بررسی سازوکارکانونی زمین‌لرزه‌ی ۲۳ فوریه ۲۰۲۰ قطور و تعیین صفحه‌ی گسل به روش هندسی H-C

درناکارگر[۱]، مهدی رضاپور[۲]، هادی حسینی[۳]

[۱]دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران، karegar@ut.ac.ir
[۲]استاد، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران، rezapour@ut.ac.ir
[۳]کارشناس، مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران، hadi_hosseini@ut.ac.ir

چکیده

در حل سازوکار چشمهٔ زمین‌لرزه دو صفحهٔ اصلی و کمکی مشخص میشوند. اثبات اینکه کدام صفحه واقعاً صفحهٔ شکست است، همواره مورد توجه زلزله شناسان بوده است. دانش شناخت این صفحات کمک بسیاری به درک مدل ژئودینامیکی و میدان تنش در مقیاس منطقه ای میکند. در این پژوهش به بررسی سازوکار کانونی دو زمین‌لرزه‌ای می‌پردازیم که در تاریخ ۲۳ فوریه ۲۰۲۰ میلادی، برابر با ۴ اسفند ۱۳۹۸، با فاصله زمانی ده ساعت در شهرستان قطور از توابع خوی واقع در شمال غربی استان آذربایجان غربی رخ داده است. در این تحقیق از روش هندسی Hypocenter- Centroid (H-C) برای تعیین صفحهٔ اصلی گسل استفاده میشود که با حل تانسور ممان مرکزوار وکانون زمین‌لرزه، قابل اجراست. با استفاده از لرزه نگاشت های ثبت شده در ایستگاه‌های باند پهن مرکز لرزه‌نگاری کشور و وارونسازی تانسور ممان لرزه‌ای در حوزهٔ زمان، پارامترهای چشمه برای این رویدادها تعیین خواهند شد. با توجه به نتایج این پژوهش، سامانهٔ گسلی گیلاتو ـ سیه‌چشمه ـ خوی با سازوکار غالب امتداد لغز مسبب زمین‌لرزه های نام برده می باشد.

واژه های کلیدی: روش هندسی H-C، زمین لرزه‌ی قطور- خوی، ساز و کار کانونی، تانسور ممان

Focal Mechanism of the 2020 February 23 Qotor Earthquake and Fault-Plane Identification by H-C Geometrical Method

Dorna Karegar[1], Mehdi Rezapour[2], Hadi Hoseini[3]

[1]M.Sc. Student, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, karegar@ut.ac.ir
[2] Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, rezapour@ut.ac.ir
[3]M.Sc, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran, hadi_hosseini@ut.ac.ir

Abstract

On 23 of February 2020 double earthquakes with Mw 5.7 and 5.9 occurred in north-west of Iran. This paper introduces a geometrical method called H-C method for fault plane identification. The Hypocenter location is obtained from three different agencies (local and global), ISC, IIEES and IRSC. Full waveform inversion for CMT solutions is done by ISOLA package. H-C method is a simple method, immediately applicable when a reliable earthquake location and its Centroid Moment Tensor solution (CMT) are available.

Keywords: H-C method, Qotor-khoy earthquakes, focal mechanisms, moment ten

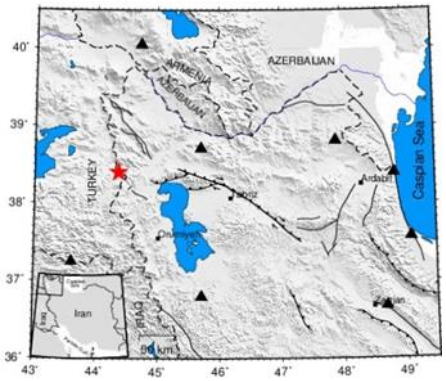
.مقدمه

در گسترهٔ آذربایجان از لحاظ ساختاری، گسل های شاخص و مهمی فعال هستند که از دیدگاه لرزه زمینساختی حائز اهمیت‌اند. علیرغم وسعت اندک این بخش در مقایسه با دیگر بخش های ایران از لحاظ روندهای ساختاری، پیچیدگی های خاصی در آن دیده می‌شود و روند های متفاوت N-S، NW-SE و NE-SW و گاهی E-W در آن شناخته شده هستند که تعبیر و تفسیر تکتونیکی این بخش از پوستهٔ ایران را پیچیده کرده است. وضعیت گسل‌های اصلی و فعال در شمال غرب کشور و توانایی لرزه زایی این گسل ها با توجه به سابقه‌ی لرزه خیزی در این منطقه اهمیت مطالعهٔ آن ها را دو چندان میکند. این منطقه به عنوان بخشی از یک سیستم فعال تکتونیکی، حاصل برهم کنش صفحات آناتولی، عربستان و اوراسیاست. حاصل این برهم کنش به وجودآمدن پهنهٔ زاگرس، منطقهٔ تالش و آذربایجان است که ادامهٔ آن را میتوان در شرق ترکیه مشاهده کرد (جکسون، ۱۹۹۲).

از گسل های این منطقه می‌توان به گسل قابلاغ، گردیک، زورآباد، سلماس، چهارستون، عسگرآباد، شکریازی، آغ درق، فرخ یاشار، هندوان، بالابان، گوگرد و... اشاره کرد. در این پژوهش به بررسی داده های دو زمین لرزه‌ی متوالی قطور از توابع خوی در تاریخ ۲۳ فوریه ۲۰۲۰ میپردازیم. اولین زمین‌لرزه با بزرگی ۵/۷ در ساعت ۰۵:۵۳:۰۰ به وقت UTC برابر با وقت محلی ۰۹:۲۳:۰۰ در روز یکشنبه ۴ اسفند ۱۳۹۸ در ۱۱ کیلومتری غرب قطور و ۳۵ کیلومتری شمال غربی سلماس، در عرض جغرافیایی ۳۸/۴۴ درجه و طول ۴۴/۵۳ درجه به وقوع پیوسته است. دومین زمین لرزه با بزرگای ۵/۹ در ساعت ۱۶:۰۰:۳۰ به وقت UTC برابر با وقت محلی ۱۹:۳۰:۳۰در ۱۴ کیلومتری قطور در عرض جغرافیایی ۳۸/۳۵ درجه و طول ۴۴/۴۳ درجه رخ داده است (شکل ۱). در این پژوهش به منظور پردازش داده‌ها و وارونسازی شکل موج از نرم افزار ایزولا استفاده شده، به این صورت که ابتدا پارامترهای چشمه تعیین میشود و سپس با استفاده از روش هندسی H-C صفحه اصلی گسل مسبب دو زمین لرزه تعیین می‌شود.

۲. روش تحقیق

روش های موجود برای تعیین صفحهٔ گسل با استفاده از اطلاعات لرزه نگاشت ها، بیشتر بر مدل های چشمهٔ گسترده استوار است. در اینگونه مطالعات، الگوی گسترش لغزش (مقدار لغزش در هر نقطه از صفحهٔ گسل) برای هر دو صفحهٔ گسل تعیین می‌شود و صفحه هایی که بهترین برازش را با داده ها داشته باشد، صفحهٔ اصلی گسل شناخته می‌شود. هنگامی که یک ایستگاه نزدیک به گسل داشته باشیم، این روش را میتوان با تعداد کمی از ایستگاه ها نیز به کار برد (دلویس و لگراند، ۱۹۹۹). در موارد زیادی نتیجهٔ استفاده از هرکدام از صفحات، تنها تفاوت بسیار کوچکی در بهینه سازی هماهنگی شکل موج مصنوعی و واقعی دارد، بنابراین همچنان تعیین یکی از دو صفحه به عنوان صفحهٔ اصلی گسل کار مشکلی است (روملیوتی و همکاران، ۲۰۰۴). یکی دیگر از روش های تعیین صفحهٔ گسلش، محاسبهٔ مراتب بالاتر تانسور ممان برای هر دو صفحه و مقایسهٔ مقدار بهینه شدن همبستگی، بین لرزه نگاشت های مصنوعی و مشاهده ای برای هر دو صفحه است. مزیت این روش این است که در آن به مدلسازی گسترش لغزش نیازی نیست و قابلیت به کارگیری روی زمین‌لرزه های کوچک را نیز دارد. یکی از روش هایی که از دو روش گفته شده جدیدتر است، برپایهٔ پیمایش چشمه (Source Scanning) قرار گرفته است (کائو و شان، ۲۰۰۷). در این روش نیازی به حل تانسور ممان نیست، اما باید لرزه‌نگاشت هایی نزدیک به رومرکز داشته باشیم که در آن امواج از نوع P و S به وضوح (جدا از هم) قابل تشخیص باشند. از دیگر روش‌های تعیین صفحهٔ گسل، بررسی تابع زمانی و الگوی تشعشع امواج لرزه‌ای در ایستگاه‌هایی است که در آزیموت‌های مختلف نسبت به چشمه زمین‌لرزه قرار گرفته‌اند. این روش برای زمین‌لرزه هایی که شکستگی در آن‌ها یک طرفه است، کاربرد دارد و برای ایستگاه هایی که در جهت گسیختگی قرار میگیرند، شاهد دامنه‌ی بزرگ تر و جمع شدگی بیشتری روی شکل موج هستیم؛ هرچندکه



شکل۱. نقشه‌ی منطقه مورد مطالعه، ستاره قرمز موقعیت زمین لرزه و مثلث های مشکی رنگ، موقعیت ایستگاه های استفاده شده در این پژوهش را نشان می‌دهند.

مساحت زیر تابع زمانی چشمه، مشخص کننده‌ی ممان لرزه‌ای (M_0) مستقل از آزیموت ایستگاه دریافت‌کننده است؛ بنابراین با استفاده از الگوی تشعشع امواج لرزه‌ای میتوان در زمین‌لرزه هایی که شکستگی آن‌ها یک طرفه است، به راستای گسیختگی پی برد (لی و والاس، ۱۹۹۵). روش H-C روشی ساده و جدید است که در صورت در دسترس بودن حل تانسور ممان مرکزوار و کانون

زمین‌لرزه، به سرعت قابل اجراست. در روش‌های تعیین محل زمین‌لرزه، بر اساس زمان سیر امواج لرزه‌ای، مکان شروع گسیختگی یا در اصطلاح کانون زمین‌لرزه تعیین می‌شود. بنابراین این مکان را متناظر با نقطه‌ی آغاز شکستگی (H) در نظر می‌گیرند. اما حل CMT که از مدلسازی امواج دوره بلند به‌دست می‌آید، تقریب نقطه‌ی مکانی است که بیشترین لغزش را روی سطح گسل داشته است (C). علاوه بر این در حل CMT ، با توجه به تعیین عناصر تانسور ممان، برای حالت دو زوج نیرو، میتوان مقادیر بردارهای شیب، راستا و لغزش دو صفحهٔ اصلی و کمکی را که از C عبور می‌کنند، تعیین کرد.

جدول۱. مدل سرعتی مورد استفاده ی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله

Depth(km)	V_p(km/s)	V_s(km/s)	Density(g/cm^3)
0	5.40	3.034	2.78
6	5.90	3.315	2.88
14	6.30	3.539	2.96
18	6.50	3.652	3.00
46	8.05	4.522	3.31
72	8.10	4.551	3.32

۳. پردازش داده

در این پژوهش از داده های ثبت شده در ایستگاه های باند پهن مرکز لرزه نگاری کشوری وابسته به موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران (IRSC) و سایر مراکز لرزه نگاری از جمله پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و IRIS جهت وارون سازی شکل موج و حل CMT استفاده شده است. برای محاسبهٔ توابع گرین و به منظور بهبود نتایج، از مدل های سرعتی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، مرکز لرزه‌نگاری کشور وابسته به مؤسسهٔ ژئوفیزیک دانشگاه تهران و مدل سرعتی منطقهٔ تبریز (مرادی و همکاران، ۲۰۱۱) استفاده شد، که در نهایت با مقایسه نتایج، از مدل سرعتی پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله به عنوان سازگارترین مدل با منطقه جهت پردازش نهایی استفاده شد (جدول۱). در این پژوهش جهت بررسی زلزله ۲۳فوریه۲۰۲۰ قطور با بزرگی ۵/۷ و وارون سازی کامل شکل موج و برگردان خطی تانسور گشتاور در حوزه‌ی زمان از نرم افزار ایزولا ISOLated Asperities(software package) (زاهرادنیک و سوکوس، ۲۰۰۸) استفاده شده است. بررسی داده‌های محلی و منطقه‌ای باعث می‌شود تا جزئیات بیشتری در هنگام مدلسازی به دست آوریم. در این روش سعی میشود با تعیین دقیق موقعیت نقطه کانونی (H) و مرکزوار (C)، صفحه‌ی گسل تعیین شود و سازوکار کانونی و مکان مرکزوار مربوط به زمین لرزه ها به‌دست آید. در مراحل وارون سازی از محدوده فرکانس ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ هرتز استفاده شد. سازوکار کانونی به دست آمده در این مطالعه برای زمین‌لرزه‌ی اول با بزرگی ۵/۷ از نوع نرمال با مولفه‌ی فرعی امتداد لغز است که همخوانی خوبی با سازوکار به دست آمده از پروژه جهانی CMT دارد. با استفاده از روش H-C (زاهرادنیک و همکاران، ۲۰۰۸) و با رسم سه بعدی سازوکار کانونی به دست آمده، با توجه به قرار گیری نقاط H و C روی صفحه‌ی اصلی گسل، مشخص می‌شود که صفحه‌ای با راستای ۲۲۰ درجه و شیب ۳۸ درجه، صفحه‌ی اصلی گسل است. زمین لرزه‌ی دوم به بزرگی ۵/۹ با فاصله زمانی تقریبا ۱۰ ساعت از زمین لرزه‌ی اول رخ داده است. برای این زلزله نیز با تکرار مراحل قبل، وارون سازی در محدوه‌ی فرکانسی ۰/۰۲ تا ۰/۰۵ هرتز انجام شد. سازوکار کانونی به دست آمده در این مطالعه از نوع امتداد لغز محض است که هم خوانی خوبی با سازوکار به دست آمده از پروژه جهانی CMT دارد. با استفاده از روش H-C (زاهرادنیک و همکاران، ۲۰۰۸) و با رسم سه بعدی سازوکار کانونی به دست آمده، با توجه به قرار گیری نقاط H و Cروی صفحه‌ی اصلی گسل، مشخص می‌شود که صفحه ای با راستای ۱۱۹ درجه و شیب ۸۲ درجه، صفحه‌ی اصلی گسل است. نتایج حاصل از بررسی های زمین‌لرزه در جدول ۲ ذکر شده است.

۳. نتیجه

منطقه‌ی مورد مطالعه را میتوان منطقه ای با لرزه خیزی متوسط ارزیابی کرد. از جمله مهمترین زمین لرزه های رخ داده در این منطقه می توان به زمین‌لرزه‌ی ۱۵ اردیبهشت ۱۳۰۹ سلماس با بزرگی۷/۲ و همچنین زمین‌لرزه‌ی ۵ اسفند ۱۲۷۸ خوی با بزرگی ۵/۴ اشاره کرد. مهم ترین هدف در این پژوهش تعیین صفحهٔ اصلی گسل مسبب زمین‌لرزه های متوالی رخ داده در شهرستان قطور

است. به منظور تعیین صفحهٔ اصلی گسل، ابتدا با استفاده از وارونسازی تانسور ممان لرزه‌ای و با به کارگیری شکل کامل موج، مدلسازی انجام، و سپس با استفاده از روش هندسی H-C گسل مسبب زمین‌لرزه ها شناسایی شد. روش H-C به عدم قطعیت مکان یابی H و C در تعیین صفحه اصلی گسل بسیار حساس است. در این مطالعه سعی شد با استفاده از چندین مدل سرعتی و استفاده از ایستگاه های نزدیک به محل وقوع زمین‌لرزه و پوشش آزیموتی مناسب، مکان دقیقی از کانون و مرکزوار به دست آید. به منظور دستیابی به نتایج دقیق، حل تانسور ممان به روش سه بعدی صورت گرفت. ابتدا شبکه ای عمودی که از مکان کانون زمین‌لرزه می‌گذرد، در نظر گرفته شد. بعد از تعیین عمق بهینه، در چندین عمق مختلف، مجددا شبکه هایی افقی در نظر گرفته شد. برای دستیابی به عمق بهینهٔ مرکزوار، شبکه ای عمودی از مکان بهینهٔ مرکزوار عبور داده شد. بعد از تعیین دقیق عمق مرکزوار، چشمه‌ای

جدول۲. موقعیت و سازوکار کانونی به دست آمده برای زمین‌لرزه های رخ داده در ۲۳ فوریه ۲۰۲۰

Time(UTM)	Agency	Lat (°)	Lon(°)	Depth(km)	Str1,Dip1,Rak1(°)	Str2,Dip2,Rak2(°)
05:52:59	IRIS	38.543	44.447	10	207,51,-32	318,66,-136
	USGS	38.447	44.417	10	202,59,-38	314,58,-143
	This Study	38.45	44.52	8	220,38,-40	300,62,-121
16:00:30	IRIS	38.493	44.373	10	117,84,176	207,86,6
	USGS	38.496	44.373	10	115,82,170	206,80,8
	This Study	38.45	44.52	7	119,82,162	211,72,8

افقی و با فواصل نزدیک برای تعیین بهترین مکان مرکزوار در نظر گرفته شد. در بررسی دو زمین لرزه‌ی ذکر شده با توجه به نتایج، میتوان گفت که سامانه‌ی گسلی گیلاتو ـ سیه‌چشمه ـ خوی مسبب زمین‌لرزه های متوالی و پسلرزه های آن بوده است. سامانهٔ بزرگ گسل های امتدادلغز پهنهٔ برخوردی صفحه های قاره ای عربستان و اوراسیا دربردارندهٔ گسل های امتدادلغزی است (جکسون و مک کنزی، ۱۹۸۴; سلجوک و همکاران، ۲۰۱۶) که گسل گیلاتو سیه چشمه-خوی با درازای حدود ۲۰۰ کیلومتر در بخش میانی این سامانه قرار می‌گیرد. این گسل از دریاچهٔ گیلاتو (بالیخ گلالی) ترکیه در شمال غرب تا دشت خوی با روند کلی N145° (بارکا و کاردینسکی کید، ۱۹۸۸; کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶) ادامه می‌یابد. پارهٔ گسلی گیلاتو- سیه چشمه، با درازای حدود ۱۱۰ کیلومتر از دریاچهٔ گیلاتو ترکیه تا دیوارهٔ شمال غربی حوضهٔ کششی سیه چشمه، با روند کلی N140°E، ادامه می‌یابد. حدود ۷۰ کیلومتر از این گسل در کشور ترکیه واقع شده و با نام گسل بالیخ گؤلی معرفی شده است (بارکا و کاردینسکی کید، ۱۹۸۸). پارهٔ گسلی سیه چشمه- خوی با درازای حدود ۶۵ کیلومتر از دیوارهٔ جنوب غربی حوضهٔ کششی سیه چشمه تا شمال دشت خوی ادامه دارد.

منابع

Barka, A. A., Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics, 7, pp. 663–684.

Caucasus, Journal of Geophysical Research, Solid Earth (1978-2012), 97(B9), 12471-12479.

Delouis, B. and Legrand, D., 1999, Focal mechanism determination and identification of the fault plane of earthquakes using only one or two near-source seismic recordings, Bull. Seismol. Soc. Am., 89, 1, 558-1, 574.

Jackson, J. 1992, Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the

Jackson, J. & McKenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, v. 77, p. 185264.

Kao, H. and Shan, S.-J., 2007, Rapid identification of earthquake rupture plane using source-scanning algorithm, Geophys. J. Int., 168(3), 1011-1020.

Lay, Th. and Wallace, T., 1995, Modern global seismology, Academic Pres.

Lienert, B. R. E. and Havskov, J., 1995, A computer program for locating earthquakes both locally and globally, Seism. Res. Let., 66, 26-36.

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.

Moradi, A., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2011, Microseismicity and seismotectonics of North Tabriz fault (Iran), Tectonophysics, 506, 22-30.

Roumelioti, Z., Benetatos, Ch., Kiratzi, A., Stavrakakis, G. and Melis, N., 2004, A study of the 2 December 2002 (M 5.5) vartholomio (western Peloponnese, Greece) earthquake and of its Largest aftershocks. Tectonophysics, 387,65-79 .

Selçuk, A.S., Erturaç, M.K. & Nomade, S., 2016, Geology of the Çaldıran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behaviour. Tectonophysics, v. 680, p. 155-173.

Zahradnik, J., Gallovic, F., Sokos, E., Serpetsidaki, A. and Tselentis, A., 2008, Quick Fault plane Identification by a Geometrical Method: Application to the Mw 6.2 Leonidio Earthquake, 6 January 2008, Greece. Seismological Reaserch Letters., 79, 653-662.