تحلیل زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور در استان لرستان

مهدي رضاپور

عضو هيأت علمي، مؤسسه ژئوفيزيک دانشگاه تهران، ايران rezapour@ut.ac.ir (تاريخ دريافت: ۱۳۸۸/۱/۲۹، تاريخ يذيرش: ۱۳۸۸/۶/۲۵)

چکیدہ

زمین لرزه سیلاخور با بزرگی Mn = 6.0 (بزرگی ناتل) 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 لرزههای ثبت شده مجددا مکان یابی شد و سازو کار کانونی زمین لرزه اصلی با استفاده از قطبیدگی (پولاریته) اولین امواج رسیده به ایستگاههای ثبت کننده تعیین شد. سازو کار کانونی به دست آمده نشان می دهد که قطعه گسل فعال شده در این زمین لرزه، دارای سازو کار امتدادلغز راست گرد است و به سوی شمال شرقی شیب دارد. توزیع پس لرزهها و موقعیت زمین لرزه اصلی وهمچنین پهنههای 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 لرزهها نشان می دهد که آن ها در دو ناحیه بیشتر فعال شدهاند. 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 گی به 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 گی به طول تقریبی ۱۰ کیلومتر وجود دارد که فعالیت پس لرزه ای قابل ملاحظهای نشان نداده است.

واژههای کلیدی: سیلاخور، لرستان، سازوکار کانونی، پسلرزه

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 Mn=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 Mn = 4.7, 5.2 and followed by two relatively large aftershocks of Mn=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 (Mn = 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

۱ مقدمه

صورت برخورد قارهای (عربی-اوراسیا) در پهنه زاگرس با نرخ همگرایی متفاوت در جریان است و تغییر شکل در چین و گسل های تراستی مجزا توزیع می شود. ورنانت و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از دادههای یک شبکه GPS، همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از دادههای یک شبکه GPS، جابهجایی راست گرد در زاگرس در طول گسل عهد حاضر (MRF) Main Recent Fault را حدود ۲ ± ۳ میلی متر در سال تعیین کردند. بنابراین، ناحیه مورد بررسی تحت تاثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین ساختی با روند شمال شرقی-جنوب غربی قرار دارد که نهایتا این نکته متمایز کننده این ناحیه از کشور را به دنبال دارد. زاگرس، رویداد زمین لرزه با بزرگی MS = 8 است زاگرس، رویداد زمین لرزه با بزرگی MS = 8 است پهنه زاگرس چین خورده، رخ داده است و همچنین برخلاف سایر مناطق پهنه چین خورده زاگرس، مشاهده

۲ زمین شناسی و لرزهزمین ساخت منطقه

ناحیه مورد تحقیق (دشت سیلاخور) در مرز میان پهنهٔ دگرگونی سنندج –سیرجان در شمال و زاگرس خردشده در جنوب قرار گرفته است. این دشت از غرب بروجرد تا شرق دورود گسترش دارد. دشت سیلاخور عمدتا از رسوبات آبرفتی شامل پادگانههای بلند و قدیمی، پادگانههای کوتاه و جوان و رسوبهای رودخانه تشکیل شده و بهدلیل 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 ۲۵ کیلومتر متغیر است.

مگی و همکاران (۲۰۰۰) با مکانیابی دوبارهٔ زمینلرزههای زاگرس، روشن ساختند که وقوع رخدادهای لرزهای در رشته کوههای زاگرس، محدود به پوسته بالایی با عمق کمتر از ۲۰ کیلومتر است. با چیرگی غالب زمینلرزههای کم عمق، زمین ساخت فشاری، به



شکل ۱. توپوگرافی و موقعیت گسل.های عمدهٔ ناحیه مورد تحقیق. خطوط قرمز و آبی به ترتیب گسل.ها و رودخانه اصلی ناحیه را نشان میدهند.

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 می شود.

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

جنوب شرقی دارد و از روند خط اثر گسل معکوس اصلی زاگرس پیروی می کند (بربریان و ایتس، ۲۰۰۱). این گسل جوان که حدود ۶۴۰ کیلومتر طول دارد، یک گسل زمین لرزهای است. جابه جایی امتدادلغز راست گرد ۱۰ تا ۶۰ کیلومتری، براساس لایه های شاخص زمین شناسی در قطعات نهاوند و دورود این گسل گزارش شده است (گیدون و همکاران، ۱۹۷۴).

قطعات گسل جوان اصلی (گسل های دورود، نهاوند، صحنه و دینور) که بهصورت راست گرد، گسل معکوس اصلی زاگرس را جابه جا کردهاند، فعالیت لرزهای بیشتری نسبت به قطعات دیگر (سرتخت، مروارید، مریوان و پیرانشهر) نشان میدهند. گسل جوان اصلی در راستای خود، هم از نظر ریخت شناسی و هم از نظر ساختاری، بارز است و حرکت امتداد لغز راست گرد بین ورقه های عربی و ایران مرکزی در طول قطعه های متفاوت این گسل، در غرب ایران رخ داده است (جکسون، ۱۹۹۲؛ بربریان،

سازو کار زمین لرزه ای و پتانسیل لرزه زایی گسل اصلی جوان زاگرس، کاملاً با زمین لرزه های کمربند چین خورده-رانده زاگرس متفاوت است. بدین ترتیب که زمین لرزه های دارای بزرگی بیشتر نسبت به زاگرس، در گسل جوان اصلی رخ می دهند. به طوری که گسل دورود به منزلهٔ بخشی از گسل اصلی امروزی زاگرس، موجب زمین لرزه ویرانگر سیلاخور ۱۹۰۹ میلادی با بزرگی = Ms برهین لرزه ویرانگر سیلاخور ۱۹۰۹ میلادی با بزرگی = ۲.4 بره دورود همراه با دو زمین لرزه با بزرگی بیشتر از ۵ در سال های ۱۳۳۷ و ۱۳۴۲ خور شیدی بوده است (طالبیان و جکسون، ۲۰۰۲؛ تیموری، ۱۳۸۶).

در ۱۰۰ سال گذشته۴ زمین لرزه مخرب از جمله زمین لرزه ۱۹۰۹ سیلاخور با بزرگی Ms = 7.4، زمین لرزه ۱۹۵۷ فارسینه با بزرگی Ms = 7.0، زمین لرزه ۱۹۵۳ نهاوند با بزرگی Ms = 6.6 و زمین لرزه ۱۹۶۳ کارخانه با بزرگی Ms = 5.8 در قطعههای مشخص گسل اصلی عهد

حاضر روی داده است که از بین آنها، زمین لرزه ۱۹۰۹ در میلاخور (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 رومر کز زمین لرزههای دستگاهی رخ داده در ناحیه، در بازه زمانی ۱۹۶۴–۲۰۰۶ را نشان می دهد. اطلاعات رومر کز زمین لرزهها در بازه زمانی ۱۹۶۴–۱۹۹۶ میلادی که دربردارندهٔ ۲۱۱ زمین لرزه است، از بانک International Seismological Centre (ISC) و در بازه زمانی ۱۹۹۷–۲۰۰۶ که ۷۹۷ زمین لرزه است از بولتن مرکز لرزه نگاری کشوری استخراج شده است.

۳ زمین لرزه ۲۰۰۶ سیلاخور

در ناحیه مورد بررسی، از یک ماه قبل از وقوع زمینلرزه اصلی، رخدادهای لرزهای ثبت شده است. اما عمده پیش لرزه ها 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. اولين پيشلرزه روز ینجشنبه مورخ ۱۳۸۵/۱/۱۰ در ساعت ۱۹:۴۷:۰۹ به وقت محلی با بزرگی Mn = 4.7 رخ داد. این پیش لرزه با چند پیش لرزه دیگر که بزرگی آنها کمتر از ۳ بود دنبال شد. بزرگترین پیشلرزه حدود سه ساعت و نیم بعد، یعنی به وقت محلی ۲۳:۰۶:۱۵ ، با بزرگی Mn = 5.2 منطقه را مجداً لرزاند و باعث وحشت اهالی منطقه شد. همین پیشلرزهها موجب شد که عده زیادی از مردم منازل خود را ترک کنند و به فضای باز هجوم آورند. تا زمان وقوع زمینلرزه اصلی چند پیشلرزه دیگر رخ داد، تا اینکه حدود پنج ساعتونیم بعد از بزرگئترین پیشلرزه، زمینلرزه اصلی به وقت محلی ۴:۴۷:۰۳ با بزرگی = Mn 6.0 رخ داد. تا زمان وقوع زمينلرزه اصلي، شمار زيادي از مردم هنوز به منازل خود برنگشته بودند و همین امر موجب شد که تلفات جانی این زمینلرزه نسبتاً کم باشد. بیشترین

شدت برای زمینلرزه سیلاخور، شدت هشت (VIII) در مقیاس اروپایی EMS98 برآورد شده است (مهدویفر و تاجیک، ۱۳۸۵).

یک، ۱۳۸۵). بک، ۱۳۸۵). نواحی روستاهای ازنا، گلنگانه، کاغه، کارخانه قند، بروجرد"، "زمین لرزه دورود"، "زمین لرزه چالان چولان"،

سیاه کله و بخش چالان چولان به عنوان روم کز مهلرزهای

این زمینلرزه تعیین گردید. برای این زمینلرزه اسامی

34° 30' O 0 0 34° 00' ujera Jeh Hatam Fault 8 Silakhor °°o တို့တို့ တ Chalan-cholan So 0 0. Khorramabad 33° 30' Regud O 0 8 0 00 33° 00' 32° 30' 47° 30' 48° 00' 48° 30' 49° 00' 49° 30' 50° 00' 50° 30

شکل ۲. توزیع سطحی زمینلرزههای دستگاهی در شمال غرب زاگرس. گسلهای اصلی منطقه با خطوط قرمز مشخص شدهاند. اندازه دایرههای توخالی، متناسب با بزرگی زمینلرزهها است. مثانهای مشکی، موقعیت ایستگاه های لرزهنگاری را نشان میدهند.

"زمین لرزه درب آستانه" و "زمین لرزه سیلاخور" به کاررفته است. در این تحقیق از نام زمین لرزه سیلاخور استفاده می شود. در این بررسی، موقعیت زمین لرزه اصلی و پس لرزه ها با استفاده از زمان رسید امواج لرزهای ثبت شده در ایستگاه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک شده در ایستگاه های لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک مهندسی زلزله و سد کرخه تعیین شد. در مکان یابی مجدد رخدادهای لرزه ای سیلاخور، از اطلاعات زمان رسید فازها که سازمان های مذکور منتشر کرده اند استفاده شد.

شکل ۳ موقعیت ایستگاههای لرزهنگاری مورد استفاده را نشان میدهد. همان طور که این شکل نشان میدهد نزدیک ترین 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 ثبتشده در ایستگاههای شبکه لرزهنگاری سد کرخه بهخاطر مشکل زمان، فقط در تعیین مکان زمینلرزه اصلی و سازوکار آن استفاده شد. پارامترهایی که برای زمینلرزه سیلاخور از

زمین لرزه، متفاوت است. به ویژه عمق گزارش شده تا ۲۷ کیلومتر متغییر 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 بر خوردار 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 رومر کز 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 مکانیابی زمین لرزه اصلی و پس لرزه ها، از برنامه های Hypocenter (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



شکل۳. موقعیت ایستگاههای لرزهنگاری مورد استفاده. مثلثهای مشکی و قرمز، بهترتیب موقعیت ایستگاههای لرزهنگاری مؤسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله را نشان میدهند. موقعیت ایستگاههای سد کرخه با مثلث مشکی وارونه و زمینلرزه اصلی با ستاره قرمز رنگ مشخص شدهاند. دایرههای قرمز به مرکز رومرکز زمینلرزه اصلی و با شعاعهای ۳۰۰ و ۶۰۰ کیلومتر رسم شدهاند.

Date (ميلادي)	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 ۱. فهرست پیشلرزههای ثبتشده در طول ۹ ساعت قبل از زمان وقوع زمینلرزه اصلی.

جدول ۲. پارامترهای تعیین شده از سوی مراکز متفاوت برای زمینلرزه 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
HEES 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	$\mathbf{Mn} = 6.0$

¹IGUT = Institute of Geophysics, University of Tehran ²IIEES = International Institute of Earthquake Engineering and Seismology

³ISC = International Seismological Centre

⁴USGS = United State Geological Survey,

⁵NEIC = National Earthquake Information Center ⁶EMSC = European-Mediterranean Seismological Center

۴ سازو کار کانونی زمین لرزه سیلاخور شناخت ما از فعالیتهای زمین ساختی کنونی در قارهها عمدتا 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 زمین ساخت های فعال، به کمک سازوکار کانونی زمینلرزههایی که روی آن ساختها رخ میدهند وشکشتگیهای سطحی همراه آنها قابل تشخیص است. سازوكار كانونى زمينلرزهها معمولا چگونگى جنبش زمین در عمق زون لرزهای را نشان میدهد و هنگامی که با مشاهدات سطحي همراه شود با دقت دوچندان مي توان 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 پسلرزهٔ این رخداد را تعیین کردند. در این تحقیق، بهمنظور تعیین سازو کار کانونی، با استفاده از قطبید گی اولین امواج P ، از برنامه اسنوک و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شد. پارامترهای سازوكار كانونى تعيين شده براى اين زمينلرزه توسط Harvard ،NEIC، یاکزاد 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 زمین لرزه 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 زمین لرزه

را ثبت کردهاند ولی قطبیدگی در ۲۰ ایستگاه مشخص شده است. در جستوجوی صفحات کانونی ممکن، محورهای فشارشی و کششی ازگامهای 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 °۳۱۰ و شیب[°] ۴۶ و صفحه دوم دارای روند ۴۷° و شیب ۴۴ است. از آنجاکه امتداد گسل های منطقه شمال غربي-جنوب شرقي است، مي توان نتيجه گرفت كه صفحهٔ دارای روند [°]۳۱۰ و شیب حدود [°]۴۶ ، صفحه اصلى است البته توزيع پسلرزهها روند گسل مسبب زمینلرزه، یعنی همان روند صفحه اصلی را تایید میکند که در بخش بعدی آورده خواهد شد. سازوکار های 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. سازو کارهای به دست آمده در هر سه مورد، امتدادلغز راستگرد با امتداد حدود ۳۱۰ 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.

زمین لرزه سیلاخور در ۲۷ ایستگاه شتاب نگاری متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن در استان های لرستان، همدان و مرکزی ثبت شد (میرزائی علویچه و همکاران، ۱۳۸۵). بیشینه شتاب ثبت شده این رویداد، متعلق به ایستگاه چالان چولان، حدود ۲۲۴/۰ و مربوط به مؤلفهٔ قائم است. در دو مؤلفه شعاعی و عرضی و ایستگاه چالان چولان، بیشینه شتاب ها، بهتر تیب ۲۳۲۶/۰ ۲۷۵۹/۰ ثبت شده است. بررسی شتاب از رومرکزنشان می دهد.



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

Agency	Nodal Plane	Strike	Dip	Rake	Moment (Nm), Depth	
NELC (BDE)	1	314°	54°	180°	$M_0 = 1.0 \times 10^{18}$	
NEIC (FDE)	2	44°	90°	36°	Depth = 27 km	
Harrowd CMT	1	313°	78 °	-174°	$M_0 = 1.71 \times 10^{18}$	
Harvaru CMT	2	222°	84°	-12°	Depth = 17 km	
Polyzod & Miyzooi (1286)	1	344°	81 °	170°		
rakzaŭ & Mirzael (1560)	2	75°	80°	9°	Depth = 21 km	
This study	1	310°	46°	171°		
This study	2	47°	84°	50°	Depth = 7 km	

جدول ۳. پارامترهای سازوکار کانونی زمینلرزه یازدهم فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور.

ثبت کردهاند، مانند ایستگاههای توشک آبسرد و الشتر که بهترتیب در فاصلههای ۴۲ و ۶۱ کیلومتری از رومرکز زمینلرزه قرار دارند، بهترتیب بیشینه شتابهای ۷۹۴۴۶ و ۱۵۴g/۰ را ثبت کردهاند.

پهنههای همشتاب زمینلرزه سیلاخور برای هر دومؤلفهٔ قائم وافقی (برایند مولفههای شعاعی و عرضی در (شکل ۵) رسم شده است. با توجه به سازوکار کانونی (امتدادلغز راستگرد)، بهدست آمده می توان 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 ۰/۰۳۷g ۲۰/۰۳۷ 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 در حالی است که ایستگاههایی که در شمال غرب رومرکز واقع شدهاند، شتاب بیشتری را

پس لرزههای با بزرگی بیشتر و مساوی ۱/۸ رخ داده در هر روز را نشان می دهد. در این شکل منحنی برازش داده شده به روش بهینه سازی غیر خطی با استفاده از رابطه اصلاح شده اموری (اتسو، ۱۹۹۵) با خطچین نشان داده شده است. همان طور که این شکل نشان می دهد، بیشترین پس لرزهها در روز اول رخ داده و روند نزولی کاهش تعداد پس لرزهها از روند اموری تبعیت می کند. نمودار ستونی بزرگی پس لرزهها نشان می دهد که بزرگی اکثر پس لرزهها حدود ۲ تا ۱۳/۵ است و شش تا از پس لرزههای ثبت شده در طول دو ماه، بزرگی بیشتر از ۲۰۰ داشته اند، (شکل ۶–ب). جهت شکستگی رو به شمال غرب است و اثر پدیده جهت پذیری گسل مسبب زمین لرزه، باعث ثبت شتابهای بیشتر در ایستگاههای شمال غربی کانون زمین لرزه شده است. البته ثبت شتاب بیشتر ممکن است ناشی از اثر ساختگاه هم باشد و نباید آن را نادیده گرفت.

۵ پسلرزهها

زمین لرزه سیلاخور با توجه به بزرگیش از معدود زمین لرزه هایی است که با پیش لرزه و پس لرزه های فراوانی همراه بوده است. مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک ثبت حدود ۲۲۳ پس لرزه در طول دو ماه بعد از زمین لرزه اصلی را گزارش کرده است. (شکل۶-الف) نمودار ستونی



رضاپور

شکل۵. پهنههای همشتاب زمینلرزه سیلاخور، با استفاده از شتابهای ثبت شده در ایستگاههای شتابنگاری متعلق به مرکز تحقیقات ساختمان و مسکن. (الف) برای مؤلفهٔ قائم. (ب) برای مؤلفهٔ افقی. مثلثهای مشکی، موقعیت ایستگاههای شتابنگاری را نشان میدهند.



شکل ع. (الف) نمودار ستونی پس لرزههای زمین لرزه سیلاخور از 31/03/2006 تا 30/05/2006 به همراه منحنی برازش رابطه اصلاح شدهٔ اموری. در رابطه اموری (f(t) یا (f(t) تعداد پس لرزهها در زمان t است. k،c و B مقادیر ثابت غیرمنفی هستند. (f(t) یا (f(t) در مان t برزاش است (آکایک ۱۹۷۴). (ب) نمودار ستونی پس لرزهها برحسب بزرگی.

همانطور که قبلا ذکر شد، دقت مکانیابی علاوه بر مدل سرعتی، به موارد دیگر از جمله پوشش ایستگاهی (آزیموتی) خوب هم بستگی دارد. در این تحقیق سعی شد تا بهمنظور کم کردن بیشینه گپ آزیموتی رخدادها، علاوه بر ایستگاههای لرزهنگاری مؤسسه ژئوفیزیک، از اطلاعات ایستگاههای لرزهنگاری متعلق به پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله و سد کرخه هم استفاده شود. البته در اثر ادغام دادهٔ ثبت شده شبکههای لرزهنگاری گوناگون، مقداری خطا تحت عنوان خطای قرائت فازها (reading error) وارد داده می شود. چون هر کدام از شبکهها، سامانه سخت افزاری و

نرمافزاری متفاوتی دارد و کاروَران (اپراتورهای) متفاوتی، اطلاعات را پردازش میکنند. البته بهخاطر در دسترس نبودن شکل موجها (waveforms) ، قرائت مجدد و یکدست فازها از شکل موجها و کمکردن خطای قرائت میسر نشد. علیرغم این مشکل استفاده از دادهٔ ادغام شده با پوشش آزیموتی مناسب موجب بهبود پارامترهای مکانیایی شد.

در این تحقیق از زمانهای رسید امواج لرزمای که در وبگاه سازمانهای پیش گفته قرار دارد استفاده شد. ابتدا زمان وقوع و موقعیت زمینلرزههای منتشر شده ازسوی مرکز لرزهنگاری مؤسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه بینالمللی زلزلهشناسی و مهندسی زلزله در طول بازه زمانی بیشینه گپ آزیموتی ۱۱۸ درجه و متوسط نزدیک ترین ایستگاه لرزهنگاری ثبت کننده ۱۳۶ کیلومتر است. اطلاعات ثبت شده در ایستگاههای لرزهنگاری سد کرخه کمک خوبی می توانست باشد ولی متاسفانه افزودن اطلاعات مربوط به ایستگاههای سد، باعث افزایش خطای تعیین محل می شود. لذا با توجه به پوشش ایستگاهی نهچندان خوب و همچنین دور بودن ایستگاههای لرزهنگاری، به طوری که نزدیک ترین آنها به ناحیه پس لرزهها بیش از ۱۰۰ کیلومتر فاصله دارد (شکل ۳) دقت مکانیابی مورد دلخواه نخواهد بود، به ویژه پارامتر عمق که معمولا بن پارامترهای زمن لرزه بشترین خطا را ۳۰ مارس ۲۰۰۶ تا پایان آوریل ۲۰۰۶ (سی و دو روز) مقایسه شد و ۶۰ رخداد لرزهای مشترک شامل ۴ اطلاعات مربوطه ادغام شد. موقعیت این ۶۰ زمین لرزه با استفاده از برنامه های مکان یابی متفاوت تعیین شد. مقایسه خطاهای زمانی و مکانی زمین لرزه ها نشان می دهد که این خطاها هنگام استفاده از برنامه Hypoinverse کمترین مقادیر را دارند. (شکل ۷) نمودار ستونی عمق کانونی، خطاهای زمان باقی مانده (RMS)، خطاهای قائم وافقی (ERH و LRH) ۶۰ زمین لرزه رخ داده در مدت ۳۲ روز را نشان می دهد. در مکان یابی این زمین لرزه ها متوسط



رضاپور

شکل۷.(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 زمین لرزه انتخابی شامل ۴ پیش لرزه، زمین لرزه اصلی و ۵۵ پس لرزه است. در هر مورد تعداد زمین لرزه هایی که خطا و عمق آنها بیشتر از حدود مشخص شده است.



شکل۸ (الف) توزیع سطحی ۶۰ زمینارزه مکانیابی شده. (ب) توزیع سطحی زمینارزههایی که خطای زمان باقیمانده کمتر از ۱ ثانیه، خطاهای افقی و قائم کمتر از ۵ کیلومتر دارند. سازوکارهای رسم شده با رنگهای های آبی، مشکی و قرمز، بهترتیب مربوط به سازوکارهای تعیین شده هاروارد، NEIC و تحقیق حاضر هستند. ستارههای آبی، سیاه و قرمز هم موقعیت زمینالرزه اصلی را که بهترتیب 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، بهترتیب موقعیت پیشلرزهها و پسلرزهها را نشان میدهند و اندازه آنها میکنند.

دارد. در این مکانیابی متوسط خطای رومرکز زمینلرزهها 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 مکانیابی، 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 لرزه هایی که خطای زمان باقی مانده کمتر از ۱ ثانیه و خطای مکانی افقی و قائم کمتر از ۵ کیلومتر دارند را نشان میدهد. همان طور که در این شکل دیده می شود، توزیع سطحی پس لرزه ها در امتداد روند گسل اصلی عهد حاظر، کمی به طرف شمال متمایل است. این شکل نشان می دهد که پس لرزه ها در دو قطعه، بیشتر توزیع شده اند. 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

می شود و رودخانه هم به سمت شمال شرقی انحناء دارد، پس لرزه بیشتری وجود ندارد. در این قسمت که طول آن حدود ۱۰ کیلومتر است، به نظر می آید که یک گپ وجود داشته باشد. توزیع سطحی پس لرزه ها تقریبا بیضی شکل است که روند محور بزرگ آن تقریبا در امتداد جنوب شرق-شمال غرب قرار دارد، زمین لرزه اصلی در قسمت کناری صفحه گسل واقع است و پس لرزه ها عمدتا در طرف دیگر گسترش یافته اند. بنابراین با توجه به سازو کار به دست آمده و شتاب های ثبت شده، می توان 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 نتیجه گیری بررسی های صورت گرفته نشان می دهد که موقعیت زمین لرزه اصلی و پس لرزه های ثبت شده با روند گسل

- Akaike, H., 1974, A new look at the statistical model identification: IEEE Trans. Autom. Control, AC-19, 716-723.
- Ambraseys, N. N., and Moinfar, A., 1973, The seismocity 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 امتدادلغز راستگرد است و پارامترهای بهدست آمده در این تحقیق، همخوانی نسبتا خوبی با سازوکار کانونی ارائه شده توسط هاروارد (CMT) و مرکز ملی اطلاعات زلزله امریکا (NEIC) دارد.

پهنههای همشتاب رسمشده برای هر دو مولفهٔ زمینلرزه سیلاخور نشان میدهد که جهت شکستگی رو به شمال غرب است و اثر پدیده جهت پذیری 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 وسیلاخور، 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.

تشكر و قدرداني

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

تیموری، ع. ۱۳۸۶، تحلیل زمین لرزه ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ سیلاخور لرستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش زلزله شناسی، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران. مهدوی فر، م.ر.، و تاجیک، و.، ۱۳۸۵، بررسی یدیدههای

- 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, Presentday crustal deformation and kinematics in the Middle East constrained GPS measurements in Iran and northern Omman: 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.