

تحلیل پس‌لرزه‌ای زمین‌لرزه ۵ فروردین ماه ۱۳۸۵ (M_w=5.9) (ایران - زاگرس)

حسین ابلاغی^۱، فرزاد یامینی فرد^{۱*} و محمد تاتار^۲

^۱دانشجوی کارشناسی ارشد زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران
^۲استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

hosseinilaghi@gmail.com, faryam@iiees.ac.ir, mtatar@iiees.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۷/۱۸، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۳/۲۶)

چکیده

از آنجا که هنوز ارتباط مشخصی بین چین و گسل در کمربند چین و تراست زاگرس وجود ندارد، با بررسی پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه بزرگ، می‌توان به بررسی ارتباط بین این ساختارهای زمین‌ساختی (تکتونیکی) پرداخت. از طرفی روش‌هایی چون مدل‌کردن امواج حجمی، حل تانسور ممان و یا در برخی موارد استفاده از تصاویر ماهواره‌ای قادر به تعیین صفحه گسل نیستند. بررسی پس‌لرزه‌های یک زمین‌لرزه یکی از راه‌های تشخیص صفحه اصلی از صفحه کمکی است. لازم به ذکر است که روش‌هایی همچون ساختارهای عمومی لرزه‌خیزی در منطقه نیز می‌تواند ما را در تشخیص صفحه اصلی از صفحه کمکی یاری دهد.

در ساعت ۵۸:۱۰ روز ۵ فروردین ۱۳۸۵ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری ۵/۹ در بخش فین استان هرمزگان به وقوع پیوست و باعث ایجاد خسارات جزئی در منطقه شد. پس از وقوع زمین‌لرزه اصلی، ۴ پس‌لرزه با بزرگای بیش از ۵ مجدداً منطقه را به لرزه درآورد که سازوکار محاسبه شده برای آنها مشابه زمین‌لرزه اصلی از نوع معکوس است. در این مقاله نتایج حاصل از آنالیز پس‌لرزه‌های ثبت شده با شبکه موقت محلی نصب شده در منطقه آورده شده است. توزیع رومرکز پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه پس از تعیین محل به روش تفاضل دوتایی روند شرق-غرب را نشان می‌دهد و توزیع پس‌لرزه‌ها در عمق نشانگر شیبی به سمت شمال است. این شواهد زلزله‌شناسی وجود فعالیت لرزه‌ای روی گسلی با امتداد شرق-غرب و شیبی به سمت شمال در منطقه را تایید می‌کند. با توجه به مقاطع عمقی ایجاد شده و تعیین شیب گسلش، مشخص شد که امتداد این شیب در سطح با هیچ‌کدام از چین‌خوردگی‌های سطحی ناحیه (فین و گونیز) برخورد ندارد لذا با توجه به این مطلب می‌توان گفت که چین‌خوردگی در سطح در این ناحیه مستقل از گسلش در عمق صورت می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: پس‌لرزه، فین، زاگرس

Aftershock analysis of the March 25, 2006, Fin earthquake, M_w = 5.9 (Zagros - Iran)

Hossein Ilaghi¹, Farzam Yamini-Fard^{1*}, and Mohammad Tatar¹

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

(Received: 10 October 2009, accepted: 16 June 2010)

Summary

The NW-SE-trending Zagros fold and thrust belt extends for approximately 1,800 km from a location some 300 km SE of the East Anatolian Fault in NE Turkey to the Strait of Hormuz, where the north-south-trending Zendan-Minab-Palami fault system (ZMP) separates the Zagros belt from the Makran accretionary prism.

The NE limit of the Zagros belt is marked by the Main Zagros Reverse Fault which is rotated about a horizontal axis to form a steeply NE-dipping to sub-vertical reverse fault with a right-lateral component of movement of unknown magnitude (Wellman, 1966; Stöcklin, 1974; Berberian, 1995). The extension of the Main Zagros Reverse Fault to the NW of latitude $\sim 33^{\circ}$ is referred to as the Main Recent Fault (Tchalenko and Braud, 1974), and is a right-lateral strike-slip fault as indicated by earthquake focal mechanism solutions and field evidence (Talebian and Jackson, 2002; Bachmanov et al., 2004).

There is no clear surface boundary to the frontal edge of the Zagros fold and thrust belt where folding is gentle both on land and beneath the Persian Gulf. However, the southern edge of the Zagros deformation front can be defined at different levels by the shape in map views of the oil- and gas fields (Talbot and Alavi, 1996), and also by the seismicity and topography (Jackson and McKenzie, 1984).

The deformation within the Zagros fold and thrust belt is due to the relative convergence between Arabia and Eurasia since the Middle-Late Cretaceous era (Falcon, 1974; Stöcklin, 1974; Koop and Stoneley, 1982). However, the Zagros fold and thrust belt began forming during the main phase of the Zagros orogeny in the Late Miocene (Stöcklin, 1968; Stoneley, 1981; Hessami et al., 2001); current shortening at a rate of about 7 mm/yr (Tatar et al., 2002; Vernant et al., 2004b; Hessami et al., 2006) as well as active seismicity indicate that this deformation is still active.

A moderate earthquake (MW = 5.9) struck the Fin region in the Hormozgan province on March 25, 2006 (07:28 GMT) with low damage. The main-shock was followed by 4 aftershocks with magnitudes larger than 5. Four stations were installed in the region for aftershock study. In this paper, the results from the τ -analysis of aftershock data recorded by these 4 stations and the neighboring dense network in the east are presented. Epicentral distribution of the aftershocks shows an E-W trend. Moreover, an alignment trending north consistent with the mainshock focal mechanism is clear at depth. This seismological evidence confirms that the Fin Earthquake occurred on a reverse fault dipping north.

The epicentral distribution of aftershocks showed an east-west trend which indicates that the causative fault is in the east-west direction. Both focal mechanism solutions reported by the CMT catalog and body wave modeling results were also in agreement with this determination. A cross section view of the north-south direction showed a northward dip for the fault plane.

There is no incidence between the strike of depth distribution of the aftershocks on the surface and the known folds of the region. Using these results, it was concluded that there is no direct relationship between depth faulting and surface folding, and that aftershocks were distributed lower than 5 km depth, which indicates that the Cretaceous Gurpi marls disallowed the faulting to reach the surface.

Key words: Aftershock, Fin, Zagros

۱ مقدمه

۲۵ همگرا می‌شوند (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴).
کوتاه‌شدگی ناشی از این همگرایی با فرورانش در مکران،
چین‌خوردگی و گسلش تراستی در کمربند کوهستانی

کشور ایران در میان دو صفحه سنگ‌سپهری (لیتوسفری)
اوراسیا و عربستان قرار دارد که با آهنگی حدود mm/yr

تقریباً ۱۰ کیلومتر و طول آنها گاهی به بیش از ۱۰۰ کیلومتر می‌رسد.

در بسیاری از مناطق، کوتاه‌شدگی در نتیجه برخورد قاره‌ای منجر به تشکیل تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها در سطح می‌شود، در شکل‌گیری چین می‌توان به چین‌هایی اشاره کرد که در فرادیواره گسل‌ها تشکیل شده‌اند که در این حالت لایه‌های افقی در اثر حرکت روی فرادیواره، متحمل چین‌خوردگی می‌شوند. این فرایند تشکیل چین‌ها چین‌خوردگی خمشی گسلی (fault-bend folding) نام دارد (سوپه، ۱۹۸۳)، نوع دیگر چین‌خوردگی شامل تشکیل تاقدیس‌ها در بالای فرادیواره گسل‌های معکوس و یا تراست، در نتیجه رسیدن لغزش به سطح است. این سازوکار تشکیل چین‌ها چین‌خوردگی فشارشی (forced folding) یا چین‌خوردگی گسترش‌گسلی (fault-propagation folding) نام دارد (یلدینگ و همکاران، ۱۹۸۱؛ اشتاین و کینگ، ۱۹۸۴؛ سوپه و مدودف، ۱۹۹۰؛ آلمندینگر و شاو، ۲۰۰۰). نوع دوم چین‌خوردگی مربوط به مناطقی می‌شود که در این مناطق چین‌خوردگی مستقل از تغییر شکل بستر زیرین خود صورت می‌گیرد، این فرایند زمانی رخ می‌دهد که مجموعه‌ای از لایه‌های سست روی یک لایه مقاوم قرار گرفته‌اند و در نتیجه، فشار از طرفین این لایه دچار چین‌خوردگی یا به اصطلاح خمش (buckling) می‌شود. این نوع چین‌خوردگی چین‌خوردگی جدایشی (detachment folding) نام دارد. در این حالت، چین‌خوردگی لایه‌های سطحی ارتباط مستقیمی با گسلش در عمق ندارد (میترا، ۲۰۰۳).

به علت فقدان گسلش سطحی، بیشتر اطلاعات ما از زمین‌ساخت فعال کمربند چین‌خورده ساده زاگرس از تحقیقات زلزله‌شناسی حاصل شده است. ساختار سرعتی به دست آمده از برگردان یک‌بُعدی زمان‌های رسید خردزمین‌لرزه‌های ثبت شده در یک شبکه متراکم لرزه‌نگاری در بخشی از کمربند چین‌خورده ساده واقع در

زاگرس در جنوب، البرز و کپه‌داغ در شمال و نیز با لغزش در تعدادی گسل‌های امتدادلغز مهم (اغلب با روند شمال-جنوب) در ایران مرکزی خود را نشان می‌دهد. روند کلی ساختارهای زاگرس عموماً شمال‌غرب-جنوب‌شرق است. این روند در بخش شرقی کمربند چین و تراست زاگرس دچار دوران (چرخش) شده و به شرق-غرب و در نهایت در انتهای جنوب‌شرقی آن به شمال‌شرق-جنوب‌غرب تغییر می‌یابد. کمربند چین و تراست زاگرس که با طول تقریباً ۱۵۰۰ کیلومتر در جنوب غرب ایران واقع شده یکی از گستره‌های کمربند آلپ-هیمالایا است. گستره زاگرس نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و آغاز برخورد قاره‌ای در میوسن (مک‌کوری و همکاران، ۲۰۰۳) بین ایران مرکزی و سپر عربی واقع شده و تقریباً ۱ سانتی‌متر از ۲/۵ سانتی‌متر کوتاه‌شدگی بین صفحه عربی و اوراسیا در آن رخ می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴؛ تاتار و همکاران، ۲۰۰۲). مرز برخورد بین حاشیه قاره‌ای صفحه عربی و سنگ‌های آذرین و متامورفیک ایران مرکزی در شمال شرق زاگرس بلند واقع شده است اما در حال حاضر بیشتر کوتاه‌شدگی و لرزه‌خیزی زاگرس در کمربند چین‌خورده ساده متمرکز شده است.

کمربند چین‌خورده ساده زاگرس شامل توالی ضخیم رسوبات حاشیه غیر فعال صفحه عربی است که نقش مهمی را در نوع تغییر شکل ایفا می‌کنند. بیشتر زمین‌لرزه‌های واقع شده در کمربند چین‌خورده ساده زاگرس دارای سازوکار معکوس‌اند و عمقی کمتر از تقریباً ۲۰ کیلومتر دارند. گسیختگی ناشی از آنها به ندرت به سطح رسیده است که این می‌تواند به علت وجود لایه‌های نمکی در پوشش رسوبی باشد (جکسون و فیچ، ۱۹۸۱؛ طالبیان و جکسون، ۲۰۰۴). به نظر می‌رسد که کوتاه‌شدگی در سطح با چین‌خوردگی و ایجاد تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها همراه شده است و سیمای توپوگرافی منطقه را تحت تاثیر قرار داده است. این چین‌ها نوعاً دارای پهنای

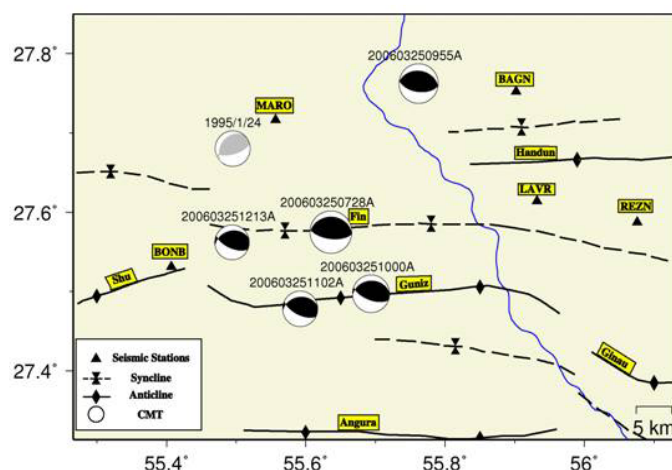
فین با شبکه محلی به مدت یک ماه این فرصت را ایجاد کرد تا با وجود نبود شواهد سطحی چون رسیدن گسیختگی به سطح مواردی چون میزان گسترش گسیختگی در پوشش رسوبی و بلورین، شیب گسل‌ها در بخش شرقی کمربند چین‌خورده زاگرس و ارتباط بین گسل‌های معکوس و چین‌خوردگی در سطح مورد بررسی قرار گیرد. چین‌خوردگی در سطح می‌تواند نتیجه مستقیم لغزش گسل معکوس باشد و یا ارتباطی با آنها نداشته و به‌طور مستقل تشکیل شده باشد. ساختار سطحی در ناحیه فین شامل چین‌های موازی با یکدیگر در امتداد شرق-غرب دارای ساختار نسبتاً ساده و متقارن است.

در مورد زمین‌لرزه‌های تاریخی در این ناحیه اطلاعات کافی در دست نیست، ولی در مورد زمین‌لرزه‌های دستگاهی فقط یک زمین‌لرزه متوسط مربوط به ۱۹۹۵ با بزرگای $M_w = 4.9$ در این ناحیه گزارش شده است. سازوکار ثبت شده در فهرست‌نامه CMT (شکل ۲) از نوع معکوس با یک مولفه کوچک امتدادلغز است که حکایت از آن دارد که گسل مسبب این زمین‌لرزه دارای راستای شمال شرق-جنوب غرب، با شیبی ۳۰ درجه به سمت شمال غرب و یا ۶۰ درجه به سمت جنوب شرق است.

زاگرس مرکزی نشان دهنده ضخامت تقریباً ۱۱ کیلومتری برای پوشش رسوبی است (هاتزفلد و همکاران، ۲۰۰۳). این بررسی خردزمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که عمده خرد زمین‌لرزه‌ها زیر لایه رسوبی رخ داده و ارتباط مشخصی بین چین‌ها و لرزه‌خیزی و همچنین وجود کنش بین لایه رسوبی و بلورین زیرین وجود ندارد. شیب گسل‌های معکوس از توزیع خردزمین‌لرزه‌ها با قطعیت معلوم نمی‌شود و به سختی شیبی به سمت شمال در بخش شمالی قابل استنباط است.

در ساعت ۱۰ و ۵۸ دقیقه روز ۵ فروردین ماه ۱۳۸۵ زمین‌لرزه‌ای با بزرگای گشتاوری $M_w = 5.9$ در بخش فین استان هرمزگان واقع در شرق کمربند چین‌خورده ساده زاگرس به وقوع پیوست و موجب خرابی‌های جزئی در منطقه شد. این زمین‌لرزه با چهار پس‌لرزه با بزرگای بین ۵ تا ۵/۵ دنبال شد که حل تانسور ممان آنها (فهرست‌نامه CMT)، سازوکار کانونی مشابه سازوکار زمین‌لرزه اصلی تقریباً راندگی محض با صفحات گرهی در امتداد شرق-غرب با شیب تقریباً ۳۰ درجه به سمت شمال را نشان می‌دهد (شکل ۱).

در این مقاله، بررسی پس‌لرزه‌های ثبت شده زمین‌لرزه



شکل ۱. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های روی داده در این منطقه با استفاده از فهرست‌نامه CMT. رنگ سیاه: سازوکار کانونی زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های آن، رنگ خاکستری: سازوکار کانونی تنها زمین‌لرزه دستگاهی گزارش شده CMT در منطقه فین.

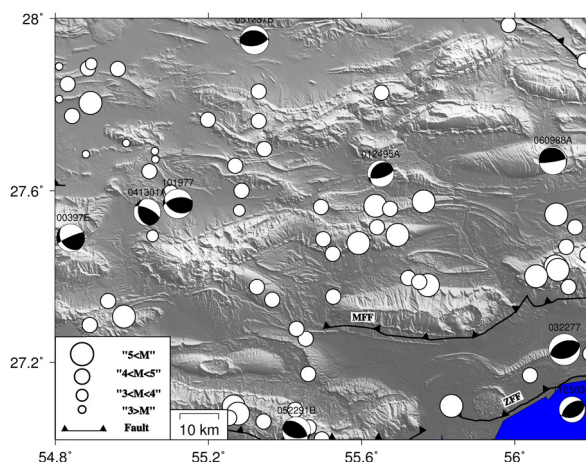
۲ داده‌ها

از آنجاکه وقوع زمین‌لرزه‌های متعددی قبل از زمین‌لرزه پنجم فروردین ۱۳۸۵ (M_w = 5.9) در منطقه باعث نگرانی مردم و مسئولان شده بود از تاریخ ۹ اسفند ۱۳۸۴ ایستگاه باغستان (BAGN) در شمال شهر فین نصب شد (شکل ۳). در حدود ۲ هفته پس از رویداد اصلی با نصب سه ایستگاه دیگر مارو (MARO)، لاور (LAVR) و بناب (BONB) در منطقه، پس‌لرزه‌های این زمین‌لرزه به مدت یک ماه ثبت شد. به منظور آنالیز پس‌لرزه‌ها، داده‌های ثبت شده در این ایستگاه‌ها و شبکه موقت نصب شده در زاگرس شرقی، به منظور بررسی خردزمین‌لرزه‌های منطقه خورگو، با هم ادغام شد. قابل ذکر است که در این تحقیق از داده‌های ایستگاه لرزه‌نگاری باند پهن BNDS متعلق به شبکه دائمی لرزه‌نگاری پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله نیز استفاده شده است.

لرزه‌سنج‌های شبکه از نوع CMG-6TD ۱۰ ثانیه‌ای متصل به ثبت‌کننده‌های CMG-DM24 بود و داده در همه ایستگاه‌ها به‌طور پیوسته ثبت و ذخیره می‌شد. سیگنال‌ها با بسامد ۱۰۰ هرتز ثبت می‌شدند و در همه ایستگاه‌ها، زمان با یک گیرنده GPS واسنجی و کنترل می‌شد.

۳ فعالیت پس‌لرزه‌ها

اکثر زمین‌لرزه‌های بزرگ توسط زمین‌لرزه‌های کوچک‌تری که در یک محدوده زمانی مشخص بعد از زمین‌لرزه اصلی و حوالی آن رخ می‌دهند، و از آنها با عنوان پس‌لرزه نام برده می‌شود، دنبال می‌شوند. این پس‌لرزه‌ها به صفحه گسلی مربوطاند که لغزش روی آن اتفاق افتاده است. نواحی داخل زون شکست و یا مجاور آن ممکن است نواحی تجمع تنش (استرس) جدید باشند که باعث ایجاد پس‌لرزه‌ها می‌شود. معمولاً بعد از زمین‌لرزه اصلی بلافاصله رخداد پس‌لرزه‌ها آغاز می‌شود و تعداد آنها بستگی به بزرگای زمین‌لرزه دارد. درجه فعالیت پس‌لرزه‌ها نسبت به زمین‌لرزه اصلی، را می‌توان با رابطه $\sum_{i=1}^{\infty} E_i / E_m$ بیان کرد، به طوری که E_i و E_m به ترتیب انرژی (یا ممان) زمین‌لرزه اصلی و آمین پس‌لرزه بزرگ آن هستند. از آنجا که تقریباً انرژی (یا ممان) بزرگ‌ترین پس‌لرزه، E₁، متناسب با کل انرژی (یا ممان) است، فعالیت پس‌لرزه‌ای به‌طور کلی با E_1 / E_m بیان می‌شود که متناسب با اختلاف بزرگای زمین‌لرزه اصلی و بزرگ‌ترین پس‌لرزه آن است (تکوجی اوتسو، ۲۰۰۲).



شکل ۲. لرزه‌خیزی منطقه براساس فهرست‌نامه انگدال تا سال ۲۰۰۶ و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌های دستگاهی با استفاده از فهرست‌نامه CMT. در مورد زمین‌لرزه‌های تاریخی در این ناحیه اطلاعات کافی در دست نیست، ولی در مورد زمین‌لرزه‌های دستگاهی، تنها یک زمین‌لرزه متوسط مربوط به ۱۹۹۵ با بزرگای M_w = 4.9 در این ناحیه گزارش شده است.

زمانی و مکانی مشخص در حول و حوش زمین لرزه اصلی، به مثابه پس لرزه‌های این زمین لرزه در نظر گرفته شدند؛ حال در صورت داشتن یک شبکه با پوشش مناسب در منطقه، می‌توانستیم با تعیین محل دقیق تر این زمین لرزه‌ها تعیین کنیم که آیا همه این پنج زمین لرزه مربوط به یک سامانه گسلی واحدند و یا سامانه‌های گسلی مجزایی دارند.

۴ توزیع رومرکزی پس لرزه‌ها

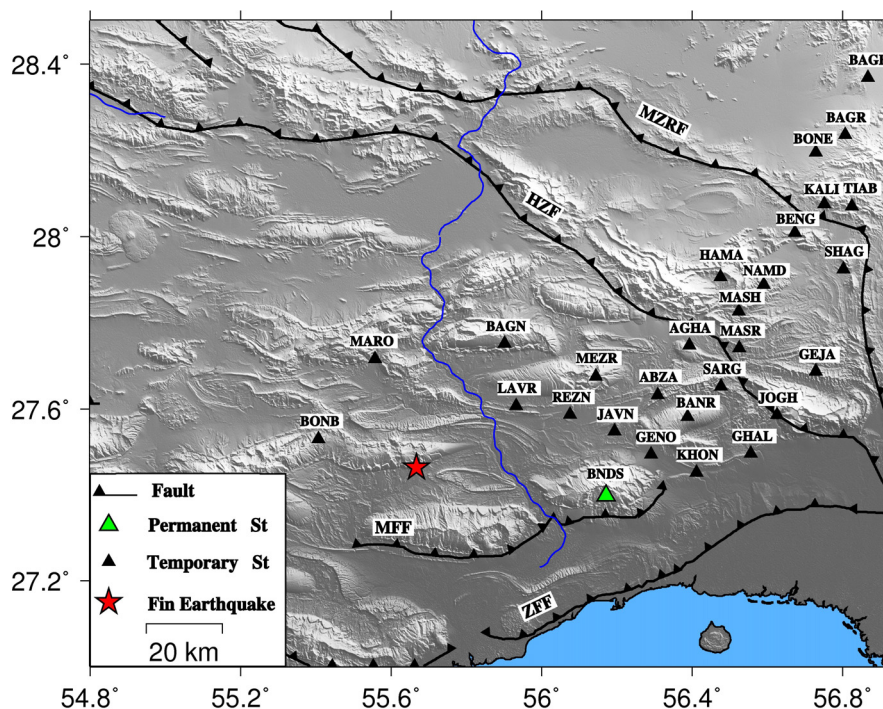
در این تحقیق ابتدا پس لرزه‌ها با مدل یک بعدی سرعت محاسبه شده برای این منطقه (جدول ۱) با برنامه Hypocenter (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶) تعیین محل شدند (شکل ۴ و جدول ۲). از آنجا که توزیع همه پس لرزه‌ها در سطح به علت خطای زیاد در تعیین محل تعداد قابل توجهی از آنها بسیار پراکنده است، فقط پس لرزه‌های انتخابی مورد بررسی قرار گرفت. در نتیجه با هدف اطمینان بیشتر نسبت تفسیر لرزه خیزی پس لرزه‌ها و ارتباط دادن آنها به گسل‌های فعال، ۹۰ پس لرزه را با اعمال شرایطی چون ثبت در حداقل ۳ ایستگاه، خطای رومرکزی کمتر از ۶ کیلومتر، گپ آزیموتی کمتر از ۲۷۰ درجه و حداقل باقی مانده‌های زمانی کمتر از ۰/۳ ثانیه انتخاب شدند (شکل ۴). در این حالت رویدادها نسبت به توزیع همه پس لرزه‌ها، پراکندگی کمتری در سطح دارند و به صورت نواری با پهنای تقریبی ۲۰ کیلومتر و طول ۴۰ کیلومتر توزیع شده‌اند. با توجه به این توزیع، رومرکز اغلب پس لرزه‌های انتخابی در سمت راست زمین لرزه اصلی و در نزدیکی بزرگ‌ترین پس لرزه ($M_w = 5.5$)، واقع شده است. پس لرزه‌های بزرگ این زمین لرزه، به جز بزرگ‌ترین پس لرزه، تقریباً در نزدیکی زمین لرزه اصلی قرار گرفته‌اند و رومرکز بزرگ‌ترین پس لرزه تقریباً به فاصله ۱۰ کیلومتر از رومرکز زمین لرزه اصلی واقع شده است.

$$D_1 = M_m - M_1 \quad (1)$$

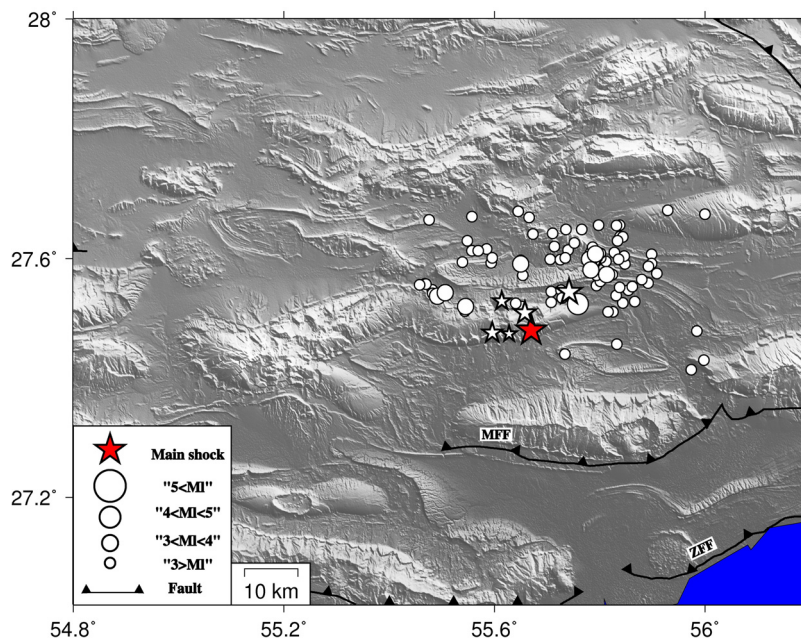
مقادیر D_1 برای بسیاری از مجموعه زمین لرزه-پس لرزه‌ها برای نواحی گوناگون مورد تحقیق قرار گرفته، که وابسته به مقدار M_m است. گرچه در قانون بت (ریشتر، ۱۹۵۸)، این مقدار برابر با ۱/۲ است، ولی مقدار D_1 به طور گسترده از ۰ تا ۳ یا بیشتر تغییر می‌کند.

ارتباط بین D_1 و M_m را اوتسو (۱۹۶۱) و چندین محقق دیگر مورد بررسی قرار داده‌اند. اتسو (۱۹۶۹)، \tilde{D}_1 (میانگین D_1 برای زمین لرزه اصلی با بزرگای M_m) را به صورت $\tilde{D}_1 = 5.0 - 0.5M_m$ برای $6 \leq M_m \leq 8$ و $\tilde{D}_1 = 2.0$ برای $M_m \leq 6.0$ ، برای زمین لرزه‌های کم عمق در ژاپن، معرفی کرد. بیشتر محققان مقدار میانگین کوچک تری برای \tilde{D}_1 ، M_m کمتر از ۶/۵، را پیشنهاد کرده‌اند. برای مثال میانگین مقدار D_1 برای زمین لرزه‌ای با $M_m = 6$ ، (پاپازاچس و همکاران، ۱۹۶۷)، ۱/۰۸ (پاپازاچس، ۱۹۷۱)، ۱/۱۴ (بت، ۱۹۷۷) و ۱/۰۵ (کیسلینگر و جونز، ۱۹۹۱)، عرضه شده است. در حالت کلی بزرگ‌ترین پس لرزه معمولاً دارای بزرگایی به اندازه یک واحد کمتر از زمین لرزه اصلی است و کل ممان لرزه‌ای آزاد شده از یک مجموعه پس لرزه، به ندرت از ۱۰ درصد ممان لرزه‌ای زمین لرزه اصلی تجاوز می‌کند (لی و والاس، ۱۹۹۵).

در این ناحیه، بزرگای بزرگ‌ترین زمین لرزه رخ داده بلافاصله پس از زمین لرزه اصلی، به اندازه ۰/۴ با بزرگای زمین لرزه اصلی تفاوت دارد و در ضمن ممان لرزه‌ای ۴ زمین لرزه روی داده بعد از زمین لرزه اصلی، تقریباً ۵۰ درصد ممان لرزه‌ای زمین لرزه اصلی است (فهرست‌نامه CMT)؛ مقایسه این دلایل با مطالب پیش گفته، این ایده را مطرح می‌سازند که همه این ۴ چهار زمین لرزه بزرگ روی داده بعد از زمین لرزه اصلی، نمی‌توانند پس لرزه‌های یک زمین لرزه با بزرگای $M_w = 5.9$ باشند، با توجه به این، به دلیل واقع شدن این چهار زمین لرزه در یک بازه



شکل ۳. آرایش شبکه لرزه‌نگاری موقت محلی نصب شده در منطقه. ایستگاه‌های MARO, LAVR, BAGN و BONB به‌منظور ثبت پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۵ فروردین ۱۳۸۵ فین دو هفته پس از زمین‌لرزه اصلی در منطقه نصب شده‌اند. ایستگاه لرزه‌نگاری BNDS یکی از ایستگاه‌های دائمی شبکه لرزه‌نگاری باند پهن پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله است. ایستگاه‌های دیگر به منظور بررسی خردزمین‌لرزه‌ها در منطقه شمال بندرعباس نصب شده‌اند.



شکل ۴. توزیع رومرکز ۹۰ زمین‌لرزه انتخابی با گپ سمتی (آزیموتی) کمتر از ۲۷۰ درجه، باقی‌مانده زمانی کمتر از ۰/۳، حداقل تعداد ایستگاه دریافتی ۳ و خطای رومرکز و عمق کمتر از ۶ کیلومتر. ستاره سرخ‌رنگ رومرکز زمین‌لرزه اصلی و ستاره‌های سفیدرنگ پس‌لرزه‌های بزرگ تعیین محل شده با استفاده از داده‌های محلی را نشان می‌دهند.

جدول ۱. مدل پوسته ناحیه فین (ایلاخی، ۱۳۸۸).

عمق (کیلومتر)	سرعت موج تراکمی (کیلومتر بر ثانیه)	لایه
۰	5.65 ± 0.05	رسوبی
۱۲	5.9 ± 0.06	بلورین بالایی
۱۸	6.25 ± 0.1	بلورین پایینی

۶ اتصال و کمترین تعداد رویداد در هر خوشه ۸ عدد انتخاب شد. در نهایت از بین رویدادهای تعیین محل شده دو مجموعه داده، رویدادهایی با خطای رومرکز کمتر از ۲ کیلومتر انتخاب و توزیع رومرکزی آنها رسم شد (شکل های ۵ و ۶). با استفاده از روند توزیع لرزه خیزی در این بخش می توان راستای گسل مسبب زمین لرزه را شرقی- غربی استنباط کرد.

۶ توزیع عمقی پس لرزه ها

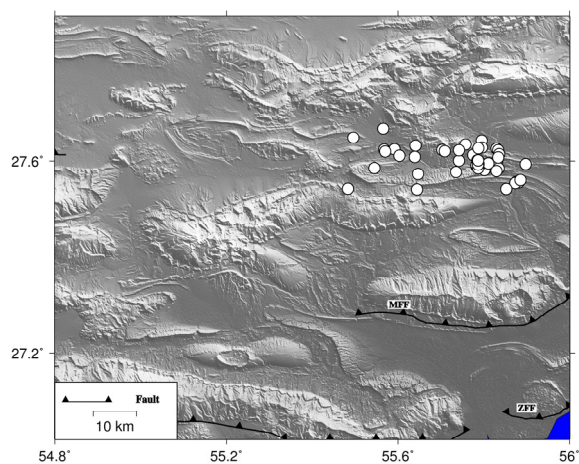
فراوانی زمین لرزه ها برحسب عمق (شکل ۷) حاکی از آن است که کانون غالب پس لرزه ها در عمق بین ۹ تا ۲۵ کیلومتر واقع شده است. با توجه به آنکه در این منطقه ضخامت پوشش رسوبی تقریباً ۱۲ کیلومتر (ایلاخی، ۱۳۸۸) است می توان نتیجه گرفت که تعداد معدودی از زمین لرزه ها در لایه رسوبی روی داده اند، که این با نتایج تحقیقات قبلی در منطقه (تاتار و همکاران، ۲۰۰۴؛ غلام زاده، ۱۳۸۸) مطابقت دارد.

تاتار و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از بررسی خردزمین لرزه های ثبت شده در یک شبکه لرزه نگاری متراکم محلی روشن ساختند که عمق زمین لرزه ها در زاگرس مرکزی حداکثر تا کیلومتر است که این کمتر از حد پایینی عمق های محاسبه شده در این تحقیق است.

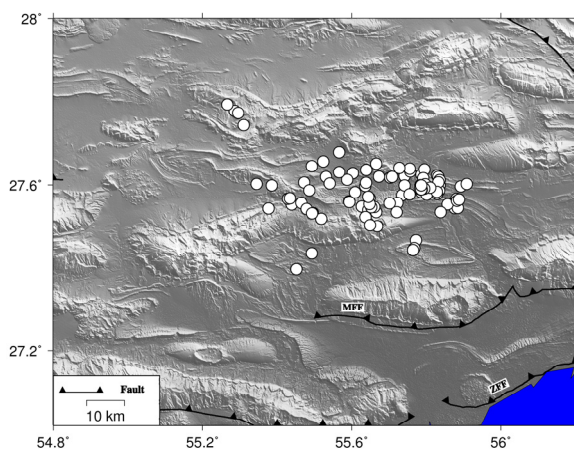
حد پایینی عمق های محاسبه شده ۵ کیلومتر و مقاطع عرضی (شرکت ملی نفت ایران، ۱۹۷۵) موید وجود یک لایه نمکی در عمق ۵ کیلومتر در این ناحیه است. این لایه ممکن است مانع از رسیدن گسلش از عمق به سطح شده باشد.

۵ تعیین محل پس لرزه ها به روش اختلاف دوتایی به منظور کاهش هرگونه پراکندگی ناشی از وجود ناهمگنی های محلی در ساختار سرعتی پوسته، به علت استفاده از مدل یک بُعدی به جای مدل دقیق سه بُعدی، و به منظور بهبود یافتن دقت تعیین محل و داشتن تفسیری دقیق تر، پس لرزه های تعیین محل شده در مرحله قبل مجدداً با روش اختلاف دوتایی و به کمک نرم افزار HYPODD تعیین محل شدند (والدهازر و السورس، ۲۰۰۰). به طور کلی در روش تعیین محل نسبی، به دلیل کاهش خطای تعیین محل، به خط شستگی با وضوح بهتری قابل مشاهده است و این خود نقش موثری در شناسایی هندسه گسل مسبب زمین لرزه خواهد داشت.

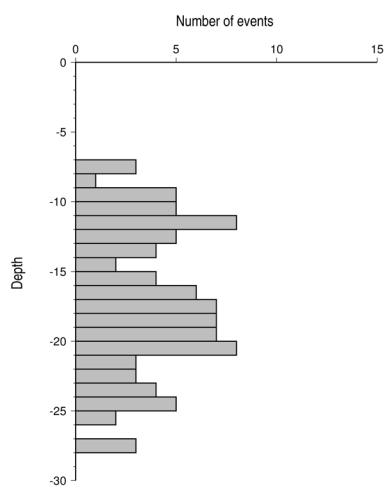
در تعیین محل نسبی با نرم افزار HYPODD، انتخاب پارامترهای مناسب از اهمیت خاصی برخوردار است لذا برای به دست آوردن نتایج بهتر لازم است این نرم افزار برای مجموعه داده های انتخابی گوناگون و با انتخاب پارامترهای متفاوت چندین مرتبه اجرا شود. در این تحقیق دو مجموعه داده (کل و انتخابی) تعیین محل شده در مرحله قبل با روش تعیین محل نسبی مجدداً تعیین محل شد. برای این منظور پارامترهای متفاوتی انتخاب شد و هر بار نتیجه مورد بررسی قرار گرفت. در نهایت برای مجموعه داده های انتخابی جفت رویدادهایی با شرایط، ثبت با حداقل ۵ ایستگاه، فاصله میان آنها کمتر از ۱۱ کیلومتر، دارای حداقل ۵ اتصال و کمترین تعداد رویداد در هر خوشه ۱۱ رویداد و برای مجموعه کل داده ها جفت رویدادهایی با شرایط، ثبت توسط حداقل ۷ ایستگاه، فاصله میان آنها کمتر از ۱۰ کیلومتر، دارای حداقل



شکل ۵. داده‌های انتخابی تعیین محل شده به روش اختلاف دوتایی با خطای رومرکزی کمتر از ۲ کیلومتر، روند توزیع لرزه‌خیزی شرقی-غربی است.



شکل ۶. مجموعه داده‌های کل تعیین محل شده به روش اختلاف دوتایی با خطای رومرکزی کمتر از ۲ کیلومتر.

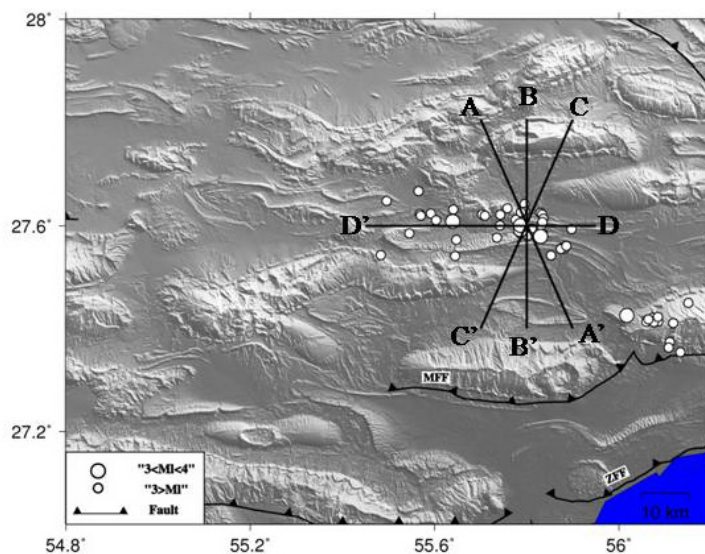


شکل ۷. فراوانی رویدادها برحسب عمق داده‌های انتخابی فین، تعیین محل شده به روش نسبی با خطای عمق کمتر از ۲ کیلومتر، فراوانی رویدادها بین اعماق ۷ تا ۲۸ کیلومتر، که فراوانی غالب در عمق ۹ تا ۲۵ کیلومتر است.

۷ مقاطع عمقی پس لرزه‌ها

بررسی توزیع عمقی زمین لرزه‌ها، به منظور تعیین شیب گسلش، با ایجاد مقاطع عمقی در راستای نیم‌رخ‌های مناسب صورت می‌گیرد. انتخاب نیم‌رخ مناسب بستگی به ساختار لرزه‌زمین‌ساختی منطقه (جهت‌گیری- گسل‌ها و چین‌ها) و همچنین توزیع سطحی زمین لرزه‌ها دارد. برای داشتن تفسیر دقیق از توزیع عمق پس لرزه‌ها و به دست آوردن شیب گسلش لازم است راستای نیم‌رخ‌ها را در جهت عمود بر ساختار لرزه‌زمین‌ساختی منطقه و همچنین عمود بر راستای روند لرزه‌خیزی منطقه در نظر گرفت. در حالت کلی روند توزیع لرزه‌خیزی در سطح با راستای گسل‌های نزدیک به این توزیع یکی است، مگر در مواردی نظیر گسل‌های شیب‌لغز، که عمق پس لرزه‌ها در امتداد گسل تغییر می‌کند، که در این حالت راستای توزیع پس لرزه‌ها با راستای گسل مسبب زمین لرزه یکسان نیست. در این تحقیق، روند لرزه‌خیزی در سطح شرقی-غربی است، ولی برای اطمینان حاصل کردن از انتخاب صحیح راستای نیم‌رخ مناسب، به منظور ایجاد مقاطع عمقی، ابتدا در امتداد چهار نیم‌رخ در راستاهای شمال-جنوب، شرق-

غرب، شمال شرق-جنوب غرب و شمال غرب-جنوب شرق، مقاطع عمقی ایجاد شد (شکل ۸) و در نهایت با توجه به مقایسه نتایج حاصل، نیم‌رخ شمال-جنوب در حکم نیم‌رخ مناسب در ایجاد مقاطع در مراحل بعد، در نظر گرفته شد. با توجه به مقاطع به دست آمده، در مقطع عمقی به دست آمده در راستای نیم‌رخ شمالی-جنوبی (شکل ۹-۱) ج، به خط‌شدگی بهتری بین رویدادهای در عمق نسبت به مقاطع دیگر دیده می‌شود؛ این مطلب مبین این است که راستای گسل مسبب زمین لرزه شرقی-غربی است که این با نتایج حاصل از توزیع رومرکز زمین لرزه‌ها (شکل‌های ۵ و ۶) همخوانی دارد. مقطع ایجاد شده در راستای نیم‌رخ شمالی-جنوبی (شکل ۹-۲) ج، بیانگر این مطلب است که گسل مسبب زمین لرزه از نوع شیب‌لغز و دارای شیبی در حدود 5 ± 40 درجه به سمت شمال است. شیب به دست آمده از توزیع عمقی پس لرزه‌ها از مقدار میانگین شیب حاصل از حل تانسور ممان (فهرست‌نامه CMT) برای زمین لرزه اصلی و پس لرزه‌های بزرگ آن بیشتر و به مقدار شیب به دست آمده برای بزرگ‌ترین پس لرزه (۳۵ درجه) نزدیک‌تر است.

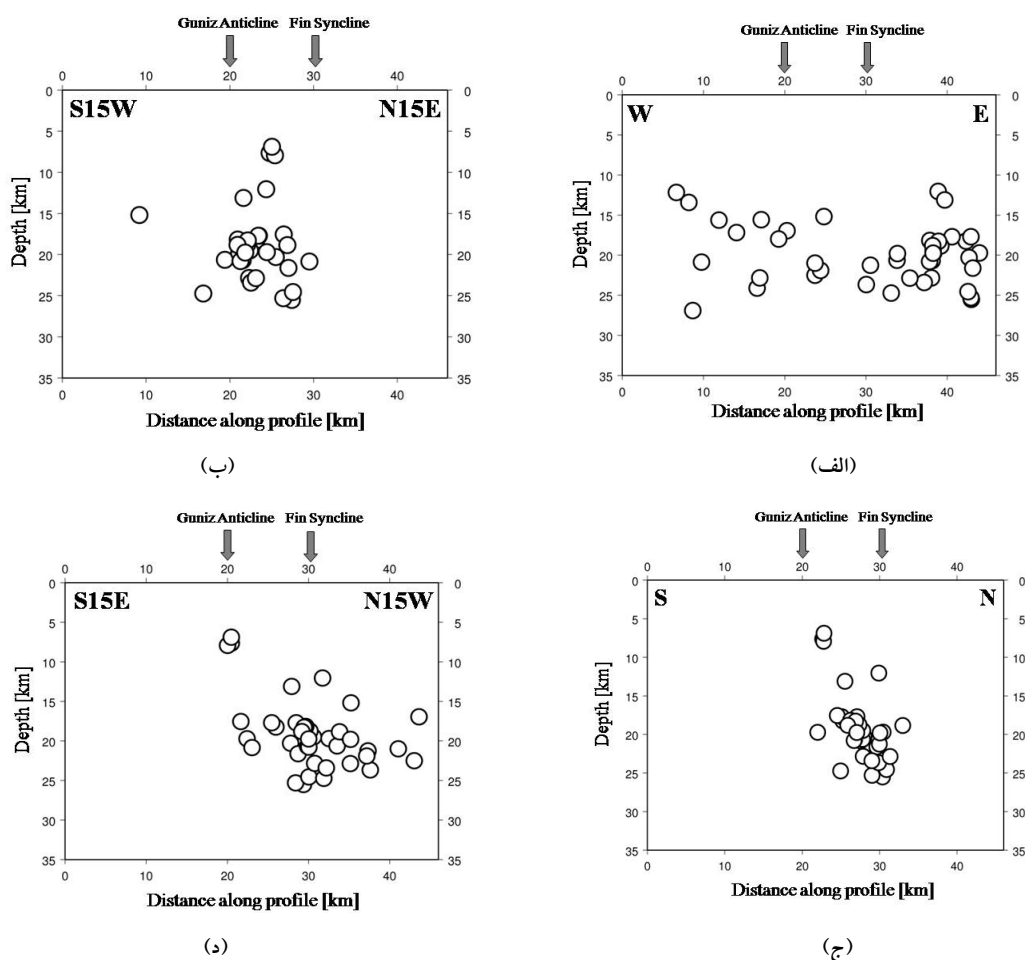


شکل ۸ موقعیت نیم‌رخ‌های عمقی و رویدادهای انتخابی تعیین محل شده به روش اختلاف دوتایی و با خطای عمق کمتر از ۲ کیلومتر.

داشت.

بررسی مقطع عمقی ایجاد شده در امتداد نیم‌رخ‌های در راستای لرزه‌خیزی (شکل ۹-الف)، نشان‌دهنده این مطلب است که پس‌لرزه‌ها در عمق روی صفحه‌ای با طول تقریبی ۱۵ کیلومتر و پهنای تقریباً ۱۰ کیلومتر قرار دارند و از غرب به سمت شرق بر تعداد زمین‌لرزه‌ها افزوده می‌شود، یعنی به‌طور نسبی، تراکم زمین‌لرزه‌ها در سمت شرق بیش از بخش غربی است، این مطلب می‌تواند به احتمال زیاد به علت آرایش ایستگاه‌ها (تراکم بیشتر در شرق) باشد.

از آنجا که رویدادهای انتخابی در اطراف این پس‌لرزه واقع شده‌اند، این نتیجه دور از انتظار نیست. گسل‌ها با نزدیک شدن به سطح از حالت گسل تکین به زون گسلی تبدیل شده‌اند، لذا می‌توان احتمال داد که پس‌لرزه‌ها روی بخش‌هایی از زون گسلی با شیب بیشتر روی داده باشند و این مطلب در مورد ۴ پس‌لرزه بزرگ صدق می‌کند (فهرست‌نامه CMT). از طرفی به دلیل نبود داده‌های مربوط به پس‌لرزه‌ها تا دو هفته پس از زمین‌لرزه اصلی در بانک داده‌های انتخابی، نمی‌توان تفسیر قاطعی در مورد شیب حاصل از توزیع پس‌لرزه‌ها در عمق



شکل ۹. مقاطع عمقی ایجاد شده داده‌های انتخابی تعیین محل شده با استفاده از روش تفاضل دوتایی. مقاطع عمقی ایجاد شده در امتداد (الف) نیم‌رخ‌های با راستای شرقی-غربی، (ب) نیم‌رخ‌های با راستای شمال شرقی-جنوب غربی، (ج) نیم‌رخ‌های با راستای شمالی-جنوبی و (د) نیم‌رخ‌های با راستای شمال غربی-جنوب شرقی.

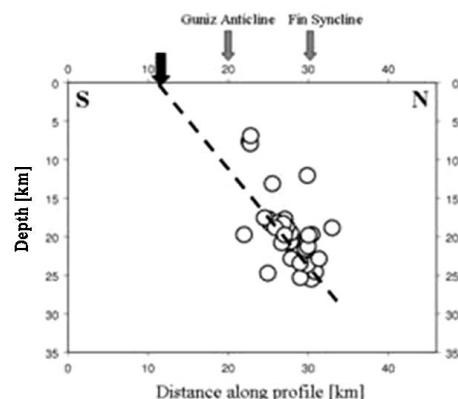
۸ ارتباط بین چین خوردگی و گسلش عمقی

در این تحقیق با استفاده از داده‌های لرزه‌ای محلی حاصل از پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه فین به دلایل زیر پیشنهاد می‌کنیم که در این منطقه ارتباط مستقیمی بین چین خوردگی و گسلش معکوس در عمق وجود ندارد:

۱- با استفاده از مقاطع عمقی ایجاد شده (شکل ۷) توزیع عمقی زمین‌لرزه‌ها از عمق ۵ کیلومتر به پایین است و همچنین امتداد روند پس‌لرزه‌ها در روی مقطع عمقی با هیچ کدام از چین‌های شناخته شده در سطح نظیر فین و گونیز (شکل ۱۰) تلاقی ندارد.

۲- از آنجا که گسلش معکوس باعث چین خوردگی نامتقارن در سطح می‌شود لذا ناودیس فین و تاقدیس گونیز به دلیل متقارن بودن نمی‌توانند بر اثر گسلش معکوس به وجود آمده باشند (روستایی و همکاران، ۲۰۰۹).

در منطقه بعضی از چین‌ها دارای ساختاری نامتقارنند به نحوی که یال‌های جنوبی آن‌ها دارای شیب بیشتری است. این ممکن است به دلیل رشد گسل‌های معکوس با شیب به سمت شمال باشد. براساس این شواهد، روستایی و همکاران (۲۰۰۹) پیشنهاد کرده‌اند که چین‌های موجود در کمربند چین خورده ساده زاگرس ممکن است شامل ترکیبی از دو نوع چین خوردگی فشارشی و جدایشی باشد.



شکل ۱۰. روند پس‌لرزه‌ها در روی مقطع عمقی با هیچ کدام از چین‌های شناخته شده در سطح، نظیر فین و گونیز تلاقی ندارد.

۹ نتیجه‌گیری

بررسی پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه فین، حاکی از آن است که حد پایینی عمق آن‌ها تا ۲۸ کیلومتر است. اغلب پس‌لرزه‌ها در محدوده عمقی تقریباً ۹ تا ۲۴ کیلومتر واقع شده‌اند اما رویدادهای دارای عمق کمتر در لایه رسوبی قرار گرفته‌اند که این با نتایج پیشین مبنی بر اینکه زمین‌لرزه‌ها در زاگرس در زیر لایه رسوبی روی می‌دهند، مطابقت دارد. محدوده عمقی زمین‌لرزه‌ها در ناحیه خورگو ۷ تا ۲۰ کیلومتر است (غلام زاده، ۱۳۸۸). از آنجا که ناحیه فین با ناحیه خورگو همجوار است و در کمربند چین خورده ساده زاگرس قرار دارد. توزیع پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۵ فروردین ۱۳۸۵ فین در سطح، به صورت نواری به طول تقریبی ۱۵ کیلومتر روی ناودیس فین دارای روند شرقی-غربی است و حکایت از آن دارد که گسل مسبب زمین‌لرزه، دارای راستای شرقی-غربی است. این نتیجه با سازوکارهای حل شده با مدل کردن امواج (روستایی و همکاران، ۲۰۰۹) و گزارش شده از سوی CMT مطابقت دارد. تجمع پس‌لرزه‌ها در بخش شرقی بیشتر است که این ممکن است دلیل آرایش شبکه باشد.

ایجاد مقطع عمقی پس‌لرزه‌ها زمین‌لرزه فین در امتداد یک نیم‌رخ شمالی-جنوبی، نشان‌دهنده شیبی تقریباً 5 ± 40 درجه به سمت شمال برای گسل مسبب زمین‌لرزه است که این شیب به سمت شمال، با ساختارهای لرزه‌خیزی منطقه (گسلش معکوس با شیب به سمت شمال)، هماهنگی دارد.

امتداد لرزه‌خیزی عمقی پس‌لرزه‌ها با هیچ کدام از چین‌های شناخته شده در منطقه (فین و گونیز)، تلاقی ندارد، لذا می‌توان گفت که در این ناحیه، ارتباط مستقیمی بین گسل‌های عمقی و چین‌های موجود در سطح مشاهده نمی‌شود. در ضمن چین‌های این منطقه دارای ساختاری متقارن است که نمی‌تواند بر اثر گسلش عمقی به وجود آمده باشد.

در نهایت پس‌لرزه‌ها با ساختارهای سطحی نظیر گسل جبهه کوهستان و گسل زاگرس مرتفع انطباق ندارد و ممکن است معرف گسل‌های ناشناخته زیر سطحی باشد.

جدول ۲. فهرست‌نامه ۹۰ پس‌لرزه‌های انتخابی استفاده شده در تحقیق حاضر به همراه خطاهای تعیین محل.

Year	Month	Day	Hour	Min	Sec	Lon	Lat	Depth	Ml	Er-lon	Er-lat	Er-h	RMS	GAP
2006	3	6	14	3	2.2	56.271	27.461	10	2.1	3.1	2.6	5.2	0.1	179
2006	3	6	19	50	15	56.004	27.428	13.5	3.4	2.1	2.5	3.4	0.1	238
2006	3	12	0	26	32.6	56.137	27.351	6.7	1	1.7	2.7	4	0.2	264
2006	3	26	13	32	58.9	55.831	27.538	17.1	2	5	3.6	2.9	0.3	264
2006	3	27	21	14	24.7	56.396	27.565	15	1	2	2.5	2.7	0.1	215
2006	4	11	16	19	35.5	56.392	27.564	9.7	1	2.9	1.9	3	0.1	170
2006	4	12	17	31	50.9	55.832	27.644	25.8	1.5	2.1	4.6	5.1	0.2	148
2006	4	12	21	1	48.2	55.832	27.459	9.7	2.9	1.2	2.2	5.8	0.2	209
2006	4	12	22	42	4.5	55.899	27.611	21.9	0.6	2.1	3.9	4.1	0.1	170
2006	4	13	0	46	24.5	55.833	27.619	25.6	2.7	2.2	4.4	5.2	0.2	156
2006	4	13	1	4	50	55.837	27.656	24.5	1.4	1.9	4.1	4.2	0.1	143
2006	4	13	1	28	9.2	55.817	27.57	19.9	3.2	2.7	3.9	5.5	0.2	175
2006	4	13	2	17	14.2	55.831	27.585	18.4	2.3	2.5	4	5.8	0.3	168
2006	4	13	2	26	39.9	55.837	27.628	20.3	1.6	1.8	3.9	5	0.1	152
2006	4	13	2	43	41.5	55.844	27.639	21.3	1.6	1.3	2.6	3.2	0.1	148
2006	4	13	2	56	42.1	55.886	27.56	16	2.9	2	3.1	4.6	0.3	168
2006	4	13	13	18	34.3	55.602	27.616	17.8	2.3	2.9	5.2	5.1	0.2	213
2006	4	13	15	2	28.4	55.868	27.555	6.9	1.8	2	2.7	4.3	0.2	172
2006	4	14	20	41	24.6	55.714	27.643	21.5	1.9	2.1	4.3	4.7	0.2	162
2006	4	14	21	32	39.3	55.556	27.617	17.4	2.4	4.2	4.9	2.1	0.1	248
2006	4	14	22	52	1.5	56.353	27.553	8.7	1	3.3	2.6	4.6	0.2	120
2006	4	15	4	52	23.5	55.647	27.667	22.1	2.1	2.4	4.3	3.9	0.1	162
2006	4	15	5	5	33.8	56.283	27.411	6.4	1	1.1	1.7	4	0.2	217
2006	4	15	6	45	8.1	55.519	27.514	15.7	2.5	4.8	4.2	2.4	0.2	270
2006	4	15	12	56	4.1	55.559	27.668	23.3	2	3.2	5.6	3.8	0.2	233
2006	4	15	15	45	4.7	55.878	27.542	7.4	1.6	2.5	3.1	5	0.2	175
2006	4	16	12	27	52.2	55.9	27.572	8.4	1.6	2.4	3.5	4.1	0.3	162
2006	4	16	18	28	24.7	55.79	27.622	19.1	2.4	1.7	3	3.7	0.2	160
2006	4	17	13	27	30.6	55.726	27.585	25.3	1.7	2.7	5.1	5.7	0.2	185
2006	4	17	21	54	28.9	56.325	27.552	9	1	3.7	2.4	5.5	0.2	160
2006	4	18	0	51	55.5	55.743	27.612	21.4	1.6	1.6	2.9	3.5	0.1	171
2006	4	18	4	8	7.9	55.825	27.605	17.6	2.1	2.3	3.1	5.3	0.2	162
2006	4	18	10	0	59.9	56.38	27.539	13.5	1	2.1	2.4	3.1	0.2	144
2006	4	19	3	36	31.3	55.7	27.608	22.6	1.4	1.7	4.5	5.8	0.1	129
2006	4	19	19	1	43.6	55.798	27.658	19.7	1.5	2.8	5.4	5.6	0.2	146
2006	4	19	19	8	20.6	55.799	27.604	12.4	1.6	2	4	5.8	0.2	166
2006	4	19	19	20	20	55.782	27.592	19.9	3.1	2.3	4	4.4	0.2	173
2006	4	19	19	33	47.5	55.796	27.601	20	2.3	2.1	3.4	4.5	0.2	167
2006	4	19	20	19	30.7	55.785	27.589	18.2	2.1	2	3.9	5.3	0.2	194
2006	4	19	22	11	42	55.589	27.617	17.7	2.1	3	4.3	5.6	0.1	133
2006	4	20	4	41	57.5	55.786	27.61	22.4	2.3	2.1	4.2	5	0.2	165
2006	4	20	10	6	10	55.653	27.574	22.1	2.7	1.6	2.8	5	0.1	138
2006	4	20	15	9	11.5	55.569	27.613	15.6	2.8	2	3	4.5	0.1	132
2006	4	20	18	20	36.7	55.732	27.594	19.3	2.8	1.7	4.2	5.6	0.2	133
2006	4	20	22	50	33.6	55.65	27.531	15	2.3	1.7	3.2	2.7	0.2	153
2006	4	21	8	40	17.7	55.488	27.65	26.1	2.4	4.1	5.4	4.6	0.3	222
2006	4	22	0	44	29.4	56.341	27.526	7.2	1	1.6	1.9	3.3	0.2	159
2006	4	22	7	4	40	55.984	27.479	11.3	2.3	2.5	3	4.4	0.2	215

ادامه جدول ۲. فهرست‌نامه ۹۰ پس‌لرزه‌های انتخابی استفاده شده در تحقیق حاضر به همراه خطاهای تعیین محل.

2006	4	22	7	41	19.4	55.786	27.609	22.5	1.4	1.9	4.3	5	0	166
2006	4	22	22	57	39.7	55.501	27.535	20.5	3.1	3.8	4	5.8	0.2	154
2006	4	23	2	10	16.7	55.555	27.632	21.8	1.7	4	5.1	5.7	0.2	139
2006	4	27	2	45	27.4	55.647	27.587	19.7	3.3	3.4	3.8	4.8	0.2	205
2006	4	28	0	52	46.1	55.781	27.568	19.1	3.1	2.1	3.5	3.9	0.2	182
2006	4	28	0	54	18.5	55.79	27.588	20.2	2.3	2.1	3.6	4.4	0.1	173
2006	4	28	1	24	52.6	55.793	27.569	16.9	1.8	2.1	2.6	3.5	0.2	179
2006	4	28	15	23	29.3	55.787	27.586	19.5	2.7	2.3	3.8	4.6	0.2	174
2006	4	28	16	2	33.9	55.792	27.606	20.6	2.4	2.4	4.1	5.1	0.2	166
2006	4	29	2	5	2.9	55.752	27.619	21.6	2.1	1.4	3.9	5.9	0.2	127
2006	4	29	10	49	26.6	56.209	27.4	8.5	1	3	2.2	4.3	0.1	206
2006	5	2	6	19	19.4	56.135	27.439	17.9	1	1.7	2.4	2.9	0.2	158
2006	5	2	7	21	4	56.07	27.413	16.5	1	2.2	3.2	3.7	0.2	217
2006	5	2	8	1	10.1	56.088	27.416	17.6	1	3.6	2.5	2.8	0.1	246
2006	5	2	11	2	7.6	56.089	27.419	15.9	1	3	2.2	2.5	0.1	243
2006	5	2	12	29	22.3	56.087	27.417	16.9	1	2.3	2.3	3.3	0.1	207
2006	5	2	12	49	15.8	56.1	27.416	17.7	1	5.2	2.9	5.8	0	217
2006	5	2	13	9	49.1	56.076	27.43	18.3	1	2.1	2.9	2.9	0.2	202
2006	5	2	15	8	44.9	56.084	27.424	16.9	1	2.3	3.3	3.5	0.2	203
2006	5	2	18	7	17.7	56.071	27.408	14.3	1	1.6	1.9	2.6	0.1	221
2006	5	2	21	35	46.9	56.251	27.859	17.9	1	1.3	2.2	5.7	0.3	193
2006	5	4	2	24	41.1	56.338	27.488	7.9	1	2.1	3.1	5.4	0.1	198
2006	5	6	6	39	16.5	55.483	27.542	13.5	1	3.3	2.5	5	0.2	153
2006	5	6	22	36	25.9	55.468	27.558	12.5	1	3.4	2.4	5.1	0.2	175
2006	5	9	1	38	56.7	55.812	27.595	14.2	1	1.5	3.1	4.4	0.2	186
2006	5	13	1	42	34.1	56.064	27.416	11.8	1	3.8	2.2	5	0	260
2006	5	13	13	23	43	56.106	27.372	3.8	1	1.8	2.6	4.8	0.2	260
2006	5	15	9	33	32.3	56.16	27.671	15	1	2.2	2.9	5.8	0.3	187
2006	5	16	19	43	35.6	56.116	27.361	6.1	1	1.2	1.9	2.6	0.1	262
2006	5	17	1	7	13.1	56.351	27.552	5.9	1	1.1	1.1	2.2	0.1	117
2006	5	17	7	59	14.7	56.256	27.663	16.2	1	1.4	2.1	3.5	0.2	166
2006	5	17	21	46	21.9	56.205	27.38	7.7	1	2.7	2.1	3.4	0.1	242
2006	5	18	7	39	21.3	56.25	27.42	10.9	1	1.3	1.7	2.6	0.1	202
2006	5	21	5	33	57.8	56.338	27.567	9.9	1	2.1	2.4	2.7	0.1	151
2006	5	22	8	33	25	56.39	27.504	8.8	1	1.6	1.2	2.7	0.1	171
2006	5	25	6	43	36.7	56.214	27.427	11.4	1	1.4	1.7	2.4	0.2	133
2006	5	27	3	10	42.8	56.198	27.491	9.5	1	3.8	3.5	5.7	0.2	154
2006	5	27	5	41	0.5	56.335	27.716	9.9	1	5.3	2.8	5.2	0	268
2006	5	29	10	3	43.5	56.349	27.528	5.4	1	2.7	1.7	5.9	0	148
2006	5	30	15	38	9.2	56.284	27.464	7.2	1	1.4	1.4	2.9	0.2	88
2006	5	30	23	53	1.4	56.279	27.466	9.1	1	1.4	1.4	3	0.2	95
2006	5	31	22	49	0.2	56.231	27.426	7.5	1	1.1	1.4	3.2	0.2	142

تشکر و قدردانی

بدین وسیله از آقایان دکتر خالد حسامی آذر، دکتر محمدرضا عباسی، دکتر عباس غلامزاده و مهندس محمدرضا ابراهیمی به خاطر مشاوره مفید و ارزنده‌شان

قدردانی می‌شود. همچنین لازم است تا از دکتر غلام جوان دولویی رئیس پژوهشکده زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله به خاطر مشارکت و همکاری در نصب شبکه موقت لرزه‌نگاری صمیمانه سپاسگزاری شود.

- the Zagros mountains (Iran): *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **64**, 561-586.
- Kisslinger, C., and Jones, L. M., 1991, Properties of Aftershock Sequences in Southern California: *J. Geophys. Res.*, **96**, 11947-11958.
- Koop, W. J., and Stoneley, R., 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to recent: *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, **305**, 149-168.
- Lay, T.; and Wallace, T., 1995, Modern global seismology: Academic Press, 383-386.
- Lienert, B. R., Berg, E., Frazer, L. N., 1986, Hypocenter: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771-783.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C., and Wernicke, B., 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions: *Geophysical Research Letters*, **30**, (20), 2036-2040.
- Mitra, S., 2003, A unified kinematic model for the evolution of detachment folds: *J. Struct. Geol.*, **25**, 1659-1673.
- National Iranian Oil Company, 1975, Geological map of Iran quadrangle: I-13, Bandar Abbas, 1/250,000, Tehran.
- Papazachos, B. C., 1971, Aftershock activity and aftershock risk in the area of Greece: *Ann Geofis.*, **24**, 49-456.
- Papazachos, B. C., Delibasis, N., Liapis, N., Mousoulidis, G. and Purcaru, G., 1967, Aftershock sequences of some large earthquakes in the region of Greece: *Ann. Geofis.*, **20**, 1-93.
- Richter, C. F., 1958, Elementary seismology: Freeman, San Francisco, Calif.
- Roustaei, M., E., Nissen, M., Abbassi, A., Gholamzadeh, M., Ghorashi, M., Tatar, M., Yamani-Fard, F., Bergman, E., Jackson, J., and Parsons, B., 2009, The 25 March 2006 Fin earthquake (Iran) insights into the vertical extents of faulting in the Zagros simply folded belt: *Geophys. J. Int.*, (in press)
- Stein, R. S., and King, G. C. P., 1984, Seismic potential revealed by surface folding: 1983 Coalinga, California, *Earthquake, Science*, **224**, 869-872.
- Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **52**, 1229-1258.
- Stöcklin, J., 1974, Possible ancient continental margins in Iran. in: C. Burk and C. Drake (eds.), *Geology of Continental Margins*, Springer-Verlag: New York, **19**, 873-877.
- Stoneley, R., 1981, The geology of the Kuh-e Dalmeshin area of southern Iran, and its bearing
- منابع
غلامزاده، ع.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزه‌خیزی، لرزه‌زمین‌ساخت و ساختار سرعتی پوسته در زون زاگرس شرقی: پایان‌نامه دکتری، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- ایلاخی، ح.، ۱۳۸۸، بررسی جنبه‌های زلزله‌شناسی زمین‌لرزه ۶ فروردین ۱۳۸۵ (M_w = 5.9) ۵/۹ فین با بزرگای گشتاوری و تحلیل پس‌لرزه‌های آن، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
- Allmendinger, R. W. and Shaw, J. H., 2000, Estimation of fault propagation distance from fold shape: Implications for earthquake hazard assessment: *Geology*, **28**, 1099-1102.
- Bachmanov, D. M., Trifonov, V. G., Hessami, K. T., Kozhurin, A. I., Ivanova, T. P., Rogozhin, E. A., Hademi, M. C., and Jamali, F. H., 2004, Active faults in the Zagros and central Iran: *Tectonophysics*, **380**, 221-241.
- Bath, M., 1977, Teleseismic magnitude relations *Geofis.*, **30**, 299-327.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, **241**, 193-224.
- Falcon, N. L., 1974, Southern Iran: Zagros mountains. In: A. Spencer (Ed.), *Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **4**, 199-211.
- Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K., and Ghafory-Ashtiani, M., 2003, Seismological constraints on the crustal structure beneath the Zagros Mountain belt (Iran): *Geophysical Journal International*, **155**, 403-410.
- Hessami, K., Koyi, H and Talbot, C., 2001, The significance of the strike-slip faulting in the basement of the Zagros fold and thrust belt: *J. Petrol. Geol.*, **24**, (1), 5-28.
- Hessami, K., Nilforoushan, F., and Talbot, C. J., 2006, Active deformation within the Zagros Mountains deduced from GPS measurements: *Journal of the Geological Society, London*, **163**, 143-148.
- Jackson, J. and Mckenzie, D. P., 1984, Active tectonics of Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan: *Geophys. Jour. Roy. Astr. Soc.*, **77**, 185-264.
- Jackson, J., and Fitch, T., 1981, Basement faulting and the focal depths of the larger earthquakes in

- Tchalenko, J. S., and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of the Zagros: The main recent fault between 33 and 35N: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **277**, 1-25.
- Tokuji, U. 2002, Statistical features of seismicity: *Seismology Handbook*, 719-733.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004, Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data: *Earth and Planetary Science Letters*, **223**, 177-185.
- Utsu, T., 1961, A statistical study on the occurrence of aftershocks: *Geophys. Mag.*, **30**, 521-605.
- Utsu, T., 1969, Aftershocks and earthquake statistics: *J. Fac. Sei., Hokkaido Univ.*, Ser. 7, (3) 129-195.
- Waldhauser, F. and Ellsworth, W. L., 2000, A double difference earthquake location algorithm: method and application to the northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.
- Yielding, G., Jackson, J. A., King, G. C. P., Sinval, H., Vita- Finzi, C., and Wood, R. M., 1981, Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 287-304.
- Wellman, H. W., 1966, Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan: *Geologische Rundschau*, **55**, (3), 716-735.
- on the evolution of southern Tethys: *J. Geol. Soc. London*, **138**, 509-526.
- Suppe, J., 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding, *American Journal of Science*, **283**, 684-721.
- Suppe, J. and Medwedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Ecolgae Geol. Helvetiae*, **83**, 409- 454.
- Talbot, C. J., and Alavi, M., 1996, The past of a future syntaxis across the Zagros: *Geological Society, London, Special Publications*, **100**, 89-109.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2002, Offset on the main recent fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone: *Geophysical Journal International*, **150**, 422-439.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2004, A reappraisal of earthquake focal mechanism and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysical Journal International*, **156**, 506-526.
- Tatar, M., Hatzfeld, D., Martinod, J., Walpersdorf, A., Ghafori-Ashtiany, M., and Chery, J., 2002, The present-day deformation of the central Zagros from GPS measurements: *Geophysical Research Letters*, **29**, (19), 1927-1931.
- Tatar, M., D. Hatzfeld and M. Ghafory-Ashtiani , 2004, Tectonics of the Central Zagros (Iran) deduced from microearthquake seismicity: *Geophys. J. Int.*, **156**, 255-266.