

## بررسی لرزه‌خیزی گسله آستانه در البرز شرقی

مجید نعمتی<sup>۱\*</sup>، دنیس هتسفلد<sup>۲</sup>، محمدرضا قیطانچی<sup>۳</sup>، احمد سدیدخوی<sup>۴</sup>، نوربخش میرزائی<sup>۵</sup> و علی مرادی<sup>۶</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد، مرکز ژئوفیزیک و تکتونوفیزیک دانشگاه ژوزف فوریه گرونوبل، فرانسه

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

<sup>۴</sup> استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۵</sup> دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۶</sup> استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۴/۲۵، پذیرش نهایی: ۸۸/۱۲/۱۸)

### چکیده

گسله آستانه یکی از گسله‌های جنباً در سامانه گسلی شاهرود است که نقش مهمی در زمین‌ساخت البرز شرقی بازی می‌کند. در این مقاله لرزه‌خیزی محلی و ناحیه‌ای در ناحیه آستانه در البرز شرقی با برداشت داده خردزمین لرزه‌ها و پردازش آنها، بررسی شده است. در این بررسی از داده‌های دو شبکه محلی که در مجموع به مدت ۹ ماه ناپیوسته در طول سال‌های ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ نصب شده‌اند و نزدیک به دو سال داده‌های شبکه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران استفاده شده است. پردازش هر دو دسته خردلرزه‌های شبکه‌های محلی و شبکه ژئوفیزیک در گستره البرز شرقی نشان می‌دهد که این زمین‌لرزه‌ها پیرامون گسله‌های خزر، شمال البرز، گرمسار، مشا، شمال سمنان و به‌ویژه آستانه پراکنده شده‌اند. این پردازش بر جنبایی آنها نیز دلالت دارد. در این ناحیه یک الگوی سرعتی دو لایه‌ای موج P روی یک نیم‌فضا با سرعت ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه در سطح تا ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه در ژرفای بالاتر از ناپیوستگی موهو، پهنای ۴ کیلومتری نهشته‌های رویی، پهنای ۲۳ کیلومتری لایه لرزه‌زا و دو شیب تند پراکندگی ژرفی خردلرزه‌ها منطبق با دو قطعه گسله آستانه به‌دست آمده است.

واژه‌های کلیدی: گسله آستانه، خردلرزه، الگوی سرعتی پوسته، شبکه محلی و البرز شرقی

## Investigation of seismicity of the Astaneh Fault in the East Alborz

Nemati, M.<sup>1</sup>, Hatzfeld, D.<sup>2</sup>, Gheitanchi, M. R.<sup>3</sup>, Sadidkhouy, A.<sup>4</sup>, Mirzaei, N.<sup>5</sup> and Moradi, A.<sup>6</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Professor, Laboratoire de Géophysique Interne et Tectonophysique, CNRS, UJF, BP53X, 38041-Grenoble France

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

<sup>4</sup> Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>5</sup> Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>6</sup> Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 15 June 2009, Accepted: 9 March 2010)

### Abstract

The Alborz mountains, as a folded and faulting region, is the northern region of crust shortening in Iran. Dominant mechanism (Harvard, 2002) of Alborz earthquakes is left-lateral strike-slip paralleled to the range. East Alborz is one of the active regions that plays a significant role in the tectonics of its neighbors like South Casbin Basin. Regarding the geological maps of the area, the faults have clearer outcrops in the east than the west. The strike of mountain range is changed from N110°E in the western part to N80°E in the eastern part. The Astaneh is one of the important faults in the Shahrud fault system in the east Alborz. Astaneh fault, the case study of the local networks, with about 150 km length is clearly seen in satellite pictures especially at the eastern segment. and is about 100 km in length, based on 1:250000 geological map of Semnan (Samadian

et al., 1975) and Sari (Vahdati and Saidi, 1990). This fault has made a 30-40 km left lateral pull-apart basin near 53.6°E; this is the same with total left lateral offset, found by reconstructing Cambrian sandstone of the Lalun Formation with the slip rate of 3-5 mm/year. There is 45 (m) left lateral alluvial fan deposit displacement near 54°E (Hollingsworth et al., 2008). The offset dated from the last incision event at about 12 ka in the east (e.g., Regard et al., 2005; Fattahi et al., 2006). The fault had initially introduced thrust with southward dip (Berberian, et al., 1996) and now is considered as left lateral strike slip (Jackson et al., 2002). The local government responsible say that about 2 million people live in and around the mentioned faults in Semnan, Damghan, Astaneh, Kiasar, Firuzkuh and Veresk cities, which may be affected by the activity of the fault in future. The faults in the Shahroud Fault system were mapped and their surface mechanisms are known, but their related geometry at depth and seismicity are not known. Many important historical earthquakes have occurred in the east Alborz. The most destructive earthquake was historical A.D. 856 Qumes with the estimated magnitude of 7.9 (Ambraseys and Melville, 1982). The distribution of the IGUT recorded earthquakes, because of large station spacing, can not show accurate relationship between seismicity and the faults, also IGUT large station spacing is not appropriate for computation of focal mechanism of the local earthquakes. The master event technique helps increase the accuracy of the teleseismic earthquake location (Engdahl, et al., 1998), but there are only a few events have been relocated in the studied area (small circles in fig.1), because this technique requires large earthquakes with the magnitude greater than 6.5 (Jackson and MacKenzie, 1984). Also the World Wide Seismological Station Network (WWSSN) has just been installed since 1966. Several attempts have been made to solve the earthquakes smaller than 6.5 (Shirkova, 1972; Akasheh and Breckhemer, 1984); but their solutions are not stable, so consequently they could not give a correct explanation because the majority of original data were not available. Therefore the remaining reliable solutions are Centroid Moment Tensor (CMT) at Harvard University (Harvard, 2002) and body waveform modeling (Priestley, et al., 1994) for the earthquakes with a magnitude greater than 5.5. But there is no earthquake in the studied area with known mechanism except the earthquake of 1990/01/20 with left lateral strike slip mechanism related to the Firuzkuh fault at a longitude of 52.9°E and latitude of 35.8°N (Harvard, 2002). This paper investigates crustal velocity structure and micro-earthquake locations to explain kinematics and seismic activity of the faults in the studied area. We used IGUT network with 10 permanent stations and two local networks each with 10 temporary stations to investigate a selected area in the east Alborz. The duration of the local networks, 2007-2008 network and the 2008 network, was in total months. The temporary stations were visited every week for maintenance, checking their power supplies and internal time against the time of the external GPS of the instruments. First, we estimated the  $V_p$  to  $V_s$  ratio (1.71) by the Wadati method (Wadati, 1933). Then we determined the crust velocity model using local earthquake arrival times by 1D inversion (Kissling, 1988). Totally 121 events recorded with minimum 8 phases, maximum azimuthal gap of 180°, RMS less than 0.3 s and both horizontal and vertical uncertainties less than 2.0 km were used for computing velocity structure. We processed the inversion in two steps, after testing a few thousand multilayer models, in order to see the convergence of the inversion to a unique velocity model, first 50 random models were tested. These models were stacked with 15 layers of 2.0 km thickness from the surface to 30 km depth, with maximum  $0.5 \text{ km s}^{-1}$  velocity change for each layer and with the uniform starting velocity of  $6.0 \text{ km s}^{-1}$ . Those thin layers allowed us to determine the approximate depth and velocity of the real layers. We suggested a three-layer model with two velocity contrasts located at 4 and 12 km depth over a half space. After merging these layers with a similar velocity then the

starting model was repeated with the mentioned layers and the same velocity of the first step. The final selected velocity model is 5.4 and 6.0 km/s for the mentioned layers over a half space with a velocity of 6.3 km/s. Because the majority of the well located events were located shallower than 20 km, we could not determine any layer beneath this depth using inversion. We selected 834 events with a minimum of 6 phases, a RMS less than 0.5 s and a horizontal and vertical uncertainty less than 5.0 km from a total of 1443 events that were recorded by the IGUT network during this period. Regarding the distribution pattern of these earthquakes, the seismic activity is located near Astaneh, Firuzkuh, Mosha, Garmsar, Khazar, North Alborz and North Semnan faults. Also the temporary networks totally recorded 1972 earthquakes during this period. The statistics of the local network earthquakes show that the location error and RMS of about 60% of them are less than 3 km and 0.3 s respectively, but only about 40% of them are inside the networks (with an azimuthal gap less than  $180^\circ$ ). We selected 339 earthquakes which were recorded with minimum 6 phases, a RMS value less than 0.3 s and both horizontal and vertical uncertainties less than 3.0 km. For this selection the average of location uncertainties are 1.25 km, depth of seismicity is 8.5 km, the number of the phases read for locating is 12 and RMS of time residuals is 1.4 s. Distribution of these earthquakes shows that the horizontal dimension of the two located clusters with the new model is almost the same as the length of the fault, about 100 km, has good correspondence with the fault and shows the activity of Astaneh two segments. The depth histogram of the earthquakes shows that the majority of the events have been located between 4 and 14 km. To constrain the geometry of the Astaneh fault, we plotted two cross-sections both perpendicular (in section points) to the Alborz range tectonic structures and Astaneh fault. All of the seismicity dips concluded from the depth distribution have high angle and southeast dipping but have more vertically beneath the southwest segment of the Astaneh fault than the east segment. Because of having no earthquake deeper than 23 km, the seismo-genic zone in the area was not greater than 23 km deep. We were also able to estimate the sedimentary cover thickness about 4 km.

**Key words:** Astaneh Fault, Micro-earthquake, crustal velocity model, Local Networks, East Alborz

## ۱ مقدمه

رانده می‌شود (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). راستای رشته کوه البرز از  $N110^\circ E$  در ناحیه غربی به  $N80^\circ E$  در ناحیه شرقی تغییر می‌کند. کوتاه‌شدگی کلی البرز در قسمت میانی از زمان پلیوسن نزدیک به ۳۰ کیلومتر است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). رشته کوه البرز از نهشته‌های پهن پالئوژنیک، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و سنگ‌های نفوذی تشکیل شده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴، بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). رودخانه‌ها و پادگان‌های آبرفتی دریایی از مهم‌ترین نشانه‌های فراخاست این رشته کوه هستند (بربریان، ۱۹۸۳). تاتار و همکاران (۲۰۰۷) اشاره به راندگی البرز روی پوسته قدیمی دریای خزر می‌کنند.

رشته کوه البرز یک گستره چین خورده و گسل خورده و یکی از ناحیه‌های کوتاه‌شدگی پوسته در ایران است. این گستره به دنبال برخورد صفحات عربی و اوراسیا در تریاس پسین شکل گرفته است (سنگور، ۱۹۹۰). سرعت کنونی این برخورد ۲۱ میلی‌متر در سال است (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). ایالت لرزه‌زمین‌ساختی البرز از شمال به گسله خزر، از جنوب به گسله‌های مشا، طالقان، شمال قزوین، شمال تهران، فیروزکوه، آستانه و جاجرم، از غرب به کوه‌های طالش و از شرق به کوه‌های کپه داغ منتهی می‌شود. البرز در راستای شمالی - جنوبی کوتاه‌شدگی دارد، چون از جنوب با بلوک ایران مرکزی به سمت شمال

بیشترین بلندای رشته کوه، قله آتشفشانی دماوند با جنس تراکی - آندزیت، ۵۶۷۱ متر است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲) که افزایش ژرفای ناپیوستگی موهو را در زیر خود در پی دارد (صدودی و همکاران، ۲۰۰۴). سازوکار (هاروارد) بیشتر زمین لرزه های البرز راستالغز چپ گرد همسو با راستای گسله های رشته کوه است. گسله های البرز در ناحیه شرقی دارای رخنمون های بسیار نمایان تری نسبت به ناحیه غربی هستند. البرز شرقی یکی از ناحیه های جنب است که نقش مهمی را در ارتباط با همسایگان خود، مثل پوسته قدیمی دریای خزر، بازی می کند. حرکت راستالغزی چپ گرد البرز شرقی با حرکت شمال - شمال غربی پوسته قدیمی دریای خزر (هالینگورت و همکاران، ۲۰۰۸) و یا با گردش ساعت گرد آن (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶) همخوانی دارد.

## ۲ زمین ساخت ناحیه البرز شرقی

حرکت البرز شرقی به دو حرکت رانندگی گسله خزر و حرکت راستالغز چپ گرد سامانه گسلی شاهرود با راستای شمال شرقی - جنوب غربی افراز می شود. گسله های سامانه گسلی شاهرود و سازوکار حرکتی همگی آنها در سطح شناخته شده اند ولی هندسه آنها در ژرفا شناخته شده نیست. این ناحیه پیش تر مورد بررسی های لرزه خیزی قرار نگرفته است (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). گسله های نام برده هم راستا با راستای البرز هستند و در همگرایی عمود بر رشته کوه، مشارکت می کنند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

پراکندگی زمین لرزه های شبکه موسسه ژئوفیزیک (مقاله حاضر)، بررسی های زمین ریخت شناسی جکسون و همکاران (۲۰۰۲) و کارهای دیرینه لرزه شناسی ریتز و همکاران (۲۰۰۶) نشان می دهد که گسله های سامانه گسلی شاهرود جنب هستند و حرکت راستالغز چپ گرد دارند. در ناحیه مورد بررسی، به جز گسله های آستانه، فیروز کوه،

گرمسار، خزر و شمال البرز، گسله دیگری نیز که از شمال سمنان می گذرد و مرز میان کوه و دشت است، وجود دارد که در اینجا گسله شمال سمنان نامیده می شود. به گزارش کارکنان فرمانداری ها نزدیک به ۲ میلیون نفر در شهرهای سمنان، دامغان، شهمیرزاد و شهرهای پیرامون گسله آستانه زندگی می کنند که گسله با توجه به درازا و جنبایی می تواند برای این شهرها خطر آفرین باشد. نزدیک ترین ایستگاه موقعیت یاب جهانی (GPS)، در طول سال های ۲۰۰۲ - ۲۰۰۰ در شمال غربی گسله فیروز کوه قرار داشته است. داده های این ایستگاه ۸/۸ میلی متر در سال حرکت پوسته را در راستای شمال ۱۵ درجه شمال غربی نسبت به اوراسیا نشان می دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) که با حرکت چپ گرد سامانه گسلی شاهرود همخوانی دارد. پردازش زمان سیر پرتو خردلرزه ها در جنوب البرز (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵) و پس لرزه های زمین لرزه ۲۰۰۶ بلده (تاتار و همکاران، ۲۰۰۷) در شمال البرز میانی نشان می دهد که ژرفای ناپیوستگی موهو ۳۵ - ۳۴ کیلومتر و سرعت پرتوهای P در گوشته بالایی ۸/۱ - ۸/۰ کیلومتر بر ثانیه است. تاتار و همکاران (۲۰۰۷) بر تخت بودن ناپیوستگی موهو و نبود ریشه در زیر البرز اشاره دارند، ولی صدودی و همکاران (۲۰۰۴) براساس نتایج تابع انتقال گیرنده ایستگاه های شبکه موسسه ژئوفیزیک تا طول جغرافیایی ۵۲/۵ درجه، میانگین ژرفای ناپیوستگی موهو را در زیر البرز میانی ۴۶ - ۴۴ کیلومتر، در زیر دماوند ۵۲ - ۵۰ کیلومتر و در زیر ایستگاه فیروز کوه، که نزدیک ترین نقطه به ناحیه مورد بررسی است، ۵۰ - ۴۸ کیلومتر به دست آورده اند.

ناحیه مورد بررسی در البرز شرقی برای پی بردن به موارد زیر گزینش شده است. اول، اندازه شیب و راستای گسله آستانه در ژرفا و میزان همخوانی آنها با شیب و راستای اندازه گیری شده در ترانشه های دیرینه لرزه شناسی

کاشمر (۳۳/۶ میلی‌متر در سال) و کرد (۳۱/۶ میلی‌متر در سال)، حرکت ناحیه آستانه ۷ میلی‌متر در سال برآورد می‌شود. با توجه به نقشه زمین‌شناسی گسله به صورت معکوس روی هسته یک تاقدیس اثر کرده و سازندهای آهکی و ماسه‌سنگی مزوزوئیک را تکرار کرده است (نقشه‌های ۲۵۰،۰۰۰: ۱ زمین‌شناسی سمنان، ۱۹۸۸ و ساری، ۱۹۸۱).

گسله فیروزکوه، دیگر گسله سامانه گسلی شاهرود، با راستای شمال شرقی - جنوب غربی دارای درازای نزدیک به ۵۰ کیلومتر است که در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی دیده می‌شود. خط اثر بسیار صاف این گسله حکایت از راستالغز بودن آن دارد (نظری، ۲۰۰۵). گسله‌های معکوس چاشم و بشم با شیب‌های مخالف که قطعه غربی آستانه‌اند و قطعه شرقی آن‌را را به فیروزکوه وصل می‌کنند، ناحیه مورد بررسی شبکه ۲۰۰۸ است، روی امتداد هسته تاقدیس یاد شده اثر کرده و تشکیل یک پایین افتادگی (Graben) داده‌اند (نقشه‌های ۲۵۰،۰۰۰: ۱ زمین‌شناسی سمنان، ۱۹۸۸ و ساری، ۱۹۸۱).

#### ۴ لرزه‌خیزی تاریخی و قرن جاری

البرز شرقی محل رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی مهمی است (شکل ۱). زمین‌لرزه‌های تاریخی سال ۸۵۶ کومس دامغان با بزرگی ۷/۹ و سال ۱۳۰۱ با بزرگی ۶/۷، زمین‌لرزه‌های دستگاهی ۱۸۹۰ و ۱۹۳۵ به ترتیب با بزرگی‌های ۷/۲ و ۵/۸ در نزدیکی ناحیه مورد بررسی رخ داده‌اند که می‌توان آن‌ها را به سامانه گسلی شاهرود وابسته دانست. در زمین‌لرزه کومس، که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه درون‌قاره ای ایران است، نزدیک به ۲۰۰،۰۰۰ نفر از شهر دامغان و پیرامون کشته شدند (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). جدول ۱ ویژگی‌های زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی البرز میانی و شرقی را نشان می‌دهد.

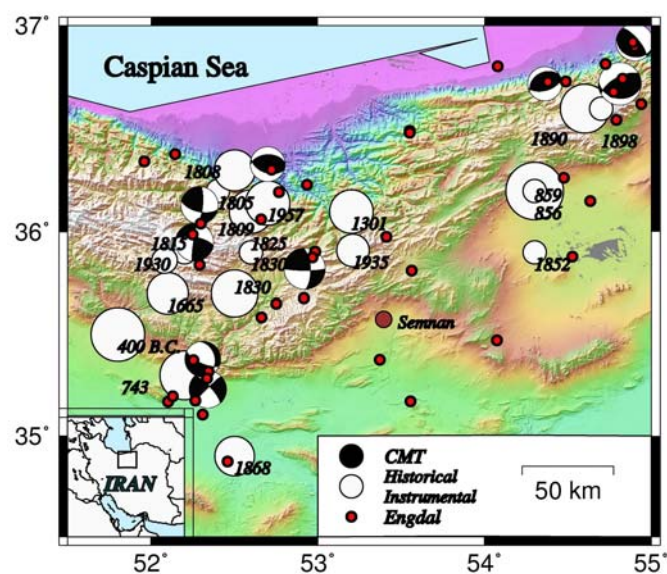
روی زمین (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶)، دوم، بررسی جنوبی قطعه‌های غربی و قطعه شرقی گسله و اینکه کدام یک از قطعه‌های غربی جنباتر هستند و انرژی لرزه‌ای با کدام یک از آن قطعه‌ها از آستانه به فیروزکوه منتقل می‌شود، زیرا براساس نقشه ۲۵۰،۰۰۰: ۱ زمین‌شناسی سمنان در طول جغرافیایی ۵۳/۵ درجه قطعه غربی خود به دو قطعه (گسله‌های معکوس چاشم و بشم) افراز می‌شود.

#### ۳ گسله‌های جنوب در ناحیه مورد بررسی

گسله آستانه، که مهم‌ترین گسله ناحیه است، با درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر (نقشه‌های ۲۵۰،۰۰۰: ۱ زمین‌شناسی سمنان، ۱۹۸۸ و ساری، ۱۹۸۱) گسله اصلی مورد بررسی شبکه‌های محلی است. ابتدا شیب آن رو به جنوب و سازوکار آن معکوس پیشنهاد شده بود (بربریان و همکاران، ۱۳۷۵) ولی اکنون گسلی راستالغز چپ‌گرد شناخته می‌شود (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲). از نشانه‌های آشکار زمین‌ریخت‌شناسی جنوب بودن آن، وجود ۴۵ متر جابه‌جایی چپ‌گرد نهشته‌های رودخانه‌ای در نزدیکی طول جغرافیایی ۵۴ درجه است، شروع جابه‌جایی رویداد رخداده در  $2 \pm 12$  هزار سال پیش بوده که محل آن در شرق گسله برآورد شده است (هالینگورت و همکاران، ۲۰۰۸). این گسله که از مهم‌ترین گسله‌های سامانه گسلی شاهرود است که، دارای یک حوزه کششی (Pull-Apart Basin) در نزدیکی طول جغرافیایی ۵۳/۶ درجه با اندازه‌ای نزدیک به ۳۰ - ۴۰ کیلومتر است. این مقدار با جابه‌جایی چپ‌گرد کلی این گسله که از بازسازی سازند ماسه‌سنگی لالون با سن کامبرین، با آهنگ حرکتی ۵ - ۳ میلی‌متر در سال به دست آمده است، همخوانی دارد (هالینگورت و همکاران، ۲۰۰۸).

با استفاده از برون‌یابی خطی میان نتایج حرکت سنجیده شده با سامانه موقعیت یاب (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) در ایستگاه‌های سمنان (۹/۸۳ میلی‌متر در سال)،





شکل ۱. نمایی از گستره مورد بررسی و پیرامون (البرز شرقی) که زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش‌دستگاهی را (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲) نشان می‌دهد. رو مرکز برآورد شده زمین‌لرزه تاریخی سال ۸۵۶ کومس دامغان را می‌توان به سامانه گسلی شاهرود نسبت داد. نزدیک به ۲۰۰,۰۰۰ نفر از شهر دامغان و پیرامون در زمین‌لرزه کومس کشته شده‌اند (آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). سازوکار زمین‌لرزه‌ها از هاروارد (۲۰۰۲) گرفته شده است.

جدول ۱. زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در البرز شرقی (\* اشاره به زمین‌لرزه‌های دستگاهی دارد).

| بزرگی    | عرض (درجه) | طول (درجه) | تاریخ (میلادی)   |
|----------|------------|------------|------------------|
| ۷/۶      | ۳۵/۵       | ۵۱/۸       | ۴۰۰ قبل از میلاد |
| ۷/۲      | ۳۵/۳       | ۵۲/۲       | ۷۴۳              |
| ۷/۹      | ۳۶/۲       | ۵۴/۳       | ۸۵۶-۱۲-۲۲        |
| نا معلوم | ۳۶/۲       | ۵۴/۳       | ۸۵۹              |
| ۶/۷      | ۳۶/۱       | ۵۳/۲       | ۱۳۰۱             |
| ۶/۵      | ۳۵/۷       | ۵۲/۱       | ۱۶۶۵             |
| نا معلوم | ۳۶/۲       | ۵۲/۴       | ۱۸۰۵             |
| نا معلوم | ۳۶/۲       | ۵۲/۴       | ۱۸۰۸             |
| ۶/۵      | ۳۶/۳       | ۵۲/۵       | ۱۸۰۹             |
| نا معلوم | ۳۵/۹       | ۵۲/۲       | ۱۸۱۵             |
| ۶/۷      | ۳۶/۱       | ۵۲/۶       | ۱۸۲۵             |
| ۷/۱      | ۳۵/۷       | ۵۲/۵       | ۱۸۳۰-۰۳-۲۷       |
| نا معلوم | ۳۵/۹       | ۵۲/۶       | ۱۸۳۰-۰۴-۰۶       |
| نا معلوم | ۳۵/۹       | ۵۴/۳       | ۱۸۵۲-۰۳-۲۵       |
| ۶/۴      | ۳۴/۹       | ۵۲/۵       | ۱۸۶۸-۰۷-۰۱       |
| ۷/۲      | ۳۶/۶       | ۵۴/۶       | ۱۸۹۰-۰۶-۱۱       |
| نا معلوم | ۳۶/۶       | ۵۴/۷       | ۱۸۹۸-۰۱-۱۵       |
| ۶/۳      | ۳۴/۷۲      | ۵۳/۶۴      | *۱۹۲۷-۰۶-۲۲      |
| ۵/۲      | ۳۵/۸۶      | ۵۲/۰۸      | *۱۹۳۰-۰۹-۰۲      |
| ۵/۸      | ۳۵/۹۱      | ۵۳/۲۱      | *۱۹۳۳-۰۳-۰۵      |
| ۶/۸      | ۱۵۹۳۶      | ۵۳/۶۱      | *۱۹۳۵-۰۴-۱۱      |
| ۶/۸      | ۳۶/۱۴      | ۵۲/۷۰      | *۱۹۵۷-۰۶-۰۲      |

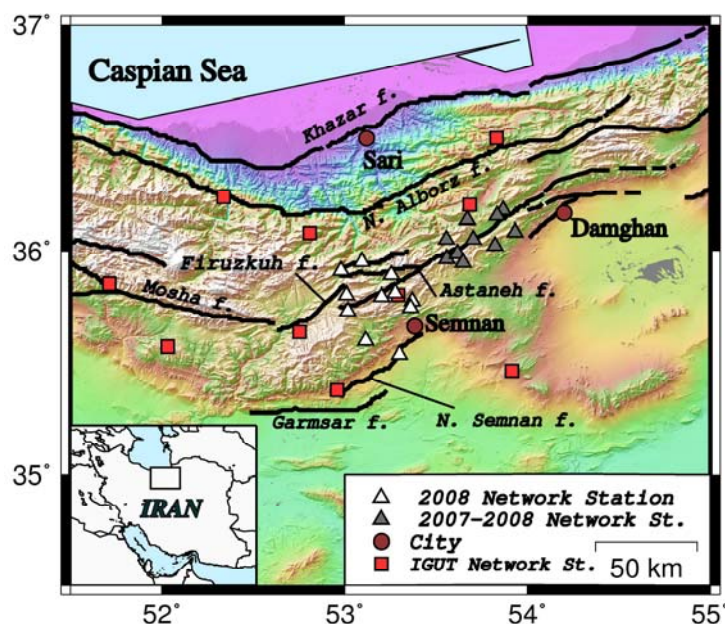


فیروزکوه، زمین لرزه دیگری با سازوکار معلوم در ناحیه مورد بررسی وجود ندارد.

##### ۵ برداشت و پردازش داده‌های شبکه‌ها

در این بررسی از ۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری موقت در قالب دو شبکه محلی که میان ۱۰ ایستگاه لرزه‌نگاری ثابت موسسه ژئوفیزیک نصب شده بودند استفاده کردیم (شکل ۲). دستگاه‌های شبکه‌های محلی از نوع گورالپ (Guralp) سه مولفه‌ای با دوره ۶۰ ثانیه (CMG-3ESP) بود در صورتی که دستگاه‌های ژئوفیزیک از نوع سه مولفه‌ای کوتاه‌دوره (SS1 Short period) هستند. جدول ۲ مختصات ایستگاه‌های شبکه‌های موقت و ایستگاه‌های مورد استفاده شبکه ژئوفیزیک را نشان می‌دهد. با توجه به شکل ۲ شبکه ۲۰۰۸ دارای ۱۱ نشانه ایستگاه است که این به دلیل جابه‌جایی دستگاه لرزه‌نگاری در ماه سپتامبر ۲۰۰۸ از شهرمیرزاد (SHM) به مومن‌آباد (MON) بوده است. برای دقیق‌تر شدن زمان رسید فازها، تاخیر ناشی از انتقال داده در فاصله‌های زیاد میان ایستگاه‌های ژئوفیزیک تا مرکز داده‌ها تصحیح شده است.

در این مقاله ساختار سرعتی پوسته و پراکندگی خردلرزه‌ها برای بررسی جنبایی گسله‌ها بررسی خواهد شد. پراکندگی زمین لرزه‌های ثبت شده با شبکه موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT)، به دلیل فاصله زیاد میان ایستگاهی، همخوانی خوبی با هندسه گسله‌ها ندارد. روش Master event به مکان‌یابی دقیق زمین لرزه‌های دورلرزه کمک می‌کند (انگدال و همکاران، ۱۹۹۸). ولی تعداد کمی از زمین لرزه که با روش بالا دوباره مکان‌یابی شده‌اند، در ناحیه مورد بررسی قرار دارند، زیرا این روش نیاز به زمین لرزه‌هایی با بزرگی بیشتر از ۶/۵ دارد (جکسون و مکنزی، ۱۹۸۴). بنابر این تنها داده‌های قابل اطمینان باقی‌مانده، زمین لرزه‌هایی دارای حل تانسور گشتاور (Centroid Moment Tensor) (هاروارد، ۲۰۰۲) و مدل‌سازی پرتوهای پیکری (Body waveform modeling) (پریستلی و همکاران، ۱۹۹۴) و به ترتیب نیازمند زمین لرزه‌هایی با بزرگی بیشتر از ۵/۰ و ۵/۵ هستند. همان‌گونه که در شکل ۱ دیده می‌شود، به‌جز زمین لرزه ۲۰-۰۱-۱۹۹۰ با سازوکار راستالغز چپ‌گرد (هاروارد، ۲۰۰۲) و وابسته به گسله



شکل ۲. ایستگاه‌های لرزه‌نگاری شبکه‌های محلی و موسسه ژئوفیزیک، موقعیت گسله‌ها و شهرها در گستره مورد بررسی.

جدول ۲. مختصات ایستگاه‌های شبکه‌های محلی و موسسه ژئوفیزیک.

| شبکه      | بلندا (متر) | عرض (درجه) | طول (درجه) | نشانه ایستگاه |
|-----------|-------------|------------|------------|---------------|
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۸۸۳        | ۳۶/۰۵۳     | ۵۳/۷۰۲     | FLD           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۷۵۲        | ۳۶/۱۸۴     | ۵۳/۸۶۷     | SKH           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۲۱۰۶        | ۳۵/۹۶۷     | ۵۳/۵۵۹     | GRM           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۲۱۳۴        | ۳۵/۹۹۰     | ۵۳/۶۱۶     | GSH           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۸۹۲        | ۳۶/۱۵۹     | ۵۳/۸۳۳     | AGR           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۲۰۳۷        | ۳۶/۱۴۰     | ۵۳/۶۷۰     | MIR           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۵۱۲        | ۳۶/۰۵۳     | ۵۳/۵۵۵     | RUD           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۶۳۱        | ۳۶/۰۸۵     | ۵۳/۹۳۲     | GIV           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۱۷۶۷        | ۳۶/۰۲۵     | ۵۳/۸۲۳     | DSH           |
| ۲۰۰۸-۲۰۰۷ | ۲۱۶۴        | ۳۵/۹۵۰     | ۵۳/۶۴۶     | SDV           |
| ۲۰۰۸      | ۱۹۳۱        | ۳۵/۷۸۰     | ۵۳/۳۶۹     | SHM           |
| ۲۰۰۸      | ۱۸۲۰        | ۳۵/۷۴۸     | ۵۳/۳۶۱     | MAD           |
| ۲۰۰۸      | ۲۱۲۱        | ۳۵/۸۹۵     | ۵۳/۲۵۶     | CHM           |
| ۲۰۰۸      | ۱۶۹۳        | ۳۵/۶۰۲     | ۵۳/۱۱۶     | AFT           |
| ۲۰۰۸      | ۲۳۴۵        | ۳۵/۸۰۶     | ۵۳/۰۱۱     | ARU           |
| ۲۰۰۸      | ۱۸۴۷        | ۳۵/۹۵۴     | ۵۳/۰۹۵     | MLD           |
| ۲۰۰۸      | ۲۳۰۸        | ۳۵/۸۱۵     | ۵۳/۲۷۵     | BSM           |
| ۲۰۰۸      | ۱۶۰۸        | ۳۵/۹۱۴     | ۵۲/۹۷۹     | VRK           |
| ۲۰۰۸      | ۱۱۵۳        | ۳۵/۵۴۲     | ۵۳/۲۹۹     | MON           |
| ۲۰۰۸      | ۲۳۰۸        | ۳۵/۸۱۵     | ۵۳/۲۷۵     | BSM           |
| ۲۰۰۸      | ۲۳۵۱        | ۳۵/۷۹۹     | ۵۳/۲۰۲     | TCH           |
| ژئوفیزیک  | ۲۳۸۰        | ۳۵/۶۴۲     | ۵۲/۷۵۴     | FIR           |
| ژئوفیزیک  | ۲۵۴۶        | ۳۵/۵۷۷     | ۵۲/۰۳۲     | DMV           |
| ژئوفیزیک  | ۲۷۵۰        | ۳۵/۸۵۶     | ۵۱/۷۱۳     | AFJ           |
| ژئوفیزیک  | ۲۵۰۰        | ۳۵/۸۰۷     | ۵۳/۲۹۲     | SHM           |
| ژئوفیزیک  | ۲۱۹۵        | ۳۵/۳۸۲     | ۵۲/۹۵۹     | LAS           |
| ژئوفیزیک  | ۲۱۳۵        | ۳۵/۴۶۷     | ۵۳/۹۱۴     | ANJ           |
| ژئوفیزیک  | ۲۶۰۰        | ۳۶/۰۸۳     | ۵۲/۸۱۰     | ALA           |
| ژئوفیزیک  | ۱۳۳۳        | ۳۶/۲۴۲     | ۵۲/۳۳۸     | PRN           |
| ژئوفیزیک  | ۲۱۶۷        | ۳۶/۲۰۷     | ۵۳/۶۸۴     | KIA           |
| ژئوفیزیک  | ۱۹۶۳        | ۳۶/۵۰۲     | ۵۳/۸۳۰     | GLO           |

براساس زمان رسید پرتوهای P و S است، به کار رفته است. با استفاده از داده‌های شبکه‌های محلی  $V_p/V_s$  با ضریب همبستگی  $0.98$  مقدار  $1/71$  به دست آمد.

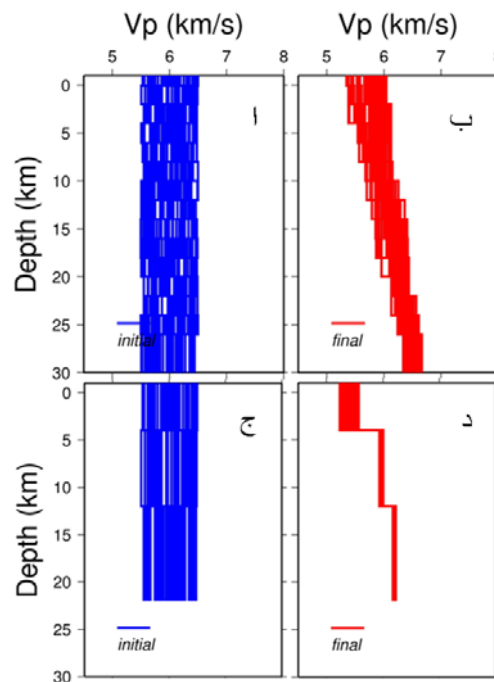
در اینجا الگوی سرعتی پوسته با استفاده از برنامه برگردان یک بُعدی (کیسلسنگ، ۱۹۹۸) زمان‌های رسید پرتوهای برداشت شده با شبکه‌های لرزه‌نگاری به دست آمده است. برای دستیابی به همگرایی مناسب، ۱۲۱ زمین‌لرزه که با بیشتر از ۶ فاز مکان‌یابی شده، نبود آزمونی آنها کمتر از  $180^\circ$  درجه بوده، دارای باقی‌مانده زمانی (RMS) کمتر از  $0.3$  ثانیه و عدم قطعیت مکانی (افقی و قائم) آنها کمتر از ۲ کیلومتر هستند، به کار رفته است. به دلیل اینکه همواره تبادلی (Trade-off) بین الگوی آغازی و نتیجه وجود دارد، باید الگوهای تصادفی زیادی در برگردان آغازی به کار رود. برگردان در دو مرحله صورت گرفته است، برای دستیابی به یک الگوی سرعتی همگرا، بعد از آزمودن چند هزار الگوی چندلایه‌ای متفاوت، ابتدا ۵۰ الگو که حاصل جمع ۱۵ لایه به پهنای ۲ کیلومتر از روی زمین تا ژرفای ۳۰ کیلومتری‌اند و سرعت ۶ کیلومتر بر ثانیه با تغییرات تصادفی بیشینه  $0.5$  کیلومتر بر ثانیه‌اند، امتحان شد (شکل ۳ الف). این لایه‌های نازک، توانایی گزینش پهنای لایه‌های واقعی را به ما می‌دهد. دو مرز لایه در ژرفاهای ۴ و ۱۲ کیلومتری برای دو لایه روی یک نیم‌فضا پیشنهاد کردیم، شکل ۳ ب و ج. سپس برگردان دوم با این لایه‌ها و همان سرعت پیشین تکرار شد. مطابق شکل ۳ د، همگرایی خوبی در الگوی نهایی دیده می‌شود. الگوی نهایی سرعتی در جدول ۳ آمده است.

به دلیل اینکه زمین‌لرزه‌ای در ژرفای بیشتر از ۲۳ کیلومتر مکان‌یابی نشده است، نمی‌توان با روش برگردان، لایه‌ای پایین‌تر از این ژرفا پیشنهاد کرد.

مدت برداشت داده با شبکه‌های محلی ۲۰۰۸ - ۲۰۰۷ و ۲۰۰۸ در مجموع ۹ ماه بوده است. دستگاه‌های لرزه‌نگاری هر هفته باید برای کنترل منبع تغذیه برق و همخوانی زمان داخلی دستگاه با GPS که همواره با ماهواره تنظیم می‌شود، بازدید شوند. پرتوهای خردلرزه‌ها به صورت دستی با نرم‌افزار SCREAM (گورالپ) جدا شده و با نرم‌افزار SEISAN (هاوزکوف و اوتمولر، ۲۰۰۵) و برنامه‌های ۷۱ (لی و لاهار، ۱۹۷۲) پردازش شده و نتایج آنها با نرم‌افزار GMT (وسل و اسمیت، ۲۰۰۱) نمایش داده شده‌اند. فازهای Pg و Sg زمین‌لرزه‌های محلی با فاصله رومرکزی کمتر از ۱۵۰ کیلومتر خوانده شده‌اند. از میانگین دامنه‌های پرتوهای پیکری برای یافتن بزرگی وود - اندرسون، که پاسخ دستگاهی را برداشت می‌کند و پرتوها را همانند پرتوهای برداشت شده با دستگاه‌های جابه‌جایی نگار وود - اندرسون در نظر می‌گیرد، استفاده شده است.

برگردان زمان سیر پرتوهای زمین‌لرزه‌هایی که با شبکه‌های محلی برداشت شده‌اند فقط برای ژرفاهایی میسر است که در آنجا زمین‌لرزه روی داده باشد. برای اینکه مطمئن شویم الگوی نهایی وابسته به ژرفای لایه و الگوی آغازی نیست، برگردان اول با یک الگوی چندلایه با پهنای کم و سرعت یکنواخت برای هر لایه که به گونه‌ای تصادفی در بازه‌ای کوچک گزینش شده‌اند، آغاز می‌شود. سپس برگردان دوم با الگوی با لایه‌های گزینش شده مانند مرحله قبل صورت می‌گیرد.

چون الگوی سرعتی ناحیه مورد بررسی از پیش معلوم نیست، برای مکان‌یابی ابتدایی، از الگوی سرعتی برآورد شده نزدیک‌ترین ناحیه (جنوب البرز) استفاده کردیم (اشتری و همکاران، ۲۰۰۵). ابتدا باید نسبت VP به VS برآورد شود. در اینجا روش واداتی (واداتی، ۱۹۹۳)، که



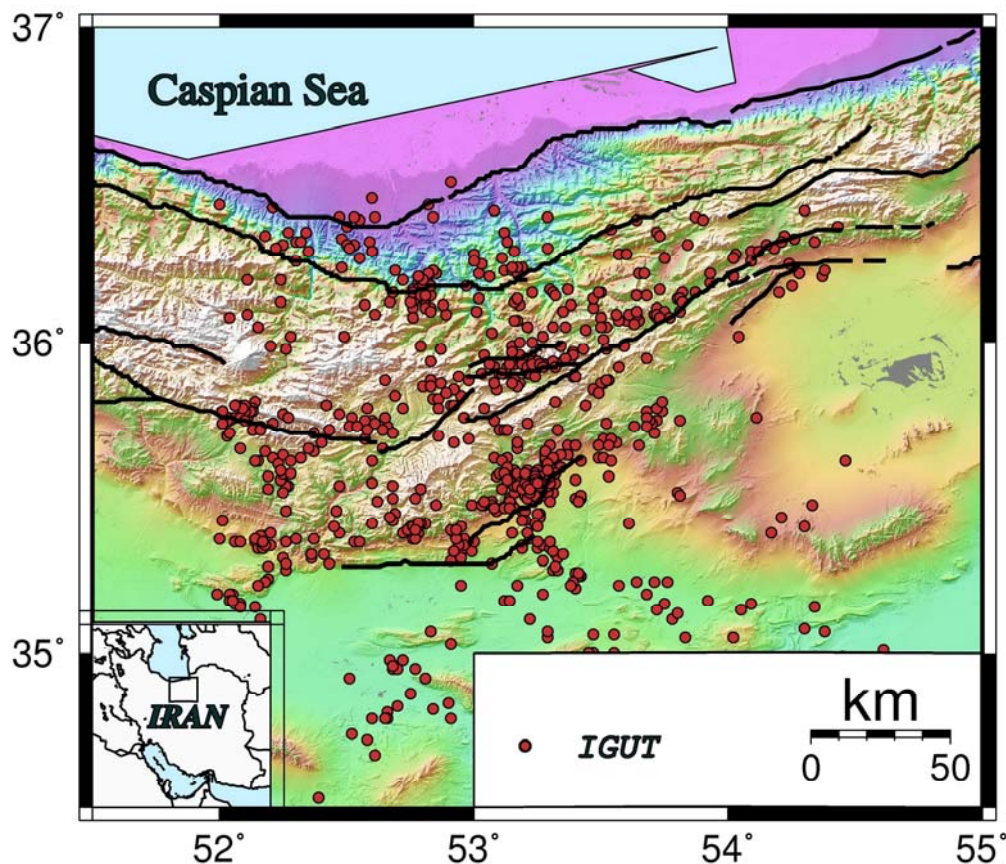
شکل ۳. الگوی سرعتی پوسته، به دست آمده از برگردان زمان سیر پرتوهای زمین لرزه هایی که با شبکه های لرزه نگاری برداشت شده اند. الف) الگوی تصادفی آغازی (ب) الگویی که ما را در گزینش لایه ها راهنمایی می کند (ج) تکرار الگوی آغازی با لایه های گزینش شده (د) الگوی نهایی.

جدول ۳. الگوی سرعتی نهایی به دست آمده با برگردان یک بُعدی.

| سرعت (کیلومتر بر ثانیه) | ژرفا (کیلومتر) |
|-------------------------|----------------|
| ۵/۴                     | ۰              |
| ۶/۰                     | ۴              |
| ۶/۳                     | ۱۲             |
| ۸/۰                     | ۳۵             |

گستره البرز شرقی، گزینشی در مورد نبود آزمونوتی صورت نگرفت. با توجه به چگونگی پراکندگی زمین لرزه ها، می توان گفت که لرزه خیزی در ناحیه، روی گسله های خزر، شمال البرز، گرمسار، شمال سمنان، مشا و به ویژه آستانه، پراکنده شده است. همان گونه که پیش تر اشاره شد، به دلیل فاصله های زیاد بین ایستگاهی شبکه ژئوفیزیک و خطای زیاد مکانی و زمانی این زمین لرزه ها، نمی توان تفسیر بیشتری روی آنها عملی ساخت.

زمین لرزه های ژانویه ۲۰۰۶ تا فوریه ۲۰۰۹ شبکه موسسه ژئوفیزیک، به جز بازه زمانی مشترک با شبکه های محلی، دوباره با الگوی سرعتی و نسبت VP به VS برآورد و با برنامه های ۷۱ مکان یابی شدند. از میان ۱۴۴۳ زمین لرزه برداشت شده با شبکه ژئوفیزیک، ۸۳۴ زمین لرزه با بیشتر از ۶ فاز مکان یابی، دارای بیشترین باقی مانده زمانی ۰/۵ ثانیه و عدم قطعیت مکانی (افقی و قائم) کمتر از ۵ کیلومتر، گزینش شده و در شکل ۴ نمایش داده شده اند. به منظور به دست آمدن نمایی کلی از لرزه خیزی



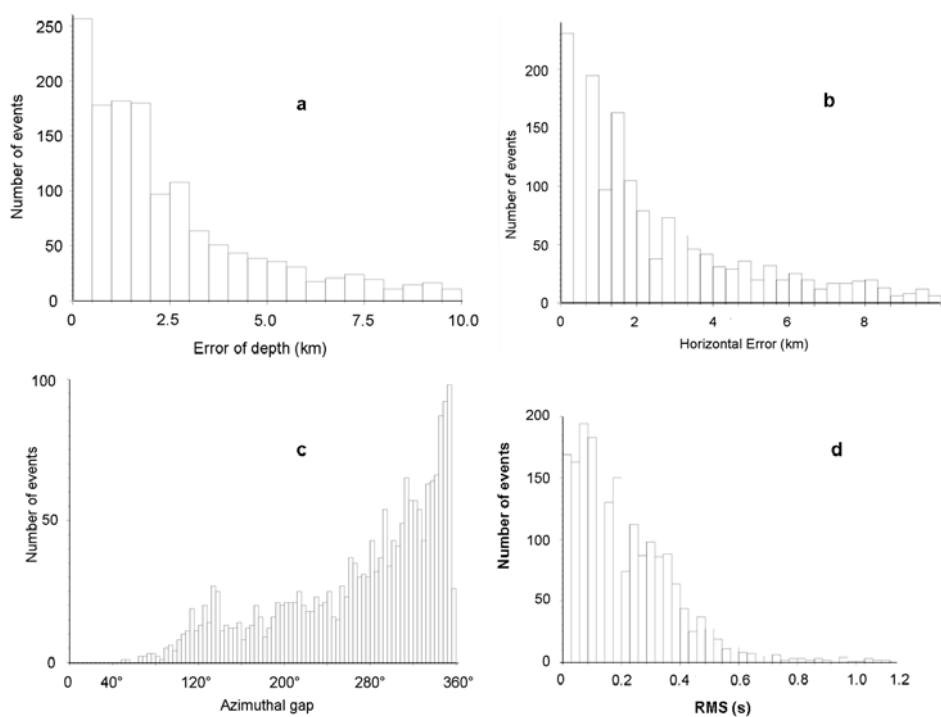
شکل ۴. پراکندگی ۸۳۴ زمین‌لرزه‌گزینش شده شبکه موسسه ژئوفیزیک که با بیشتر از ۶ فاز مکان‌یابی شده، دارای بیشترین باقی‌مانده زمانی ۰/۵ ثانیه و عدم قطعیت مکانی (افقی و قائم) کمتر از ۵ کیلومتر که با برنامه‌های پی‌وی (لی و لاهار، ۱۹۷۲) مکان‌یابی شده‌اند.

#### ۶ پراکندگی زمین‌لرزه‌های شبکه‌های محلی

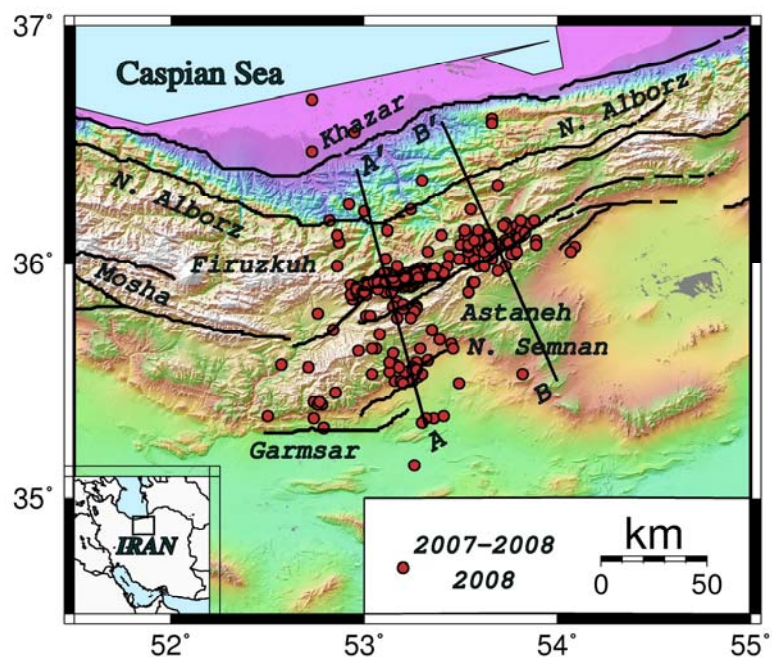
شبکه‌های محلی در مجموع ۱۹۷۲ خردلرزه در طول ۹ ماه از اکتبر ۲۰۰۷ تا نوامبر ۲۰۰۸ به صورت ناپیوسته برداشت کرده‌اند. بازه زمانی شبکه‌ها را برای دستیابی به تعداد زمین‌لرزه کافی به منظور پردازش، افزایش دادیم. ویژگی‌های آماری زمین‌لرزه‌ها در شکل ۵ نشان داده شده است. در این نمودارها محور قائم تعداد زمین‌لرزه‌ها و محور افقی در این نمودارها خطای ژرفا، خطای افقی، نبود آزمون‌وتی و میانگین باقی‌مانده زمانی را نشان می‌دهد. از این نمودارها می‌توان به اینکه خطای چه تعدادی از زمین‌لرزه‌ها، کمتر از چه اندازه ویژه‌ای است، پی‌برد. عدم

قطعیت مکانی (ژرفا و رومرکز) و باقی‌مانده زمانی نزدیک به ۶۰٪ زمین‌لرزه‌ها کمتر از ۳ کیلومتر و ۰/۳ ثانیه بوده است اما فقط نزدیک به ۴۰٪ آنها درون شبکه قرار دارند. تعداد ۳۳۹ زمین‌لرزه که با بیشتر از ۶ فاز مکان‌یابی شده، دارای بیشترین باقی‌مانده زمانی ۰/۳ ثانیه، نبود آزمون‌وتی کمتر از ۲۷۰ درجه و عدم قطعیت مکانی (افقی و قائم) کمتر از ۳ کیلومتر، گزینش شده‌اند، به گونه‌ای که میانگین فازهای خوانده شده برای مکان‌یابی آنها ۱۲ عدد، عدم قطعیت مکانی ۱/۲۵ کیلومتر، باقی‌مانده زمانی ۱/۴ ثانیه و ژرفای آنها ۸/۵ کیلومتر است. پراکندگی این زمین‌لرزه‌ها در شکل ۶ نمایش داده شده است.





شکل ۵. ویژگی‌های آماری زمین‌لرزه‌های شبکه‌های محلی.



شکل ۶. پراکندگی ۳۳۹ زمین‌لرزه گزینش شده شبکه‌های محلی که با بیشتر از ۶ فاز مکان‌یابی شده، دارای بیشترین باقی‌مانده زمانی ۰/۳ ثانیه، نبود آزمون‌های کمتر از ۲۷۰ درجه و عدم قطعیت مکانی کمتر از ۳ کیلومتر هستند.

ناحیه نخواهند بود. پراکندگی زمانی زمین‌لرزه‌ها هیچ انفجاری را (که معمولاً در زمان‌های ویژه‌ای در طول روز

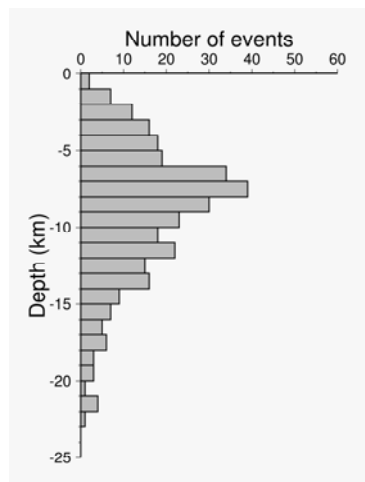
با توجه به بازه زمانی شبکه‌ها در مدت یادشده، زمین‌لرزه‌های برداشت شده بیانگر کل انرژی آزاد شده در

نهشته‌های رویی و شروع لایه بلورین در ناحیه مورد بررسی در نظر گرفته شده است. در این ژرفا افزایشی در تعداد زمین‌لرزه‌ها وجود دارد (شکل ۷).

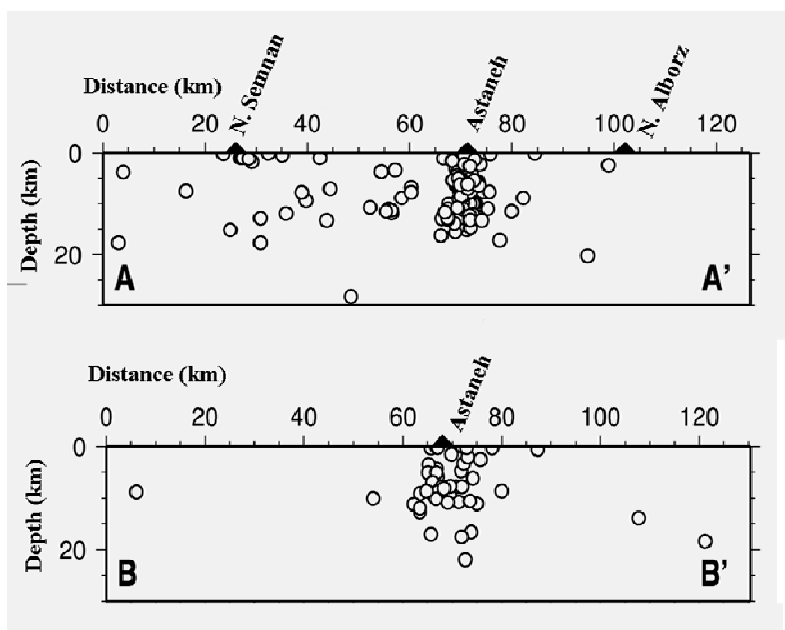
برای دستیابی بهتر به هندسه گسله آستانه، دو برش (شکل ۸) عمود بر پراکندگی سطحی آنها که همسو با خود گسله و راستای البرز در آن ناحیه است، نمایش داده شده که پهنای هر برش ۵۰ کیلومتر است. راستای برش‌ها (A-A', B-B') در شکل ۶ نشان داده شده است. به این دلیل که راستای پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در نزدیکی ۵۳/۴ درجه طول جغرافیایی اندکی تغییر می‌یابد، از دو برش به‌جای یک برش استفاده شده است. شیب لرزه‌خیزی در قطعه شمال شرقی نزدیک به ۸۰ درجه (برش B-B') رو به جنوب و کمتر از شیب لرزه‌خیزی در قطعه جنوب غربی (برش A-A') نزدیک به قائم است. چون ژرفای لرزه‌خیزی در ناحیه مورد بررسی بیشتر از ۲۳ کیلومتر نیست، پس می‌توان پهنای لایه لرزه‌زا را در ناحیه ۲۳ کیلومتر در نظر گرفت. پهنای پراکندگی زمین‌لرزه‌ها در قطعه شمال شرقی آستانه با اندازه حوزه کششی (هالینگورت و همکاران، ۲۰۰۸) در نزدیکی ۵۳/۸ درجه طول جغرافیایی، که نزدیک به ۴۰ - ۳۰ کیلومتر است، همخوانی دارد.

صورت می‌گیرد) نشان نداد. تعدادی از زمین‌لرزه‌های گزینش شده که به دلیل ژرفای کم، ممکن بود نتیجه انفجار در معادن پیرامون باشند، هنگام داده‌پردازی حذف شدند. همان‌گونه که در شکل ۶ دیده می‌شود، زمین‌لرزه‌های گزینش شده، به شکل دو دسته جداگانه در نزدیکی ۳۶ درجه عرض جغرافیایی، روی گسله آستانه پراکنده شده‌اند. لرزه‌خیزی نشان می‌دهد که جنبایی قطعه افراز شده بالایی (در نزدیکی ۵۳/۵ درجه طول جغرافیایی) بیشتر است. درازای پراکندگی دو دسته زمین‌لرزه با اندازه دو قطعه گسله آستانه همخوانی دارد و در مجموع به ۱۰۰ کیلومتر می‌رسد. با توجه به محدودیت تعداد ایستگاه‌های لرزه‌نگاری و وسعت شبکه‌ها، نمی‌توان گسله دیگری را به‌جز آستانه مورد بررسی دقیق قرار داد.

پراکندگی فشرده زمین‌لرزه‌های شکل ۶ ناشی از شیب زیاد پراکندگی خردلرزه‌ها است. پراکندگی ژرفی این زمین‌لرزه‌ها با نمودار ستونی بافت‌نما (Histogram) شکل ۷ نشان داده شده است. نمودار نشان می‌دهد ژرفای بیشتر زمین‌لرزه‌ها بین ۴ و ۱۴ کیلومتر است که با توجه به برش‌های اشری و همکاران (۲۰۰۵) از گستره جنوب البرز، نزدیک به مقدار مشابه در آن ناحیه است. این تجمع نشان می‌دهد که نزدیک به ۸۰٪ زمین‌لرزه‌ها در درون لایه بلورین رخ داده‌اند. ژرفای ۴ کیلومتری به‌منزله پهنای



شکل ۷. پراکندگی ژرفی ۳۳۹ زمین‌لرزه نمایش داده شده در شکل ۶.



شکل ۸. برش‌هایی از ناحیه مورد بررسی که راستای آنها در شکل ۶ نشان داده شده است. پهنای برش‌ها ۵۰ کیلومتر است.

## ۷ نتیجه‌گیری

پردازش ۹ ماه داده لرزه‌ای شبکه‌های محلی و نزدیک به دو سال داده شبکه موسسه ژئوفیزیک در گستره البرز شرقی، به شناخت بیشتر ما از پوسته زمین در آن گستره کمک کرد. پراکندگی زمین لرزه‌های شبکه‌های محلی و موسسه ژئوفیزیک جنبا بودن گسله‌های خزر، شمال البرز، گرمسار، شمال سمنان، مشا و به‌ویژه آستانه را نشان می‌دهد. الگوی سرعتی به‌دست آمده در ناحیه آستانه بر دو لایه روی یک نیم‌فضا، از سطح با سرعت ۵/۴ کیلومتر بر ثانیه تا ژرفای ۲۵ کیلومتری با سرعت ۶/۳ کیلومتر بر ثانیه دلالت دارد. این الگو از بابت ژرفای لایه آخر و سرعت لایه‌ها به الگوی اشتیری (۲۰۰۵) در جنوب البرز نزدیک است. این نشان‌دهنده یکنواختی راستایی در ساختار بخش میانی رشته‌کوه البرز است. همچنین می‌توان همخوانی بیشینه ژرفای لرزه‌خیزی را نیز میان دو منطقه (که از پراکندگی ژرفی زمین لرزه‌ها به‌دست می‌آید) به دلایل بالا افزود. در این بررسی با استفاده از زمین لرزه‌های بهینه مکان‌یابی شده، پهنای ۴ کیلومتری نهشته‌های رویی،

پهنای ۲۳ کیلومتری لایه لرزه‌زا، دو شیب تند رو به جنوب پراکندگی ژرفی خردلرزه‌ها منطبق با دو قطعه گسله آستانه به‌دست آمده است. ژرفای بیشتر زمین لرزه‌ها بین ۴ و ۱۴ کیلومتر است، این تجمع نشان می‌دهد که بخش عمده زمین لرزه‌ها در درون لایه بلورین رخ داده‌اند.

## سپاسگزاری

این بررسی با داده‌های سازمان زمین‌شناسی به انجام رسیده است، بدین‌وسیله به‌خاطر در اختیار گذاشتن دستگاه‌های لرزه‌نگاری و تهیه لوازم کار صحرایی، از این سازمان سپاسگزاری می‌شود. از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به دلیل در اختیار قراردادن داده‌های شبکه لرزه‌نگاری تشکر می‌شود. از آقای دکتر محمد تاتار به دلیل عرضه راهنمایی در چیدمان ایستگاه‌های شبکه و بخش‌های دیگر تقدیر می‌شود. از مردم محلی استان سمنان و ساری و همچنین کمک بخشداری‌های مربوط، به‌ویژه بخشداری فولادمحله که این کار بدون کمک آنها غیر ممکن بود، قدردانی می‌شود.

## منابع

- luminescence (OSL), *Earth Planet. Sci. Lett.*, **245**(3-4), 673-684, doi:10.1016/j.epsl.2006.03.027.
- Guralp systems LTD., 3 Medias House, Calliva Park, Aldermaston, RG7 8EA, UK.
- Harvard, 2002, Department of Geological Sciences, Centroid Moment Tensor catalogue, available online at: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>.
- Havskov, J., Ottemöller, L., 2005, SEISAN: the earthquake analysis software, version 8.1.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. and Nazari, H., 2008, Extrusion tectonics and subduction in eastern South Casbin Region since 10 Ma, *Geology*, **36**(10), 763-766.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002, Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophys. J. Int.*, **148**, 214-245.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **77**, 185-264.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data. *Rev. Geophys.*, **26**, 659-698.
- Lee, W. H. K. and Lahr, J. C., 1972, HYPO71 (revised), a computer program for determining hypocenters, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U. S. Geol. Surv. Open File Rep., 75-311.
- Nazari, H. and Ritz, J. F., 2005, Paleoseismological analysis along the Firouzkuh and Astaneh Fault Geological Survey of Iran, Seismotectonics department report.
- Priestley, K., 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.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J. C., Bourlès, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. and Fegghi, Kh., 2005, Cumulative right - lateral fault slip rate across the Zagros- Makran transfer zone: Role of the Minab - Zendan fault system in accommodating Arabia - Eurasia convergence in southeast Iran, *Geophys. J. Int.*, **162**(1), 177 -203, doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02558.x.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S. and Vernant, P., 2006, Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-berberian, م., قریشی، م., طالبیان، م. و شجاع طاهری، ج., ۱۳۷۵، پژوهش و بررسی نو زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه - گسلش در گستره سمنان، گزارش شماره ۶۳، سازمان زمین شناسی کشور. صمدیان، م. ر., نبوی، م. ح., علوی نائینی، م., حامدی، ع. ر., و اعظمی پور، م. ح., ۱۳۵۴، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ سمنان، سازمان زمین شناسی کشور. نبوی، م. ح., ۱۳۵۴، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، سازمان زمین شناسی کشور. وحدتی دانشمند، ف. و سعیدی، ع., ۱۳۶۹، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساری، سازمان زمین شناسی کشور.
- Akasheh, B. and Berckhemer, H., 1984, Focal mechanisms of earthquakes in Iran with special emphasis on small shocks in Tehran region. *Neues Jahrb. Paleontol. Abh.*, **168**, 244-255.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. and Qorashi, M., 2003, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Iran, *J. Struct. Geo.* **25**, 659-672.
- Ambraseys, N. N. and Melville, C. P., 1982, A History of Persian Earthquakes, Cambridge University Press, New York.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. and Kamalian, N., 2005, Microseismicity in the region of Tehran, tectonophysics, **395**, 193-208.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981, Twoards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian J Earth Sci.*, **18**, 210-265.
- Berberian, M., 1983, The southern Caspian: acompressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust, *Canad. J. Earth Sci.*, **20**, 163-183.
- Engdahl, E. R., Vander Hilst, R. D. and Buland, R. P., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel time sand procedures for depth determination. *Bull. Seismol. Soc. Am.* **88**, 722-743.
- Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S. and Stokes, S., 2006, Hol ocene slip- rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated

- southern Caspian geodynamics, *Geology*, **34**, 477–480, doi:10.1130/G22319.1.
- Sodoudi, F., Kind, R., Kamalian, N. and Sadidkhoy, A., 2004, the crustal and upper mantle structure of the central Alborz using teleseismic receiver functions, presented at EGU Meeting.
- Sengor, A. M. C., 1990, A new model for the late Paleozoic– Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman , in *The Geology and tectonics of the Oman region*, Geol. Soc. Spec. Publ. London, **4**, 797–831.
- Stocklin, J., 1974, Northern Iran: Alborz mountains, in *Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts: Datafor Orogenic Studies*, ed. Spencer, A., Geol. Soc. Spec. Publ. London, **4**, 213–234.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D. and Bergman E., 2007, The 2004 May 28 Baladeh earthquake (Mw 6.2) in the Alborz, Iran: over thrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of blique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophys J. Int.*, **170**, 249–261.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Ché'ry, J., 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophys. J. Int.*, **157**, 381–398.
- Wadati, A., 1933, On travel time of earthquake waves, part II., *Geophys. Mag. (Tokyo)* **7**, 101–111.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F., 1998, New, improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS, Trans. Am. geophys. Un.*, **79**(47), 579.