

تحلیل پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور (بزرگای گشتاوری ۶/۱) براساس داده‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی

محمد رضا سپهوند^۱، فرزام یمنی‌فرد^{۲*} و غلام جوان دولوئی^۲

^۱دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی کرمان، ایران
^۲پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۶/۱۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۶/۲۸)

چکیده

پس از وقوع زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور با بزرگای گشتاوری ۶/۱، شبکه لرزه‌نگاری موقتی متشکل از ۱۰ ایستگاه ازسوی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله برای ثبت پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه در منطقه نصب شد. تحلیل پس‌لرزه‌های ثبت شده در این شبکه، زون گسلی نسبتاً پهن با روند کلی جنوب شرق-شمال غرب در راستای گسل اصلی عهدحاضر را نشان می‌دهد. تمرکز وقایع در عمق‌های بین ۴ تا ۱۱ کیلومتر بیانگر قابلیت شکنندگی پوسته در عمق‌های کم در این بخش از زاگرس است. نیم‌رخ‌های عمقی عمود بر گسل اصلی عهدحاضر، نشان‌دهنده شیب غالب روندهای پس‌لرزه‌ها به سمت شمال شرق است. توزیع مکانی ضریب b نشان‌دهنده کمتر بودن مقادیر این ضریب در بخش شمالی زون پس‌لرزه‌ها است که می‌تواند شاهدی بر تجمع تنش بیشتر در این منطقه نسبت به بخش‌های جنوبی باشد.

واژه‌های کلیدی: ضریب b، شبکه لرزه‌نگاری موقت، پس‌لرزه، سیلاخور، زاگرس

Aftershock analysis of the March 31, 2006 Silakhur Earthquake, Mw 6.1, using local data recorded by temporary seismic network

Mohammad Reza Sepahvand¹, Farzam Yaminifard^{2*} and Gholam Javan Doloie²

¹Kerman Graduate University of Technology

²International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES)

(Received: 30 August 2011, accepted: 18 September 2012)

Summary

The Zagros mountain belt is approximately 1500 km long, 250–400 km wide, and runs from eastern Turkey, where it connects to the North and East Anatolian faults, to Oman Gulf, where it dies out at Makran subduction zone. The Zagros Mountains were formed by closure of the Neotethys Ocean and collision of Central Iran and Arabia plates. GPS studies estimate a convergence rate of 22 mm/yr between Arabian and Eurasian plates and the Zagros accommodates about 6.5 ± 2 mm/yr of the overall shortening in Iran. However this rate is not constant along the Zagros and increases from 4.5 mm/yr in the

*Corresponding author:

faryam@iiees.ac.ir

*نگارنده رابط:

northwest to 9 mm/yr in the southeast. Changes in the rate and direction of convergence across the Zagros cause changes in its strike and diversity of the deformation mechanism.

The Main Recent Fault (MRF) and the Main Zagros Reverse Fault (MZRF) are located in the northwest and northeast of the Zagros collision zone, respectively, in a suture zone between central Iran and the Arabian plate. Based on GPS and seismology studies, the MZRF is presently inactive. On the contrary, as evidenced by high seismicity and the occurrence of earthquakes with magnitudes as large as 7, like 1909 Doroud Earthquake, the MRF is one of the major active strike-slip faults in the Middle East. Geological studies on the MRF fault have identified the fault segmentation and the existence of pull-apart basins. The Main Recent Fault strikes NW–SE and can be traced as a narrow, linear series of fault segments from near the Turkey–Iran border at 37°N for over 800 km to the SE. Based on strain partitioning theory, the strike-slip MRF fault is a response to a horizontal component of oblique convergence between Arabian and Eurasian plates and Zagros's reverse fold belt accommodates the vertical component of this convergence.

Seismological studies based on the teleseismic data have limited the location accuracy because they rely on global velocity models. Therefore, microearthquake local studies complement the teleseismic information because they locate seismic events with an accuracy of a few kilometers which is an order of magnitude better than teleseismic locations.

The 2006 Silakhur earthquake with a magnitude of 6.1 and its aftershocks recorded by a local seismic network provide a unique opportunity for a high resolution study of the Doroud section of the MRF. The results of the aftershock analysis are presented in this paper.

After occurring March 31, 2006 Silakhur Earthquake, Mw 6.1, a temporary seismic network including 10 stations was installed by International Institute of the Earthquake Engineering and Seismology for nearly two months. An aftershock analysis revealed a wide zone of the aftershocks trending southeast northwest. Another trend in east-west direction was deduced from the epicentral distribution of the aftershocks in the west of the Boroujerd. Depth distribution of the aftershocks showed that the majority of the aftershocks located in 4-11 km depth range, verified the brittle crust uppermost layer in this part of the Zagros. Depth profile showed the northeast trending of the aftershocks. The spatial distribution of the *b* value showed low values in the northern part of the aftershock zone that its reason could be the higher stress concentration in this region relative to the southern part.

Key words: Aftershock, Silakhur, Zagros, *b* value, temporary seismological network

۱ مقدمه

زلزله، ۳۳/۶۲ درجه عرض شمالی و ۴۸/۹۱ درجه طول شرقی تعیین شده است. در اثر این زمین‌لرزه حدود ۷۰ نفر جان باختند و بسیاری از روستاهای اطراف رومرکز خسارت دیدند. یکی از عواملی که باعث کاهش تلفات جانی این واقعه شده است، رخداد پیش‌لرزه‌های نسبتاً بزرگ روز قبل از زلزله اصلی در منطقه بود. بزرگای محلی این پیش‌لرزه‌ها به ترتیب ۴/۶ و ۵/۱ بود و در ساعات ۱۹:۴۷ و ۲۳:۰۶ به وقت محلی رخ دادند.

در ساعت ۴:۴۷ بامداد (به وقت محلی) روز ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی گشتاوری ۶/۱ در منطقه درب‌آستانه از توابع بخش سیلاخور شهرستان دورود (نزدیک به شهر بروجرد) به وقوع پیوست (شکل ۱). مختصات رومرکز این زمین‌لرزه در شبکه لرزه‌نگاری وابسته به پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی

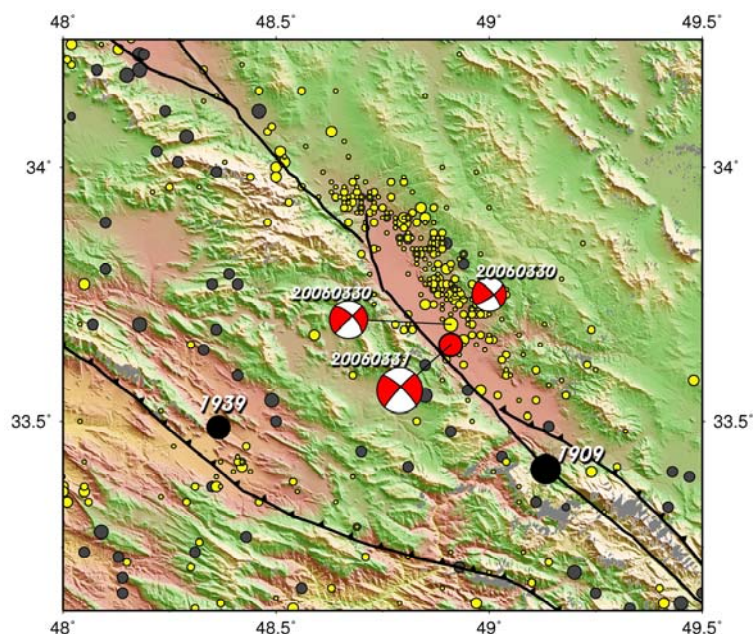
در منطقه موثر زمین‌لرزه ۱۳۸۵ سیلاخور نصب شده است، مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

۲ مروری بر تحقیقات پیشین منطقه

گسل اصلی عهدحاضر زاگرس (MRF) یک گسل امتدادلغز راست‌گرد در سمت شمال‌غرب زاگرس است که مجموعه‌ای اصلی از گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی به طول تقریبی ۸۰۰ کیلومتر (از عرض جغرافیایی ۳۲ درجه شمالی تا ۳۷ درجه شمالی) را دربر می‌گیرد (چالنگو و براد، ۱۹۷۴). گسل اصلی عهدحاضر زاگرس در لبه برخورد صفحات عربی با ایران مرکزی از روند گسل اصلی معکوس زاگرس پیروی می‌کند (هاتزفلد و مولنار، ۲۰۱۰). این گسل در زمره یکی از گسل‌های اصلی امتدادلغز خاورمیانه بشمار می‌رود و عنصر عمده‌ای در زمین‌ساخت جنبای خاورمیانه محسوب می‌شود و مسئول وقوع چندین زمین‌لرزه بزرگ

علاوه بر زمین‌لرزه ذکر شده، دشت سیلاخور شاهد وقوع یکی از بزرگ‌ترین زمین‌لرزه‌های دستگاهی زاگرس در ۱۹۰۹ با بزرگای ۷/۴ در مقیاس امواج سطحی بوده که در اثر آن بیش از ۴۰ کیلومتر گسلش سطحی صورت گرفته است (چالنگو و براد، ۱۹۷۴) (شکل ۱). با وقوع زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ در این منطقه و ثبت پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه در شبکه لرزه‌نگاری محلی، فرصت مناسبی برای بررسی این قطعه از گسل اصلی عهدحاضر فراهم شد. با توجه به خطای قابل‌ملاحظه در تعیین محل زمین‌لرزه‌ها با استفاده از داده‌های دورلرزه‌ای یا ناحیه‌ای، داده‌های شبکه محلی می‌تواند علاوه بر آشکارسازی جزئیات گسل‌ها از جمله هندسه آنها، ما را در شناخت بهتر سازوکار تغییر شکل منطقه یاری دهد.

در این مقاله پس‌لرزه‌های ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی که پس از وقوع زمین‌لرزه به‌دست گروه لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی



شکل ۱. نقشه لرزه‌خیزی منطقه براساس فهرست‌نامه IIEES (دایره‌های زردرنگ) و انگدال (دایره‌های توسی‌رنگ) به‌همراه سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه ۲۰۰۶/۰۳/۳۱ و دو پیش‌لرزه آن براساس حل تانسور ممان دانشگاه هاروارد. دایره‌های مشکی‌رنگ رومرکز زمین‌لرزه‌های سده اخیر و دایره سرخ‌رنگ رومرکز زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ با بزرگی گشتاوری ۶/۱ را نشان می‌دهد. گسل‌های مهم منطقه از پیرت و همکاران (۲۰۰۸) استخراج شده است.

جدول ۱: موقعیت ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت نصب شده در منطقه سیلاخور در سال ۱۳۸۵.

ردیف	نام ایستگاه	نام اختصاری	طول جغرافیایی (درجه)	عرض جغرافیایی (درجه)
۱	دینار آباد	DINA	۴۸/۷۹۱۶	۳۳/۷۲۱۲
۲	چالانچولان	CHAL	۴۸/۹۰۴۲	۳۳/۶۶۴۸
۳	گوشه	GOSH	۴۸/۹۳۲۶	۳۳/۷۴۰۷
۴	لنج آباد	LENJ	۴۹/۰۱۲۶	۳۳/۴۴۳۲
۵	زاغه	ZAGH	۴۸/۷۰۷۷	۳۳/۴۹۸۹
۶	چغالوندی	CHAG	۴۸/۵۶۰۴	۳۳/۶۵۸۷
۷	کبوترلان	KABO	۴۸/۹۲۲۲	۳۳/۸۷۹۵
۸	آبسرده	ABSA	۴۸/۶۲۷۶	۳۳/۷۸۳۹
۹	ونائی	VANA	۴۸/۵۸۷۶	۳۳/۹۱۳۷
۱۰	ده ترکان	DEHT	۴۸/۷۱۳۸	۳۳/۹۹۲۰

در منطقه است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ اتمایو و همکاران، ۲۰۰۹). در قیاس ساختار این گسل با گسل اصلی معکوس زاگرس که به طور مشترک مرز برخوردی صفحات عربی و اوراسیا را تشکیل می‌دهند و در چند نقطه با یکدیگر تلاقی دارند، می‌توان به ساختار عمدتاً موازی و جوان‌تر آن اشاره کرد (چالانکو و براد، ۱۹۷۴). تحقیقات اخیر گویای فعال نبودن گسل اصلی معکوس زاگرس برخلاف گسل اصلی عهدحاضر زاگرس است (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ یمینی‌فرد و همکاران، ۲۰۰۶).

قطعه گسلی دورود با راستای حدود ۳۱۵ و درازای بالغ بر ۱۰۰ کیلومتر، جنوبی‌ترین قطعه گسلی، گسل اصلی جوان زاگرس محسوب می‌شود. گسل دورود در شمال‌غربی شهر دورود، حد جنوبی دره سیلاخور را در نهشته‌های کواترنری پسین رودخانه آبی‌دز تشکیل می‌دهد. سازوکار گسل دورود امتدادلغز راست‌گرد همراه با یک مولفه قائم کوچک است، به طوری که بخش جنوب‌غربی آن نسبت به بخش شمال‌شرقی، به سمت بالا حرکت کرده است. در این تحقیق گسل دورود، گسلی فعال و لرزه‌زا معرفی شده و زمین‌لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور

مهم‌ترین رویداد لرزه‌ای مرتبط با این گسل به‌شمار آمده است (چالانکو و براد، ۱۹۷۴).

بررسی‌های زمین‌شناسی چالانکو و براد (۱۹۷۴) افتادگی محل سیلاخور را به وجود حرکات کواترنری راست‌گرد روی گسل دورود و یک گسل موازی کوچک نسبت داده است. آنها همچنین افتادگی در بخش شمالی قطعه دورود را نتیجه تغییر امتداد حرکت امتدادلغز بیان کرده‌اند.

طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) در تحقیق خود بر وجود مولفه نرمال و حوضه کششی (Pull apart) در گسل اصلی عهدحاضر زاگرس، به‌ویژه در اطراف گسل دورود و دشت سیلاخور اشاره داشته و کوبلی و جکسون (۲۰۰۶) نیز به بیان شواهدی بر وجود آنها در بخش شمالی‌تر گسل اصلی عهدحاضر زاگرس پرداخته‌اند. این محققان وجود این اثرات را ناشی از تفاوت راستاهای قطعات گسلی تشکیل‌دهنده گسل اصلی عهدحاضر زاگرس و تغییرات نسبی سرعت چرخش آنها حول قطب اوپلر می‌دانند.

اندازه‌گیری‌های ترازبایی و تحلیل تصاویر رادار، افتادگی حدود ۲ سانتی‌متر در قسمت شمالی و بالا آمدگی حدود ۶ سانتی‌متر در قسمت جنوبی را طی بازه ۲ ساله تا پس از وقوع زمین‌لرزه ۱۳۸۵ سیلاخور نشان

گسل اصلی عهدحاضر در افراز گرنش در منطقه زاگرس بلند در شمال غرب زاگرس نقش دارد.

۳ شبکه لرزه‌نگاری و داده

پس از زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور به‌منظور ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه موردنظر سیلاخور، ۱۰ دستگاه لرزه‌نگاری از تاریخ ۸۵/۱/۱۶ تا ۸۵/۳/۲۰ از سوی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به‌مدت تقریباً دو ماه در منطقه نصب شد (شکل ۲ و جدول ۱). این شبکه شامل ۵ دستگاه سرعت‌سنج سه‌مولفه‌ای کوتاه‌دوره از نوع 6TD و ۵ دستگاه شتاب‌نگاری 5TD ساخت شرکت گورالپ بوده است. ثبت‌ها از نوع ۲۴ بیتی بوده‌اند و داده را با بسامد ۱۰۰ هرتز ثبت کرده‌اند. ساعت ایستگاه‌ها، با گیرنده‌های GPS به‌طور پیوسته هم‌زمان شده‌اند. در این شبکه دستگاه‌های شتاب‌نگاری به‌صورت تریگتری و قایع را ثبت کرده‌اند، اما پس‌لرزه‌های ثبت شده در سرعت‌سنج‌ها از داده‌های پیوسته استخراج شدند. پس از ترکیب داده جمعاً ۱۲۶۸ پس‌لرزه ثبت شده در حداقل ۳ ایستگاه استخراج، فازهای آنها خوانده شد و تعیین محل آنها با برنامه HYPOCENTER (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶) و مدل عرضه شده یمینی و همکاران (۱۳۸۹) (جدول ۲) صورت گرفت.

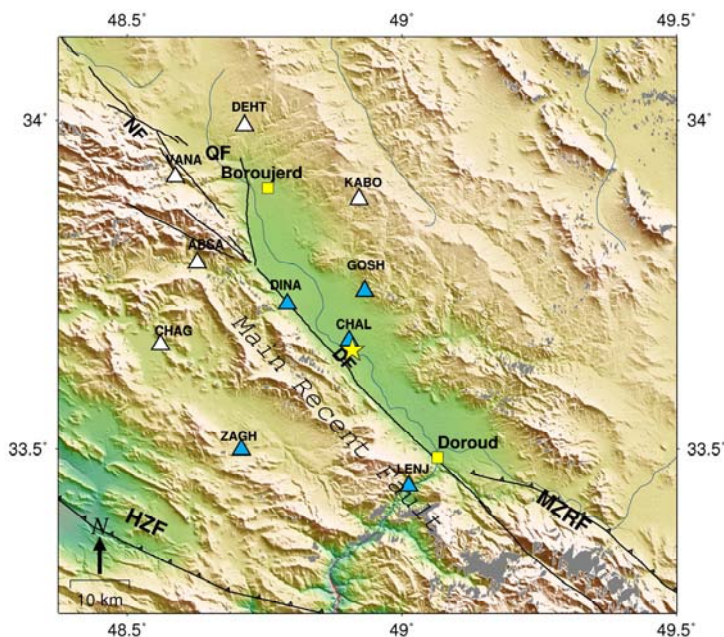
جدول ۲. مدل پوسته محاسبه شده برای منطقه سیلاخور (یمینی و همکاران، ۱۳۸۹). در این مدل نسبت سرعت موج P به سرعت موج S، ۱/۸۴ است.

عمق (کیلومتر)	سرعت موج تراکمی (کیلومتر بر ثانیه)
۰	۵/۵
۲	۵/۹
۶	۶/۰
۱۲	۶/۲
۱۴	۶/۴
۱۶	۶/۷

می‌دهد که می‌تواند تاییدی بر وجود حوضه کششی در منطقه باشد (پیرت و همکاران، ۲۰۰۸). تحلیل تصاویر رادار برای اندازه‌گیری تغییرشکل و سینماتیک زمین‌لرزه سیلاخور با حرکت امتدادلغز راست‌گرد حاصل از گسیختگی زیرسطحی ۲۰ کیلومتر از قطعه دورود گسل اصلی عهدحاضر در عمق بین ۲ تا ۸ کیلومتر با بیشترین لغزش به مقدار ۹۰ سانتی‌متر در عمق ۴ کیلومتر در زیر روستای چالان‌چولان سازگاری دارد. نتایج مدل‌سازی امواج حجمی عمق ۶ کیلومتر را برای این زمین‌لرزه نتیجه داده است. شیب و امتداد گسل با هردو روش پیش‌گفته به‌ترتیب ۶۰ و ۳۲۰ درجه محاسبه شده است (پیرت و همکاران، ۲۰۰۸).

اندازه‌گیری‌های GPS نشان می‌دهد که میزان کوتاه‌شدگی در شمال غرب زاگرس که شامل منطقه مورد بررسی می‌شود، ناچیز است و آن را به کاهش سرعت واگرایی و یا فرار پوسته از کوتاه‌شدگی به‌علت وجود لغزش امتدادلغز نسبت داده‌اند (والپرسدرف و همکاران، ۲۰۰۶). این تحقیق نشان می‌دهد که در این بخش از زاگرس، تغییرشکل بین ۴-۶ میلی‌متر حرکت امتدادلغز در امتداد گسل‌های با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی و ۳-۶ میلی‌متر کوتاه‌شدگی عمود بر محور رشته‌کوه‌ها تقسیم شده است. براساس همین اندازه‌گیری‌ها، حرکت امتدادلغز گسل اصلی عهدحاضر ۲-۳ میلی‌متر در سال محاسبه شده است. این مقدار آهنگ لغزش ۱۰-۱۷ میلی‌متر در سال که پیش‌تر طالبیان و جکسون (۲۰۰۲) براساس بررسی آرایش آبراهه‌های منطقه اطراف گسل دورود عرضه کرده بودند را مورد تردید قرار می‌دهد.

ملک‌زاده و همکاران (۲۰۰۷) با بررسی‌های ساختاری و زمین‌ریخت‌شناسی و مشاهده حرکت امتدادلغز روی زاگرس مرتفع، نشان داده‌اند که این گسل نیز علاوه بر



شکل ۲. آرایش ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری موقت در منطقه موثر زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور. مثلث‌های سفیدرنگ بیانگر ایستگاه‌های لرزه‌نگاری (سرعت‌سنج) و مثلث‌های سیاه‌رنگ ایستگاه‌های شتاب‌نگاری هستند. گسل‌های مهم منطقه از نقشه زمین‌شناسی خرم‌آباد (۱:۲۵۰۰۰)، پیرت و همکاران (۲۰۰۸) و چالکو و براد (۱۹۷۴) استخراج شده‌اند. DF: گسل دورود، NF: گسل نهاوند و QF: گسل قلعه حاتم است.

۴ توزیع رومرکز پس‌لرزه‌ها

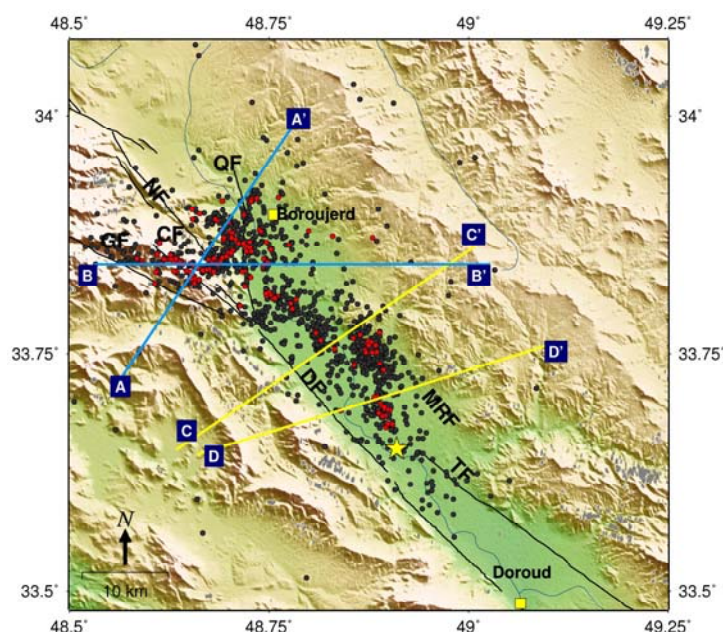
توزیع رومرکز همهٔ پس‌لرزه‌ها در این ناحیه، به‌وضوح پهنه‌ای با روند کلی شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در امتداد گسل اصلی عهدحاضر را نشان می‌دهد که پهنای آن در امتداد گسل متفاوت است (شکل ۳). همچنین در نقشه توزیع رویدادها، تراکم کم پس‌لرزه‌ها در اطراف گسل دورود و تمرکز قابل‌توجه پس‌لرزه‌ها در بخش شمال‌غربی دشت سیلاخور و نیز وجود شاخه‌ای با امتداد تقریبی شرقی - غربی در جنوب غرب بروجرد و مناطق مرتفع انتهایی گسل دورود است.

با هدف کسب اطمینان بیشتر نسبت به تفسیر لرزه‌خیزی و ارتباط دادن آنها به گسل‌های فعال، ۱۷۲ رویداد با شرایط ثبت در بیشتر از ۴ ایستگاه، خطای افقی و قائم کمتر از ۲ کیلومتر، نبود آریموتی کمتر از ۱۸۰ درجه و rms کمتر از ۰/۳ ثانیه انتخاب شد (دایره‌های سرخ‌رنگ در شکل ۳). روند این پس‌لرزه‌ها نیز ساختار کلی

رویدادها را دارد و بر وجود پهنه گسلی اشاره می‌کند. هرچند روند کلی پس‌لرزه‌ها همان روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است ولی تشخیص روندی ساده در یک امتداد خاص دشوار است. وجود خوشه‌ای از وقایع در یال شمالی دشت سیلاخور و به موازات گسل اصلی عهدحاضر که در فاصله قابل‌توجهی از آن قرار دارند، از نکات قابل‌توجه نحوه توزیع پس‌لرزه‌ها است. لرزه‌خیزی غرب بروجرد از روی توزیع زمین‌لرزه‌های انتخابی نیز قابل‌استنباط است.

۵ توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها

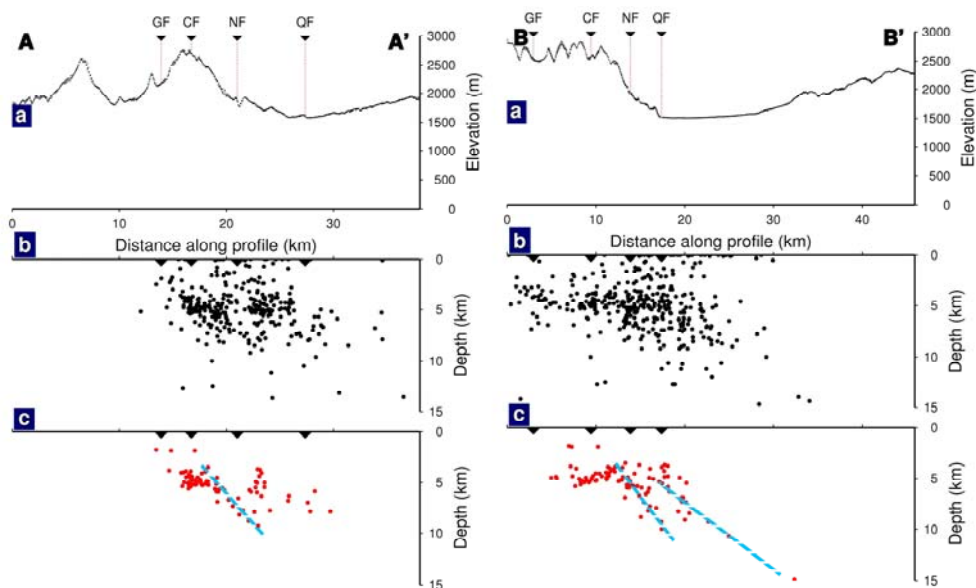
با هدف بررسی توزیع عمقی رویدادها، چهار مقطع عمقی عمود بر گسل‌های دورود، قلعه حاتم و ابتدای گسل نهاوند که از قطعات گسلی اصلی عهدحاضر زاگرس بشمار می‌روند رسم شدند و مورد بررسی قرار گرفتند (شکل ۴). از آنجا که مقاطع عمقی با حضور همهٔ رویدادها



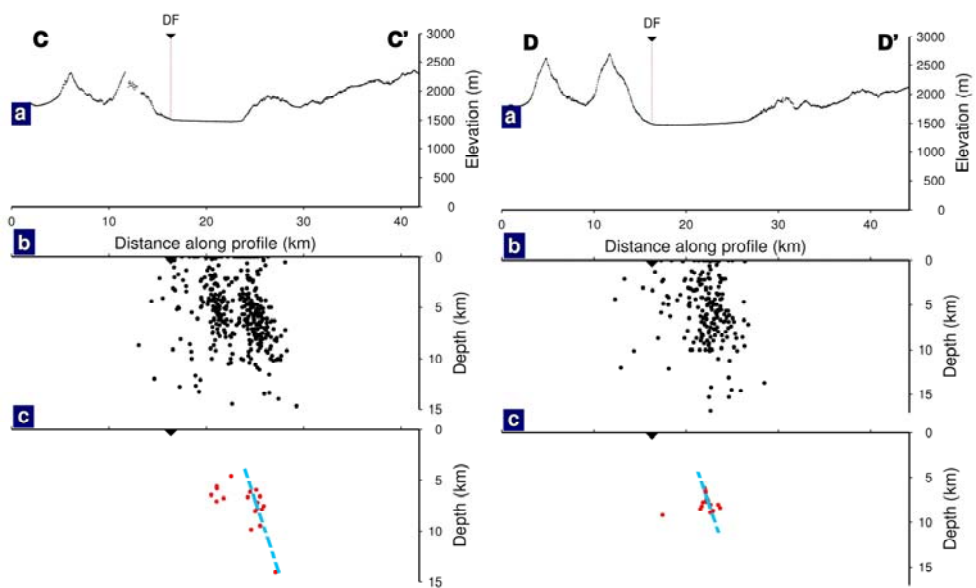
شکل ۳. توزیع رومرکز پس‌لرزه‌ها و موقعیت مقاطع. دایره‌های تیره‌رنگ ۱۲۶۸ پس‌لرزه ثبت شده در شبکه موقت نصب شده در منطقه سیلاخور پس از زمین‌لرزه ۸۵/۱/۱۱ از تاریخ ۸۵/۱/۱۶ تا ۸۵/۳/۲۰ هستند. دایره‌های سرخ‌رنگ ۱۷۲ رویداد تعیین محل شده با شرایط خطای باقی‌مانده زمانی متوسط ۰،۳، تعداد خوانش فاز بیشتر از ۷، نبود آزمون‌های کمتر از ۱۸۰ درجه و خطای تعیین محل کمتر از ۲ کیلومتر هستند. خطوط زردرنگ و آبی‌رنگ بیانگر موقعیت مقاطع عمقی روی گسل دورود و گسل‌های شمالی منطقه‌اند. DF: گسل دورود، NF: گسل نهاوند و QF: گسل قلعه حاتم، CF: گسل کولیدر، GF: گسل قلعه آبسرد و TF: گسل پیشنهادی چالنگو و براد (۱۹۷۴) در یال شمالی دشت سیلاخور است.

دشت سیلاخور امتداد یافته است) نسبت داده شود. در مقطع 'CC' دو روند تقریباً موازی نزدیک به یال شمالی دشت سیلاخور قابل تشخیص است شیبی در حدود ۷۰ درجه دارند (شکل ۴-ب). مقطع 'DD' روند سمت راست مقطع 'CC' را بررسی می‌کند (شکل ۴-ب). در این مقطع شیب این روند در حدود ۸۰ درجه است که با توجه به عمود بودن این مقطع بر روند پس‌لرزه‌ها، دقت بیشتری دارد. در مقاطع 'CC' و 'DD' که روی دشت سیلاخور رسم شده‌اند، نبود پس‌لرزه‌ها در اطراف گسل دورود دیده می‌شود و وجود روندهایی دور از این گسل و نزدیک به یال شمالی دشت سیلاخور می‌تواند شواهدی بر وجود گسل‌های قدیمی ناشناخته در این دشت باشند که به دلیل فعالیت زیاد کشاورزی در دشت سیلاخور عوارض سطحی مرتبط با آنها از بین رفته‌اند.

دارای دقت تعیین محل کمتری هستند، این مقاطع روی رویدادهای انتخابی نیز اعمال شدند. در نگاه کلی این مقاطع نشان می‌دهند که عمق رویدادها در این منطقه بین ۲ تا ۱۶ کیلومتر در قسمت فوقانی پوسته رخ داده‌اند. در مقطع 'AA' روندی از پس‌لرزه‌ها با شیبی نزدیک به ۵۰ درجه را می‌توان به بازفعالیت گسل کولیدر در پاسخ به زمین‌لرزه ۲۰۰۶ منتسب دانست (شکل ۴-الف). در مقطع 'BB' هرچند روند عمقی پس‌لرزه‌های منتسب به گسل کولیدر نیز دیده می‌شود ولی به دلیل عمود نبودن این مقطع بر گسل کولیدر، شیب آن کمتر از ۵۰ درجه محاسبه می‌شود که از دقت کمتری نسبت به مقدار شیب آن در مقطع 'AA' است (شکل ۴-الف). روند دیگری نیز در بخش غرب و جنوب غربی شهرستان بروجرد دیده می‌شود که می‌تواند به گسل‌های مرتبط با شاخه‌های فرعی رودخانه آبی‌دز (رودخانه موازی با گسل قلعه حاتم که در



(الف)



(ب)

شکل ۴. توزیع عمقی پس‌لرزه‌ها بر اساس مقاطع عمقی شکل ۳. (الف) مقطع AA' در قسمت چپ تصویر عمود بر گسل‌های ابتدای نهاوند، کولیدر و قلعه آبسرده هستند و مقطع BB' در قسمت راست تصویر عمود بر گسل قلعه حاتم است. (ب) مقطع CC' در قسمت چپ تصویر عمود بر گسل دورود است. مقطع DD' عمود بر روند پس‌لرزه‌ها در بخش جنوب شرقی منطقه مورد بررسی است. در همه مقاطع (a): مقطع توپوگرافی (عوارض سطحی) و موقعیت گسل‌ها، (b): توزیع عمقی همه رخدادها و (c): توزیع عمقی رخدادهای با شرایط نبود آزمون‌تی کمتر از ۱۸۰ درجه، rms کمتر از ۰/۳ و خطای رومرکز کمتر از ۲ کیلومتر است. پهنای همه مقاطع ۴ کیلومتر در هر طرف از مقطع است.

۶ بررسی تغییرات مکانی ضریب b

تغییرات مکانی ضریب b درحکم ابزار زلزله‌شناسی به‌منظور سنجش تغییرات میدان تنش در یک زون گسلی مطرح است و در مواردی زون‌های با مقادیر کم این ضریب با آسپریته‌های شناسایی شده با دیگر روش‌ها و محل وقوع زمین‌لرزه‌های بعدی هم‌خوانی خوبی نشان داده است. در خصوص شناسایی کنشگاه‌ها با بررسی پس‌لرزه‌ها می‌توان از تحقیق اکتار و همکاران (۲۰۰۴) و گرگان و همکاران (۲۰۰۸) روی زمین‌لرزه ایزمیت نام برد. این بررسی‌ها نشان می‌دهد که زون‌های با مقادیر نسبی زیاد b ، با جابه‌جایی‌های سطحی بزرگ همراه می‌شوند و با رخداد قبلی در امتداد گسل ایزمیت هم‌خوانی دارد و رخداد اصلی دوم در محل زون با مقدار ضریب b کم رخ داده است. از دیگر کاربردهای بررسی تغییرات مکانی ضریب b می‌توان از شناسایی اتاقک‌های ماگما نام برد (ویمر و همکاران ۱۹۹۷ و ۱۹۹۸؛ ویس و همکاران ۱۹۹۷ و ۲۰۰۰). این تحقیقات نشان می‌دهد که مقادیر b بالا در زون‌های ماگما بیشتر از مناطق اطراف است. به‌طورکلی تغییرات تنش، ناهمگنی مواد، شرایط دما، ماهیت وقایع مانند پس‌لرزه، پیش‌لرزه و زمین‌لرزه القایی بودن گروه وقایع، وجود اسپریتی و نوع سازوکار کانونی درحکم عوامل فیزیکی برای تغییرات مکانی مشاهده شده برای این ضریب شناخته شده‌اند.

اولین قدم در بررسی آماری، آماده‌سازی یک مجموعه داده همگن است. برای این کار ابتدا بایستی بزرگی M_c (Magnitude completeness) در بازه‌های زمانی و مکانی بررسی شود. M_c ، به‌منزله کوچک‌ترین بزرگی است که صددرصد وقایع با بزرگی‌های بیش از آن در فضای زمانی و مکانی ثبت شده‌اند. این تعریف از فرض رفتار توانی بزرگی‌های بیشتر نتیجه شده است. کسری از رویدادهای لرزه‌ای با بزرگی‌های کمتر از M_c ، زمین‌لرزه‌هایی هستند که شبکه آشکار نکرده است. پس از

محاسبه M_c وقایع با بزرگی‌های کوچک‌تر از آن به‌منظور تهیه مجموعه داده همگن از فهرست وقایع حذف می‌شوند.

در بررسی توزیع بزرگی - بسامد رابطه گوتنبرگ و ریشتر، ۱۹۴۹ به کار گرفته شده است:

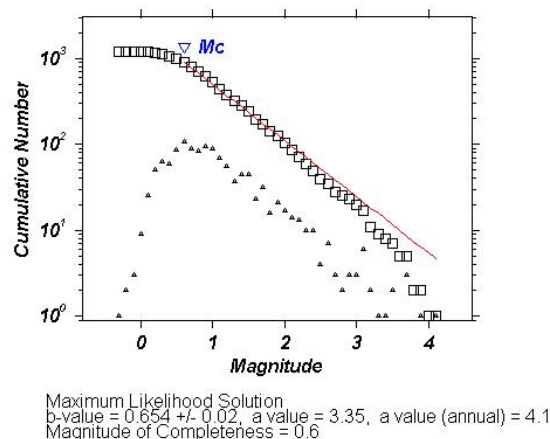
$$\log N = a - bM, \quad (1)$$

که N ، تعداد زمین‌لرزه‌هایی است که بزرگی آن بیش از M است و ضرایب a ، b ثابت هستند. برای محاسبه b با روش حداقل مربعات وزن داده شده، خط راستی به شیب توزیع بزرگی - بسامد برازش داده می‌شود. انطباق از نقطه با انحناى بیشینه توزیع (محاسبه شده با مشتق) تا بزرگی بیشینه در مجموعه داده ادامه می‌یابد. مقدار b میزان رخداد نسبی وقایع کوچک و بزرگ را نشان می‌دهد.

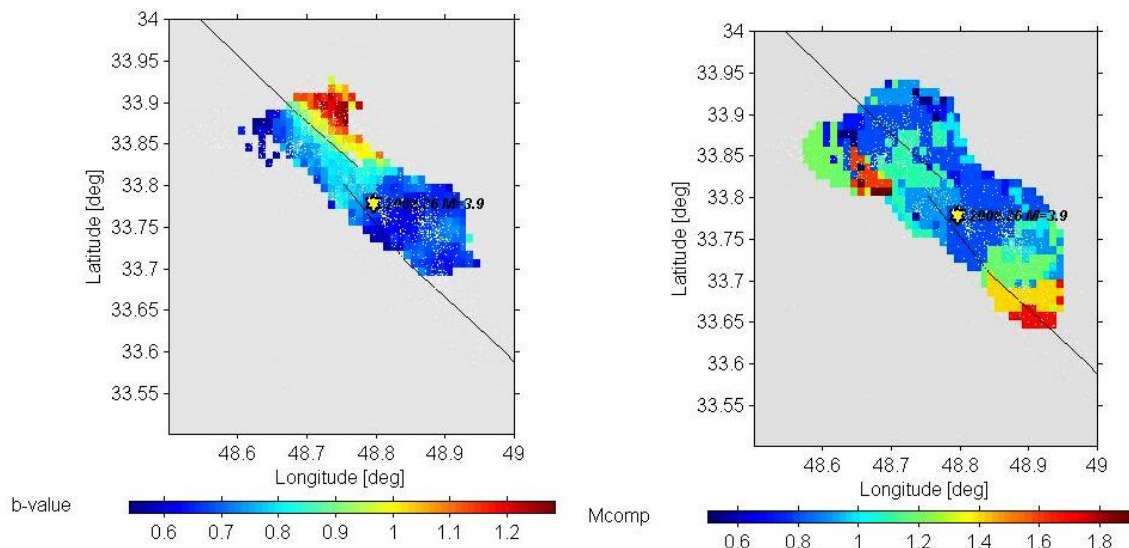
مطابق روش‌های ذکر شده در فوق، فهرست‌نامه پس‌لرزه‌های ثبت شده در منطقه با استفاده از نرم‌افزار ZMAP مورد بررسی قرار گرفت (ویس و همکاران، ۲۰۰۱). مقدار M_c برای کل پس‌لرزه‌ها برابر ۰/۶ (شکل ۵) محاسبه شد. لذا می‌توان متوسط آستانه آشکارسازی شبکه لرزه‌نگاری را برابر بزرگی ۰/۶ در نظر گرفت و وقایع با بزرگای بزرگ‌تر یا مساوی این مقدار را در بررسی آماری به کار گرفت. مقدار b برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۵ برابر با 0.02 ± 0.65 محاسبه شد که از مقدار جهانی یک، به مقدار قابل‌توجهی کمتر است. به‌منظور بررسی تغییرات جانبی ضریب b در منطقه پس‌لرزه‌ها این ضریب برای شبکه‌ای با ابعاد سلولی ۰/۰۱ درجه محاسبه شد (شکل ۶). مقدار این ضریب در هر سلول با در نظر گرفتن دایره‌هایی به مراکز چهار گوشه سلول و شعاع ۵ کیلومتر که حداقل ۱۰۰ زمین‌لرزه را که دست کم ۵۰ عدد از آنها دارای بزرگی کمتر از M_c محاسبه شده باشند را در برگیرد، و در نهایت متوسط‌گیری

با نگاهی به تغییرات مکانی شاهد مقادیر b زیاد در بخش شمالی توزیع پس‌لرزه‌ها نزدیک به مقدار جهانی این ضریب یک، در مجاور شهر بروجرد هستیم. ضریب b برای بقیه نقاط حول متوسط 0.6 است. نقشه توزیع M_c نشان‌دهنده توزیع به نسبت یکنواخت آن در بیشتر منطقه مورد بررسی است. لذا ناهنجاری مشاهده شده نمی‌تواند نتیجه آریبی ناهمگنی در فهرست‌نامه پس‌لرزه‌ها باشد. یکی از دلایل ناهنجاری مشاهده شده در شمال منطقه وقوع پس‌لرزه‌ها می‌تواند تجمع تنش بیشتر در این ناحیه بعد از وقوع زمین‌لرزه یا کاهش تنش در بخش‌های جنوبی به علت آزاد شدن بیشتر انرژی در اثر واقع شدن آسپریتی شکسته شده در اثر شوک اصلی در این منطقه باشد. بیشتر تخریب مشاهده شده نیز در بخش جنوبی منطقه پس‌لرزه‌ها گزارش شده است.

از مقادیر محاسبه شده، به دست آید. برای اعتبارسنجی نقشه توزیع M_c نیز تهیه شد.



شکل ۵. نمودار فراوانی تجمعی برحسب بزرگی برای پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۸۵/۱/۱۱ سیلاخور ثبت شده در شبکه لرزه‌نگاری موقت برابر 0.6 و مقدار ضریب b متوسط برابر 0.65 محاسبه شده است.



شکل ۶: محاسبه تغییرات جانی ضریب b و M_c برای پس‌لرزه‌های رخ داده در منطقه سیلاخور پس از وقوع زمین‌لرزه ۸۵/۱/۱۱.

نتایج

تسیحی که کار نصب شبکه و جمع آوری داده‌های لرزه‌نگاری را در منطقه به‌انجام رساندند، کمال تشکر و قدردانی را داریم.

منابع

یمینی‌فرد، ف، عباسی، م. ر. و سپهوند، م. ر.، ۱۳۸۹، مطالعه لرزه‌زمین‌ساخت و ساختار سرعتی پوسته در منطقه لرستان به کمک داده‌های ثبت شده در یک شبکه لرزه‌نگاری موقت: گزارش پروژه پژوهشی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.

Aktar, M., Ozalaybey, S., Ergin, M., Karabulut, H., Bouin, M. P., Tapirdamaz, C., Bicmen, F., Yoruk, A., and Bouchon, M., 2004, Spatial variation of aftershock activity across the rupture zone of the 17 August 1999 Izmit earthquake, Turkey: *Tectonophysics*, **391**, 325-334.

Ambraseys, N. N., and Melville, C. P., 1982, *A History of Persian Earthquakes*, Cambridge University Press, 219 p.

Authemayou, C., Bellier, O., Chardon, D., Benedetti, L., Malekzade, L., Claude, C., Angeletti, B., Shabani, E. and Abbassi, M. R., 2009, Quaternary slip rates of the Kazerun and the Main Recent Faults: Active strike slip partitioning in the Zagros fold and thrust belt: *Geophys. J. Int.*, **178**, 524-540.

Copley, A., Jackson, J., 2006, Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau, *Tectonics* **2**, 1-19. doi:10.1029/2005TC001906.

Engdahl, E. R., Jackson, J. A., Myers, S. C., Bergman, E. A., and Priestley, K., 2006, Relocation and assessment of seismicity in the Iran Region: *Geophys. J. Int.*, **167**, 761-778.

Gorgun, E., Zang, A., Bohnhoff, M., Milkereit, C., and Drese, G., 2009, Analysis of Izmit aftershocks 25 days before the November 12th 1999 Duzce earthquake: *Tectonophysics*, **474**, 507-515.

Hatzfeld, D., Molnar, P., 2010, Comparisons of the kinematics and deep structure of the Zagros and Himalaya and of the Iranian and Tibetan plateaus and geodynamic implications: *Rev. of Geophysics*, **48**, 304-351.

Lienert, B. R. E., Berg, E., and Frazer, L. N., 1986, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively

توزیع رومرکز پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۱۳۸۵ سیلاخور زون گسلی نسبتاً پهن با روند کلی جنوب‌شرق-شمال‌غرب در امتداد گسل اصلی عهدحاضر زاگرس را نشان می‌دهد. علاوه بر روند غالب یاد شده شاخه‌ای با امتداد شرقی-غربی در شرق بروجرد نیز قابل مشاهده است. فراوانی عمقی رویدادها بیانگر بازه عمقی ۲ تا ۱۶ کیلومتر برای پس‌لرزه‌ها در این بخش از گسل اصلی عهدحاضر زاگرس هستند که با عمق‌های تعیین شده در منطقه بروجن (یمینی و همکاران، ۲۰۰۶) و کم‌عمق‌تر از زاگرس مرکزی (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴) قابل مقایسه هستند. تمرکز وقایع در عمق‌های بین ۴ تا ۱۱ کیلومتر بیانگر قابلیت شکنندگی پوسته در عمق‌های کم در این منطقه از زاگرس مرتفع است. بنابراین بین نتایج حاصل از داده‌های محلی و مدل‌سازی داده‌های دور و رادار که موید رخداد زمین‌لرزه در ۱۰ کیلومتر بالایی پوسته در این منطقه هستند توافق نسبتاً خوبی مشاهده می‌شود (پیرت و همکاران، ۲۰۰۸). مقاطع عمود بر گسل اصلی عهدحاضر نشان‌دهنده وجود پهنه گسلی با شیبی به سمت شمال شرق است. همچنین این مقاطع بر بازفعالیت گسل‌های قدیمی در منطقه اشاره دارند و احتمال وجود گسل‌های پنهانی در دشت سیلاخور را قوت می‌بخشند.

نقشه تغییرات جانبی ضریب b، نشانگر وجود ناهنجاری با مقادیر زیاد این ضریب در شمال منطقه وقوع پس‌لرزه‌ها در مجاورت شهر بروجرد است که می‌تواند با تجمع تنش بیشتر در این منطقه یا آفت تنش در بخش‌های جنوبی بعد از وقوع زمین‌لرزه ۸۵/۱/۱۱ سیلاخور در ارتباط باشد.

تشکر و قدردانی

بدین‌وسیله از تیم لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، آقایان محمدیوسف و

- Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran): *Geophys. J. Int.*, **167**, 1077-1088.
- Wiemer, S., and McNutt, S., 1997, Variations in frequency-magnitude distribution with depth in two volcanic areas: Mount St. Helens, Washington, and Mt. Spurr, Alaska: *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 189-192.
- Wiemer, S., McNutt, S. R., and Wyss, M., 1998, Temporal and three-dimensional spatial analysis of the frequency-magnitude distribution near Long Valley Caldera, California: *Geophys. J. Int.*, **134**, 409-421.
- Wyss, M., Schrolemmer, D., and Wiemer, S., 2000, Mapping asperities by minima of local recurrence time: The San Jacinto-Elsinore fault zones. *J. Geophys. Res.*, **105**, 7829-7844.
- Wyss, M., Shimazaki, K., and Wiemer, S., 1997, Mapping active magma chambers by b-values beneath the off-Ito volcano, Japan. *J. Geophys.*, **102**, 20413-20422.
- Wyss, M., Wiemer, S., and Zaniga, R., 2001, ZMAP: a tool for analysis of seismicity patterns. Typical application and uses: a cookbook.
- Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D., Tatar, M., and Mokhtari, M., 2006, Microseismicity on the Kazerun fault system (Iran): Evidence of a strike-slip shear zone and a thick crust: *Geophys.*, **166**(1), 186-196.
- least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
- Malekzade, Z., Abbassi, M. R., Bellier, O., and Authemayou, C., 2007, Strain partitioning in West-Central Zagros fold and thrust belt: Implication for seismic hazard analysis: *Journal of Seismology and Earthquake Engineering*, **9**(3), 85-98.
- Peyret, M., Rolandone, F., Dominguez, S., Djamour, Y., and Meyr, B., 2008, Source model for the Mw 6.1, 31 March 2006, Chalan-Chulan Earthquake (Iran) from InSAR: *Terra Nova*, **20**, 126-133.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2002, Offset on the Main Recent Fault of the NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia Eurasia collision zone: *Geophys. J. Int.*, **150**, 422 – 439.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., and Ghafory-Ashtiany, M., 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquakes seismicity: *Geophys. J. Int.*, **156**, 255-266.
- Tchalenko, J., and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of the Zagros (Iran), the main recent fault between 33 and 35° N, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, **277**, 1-25.
- Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chéry, J., and Masson, F., 2006,