

تحلیل زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور در استان لرستان

مهدی رضاپور

عضو هیأت علمی، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

rezapour@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱/۲۹، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۶/۲۵)

چکیده

زمین لرزه سیلاخور با بزرگی $M_n = 6.0$ (بزرگی ناآتل) روز جمعه ساعت ۴:۴۷:۰۳ به وقت محلی در بخش چالان چولان از توابع شهرستان دورود رخ داد و به منطقه خصوصا دشت سیلاخور خسارات مالی و جانی فراوانی وارد شد. در این تحقیق، پس لرزه های ثبت شده مجددا مکان یابی شد و سازوکار کانونی زمین لرزه اصلی با استفاده از قطبیدگی (پولاریته) اولین امواج رسیده به ایستگاه های ثبت کننده تعیین شد. سازوکار کانونی به دست آمده نشان می دهد که قطعه گسل فعال شده در این زمین لرزه، دارای سازوکار امتداد لغز راست گرد است و به سوی شمال شرقی شیب دارد. توزیع پس لرزه ها و موقعیت زمین لرزه اصلی و همچنین پهنه های هم شتاب نشان می دهد که شکست گسل مسبب زمین لرزه سیلاخور یک طرفه بوده و از قسمت جنوب شرق شروع شده و به سمت شمال غرب ادامه داشته است. توزیع سطحی پس لرزه ها نشان می دهد که آن ها در دو ناحیه بیشتر فعال شده اند. قطعه اول که بین دورود و سیلاخور قرار دارد زمین لرزه اصلی را هم در بر می گیرد. قطعه دوم بین سیلاخور و بروجرد قرار دارد و به نظر می آید که در بین این دو قطعه گپی به طول تقریبی ۱۰ کیلومتر وجود دارد که فعالیت پس لرزه ای قابل ملاحظه ای نشان نداده است.

واژه های کلیدی: سیلاخور، لرستان، سازوکار کانونی، پس لرزه

Analysis of the causative fault during Silakhor earthquake, March 31, 2006 in Lorestan province

Mehdi Rezapour

Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 18 April 2009, accepted: 16 September 2009)

Summary

Iran is located in a very complex tectonic area, where continental shortening takes place due to the collision of the Arabian and Eurasian plates. This Arabia-Eurasia Convergence occasionally causes a distractive earthquake such as the Silakhor Earthquake to occur in Iran. The March 31 2006 Silakhor Earthquake, with a magnitude of $M_n=6.0$, occurred on Friday at 4:47:03 local time near the village of Chalan-Cholan in Lorestan province. It was preceded by two large foreshocks with magnitudes of $M_n = 4.7, 5.2$ and followed by two relatively large aftershocks of $M_n=4.9$ and 5.3 . The Silakhor plain was seriously affected in earthquake: about 70 people were killed and more than 2000 were injured (Mirzaei Alavijeh et al. 1385). Mahdavifar and Tajik (1385) reported a macroseismic intensity of $I_0 = VIII$ on the MSK98 scale for the Silakhor Earthquake.

More than 30 foreshocks and many aftershocks were recorded in the Silakhor Earthquake. Such extensive foreshock-mainshock-aftershock sequences for an earthquake of moderate magnitude ($M_n = 6.0$) is unusual

The earthquake sequence occurred along the Main Recent Fault (MRF) in the northern Zagros. The right-lateral strike-slip displacement along the MRF fault is about 3 ± 2

millimeter per year (Vernant et al. 2004). All seismic stations which recorded Silakhor earthquake are located at a distance of at least 100 kilometers from the epicenter. No attempts were made to record micro events by deploying a temporary seismic network in the source region. To analyze this earthquake, an approach was made to relocate the recorded sequence by gathering all available data and using a proper velocity model. The region in this study enclosed between 48.4° to 49.2° east longitudes, and 33.3° to 34° north latitudes.

The Silakhor earthquake sequence was recorded in many permanent seismic stations. These stations are operated by the University of Tehran's Institute of Geophysics (IGUT), the International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), and the Karkeh Dam. All picked phases data were compiled from the bulletins of organizations listed above. Additionally, in order to plot a PGA contour map of the source region, the acceleration data recorded in stations which are run by the Building and Housing Research Center (BHRC) were used.

For this research, recorded events were relocated by using different location programs and a proper velocity model. The results show that applying the Hypoinverse program (Klein, 1984) gives less errors for hypocenter parameters in comparison with other location programs, such as Hypo71 (Lee and Lahr, 1975) and Hypocenter (Lienert et al. 1986). The focal mechanism of the main shock was determined by using the polarity data of the first arrival waves in the seismic stations. The mechanism for the mainshock was obtained as Strike/Dip/Rake = 310° , 46° , 171° . The obtained focal mechanism shows that the activated fault segment in this earthquake has a right lateral mechanism with a dip toward the north-east. The focal mechanism of mainshock and iso-acceleration curves show that the mainshock rupture in the Silakhor Earthquake was a unilateral rupture and that it initiated near the southeastern end of the rupture zone and propagated toward the northwest. The distribution of relocated aftershocks shows that in the area of this earthquake two fault segments were active. The first segment, which includes the main shock, is located between Dorud and Silakhor. The second segment is located between Silakhor and Borujerd. It seems that there is a gap of about 10 km length between them.

Key words: Silakhor, Lorestan, focal mechanism, aftershock

دو تا از پیش‌لرزه‌ها $4/7$ و $5/2$ بود. همین عامل باعث شد تا عده زیادی از مردم ناحیه، منازل خود را ترک کنند و در فضای باز به سربرند که در نتیجه، این زمین‌لرزه تلفات انسانی نسبتاً کمی در پی داشت. ناحیه مورد بررسی، در ایالت زاگرس قرار دارد و از نظر لرزه‌خیزی، منطقه فعالی است به طوری که بزرگ‌ترین زمین‌لرزه دستگاهی ایالت زاگرس، یعنی زمین‌لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی $M_s = 7.4$ در این ناحیه رخ داده است. شناخت سازوکار زمین‌لرزه‌ها و نحوه آزادسازی انرژی انباشته شده نقش ویژه‌ای در تشریح لرزه‌خیزی هر منطقه دارد. لذا در این تحقیق، سازوکار زمین‌لرزه اصلی و پس‌لرزه‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۱ مقدمه

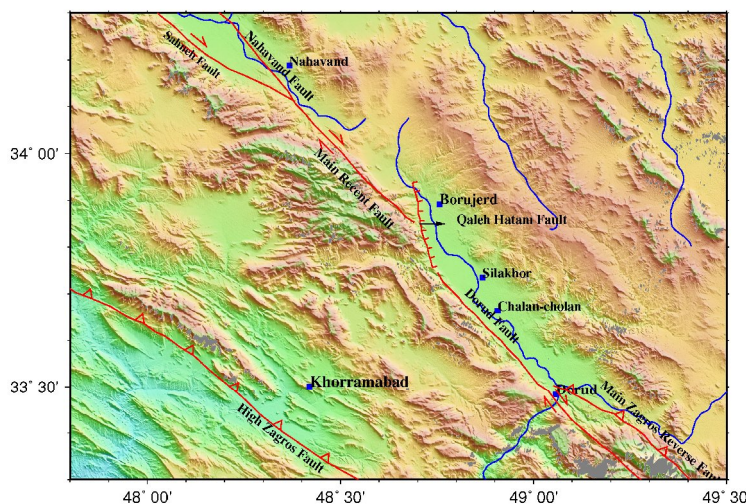
قرار گرفتن ایران در کمر بند آلپ-همیالیا که از نظر زمین‌ساختی (تکتونیکی) فعال است، باعث می‌شود که هر چند وقت یک‌بار زمین‌لرزه‌ای نسبتاً بزرگ مثل زمین‌لرزه یازدهم فروردین ۱۳۸۵ که مورد بررسی در این تحقیق است در این کشور رخ دهد. ساعت ۴ و ۴۷ دقیقه صبح مورخ ۱۳۸۵/۰۱/۱۱ زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۶ در مقیاس امواج درونی در نزدیکی روستایی به نام چالان‌چولان واقع در دشت سیلاخور در استان لرستان رخ داد. در این زمین‌لرزه، حدود ۷۰ نفر کشته و بیش از ۲۰۰۰ نفر مجروح شدند (میرزائی علویچه و همکاران، ۱۳۸۵). این زمین‌لرزه چند پیش‌لرزه همراه داشت که بزرگی

۲ زمین شناسی و لرزه زمین ساخت منطقه

ناحیه مورد تحقیق (دشت سیلاخور) در مرز میان پهنه دگرگونی سندج-سیرجان در شمال و زاگرس خردشده در جنوب قرار گرفته است. این دشت از غرب بروجرد تا شرق دورود گسترش دارد. دشت سیلاخور عمدتاً از رسوبات آبرفتی شامل پادگانه‌های بلند و قدیمی، پادگانه‌های کوتاه و جوان و رسوب‌های رودخانه تشکیل شده و به دلیل وجود رودهایی از قبیل بزازنا و چالان‌چولان، آبرفت‌های رودخانه‌ای در آن گسترش یافته‌اند (شکل ۱). این پهنه به صورت نوار باریکی به عرض ۱۵ تا ۳۵ کیلومتر متغیر است.

مگی و همکاران (۲۰۰۰) با مکان‌یابی دوباره زمین‌لرزه‌های زاگرس، روشن ساختند که وقوع رخداد‌های لرزه‌ای در رشته‌کوه‌های زاگرس، محدود به پوسته بالایی با عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر است. با چیرگی غالب زمین‌لرزه‌های کم‌عمق، زمین‌ساخت فشاری، به

صورت برخورد قاره‌ای (عربی-اوراسیا) در پهنه زاگرس با نرخ همگرایی متفاوت در جریان است و تغییر شکل در چین و گسل‌های تراستی مجزا توزیع می‌شود. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از داده‌های یک شبکه GPS، جابه‌جایی راست‌گرد در زاگرس در طول گسل عهد حاضر (MRF) Main Recent Fault را حدود 2 ± 3 میلی‌متر در سال تعیین کردند. بنابراین، ناحیه مورد بررسی تحت تاثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند شمال شرقی-جنوب غربی قرار دارد که نهایتاً این روند، لرزه‌خیزی زیاد این ناحیه از کشور را به دنبال دارد. نکته متمایز کننده این ناحیه از سایر مناطق چین‌خورده زاگرس، رویداد زمین‌لرزه با بزرگی $M_s = 7.4$ است (آمبراسیس و معین‌فر، ۱۹۷۳) که کمتر در سایر مناطق پهنه زاگرس چین‌خورده، رخ داده است و همچنین برخلاف سایر مناطق پهنه چین‌خورده زاگرس، مشاهده



شکل ۱. توپوگرافی و موقعیت گسل‌های عمده ناحیه مورد تحقیق. خطوط قرمز و آبی به ترتیب گسل‌ها و رودخانه اصلی ناحیه را نشان می‌دهند.

این گسل مرز شمال خاوری کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و تقریباً هم‌روند با مرز زمین‌شناسی گسل اصلی معکوس زاگرس قرار دارد (ولمن، ۱۹۶۶؛ چالنگو و براود، ۱۹۷۴). گسل اصلی عهد حاضر، راستای شمال غربی -

گسلش سطحی در زمین‌لرزه‌های بزرگ، مثل زمین‌لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی ۷/۴ است.

مرز شمالی زاگرس خردشده با گسل اصلی عهد حاضر که امتداد لغز راست‌گرد است مشخص می‌شود.

حاضر روی داده است که از بین آنها، زمین لرزه ۱۹۰۹ دره سیلاخور (درب آستانه) در جنوب شرقی شهر دورود نواحی زیادی را تحت تاثیر قرار داد (آمبراسیس و معین فر، ۱۹۷۳؛ آمبراسیس و ملویل، ۱۹۸۲). شکل ۲ توزیع رومرکز زمین لرزه‌های دستگاهی رخ داده در ناحیه، در بازه زمانی ۱۹۶۴-۲۰۰۶ را نشان می‌دهد. اطلاعات رومرکز زمین لرزه‌ها در بازه زمانی ۱۹۶۴-۱۹۹۶ میلادی که در بردارنده ۲۱۱ زمین لرزه است، از بانک اطلاعاتی (ISC) International Seismological Centre و در بازه زمانی ۱۹۹۷-۲۰۰۶ که ۷۶۷ زمین لرزه است از بولتن مرکز لرزه‌نگاری کشوری استخراج شده است.

۳ زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور

در ناحیه مورد بررسی، از یک ماه قبل از وقوع زمین لرزه اصلی، رخداد‌های لرزه‌ای ثبت شده است. اما عمده پیش لرزه‌ها در طول ۹ ساعت قبل از زمین لرزه اصلی رخ داده که فهرست آنها در جدول ۱ درج شده است. اطلاعات این جدول از بولتن مرکز لرزه‌نگاری کشوری (IRSC) استخراج شده است. اولین پیش لرزه روز پنجشنبه مورخ ۱۳۸۵/۱/۱۰ در ساعت ۱۹:۴۷:۰۹ به وقت محلی با بزرگی $M_n = 4.7$ رخ داد. این پیش لرزه با چند پیش لرزه دیگر که بزرگی آنها کمتر از ۳ بود دنبال شد. بزرگ‌ترین پیش لرزه حدود سه ساعت و نیم بعد، یعنی به وقت محلی ۲۳:۰۶:۱۵، با بزرگی $M_n = 5.2$ منطقه را مجدداً لرزاند و باعث وحشت اهالی منطقه شد. همین پیش لرزه‌ها موجب شد که عده زیادی از مردم منازل خود را ترک کنند و به فضای باز هجوم آورند. تا زمان وقوع زمین لرزه اصلی چند پیش لرزه دیگر رخ داد، تا اینکه حدود پنج ساعت و نیم بعد از بزرگ‌ترین پیش لرزه، زمین لرزه اصلی به وقت محلی ۴:۴۷:۰۳ با بزرگی $M_n = 6.0$ رخ داد. تا زمان وقوع زمین لرزه اصلی، شمار زیادی از مردم هنوز به منازل خود برنگشته بودند و همین امر موجب شد که تلفات جانی این زمین لرزه نسبتاً کم باشد. بیشترین

جنوب شرقی دارد و از روند خط اثر گسل معکوس اصلی زاگرس پیروی می‌کند (بربریان و ایتس، ۲۰۰۱). این گسل جوان که حدود ۶۴۰ کیلومتر طول دارد، یک گسل زمین لرزه‌ای است. جابه‌جایی امتداد لغز راست گرد ۱۰ تا ۶۰ کیلومتری، براساس لایه‌های شاخص زمین‌شناسی در قطعات نهند و دورود این گسل گزارش شده است (گیدون و همکاران، ۱۹۷۴).

قطعات گسل جوان اصلی (گسل‌های دورود، نهند، صحنه و دینور) که به صورت راست گرد، گسل معکوس اصلی زاگرس را جابه‌جا کرده‌اند، فعالیت لرزه‌ای بیشتری نسبت به قطعات دیگر (سرتخت، مروارید، مریوان و پیرانشهر) نشان می‌دهند. گسل جوان اصلی در راستای خود، هم از نظر ریخت‌شناسی و هم از نظر ساختاری، بارز است و حرکت امتداد لغز راست گرد بین ورقه‌های عربی و ایران مرکزی در طول قطعه‌های متفاوت این گسل، در غرب ایران رخ داده است (جکسون، ۱۹۹۲؛ بربریان، ۱۹۹۵).

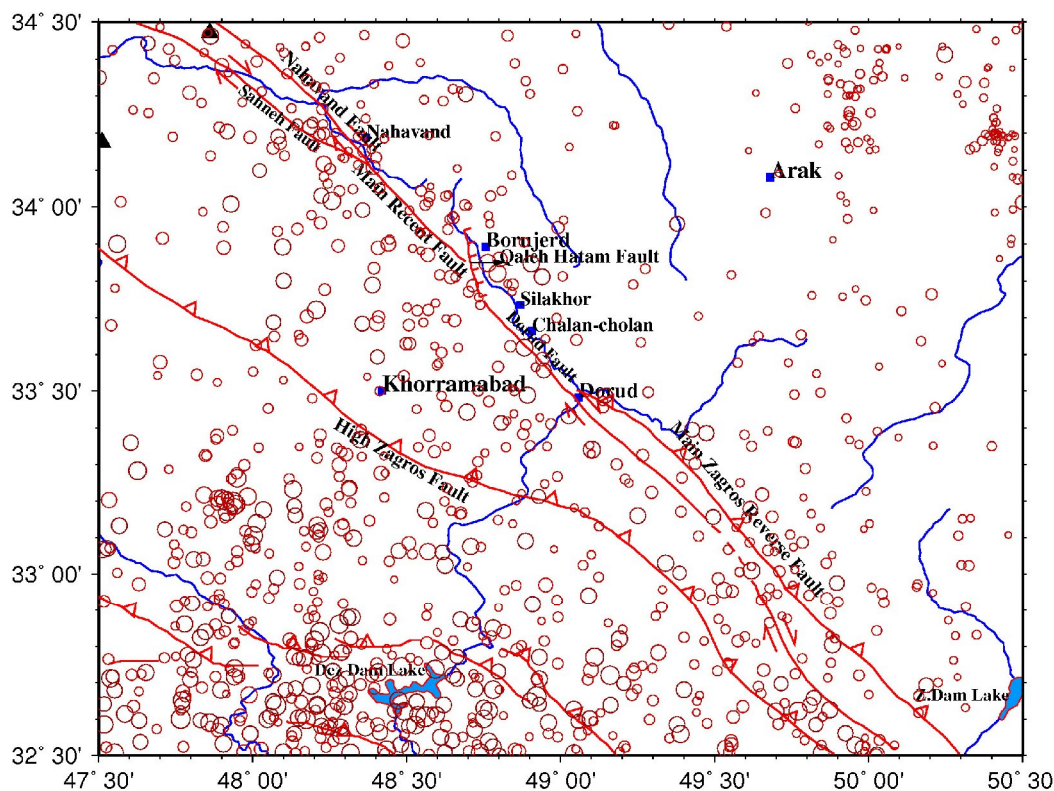
سازوکار زمین لرزه‌ای و پتانسیل لرزه‌زایی گسل اصلی جوان زاگرس، کاملاً با زمین لرزه‌های کمربند چین خورده-رانده زاگرس متفاوت است. بدین ترتیب که زمین لرزه‌های دارای بزرگی بیشتر نسبت به زاگرس، در گسل جوان اصلی رخ می‌دهند. به طوری که گسل دورود به منزله بخشی از گسل اصلی امروزی زاگرس، موجب زمین لرزه ویرانگر سیلاخور ۱۹۰۹ میلادی با بزرگی $M_s = 7.4$ بوده است. پس از زمین لرزه ۱۹۰۹، جنبش گسل دورود همراه با دو زمین لرزه با بزرگی بیشتر از ۵ در سال‌های ۱۳۳۷ و ۱۳۴۲ خورشیدی بوده است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ تیموری، ۱۳۸۶).

در ۱۰۰ سال گذشته ۴ زمین لرزه مخرب از جمله زمین لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی $M_s = 7.4$ ، زمین لرزه ۱۹۵۷ فارسینه با بزرگی $M_s = 7.0$ ، زمین لرزه ۱۹۵۸ نهند با بزرگی $M_s = 6.6$ و زمین لرزه ۱۹۶۳ کارخانه با بزرگی $M_s = 5.8$ در قطعه‌های مشخص گسل اصلی عهد

سیاه کله و بخش چالان چولان به عنوان رومرکز مهلرزه‌ای این زمین لرزه تعیین گردید. برای این زمین لرزه اسامی گوناگونی از قبیل "زمین لرزه لرستان"، "زمین لرزه بروجرد"، "زمین لرزه دورود"، "زمین لرزه چالان چولان"،

شدت برای زمین لرزه سیلاخور، شدت هشت (VIII) در مقیاس اروپایی EMS98 برآورد شده است (مهدوی فر و تاجیک، ۱۳۸۵).

نواحی روستاهای ازنا، گلنگانه، کاغه، کارخانه قند،



شکل ۲. توزیع سطحی زمین لرزه‌های دستگاهی در شمال غرب زاگرس. گسل‌های اصلی منطقه با خطوط قرمز مشخص شده‌اند. اندازه دایره‌های توخالی، متناسب با بزرگی زمین لرزه‌ها است. مثلثهای مشکی، موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری را نشان می‌دهند.

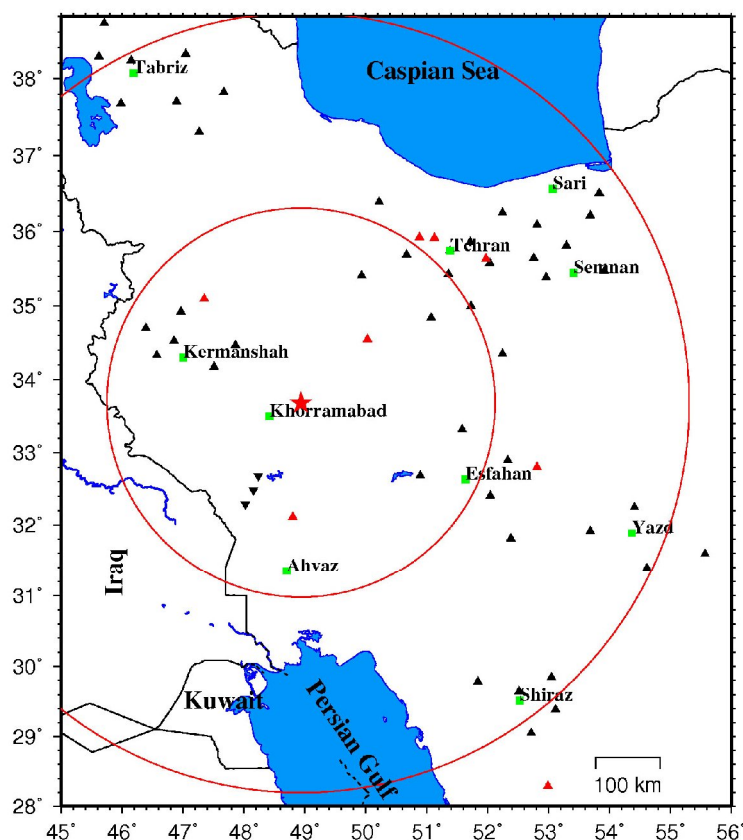
شکل ۳ موقعیت ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مورد استفاده را نشان می‌دهد. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد نزدیک‌ترین ایستگاه لرزه‌نگاری به رومرکز زمین لرزه بیش از ۱۰۰ کیلومتر فاصله دارد.

در نتیجه هنگام مکان‌یابی کنترل خوبی روی عمق رخدادها وجود نخواهد داشت. از اطلاعات ثبت شده در ایستگاه‌های شبکه لرزه‌نگاری سد کرخه به‌خاطر مشکل زمان، فقط در تعیین مکان زمین لرزه اصلی و سازوکار آن استفاده شد. پارامترهایی که برای زمین لرزه سیلاخور از

"زمین لرزه درب آستانه" و "زمین لرزه سیلاخور" به‌کاررفته است. در این تحقیق از نام زمین لرزه سیلاخور استفاده می‌شود. در این بررسی، موقعیت زمین لرزه اصلی و پس لرزه‌ها با استفاده از زمان رسید امواج لرزه‌ای ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله و سد کرخه تعیین شد. در مکان‌یابی مجدد رخدادهای لرزه‌ای سیلاخور، از اطلاعات زمان رسید فازها که سازمان‌های مذکور منتشر کرده‌اند استفاده شد.

زمین لرزه، متفاوت است. به ویژه عمق گزارش شده تا ۲۷ کیلومتر متغیر است. عمق زمین لرزه اغلب نسبت به سایر پارامترهای زمین لرزه، خطای بیشتری دارد. لذا عمق تعیین شده در این تحقیق هم به خاطر پوشش ایستگاهی ناکافی، به ویژه ایستگاه لرزه نگاری نزدیک، از دقت مناسبی برخوردار نخواهد بود. لذا با توجه به خطای متوسط عمق رخدادها و کم عمق بودن زون لرزه زا در این منطقه، برای زمین لرزه اصلی عمق ثابت ۷ کیلومتر در نظر گرفته شد. موقعیت رومرکز زمین لرزه تعیین شده در قسمت شمال گسل عهد حاضر (MRF) و نزدیکی روستای چالان جولان قرار دارد.

سوی مراکز گوناگون گزارش شده در جدول ۲ فهرست شده است. در مکان یابی زمین لرزه اصلی و پس لرزه ها، از برنامه های Hypo71 (لی و لاهر، ۱۹۷۵)، Hypocenter (لینرت و همکاران، ۱۹۸۶؛ لینرت و هاسکو ۱۹۹۵)، Hypoinverse (کلین، ۱۹۸۴) استفاده شد. با توجه به فاصله ایستگاه های لرزه نگاری ثبت کننده و توزیع آنها هنگام استفاده از برنامه Hypoinverse، خطاهای زمانی و مکانی در مقایسه با برنامه های دیگر کمتر است. پارامترهای به دست آمده در این تحقیق برای زمین لرزه اصلی در جدول ۲ درج شد همان طور که این جدول نشان می دهد، رومرکز تعیین شده توسط سازمان ها برای



شکل ۳. موقعیت ایستگاه های لرزه نگاری مورد استفاده. مثلث های مشکی و قرمز، به ترتیب موقعیت ایستگاه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله را نشان می دهند. موقعیت ایستگاه های سد کرخه با مثلث مشکی وارونه و زمین لرزه اصلی با ستاره قرمز رنگ مشخص شده اند. دایره های قرمز به مرکز رومرکز زمین لرزه اصلی و با شعاع های ۳۰۰ و ۶۰۰ کیلومتر رسم شده اند.

جدول ۱. فهرست پیش لرزه‌های ثبت شده در طول ۹ ساعت قبل از زمان وقوع زمین لرزه اصلی.

Date (میلادی)	Origin Time (UT)	Origin Time (Local)	Latitude	Longitude	Magnitude (Mn)
20060330	161709.3	194709.3	33.52	48.81	4.7
20060330	183221.4	220221.4	33.49	48.62	2.6
20060330	185723.0	222723.0	33.38	48.56	2.4
20060330	191705.6	224705.6	33.67	48.82	2.9
20060330	193615.4	230615.4	33.47	48.85	5.2
20060330	194749.3	231749.3	33.57	49.17	2.3
20060330	204023.6	00.1023.6	33.97	48.57	1.6
20060330	214752.1	011752.1	33.75	48.17	1.9
20060330	215241.0	012241.0	33.67	48.51	2.2
20060330	220031.8	013031.8	33.53	48.84	3.2
20060330	230300.6	023300.6	33.64	48.72	2.2

جدول ۲. پارامترهای تعیین شده از سوی مراکز متفاوت برای زمین لرزه سیلاخور.

Agency	Date میلادی	Origin Time (UT)	Latitude N	Longitude E	Depth km	Magnitude
IGUT ¹	31/03/2006	01:17:04.3	33.483	48.864	18	Mn = 6.0
IIEES ²	31/03/2006	01:17:02.3	33.65	48.91	14	ML = 6.1
ISC ³	31/03/2006	01:17:02.6	33.5819	48.7952	15.4	mb = 5.7, Ms = 5.9
USGS-NEIC ⁴	31/03/2006	01:17:00.96	33.50	48.78	27	Mw = 5.9
Harvard CMT ⁵	31/03/2006	01:17:09.9	33.74	48.73	17	Mw = 6.1
EMSC ⁶	31/03/2006	01:17:00.2	33.63	48.76	10	Mb = 5.7
This study ⁷	31/03/2006	01:17:03.41	33.6830	48.9352	7.0	Mn = 6.0

¹IGUT = Institute of Geophysics, University of Tehran²IIEES = International Institute of Earthquake Engineering and Seismology³ISC = International Seismological Centre⁴USGS = United State Geological Survey,⁵NEIC = National Earthquake Information Center⁶EMSC = European-Mediterranean Seismological Center

۴ سازوکار کانونی زمین‌لرزه سیلاخور

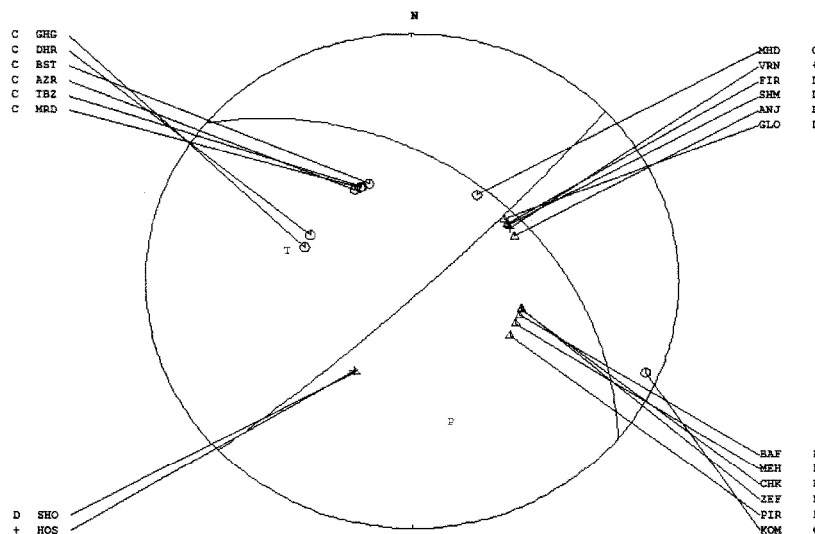
شناخت ما از فعالیت‌های زمین‌ساختی کنونی در قاره‌ها عمدتاً برگرفته از بررسی زمین‌لرزه‌ها، به‌ویژه زمین‌لرزه‌های بزرگ است. تعیین موقعیت صحیح رومرکز زمین‌لرزه‌ها و لرزه‌خیزی تاریخی از جمله اطلاعات مهم در تشخیص ساخت‌های فعال هستند. نوع جنبش زمین‌ساخت‌های فعال، به کمک سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌هایی که روی آن ساخت‌ها رخ می‌دهند و شکستگی‌های سطحی همراه آنها قابل تشخیص است. سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها معمولاً چگونگی جنبش زمین در عمق زون لرزه‌ای را نشان می‌دهد و هنگامی که با مشاهدات سطحی همراه شود با دقت دوچندان می‌توان جنبش گسلی را تفسیر کرد. پاکزاد و میرزائی (۱۳۸۶) با استفاده از برگردان خطی تانسور گشتاور در حوزه زمان، سازوکار زمین‌لرزه اصلی و چند پیش‌لرزه و پس‌لرزه این رخداد را تعیین کردند. در این تحقیق، به‌منظور تعیین سازوکار کانونی، با استفاده از قطبیدگی اولین امواج P، از برنامه اسنوک و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شد. پارامترهای سازوکار کانونی تعیین‌شده برای این زمین‌لرزه توسط NEIC، Harvard، پاکزاد و میرزائی (۱۳۸۶) و همچنین آنچه که در این تحقیق با استفاده از قطبیدگی اولین امواج رسیده به ایستگاه‌ها به‌دست آمد، در جدول ۳ درج گردید.

برای به‌دست آوردن سازوکار کانونی زمین‌لرزه یازدهم فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور از قطبیدگی اولین موج P ثبت‌شده در ۱۸ ایستگاه لرزه‌نگاری متعلق به مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران و دو ایستگاه لرزه‌نگاری سد کرخه استفاده شد. البته بیش از ۵۰ ایستگاه لرزه‌نگاری در داخل کشور، این زمین‌لرزه را ثبت کرده‌اند ولی قطبیدگی در ۲۰ ایستگاه مشخص شده است. در جست‌وجوی صفحات کانونی ممکن، محورهای فشارشی و کششی از گام‌های متفاوت استفاده شد و در نهایت، صفحات کانونی با توجه به موقعیت و

امتداد محور فشارشی انتخاب شد. همچنین جست‌وجوی صفحات با فرض اشتباه بودن قطبیدگی دو ایستگاه از ۲۰ ایستگاه که قطبیدگی اولین موج P در آنها مشخص شده است صورت گرفت. حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه یازدهم فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور نشان می‌دهد که این رویداد، دارای سازوکار کانونی امتدادلغز راست‌گرد است (شکل ۴).

با توجه به سازوکار به‌دست آمده، یکی از صفحات دارای روند 310° و شیب 46° و صفحه دوم دارای روند 47° و شیب 84° است. از آنجا که امتداد گسل‌های منطقه شمال‌غربی-جنوب شرقی است، می‌توان نتیجه گرفت که صفحه دارای روند 310° و شیب حدود 46° ، صفحه اصلی است البته توزیع پس‌لرزه‌ها روند گسل مسبب زمین‌لرزه، یعنی همان روند صفحه اصلی را تایید می‌کند که در بخش بعدی آورده خواهد شد. سازوکارهای ارائه شده توسط هاروارد و NEIC براساس مدل‌سازی waveform modeling صورت گرفته است و آنچه که در تحقیق حاضر به‌دست آمد، با استفاده از قطبیدگی اولین امواج P رسیده به ایستگاه‌ها بوده است. سازوکارهای به دست آمده در هر سه مورد، امتدادلغز راست‌گرد با امتداد حدود 310° درجه را نشان می‌دهند که با امتداد گسل عهد حاضر در ناحیه همخوانی دارد اما شیب به‌دست آمده برای گسل مسبب در این تحقیق، کمتر از آن مقداری است که هاروارد و NEIC تعیین کرده‌اند.

زمین‌لرزه سیلاخور در ۲۷ ایستگاه شتاب‌نگاری متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در استان‌های لرستان، همدان و مرکزی ثبت شد (میرزائی علویچه و همکاران، ۱۳۸۵). بیشینه شتاب ثبت‌شده این رویداد، متعلق به ایستگاه چالان‌چولان، حدود $0.524g$ و مربوط به مؤلفه قائم است. در دو مؤلفه شعاعی و عرضی و ایستگاه چالان‌چولان، بیشینه شتاب‌ها، به‌ترتیب $0.375g$ و $0.432g$ ثبت شده است. بررسی شتاب‌نگاشت‌های ثبت‌شده با توجه به فاصله ایستگاه‌ها از رومرکز نشان می‌دهد.



شکل ۴. سازوکار کانونی زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور با استفاده از قطبیدگی اولین موج رسیده به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری.

جدول ۳. پارامترهای سازوکار کانونی زمین لرزه یازدهم فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور.

Agency	Nodal Plane	Strike	Dip	Rake	Moment (Nm), Depth
NEIC (PDE)	1	314°	54°	180°	M ₀ = 1.0×10 ¹⁸ Depth = 27 km
	2	44°	90°	36°	
Harvard CMT	1	313°	78°	-174°	M ₀ = 1.71×10 ¹⁸ Depth = 17 km
	2	222°	84°	-12°	
Pakzad & Mirzaei (1386)	1	344°	81°	170°	Depth = 21 km
	2	75°	80°	9°	
This study	1	310°	46°	171°	Depth = 7 km
	2	47°	84°	50°	

ثبت کرده‌اند، مانند ایستگاه‌های توشک آبرسد و الشتر که به ترتیب در فاصله‌های ۴۲ و ۶۱ کیلومتری از رومرکز زمین لرزه قرار دارند، به ترتیب بیشینه شتاب‌های ۰/۳۹۴g و ۰/۱۵۴g را ثبت کرده‌اند.

پهنه‌های هم‌شتاب زمین لرزه سیلاخور برای هر دو مؤلفه قائم افقی (برایند مولفه‌های شعاعی و عرضی در شکل ۵) رسم شده است. با توجه به سازوکار کانونی (امتدادلغز راست‌گرد)، به دست آمده می‌توان گفت که

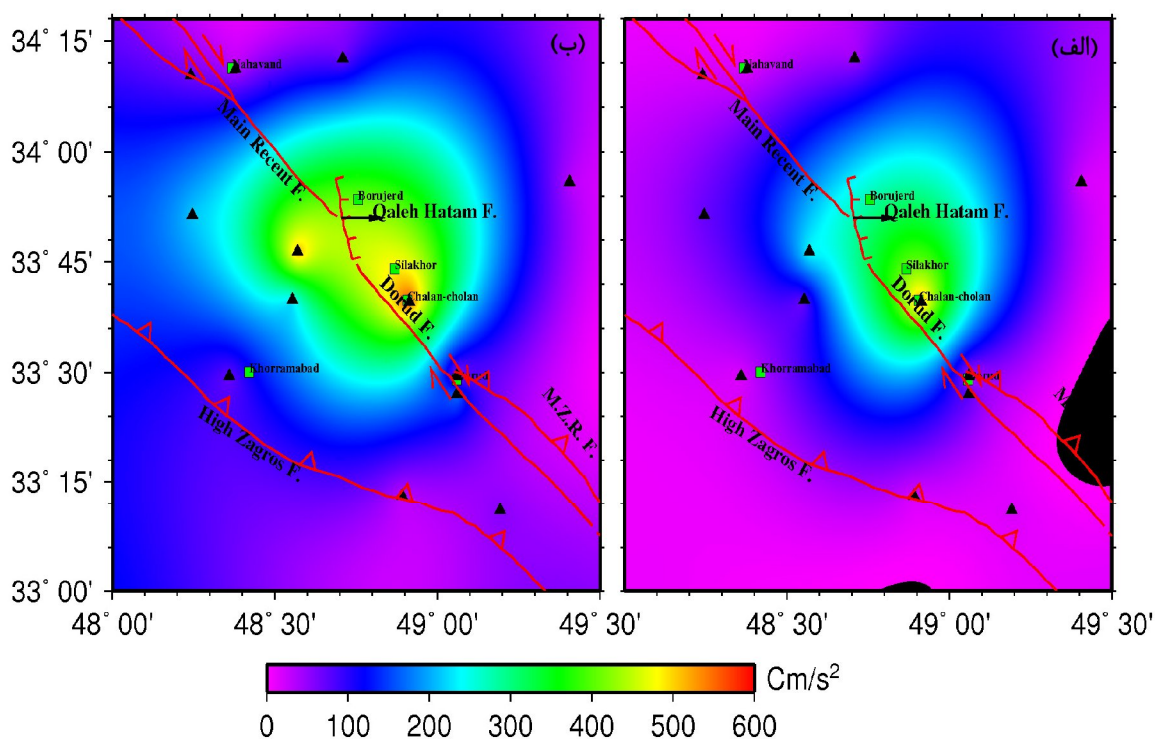
ایستگاه‌هایی که در شمال غرب رومرکز زمین لرزه قرار گرفته‌اند، شتابی بیشتر از ایستگاه‌هایی که در جنوب شرق رومرکز قرار دارند، ثبت کرده‌اند. برای مثال، ایستگاه دورود با فاصله حدود ۳۱ کیلومتر، بیشینه شتاب حدود ۰/۳۷g را ثبت کرده است و ایستگاه ازنا که در فاصله‌ای حدود ۵۹ کیلومتر از رومرکز قرار دارد، این زمین لرزه را ثبت نکرده است. این درحالی است که ایستگاه‌هایی که در شمال غرب رومرکز واقع شده‌اند، شتاب بیشتری را

پس‌لرزه‌های با بزرگی بیشتر و مساوی ۱/۸ رخ داده در هر روز را نشان می‌دهد. در این شکل منحنی برازش داده شده به روش بهینه‌سازی غیرخطی با استفاده از رابطه اصلاح شده اموری (اتسو، ۱۹۹۵) با خطچین نشان داده شده است. همان‌طور که این شکل نشان می‌دهد، بیشترین پس‌لرزه‌ها در روز اول رخ داده و روند نزولی کاهش تعداد پس‌لرزه‌ها از روند اموری تبعیت می‌کند. نمودار ستونی بزرگی پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که بزرگی اکثر پس‌لرزه‌ها حدود ۲ تا ۳/۵ است و شش تا از پس‌لرزه‌های ثبت شده در طول دو ماه، بزرگی بیشتر از ۳/۰ داشته‌اند، (شکل ۶-ب).

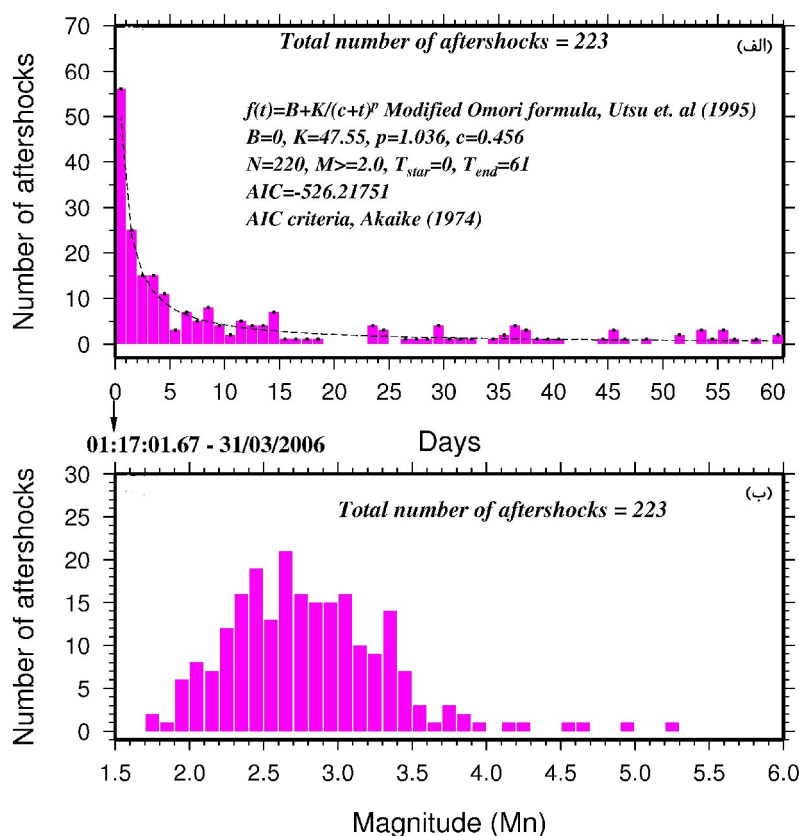
جهت شکستگی رو به شمال غرب است و اثر پدیده جهت‌پذیری گسل مسبب زمین‌لرزه، باعث ثبت شتاب‌های بیشتر در ایستگاه‌های شمال غربی کانون زمین‌لرزه شده است. البته ثبت شتاب بیشتر ممکن است ناشی از اثر ساختگاه هم باشد و نباید آن را نادیده گرفت.

۵ پس‌لرزه‌ها

زمین‌لرزه سیلاخور با توجه به بزرگیش از معدود زمین‌لرزه‌هایی است که با پیش‌لرزه و پس‌لرزه‌های فراوانی همراه بوده است. مرکز لرزه‌نگاری مؤسسه ژئوفیزیک ثبت حدود ۲۲۳ پس‌لرزه در طول دو ماه بعد از زمین‌لرزه اصلی را گزارش کرده است. (شکل ۶-الف) نمودار ستونی



شکل ۵. پهنه‌های هم‌شتاب زمین‌لرزه سیلاخور، با استفاده از شتاب‌های ثبت شده در ایستگاه‌های شتاب‌نگاری متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن. (الف) برای مؤلفه قائم، (ب) برای مؤلفه افقی. مثلث‌های مشکی، موقعیت ایستگاه‌های شتاب‌نگاری را نشان می‌دهند.



شکل ۶. الف) نمودار ستونی پس لرزه‌های زمین لرزه سیلاخور از 31/03/2006 تا 30/05/2006 به همراه منحنی برازش رابطه اصلاح شده اموری. در رابطه اموری $f(t)$ یا $n(t)$ تعداد پس لرزه‌ها در زمان t است. c , k , p و B مقادیر ثابت غیر منفی هستند. معیار معیار منحنی برازش است (آکایک ۱۹۷۴). ب) نمودار ستونی پس لرزه‌ها برحسب بزرگی.

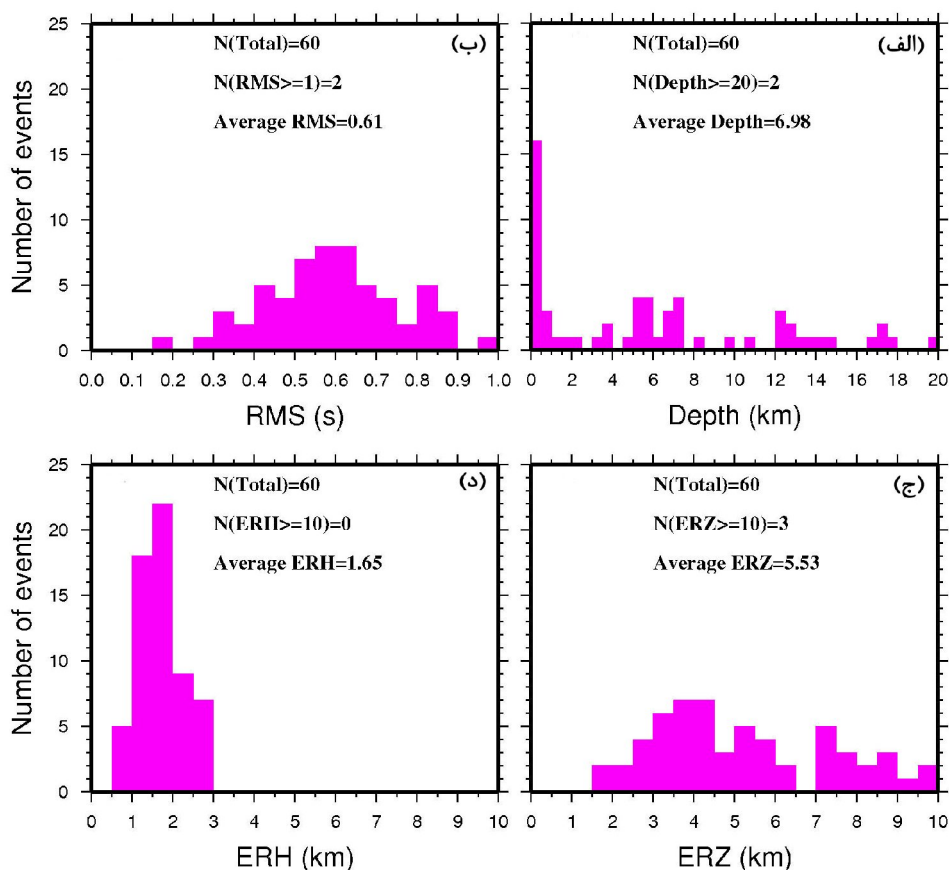
نرم افزاری متفاوتی دارد و کاروران (پراتورها) متفاوتی، اطلاعات را پردازش می کنند. البته به خاطر در دسترس نبودن شکل موجها (waveforms)، قرائت مجدد و یکدست فازها از شکل موجها و کم کردن خطای قرائت میسر نشد. علی رغم این مشکل استفاده از داده ادغام شده با پوشش آزیموتی مناسب موجب بهبود پارامترهای مکان یابی شد.

در این تحقیق از زمانهای رسید امواج لرزه‌ای که در وبگاه سازمانهای پیش گفته قرار دارد استفاده شد. ابتدا زمان وقوع و موقعیت زمین لرزه‌های منتشر شده از سوی مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله در طول بازه زمانی

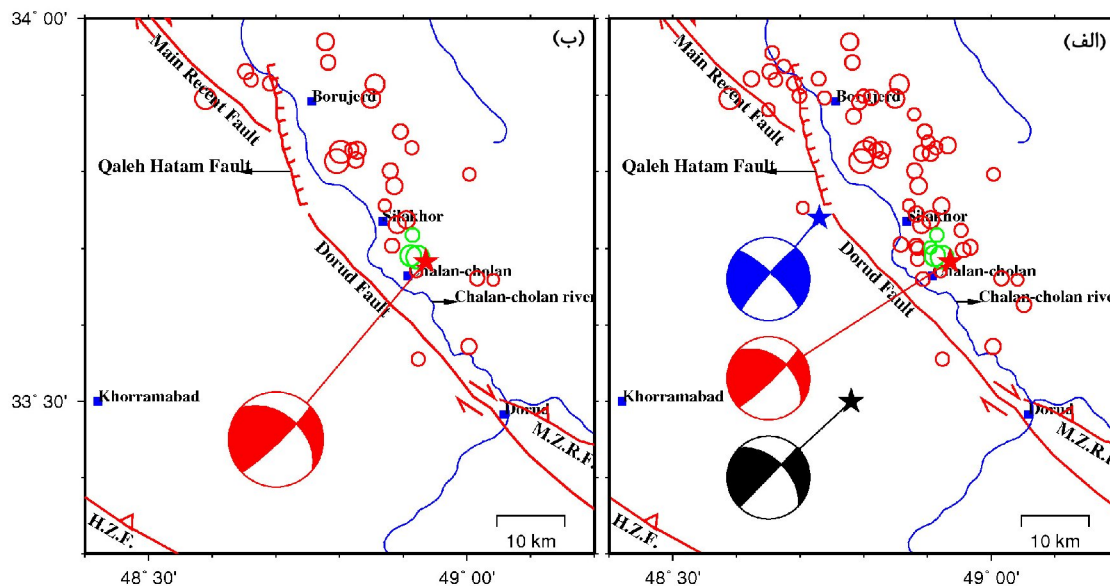
همان طور که قبلا ذکر شد، دقت مکان یابی علاوه بر مدل سرعتی، به موارد دیگر از جمله پوشش ایستگاهی (آزیموتی) خوب هم بستگی دارد. در این تحقیق سعی شد تا به منظور کم کردن بیشینه گپ آزیموتی (Maximum Azimutal Gap) هنگام تعیین محل رخدادها، علاوه بر ایستگاههای لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک، از اطلاعات ایستگاههای لرزه نگاری متعلق به پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله و سد کرخه هم استفاده شود. البته در اثر ادغام داده ثبت شده شبکه‌های لرزه نگاری گوناگون، مقداری خطا تحت عنوان خطای قرائت فازها (reading error) وارد داده می شود. چون هر کدام از شبکه‌ها، سامانه سخت افزاری و

بیشینه گپ آزمونتی ۱۱۸ درجه و متوسط نزدیکترین ایستگاه لرزه‌نگاری ثبت کننده ۱۳۶ کیلومتر است. اطلاعات ثبت شده در ایستگاه‌های لرزه‌نگاری سد کرخه کمک خوبی می‌توانست باشد ولی متاسفانه افزودن اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های سد، باعث افزایش خطای تعیین محل می‌شود. لذا با توجه به پوشش ایستگاهی نه‌چندان خوب و همچنین دور بودن ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، به طوری که نزدیکترین آنها به ناحیه پس‌لرزه‌ها بیش از ۱۰۰ کیلومتر فاصله دارد (شکل ۳) دقت مکان‌یابی مورد دلخواه نخواهد بود، به‌ویژه پارامتر عمق که معمولاً بین پارامترهای زمین‌لرزه بیشترین خطا را

۳۰ مارس ۲۰۰۶ تا پایان آوریل ۲۰۰۶ (سی و دو روز) مقایسه شد و ۶۰ رخداد لرزه‌ای مشترک شامل ۴ پیش‌لرزه، زمین‌لرزه اصلی و ۵۵ پس‌لرزه انتخاب، و سپس اطلاعات مربوطه ادغام شد. موقعیت این ۶۰ زمین‌لرزه با استفاده از برنامه‌های مکان‌یابی متسفاوت تعیین شد. مقایسه خطاهای زمانی و مکانی زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که این خطاها هنگام استفاده از برنامه Hypoinverse کمترین مقادیر را دارند. (شکل ۷) نمودار ستونی عمق کانونی، خطاهای زمان باقی‌مانده (RMS)، خطاهای قائم و افقی (ERZ و ERH) ۶۰ زمین‌لرزه رخ داده در مدت ۳۲ روز را نشان می‌دهد. در مکان‌یابی این زمین‌لرزه‌ها متوسط



شکل ۷. (الف) نمودار ستونی عمق رخدادها. (ب) نمودار ستونی خطای زمان باقی‌مانده رویدادها. (ج) نمودار ستونی خطای قائم کانون رخدادها. (د) نمودار ستونی خطای افقی رومرکزها. ۶۰ زمین‌لرزه انتخابی شامل ۴ پیش‌لرزه، زمین‌لرزه اصلی و ۵۵ پس‌لرزه است. در هر مورد تعداد زمین‌لرزه‌هایی که خطا و عمق آنها بیشتر از حدود مشخص شده است، نشان داده شده است.



شکل ۸. (الف) توزیع سطحی ۶۰ زمین لرزه مکان یابی شده. (ب) توزیع سطحی زمین لرزه‌هایی که خطای زمان باقی مانده کمتر از ۱ ثانیه، خطاهای افقی و قائم کمتر از ۵ کیلومتر دارند. سازوکارهای رسم شده با رنگ‌های آبی، مشکی و قرمز، به ترتیب مربوط به سازوکارهای تعیین شده هاروارد، NEIC و تحقیق حاضر هستند. ستاره‌های آبی، سیاه و قرمز هم موقعیت زمین لرزه اصلی را که به ترتیب از سوی هاروارد، NEIC و این تحقیق تعیین شده است را مشخص می‌کنند. خطوط قرمز، گسل‌های عمده ناحیه را نشان می‌دهند. دایره‌های سبز و قرمز، به ترتیب موقعیت پیش‌لرزه‌ها و پس‌لرزه‌ها را نشان می‌دهند و اندازه آنها متناسب با بزرگیشان رسم شده است.

می‌شود و رودخانه هم به سمت شمال شرقی انحناء دارد، پس‌لرزه بیشتری وجود ندارد. در این قسمت که طول آن حدود ۱۰ کیلومتر است، به نظر می‌آید که یک گپ وجود داشته باشد. توزیع سطحی پس‌لرزه‌ها تقریباً بیضی‌شکل است که روند محور بزرگ آن تقریباً در امتداد جنوب شرق-شمال غرب قرار دارد، زمین لرزه اصلی در قسمت کناری صفحه گسل واقع است و پس‌لرزه‌ها عمدتاً در طرف دیگر گسترش یافته‌اند. بنابراین با توجه به سازوکار به دست آمده و شتاب‌های ثبت شده، می‌توان گفت که شکست در زمین لرزه سیلاخور یک طرفه بوده است، از قسمت جنوب شرق شروع شده و به سمت شمال غرب گسترش یافته است.

۶ نتیجه‌گیری

بررسی‌های صورت گرفته نشان می‌دهد که موقعیت زمین لرزه اصلی و پس‌لرزه‌های ثبت شده با روند گسل

دارد. در این مکان یابی متوسط خطای رومرکز زمین لرزه‌ها حدود ۱/۶ کیلومتر و قابل قبول است اما خطای متوسط عمق یعنی حدود ۵/۵ کیلومتر، زیاد است، شکل ۷. در برنامه مورد استفاده، هنگام مکان یابی، عمق آغازی در برنامه، ۷ کیلومتر انتخاب شد.

توزیع سطحی ۶۰ زمین لرزه مورد نظر در (شکل ۸-الف) نشان داده شده است. (شکل ۸-ب) توزیع سطحی زمین لرزه‌هایی که خطای زمان باقی مانده کمتر از ۱ ثانیه و خطای مکانی افقی و قائم کمتر از ۵ کیلومتر دارند را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود، توزیع سطحی پس‌لرزه‌ها در امتداد روند گسل اصلی عهد حاضر، کمی به طرف شمال متمایل است. این شکل نشان می‌دهد که پس‌لرزه‌ها در دو قطعه، بیشتر توزیع شده‌اند. قطعه اول یعنی دورود-سیلاخور که زمین لرزه اصلی را هم در بر دارد. قطعه دوم سیلاخور-بروجرد است. بین این دو قطعه، در جایی که گسل دورود به گسل قلعه حاتم متصل

ژئوتکنیکی حاصل از زمین‌لرزه ۱۳۸۵/۱/۱۱
درب‌آستانه (سیلاخور)، اسلاید سمینار، پژوهشگاه
بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله.
میرزائی علویچه، ح.، فرزندگان، ا.، ماجدی اردکانی، م.ح.،
و سینائیان، ف.، ۱۳۸۵، گزارش زمین‌لرزه یازدهم
فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور، مرکز تحقیقات ساختمان و
مسکن.

Akaike, H., 1974, A new look at the statistical
model identification: IEEE Trans. Autom.
Control, AC-19, 716-723.

Ambraseys, N. N., and Moynfar, A., 1973, The
seismicity of Iran: The Silakhor (Lorestan)
earthquake of 23rd January 1909: Ann.
Geophys., 26, 659-678.

Ambraseys, N.N., and Melville, C. P., 1982, A
history of Persian earthquakes: Cambridge
University Press.

Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust fault
hidden under the Zagros folds: Active
basement tectonics and surface
morphotectonics: Tectonophysics, 241, 193-
224.

Berberian, M., and Yeats, R. S., 2001,
Contribution of archaeological data to studies
of earthquake history in the Iranian plateau: J.
Struct. Geol., 23, 563-584.

Gidon, M., Berthier, F., Billiault, J. P., Halbronn,
B., and Maurizot, P., 1974, Sur le carateres at
l'ampleur du coulissement de la 'Main Fault'
dans la region de Borujerd-Dorud, Zagros
oriental, Iran: C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D.,
278, 701-704.

Jackson, J. A., 1992, Partitioning of strike-slip
and convergent motion between Eurasia and
Arabian in eastern Turkey and the Caucasus:
J. Geophys. Res., 97, B, 12471-12479.

Klein, F. W., 1984, Users guide to
HYPOINVERSE, a program for Vax and
PC350 computers to solve for earthquake
locations: USGS open file report 84-000.

Lee, W. H. K., and Lahr, J. C., 1975, HYPO71
(revised): a computer program for determining
hypocenter, magnitude and first motion
pattern of local earthquakes: Open-file report,
U.S. Geological Survey, 75-311.

Lienert, B. R. E., Berg, E., and Frazer, L. N.,
1986, Hypocenter: An earthquake location
method using centered, scaled, and adaptively
least squares: Bull. Seism. Soc. Am., 76, 771-
783.

Lienert, B. R. E, and Havskov, J., 1995, A

اصلی عهد حاضر واقع در بین دورود و بروجرد منطبق
است. همچنین گسل مسبب روند جنوب شرقی-شمال
غربی دارد و شیب آن به طرف شمال شرق است.

سازوکار کانونی به‌دست آمده با استفاده از قطبیدگی
اولین امواج رسیده به ایستگاه‌های لرزه‌نگاری، نشان
می‌دهد که گسل مسبب امتداد لغز راست‌گرد است و
پارامترهای به‌دست‌آمده در این تحقیق، همخوانی نسبتاً
خوبی با سازوکار کانونی ارائه شده توسط هاروارد
(CMT) و مرکز ملی اطلاعات زلزله آمریکا (NEIC) دارد.

پهنه‌های هم‌شتاب رسم‌شده برای هر دو مولفه
زمین‌لرزه سیلاخور نشان می‌دهد که جهت شکستگی رو
به شمال غرب است و اثر پدیده جهت‌پذیری گسل مسبب
زمین‌لرزه باعث ثبت شتاب‌های بیشتر، در ایستگاه‌های
شمال غربی کانون زمین‌لرزه شده است.

توزیع پس‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که آنها در دو قطعه
بیشتر توزیع شده‌اند. قطعه اول بین دورود و سیلاخور، و
قطعه دوم بین سیلاخور و بروجرد قرار دارد و در ناحیه
واقع بین این دو قطعه که حدود ۱۰ کیلومتر طول دارد،
فعالیت لرزه‌ای کمتری رخ داده است.

تشکر و قدردانی

از داوران مقاله که با نظرات سازنده خود موجب بهبود آن
شده‌اند، سپاسگزاری می‌شود. این پژوهش، در چارچوب
طرح پژوهشی شماره ۶۲۰۱۰۲۷/۱/۳ صورت گرفته است.

منابع

پاکزاد، م. و میرزائی، ن.، ۱۳۸۶، بررسی سازوکار کانونی
زلزله ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ درب‌آستانه سیلاخور: مجله
فیزیک زمین و فضا، ۳۳، (۳)، ۷۳-۸۶.
تیموری، ع.، ۱۳۸۶، تحلیل زمین‌لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵
سیلاخور لرستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش
زلزله‌شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران.
مهدوی‌فر، م.ر. و تاجیک، و.، ۱۳۸۵، بررسی پدیده‌های

- Tchalenko, J. S., and Braud, J., 1974, Seismicity and structure of the Zagros: the Main Recent Fault between 33° and 35° N. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A*, **277**, 1-25.
- Utsu, T., Ogata, Y., and Matsu'ura, R. S., 1995, The centenary of Omori formula for a decay law of aftershock activity: *J. Phys. Earth*, **43**, 1-33.
- Vernant, P., Nilforoshan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004, Present-day crustal deformation and kinematics in the Middle East constrained GPS measurements in Iran and northern Oman: *Geophys. J. Int.*, **157**, 381-398.
- Wellman, H. W., 1966, Active Wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan: *Geo. Rundsch*, **55**, 716-735.
- computer program for locating earthquakes both locally and globally: *Seism. Res. Lett.*, **66**, 26-36.
- Maggi, A., Jackson, J. A., Priestley, K., and Baker, C., 2000, A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, the Tien Shan and northern India: do earthquake really occur in the continental mantle: *Geophys. J. Int.*, **143**, 629-661.
- Snoke, J. A., Munsery, 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.
- 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: *Geophys. J. Int.*, **150**, 423-439.