

شناسایی گسل مسبب زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان (کرمان) و سازوکار کانونی آن براساس تحلیل پس‌لرزه‌ها

منا رضا^۱، محمدرضا عباسی^۱، غلام جوان دولویی^{۱*} و احمد سدیدخوی^۲

^۱ پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲ موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۶/۲۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۷/۲۰)

چکیده

در ساعت ۲۲:۱۱:۵۸ روز ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۶/۳ در مقیاس بزرگی گشتاوری (M_w)، در ۵۲ کیلومتری جنوب شرقی محمدآباد ریگان در استان کرمان واقع در مرز استان سیستان و بلوچستان به وقوع پیوست که رومرکز این رویداد، در مختصات ۲۸/۳۵ درجه شمالی و ۵۹/۳۳ درجه شرقی قرار داشت. با توجه به موقعیت زمین‌لرزه که در مکانی قرار داشت که هیچ گسلی روی نقشه‌های زمین‌شناسی مشخص نشده بود و همچنین با توجه به بزرگی زمین‌لرزه رخ داده، از تاریخ ۳ دی‌ماه ۱۳۸۹ تا ۴ بهمن همان سال، اطلاعات پس‌لرزه‌ای این زلزله در دو شبکه لرزه‌نگاری موقت که در مجموع ۱۰ ایستگاه داشتند، ثبت گردید. همچنین اطلاعات لرزه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری نواریپهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، در مرحله پردازش به این داده‌ها اضافه شد که در مجموع شبکه‌ای با ۱۶ ایستگاه ایجاد شد. تعیین محل بیش از ۵۰۰ پس‌لرزه ثبت شده در شبکه نهایی ایجاد شده، طول تقریبی ۳۰ کیلومتر و روند جنوب غرب-شمال شرق با زاویه‌ای حدود ۳۲ درجه با شمال جغرافیایی را مشخص کرد که در نهایت همین روند برای گسل مسبب زمین‌لرزه اصلی تشخیص داده شد. همچنین با به‌دست آمدن ۲۸ سازوکار کانونی مربوط به پس‌لرزه‌های ثبت شده و ترسیم مقاطع عرضی عمود بر روند پس‌لرزه‌ها، روند حرکتی این گسل، امتداد لغز راست‌گرد با مولفه غالب کششی و شیب ۹۰ درجه در زیر سطح زمین تعیین شد. لازم به ذکر است با بررسی شواهد زمین‌شناختی و تطبیق آنها با نتایج حاصل شده از پردازش داده‌ها، چنین به نظر می‌رسد که سامانه حاکم بر این منطقه، پیچیده و شامل چندین خط گسلی به موازات هم و با روند امتداد لغز راست‌گرد است که باعث ایجاد مناطق فروافتاده در محدوده مورد بررسی شده است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌لرزه، محمدآباد ریگان، گسل ناشناخته، شبکه لرزه‌نگاری موقت، گسل امتداد لغز، گسل کششی

Identifying fault of Mohammad Abad Rigan 20/12/2010 Earthquake and its focal mechanism using aftershock analyses

Mona Reza¹, Mohammad Reza Abbasi¹, Gholam Javan-Doloei^{1*} and Ahmad Sadidkhu²

¹International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran

²Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 19 September 2012, accepted: 12 October 2013)

Summary

An earthquake of magnitude 6.3 (M_w) rattled south eastern Mohammad Abad Rigan at 22:11:58 local time, December 20, 2010 in the borders of Kerman and Sistan &

*Corresponding author:

javandoloei@iiees.ac.ir

*نگارنده رابط:

Balouchestan Provinces. The epicenter (59.2E, 28.35 N) has been reported 52 kilometers away from the city of Mohammad Abad Rigan.

Although there was no fault pointed on the geological maps in terms of the location of this earthquake, the aftershocks were recorded in two temporary seismological networks using 10 stations altogether from December 24, 2010 to January 24, 2011. In addition, the data recorded in the IIEES broadband seismic network was added to the mentioned data during the process. The goal of operating temporary seismic networks was aftershocks analysis in this area. Investigation and study of aftershocks behavior has done based on three component waveforms. This study contains three main parts. The first part is operation network, data gathering and preprocessing. In the second part, we try to locate and relocate aftershocks based on new database. The third part is fault pale solutions of aftershocks based on p-wave polarity technique. Locating over 500 aftershocks in the network, we recognized a fault with the length of 30 km, southwest-northeast strike and 32 NE trends. The most of aftershocks are located in a depth range of 2-15km; while a few earthquakes have greater depth to 23km. Investigation of the rate of aftershocks showed that the number of them decreased as time increased during three weeks. After that, the rate of aftershocks was increased for two weeks and finally another large earthquake happened in the area with magnitude of 6.3. Therefore, decomposing and distinguishing of aftershocks of first mainshock from foreshocks of the second mainshock is a great change here. In this study, we assume all events as aftershocks of first mainshock.

Determining 28 focal mechanisms pertinent to the aftershocks as well as perpendicular sections on the aftershocks, we recognized the strike slip right - lateral fault, with a tensional component, dip 90 degree which met the surface.

It is worth noting that according to the geological evidence and comparison with the results obtained; this region has a complex structure. Also, it comprised some right - lateral parallel strike slip faults bringing about wrinkles in the given area. Our results are in good agreement with the geological and morphotectonic evidence. The mechanism and trend of the Mohammad Abad fault can be interpreted with the previous GPS measurements in eastern part of Iran.

Keywords: Earthquake, Mohammad Abad Rigan, unknown fault, temporary seismic network, strike slip fault, tensional fault

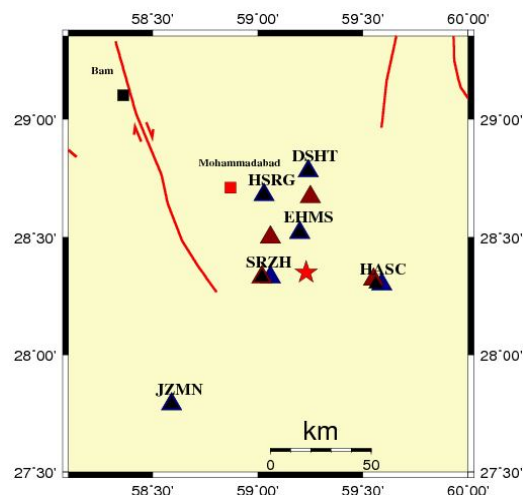
۱ مقدمه

بررسی گستره جنوب شرقی استان کرمان نشان می‌دهد که در حدود ۸۰۰ رویداد لرزه‌ای در سده گذشته در منطقه رخ داده است که از این تعداد رویداد لرزه‌ای، ۴۸ مورد از آنها دارای بزرگای ۵ و بیشتر از ۵ بوده‌اند. یکی از بزرگ‌ترین این زمین‌لرزه‌ها، زلزله ۵ دی‌ماه ۱۳۸۲ در شهر بم است که بزرگای ۶/۵ در مقیاس امواج سطحی داشته است. در نتیجه استان کرمان یکی از لرزه‌خیزترین استان‌های کشور است. گسل‌های مهم منطقه مثل بم، کهورک، جیرفت، گلبافت، کوهبنان، لاله‌زار و شهداد،

در ساعت ۲۲:۱۱:۵۸ روز ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۶/۳ در مقیاس امواج گشتاوری (M_w)، در ۵۲ کیلومتری جنوب شرقی محمدآباد ریگان در استان کرمان و در مرز استان‌های کرمان و سیستان و بوچستان به وقوع پیوست که رومرکز این رویداد، در مختصات ۲۸/۳۵ درجه شمالی و ۵۹/۲۳ درجه شرقی قرار داشت (IIEES). ۴۰ روز بعد و در ۷ و ۸ بهمن بار دیگر زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای بالای ۶ در همان منطقه به وقوع پیوست.

شمال غربی صفحه هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، علاوه بر حرکت رو به شمال و شمال شرق عربستان نقش کلیدی دارد (تیروول و همکاران، ۱۹۸۳). نیروهای فشارشی وارد بر ناحیه منجر به جابه‌جایی از نوع امتدادلغز بُرشی شده است. فراوانی نسبی زلزله‌ها در زون‌های گسلی که دشت لوت را احاطه می‌کنند، نشان می‌دهد که گسل‌های امتدادلغز راست گرد شمالی-جنوبی ناحیه فعال هستند.

محدوده مورد بررسی که در قالب نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ گیران ریگ قرار می‌گیرد در محدوده جغرافیایی ۲۸/۳۰-۲۸ درجه عرض شمالی و ۵۹/۳۰-۵۹ درجه طول شرقی و بین کوه شاه در جنوب شرقی گستره باتولیت‌های جبال بارز و کوه آتشفشانی کواترنری بزمان قرار دارد و براساس نقشه واحدهای ساختمانی رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۳۵) و واحدهای ساختمانی و گسترش حوزه‌های رسوبی ایران (افتخارنژاد، ۱۳۵۹) نیز، در برگیرنده بخشی از پهنه ایران مرکزی است که در ادامه زون سنندج-سیرجان واقع می‌شود و در انتهای‌ترین بخش زون جبال بارز قرار می‌گیرد. قدیمی‌ترین و جوان‌ترین رسوبات این منطقه

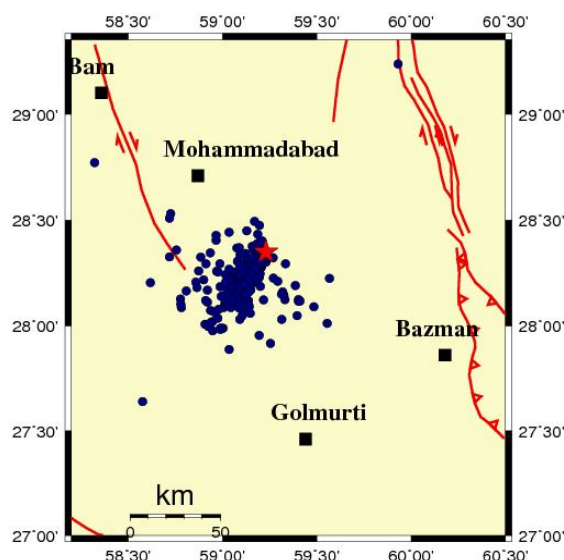


شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت نصب شده در منطقه محمدآباد ریگان. ایستگاه‌های به رنگ آبی، وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IGUT) و ایستگاه‌های به رنگ مشکی، وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) هستند. در این شکل موقعیت زلزله اصلی با علامت ستاره مشخص شده است.

مناطق بم، کهنوج، جیرفت، زرنند و محمدآباد ریگان را به لرزه‌خیزترین مناطق استان تبدیل کرده‌اند.

اگر به مکان رخداد اصلی که در تاریخ ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ در محمدآباد ریگان رخ داده است و همچنین رویدادهای لرزه‌ای ۷ و ۸ بهمن‌ماه همان سال دقت کافی داشته باشیم، متوجه خواهیم شد از این منطقه زلزله تاریخی تاکنون گزارش نشده است. در همین راستا و با توجه به لرزه‌خیزی سده اخیر این منطقه تا قبل از تاریخ فوق، متوجه خواهیم شد که منطقه محمدآباد لرزه‌خیزی قابل توجهی نداشته است، اما بعد از تاریخ فوق تغییرات زیادی را نشان می‌دهد. این تغییرات در لرزه‌خیزی منطقه محمدآباد ریگان، لزوم بررسی این منطقه را به خوبی نشان می‌دهد و بیانگر فعالیت گسلی در منطقه است که تا این زمان فعالیتی نداشته است. این رویدادهای لرزه‌ای که همگی دارای بزرگی‌های قابل توجهی نیز بوده‌اند، در مکانی رخ داده‌اند که هیچ‌گونه گسل فعالی در نقشه‌های زمین‌شناسی ثبت نشده است. بنابراین در منظر اولیه نمی‌توان گسل مسبب این رویدادها را شناسایی کرد و باید آن را یک گسل ناشناخته نام گذاشت.

در بررسی زمین‌ساخت منطقه ایران مرکزی و شرق ایران می‌توان گفت که گسل‌های غالب این ناحیه دارای سازوکار کانونی امتدادلغز راست گرد هستند (بربریان و همکاران، ۲۰۰۱). بلوک لوت به طول ۹۰۰ کیلومتر به‌منزله شرقی‌ترین بخش خردقاره ایران مرکزی بین طبس در غرب و زون زمیندر سیستان در شرق در میان دو گسل بزرگ شمالی جنوبی نایبند و نه‌بندان واقع شده است. زون سیستان که مرز شرقی فلات ایران را پوشش می‌دهد، از یکسو به علت جای‌گیری میان صفحات قاره‌ای لوت و هیلمند، و ازسوی دیگر به علت فشارهای ناشی از زون فرورانش مکران در انتهای جنوبی آن بسیار پیچیده و نشان‌دهنده یک کوه‌زایی درون‌قاره‌ای است. در شکل‌گیری زون زمیندر سیستان، حرکت رو به شمال و



شکل ۲. موقعیت پس لرزه‌های تعیین محل شده شبکه BIMNT با توجه به موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله. نقاط آبی‌رنگ پس لرزه‌ها و علامت ستاره زمین لرزه اصلی را نشان می‌دهد.

به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، که پس از وقوع زلزله اصلی در منطقه نصب شده‌اند و همچنین با استفاده از رخدادهای لرزه‌ای ثبت شده در شبکه ملی نواریهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، روند گسل ناشناخته موجود در منطقه شناسایی شود و با استفاده از عمق پس لرزه‌های رخ داده نیز به عمق گسل موجود پی برده و در نهایت با حل سازوکار کانونی رخدادهای ویژگی‌های حرکتی گسل مسبب مشخص شود.

۲ برداشت داده و پردازش آن

با توجه به این نکته که زمین لرزه رخ داده در محمدآباد ریگان، در موقعیت مکانی قرار دارد که گسلی مشخص نشده است و به عبارتی دیگر با گسلی ناشناخته روبه‌رو هستیم و با توجه به بزرگی قابل توجه این رویداد و همچنین از آنجا که ۴۰ روز پس از زمین لرزه اصلی، همچنان زمین لرزه‌هایی با بزرگی بیش از ۶ در ناحیه زمین لرزه اصلی رخ داده‌اند، بررسی بیشتر این منطقه ضروری و لازم به نظر می‌رسد. در همین راستا یک شبکه

به ترتیب مربوط به زمان ائوسن و کواترنری هستند. این منطقه فصل مشترک دو استان کرمان و سیستان و بلوچستان را تشکیل می‌دهد.

از دیدگاه زمین‌شناسی، بخش اعظم منطقه مورد بررسی را رسوبات پلیوسن-کواترنری در بر گرفته است، لذا منطقه از نظر زمین‌شناسی جوان است. به علت عملکرد فعالیت‌های آتشفشانی پراکنده در منطقه نیز کلیه واحدهای سنگی ائوسن تا کواترنری حاوی سنگ‌های آتشفشانی هستند، زیرا فعالیت‌های آتشفشانی در زمان ترشیری-کواترنری شدید هستند و پدیده‌های رسوبی را تحت شعاع قرار داده‌اند. از این رو قطعات آتشفشانی را در کل واحدهای سنگی منطقه می‌توان مشاهده کرد. لازم به ذکر است که از وضعیت و سن پی سنگ منطقه اطلاعاتی در دست نیست، اما تصور می‌شود از آنجا که این منطقه در زیر پهنه جازموریان قرار دارد، پی سنگ آن اقیانوسی باشد (نقشه ۱:۱۰۰،۰۰۰ گیران ریگ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور).

در تحقیق حاضر سعی شده است با استفاده از پس لرزه‌های ثبت شده در ۲ شبکه لرزه‌نگاری موقت متعلق

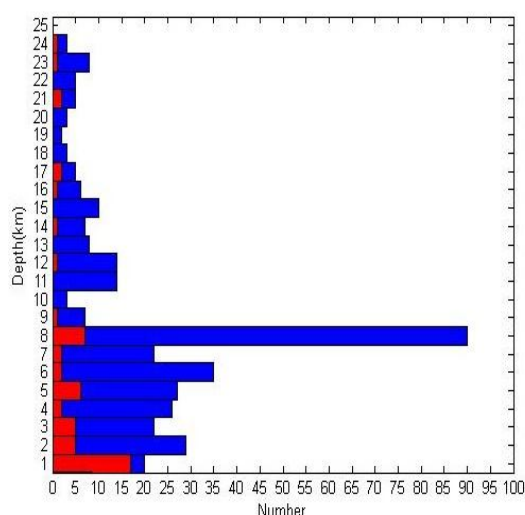
۳ توزیع پس‌لرزه‌ها

پس از استخراج کامل رخدادهای لرزه‌ای از هر سه شبکه مورد بررسی، اطلاعات به‌دست آمده از این سه شبکه، با هم تلفیق شده و تشکیل یک شبکه لرزه‌نگاری شامل ۱۳۰۰ رخداد لرزه‌ای دادند که از این به بعد آن را BIMNT می‌نامیم. در این مرحله با خوانش فازهای P_g و S_g و تعیین قطبش موج P رسیده به ایستگاه‌ها، کار تعیین محل اولیه رخدادها صورت گرفت. حاصل این مرحله از تعیین محل اولیه، تعداد ۵۶۵ زمین‌لرزه مرتبط با فعالیت‌های لرزه‌ای منطقه از همه ۱۳۰۰ رخداد جداسازی شده که موقعیت این رویدادها و ایستگاه‌های لرزه‌نگاری موقت در شکل ۲ نشان داده شده است.

داشتن مدل سرعتی پوسته یکی از عوامل مهم و موثر در تعیین محل قابل‌اعتماد رویدادهای لرزه‌ای است. بنابراین یکی از علت‌های خطاهای موجود در تعیین محل رویدادها، صحیح نبودن مدل سرعتی پوسته است. بنابراین سعی بیشتری لازم است تا از مدل سرعتی پوسته بهینه برای منطقه مورد بررسی استفاده شود.

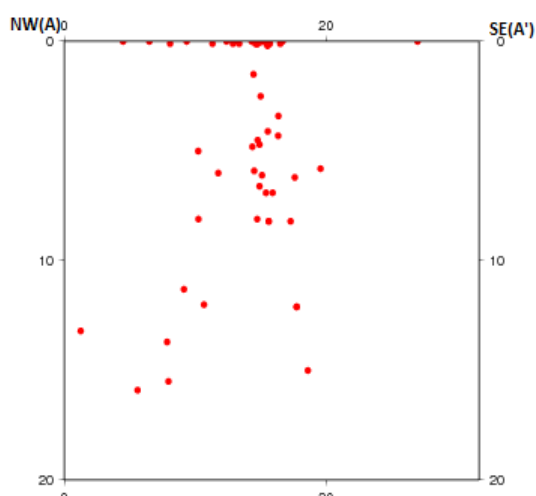
در این مرحله از داده‌هایی استفاده شد که گپ آزیموتی کمتر از 160° درجه، خطای رومرکزی کمتر از ۵ کیلومتر و باقی‌مانده زمانی کمتر از $0/5$ ثانیه داشتند. با توجه به شرایط اعمال شده، بانک اطلاعاتی ما شامل ۷۹ رخداد لرزه‌ای شد. در مرحله تعیین محل اولیه از مدل سرعت پوسته عرضه شده تاتار و همکاران (۲۰۰۵) استفاده شده که با استفاده از پس‌لرزه‌های زلزله ۵ دی‌ماه ۱۳۸۲ بم استخراج شده است. ابتدا نسبت سرعت موج تراکمی به موج برشی (VP/VS) محاسبه شده که با استفاده از رخدادهای انتخاب شده که در بالا توضیح داده شد، نسبت موردنظر 1.75 ± 0.06 به‌دست آمد. در ادامه و برای محاسبه مدل بهینه سرعت پوسته، مدل‌سازی یک‌بُعدی پوسته با نرم‌افزار VELEST (کیسلینگ، ۱۹۸۸) صورت گرفته است. این نرم‌افزار با برگردان زمان رسیدهای امواج

لرزه‌نگاری موقت متشکل از ۴ ایستگاه، متعلق به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، از تاریخ ۳ دی‌ماه ۱۳۸۹ در محدوده نصب شد (مطابق شکل ۱) که به‌طور پیوسته پس‌لرزه‌های زلزله اصلی را به مدت ۳۰ روز ثبت کرده است. همچنین شبکه موقتی دیگر نیز متشکل از ۶ ایستگاه لرزه‌نگاری، که متعلق به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران است در منطقه نصب شده است (شکل ۱) که به مدت ۱۴ روز به ثبت داده‌های لرزه‌ای پرداخته است. در نهایت داده‌های ثبت شده در ۶ ایستگاه بندرعباس، کرمان، چابهار، زاهدان، طبس و شارخت (قائن)، وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) برای کاهش گپ آزیموتی بین ایستگاهی به این داده‌ها اضافه شده و مجموع داده‌لرزه‌ای پژوهش حاضر را تشکیل دادند. در مرحله پردازش داده به‌ترتیب به (۱) تعیین محل اولیه رویدادها؛ (۲) تعیین مدل سرعتی منطقه؛ (۳) تعیین عمق پس‌لرزه‌ها و رسم مقاطع لرزه‌ای؛ و (۴) تعیین سازوکار وقایع لرزه‌ای و تعیین محورهای تنش، پرداخته شد.



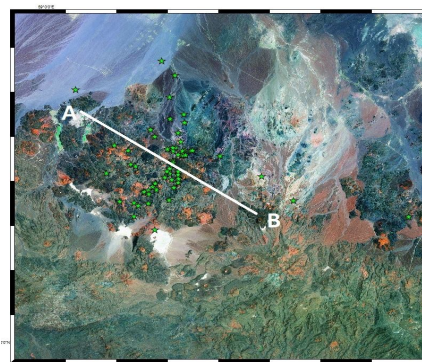
شکل ۳. نمودار ستونی توزیع عمق پس‌لرزه‌ها. پس‌لرزه‌های تعیین محل شده شبکه BIMNT (ستون‌های آبی‌رنگ) و توزیع عمقی ۷۰ پس‌لرزه (ستون‌های سرخ‌رنگ) را نشان می‌دهند.

مطلع شد. با توجه به نقشه توزیع مکانی پس لرزه‌ها و در راستای شناخت هندسه گسل ناشناخته مدنظر، یک مقطع لرزه‌ای عمود بر روند لرزه‌خیزی در راستای شمال غرب-جنوب شرق، مطابق شکل ۴ ترسیم شد. برای ترسیم این مقطع لرزه‌ای از بانک ۷۹ پس لرزه‌ای بخش قبل، از ۷۰ پس لرزه با خطای رومرکزی کمتر از ۲/۵ کیلومتر استفاده شده است. در این مقطع، روندی تقریباً عمودی قابل تشخیص است.



شکل ۵. مقطع لرزه‌ای AA' که با استفاده از ۷۰ پس لرزه منتخب رسم شده است.

P و S به‌طور هم‌زمان، مدل سرعتی اولیه زیر ایستگاه را بهبود می‌بخشد و رخدادهای را تعیین محل مجدد می‌کند. نتایج نهایی بررسی ساختار سرعتی منطقه نشان داد که مدل سرعتی عرضه شده تاتار و همکاران (۲۰۰۵) همچنان مدل بهینه منطقه جنوب شرق مرکزی ایران است. یکی از علت‌های این موضوع احتمالاً نزدیکی دو منطقه به همدیگر و کیفیت داده و هم‌پوشانی کامل ایستگاه‌ها در تحقیق تاتار و همکاران (۲۰۰۵) است که منجر به ایجاد مدلی بهینه و پایدار برای ساختار سرعت منطقه شده است.



شکل ۴. توزیع لرزه‌خیزی ۷۰ پس لرزه تعیین محل شده شبکه BIMNT و منتخب شده برای رسم مقطع لرزه‌ای AA'.

۵ سازوکار کانونی پس لرزه‌ها و تعیین محورهای تنش

در پژوهش حاضر برای یافتن سازوکار کانونی پس لرزه‌ای ثبت شده در شبکه موقت، از رویدادهایی که دارای حداقل ۸ قطبش و گپ آزمون‌تی کمتر از ۱۸۰ درجه بودند و خطای رومرکزی زیر ۵ کیلومتر داشتند، استفاده شده است. همچنین شایان ذکر است که از رخدادهایی استفاده شده است که از ۳ شبکه مورد استفاده در این پژوهش، حداقل در دو شبکه (موقت و دائمی) ثبت شده باشد، این شرط صرفاً به خاطر پوشش آزمون‌تی بهتر اعمال شده است. سازوکارهای کانونی در این مرحله به روش قطبش

۴ بررسی عمق پس لرزه‌ها و مقاطع لرزه‌ای

آنچه داشتن عمق پس لرزه‌ها را ضروری می‌کند این است که با داشتن آنها می‌توان به عمق لایه لرزه‌زا دست یافت. لایه لرزه‌زا لایه‌ای با قابلیت شکنندگی زیاد است که دانستن عمق آن به شناخت ما از منطقه کمک فراوانی خواهد کرد. همان‌طور که در شکل ۳ نشان داده شده است همه پس لرزه‌های شبکه BIMNT و همچنین ۷۰ پس لرزه منتخب، بیشتر در عمق ۱ تا ۱۰ کیلومتری رخ داده‌اند.

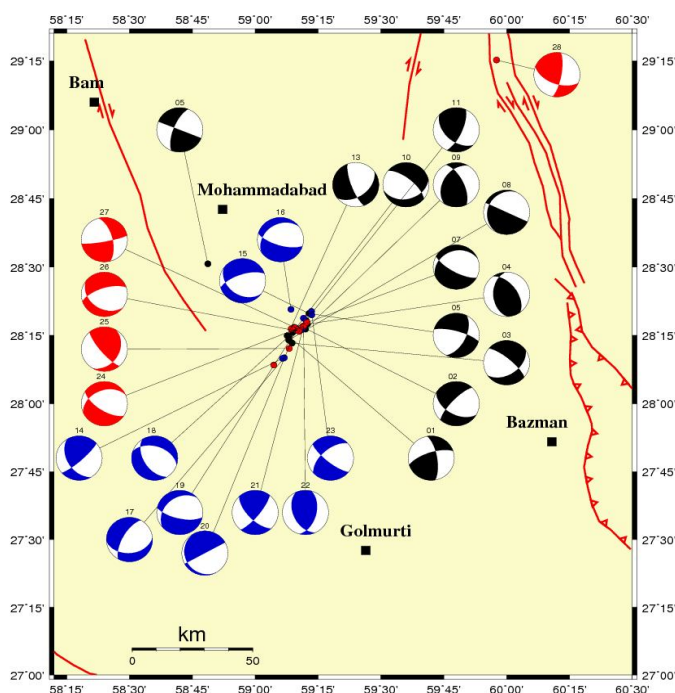
مقطع عرضی لرزه‌خیزی نیز نوعی دیگر از بیان عمقی پس لرزه‌ها است. با داشتن مقاطع لرزه‌ای می‌توان از هندسه گسل مورد بررسی، شیب و نحوه گسترش عمقی آن،

جدول ۱. مشخصات رویدادهای لرزه‌ای که سازوکار کانونی آنها در پژوهش حاضر محاسبه شده است.

NO	Date	Time	Lat. (°N)	Long. (°E)	Depth (Km)	Gap(°)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Quality
1	24/12/2010	14:14:48	28.27	59.162	2	144	147.53	51.34	-62.68	B
2	24/12/2010	23:01:34	28.283	59.189	5	169	123.04	64.91	-57.63	C
3	25/12/2010	09:46:02	28.28	59.191	8	96	120	50.25	-20.67	A
4	25/12/2010	17:51:53	28.222	59.146	3	98	310.1	74.55	-46.04	A
5	25/12/2010	19:36:05	28.272	59.189	8	137	136.19	64.34	16.1	B
6	25/12/2010	22:24:11	28.291	59.208	7	96	324.25	53	68.53	A
7	26/12/2010	15:22:11	28.265	59.175	4	170	125.72	36.12	-41.95	C
۹	28/12/2010	03:06:23	28.338	59.224	7	156	128.9	74.52	-32.92	B
۱۰	28/12/2010	19:01:39	28.33	59.214	5	95	285.69	74.34	-35.08	A
۱۱	28/12/2011	21:17:33	28.512	58.812	8	112	291.75	90	22	A
۱۲	29/12/2010	06:04:03	28.202	59.135	0	176	139.76	76.48	56.97	C
۱۳	29/12/2011	10:46:05	28.325	59.225	7	159	125.72	36.12	-41.95	B
۱۴	29/12/2012	15:30:43	28.345	59.142	2	126	106.62	68.92	-65.24	B
۱۵	30/12/2010	02:42:58	28.28	59.156	3	111	118.76	71.25	-68.83	A
۱۶	30/12/2011	04:51:52	28.168	59.116	1	123	84.86	38.78	-41.44	B
۱۷	30/12/2012	07:21:34	28.313	59.192	0	133	155.24	46.07	60.16	B
۱۸	30/12/2014	19:38:58	28.233	59.134	0	116	295.26	90	71	A
۱۹	31/12/2011	01:35:29	28.27	59.164	1	152	102.58	67.48	-62.77	B
۲۰	31/12/2012	16:02:25	28.273	59.2	7	96	333.9	64.34	56.31	A
۲۱	31/12/2013	23:18:43	29.253	59.96	20	169	111.09	56.4	18.91	C
۲۲	01/01/2011	13:32:05	28.262	59.15	1	113	309.3	66.8	-61.51	A
۲۳	02/01/2011	15:23:45	28.305	59.203	3	106	132.97	48.99	27.54	A
۲۴	02/02/2011	23:46:53	28.249	59.128	10	98	53.7	46.07	-21.7	A
۲۵	03/01/2011	00:17:32	28.275	59.164	4	154	151.27	14	0	B
۲۶	03/02/2011	19:50:15	28.166	59.109	1	123	148.4	46.92	14.51	B
۲۷	04/01/2011	14:53:27	28.278	59.159	10	167	345.31	61.12	-8.5	C
۲۸	06/01/2011	02:51:34	28.247	59.134	9	98	349.94	69.3	22.21	A

در گروه B جای می‌گیرند و در نهایت گروه C را آنتهایی تشکیل می‌دهند که گپ آزمونتی بین 160° - 180° داشته‌اند. در شکل ۶ سازوکارهای کانونی به تفکیک دسته‌بندی و با تفاوت رنگ، آمده است. همچنین در جدول ۱ مشخصات سازوکارها بیان شده است. در بین سازوکارهای به‌دست آمده می‌توان سازوکارهای امتدادلغز با مولفه‌های فشارشی و کششی را به‌خوبی

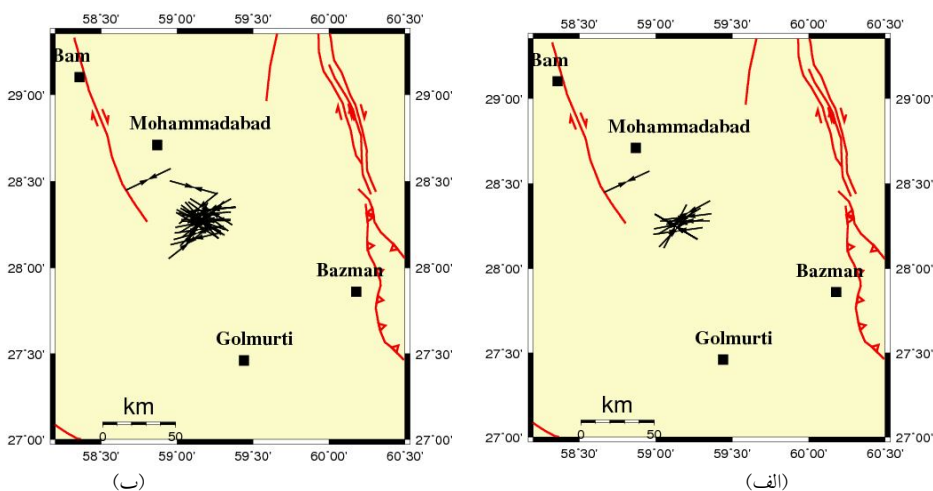
موج P (اسنوکه و همکاران، ۱۹۸۴) و با استفاده از الگوریتم FOCMEC محاسبه شده‌اند. از بین ۱۱۴ رویداد واجد شرایط، ۲۸ سازوکار کانونی به‌دست آمده است که براساس قیدهای میزان خطای موقعیت مکانی و گپ آزمونتی به سه دسته، بسیار خوب (A)، خوب (B) و متوسط (C) تقسیم شده‌اند. بنابراین چنانچه گپ آزمونتی ایستگاه‌ها کمتر از 120° بوده باشد، در گروه A و چنانچه گپ بین 120° - 160° بوده باشد،



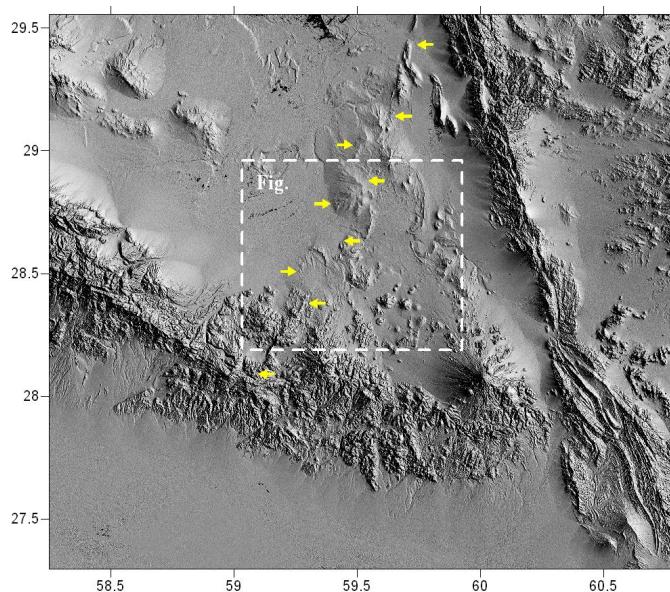
شکل ۶. تعداد ۲۸ سازوکار کانونی محاسبه شده برای پس لرزه‌های زمین لرزه ۱۳۸۹/۹/۲۹ محمدآباد ریگان. سازوکارهای مشگی گروه A، سازوکارهای آبی گروه B و سازوکارهای سرخ گروه C هستند. با توجه به شماره‌های قید شده، مشخصات کامل رویداد از جدول ۱ قابل استخراج خواهد بود.

کیفیت A و B استفاده شده است که بیشترین تاثیر را بر تفسیر نهایی از منطقه خواهند داشت. در شکل ۷-الف که مربوط به سازوکارهای کانونی به دست آمده با کیفیت A است، به خوبی می‌توان جهت شرقی-غربی را در

مشاهده کرد. به عبارت دیگر شاید این تنوع بیانگر وجود بیش از یک خط گسلی منفرد در منطقه باشد. در مرحله بعد به بررسی محوره‌های P در منطقه پرداخته شد. برای رسم این محورها از سازوکارهای کانونی با



شکل ۷. محوره‌های تنش به دست آمده از سازوکارهای کانونی. (الف) محوره‌های تنش برای سازوکارهای کانونی به دست آمده با کیفیت A. در این شکل جهت غالب محوره‌های تنش، شرقی-غربی است. (ب) محوره‌های تنش برای سازوکارهای کانونی به دست آمده با کیفیت B. در این شکل دو روند، شرقی-غربی و شمال شرقی-جنوب غربی، برای محوره‌های تنش به دست آمده است.



شکل ۸. اثر روند گسلی مسبب زمین‌لرزه محمدآباد ریگان روی فرازنا (STRM). اثر گسلی روی سطح زمین با پیکان‌های زرد مشخص شده است.

بیانگر حضور بخش فعال گسل مسبب در این محدوده است.

بررسی عمقی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بیشتر آنها در عمق زیر ۱۰ کیلومتر رخ داده‌اند. هم‌خوانی بیشترین فراوانی حضور پس‌لرزه‌ها در عمق ۸ کیلومتر و تغییر سرعت موج P در مدل سرعت پوسته به‌دست آمده در همین عمق، می‌تواند بیانگر ماهیت لرزه‌زایی محدوده عمقی و ناشی از شکنندگی آن باشد.

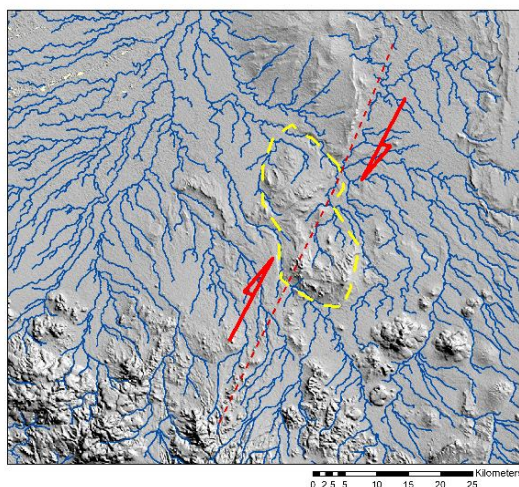
با توجه به سازوکارهای کانونی به‌دست آمده که دارای تنوع هستند و به دو دسته امتدادلغز با مولفه فشارشی و امتدادلغز با مولفه کششی تقسیم می‌شوند، می‌توان نتیجه گرفت که گسل مسبب زمین‌لرزه ۱۳۸۹/۹/۲۹، گسلی امتدادلغز است. به‌طور کلی در مناطقی که زمین‌ساخت پویا دارند، می‌توان اثر این پویایی را بر شبکه‌های زهکشی بررسی کرد. اثرگذاری زمین‌ساخت فعال به‌ویژه در رژیم‌های زمین‌ساختی امتدادلغز، روی شبکه‌های زهکشی منطقه با جابه‌جایی آبراهه‌ها، مشخص می‌شود. این در حالی است که در مناطق لرزه‌ای که رژیم زمین‌ساختی

محورهای تنش مشاهده کرد. همچنین در شکل ۷-ب که مربوط به سازوکارهای به‌دست آمده با کیفیت B است، به‌خوبی دو روند شرقی-غربی و شمال شرقی-جنوب غربی مشخص است که این امر در توافق کامل با تحقیقات پیشین (نوروزی، ۱۹۷۲؛ مک کنزی، ۱۹۷۲؛ شیروکوا، ۱۹۶۲ و ۱۹۷۷؛ جکسون و مک کنزی، ۱۹۸۴ و گیلارد و ویس، ۱۹۹۵) است.

۶ بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به توزیع رومرکزی پس‌لرزه‌ها و مقایسه آن با نقشه گسل‌های فعال ایران (حسامی آذر و همکاران، ۱۳۸۲) به نتایج زیر رسیدیم: (۱) توزیع پس‌لرزه‌ها با توجه به گسل‌های فعال منطقه، به گونه‌ای است که هیچ گسلی در آن قسمت به نقشه در نیامده است؛ (۲) روند واضح پس‌لرزه‌ها شمال شرق-جنوب غرب است که این نتیجه در توافق بسیار خوبی با نتایج به‌دست آمده از داده‌های InSAR (کبایاشی و همکاران، ۲۰۱۲) است؛ (۳) تمرکز زیاد پس‌لرزه‌ها در یک محدوده خاص (شکل ۲)

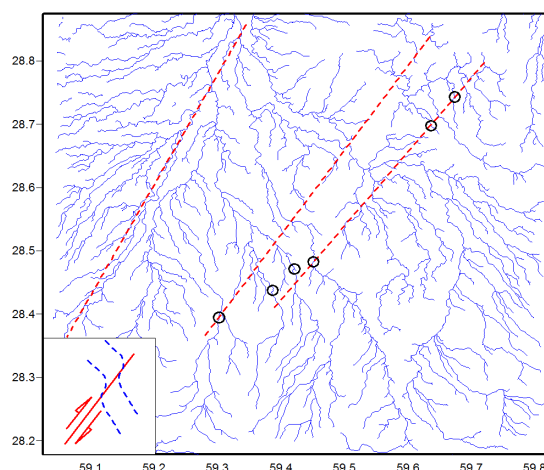
تنش وارد شده که در همان راستا کشش ایجاد می‌شود. با توجه به این مطلب و با در نظر گرفتن روند گسلی مدنظر که جنوب غرب-شمال شرق است و همچنین با دانستن این مطلب که این روند پیشنهادی درست بر تنش وارد شده بر فلات ایران از سمت صفحه عربی، منطبق است، وجود سازوکارهای کانونی با مولفه کششی به دست آمده، توجیح می‌شود.



شکل ۱۰. اثر گسلی N35E که در شکل با خطچین مشخص شده است و به وضوح شبکه زهکشی و توپوگرافی منطقه را متأثر ساخته است.

در نهایت و برای مشخص ساختن میزان جابه‌جایی آبراهه‌ها و نوع آن، می‌توان به بازسازی اولیه آبراهه‌ها دست زد. برای این کار برش‌هایی در راستای روندهای گسلی زده می‌شود، که در شکل ۱۰ آمده است. در مرحله بعد با جابه‌جایی دو بلوک گسلی نسبت به یکدیگر که در اینجا راست‌گرد است، اقدام به بازسازی آبراهه‌ها به حالت اولیه و قبل از رویدادهای لرزه‌ای می‌کنیم. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشخص است، پس از بازسازی آبراهه‌ها، می‌توان در راستای N35E جابه‌جایی‌های راست‌گرد را در ابعاد ۵ متر مشاهده کرد.

همچنین با در نظر گرفتن نتایج ترسیم مقاطع لرزه‌ای، گسل موردنظر را گسلی با شیب قائم در زیر سطح زمین



شکل ۹. شبکه زهکشی منطقه مورد بررسی. دایره‌های روی شکل بیانگر جابه‌جایی در راستای آبراهه‌هایی است که هنوز پیوسته هستند. در پایین سمت چپ، جابه‌جایی راست‌گرد آبراهه‌ها به نمایش در آمده است.

فشارشی و یا کششی دارند، شبکه‌های زهکشی به گونه‌ای دیگر تحت‌تأثیر قرار می‌گیرند. با توجه به سازوکار کانونی زمین‌لرزه اصلی که دارای سازوکار امتدادلغز است، انتظار می‌رود که اینگونه جنبش‌ها به صورت جابه‌جایی‌های افقی در منطقه قابل پیگیری باشند. بنابراین با استفاده از توپوگرافی SRTM با قابلیت دید ۹۰ متر، نقشه برجسته منطقه مورد بررسی، رسم و شبکه زهکشی آن ترسیم شده است که نتایج در شکل ۸ آمده است. همان‌طور که در این شکل نیز مشخص است، در این منطقه اثر روندهای N35E باعث بهم‌ریختگی توپوگرافی و شبکه زهکشی شده است. در برخی از این آبراهه‌ها که آخرین رویدادهای زمین‌لرزه‌های گذشته را در خود ثبت کرده‌اند، می‌توان پیوستگی آبراهه جابه‌جا شده را هنوز به شکل راست‌بر- مشاهده کرد که موارد آن در شکل ۹ به خوبی نمایان است.

در همین راستا و براساس تحقیق ویلکاکس و همکاران (۱۹۷۳) در یک حوضه امتدادلغز به علت تشکیل محورهای کشش و فشارش امکان ایجاد گسل‌های کششی با راستاهای تقریباً عمود بر گسل‌های فشارشی و راندگی وجود دارد. به عبارت دیگر، در جهت محور اصلی بیشترین

در نظر گرفت که این امر با نتایج حاصل از InSAR (کبایاشی و همکاران، ۲۰۱۲) نیز تایید شده است.

تشکر و قدردانی

از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله که داده‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت و دائم خود را در اختیار ما قرار دادند، تشکر می‌کنیم. از داوران محترم مقاله که با انتقادات ارزنده باعث افزایش کیفیت آن شدند، سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

اسلامی، آ.، اشعری، ع.، ۱۳۸۹، گزارش زمین‌لرزه ۲۹ آذرماه ۱۳۸۹ جنوب خاوری محمدآباد ریگان: گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES).

اسلامی، آ.، ۱۳۸۹، گزارش زمین‌لرزه‌های ۷ و ۸ بهمن‌ماه ۱۳۸۹ جنوب خاوری محمدآباد ریگان: گزارش پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIIES).

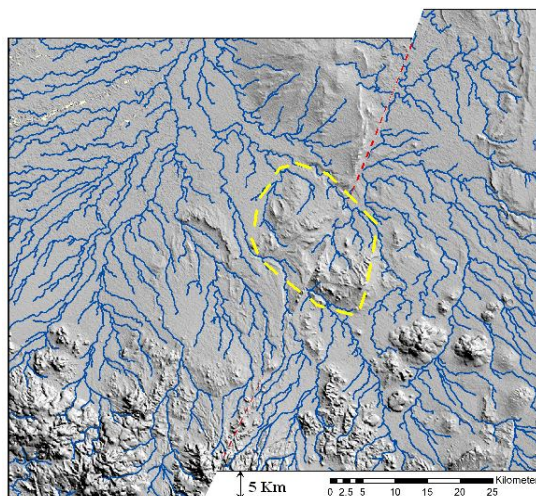
حسامی آذر، خ.، جمالی فرد، ف. و طبسی، ه.، ۱۳۸۲، نقشه گسل‌های فعال ایران: پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

Berberian, M., and Yeats, R. S., 2001, Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian Plateau: *Journal of Structural Geology*, **23**, 563-584.

Gillard, D., and Wyss, M., 1995, Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and southern California: *J. Geophys. Res.*, **100**(B 11), 22197-22213.

Jackson, L., and McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan: *Geophys. J. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.

Havskov, J., and Ottemoller, L., 2010, Routine Data Processing in Earthquake Seismology:



شکل ۱۱. بازسازی شبکه زهکشی و توپوگرافی یک تپه که با خط‌چین زرد به نمایش درآمده است و نشان‌دهنده یک حرکت راست‌گرد با جابه‌جایی ۵ کیلومتر است.

در نظر می‌گیریم که به سطح رسیده است. همچنین با دقت در تصاویر حاصل از ترسیم محورهای تنش P، به‌خوبی دو جهت در این محورها قابل تشخیص است. اولین جهت در راستای گسل پیشنهادی در این مقاله است و دیگری عمود بر این راستا است که تایید‌کننده زمین‌لرزه دوم رخ داده در ۷ بهمن ۱۳۸۹ در امتداد همان روند به فاصله ۴۰ روز بعد از رویداد اول است. علاوه بر آن با توجه به روند مشخص شده پس‌لرزه‌ها می‌توان مشاهده کرد که آنها به سمت جنوب غرب مهاجرت کرده‌اند و با در نظر گرفتن موقعیت مکانی زلزله دوم که در جنوب غرب زلزله اول رخ داده است، می‌توان نتیجه گرفت که شکستگی از بالا شروع شده و به سمت پایین حرکت کرده است.

در جمع‌بندی با در نظر گرفتن همه نتایج حاصل از پردازش داده‌های لرزه‌ای و بررسی شواهد زمین‌شناختی موجود در منطقه مورد تحقیق، با قاطعیت می‌توان سازوکار زمین‌لرزه ۲۹ آذر ۱۳۸۹ محمدآباد ریگان را که با بزرگای ۶/۳ رخ داده است، امتداد لغز راست‌گرد

- Snoke, J. A., Munsey, J. W., Teague, A. G., and Bollinger, G. A., 1984, A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data: *Earthquake Notes*, **55**, p15.
- Shirokova, E. I., 1962, Stresses effective in earthquake foci in the Caucasus and adjacent district: *Izv. Akad. Nauk. USSR, Ser. Geophys.*, **10**, 809, *Tectonophysics*, **4**(1), 85-105.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Moradi, A. S., and Paul, A., 2005, The 2003 December 26 Bam earthquake (Iran), Mw 6.6, aftershock sequence: *Geophys. J. Int.*, **163**, 90-105.
- Vilcox, R. E., Harding, T. P., and Seely, D. R., 1973, Basic wrench tectonics: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, **57**, 74-96.
- Springer Science +Business Media, B. V., 352 pp.
- Kissling, E., 1988, Geotomography with local earthquake data: *Rev. of Geophys.*, **26**, 659-698.
- Kobayashi, T., Mikio, T., Suzuki, A., and Noguchi, Y., 2012, InSAR-derived Co-seismic deformation of the 2010 Southeastern Iran Earthquake (M6.5) and its relationship with the tectonic background in the South of Lut Block: *Bulletin of Geospatial Information Authority of Japan*, **60**, 1-11.
- McKenzie, D. P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: *Geophys. J. Astr. Soc.*, **30**, 109-185.
- Nowroozi, A. A., 1972, Focal mechanism of earthquake in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and plate tectonics of the Middle East: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **62**, 832-850.