاده از دو فاز Sg و Ps از زمین‌لرزه‌های محلی و همچنین توابع انتقال گیرنده استفاده شده است. برای بررسی راستای ناهمسانگردی در پوسته بالای منطقه اهر از ۴۶۸ رکورد ثبت شده به مدت ۱۳ روز در سه ایستگاه لرزه‌نگاری و به مدت ۴ ماه در ۱۰ ایستگاه شتاب‌نگاری مربوط به زمین‌لرزه‌ی ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ اهر- ورزقان استفاده شد. راستای غالب محور سریع موج برشی شمال شرق- جنوب غرب و با میانگین آزیموتی ۱۵۰ درجه و میانگین بزرگای ۰/۰۳۸ ثانیه به دست آمد. این راستا با بیشینه تنش فشارشی در منطقه که $2^{\circ} \pm N132^{\circ}E$ است، مطابقت دارد. همخوانی این دو راستا نشان می‌دهد جهت‌گیری درزه و شکست‌ها در امتداد بیشینه تنش حاکم در منطقه است. همچنین برای بررسی ناهمسانگردی در کل پوسته‌ی شمال غرب ایران با استفاده از توابع گیرنده که از سال-های ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۱ در ۲۳ ایستگاه دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان که از ساحل آستارا تا دریاچه اورمیه مستقر هستند، استفاده شده است. میانگین بزرگای به دست آمده ۰/۴۴ ثانیه است. راستاهای ناهمسانگردی تقریباً در امتداد شمال- جنوب هستند. اما نزدیک به ساختارهای محلی تغییراتی دیده می‌شود. نزدیک کوه‌های تالش راستاهای ناهمسانگردی موازی با امتداد کوه‌ها است. گسله شمال تبریز نتوانسته تاثیر قابل توجهی روی راستاهای ناهمسانگردی بگذارد. نتایج ناهمسانگردی به دست آمده با استفاده از فاز Ps با مطالعات پیشین در گوشته بالایی مطابقت دارد.

اگر در یک محیط خواص فیزیکی جسم در راستاهای گوناگون، متفاوت باشد، آن محیط را ناهمسانگرد می‌نامند. انتشار امواج لرزه‌ای در چنین محیط‌هایی کاملاً متفاوت با محیط‌های همسانگرد است. پدیده‌ی اشتقاق موج برشی یک نوع ناهمسانگردی لرزه‌ای است. موج برشی هنگام عبور از محیط ناهمسانگرد به دو مولفه با سرعت‌های متفاوت قطبیده می‌شود. دو موج سریع و کند با انتشار در محیط ناهمسانگرد از هم جدا شده و طی دو زمان متفاوت به ایستگاه لرزه‌نگاری می‌رسند. میزان اختلاف زمان رسید این دو موج را بزرگی ناهمسانگردی می‌نامند و با δt نشان داده می‌شود. دومین پارامتر ناهمسانگردی راستای ناهمسانگردی (Φ) نام دارد و زاویه بین راستای محور سریع موج برشی و راستای شعاعی انتشار موج است.

اشتقاق موج برشی ممکن است با یک و یا چندین لایه ناهمسانگرد در پوسته و در هر مسیری که موج منتشر می‌شود، ایجاد شود. بنابراین بیان اینکه موج برشی در چه مکانی دچار پدیده اشتقاق شده است کار دشواری به نظر می‌رسد. همواره قسمت‌های زیادی از پوسته در برابر امواج لرزه‌ای از خود ناهمسانگردی نشان می‌دهند. اما عموماً در پوسته بالایی درزه و ترک‌های جهت‌یافته و در پوسته پایینی و گوشته بالایی جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های مختلف از عوامل ایجاد ناهمسانگردی در زمین هستند. با تعیین راستای ناهمسانگردی در پوسته بالایی می‌توان راستای درزه و ترک‌ها و درجه شکستگی‌ها را به دست آورد. همچنین چگونگی ارتباط میدان‌های تنش با راستای ناهمسانگردی را می‌توان بررسی کرد. در پوسته پایینی راستای جهت‌گیری کانی‌ها و در گوشته بالایی می‌توان به الگوی جریان گوشته‌ی استنوسفری پی‌برد.

برای بررسی اشتقاق موج برشی در پوسته از دو فاز Sg و Ps استفاده می‌شود. فاز Sg اولین رسید مستقیم موج S است که در اعماق تقریبی کمتر از ۲۰ کیلومتر و در فاصله‌های محلی کمتر از ۱۰۰ کیلومتر ثبت می‌شود. در منطقه‌ی مورد مطالعه‌ی ما این فاز تنها پوسته بالایی را طی می‌کند، بنابراین با استفاده از این فاز تنها می‌توان اشتقاق موج برشی در پوسته‌ی بالایی را مشاهده کرد. فاز مهم بعدی که برای تعیین ناهمسانگردی در پوسته استفاده می‌شود Ps است. امواج P حاصل از زمین‌لرزه‌های دورلرز هنگامی که از میان پوسته و گوشته بالایی عبور می‌کنند در برخورد با ناپیوستگی‌های سرعتی موجود در زیر ایستگاه به موج SV تبدیل می‌شوند. استفاده از فاز تبدیلی Ps برای محاسبه ناهمسانگردی مستلزم بهره‌گیری از توابع انتقال گیرنده است.

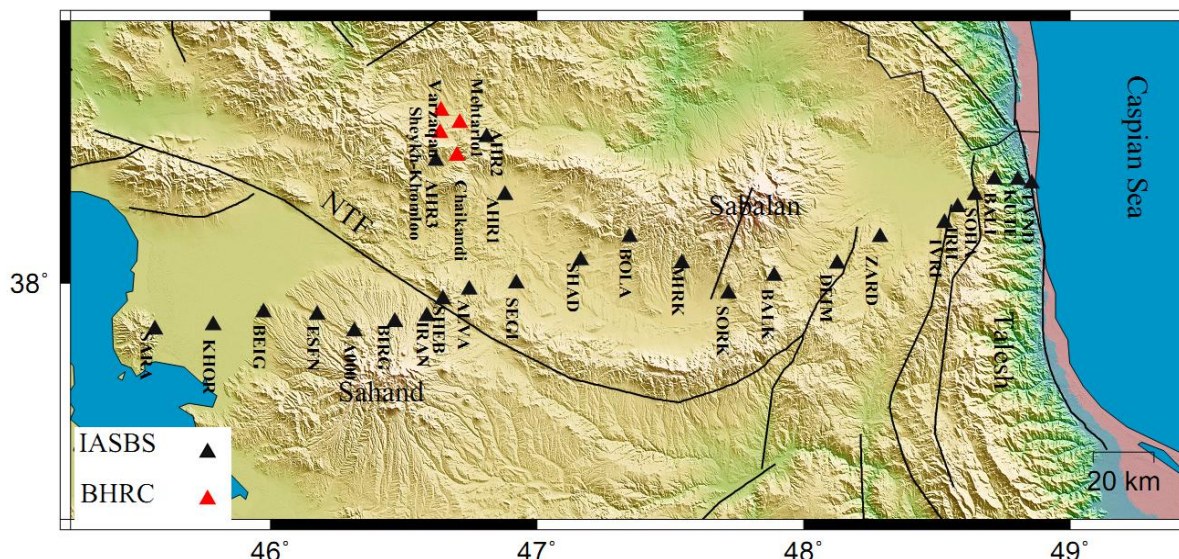
در منطقه شمال غرب ایران ناهمسانگردی در گوشته (آروین، ۱۳۹۲) به دست آمد. در این مطالعه سعی شد ناهمسانگردی در پوسته مورد بررسی قرار گیرد تا مشخص شود چه میزان از ناهمسانگردی به دست آمده مربوط به گوشته و چه میزان مربوط به پوسته است و یا اینکه ناهمسانگردی در پوسته و گوشته چقدر با هم مطابقت دارند.

روش تحقیق

پردازش داده‌ها در دو مرحله انجام گرفت. مرحله اول شامل استفاده از فاز Sg برای تعیین ناهمسانگردی در پوسته بالایی و بخش دوم استفاده از توابع انتقال گیرنده و فاز Ps برای بررسی ناهمسانگردی در کل پوسته است. بخش اول تحلیل امواج Sg مربوط به زمین‌لرزه‌ی بزرگ اهر-ورزقان است که در ۲۱ مرداد ۱۳۹۱ رخ داد. این زمین‌لرزه‌ها دارای ۴۶۸ رکورد ثبت شده در مدت ۱۳ روز در سه ایستگاه در این منطقه است. داده‌های استفاده شده دیگر در منطقه‌ی اهر-ورزقان مربوط به شبکه شتاب‌نگاری ایران است و شامل ۴۰۳ رکورد ثبت شده در ۱۰ ایستگاه، به مدت ۴ ماه از تاریخ ۲۰۱۲/۸/۱۰ تا ۲۰۱۲/۱۲/۱۰ است. بزرگای این زمین‌لرزه‌ها بین ۲/۵ تا ۴/۵ است و عمق آن‌ها کمتر از ۲۰ کیلومتر است بنابراین با استفاده از این زمین‌لرزه‌ها فقط می‌توان ناهمسانگردی در پوسته بالایی را مورد بررسی قرار داد. بخش بعدی استفاده از توابع گیرنده مربوط به سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۹۱ هستند که به روش واهمامیخت در حوزه فرکانس و با فیلتر میان‌گذر ۰/۵ تا ۰/۸ هرتز محاسبه شده‌اند. این توابع گیرنده را ثبوتی و همکاران (۱۳۹۱) به دست آورده‌اند.

منطقه مورد مطالعه برای تعیین ناهمسانگردی بخشی از شمال غرب ایران است که در شکل ۱ نشان داده شده است. در این شکل موقعیت ایستگاه‌های مورد استفاده آورده شده است. ساختارهای مهم زمین‌شناسی در این ناحیه شامل گسله بزرگ شمال تبریز، کوه‌های آتشفشانی سبلان و سهند، کوه‌های تالش و بزقوش، دریاچه ارومیه در غرب و حوضه خزر جنوبی در شرق هستند.



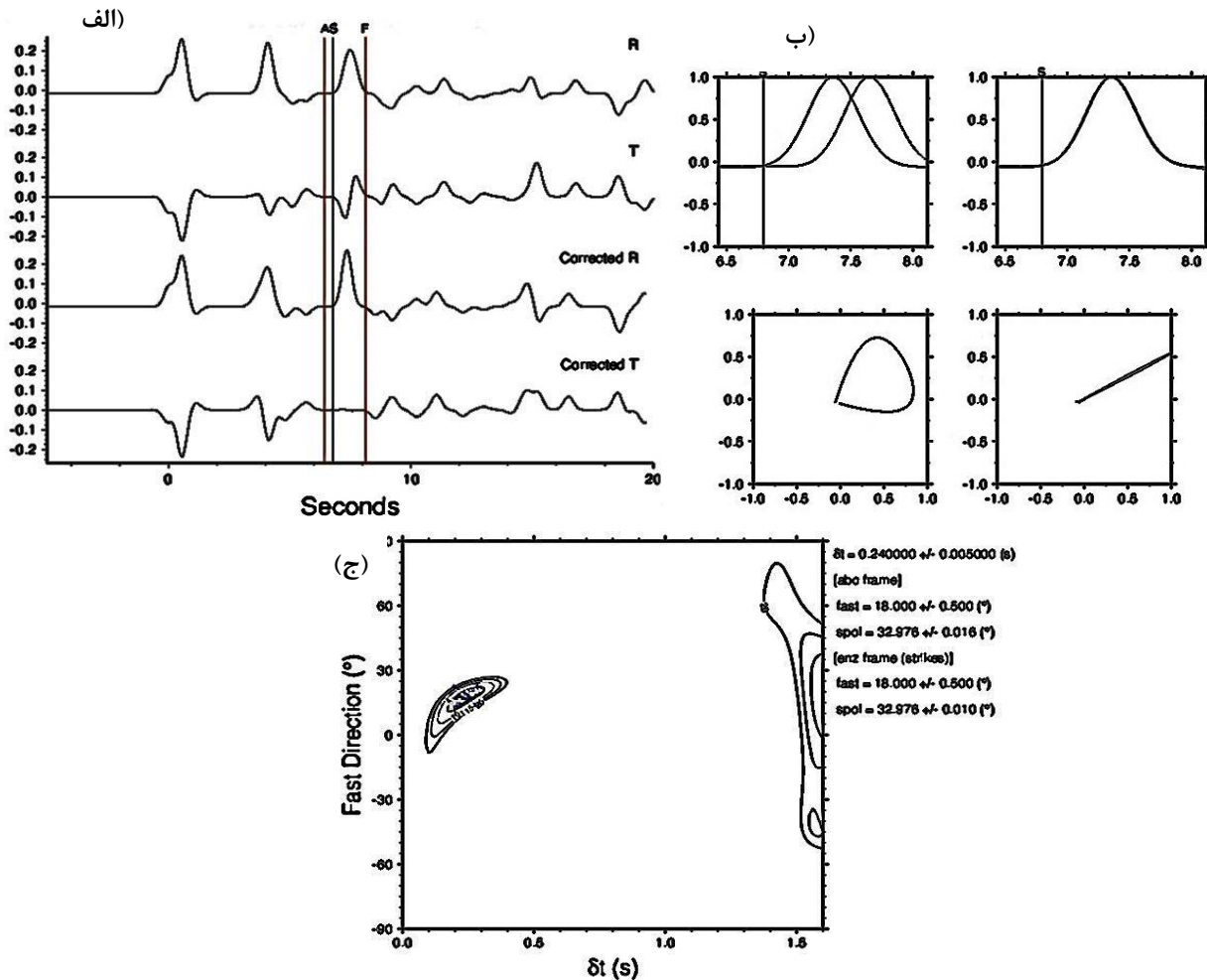


شکل ۱. موقعیت منطقه‌ی مورد مطالعه. مثلث‌های مشکی ایستگاه‌های موقت لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان (IASBS) و مثلث‌های قرمز ایستگاه‌های شبکه شتاب‌نگاری وابسته به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن (BHRC) هستند.

با توجه به سازوکارهای کانونی به دست آمده (Priestley et al., 1994) در این ناحیه که روندی شمالی-جنوبی دارند و مکانیسم معکوس با شیب ملایم به سمت غرب را نشان می‌دهند و می‌تواند دلیلی بر زیرراندن شدن پوسته خزر جنوبی به زیر تالش باشد و همچنین حرکت راستگرد در قسمت غربی کوه‌های تالش که مربوط به گسله‌هایی همچون ماسوله‌داغ و سنگاور است، می‌توان استنتاج کرد راستای بیشینه تنش افقی در شرق منطقه مورد مطالعه شمال شرق - جنوب غرب است. با حرکت به سمت غرب این راستا به شمال غرب - جنوب شرق تغییر می‌کند. برای مثال در منطقه اهر-ورزقان راستای بیشینه تنش افقی با به دست آوردن سازوکارهای کانونی و همچنین کار میدانی در این منطقه $N132^{\circ}E \pm 2^{\circ}$ به دست آمد (قدس و همکاران، ۱۳۹۲). همچنین در نواحی اطراف گسله شمال تبریز راستای بیشینه تنش افقی با توجه به حرکت راست بر این گسله شمال غرب - جنوب شرق است.

چندین مطالعه روی عمق موهو در این ناحیه انجام گرفته است که می‌توان به مطالعه مرتضی‌نژاد (۱۳۸۶)، ثبوتی و همکاران (۱۳۹۱) و Taghizadeh et al., (2010) اشاره کرد. مرتضی‌نژاد (۱۳۸۶) ضخامت پوسته را $44/3$ کیلومتر محاسبه کرد. ثبوتی و همکاران (۱۳۹۱) عمق موهو را در زیر ایستگاه‌های مورد مطالعه ۴۸ کیلومتر به دست آوردند. Taghizadeh et al., (2010) نشان دادند ضخامت پوسته در شمال غرب ایران از غرب به شرق افزایش می‌یابد و میانگین عمق موهو را ۴۸ کیلومتر برآورد کردند.

برای بررسی ناهمسانگردی و محاسبه پارامترهای آن از روش (Teany et al., 2004) استفاده شده است. این روش توسعه یافته روش Silver and Chan (1991) است و برای برآورد پارامترهای ناهمسانگردی با خطای کم با جستجوی شبکه‌ای به طور اتوماتیک استفاده می‌شود. اساس این روش بر مبنای انتخاب پنجره‌های متفاوت بر روی موج برشی است. در شکل ۲ سه پرونداد اصلی نرم‌افزار در ایستگاه BOLA نشان داده شده است. نمودار الف پنجره موج برشی (A-F) را روی مؤلفه شعاعی و عرضی لرزه‌نگاشت پیش و پس از تصحیح نشان می‌دهد. A ابتدای موج برشی، F انتهای موج برشی و S بیان کننده زمان رسید فاز Ps است. همانطور که ملاحظه می‌شود انرژی روی مؤلفه عرضی پس از تصحیح کمینه شده است. نمودار ب بالا، دو موج سریع و کند را پیش و پس از تصحیح نشان می‌دهد که پس از تصحیح هر دو کاملاً بر هم منطبق شده‌اند. دو نمودار پایینی جابجایی حرکت ذره هستند که پیش از تصحیح بیضوی بوده و پس از تصحیح خطی شده است.



شکل ۲. سه برونداد اصلی نرم افزار اسپلیت (Teaby et al., 2004). الف) مولفه شعاعی و عرضی پیش و پس از تصحیح،

ب) مولفه سریع و کند و نمودار جابجایی ذره پیش و پس از تصحیح، ج) دیاگرام $\Delta t - \phi$

نمودار ج منحنی پربند انرژی روی مؤلفه عرضی لرزه‌نگاشت را نشان می‌دهد که مقدار ϕ ، ۱۸ درجه و مقدار Δt ، ۰/۲۴ ثانیه به دست آمده است.

تعیین راستای ناهمسانگردی در منطقه‌ی اهر – ورزقان با استفاده از فاز Sg و تحلیل نتایج

از آنجایی که درزه و ترک‌های بسیاری در اندازه‌های متفاوت در پوسته زمین وجود دارد، اغلب، ناهمسانگردی در پوسته بالایی را نتیجه‌ی جهت‌گیری ترجیحی این درزه‌ها و ترک‌ها می‌دانند. عموماً جهت‌گیری این درزه‌ها و ترک‌ها را می‌توان مرتبط با میدان‌های تنش در منطقه دانست. هنگامی که در یک محیط، تنش در یک جهت خاص افزایش می‌یابد تعداد درزه‌ها و ترک‌ها به صورت عمود بر کوچکترین مؤلفه تنش اصلی افزایش می‌یابند. بنابراین آن‌ها متناسب با فعالیت میدان تنش جهت‌گیری می‌کنند و مؤلفه سریع موج برشی در امتداد این جهت قطبیده می‌شود. برای به دست آوردن این پارامترها برای همه رخدادها یک نتیجه میانگین در هر ایستگاه محاسبه شد. بدین منظور به هر نتیجه بر حسب بازه خطای آن وزنی داده شد. وزن هر نتیجه برابر با توان دوم معکوس بازه خطایی آن است. بعد از وزن‌دهی میانگین‌گیری وزنی انجام شد. همچنین میانگین‌گیری بدون اعمال وزن را نیز انجام دادیم. نتایج به دست آمده در هر دو مورد در منطقه‌ی اهر در جدول ۱ آورده شده است. آهنگ نمونه برداری دستگاه‌های لرزه‌نگاری ۵۰ و ۱۰۰ نمونه بر ثانیه است. با نگاهی به مقادیر بزرگای به دست آمده با استفاده از تحلیل فاز Sg ملاحظه می‌شود این مقادیر از آهنگ نمونه برداری دستگاه‌ها بزرگتراند.

همانطور که ملاحظه می‌شود راستاهای ناهمسانگردی شمال‌غرب – جنوب‌شرق و با میانگین آزموتی ۱۵۰ درجه را نشان می‌دهند. این راستاهای به دست آمده با بیشینه تنش فشارشی در منطقه که دارای جهت $N132^{\circ}E \pm 2^{\circ}$ است همخوانی دارند (شکل ۳). این تطابق بیانگر این امر است که موج برشی سریع در راستای جهت‌گیری درزه و ترک‌ها انتشار می‌یابد. تاخیر زمانی مؤلفه سریع و کند بین مقادیر ۰/۰۳ و ۰/۰۸ ثانیه و به طور میانگین ۰/۰۳۸ ثانیه حاصل شد. این مقادیر به دست آمده توافق خوبی با میزان ناهمسانگردی پوسته بالایی در اغلب مناطق دنیا دارد. (Savage., 1999)

جدول ۱. پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شده برای دو حالت میانگین‌گیری با وزن دهی و

میانگین‌گیری بدون وزن دهی به خطاها. الف. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری IASBS. ب. شبکه شتاب‌نگاری BHRC

نام ایستگاه	میانگین وزن دار		میانگین بدون وزن		تعداد رخدادها
	ϕ	δt	ϕ	δt	
AHR1	$5/71.0 \pm 156/57$	$0/0.46 \pm 0/0.4$	$4/0.5 \pm 163/11$	$0/0.05 \pm 0/0.832$	۱۴۳
AHR2	$4/10.7 \pm 154/0.69$	$0/0.26 \pm 0/0.409$	$2/4.8 \pm 149/76$	$0/0.024 \pm 0/0.646$	۱۹۳
AHR3	$2/25 \pm 150/0.43$	$0/0.14 \pm 0/0.386$	$2/22 \pm 147/7$	$0/0.032 \pm 0/0.53$	۲۰۱

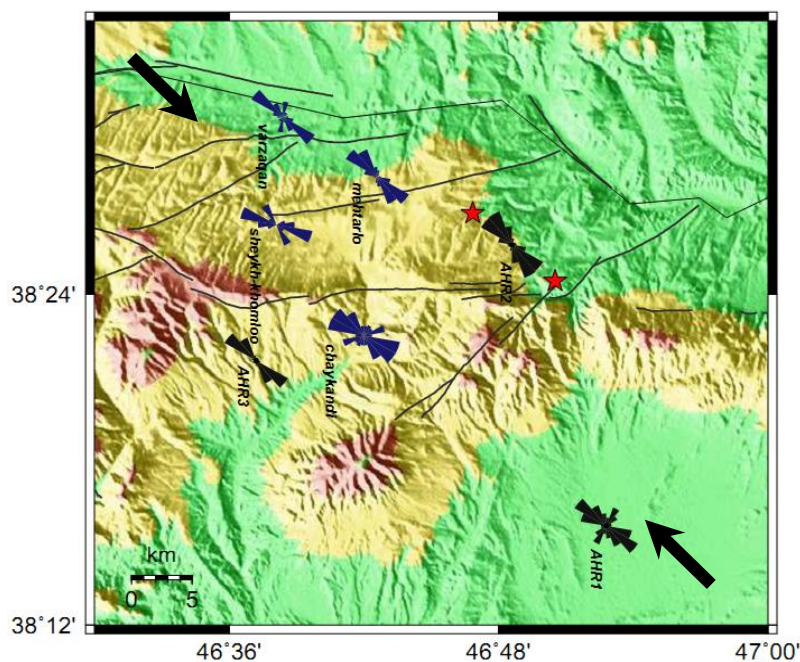
(ب)

نام ایستگاه	میانگین وزن دار		میانگین بدون وزن		تعداد رخدادها
	ϕ	δt	ϕ	δt	
Varzaqan	$6/40.4 \pm 174/54$	$0/0.21 \pm 0/0.319$	$11/2 \pm 166/6$	$0/0.04 \pm 0/0.322$	۲۰
Chaykandi	$15/3 \pm 148/45$	$0/0.2 \pm 0/0.484$	$5/0.5 \pm 164/28$	$0/0.03 \pm 0/0.645$	۱۰۸
Sheikh-khomloo	$3/24 \pm 128/92$	$0/0.21 \pm 0/0.346$	$12/0.9 \pm 142/2$	$0/0.05 \pm 0/0.45$	۲۳
Mehtarlol	$3/34 \pm 136/53$	$0/0.24 \pm 0/0.345$	$5/6 \pm 146/125$	$0/0.06 \pm 0/0.52$	۳۲

تعیین راستای ناهمسانگردی در گستره شمال غرب ایران با استفاده از فاز Ps و تحلیل نتایج

تکنیک تابع انتقال گیرنده روشی است که به مطالعه ساختار زمین با استفاده از دور زمین‌لرزه‌های ثبت شده در لرزه‌نگارهای سه مؤلفه‌ای می‌پردازد. چون در مرز پوسته و گوشته تغییر مهمی در مقدار سرعت لرزه‌ای و چگالی مواد وجود دارد لذا درصد مهمی از امواج P زمین‌لرزه‌های دور می‌توانند در این مرز به S و یا از S به P تبدیل شوند. برای مشاهده این فازهای تبدیلی (مثلاً Ps) لازم است تا سایر فازها و پرتوها با استفاده از واهمامیخت از روی نگاشت حذف شده و پرتوهای باقیمانده تقویت شوند.

در یک محیط همسانگرد ایده‌آل با لایه‌های افقی انرژی بر روی مولفه مماسی تابع انتقال گیرنده صفر است اما به دلایلی همچون ناهمسانگردی، ناپیوستگی و یا لایه‌های شیب‌دار و عوامل دیگر غیر صفر می‌شود (Savage., 1999). موج Ps هنگامی که در یک محیط ناهمسانگرد منتشر می‌شود به دو مؤلفه سریع و کند تجزیه می‌شود. این دو مؤلفه با گذشت زمان و حرکت در مسیر انتشار از هم تفکیک می‌شوند. جمع این دو فاز که در جهت شعاعی تصویر شده‌اند باعث افزایش پهنای مؤلفه‌ی شعاعی شده و تفریق آن‌ها در جهت عرضی تصویر شده و مؤلفه‌ی عرضی را باریکتر می‌کنند. بنابراین ناهمسانگردی باعث ایجاد مؤلفه عرضی می‌شود که فرکانس‌های بالاتری نسبت به مؤلفه‌ی شعاعی دارد (Peng and Humphreys., 1997).



شکل ۳. رزد یا گرام‌های منطقه‌ی اهر-ورزقان. سیاه مربوط به شبکه لرزه‌نگاری دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان. آبی مربوط به شبکه شتاب‌نگاری وابسته به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن. ستاره‌ها دو زمین‌لرزه‌ی اصلی رخ داده در این منطقه و پیکان‌های سیاه نشان دهنده‌ی راستای بیشینه تنش افقی هستند.

همچنین هنگامی که موج P به یک سطح شیبدار برخورد می‌کند تبدیلات Ps عرضی و شعاعی ایجاد می‌کند اما برخلاف حالت ناهمسانگردی هر دو مؤلفه در زمان‌ها و فرکانس‌های یکسان به گیرنده می‌رسند. حرکت عرضی تبدیلات Ps معمولاً دارای قطبش معکوس در مقایسه با رسید P مستقیم روی مؤلفه‌ی عرضی است (Peng and Humphreys., 1997).

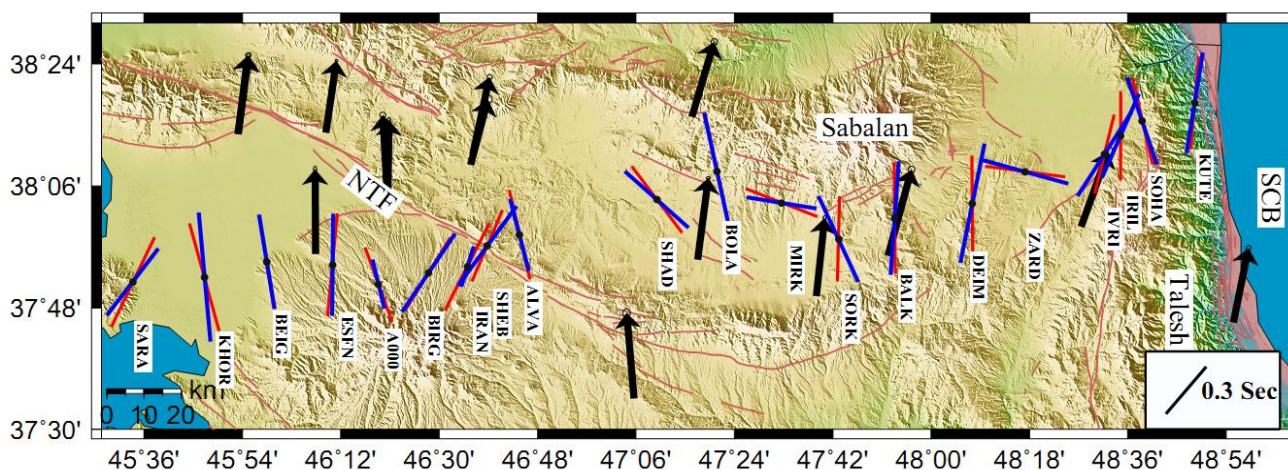
راستای ناهمسانگردی در کل پوسته‌ی منطقه مورد مطالعه با اطلاع از وجود اندکی شیب در زیر برخی ایستگاه‌ها و همچنین تغییر در زمان رسید و دامنه موج Ps در آزمایش‌های پستی مختلف، مورد محاسبه قرار گرفت. میانگین راستاهای به دست آمده در جدول ۲ آورده شده است. در سه ایستگاه LVND، BALI و SEGI اندازه‌گیری‌ها قابل اعتماد نبوده، بنابراین نتیجه‌ای گزارش نشد.

شکل ۴ راستاهای ناهمسانگردی به دست آمده را در منطقه نشان می‌دهد. همانطور که ملاحظه می‌شود راستاهای دارای یک روند شمال-شمال شرق هستند. از آنجایی که حرکت نسبی پوسته با جی‌پی‌اس اندازه‌گیری می‌شود، بنابراین در این شکل این بردارها نشان داده شده‌اند. با نگاهی به بردارهای جی‌پی‌اس مشاهده می‌شود شمال غرب ایران دارای یک حرکت به سمت شمال و سپس به سمت شمال شرق است. چنین تغییری در راستای بردارهای جی‌پی‌اس نشان دهنده‌ی وجود یک گرادیان سرعتی در منطقه است. این حرکت جریان پلاستیک پوسته را تحت تأثیر خود قرار می‌دهد. در نتیجه یک برش ساده در منطقه ایجاد می‌شود. بنابراین در چنین حالتی کانی‌ها موازی با راستای برش جهت‌گیری می‌کنند.

همچنین ایستگاه‌هایی که در سمت کوه‌های تالش و بخش غربی دریای خزر قرار دارند راستای تقریبی شمالی-جنوبی و شمال شرقی-جنوب غربی ناهمسانگردی را نشان می‌دهند. در حاشیه غربی دریای خزر بیشینه تنش افقی در راستای شمال شرق-جنوب غرب است که از زیراندگی پوسته خزر به سمت غرب و حرکت راست‌گرد در امتداد کوه‌های تالش استنتاج می‌شود. به دلیل فشارهایی که به این ناحیه وارد می‌شود رشته کوه‌های تالش با روند شمالی-جنوبی ایجاد شده‌اند. کوتاه‌شدگی پوسته و ایجاد رشته کوه باعث می‌شود حرکت پلاستیک در پوسته پایینی در امتداد رشته کوه قرار گیرد. راستای محور سریع عمود بر راستای کوتاه‌شدگی و بنابراین موازی با رشته کوه است. بنابراین راستاهای ناهمسانگردی به دست آمده در این منطقه نشان دهنده رفتار پلاستیک در پوسته پایینی هستند. در نتیجه جریان پوسته پایینی یا به عبارتی کانی‌های این ناحیه دارای جهت‌گیری ترجیحی شمال شرق-جنوب غرب هستند که با نتایج به دست آمده در این ناحیه مطابقت دارد.

جدول ۲. راستاهای ناهمسانگردی به دست آمده با استفاده از فاز Ps در کل پوسته برای دو حالت میانگین‌گیری با وزن‌دهی به خطاها و بدون وزن‌دهی به خطاها

نام ایستگاه	میانگین‌گیری وزن دار		میانگین‌گیری بدون وزن		تعداد رخدادها
	ϕ	δt	ϕ	δt	
۱ ALVA	$3/46 \pm 165/75$	0.99 ± 0.36	$5/62 \pm 167/22$	0.18 ± 0.45	۶۵
۲ A000	$6/01 \pm 166/49$	0.13 ± 0.24	$9/75 \pm 160/74$	0.53 ± 0.379	۱۹
۳ BALK	$0/9 \pm 184/09$	0.12 ± 0.56	$13/95 \pm 179/46$	0.44 ± 0.55	۱۳
۴ BEIG	$1/1 \pm 170/84$	0.41 ± 0.479	$6/47 \pm 171/15$	0.24 ± 0.451	۵۱
۵ BIRG	$1/61 \pm 213/47$	0.47 ± 0.46	$6/56 \pm 211/18$	0.18 ± 0.41	۲۹
۶ BOLA	$0/78 \pm 167/96$	0.31 ± 0.59	$8/1 \pm 168/196$	0.2 ± 0.52	۴۱
۷ DEIM	$9/9 \pm 191/214$	0.29 ± 0.62	$6/1 \pm 179/52$	0.2 ± 0.474	۷۶
۸ ESNF	$2/1 \pm 180/547$	0.12 ± 0.5	$9/43 \pm 185/241$	0.37 ± 0.511	۲۹
۹ IRAN	$6/5 \pm 197/095$	0.23 ± 0.19	$4/46 \pm 206/46$	0.3 ± 0.482	۴۵
۱۰ IRIL	$6/2 \pm 203/34$	0.29 ± 0.427	$12/36 \pm 180/166$	0.41 ± 0.44	۱۹
۱۱ IVRI	$18/53 \pm 212/04$	0.27 ± 0.385	$7/49 \pm 193/507$	0.27 ± 0.4	۶۳
۱۲ KHOR	$9/9 \pm 174/92$	0.86 ± 0.64	$8/81 \pm 164/96$	0.3 ± 0.55	۳۲
۱۳ KUTE	$4/21 \pm 188/947$	0.70 ± 0.5	$8/82 \pm 4/727$	0.2 ± 0.45	۳۳
۱۴ MIRK	$8/35 \pm 279/47$	0.2 ± 0.391	$8/35 \pm 111/8$	0.193 ± 0.37	۶۳
۱۵ SARA	$6/6 \pm 216/945$	0.11 ± 0.408	$7/47 \pm 205/181$	0.3 ± 0.49	۳۳
۱۶ SHAD	$2/3 \pm 132/3$	0.13 ± 0.41	$11/9 \pm 143/54$	0.48 ± 0.41	۱۳
۱۷ SHEB	$9/4 \pm 215/75$	0.1 ± 0.48	$6/37 \pm 202/63$	0.17 ± 0.381	۴۷
۱۸ SOHA	$1/75 \pm 161/66$	0.46 ± 0.456	$7/9 \pm 167/2$	0.48 ± 0.44	۲۰
۱۹ SORK	$19/07 \pm 155/64$	0.3 ± 0.46	$7/24 \pm 181/39$	0.29 ± 0.42	۴۸
۲۰ ZARD	$27/5 \pm 105/8$	0.3 ± 0.42	$10/3 \pm 97/75$	0.37 ± 0.397	۲۹



شکل ۴. راستای ناهمسانگردی به دست آمده با استفاده از فاز P_s در کل پوسته منطقه، در دو حالت میانگین گیری وزن دار به رنگ آبی و میانگین گیری بدون اعمال وزن به رنگ قرمز. پیکان‌ها راستای جی‌پی‌اس در مطالعه (Djamour et al., 2011) را نشان می‌دهند.

با بررسی ایستگاه‌های نزدیک به گسله شمال تبریز انتظار داریم هر چه به این گسله نزدیک‌تر شویم راستای ناهمسانگردی تحت تاثیر گسله قرار گیرد. زیرا گسله تبریز مرز دو بلوک پوسته است. ایستگاه ALVA در قسمت شرق گسله با راستای ناهمسانگردی شمال غرب- جنوب شرق و ایستگاه‌های مستقر در غرب گسله BIRG، IRAN و SHEB یک راستای واحد شمال شرق- جنوب غرب نشان می‌دهند و هیچ تغییری با حرکت به سمت گسله در راستای این سه ایستگاه مشاهده نمی‌شود. در واقع گسله شمال تبریز نتوانسته تاثیر چندانی روی تغییر در راستای جهت گیری کانی‌های پوسته پایینی بگذارد و همچنین برش بزرگی در پوسته پایینی که بتواند راستای جهت گیری کانی‌ها را عوض کند ایجاد نکرده است. همچنین با توجه به راستاهای مشاهده شده در این دو پوسته که گسله شمال تبریز مرز آن‌ها است می‌توان چنین نتیجه گرفت که هیچ تفاوتی بین بافت ناهمسانگردی که این دو بلوک پوسته که قبلاً مربوط به دو زمان متفاوت و در دو مکان متفاوت بوده‌اند، دیده نمی‌شود. راستاهای ناهمسانگردی به دست آمده در این مطالعه با آنچه در گوشته با استفاده از فاز SKS و SKKS (آروین، ۱۳۹۲) و گوشته بالایی با استفاده از فاز P_n (Yan et al., 2012) به دست آمده همخوانی دارد.

نتیجه گیری

- راستای ناهمسانگردی در منطقه اهر-ورزقان با راستای بیشینه تنش افقی در منطقه مطابقت دارد.
- ناهمسانگردی به دست آمده در پوسته منطقه مورد مطالعه صرف نظر از برخی آشفتگی‌ها دارای راستای تقریبی شمالی- جنوبی است، که با برش راست گرد ایجاد شده در منطقه همخوانی دارد.
- راستای محور سریع به دست آمده در شرقی ترین قسمت منطقه مورد مطالعه همراستا با امتداد کوه‌های تالش بوده و جریان پلاستیک در پوسته پایینی را نشان می‌دهد.
- گسله شمال تبریز که جداکننده دو بلوک پوسته‌ای است تاثیر شایان توجهی روی راستاهای ناهمسانگردی ایجاد شده در منطقه نگذاشته است و این دو بلوک پوسته‌ای بافت ناهمسانگرد متفاوتی را نشان نمی‌دهند.

آروین ش (۱۳۹۲) مطالعه ناهمسانگردی در شمال غرب ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

ثبوتی ف، مرتضی نژاد غ و قدس ع (۱۳۹۳) ساختار لرزه‌ای پوسته در شمال غرب ایران، مجموعه مقالات پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران

مرتضی نژاد غ (۱۳۸۶) مطالعه ساختار پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از توابع گیرنده، پایان نامه‌ی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان

Aziz Zanjani A, Ghods A, Sobouti F, Bergman E, Mortezaejad G, Priestley K, Madanipour S and Rezaeian M (2013) Seismicity in the western coast of the South Caspian Basin and the Talesh Mountains, *Geophys. J. Int.*, 195, 799-814

Djamour Y, Vernant P, Nankali HR Tavakoli F (2011) NW Iraneastern Turkey present-day kinematics: results from the Iranian permanent GPS network, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 307, 27-34

Ghods A, Shabanian E, Faridi Bergman E, Aziz Zanjani A, Mortezaejad G (2013) The Ahar-Varzaghan earthquake doublet (Mw 6.4, 6.2, Iran), *32 International. Geoscience Congress, Tabriz, Iran*

Peng X and Humphreys ED (1997) Moho dip and crustal anisotropy in northwestern Nevada from teleseismic receiver function, *Bull. Seis. So. Am.*, 87, 745-754

Priestley KF, Baker C, and Jackson J (1994) Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions, *Geophys. J. Int.*, 118, 111-141.

Savage MK (1999) Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting, *Rev. Geophys.*, 37, 65-106

Silver PG and Chan WW (1991) Shear-wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, 96, 16,429-16,454

Taghizadeh F, Sodoudi F, Assari N and Ghasemi MR (2010) Lithosphere structure of NW Iran from P and S receiver Function, *J Seismol.* 14, 823-836. Doi: 10.1007/s10950-010-9199-2

Teanby NA., Kendall J-M and Van der Baan M (2004) Automation of shear wave splitting measurements using cluster analysis, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 94, 453-463

Yan Lü, Bin Liu, Shunping Pei, Youshun Sun M, Nafi Toksöz and Xiangfang Zeng (2012) a Tomographic Velocity and Anisotropy beneath the Iran Region, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 102, 426-435

