

## بهینه‌سازی تعیین محل زلزله‌های رخ داده بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ در شمال غرب ایران با استفاده از پارامترهای سمت (آزیموت) و پرتو

کوروش امامی<sup>۱</sup>، اسماعیل بایرام‌نژاد<sup>۲\*</sup> و محمدرضا قیطانچی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

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

<sup>۳</sup> استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۹۲/۱۰/۳، پذیرش نهایی: ۹۳/۱)

### چکیده

یکی از کاربردهای مهم زلزله‌شناسی تعیین کانون زمین‌لرزه‌ها است. دقت بیشتر در این فرایند موجب کسب نتایج بهتری در سایر بررسی‌ها مانند بررسی ساختار پوسته، لرزه‌خیزی منطقه و تعیین صفحه گسل مسبب زلزله‌ها می‌شود. روش‌های کلاسیک تعیین محل بر پایه معادلات گایگر (۱۹۱۰) بنا شده است. در این روش با استفاده از جمله اول بسط تیلور به کمک یک مدل سرعتی معلوم برای منطقه، رابطه بین زمان رسید و مختصات کانونی زلزله خطی‌سازی می‌شود. پاسخ بهینه در روش‌های خطی شده، از کمینه کردن اختلاف داده‌های محاسبه شده و مشاهده شده به روش کمترین مربعات گام‌به‌گام صورت می‌پذیرد. اغلب به علت نبود پوشش سمتی (آزیموتی) مناسب و فقط به واسطه استفاده از داده زمان سیر، خطای قابل‌توجهی در تعیین محل کانون زلزله‌ها ایجاد می‌شود. در راستای کاهش خطای ناشی از تعیین محل، پژوهشگران از سمت و پارامتر پرتو برای بهینه‌سازی نتایج استفاده می‌کنند.

در این تحقیق سعی شده است بهینه‌سازی موقعیت رویدادهای لرزه‌ای در محدوده  $34^{\circ}$  تا  $50^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ}$  تا  $40^{\circ}$  عرض شمالی واقع در شمال غرب ایران صورت گیرد. ۱۱۲۰۰ زمین‌لرزه با بزرگی برابر یا بیش از ۱/۴ در مقیاس ناتلی، رخ داده بین سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳، ابتدا فقط با استفاده از زمان سیر موج P و سپس با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت موج P تعیین محل شد. نتایج حاصل بیانگر تاثیر بسیار مهم پارامتر پرتو و سمت به همراه زمان سیر، در کاهش خطای افقی تعیین محل زمین‌لرزه‌ها به میزان قابل‌توجهی است.

واژه‌های کلیدی: لرزه‌خیزی آذربایجان، سمت، پارامتر پرتو، بیضی اطمینان، زمان سیر

## Optimization of earthquake locations in northwest of Iran during the period 2006-2013 using azimuth and ray parameters

Emami, K.<sup>1</sup>, Bayramnejad, E.<sup>2</sup> and Gheitanchi, M. R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>M.Sc. Student, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup>Assistant Professor Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>3</sup>Professor, Department of Space Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 24 Dec 2013, Accepted: 23 Sep 2014)

### Summary

An important aim of seismology is to determine focuses of earthquakes. The more precisely the process is carried out, the better results will be achieved in various studies, for example, in vestigation of the crustal structure and seismogenic zone or the determination of the plane of faults causing earthquakes. The classic methods of locating are based on Geiger's equations (1910). The relation between the arrival time and coordination of the earthquake

is linearized in this method using the first term of the Taylor's expansion and a velocity model available for the study area. The optimum responses in the linearized methods are obtained by minimizing the differences between the observed and calculated data using iterative Least Squares (L.S.) method.

A considerable error is usually observed in determination of earthquake focus because of the absence of a proper azimuthal bearing, as well as the mere use of the travel time data. With the purpose of reduction of the errors, researchers have used azimuth and ray path parameters for optimization of their performance.

The study area is located within 44-50° E and northern latitude 36-40°N, which is located in northwestern Iran, forming part of the central Alborz-Azerbaijan tectonic region. In this research the earthquakes of a magnitude equal or greater than 1.4 in the body wave scale occurred in the area within the period from 2006 to 2013, included 11,200 events, first were located using only P wave traveltimes and then process was repeated by adding ray path and P wave azimuthal parameters data. To this effect, the aforesaid earthquakes were classified into two general classes, consisting of earthquakes of magnitudes 1.4-3.4 and earthquakes of magnitudes exceeding 3.4. Concerning the first class of earthquakes, processing was made only for the data obtained from the stations in the local seismic network of the Institute of Geophysics, University of Tehran. The velocity model used in this part of the work was local Velocity Model (Bayramnejad, 2008) that is specific to the study area. Because of a large number of earthquakes, each of the aforesaid classes of earthquakes were subdivided into two subclasses consisting of the earthquakes with azimuthal gaps less than 180 degrees and those with azimuthal gaps greater than 180 degrees. The results obtained by the earthquakes locating are represented by histograms which indicate that utilization of ray parameter and azimuthal parameter considerably reduce the horizontal error in relocating of earthquakes, specially for the earthquakes with the azimuthal gaps exceeding 180 degrees compared to utilization of mere travel time data. For the second class of earthquakes, we have used all the data from the stations located within the whole seismic range of Iran. It is evident that locating of earthquakes is carried out with a greater precision where more data is available. The velocity model used in this part was similar to the one used for the whole. Optimization of relocating of earthquakes are indicated by histograms for the magnitude of 3.4-4.6 earthquakes. Results indicated reduction in the horizontal error when the azimuthal and ray path parameters have been used. For the magnitude 4.6-6.2 earthquakes, it is proved, by drawing a certainty ellipse, that the use of azimuthal and ray parameters may optimize locating of earthquakes, and lower the dimensions of the certainty ellipse.

**Keywords:** Seismicity of Azarbayejan, Azimuth, Confidence ellipsoid, Ray parameter, Travel time

#### ۱ مقدمه‌ای بر ساختار پوسته منطقه آذربایجان

مهم‌ترین کوه‌های آذربایجان، می‌توان به رشته‌کوه‌های قوسی‌شکل ارسباران واقع در ساحل رود ارس با قله نشان‌کوه به ارتفاع ۳۷۰۰ متر، دو توده عظیم کوهستانی سهند و سبلان که هر دو از کوه‌هایی آتشفشانی با چشمه‌های آب معدنی و کوه‌های تالش با قله آق‌داغ، بلندترین قله آن که با ارتفاع ۳۲۰۰ متر در نزدیکی سفیدرود

منطقه کوهستانی شمال غرب ایران که بخشی از ایالت لرزه‌زمین‌ساخت البرز-آذربایجان است (شکل ۱) یکی از مناطق فعال زمین‌ساختی و ماگمایی است که آثار آن در منطقه وسیعی، از آرات در غرب تا ارتفاعات تالش در شرق به چشم می‌خورد. وقوع آتشفشان‌ها و زمین‌لرزه‌های شدید، چندین بار وضع این ناحیه را متحول ساخته است. از

واقع است، اشاره کرد.

این منطقه به علت تنوع رخدادهای ماگمایی، دگرگونی، رسوبی و زمین‌ساختی و پیچیدگی‌های زمین‌شناسی حاکم بر آن، جایگاه ویژه‌ای در زمین‌شناسی ایران دارد. گستره فوق در رده‌بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی نبوی (۱۳۵۵)، در زون‌های البرز-آذربایجان، گرگان-رشت، زون آمیزه رنگ خوی - مهاباد قرار می‌گیرد. در زیر تقسیمات اصلی زمین‌ساختی ایران که اشتوکلین (۱۹۷۷) آن را عرضه کرده است، منطقه شامل زون‌های پوسته اقیانوسی خزر جنوبی، پوششی از رسوبات مزوزوئیک تا کواترنری، زون آتشفشانی ترشیاری-کواترنر، حوضه‌های بین کوهستانی نئوژن-کواترنر، رسوبات سکویی (پلات فرمی) و حوضه‌های بین کوهستانی و کراتونی مزوزوئیک و زون افیولیت ملائز قرار می‌گیرد. ارزیابی نقشه اصلی بوگه که خود براساس بی‌هنجاری‌های گرانی استوار است، نشان می‌دهد که تغییرات میدان گرانی بوگه در البرز غربی و کوه‌های تالش در شرق منطقه شدیدتر از بخش‌های دیگر آن است و از ۲۰- تا ۸۰- میلی‌گال به سرعت تغییر می‌کند و از شرق به غرب ضخامت پوسته افزایش می‌یابد. آهنگ این تغییرات در بخش مرکزی منطقه، شامل استان آذربایجان شرقی و بخش‌های

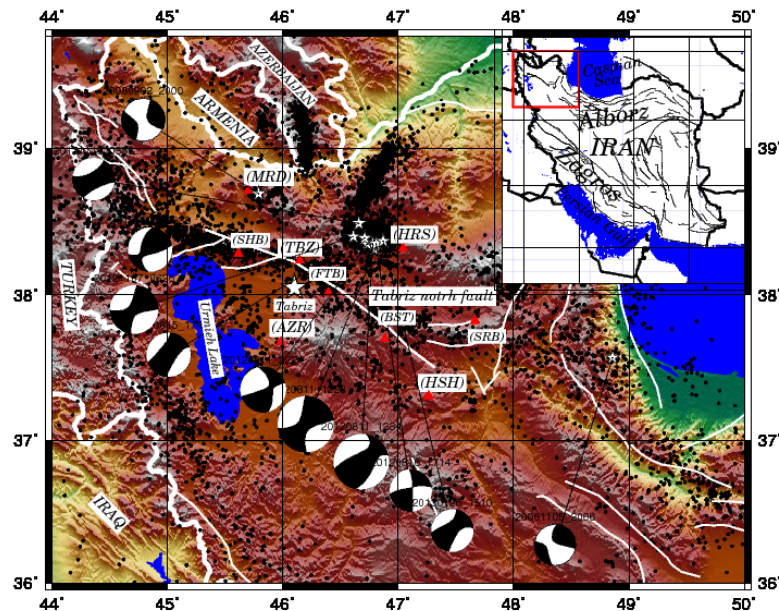
غربی استان زنجان ملایم‌تر است و مجدداً در نوار مرزی و بخش غربی منطقه میدان گرانی به سرعت افزایش می‌یابد. بررسی نقشه عمق موهو (ضخامت پوسته) در ایران زمین که براساس داده‌های گرانی سنجی به دست آمده است، نشان می‌دهد که ضخامت پوسته در بخش شرقی منطقه (سواحل غربی دریای خزر به سمت کوه‌های تالش و استان اردبیل) به سرعت افزایش می‌یابد و در حوالی ارتفاعات بزقوش به ۴۵ کیلومتر می‌رسد. حداکثر ضخامت پوسته در منطقه و در بخش مرکزی آن (حوالی کوه‌های مورو و میشو) دیده می‌شود که به ۴۸ کیلومتر بالغ می‌شود. (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳)

بیرام‌نژاد (۱۳۸۶) به روش زلت و اسمیت (۱۹۹۲) به بررسی ساختمان پوسته در حالت‌های دو بُعدی و سه بُعدی در شمال غرب کشور پرداخت و عمق مطلق موهو را در منطقه، ۴۵ کیلومتر و سرعت امواج طولی در زیر پوسته را ۸ کیلومتر بر ثانیه برآورد کرد.

سازوکار زمین‌لرزه‌ها در آذربایجان مطابق با اطلاعات مربوط به سازوکار زمین‌لرزه‌ها در این ناحیه براساس پروژه جهانی CMT است. در گستره آذربایجان سازوکار اکثر زمین‌لرزه‌ها امتدادلغز با کمی مولفه نرمال است. در شکل ۲، سازوکار زمین‌لرزه‌های این ناحیه مشخص شده است.



شکل ۱. ایالت‌های لرزه‌زمین‌ساخت ایران (میرزایی و همکاران، ۱۹۹۸). منطقه مورد بررسی با چارچوب سیاه مشخص شده است.



شکل ۲. سازوکار زمین لرزه‌ها در ناحیه آذربایجان. موقعیت زمین لرزه‌های گستره مورد بررسی با نقطه‌های سیاه‌رنگ و ایستگاه‌های مستقر در منطقه با مثلث‌های سرخ‌رنگ مشخص شده است. در شکل گوشه سمت راست موقعیت گستره مورد بررسی در پهنه ایران نشان داده شده است.

تعداد داده‌ها (n) از تعداد پارامترهای مدل (m) بیشتر است، لذا با استفاده از روش حداقل مربعات تغییرات مختصات کانون زمین لرزه نسبت به موقعیت اولیه از رابطه زیر به دست می‌آید و طی فرایند تکرار  $r$  کمیته می‌شود:

$$\Delta x = (A^T A)^{-1} A^T r \quad (2)$$

و معادله بیضی اطمینان به مرکز کانون زمین لرزه به ترتیب زیر به دست می‌آید:

$$(x_e - x)^T V_x^{-1} (x_e - x) = k_p^2, \quad V_x = (A^T A)^{-1} \quad (3)$$

در روش جوردن و سوردراپ (۱۹۸۱) ضریب اطمینان  $(k_p)$  از رابطه  $k_p = M \sigma^2 F_p$  به دست می‌آید که در آن  $\sigma^2$  پراش نمونه و  $F_p$  توزیع  $F$  برحسب درجات آزادی  $M$  و  $K+N-M$  در سطح اطمینان  $P$  درصد و  $K$  عکس انحراف معیار است. به علت نبود پوشش سمتی مناسب و صرف استفاده از داده زمان سیر، اغلب خطای قابل توجهی در روش‌های خطی تعیین محل زلزله‌ها ایجاد می‌شود. در راستای کاهش خطای ناشی از تعیین محل، در دهه‌های

## ۲ معرفی الگوریتم مورد استفاده در این پژوهش

روش‌های کلاسیک تعیین محل بر پایه معادلات گایگر (۱۹۱۰) بنا شده است. اصول کلی همه روش‌های تعیین محل، کمیته کردن نبود تطابق زمان رسیدهای مشاهده‌ای و زمان رسیدهای محاسبه شده با یک مدل سرعتی فرض شده است. در روش تکرار از روابط خطی شده برای تعیین محل زمین لرزه‌ها استفاده می‌شود. رابطه زمان رسید موج در ایستگاه، نسبت به کانون زمین لرزه یک رابطه غیر خطی است که با استفاده از جمله اول بسط تیلور خطی می‌شود. سپس نقطه‌ای که در آن اختلاف بین زمان رسید مشاهده‌ای و محاسبه شده  $(r)$  کمیته است، با روش کمترین مربعات به منزله کانون زمین لرزه  $(x_e)$  تعیین می‌شود.

$$r = A \Delta x \quad (1)$$

$A$  یک ماتریس  $(n \times m)$  از مشتق‌های درجه اول زمان سیر نسبت به مختصات کانون زلزله است. از آنجا که معمولاً

تعریف می‌شود:

$$\frac{\partial \alpha_e}{\partial x} = -\frac{\cos(\alpha_e) \cdot 0.009}{\sin(\Delta) \text{ km}} \quad (۴)$$

$$\frac{\partial \alpha_e}{\partial y} = \frac{\sin(\alpha_e) \cdot 0.009}{\sin(\Delta) \text{ km}}$$

بنا به تعریف، پارامتر پرتو (کندی افقی) عبارت است از مولفه افقی بردار کندی که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$p = \frac{\sin(\theta)}{\alpha} \quad (۵)$$

در رابطه ۵،  $\theta$  زاویه‌ای است که موج در هر نقطه از مسیر حرکت خود با محور قائم می‌سازد و  $\alpha$  سرعتی است که موج در محیط دارد. پارامتر پرتو شناسه یک پرتو، و همواره عددی است ثابت. در این بخش با یک مثال ساده اهمیت پارامتر پرتو در تعیین محل زمین لرزه‌ها در یک مدل نیم‌فضا مورد بررسی قرار می‌گیرد. مطابق شکل ۳ چشمه زمین لرزه‌ای در  $(x_1, y_1, z_1)$  و ایستگاه در  $(x_0, y_0, z_0)$  واقع شده است. با توجه به رابطه ۵ ثابت می‌شود که مشتق اول زمان سیر نسبت به مولفه‌های  $x$  و  $y$  و  $z$  به پارامتر پرتو بستگی دارد و به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{x_1 - x_0}{V_0 S} = -p \cos \theta \quad (۶)$$

$$\frac{\partial T}{\partial y} = \frac{y_1 - y_0}{V_0 S} = -p \sin \theta \quad (۷)$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{S \cos \theta}{V_0 S} = -\sqrt{\left(\frac{1}{V_0}\right)^2 - p^2} \quad (۸)$$

در این تحقیق مجموعه داده‌های مربوط به ۱۱۲۰۰ زلزله که از ۲۰۰۶ تا ۲۰۱۳ با استفاده از شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) بین ۳۶ تا ۴۰ درجه شمالی و ۴۴ تا ۵۰ شرقی ثبت شده بود، مورد استفاده قرار گرفت. موقعیت زمین لرزه‌ها در گستره مورد بررسی در شکل ۲ نشان داده شده است. برای تعیین سمت و پارامتر پرتو مربوط به هر داده زمان سیر از موقعیت اولیه زمین لرزه‌ها و نرم‌افزارهای MATLAB و Taup (کروتول و همکاران، ۱۹۹۸) استفاده شده است.

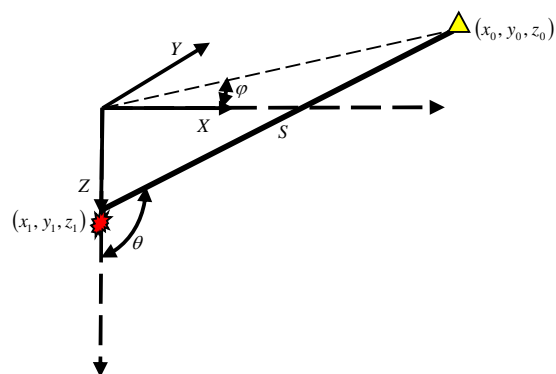
اخیر پژوهشگرانی چون شلین و توکسوز (۱۹۷۳)، ژولین (۱۹۷۳)، گزیوستانال و همکاران (۱۹۷۳) اهمیت استفاده از پارامتر سمت را برای کم کردن خطای افقی زمین لرزه‌ها در روش‌های معکوس‌سازی خطی بیان کردند.

برات و باخ (۱۹۸۸) از روی تحقیقات جوردن و سوردراپ (۱۹۸۱) الگوریتمی به نام TTAZLOC معرفی کردند که در آن برای مکان‌یابی زمین لرزه‌ها از سمت و زمان سیر پرتوها به طور هم‌زمان استفاده می‌شود. این دو توانستند با این روش و با استفاده از داده‌های ایستگاه‌های دو شبکه لرزه‌نگاری نارس و فاینسا واقع در کشورهای نروژ و فنلاند، مکان‌یابی انفجارهای لرزه‌ای را دقیق‌تر از وقتی که فقط از زمان سیر استفاده می‌شود، عملی سازند. این الگوریتم در اوایل دهه ۹۰ به LOCSAT تغییر نام داده شد و در آن علاوه بر زمان سیر، از سمت و پارامتر پرتو برای مکان‌یابی زمین لرزه‌ها استفاده شد.

### ۳ کاربرد پارامتر سمت و پارامتر پرتو در روش‌های

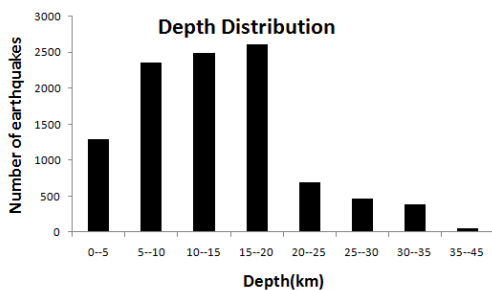
#### تعیین محل

بنا به تعریف، سمت عبارت است از زاویه‌ای که که موج هنگام وارد شدن به ایستگاه با شمال جغرافیایی می‌سازد. در الگوریتم جوردن و سوردراپ (۱۹۸۱) سعی بر این است تا با اضافه کردن ردیف‌های اضافی در ماتریس‌های باقی‌مانده  $(r)$  و  $(A)$  از داده‌های مربوط به سمت برای بهینه کردن مکان‌یابی زمین لرزه‌ها استفاده گردد. باقی‌مانده‌های سمت به صورت تفاوت بین سمت مشاهده شده و سمت محاسبه شده از ایستگاه تا محل زمین لرزه، محاسبه می‌شود. همانند قبل، راه حل با به حداقل رسانیدن  $r$ ، یعنی بردار باقی‌مانده صورت می‌گیرد و در این حالت  $A$  در برگیرنده مشتق‌های جزئی سمت نسبت به  $x$  و  $y$  نیز هست (مشتق‌های سمت نسبت به عمق و زمان مبدأ، صفر است). مشتق‌های سمت نسبت به  $x$  و  $y$  از روابط زیر به دست می‌آید که در این روابط  $\Delta$  فاصله ایستگاه تا مرکز زمین لرزه و  $\alpha_e$  سمت

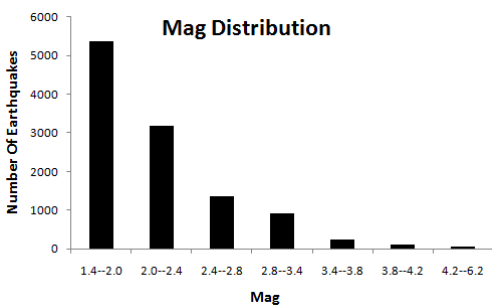


شکل ۳. تصویر موقعیت چشمه زمین‌لرزه و ایستگاه. ایستگاه با مثلث زرد و کانون زلزله با نماد سرخ نشان داده شده است (اقتباس شده از تبریز، ۱۹۸۵).

۲. منحنی بافت‌نگار (هیستوگرام) تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب عمق در شکل (۴-الف) و منحنی تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگی در شکل (۴-ب) آورده شده است.



(الف)



(ب)

شکل ۴. (الف) منحنی بافت‌نگار تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب عمق و (ب) منحنی بافت‌نگار تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب بزرگی.

۴ تعیین محل مجدد زمین‌لرزه‌های منطقه مورد بررسی در این بخش زمین‌لرزه‌های ذکر شده در بخش قبل، ابتدا فقط با استفاده از زمان سیر و سپس با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت تعیین محل و نتایج با یکدیگر مقایسه می‌شوند. در هر دو مرحله برای تعیین محل از الگوریتم LOCSAT استفاده شده است. با توجه به تعداد زمین‌لرزه‌ها، تعیین محل زمین‌لرزه‌ها در دو بخش جداگانه صورت گرفته است. در بخش اول زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین ۱/۴ تا ۳/۴ تعیین محل شد. از آنجا که این زمین‌لرزه‌ها، در فاصله‌های دور بندرت به خوبی ثبت می‌شوند برای تعیین محل آنها فقط از داده‌های ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری تبریز که دقیق‌تر است استفاده شد. مدل سرعتی مورد استفاده در تعیین محل این گروه زمین‌لرزه‌ها، مدل سرعتی محلی (بایرام‌نژاد و همکاران، ۱۳۸۶) برای گستره مورد بررسی است و در جدول (۱) آورده شده است. در بخش دوم زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بیشتر از ۳/۴ تعیین محل شده است. در این مرحله از آنجا که از داده‌های همه ایستگاه‌های مستقر در کل ایران، استفاده شده است لذا مدل سرعتی متوسط برای کل ایران (مدل IRSC) که در حال حاضر در مرکز لرزه‌نگاری کشوری برای مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها از آن استفاده می‌شود، به کار برده شد (جدول

پرتو، دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را تا حد زیادی افزایش داده، به‌طوریکه مقدار خطای افقی تا حد چشمگیری کاهش یافته است. همچنین در شکل ۶ تاثیر استفاده از سمت و پارامتر پرتو در کم کردن خطای رومرکز و خطای زمان وقوع برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین ۲/۵ تا ۴/۶ نشان داده شده است. همان‌طورکه در این دو شکل دیده می‌شود، استفاده از سمت و پارامتر پرتو نه فقط تاثیر بسزایی در کاهش قطر بیضی اطمینان دارد بلکه سبب کاهش خطای رومرکز و خطای زمان وقوع می‌شود.

۵ تعیین محل زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین ۴/۶ تا ۶/۵ در این بخش مکان‌یابی زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی بیش از ۴/۶ درجه بهینه می‌شود. ابتدا این زمین‌لرزه‌ها به بازه‌های (۴/۶-۵/۰)، (۵/۱-۵/۴) و (۵/۵-۶/۵) دسته‌بندی و زمین‌لرزه‌های هر دسته بنا به گپ سمتی به زمین‌لرزه‌هایی با گپ کمتر از ۱۸۰ و زمین‌لرزه‌هایی با گپ بیشتر از ۱۸۰ درجه تقسیم شدند. در هر یک از شکل‌های ۷ تا ۱۲ موقعیت زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سفیدرنگ مشخص شده است. در شکل ۷ موقعیت زمین‌لرزه‌های با بزرگی (۴/۶ تا ۵/۰) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه مشخص شده است. شکل ۸ بیضی‌های اطمینان مربوط به هر یک از زمین‌لرزه‌های فوق را که ابتدا فقط با استفاده از زمان سیر و سپس با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت تعیین محل شده‌اند، نشان می‌دهد. سه زمین‌لرزه از زمین‌لرزه‌های فوق مربوط به پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ اهر، ورزقان با بزرگی  $M_b=6.2$  است. در شکل ۹ موقعیت زمین‌لرزه‌ای با بزرگی (۴/۶ تا ۵/۰) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه مشخص و بیضی اطمینان آن در پایین شکل، سمت راست نشان داده شده است. شکل ۱۰ موقعیت زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی (۵/۱ تا ۵/۴) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ را نشان می‌دهد. در شکل ۱۱ موقعیت زمین‌لرزه‌ای با بزرگی (۵/۱ تا ۵/۴) و گپ

جدول ۱. مدل سرعت محلی (باپرام‌نژاد، ۱۳۸۶).

| Depth(km) | Vp(km/s) |
|-----------|----------|
| ۰         | ۴/۸      |
| ۳         | ۵/۴      |
| ۵         | ۵/۸      |
| ۸         | ۶/۱      |
| ۲۶        | ۶/۶      |
| ۴۸        | ۸/۰      |

جدول ۲. مدل سرعت IRSC

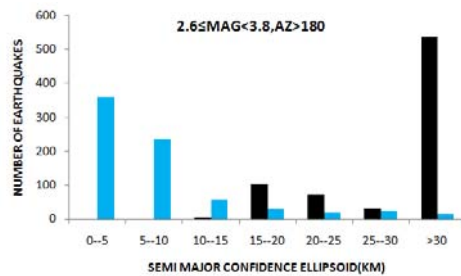
| Depth(km) | Vp(km/s) |
|-----------|----------|
| ۰         | ۵/۳۸     |
| ۷         | ۵/۹۵     |
| ۱۲        | ۶/۱۵     |
| ۲۰        | ۶/۴۲     |
| ۴۷        | ۸/۰۶     |

#### ۴-۱ تعیین محل زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین ۱/۴ تا ۴/۶

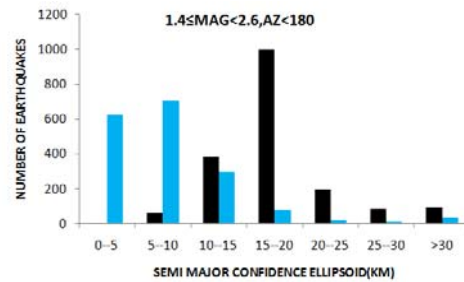
در این قسمت همه زمین‌لرزه‌های با بزرگی برابر یا بیشتر از ۱/۴ و کمتر از ۴/۶ تعیین محل می‌شود. به علت تعداد زیاد زمین‌لرزه‌ها در این گستره از بزرگی، (شکل ۴-ب) این زمین‌لرزه‌ها به سه دسته با بزرگی بین (۱/۴-۲/۶)، (۲/۶-۳/۸)، (۳/۸-۴/۲) دسته‌بندی، و هر یک از این سه دسته نیز به دو زیر گروه با گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه تقسیم شد. در مرحله بعد هر یک از این دسته زمین‌لرزه‌ها، ابتدا فقط با استفاده از زمان سیر و سپس با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت تعیین محل شد. در هر یک از نمودارهای بافت‌نگار شکل ۵، تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب قطر بزرگ بیضی اطمینان تعیین محل زلزله‌ها، رسم شده است. همان‌طورکه در شکل‌های (۵-الف تا ۵-ه) مشاهده می‌شود استفاده از سمت و پارامتر

فوق را ثبت کرده‌اند و در تعیین محلشان از داده‌های ایسن ایستگاه‌ها استفاده شده است در نقشه ایران در بالای هر شکل، سمت راست، با مثلث‌های سرخ نشان داده شده است. در هر شکل نتایج مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و نتایج مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.

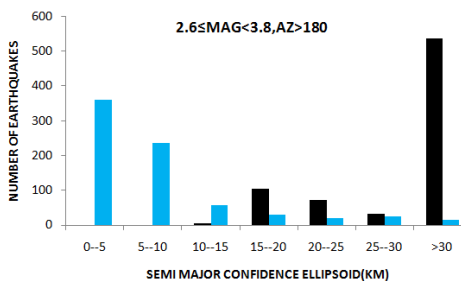
سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه مشخص و در هر حالت بیضی‌های اطمینان مربوط به آن به صورت جداگانه مقایسه شده است. در شکل ۱۲ موقعیت زمین‌لرزه اهر-ورزقان با بزرگی ۶/۲ که در تاریخ ۲۰۱۲/۰۸/۱۱ رخ داده به همراه زمین‌لرزه بعدی با بزرگی ۶/۱ نشان داده شده و بیضی اطمینان مربوط به هر زمین‌لرزه مشخص شده است. در هر یک از شکل‌های ۷ تا ۱۱، ایستگاه‌هایی که زمین‌لرزه‌های



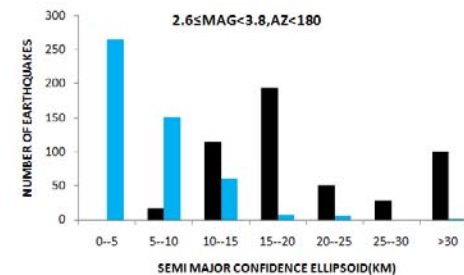
(ب)



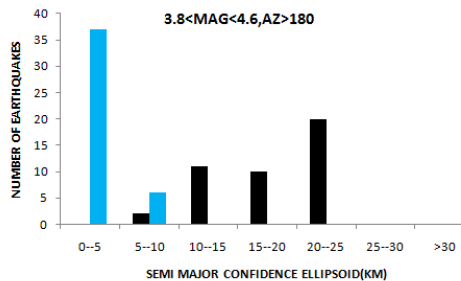
(الف)



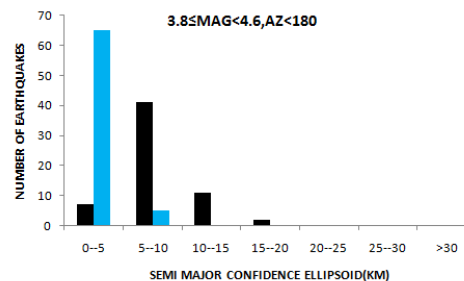
(د)



(ج)



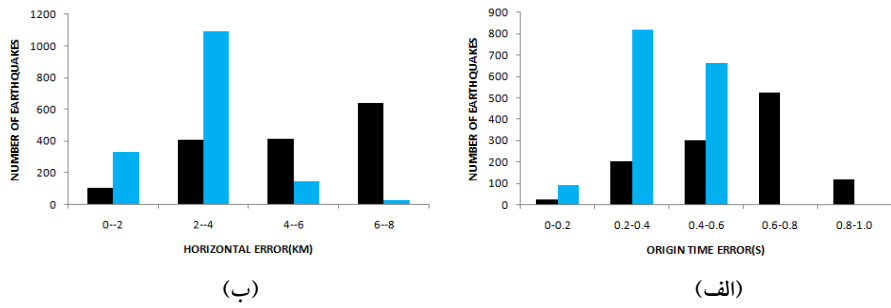
(ح)



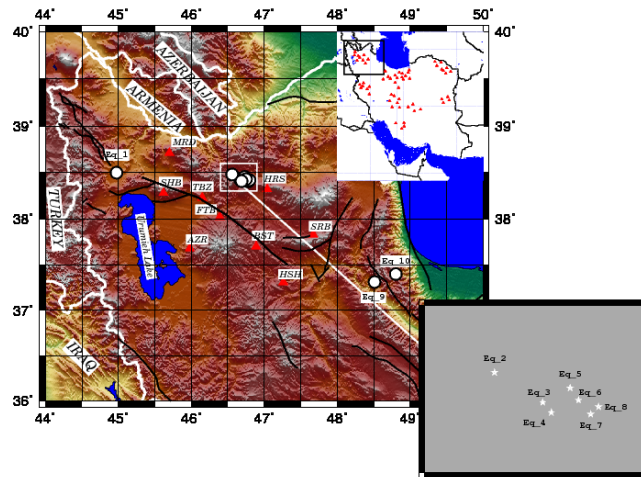
(ه)

**شکل ۵.** منحنی یافت‌نگار تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب قطر بزرگ بیضی اطمینان. (الف) بزرگی بین (۲/۶-۱/۴) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه، (ب) بزرگی بین (۲/۶-۱/۴) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه. (ج) بزرگی بین (۳/۸-۲/۶) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه. (د) بزرگی بین (۳/۸-۲/۴) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه. (ح) بزرگی بین (۴/۶-۳/۸) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه. (ه) بزرگی بین (۴/۶-۳/۸) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه. نمودارهای میله‌ای سیاه‌رنگ مربوط به تعداد زمین‌لرزه‌هایی است که فقط با استفاده از زمان سیر تعیین محل شده‌اند. نمودارهای میله‌ای آبی‌رنگ مربوط به تعداد زمین‌لرزه‌هایی است که با پارامتر پرتو، سمت و زمان سیر تعیین محل شده‌اند. کاهش قطر بزرگ بیضی اطمینان در هر گروه با استفاده از پارامترهای سمت و پارامتر پرتو مشهود است.

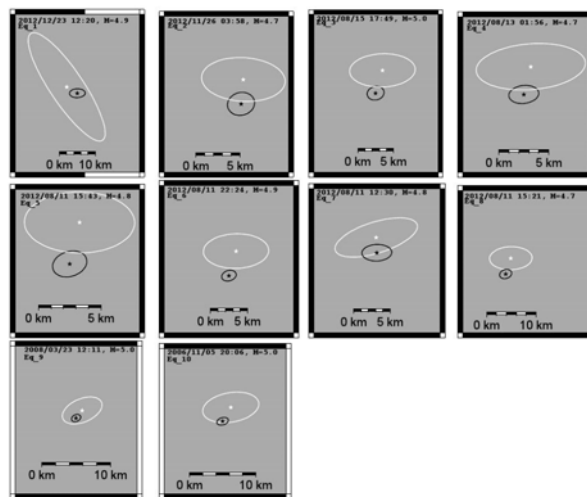




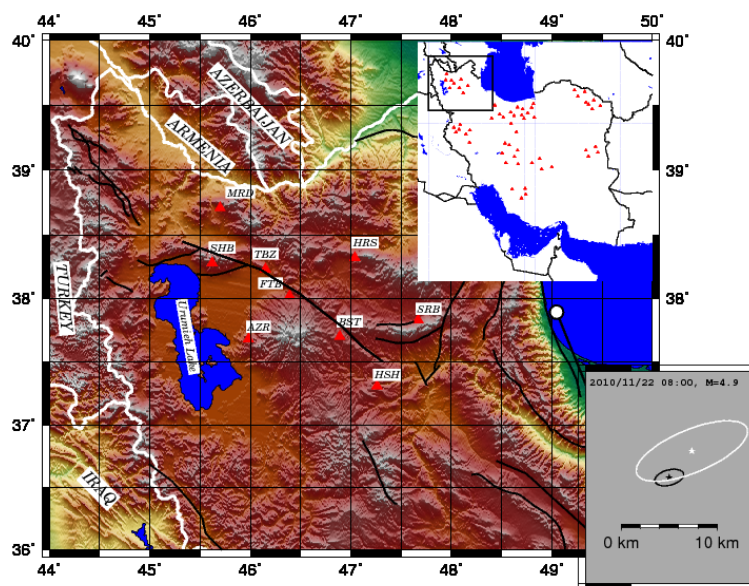
شکل ۶. (الف) منحنی بافت‌نگار تعداد زمین‌لرزه‌ها بر خطای زمان وقوع و (ب) منحنی بافت‌نگار تعداد زمین‌لرزه‌ها برحسب خطای رومرکز افقی. نمودارهای میله‌ای سیاه‌رنگ مربوط به تعداد زمین‌لرزه‌هایی است که فقط با استفاده از زمان سیر تعیین محل شده‌اند و نمودارهای میله‌ای آبی‌رنگ مربوط به تعداد زمین‌لرزه‌هایی است که با پارامتر پرتو، سمت و زمان سیر تعیین محل شده‌اند. کاهش خطای زمان وقوع و رومرکز در هر گروه، با استفاده از پارامترهای سمت و پارامتر پرتو آشکار است.



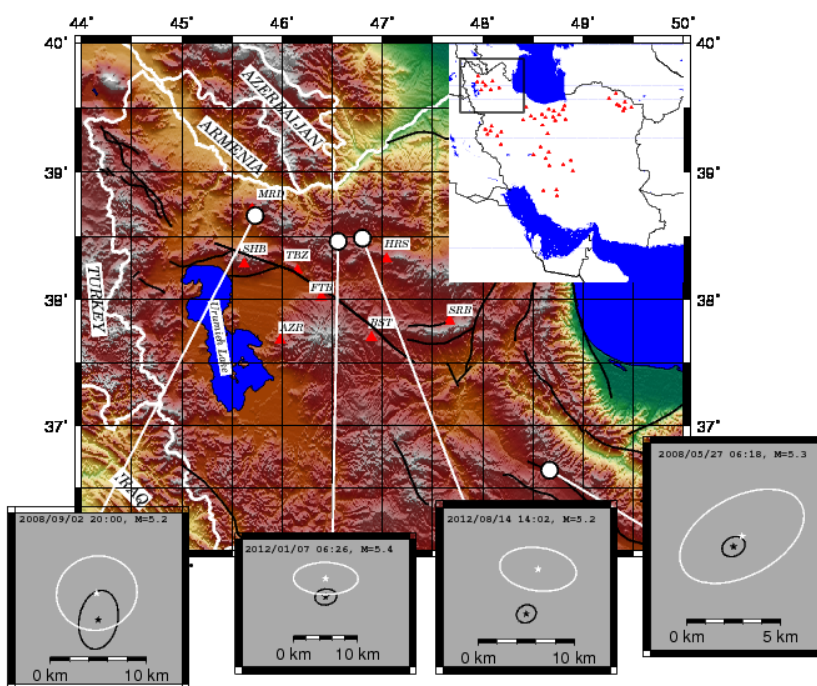
شکل ۷. موقعیت زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین (۴/۶ تا ۵/۰) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه. زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سفیدرنگ مشخص شده است.



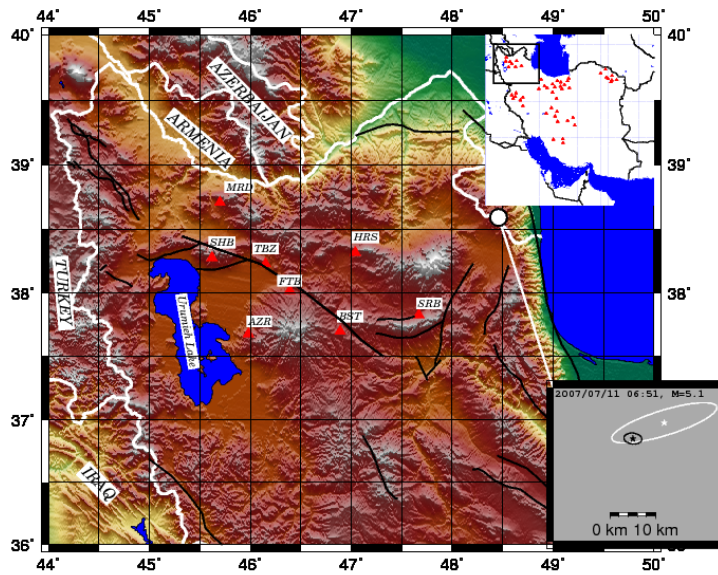
شکل ۸. نتیجه مکان‌یابی زمین‌لرزه‌های نشان داده شده در شکل ۷ و همچنین برای هر زمین‌لرزه بیضی اطمینان مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.



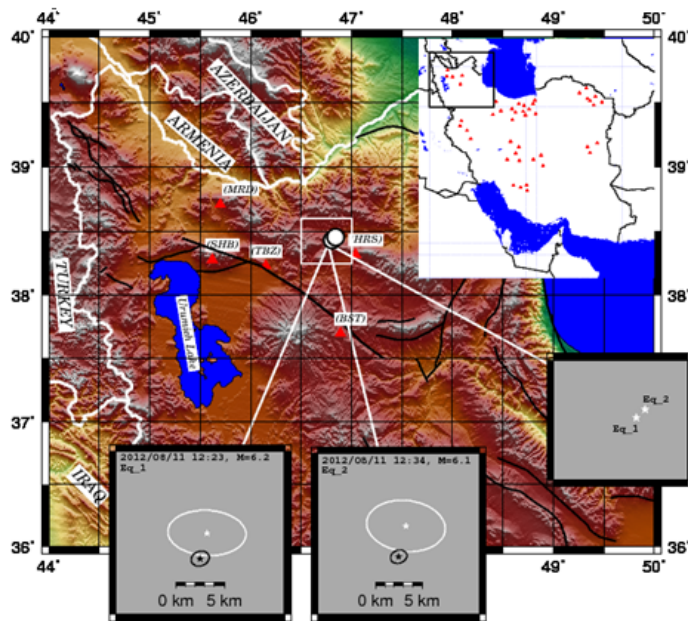
شکل ۹. موقعیت زمین‌لرزه‌ای با بزرگی (۶/۴ تا ۵/۰) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه. زمین‌لرزه با دایره سفیدرنگ مشخص شده است. برای زمین‌لرزه نشان داده شده، نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.



شکل ۱۰. موقعیت زمین‌لرزه‌های با بزرگی (۱/۵ تا ۵/۴) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه. زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سفیدرنگ مشخص شده است. برای زمین‌لرزه‌های نشان داده شده، نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.



شکل ۱۱. موقعیت زمین‌لرزه‌ای با بزرگی (۵/۱ تا ۵/۴) و گپ سمتی بیشتر از ۱۸۰ درجه. زمین‌لرزه با دایره‌ای سفیدرنگ مشخص شده است. برای زمین‌لرزه‌های نشان داده شده، نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.

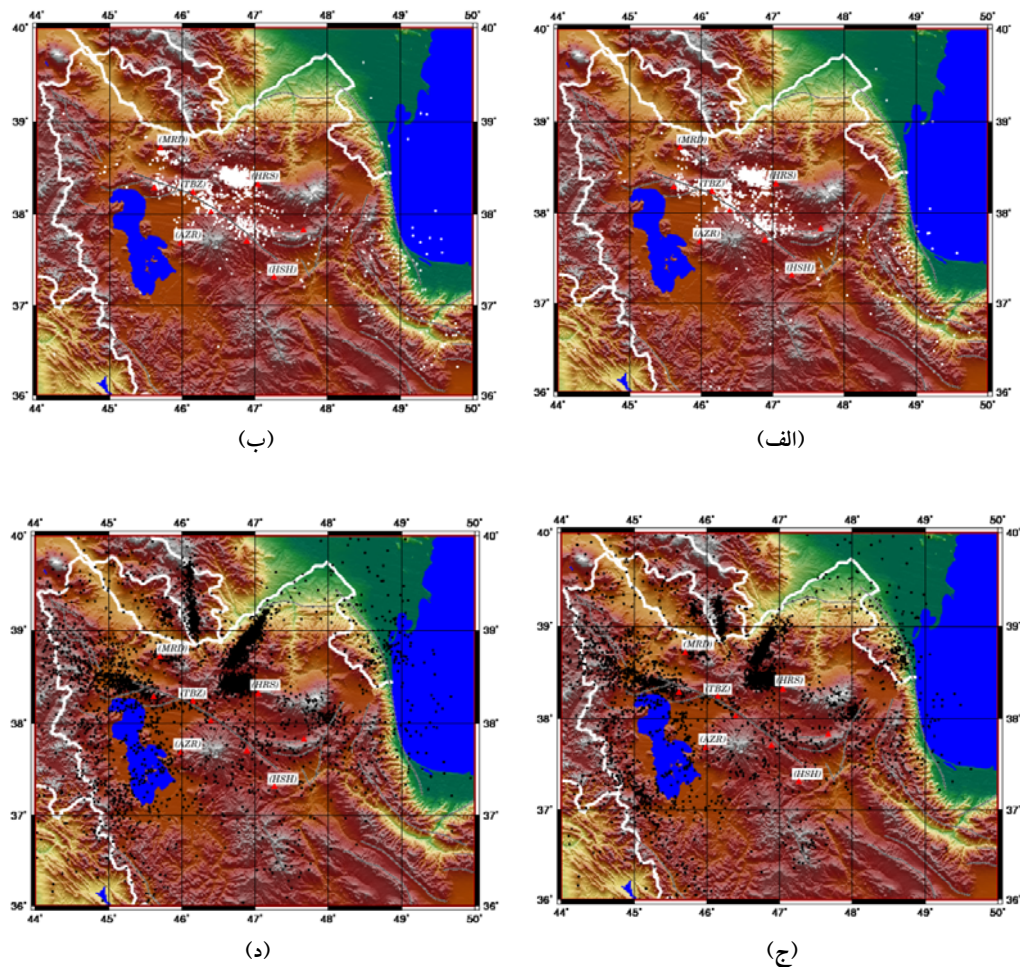


شکل ۱۲. موقعیت زمین‌لرزه‌های با بزرگی (۶/۵ تا ۵/۵) و گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه. زمین‌لرزه‌ها با دایره‌های سفیدرنگ مشخص شده است. برای زمین‌لرزه‌های نشان داده شده، نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر با بیضی و ستاره سفیدرنگ و نتیجه مکان‌یابی با استفاده از زمان سیر و سمت و پارامتر پرتو با بیضی و ستاره سیاه‌رنگ مشخص شده است.

به همراه پس لرزه‌های بزرگ مربوط به این لرزه که یک بار با زمان سیر و بار دیگر با زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت تعیین محل شده‌اند همراه با اندازه قطر بزرگ بیضی اطمینان، خطای رومرکز افقی و خطای زمان وقوع آورده شده است. همچنین در جدول ۴ نتایج حاصل با نتایج تعیین محل مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران مقایسه شده است.

شکل ۱۳ پراکندگی مقایسه‌ای رومرکز کل زمین لرزه‌ها را برای دو حالت استفاده از زمان سیر تنها و زمان سیر به همراه سمت و پارامتر پرتو نشان می‌دهد. جمع‌شدگی محل رومرکز زمین لرزه‌ها به خصوص برای زمین لرزه‌هایی با گپ سمتی بیش از ۱۸۰ درجه، در شکل کاملاً مشهود است.

در جدول شماره ۳ نتایج تعیین محل زمین لرزه اهر-ورزقان



شکل ۱۳. پراکندگی موقعیت رومرکز کل زمین لرزه‌ها. (الف) زمین لرزه‌هایی با گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه مکان‌یابی شده با استفاده از زمان سیر، سمت و پارامتر پرتو. (ب) زمین لرزه‌هایی با گپ سمتی کمتر از ۱۸۰ درجه مکان‌یابی شده با استفاده از زمان سیر تنها. (ج) زمین لرزه‌هایی با گپ سمتی بیش از ۱۸۰ درجه، مکان‌یابی شده با استفاده از زمان سیر، سمت و پارامتر پرتو. (د) زمین لرزه‌هایی با گپ سمتی بیش از ۱۸۰ درجه مکان‌یابی شده با استفاده از زمان سیر.

جدول ۳. مقایسه اندازه قطر بیضی اطمینان، خطای زمان وقوع و خطای افقی رومرکز زمین‌لرزه اهر-ورزقان و پس‌لرزه‌های آن. نتایج مربوط به تعیین محل فقط با زمان سیر در ستون‌های مشخص شده با نماد T وارد شده است و نتایج مربوط به تعیین محل با زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت در ستون‌های مشخص شده با نماد SAT آمده است.

| تاریخ زمین‌لرزه |              | اندازه قطر بزرگ بیضی اطمینان (km) |     | خطای زمان وقوع (s) |      | خطای افقی رومرکز (km) |     |
|-----------------|--------------|-----------------------------------|-----|--------------------|------|-----------------------|-----|
| روز             | ساعت و دقیقه | T                                 | SAT | T                  | SAT  | T                     | SAT |
| ۲۰۱۲/۰۸/۱۱      | ۱۲/۲۳        | ۸/۱                               | ۱/۹ | ۰/۳۵               | ۰/۱۲ | ۲/۲                   | ۱/۱ |
|                 | ۱۲/۳۰        | ۱۱/۸                              | ۴/۱ | ۰/۴۳               | ۰/۲۲ | ۲/۵                   | ۱/۳ |
|                 | ۱۲/۳۴        | ۸/۵                               | ۱/۸ | ۰/۳۹               | ۰/۱۳ | ۲/۴                   | ۱/۱ |
|                 | ۱۵/۲۱        | ۸/۶                               | ۲/۵ | ۰/۳۵               | ۰/۱۵ | ۲/۲                   | ۱/۲ |

جدول ۴. مقایسه نتایج مکان‌یابی زمین‌لرزه اهر-ورزقان و پس‌لرزه‌های آن که در مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تعیین محل شده‌اند با نتایج مکان‌یابی با استفاده فقط از زمان سیر و با استفاده از زمان سیر، سمت و پارامتر پرتو که با الگوریتم مورد بررسی تعیین محل شده‌اند.

| تاریخ زمین‌لرزه |              | تعیین محل صورت گرفته در مرکز لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک |           | تعیین محل صورت گرفته فقط با استفاده از زمان سیر |           | تعیین محل صورت گرفته با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت |          |
|-----------------|--------------|--|-----------|---|-----------|---|----------|
| روز             | ساعت و دقیقه | LONGITUD E   | LATITUD E | LONGITUD E                                      | LATITUD E | LONGITUD E  | LATTUD E |
| ۲۰۱۲/۰۸/۱۱      | ۱۲/۲۳        | ۴۶/۸۱  | ۳۸/۴۳     | ۴۶/۸۱۶  | ۳۸/۴۵۶    | ۴۶/۸۰۸  | ۳۸/۴۳۲   |
|                 | ۱۲/۳۰        | ۴۶/۷۷  | ۳۸/۴۲     | ۴۶/۷۷۸  | ۳۸/۴۲۴    | ۴۶/۷۷۹  | ۳۸/۴۰۵   |
|                 | ۱۲/۳۴        | ۴۶/۸۴  | ۳۸/۴۶     | ۴۶/۸۵۰  | ۳۸/۴۸۶    | ۴۶/۸۴۱  | ۳۸/۴۵۶   |
|                 | ۱۵/۲۱        | ۴۶/۸۰  | ۳۸/۴۳     | ۴۶/۸۰۹  | ۳۸/۴۴۷    | ۴۶/۷۹۷  | ۳۸/۴۱۸   |

## ۶ نتیجه‌گیری

۳/۴ داده‌های ایستگاه‌های مستقر در کل ایران مورد بهره‌برداری قرار گرفت. بدیهی است که با داشتن داده‌های بیشتر می‌توان دقت بیشتری در مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها داشت. نتایج نشان داد که حتی برای خردلرزه‌هایی که تعداد داده‌های مورد استفاده آنها اندک است و یا زمین‌لرزه‌هایی با گپ سمتی بزرگ، استفاده هم‌زمان از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت می‌تواند به صورت قابل ملاحظه‌ای خطای تعیین محل ناشی از گپ‌های سمتی بزرگ را کاهش دهد. منحنی بافت‌نگار مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها با بزرگی‌های متفاوت به وضوح نشان می‌دهد که استفاده از سمت و پارامتر پرتو طول قطر بزرگ بیضی اطمینان، خطای زمان وقوع و خطای افقی زمین‌لرزه‌ها را تا

در این پژوهش سعی بر آن شد که زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی برابر یا بیشتر از ۱/۴ در مقیاس امواج درونی که در شمال غرب ایران رخ داده‌اند، ابتدا فقط با استفاده از زمان سیر و سپس با استفاده از زمان سیر، پارامتر پرتو و سمت امواج درونی موج P تعیین محل و نتایج حاصل با هم مقایسه شود. نتایج روشن ساخت که استفاده از سمت و پارامتر پرتو، دقت مکان‌یابی زمین‌لرزه‌ها را به میزان قابل توجهی افزایش و خطای افقی زمین‌لرزه‌ها را کاهش می‌دهد. در این پژوهش برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بین ۱/۴ تا ۳/۴ صرفاً از داده‌های ایستگاه‌های محلی مستقر در گستره مورد بررسی استفاده شد و برای زمین‌لرزه‌های با بزرگی بیش از

- Crotwell, H. P., Owens, T. J. and Ritsema, J., 1998, The Taup toolkit: flexible seismic travel-time and raypath utilities, *Seismological Research Letters*. In Preperation.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1983, The gravity field and crustal structure of Iran. In Geodynamic project (Geotraverse) in Iran, *Geol. Surv. Iran. Rep.*, **51**, 51-68.
- Geiger, L., 1910, Herdbestimmung bei erdbeben ans den ankunftszeiten, *K. Gessel. Wiss. Goett.*, **4**, 331-349.
- Gyostdal, H., Husebeye, E. S. and Rieber-Mohn, D., 1973, One-array and two-array location capabilities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 1365-1398.
- Julian, B. R., 1973, Extension of standard event location procedures, in seismic discrimination SATS, Lincoln Laboratory, Massachusetts Institute of Technology, DDC AD-766559, Cambridge, Massachusetts.
- Jordan, T. H. and Sverdrup, K. A., 1981, Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-Central Pacific, *Bull. Seism. Am.*, **71**, 1105-1130.
- Mirzaei, N., Gao, M. and Chen, Y. T., 1998, Seismic source regionalization for seismic zoning of Iran: major seismotectonic provinces, *J. Earthq. Pred. Res.*, **7**, 465-495.
- Shlien, S. and Toksoz, M. N., 1973, Automatic event detection and location capabilities of large aperture seismic arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 1275-1288.
- Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Memoire Hors-Serie, No. 8 de la Soc. Geol. De France*, **8**, 333-353.
- Thurber, C. H., 1985, Nonlinear earthquake location : theory and example, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **75**, 779-790.
- Zelt, C. A. and Smith, R. B., 1992, Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.
- میزان قابل ملاحظه‌ای نسبت به وقتی که فقط از زمان سیر استفاده شده است، کاهش می‌دهد. طبیعی است که داشتن مدل سرعت‌های دقیق‌تر می‌تواند تاثیر بسزایی در محاسبه بازهم دقیق‌تر پارامتر پرتو و در نتیجه مکان‌یابی دقیق‌تر زلزله‌ها داشته باشد.
- ۷ تشکر و قدردانی**
- نگارندگان وظیفه خود می‌دانند تا از مسئولان محترم مرکز لرزه‌نگاری کشوری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به‌خاطر در اختیار قرار دادن داده‌های گستره مورد بررسی نهایت تشکر و قدردانی را داشته باشند.
- مراجع**
- بایرام‌نژاد، ا.، ۱۳۸۶، تعیین ساختار سرعتی پوسته در شمال غرب ایران با استفاده از وارون‌سازی سه‌بعدی داده‌های زمین‌لرزه‌های محلی، رساله دکتری ژئوفیزیک، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران.
- بایرام‌نژاد، ا.، میرزایی، م. و قیطانچی، م. ر.، ۱۳۸۶، تعیین مدل پوسته بهینه برای شمال غرب ایران، با استفاده از برگردان هم‌زمان زمان سیر امواج زلزله‌های محلی، *مجله فیزیک زمین و فضا*، **۳۳**(۳)، ۴۷-۵۹.
- نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹-۱۱۵.
- Bratt, S. R. and Bache, T. C., 1988, Locating events with a sparse network of regional arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 780-798.