



ISSN 2345 - 4997

Available online at: www.geo-dynamica.comVol. (II)- No. 04- Special Issue on 2013 Saravan Earthquake, April 2014
10th Article- P. 63 to 78**GRIB**Geodynamics Research
International Bulletin

An Investigation of 2013 Saravan Earthquake, Sistan and Baluchestan Province, Southeastern Iran

Jafar Rahnamarad^{1*}, Majid Nemati²¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Zahedan Branch, Islamic Azad University, Zahedan, Iran.² Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

*Corresponding Author (Jrahnama@appliedgeology.ir)

Article History:	Received: Mar 30, 2014	Reviewed: Apr 07, 2014
Revised: Apr 11, 2014	Accepted: Apr 13, 2014	Published: Apr 14, 2014

ABSTRACT

Saravan earthquake which occurred on 16 April.2013 with Mw 7.8 and depth of 95 kms struck southeast Iran, Sistan and Baluchestan province. Its reverberations were felt as far away as neighboring countries. The earthquake had a normal mechanism and occurred in Saravan fault zonation. The focal depth of the earthquake ranged from 50 to 95 kms and its magnitude was estimated to be 7.5 to 7.8. According to observations and field investigations, near Hampanik village in southwestern Gosht city, a 2-km systematic surface fracture with northwestern-southwestern trend, along Saravan fault was observed as a reactivated structure which has an En –Echelon pattern. The maximum magnitude of the earthquake was VII in MMI scale. Since the earthquake originated so deep underground, and in such a sparsely populated area, it caused relatively few casualties and only minor damage. But this earthquake led to the reactivation of sulphur and Travertine springs, sand liquefaction, water level rise of Qanats, creation of surface ruptures, reactivation of old linear structures, lime mountain landslides, Mount Taftan, Mount Birak, destruction of the walls of the buildings which were perpendicular to direction of the force propagation.

Keywords: Earthquake, Mercalli, Moment Magnitude, Saravan.

بررسی زمین لرزه ۲۷ فروردین سال ۱۳۹۲ سراوان استان سیستان و بلوچستان (جنوب شرقی ایران)

جعفر رهنما راد^۱، مجید نعمتی^۲^۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، نگارنده رابط (jrahnama2003@gmail.com)^۲ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان

تاریخ داوری: ۱۳۹۳/۱/۱۸	تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۱/۱۰	تاریخچه انتشار مقاله
تاریخ انتشار: ۱۳۹۳/۱/۲۵	تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱/۲۴	تاریخ اصلاحات: ۱۳۹۳/۱/۲۲

چکیده

زمین لرزه سراوان، با بزرگای ۷/۸ و ژرفای ۹۵ کیلومتری، استان سیستان و بلوچستان ایران و مناطق وسیع کشورهای همسایه را لرزاند. ساز و کار این زمین لرزه از نوع نرمال بوده و در زیرپهنه گسلی سراوان به وقوع پیوست. عمق کانونی آن بین ۵۰ تا ۹۵ کیلومتر و بزرگی آن نیز بین ۷/۵ تا ۷/۸ برآورد گردید. براساس مشاهدات و بررسی های صحرائی، در نزدیکی روستای همپانیک در جنوب شرقی شهر گشت، یک شکستگی سیستماتیک سطحی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی، به طول تقریبی ۲ کیلومتر، در راستای گسل سراوان، به عنوان یک روند ساختاری باز فعال شده، مشاهده شد. الگوی آن، سطحی ثانویه از نوع نردبانی (En-echelon) و چپ پله نرمال بسیار پر شیب است. بیشینه شدت زمین لرزه در مقیاس مرکالی اصلاح شده (MMI) در کمترین حالت نزدیک به VII بوده است. این زمین لرزه موجب فعال شدن مجدد چشمه های گوگردی و تراورتن ساز،

روانگرایی ماسه‌ای، پرآب شدن برخی قنات‌ها، ایجاد گسیختگی‌های سطحی، فعال شدن مجدد ساختارهای خطی قدیمی، ریزش سنگی دامنه کوه‌های آهکی، کوه تفتان و کوه بیرک و خرابی دیوار ساختمان‌ها (که در جهت عمود بر انتشار نیرو بوده‌اند) گردید.

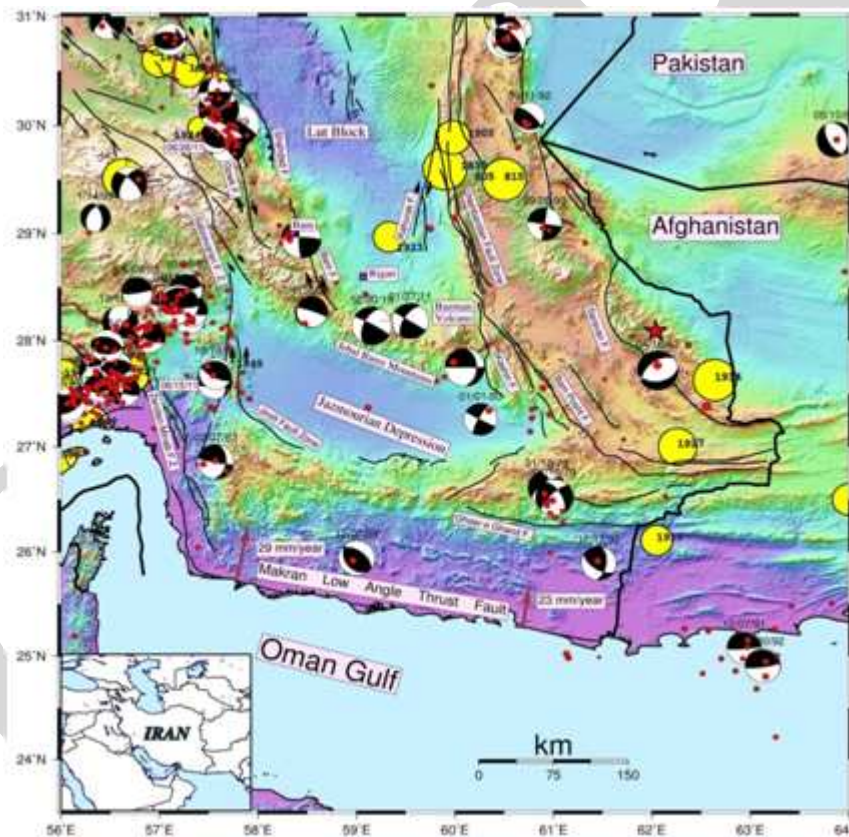
واژه‌های کلیدی: زلزله، ناپایداری، شهرستان خوی و سلماس، راه آهن.

۱. مقدمه

کیلومتری شمال شرقی شهر گشت استان سیستان و بلوچستان رخ داد (شکل ۱).

زمین لرزه سراوان در ناحیه ای تقریباً خالی از سکنه اتفاق افتاد. مراکز مختلف لرزه نگاری داخلی و خارجی موقعیت و مشخصات نسبتاً متفاوتی را برای این زمین لرزه گزارش نمودند (جدول ۱).

زمین لرزه ۲۷ فروردین ماه ۱۳۹۲ سراوان در استان سیستان و بلوچستان، تا شعاع حداقل ۱۰۰۰ کیلومتری مناطق اطراف احساس شد (USGS, 2013). رومرکز این رخداد توسط مرکز لرزه نگاری مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران ۲۸/۰۴ درجه عرض شمالی و ۶۲/۰۳ درجه طول شرقی ثبت گردید. این زمین لرزه در فاصله ۸۱ کیلومتری شمال شهر سراوان و ۳۱



شکل ۱. نقشه گستره روکانونی زمین لرزه سراوان (ستاره قرمز) و پیرامون. بردارهای قرمز نرخ جابجایی پوسته زمین (GPS) از (Vernant, et al., 2004). می باشند. سازوکار زمین لرزه های دستگاهی از حل تانسور ممان آنها از کاتالوگ دانشگاه هاروارد، زمین لرزه های تاریخی (نشانگرهای زرد رنگ) از (Ambraseys and Melville, 1982)، گسلها از نشنه گسلهای فعال ایران از Hessami, et al., 2003 و زمین لرزه های دوباره کانونیایی شده کاتالوگ انگدال (نشانگرهای قرمز) از سایت مرکز لرزه شناسی جهانی (ISC) بر گرفته شده اند (Engdahl et al., 1998; Storchak et al. 2012).

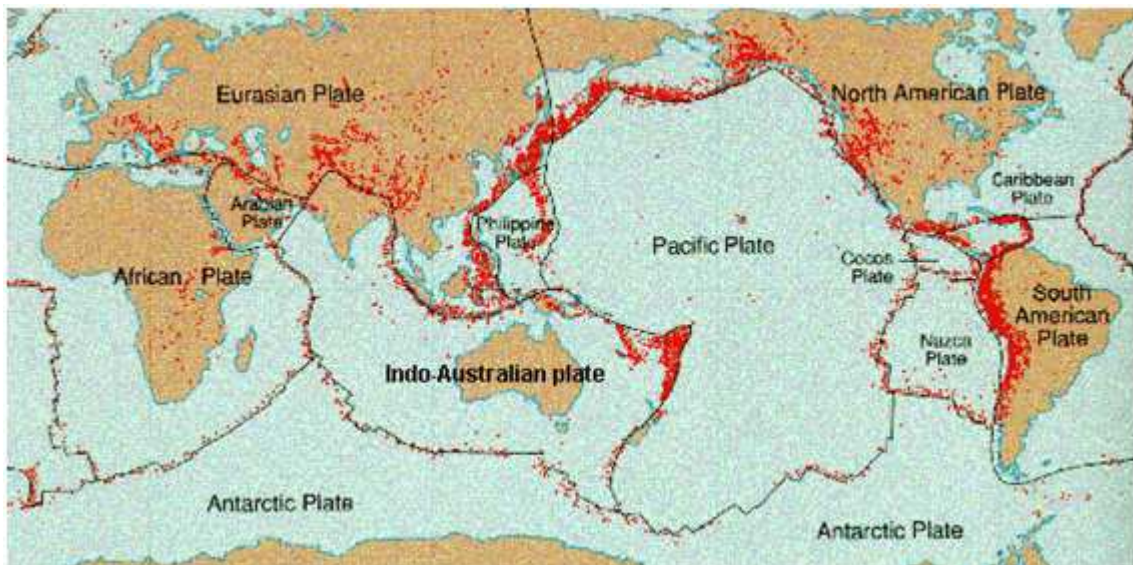
کشور ایران جزو ۷ کشور نخست آسیب پذیر جهان می باشد. از ۴۰ نوع بلایای طبیعی در جهان بیش از ۳۰ نوع در این کشور رخ می دهد (IFRC, 2002, Masozera et al., 2007). سیل، خشکسالی، سرمازدگی، زمین لرزه، ریزش های دامنه ای،

جدول ۱: مشخصات متفاوت ارائه شده از طرف موسسات تحقیقاتی مختلف

Seismologie-Institut	Atitute	Langitute	Tiefe	Stärke	Art
EMSC (2013)	28.14	62.08	87	7.8	Mw
IGTU (2013)	28.04	62.03	95	7.5	Mw
GFZ (2013)	27.99	62.11	73	7.7	Mw
USGS (2013)	28.11	62.05	50	7.7	Mw

و یا غیرمستقیم انسان) تقسیم‌بندی می‌کند (Bryant, 2005). زمین‌لرزه‌های طبیعی شامل انواع تکتونیکی، آتشفشانی و برخوردی می‌باشند (Bryant, 2005). تقریباً تمام زمین‌لرزه‌های مخرب از نوع تکتونیکی بوده و در محدوده مرز صفحات تکتونیکی رخ می‌دهند (Bryant, 2005). مقایسه نقشه صفحات با نقشه گسترش جهانی زمین‌لرزه‌ها نیز مؤید این موضوع است (شکل ۲).

فروریزش و فرونشست، شدیدترین حوادث طبیعی در ایران می‌باشند. در این میان، زمین‌لرزه یکی از مهم‌ترین خطرات زمین‌شناختی است (Bryant, 2000, Richard, 2005, Montgomery, 2011)، که از نظر تلفات جانی (در ایران و جهان) دارای رتبه اول و از نظر خسارات مالی در مرتبه دوم (پس از سیل) قرار دارد. امروزه، زمین‌لرزه‌ها را بر اساس عامل ایجاد کننده به دو نوع طبیعی و القائی (ناشی از دخالت مستقیم



شکل ۲. نقشه موقعیت جهانی کمرندهای زمین‌لرزه که منطبق بر موقعیت صفحات اصلی تکتونیکی است. ایران نیز در مرکز کمر بند زمین‌لرزه خیز آلپ-همیالیا جای می‌گیرد (Condie, 1998).

۲. بحث و نتایج

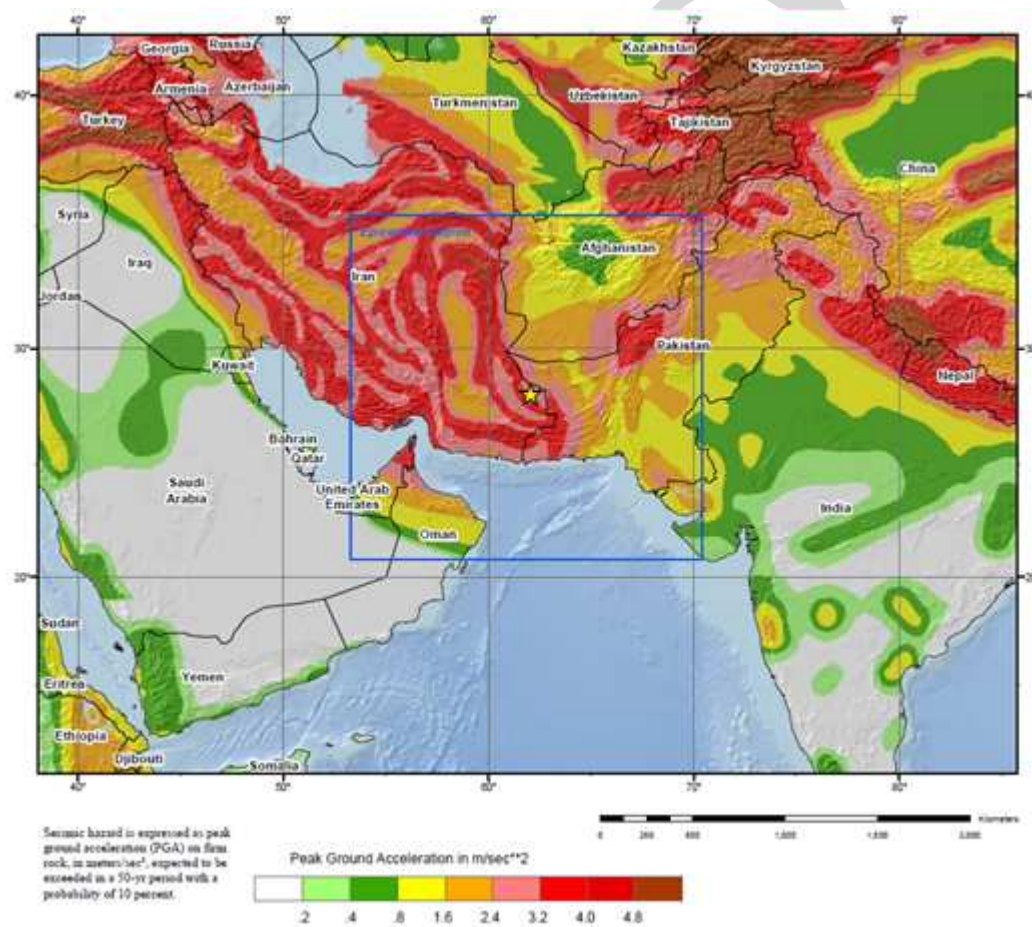
غفوری آشتیانی (Tavakoli and Ghafoury-Ashtiani, 1999)، بالا بودن مقدار پارامتر لرزه‌خیزی b (b-value) (۱/۰۶)، نشان‌دهنده وقوع تعداد زیادی زمین‌لرزه با بزرگای کم در محدوده دشت خوزستان، می‌باشد. نرخ لرزه‌خیزی در جنوب این دشت ($\lambda=0/27$) در یک بازه زمانی یکسان (1920-1995)، نسبت به بخش شمالی بسیار پایین می‌باشد (۱/۷). بنابراین خطر زمین‌لرزه در جنوب دشت خوزستان (اهواز و آبادان)، کمتر خواهد بود. برای شهرهای واقع در زون سندج- سیرجان مانند اصفهان و سیرجان، پارامتر لرزه‌خیزی $b=1/94-1/47$ و نرخ لرزه‌خیزی $0/48-0/88$ می‌باشد. برای محدوده‌های اطراف دشت لوت پارامتر b ، برابر $1/19-1/30$ و نرخ لرزه‌خیزی $0/35$ تا $0/26$ محاسبه شده است. بر اساس نقشه لرزه‌خیزی ایران (IGTU, 2013)، بیشتر

ایران در کمر بند لرزه خیز آلپ-همیالیا قرار دارد (شکل ۲). به دنبال باز شدن دریای سرخ، سپر مقاوم عربستان به سمت ایران حرکت کرده، صفحه هند نیز به طرف شمال و شمال‌غرب حرکت می‌نماید. بر این اساس، پوسته ایران به دلیل دارا بودن شکستگی و گسل بیشتر و مقاومت کمتر نسبت به سپر عربستان، تحت فشار قرار گرفته (Havskov and Ottemöller, 2010) و پورکرمانی و آراین (۱۳۷۷) و در نتیجه، شاهد وقوع زمین‌لرزه خواهیم بود (Fardis, 2010).

اگرچه ایران در یک کمر بند زمین‌لرزه‌خیز واقع شده (هیچ نقطه‌ای آن از خطر زمین‌لرزه کاملاً محفوظ نیست)، اما خطر نسبی زمین‌لرزه در مناطق مختلف آن یکسان نمی‌باشد (پورکرمانی و آراین ۱۳۷۷). بر اساس مطالعات توکلی و

(Walker et al., 2013). شهرها و محدوده‌های ذکر شده در پژوهش‌های میرزایی و همکاران و توکلی و غفوری آشتیانی (Mirzaei et al., 1998; Tavakoli and Ghafouri-Ashtiani, 1999) روی نقشه‌های هم‌شتاب و نقشه‌های پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در مناطق کم خطر و کم شتاب قرار گرفته‌اند. در شکل (۳)، پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در ایران بر مبنای موقعیت گسل‌های فعال و فاصله از آنها نشان داده شده است. منطقه سراوان و جنوب‌شرق ایران، جزو مناطق با خطر لرزه‌خیزی بالا به حساب می‌آیند (شکل ۳).

زمین‌لرزه‌ها در اطراف دشت لوت و فرونشست جازموریان روی داده‌اند. عدم وجود زمین‌لرزه‌های تاریخی (Ambraseys and Melville, 1982) و دستگاہی در این محدوده‌ها، نشان‌دهنده‌ی پایین بودن خطر زمین‌لرزه می‌باشد (Walker and Jackson, 2004). دشت لوت نیز مانند ایران مرکزی از نرخ تغییر شکل کمی برخوردار است (Vernant et al., 2004-a and -b; Walker, 2006). این محدوده‌ها به عنوان بلوک تغییر شکل‌ناپذیر، یکپارچه و بی‌لرزه معرفی شده‌اند که لرزه‌خیزی و گسل جنب‌ها در پیرامون آن گسترده شده‌اند



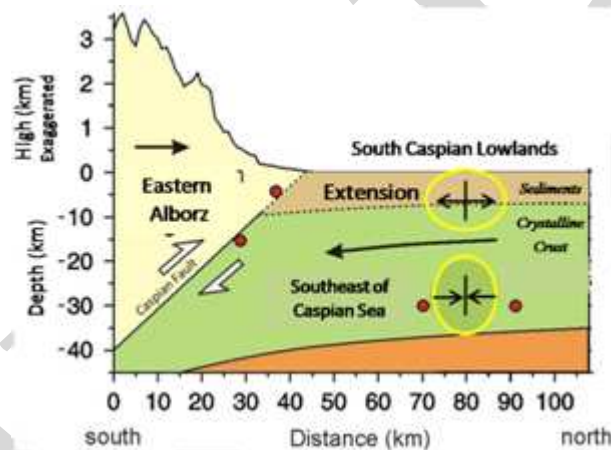
شکل ۳. نقشه پهنه‌بندی خطر زمین‌لرزه در ایران و کشورهای همجوار بر مبنای موقعیت گسل‌های فعال به همراه موقعیت زمین‌لرزه شمال سراوان (اقتباس از USGS, 2013)

عمومی این صفحات فرورونده از نوع فشاری و یا کششی می‌باشد (Frisch et al., 2011). به بیان دیگر، قسمت خم شونده صفحه فرورونده یا توسط دنباله صفحه حرکت داده شده و یا توسط گوشته بالایی کشیده می‌شود. صفحاتی با سن بیش از ۳۰ میلیون سال که قدیمی‌تر، سنگین‌تر و سردتر

۲. ۱. لرزه زمین‌ساخت گسترده فروانشی مکران

در حدود ۰/۹ زمین‌لرزه‌های بزرگ جهان در زون‌های فروانشی رخ می‌دهند. در این زون‌ها صفحه اقیانوسی قدیمی و سنگین به زیر صفحه قاره‌ای سبک فرو می‌رود. ساز و کار

بخش‌های ژرف‌تر فشار وارد می‌شود. به عنوان مثال می‌توان به پوسته اقیانوسی دریای کاسپین در شمال ایران اشاره نمود (Jackson et al., 2002). در قسمت خمیده و شرق پوسته این دریا، در سال‌های ۲۰۰۰، ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵، زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای ۵ تا ۶ در ژرفای ۳۲-۳۰ کیلومتری به وقوع پیوستند (Priestley et al., 1994; Nemati et al., 2013). بر اساس مطالعات خردلرزه‌خیزی انجام شده با یک شبکه محلی (Nemati et al., 2013)، مشخص شد که در جنوب شرقی این دریا در ژرفای ۳۲-۳۰ کیلومتر، زمین‌لرزه‌هایی با ساز و کار معکوس و در ژرفاهای کم، زمین‌لرزه‌های با ساز و کار نرمال رخ می‌دهند (شکل ۴).

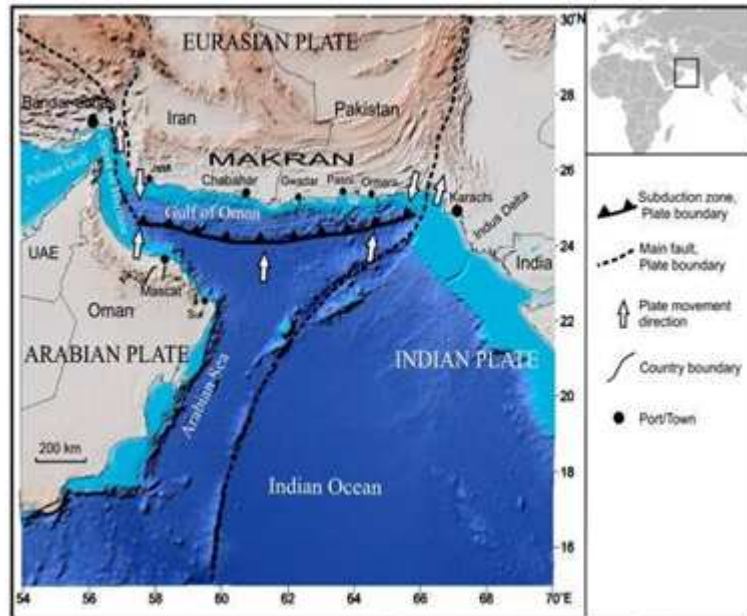


شکل ۴. یک برش عرضی شماتیک از جنوب شرقی دریای کاسپین. نشانگرهای قرمز روی گسل کاسپین زمین‌لرزه سال ۱۹۸۵ علی‌آباد گرگان ($M_w 6/4$) و یکی از پس‌لرزه‌های آن و نشانگرهای قرمز در پوسته ژرف جنوب شرقی دریای کاسپین زمین‌لرزه‌های ۲۰۰۴ و ۲۰۰۵ میلادی ($5/0 < M < 6/0$) هستند. ژرفای پوسته، ستبرای پوشش رسوبی، محل فشار و کشش در پوسته و کانون زمین‌لرزه‌ها از (Nemati et al., 2013) برگرفته شده است.

بر اساس ساز و کار نرمال ارایه شده برای گسلش در محل‌های کانونی با راستای شرق شمال‌شرقی، غرب جنوب‌غربی ($N60^{\circ}-70^{\circ} E$) (USGS, 2013; GFZ, 2013)، این زمین‌لرزه می‌تواند به سبب دگرشکلی کششی شکنده متمرکز در ناحیه Slab، از صفحه در حال فرورانش پهنه فرورانشی مکران رخ داده باشد (شکل ۵).

می‌باشند، می‌توانند بدون اعمال نیروی فشاری و تنها در اثر وزن خود، به درون گوشته فرو روند. به بیان دیگر، مرز سنی میان فرورانش فشاری و کششی، ۳۰ میلیون سال می‌باشد. این زمان، فرصت کافی برای سرد و سنگین شدن پوسته اقیانوسی را فراهم می‌آورد. در صورتی که پوسته تحت تأثیر نیروی فشاری قرار گیرد، زمین‌لرزه‌هایی با هر دو ساز و کار معکوس و نرمال، می‌توانند رخ دهند. محدوده فرورانشی شیلی نیز به این صورت می‌باشد (Frisch et al., 2011). زمین‌لرزه‌هایی با ساز و کار نرمال در گستره کم ژرفا و زمین‌لرزه‌های معکوس در محدوده‌ی ژرف پوسته اقیانوسی روی می‌دهند. علت آن است که هنگام خمش پوسته، به بخش‌های بالایی کشش و به

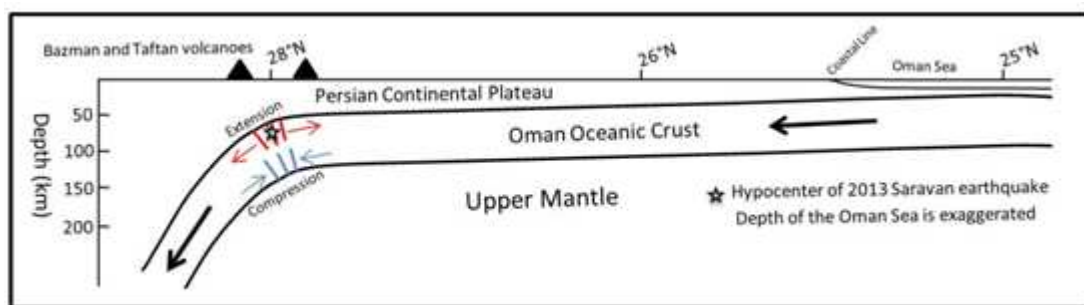
اگرچه در حالت پوسته بلعیده شده توسط گوشته یا به بیان دیگر پوسته فرو رونده در اثر وزن خود این پوسته تکه تکه شده و پیامد این پدیده تنها زمین‌لرزه‌های نرمال بوده که می‌توانند در این گونه زون‌های فرورانشی روی دهند. بر اساس شواهد موجود، زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان با ساز و کار نرمال (CMT, 2013; USGS, 2013) می‌تواند از این نوع باشد.



شکل ۵. ناحیه فرورانشی مکران که بر اثر همگرایی صفحات عربی و اوراسیا شکل گرفته است (Shah-Hosseini et al., 2011)

شیب کم آن می‌باشد (Byrne et al., 1992; Smith et al., 2013). بزرگترین زمین‌لرزه پیش‌دستگاهی رخ داده در مکران، زمین‌لرزه با ساز و کار معکوس سال ۱۹۴۵ با بزرگای گشتاوری ۸/۱ می‌باشد (Byrne et al., 1992). سن پوسته اقیانوسی مکران کرتاسه بوده (آقانباتی، ۱۳۸۳) و فرورانش در این محدوده باید به صورت کششی انجام شود. ضخامت ۷ کیلومتری رسوبات دریا (Kopp et al., 2000; Schluter 2002) بر روی این پوسته، تماس پوسته نازک اقیانوسی عمان با آب‌های سرد دریا را ناممکن ساخته، بنابراین پوسته عمان گرم می‌باشد. گرم بودن باعث کاهش ایجاد شیب کم در این پوسته و عدم فرورانش تا عرض جغرافیایی ۲۷ درجه شمالی می‌شود (Byrne et al., 1992). خمیده شدن پوسته نیز در بالاتر از این عرض جغرافیایی روی می‌دهد. زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان پیامد این خمیده شدن می‌باشد (شکل ۶).

پهنه گسلی مکران دربرگیرنده یکی از بزرگترین کوه‌های فزاینده (accretionary wedge) جهان می‌باشد. این پهنه توسط همگرایی صفحات اوراسیا و عربی شکل گرفته و با زاویه فرورانش کم شیب توصیف می‌شود (Kopp et al., 2000) (شکل ۶). مکران در جنوب‌شرقی ایران واقع شده است. بخش‌های غربی و شرقی این ناحیه به ترتیب در کشورهای ایران و پاکستان قرار گرفته‌اند. در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک (McCall 2002)، پوسته اقیانوسی کرتاسه (آقانباتی ۱۳۸۳) دریای عمان به زیر پوسته قاره‌ای پالنوزوئیک (Byrne et al., 1992) ایران فرو می‌رود. نرخ نزدیک شدن پهنه‌های عمان و مکران از حدود ۲۳ (mm/year) در غرب تا حدود ۲۹ (mm/year) افزایش می‌یابد (Regard et al., 2004, 2005). از ویژگی‌های بارز مکران که آن را از دیگر زون‌های فرورانشی جدا می‌کند،



شکل ۶. یک برش عرضی شماتیک از مکران میانی. شیب پوسته اقیانوسی مکران از (Byrne et al., 1992) برگرفته شده است.

اساس وقوع زمین‌لرزه سراوان در بخش‌های کم ژرفا، کانون این زمین‌لرزه در ژرفای نزدیک به ۶۰ کیلومتری تعیین گردید. ژرفای کانونی زمین‌لرزه اخیر شمال غربی سراوان توسط مراکز مختلف لرزه‌نگاری بین ۵۰ (USGS 2013) تا ۹۵ (IGUT 2013) کیلومتر تعیین گردید (جدول ۱). علت عمیق بودن کانون این زمین‌لرزه، قرارگیری در زون فرورانشی مکران می‌باشد. این رویداد، موجب کاهش خسارات و افزایش شعاع تأثیر شده است. زمین‌لرزه سراوان در کرمان، شیراز، شمال استان سیستان و بلوچستان و بخش‌هایی از استان خراسان جنوبی و همچنین در کشورهای هند، افغانستان، پاکستان و کشورهای جنوبی خلیج فارس به خوبی احساس شد (سلیمانی و همکاران ۱۳۹۲) رومرکز این زمین‌لرزه در مختصات ۲۷/۸۸ درجه عرض شمالی و ۶۲/۰۳ درجه طول شرقی قرار دارد. با توجه به مکان رومرکز، این رویداد لرزه‌ای احتمالاً در زیر سامانه گسلی سراوان رخ داده است (شکل ۷- الف). گسل سراوان در جنوب شرقی ایران، از نوع بنیادین، فعال و بزرگ (به طول تقریبی ۲۵۰ کیلومتر) با راستای شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد (حسامی و همکاران ۱۳۸۲). پس از وقوع زمین‌لرزه فروردین ماه، تا اردیبهشت ماه (۹۲/۰۲/۳) ۱۱ پس‌لرزه با بزرگای بین ۳/۹ تا ۵/۶ در منطقه رخ داده است (شکل ۷- ب، جدول ۲). بزرگ‌ترین پس‌لرزه‌ها در ساعت ۱۷:۴۵ روز ۲۸ فروردین به بزرگی ۵/۶ در مقیاس محلی (M_L) رخ دادند.

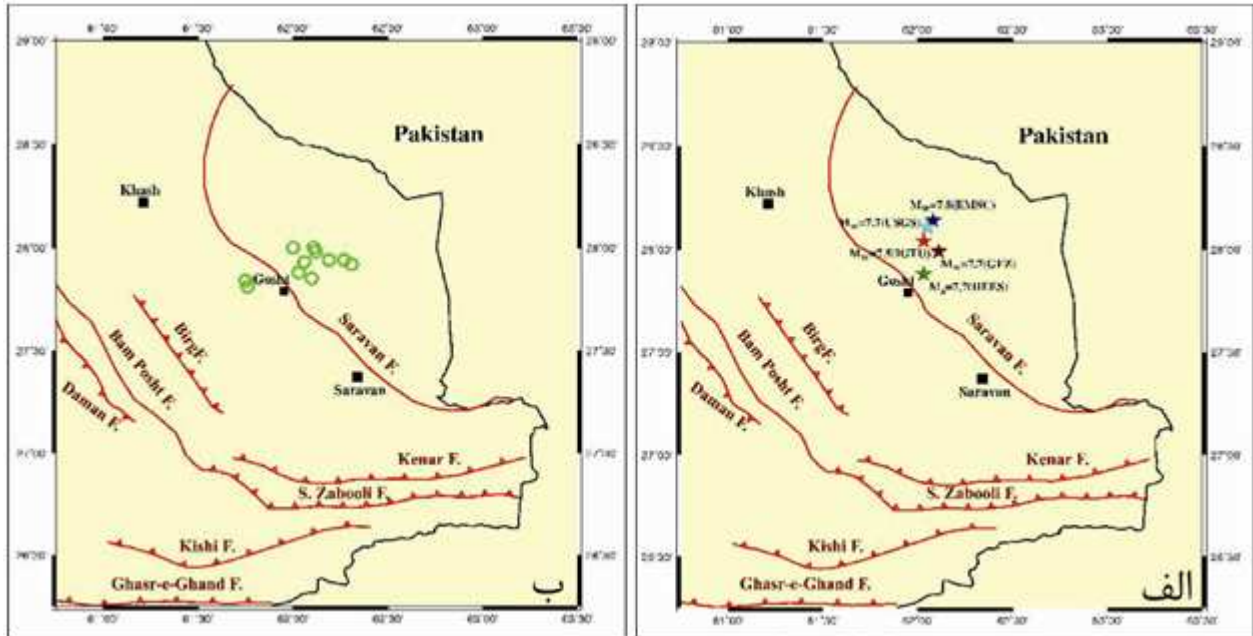
جدول ۲. لیست پس‌لرزه‌های بعد از ۱۶ آوریل ۲۰۱۳ (۲۷ فروردین ۱۳۹۲) برگرفته از (IIEES 2013)

No.	Event ID	Origin Time	Lat.	Long.	Depth(km)	Mag.	Mag. Type	RMS(sec)	Azimuthal Gap (deg)	Download
1	73984	2013/04/16 10:44:21.0	28.090	62.040	92.0	7.5	Mw	0.7	159	Wave file
2	73992	2013/04/16 13:54:01.1	28.088	62.427	25.0	4.3	MN	0.5	227	Wave file
3	73997	2013/04/16 16:26:47.0	28.232	62.293	95.0	4.0	MN	0.4	229	Wave file
4	74001	2013/04/16 19:14:52.3	27.872	61.919	55.0	4.5	MN	0.4	219	Wave file
5	74005	2013/04/16 20:43:19.2	27.910	61.843	50.0	4.6	MN	0.6	151	Wave file
6	74006	2013/04/16 21:02:07.0	28.375	62.377	16.0	3.9	MN	0.6	251	---
7	74007	2013/04/16 21:32:49.5	28.128	62.282	45.0	4.0	MN	0.7	224	Wave file
8	74017	2013/04/17 03:04:32.3	28.014	62.205	64.0	4.1	MN	0.3	224	Wave file
9	74018	2013/04/17 03:15:55.0	28.150	62.360	85.0	5.6	Mw	0.8	181	Wave file
10	74022	2013/04/17 04:53:25.9	28.109	62.471	55.0	4.9	MN	0.5	159	Wave file
11	74099	2013/04/18 22:55:17.3	28.092	62.322	60.0	3.7	MN	0.5	244	---
12	74165	2013/04/20 15:37:18.1	28.035	62.256	30.0	4.7	MN	0.7	225	Wave file
13	75732	2013/06/03 17:39:44.6	27.643	61.743	10.0	3.6	MN	0.7	209	---
14	81137	2013/11/28 15:35:42.2	27.710	62.042	10.0	3.7	MN	0.7	249	---
15	81358	2013/12/04 05:17:01.7	28.264	61.944	10.0	3.9	MN	0.7	251	---

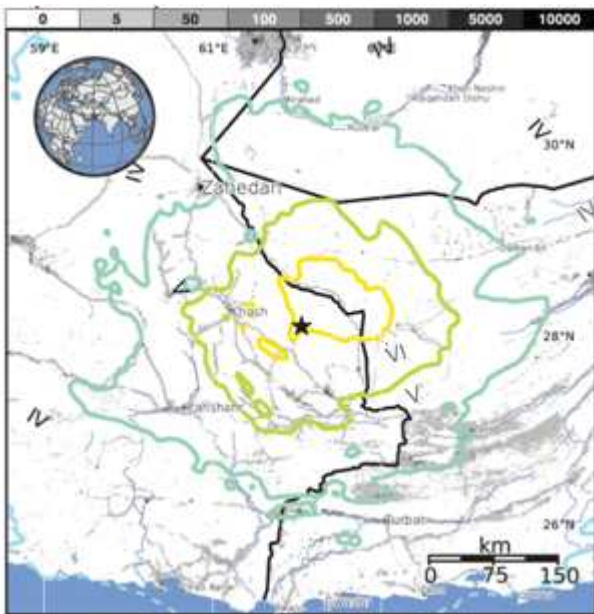
فرورانش مکران از نوع فشاری بوده و نیروی لازم برای حرکت صفحه اقیانوسی عمان، از باز شدن پشته میان اقیانوسی فرعی اقیانوس هند تامین می‌شود. نهشته‌های تحکیم نیافته غرب مکران (Byrne et al., 1992) شکننده نبوده و توانایی تولید زمین‌لرزه را ندارند. بنابراین، زمین‌لرزه‌هایی مانند زمین‌لرزه ۲۰۱۳ سراوان، در ژرفاهای بیشتر و در زیر نهشته‌ها و پوسته اقیانوسی عمان روی خواهند داد. مکران به دلیل شیب کم فرورانش، مستعد وقوع زمین‌لرزه‌هایی با بزرگای گشتاوری ۹/۲ می‌باشد (Smith et al., 2013).

۲.۲. ژرفای زمین‌لرزه

سازمان زمین‌شناسی آمریکا (USGS)، دانشگاه هاروارد و شبکه لرزه‌نگاری موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ژرفای زمین‌لرزه سراوان را به ترتیب ۵۰، ۵۲ و ۹۵ کیلومتر اعلام نمودند. عمق محاسبه شده توسط موسسه ژئوفیزیک، به دلیل کمبود ایستگاه لرزه‌نگاری در جنوب و گستره روکانونی، از دقت کافی برخوردار نمی‌باشد. در این بررسی، داده‌های لرزه‌ای موسسه ژئوفیزیک و پژوهشگاه بین‌المللی زمین‌لرزه‌شناسی و مهندسی زمین‌لرزه (IIEESS 2013) که دارای یک ایستگاه لرزه‌نگاری در جنوب روکانون (چابهار) می‌باشد، با یکدیگر ترکیب شده و زمین‌لرزه دوباره کانونیابی گردید. بنابراین با توجه به شیب کم پوسته اقیانوسی فرورونده و بر



شکل ۷. الف) مرکز سطحی زمین‌لرزه ۲۷ فروردین ماه شمال غربی سراوان، تعیین شده در مراکز لرزه‌نگاری مختلف، ب) پس‌لرزه‌های زمین‌لرزه ۲۷ فروردین ماه شمال غربی سراوان (اسلامی و همکاران ۱۳۹۲).



شکل ۸. نقشه هم شدت خرابی‌های زمین‌لرزه سراوان بر اساس مقیاس اصلاح شده مرکالی (USGS, 2013)

۲.۳. شدت زمین‌لرزه

مهم‌ترین مقیاس قراردادی برای سنجش میزان خرابی‌های ناشی از زمین‌لرزه در هر محل، مقیاس مرکالی اصلاح شده می‌باشد. این مقیاس دارای دوازده درجه است که از درجه ۱ به سمت ۱۲ میزان خرابی‌ها افزایش می‌یابد. نقشه هم‌شدت

بررسی زمین‌لرزه‌های مکران نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای کم ژرفا از فاصله نزدیک به ۷۰ کیلومتری از ساحل آغاز می‌شوند (IGUT 2013). از این محدوده تا عرض جغرافیایی ۲۷ درجه شمالی، زمین‌لرزه‌ها به دلیل شیب کم پوسته و ضخیم شدن آن، کمی ژرف‌تر می‌شوند. ژرف شدن کانون زمین‌لرزه‌ها ادامه یافته به نحوی که در جنوب کمان آتشفشانی به ۸۰ کیلومتر نیز می‌رسد. این زمین‌لرزه به دلیل عمیق بودن کانون، در فواصل دور از رومرکز به خوبی احساس گردید (شکل ۸). بر اساس زمین‌لرزه‌های رخ داده در سال‌های ۱۷۶۵، ۱۸۵۱ و ۱۹۴۵ میلادی، ناحیه مکران شرقی به عنوان یک ناحیه فعال لرزه‌ای شناخته می‌شود. غرب منطقه مکران به دلیل عدم وجود زمین‌لرزه، به یکی از مناطق پرخطر تبدیل شده است. از دیدگاه لرزه‌شناسی، در قسمت ایرانی مکران، زمین‌لرزه‌های قوی، دوره بازگشت‌های طولانی را نشان می‌دهند (پورکرمانی و آراین ۱۳۷۷). بررسی ساز و کار زمین‌لرزه‌های رخ داده در این ناحیه، می‌تواند نشان‌دهنده دو گونه مختلف از رویدادهای معکوس کم ژرفا (در بخش ساحلی، مکران جنوبی) و رویدادهای کششی عمیق (در بخش شمالی، مکران شمالی) باشد (پورکرمانی و آراین، ۱۳۷۷).

متوسط و در سازه‌های با ساخت و طراحی بد و ضعیف، قابل توجه می‌باشد. البته، با دور شدن از مرکز زمین‌لرزه (شهر گشت) و در شهرستان‌های سراوان و خاش، میزان خرابی‌های زمین‌لرزه نیز کاهش می‌یابد. در این مناطق با توجه به خرابی‌های ایجاد شده (در حد ترک خوردن دیوار در بعضی بناها و واژگونی اشیای ناپایدار)، شدت زمین‌لرزه در حدود V در مقیاس اصلاح شده مرکالی (MMI) محاسبه گردید (شکل ۹-ب).



شکل ۹. خرابی بناها در اثر زمین‌لرزه سراوان، الف) خرابی بناهای ضعیف در شهر گشت و ب) ترک خوردگی گچ دیوارها در حومه شهرستان خاش، مسجد طوبی

گاهی تا فاصله ۱۶۰ کیلومتری از مرکز زمین‌لرزه‌ها نیز مشاهده شده‌اند و در صورتی که سریع باشند، خطرناک‌تر خواهند بود (Bryant, 2005). در زمین‌لرزه سراوان نیز دامنه‌های سنگی سست و نسبتاً سست (از جنس سنگ‌های آهکی و سنگ‌های آتشفشانی تفتان بوده‌اند)، در بخش‌های مختلفی از مناطق زلزله زده، ریزش (قطعاتی در حدود ۱۵ تن) داشته‌اند ارتفاعات شمال مهمان‌سرای کارخانه سیمان خاش که در ابتدای ورودی شمال شهر خاش قرار دارد، ارتفاعات مسیر کارخانه سیمان خاش و روستای پشتکوه (شکل ۸)، ارتفاعات مسیر خاش به سراوان، دامنه‌های کوه آتشفشان تفتان، کوه بیرگ در منطقه پسکوه و کوه سفید در نزدیکی کانون زمین‌لرزه، بخش‌هایی می‌باشند که ریزش‌های دامنه‌ای و حرکات سنگی وسیع در آن‌ها رخ داده است (شکل ۱۰). بر اساس بازدیدهای صحرائی، سنگ‌های سست در ارتفاعاتی که امتداد آن‌ها

خرابی‌های زمین‌لرزه سراوان براساس مقیاس اصلاح شده مرکالی در شکل (۸) آورده شده است. براساس شکل (۸)، بیشترین شدت این زمین‌لرزه در خاک ایران در حدود ۶ تا ۷ است. با توجه به مطالعات و بازدیدهای انجام شده، شدت خرابی‌های ایجاد شده در مناطق زمین‌لرزه زده شهر گشت، VII در مقیاس اصلاح شده مرکالی (MMI) می‌باشد. براساس شکل (۹-الف)، آسیب در ساختمان‌های با طراحی و ساخت خوب، جزئی، در سازه‌های معمولی خوب ساخته شده، کم تا

۲.۴. آثار مخرب و سازنده زمین‌لرزه سراوان

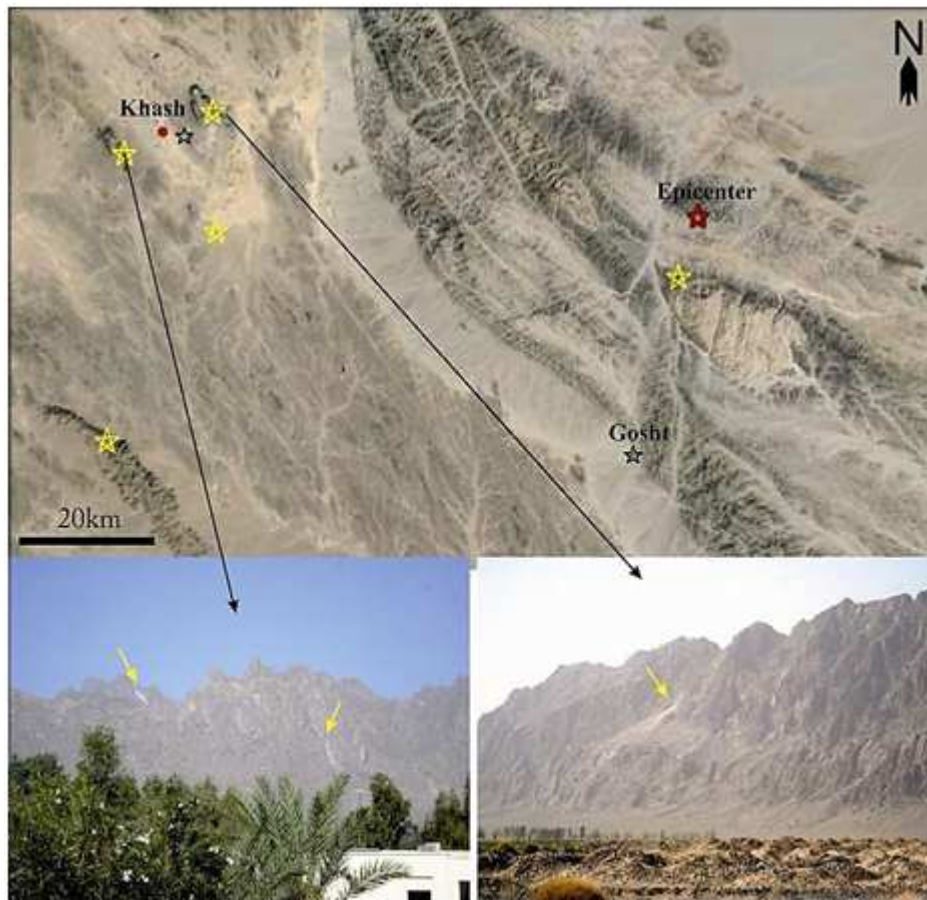
۲.۴.۱. شروع زمین‌لرزه همراه با صدای مهیب

با توجه به اظهارات ساکنین منطقه، زمین‌لرزه گشت و سراوان، با صدای غرش عجیب و وحشتناکی آغاز شده و با تکان‌های شدید ادامه داشته‌اند. این صدا ناشی از موج اولیه یا موج P می‌باشد. این موج ضمن عبور از جامدات و سیالات وارد آب و هوا نیز می‌شود. موج P و صوت فقط از نظر فرکانس با یکدیگر متفاوت می‌باشند (Lay and Wallace, 1995). در زمین‌لرزه‌های بزرگ، فرکانس امواج P وارد شده در هوا، در حد شنوایی است (بیش از ۱۵ سیکل بر ثانیه). بنابراین در هنگام زمین‌لرزه، با صدای غرش عجیبی همراه می‌باشد.

۲.۴.۲. ریزش‌های دامنه‌ای

در هنگام رخ داد زمین‌لرزه، وقوع زمین‌لغزش، ریزش کوه و بهمین در مناطق کوهستانی، عادی است. این گسیختگی‌ها

عمود بر انتشار نیرو یا راستای انتشار امواج زمین‌لرزه بوده، بیشترین ریزش را داشته‌اند.



شکل ۱۰. مناطقی که ریزش‌های سنگی گزارش شده است در عکس هوایی با ستاره زرد رنگ مکان‌نمایی شده است. تصویر پایین سمت راست ریزش‌های سنگی در منطقه پشتکوه و تصویر پائین سمت چپ نیز ریزش‌های سنگی در ارتفاعات پشت مهمانسرای کارخانه سیمان خاش را نشان می‌دهد.

۲.۴.۴. ایجاد گسیختگی‌های سطحی

در اطراف گسل‌های بوجود آورنده زمین‌لرزه‌ها، شکستگی‌ها و جابه‌جایی‌هایی در زمین صورت می‌گیرد. در این پژوهش، بر اساس بررسی‌های صحرایی اولیه، یک شکستگی سیستماتیک سطحی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی (به طول تقریبی ۲ کیلومتر) در راستای گسل سراوان (به عنوان یک روند ساختاری باز فعال شده) در نزدیکی روستای همپانیک در جنوب شرقی شهر گشت مشاهده شد (تصاویر ۱۱ و ۱۲). الگوی این شکستگی سطحی ثانویه از نوع نردبانی (En-echelon) و چپ گرد با یک مؤلفه حرکتی شاقولی نرمال بسیار پر شیب می‌باشد (سلیمانی و همکاران ۱۳۹۲) (سازمان زمین‌شناسی ۱۳۹۲).

۲.۴.۳. ریزش دیوارهای ساختمانی با امتداد مشخص

در مناطق نزدیک به کانون زمین‌لرزه سراوان، دیوار بناهای با استحکام کم، دچار ریزش شدند. نکته حائز اهمیت آن است که در بیشتر این مناطق، امتداد دیوارهایی که دچار ریزش شدند، عمود بر جهت انتشار نیرو بوده است. دیوار ریزش کرده مسجد طویی، (اسلام آباد خاش)، با روند N310، دقیقاً عمود بر راستای انتشار نیروها از مرکز زمین‌لرزه می‌باشد. در گشت نیز مشابه اسلام آباد، دیوارهایی با راستای عمود بر جهت انتشار نیرو خراب شده‌اند. بر این اساس، سازه‌ها با کشیدگی عمود بر راستای انتشار امواج زمین‌لرزه، دارای بیشترین آسیب پذیری می‌باشند.



شکل ۱۱. موقعیت گسیختگی سطحی ایجاد شده در روستای همپانیک نسبت به مرکز زمین‌لرزه و شهر گشت. خوشبختانه هیچ یک از این خانه‌ها سنگی - گلی این روستا دچار تخریب نشدند.

توجه به تصاویر ۱۱ و ۱۲، در بناهای واقع در نزدیکی این گسیختگی که به صورت یک طبقه و عمدتاً با سنگ‌های کوهی محلی ساخته شده‌اند، هیچ‌گونه خرابی مشاهده نشد.

به دنبال وقوع زمین‌لرزه اخیر، در روستای همپانیک در جنوب شرقی گشت در امتداد یک گسل از پیش موجود (احتمالاً کوتاه‌ترنی)، گسیختگی طولیل جدیدی ایجاد شده است. با



شکل ۱۲. میزان خرابی در بناهای نزدیک به گسیختگی بیشتر نشده است. دید به سمت جنوب شرق.

این شکستگی (به خصوص در بخش‌هایی که گسل‌های عرضی فراوان این گسیختگی را قطع کرده‌اند)، به سطح زمین رسیده است (شکل ۱۳- و، ی).

به نظر می‌رسد این گسیختگی، یک روند ساختاری دوباره فعال شده (تصویر ۱۳- الف)، از نوع عمودی باشد. عرض بازشدگی آن حداکثر تا ۲۰ سانتیمتر (تصویر ۱۳- ب و ج) و ژرفای بازشدگی آن در دیواره‌های تراس‌های آبرفتی کنار ترانشه‌های رودخانه‌ای، تا ۲ متر اندازه‌گیری شد (تصویر ۱۳- ن). آب گوگردی ترش مزه و زرد رنگ در بیشتر قسمت‌های



شکل ۱۳. تصاویری از گسیختگی ایجاد شده در روستای همپانیک. الف) گسیختگی ایجاد شده در کنار اثر یک گسل قدیمی، ب) گسیختگی ایجاد شده از نوع عمودی، ج) میزان بازشدگی در این گسیختگی حداکثر تا ۲۰ سانتیمتر، ن) ژرفای گسیختگی در دیواره تراس‌های آبرفتی کنار رودخانه‌ها تا ۲ متر، و) تراوش آب‌های گوگردی ترش‌مزه و زرد رنگ در امتداد این گسیختگی و ی) گسل‌های عرضی فراوان که این گسل قدیمی را قطع کرده‌اند.

(از سطح خیابان نزدیک) به شکل گنبدی و با شیب متوسط ۱۰ درجه وجود دارد. در طی سه دهه گذشته، اهالی منطقه نمک مورد نیاز خود را از محل گنبدی شکل برداشت می‌کردند (شکل ۱۴). در حال حاضر، آب خروجی از این گنبد شور مزه می‌باشد. اگرچه سنگ‌های قرار گرفته روی این گنبد از سنگ‌های اطراف چشمه‌های تراورتنی می‌باشند، اما این منطقه به گنبد نمکی معروف شده است. بر اساس اظهارات اهالی منطقه، لحظاتی بعد از وقوع زمین‌لرزه، آب از دهانه این گنبد

۲.۴.۵. فعالیت چشمه‌های گوگردی، تراورتن‌ساز و قنات‌ها

به دنبال وقوع زمین‌لرزه، با توجه به فشار و نیروهای وارده به تشکیلات بستر مناطق مجاور، زهکشی منطقه زلزله‌زده می‌تواند دچار تغییرات شود. از جمله این تغییرات می‌توان به فعال و یا غیرفعال شدن چشمه‌ها در اثر باز یا بسته شدن مسیر آب آنها اشاره نمود. در نزدیکی شهر گشت، تعدادی چشمه گوگردی و یک چشمه تراورتن‌ساز به ارتفاع حدود ۱۰ متر

شدن حباب‌هایی به قطر ۱ تا ۲ میلی‌متر (احتمالاً ترکیبی از گاز رادن) بوده است. بر روی سطح آب خروجی نیز لایه‌ای از چربی مشاهده شد. بر اساس اظهارات اهالی گشت و اطراف کوه تفتان، بعد از وقوع زمین‌لرزه، میزان آب قنات‌های گشت تا حدودی افزایش و آب بعضی از قنات‌های اطراف تفتان نیز قطع شده است.

خارج شده و به تناوب تا ارتفاع یک متر به بالا جهیده شده است. فوران آب همراه با خروج سنگ ریزه و همانند پدیده‌ی روانگرایی ماسه‌ای می‌باشد. خروج آب همراه با صدایی مهیب بوده که تا نیم ساعت پس از زمین‌لرزه نیز ادامه داشته است. رنگ آب در هنگام وقوع زمین‌لرزه، شیری و یا کدر بوده است. در بازدید صحرایی، مشاهده شد که آب خروجی از آن سوراخ و شکاف‌های شعاعی اطراف آن، همراه با متصاعد



شکل ۱۴. فعال شدن چشمه تراورتن ساز گشت و خروج حباب‌های گاز همراه با آب شور مزه. خط بریده شده قرمز رنگ، دور و حدود برآمدگی گنبدی شکل در گشت را نشان می‌دهد.

۳. نتیجه‌گیری

تحت تأثیر برخورد صفحات عربی و هند با اوراسیا رخ داد. صفحه عربستان با نرخ زمین‌شناسی متوسط ۳۷ میلی‌متر در سال و نرخ متوسط ۲۵ میلی‌متر در سال در مکران میانی نسبت به صفحه اوراسیا به سمت شمال-شمال‌شرق حرکت می‌کند.

زمین‌لرزه ۲۷ فروردین سال ۱۳۹۲ سراوان، در نتیجه یک گسلش نرمال در عمقی متوسط از صفحه لیتوسفری عمان،

شکستگی سیستماتیک سطحی با امتداد شمال غربی - جنوب شرقی (به طول تقریبی ۲ کیلومتر) در راستای گسل سراوان (به عنوان یک روند ساختاری باز فعال شده) در نزدیکی روستای همپانیک در جنوب شرقی شهر گشت مشاهده شد. الگوی این شکستگی سطحی ثانویه از نوع نردبانی (En-echelon) و چپ گرد نرمال بسیار پر شیب است.

در بیشتر قسمت‌های این شکستگی به خصوص در بخش‌هایی که گسل‌های عرضی فراوان این گسیختگی را قطع کرده‌اند، آب گوگردی ترش مزه و زرد رنگ به سطح زمین رسیده است. آب خروجی از شکاف‌ها، همراه با متصاعد شدن حباب‌هایی به قطر یک تا دو میلی‌متر (احتمالاً ترکیبی از گاز رادن) بوده است. بر روی سطح آب خروجی نیز لایه‌ای از چربی مشاهده شد. همچنین بر اساس اظهارات اهالی گشت و اطراف کوه تفتان، بعد از وقوع زمین‌لرزه میزان آب قنات‌های گشت تا حدودی افزایش و آب بعضی از قنات‌های اطراف تفتان نیز قطع شده است.

تشکر و قدردانی

این پژوهش کاملاً مستقل و براساس بررسی‌های صحرایی، مطالعات نویسندگان و استفاده از منابع ذکر شده، انجام پذیرفت. از مسئولان دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان به جهت فراهم نمودن امکانات بازدید صحرایی تشکر می‌شود.

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- اسلامی، آ، تقابنی، م. و اشعری، ع.ر. (۱۳۹۲) گزارش مقدماتی زمین‌لرزه بیست و هفتم فروردین ۱۳۹۲، شمال باختری سراوان. گزارش داخلی پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زمین‌لرزه، تهران، ایران.
- پورکرمانی، م. و آراین، م. (۱۳۷۷) لرزه‌خیزی ایران. انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- حسامی، خ، جمالی، ف. و طبسی، ه. (۱۳۸۲) نقشه گسل‌های فعال ایران. پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زمین‌لرزه، تهران، ایران.
- رمضانی گورابی، ب. (۱۳۸۳) بررسی و شناخت بلاای طبیعی ماسوله گیلان. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۵، صفحات ۹۴-۱۰۵.

مشخص شده است که صفحه فرورنده عمان به لحاظ فعالیت لرزه‌ای تا ژرفای زیادی فعال است. با توجه به نتایج حاصل از پردازش در مراکز لرزه‌نگاری مختلف و به دلیل قرارگیری کانون زمین‌لرزه در زون فرورانشی مکران، ژرفای کانونی زمین‌لرزه سراوان بین ۵۰ تا ۹۵ کیلومتر (یعنی عمق کانونی متوسط)، برآورد گردید. بر این اساس، خسارات کاهش و شعاع تأثیر افزایش یافت. این زمین‌لرزه، در کرمان، شیراز، شمال استان سیستان و بلوچستان و بخش‌هایی از استان خراسان و همچنین در کشورهای افغانستان، پاکستان، هند و کشورهای جنوبی خلیج فارس بخوبی احساس شد. بر اساس زمین‌لرزه‌های رخ داده در سال‌های ۱۷۶۵، ۱۸۵۱ و ۱۹۴۵ میلادی، ناحیه مکران شرقی به عنوان یک ناحیه فعال لرزه‌ای شناخته می‌شود. عدم وجود زمین‌لرزه در غرب مکران، این قسمت را از دیدگاه لرزه‌ای به یکی از مناطق پر خطر تبدیل نموده است. این زمین‌لرزه پس از گذشت دو ماه فقط با ۱۱ پس‌لرزه با بزرگای بیشتر از ۳/۴ همراه بوده است. عامل اصلی کم بودن تلفات و خسارات در منطقه‌ی زلزله‌زده سراوان، ژرفای زیاد و دوری کانونی زمین‌لرزه از شهرهای پر جمعیت بوده است. رو مرکز این رویداد براساس لرزه‌نگاشت‌های ثبت شده، در زیر سامانه گسلی سراوان می‌باشد.

بر اساس نتایج بررسی‌ها و بازدیدهای انجام شده از مناطق زلزله‌زده شهر گشت، شدت خرابی‌های ایجاد شده حدود VII در مقیاس اصلاح شده مرکالی (MMI) محاسبه گردید. آسیب در ساختمان‌های با طراحی و ساخت خوب، جزئی، در سازه‌های معمولی خوب ساخته شده، کم تا متوسط و در سازه‌های با ساخت و طراحی بد و ضعیف، قابل توجه می‌باشد. البته با دور شدن از مرکز زمین‌لرزه (شهر گشت)، میزان خرابی‌ها در شهرستان‌های سراوان و خاش کاهش قابل توجهی را نشان داد. در شهرستان گشت زمین‌لرزه با صدای غرش عجیب و وحشتناکی آغاز و همراه با تکان‌های شدید ادامه داشته است. همچنین در بخش‌های مختلفی از کوهستان‌های اطراف، دامنه‌های سنگی سست و نسبتاً سست (از جنس سنگ‌های آهکی و سنگ‌های آتشفشانی تفتان) ریزش داشته‌اند. در این پژوهش، بر اساس بررسی‌های صحرایی، یک

Havskov, J. and Ottemöller, L. (2010) *Routine Data Processing in Earthquake Seismology, With Sample Data, Exercises and Software*, Springer Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 374 p.

IFRC (International Federation of Red Cross and Crescent Societies). (2002) World disaster report: focus on reduction risk, printed by SADAG Imprimerier Bellegarde / Valserine Franc.

IGTU (Institute of Geophysics Tehran University (Iran)). (2013) [Online] Available from: [http://www.acronymfinder.com/Institute-of-Geophysics-Tehran-University-\(Iran\)-\(IGTU\).html](http://www.acronymfinder.com/Institute-of-Geophysics-Tehran-University-(Iran)-(IGTU).html).

International Seismological Centre, (2001) On-line Bulletin, [Online] Available from: <http://www.isc.ac.uk/search/>, Internat. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom.

International Seismological Centre, *On-line Event Bibliography*. [Online] Available from: http://www.isc.ac.uk/event_bibliography, International Seismology Center, Thatcham, United Kingdom, 20y., 15.2.2014

IIES, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIES, 2013), <http://www.iies.ac.ir>.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., (2002) Active tectonic of the South Caspian Basin. *Geophysics Journal International*, 148, 214-245.

Kopp, C., Fruhn, J., Flueh, E.R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J. and Klaeschen, D. (2000) Structure of the Makran subduction zone from wide-angle and reflection seismic data. *Tectonophysics* 329, 171-191.

Lay, T. and Wallace, T. C., (1995) Modern Global Seismology, *International Geophysics Series*, 85.

Masozera, M., Bailey, M. and Kerchner, C. (2007) Distribution of impacts of natural disasters across income groups: A case study of New Orleans. *Ecological Economics*, 63, 299-306.

McCall, G. J. H. (2002) A summary of the geology of the Iranian Makran. In: Clift, P.D., Kroon, D., Gaedicke, C. and Craig, J. (Eds), *The tectonic and climatic evolution of the Arabian Sea Region*. Special Publications of the Geological Society No 195, Geological Society, 147-204.

Mirzaei, N., Mengtan, G. and Yun-tai, C. (1998) Delineation of potential seismic sources for seismic zoning of Iran. *Journal of Seismology*, 3(1):17-30.

Mogi, K. (1962) Magnitude-frequency relationship for elastic shocks accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes. *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, 40: 831-883.

Montgomery, C.W. (2000) *Environmental geology (5th ed. Update)*, McGraw-Hill, 546 pages.

Nemati, M., Hollingsworth, J., Zhong, W., Bolourchi, M. J. and Talebian, M. (2013) Microseismicity and seismotectonics of the South Caspian Lowlands, northeast of Iran. *Geophysical Journal International (GJI)*. Available from: doi: 10.1093/gji/ggs114.

سلیمانی، آ.، موسوی، درزاده، دریجانی، محمدی گل، جرجندی و بلورچی (۱۳۹۲)، گزارش اولیه زمین‌لرزه قدرتمند ۲۷ فروردین ماه ۱۳۹۲ شمال سراوان با بزرگای گشتاوری ۷/۸. گروه لرزه‌زمین‌ساخت و زلزله‌شناسی، مرکز زاهدان و مرکز منطقه جنوب خاوری (کرمان).

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۲) گزارش اولیه زمین‌لرزه قدرتمند ۲۷ فروردین ماه ۱۳۹۲، شمال سراوان با بزرگای گشتاوری ۷/۸. دفتر بررسی مخاطرات زمین‌شناختی، زیست‌محیطی و مهندسی، ص ۱۳.

Ambraseys, N. and Melville, C. (1982) *A History of Persian Earthquakes*. Cambridge University Press, New York.

Bryant, E. (2005) *Natural Hazards*. Cambridge University Press, 312 pages.

Byrne, D., Sykes, L.R. and Davis, D.M. (1992) Great Thrust Earthquakes and Aseismic Slip Along the Plate Boundary of the Makran Subduction Zone. *Journal of Geological Research*, 97 (B1): 449-478.

Condie, K.C. (1998) *Plate tectonics and crustal evolution*, Forth edition, Butterworth-Heinemann, p. 282.

GCMT, Harvard, Department of Geological Sciences, *Centroid Moment Tensor catalogue*, available online at: <http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>, (30. 4. 2013).

EMSC (European-Mediterranean Seismological Center), 2013, *M 7.8 Iran-Pakistan Border Region on April 16th 2013 at 10:44 UTC*. [Online] <http://www.emsc-csem.org/Earthquake/218/M-7-8-> (30. 4. 2013).

Engdahl, E.R. and Villaseñor, A., Global seismicity: 1900-1999, 2002, in: Lee, W. H. K. et al. (editors), *International handbook of earthquake engineering and seismology*, *International Geophysics series*, 81A, pp. 665- 690.

Fardis, Michael N. (2010) *Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering Advances in Performance-Based Earthquake Engineering*, Springer, 486 p.

Frisch, W., Meschede, M. and Blakey, R. (2011) *Plate Tectonics, Continental drift and mountain building*. Springer, ISBN: 978-3-540-76503-5.

GFZ (Deutsches GeoForschungsZentrum, German Research Centre for Geosciences). (2013) *Iran-Pakistan Border Region earthquake*. [Online] Available <http://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/event.php?id=gfz2013hkrc>.

Hanks, T. H. and Kanamori, H., A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*. 84 (B5), 2348-2350.

Harvard Seismology, *Centroid Moment Tensor project*, [Online] Available from: <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>

- A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Che'ry, J. (2004b) Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysics Journal International*, 157: 381–398.
- Walker, R., Jackson, J. and Baker, C. (2004) Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, *Geophysics Journal International*, 157, 265–282.
- Walker, R. and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, *Tectonics*, [Online] 23, TC5010, Available from: doi:10.1029/2003TC001529.
- Walker, R. T., Bergman, E. A., Elliott, J. R., Fielding, E. J., Ghods, A.R., Ghorashi, M., Jackson, J., Nazari, H., Nemati, M., Oveisi, B., Talebian, M. and Walters, R. J., (2013) The 2010-2011 South Rigan (Baluchestan) earthquake sequence and its implications for distributed deformation and earthquake hazard in southeast Iran. *Geophysical Journal International*, Available from: doi: 10.1093/gji/ggs109.
- Priestley, K., Baker, C. and Jackson, J. (1994) Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophysics Journal International*, 118 (1), 111–141.
- Quittmeyer, R. C. (1979) Seismicity variations in the Makran region of Pakistan and Iran: Relation to great earthquakes. *Pure and Applied Geophysics*, 117 (6), 1212–1228.
- Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Abbassi, M. R., Mercier, J., Shabanian, E., Fegghi, K. and Regard, V., Bellier, O., Thomas, J.-C., Bourles, D., Bonnet, S., Abbassi, M. R., Braucher, R., Mercier, J., Shabanian, E., Soleymani, Sh. and Fegghi, Kh. (2005) Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros–Makran transfer zone: role of the Minab–Zendan fault system in accommodating Arabia–Eurasia convergence in southeast Iran. *Geophysics Journal International*, [Online] 162, 177–203, Available from: doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02558.x.
- Richard, J.S. (2011) *Environmental Geology*, McGraw-Hill, 545 pages.
- Schluter, H.U., Prexl, A., Gaedicke, Ch., Roeser, H., Reichert, Ch., Meyer, H. and Daniels, C. (2002) The Makran accretionary wedge: sediment thicknesses and ages and the origin of mud volcanoes, *Marine Geology*, 185, 219–232.
- Shah-Hosseini, M., Morhanage, C., Naderi Beni, A., Marriner, N., Lahijani, H., Hamzeh, M.A., Sabatier, F., (2011) Coastal boulders as evidence for high-energy waves on the Iranian coast of Makran, *Marine Geology*, 290, 17–28.
- Smith, G. L., McNeill, L.C., Wang K., He, J. and Henstock, T.J. (2013) Thermal structure and mega thrust seismogenic potential of the Makran subduction zone, [Online] *Geophysics Research Letters*, Available from: 40, doi:10.1002/grl.50374.
- Soleymani, S. (2004) The accommodation of Arabia–Eurasia convergence in the Zagros-Makran transfer zone, SE Iran: a transition between collision and subduction through a young deforming system, *Tectonics*, [Online] 23, TC4007, Available from: doi: 10.1029/2003TC001599.
- Tavakoli, B. and Ghafory-Ashtiany, M. (1999) Seismic Hazard Assessment of Iran, *Annali di Geophysica*, 42(6).
- USGS (United States Geological Survey) (2013) M7.8 Eastern Iran Earthquake of 16 April 2013, [Online] <http://comcat.cr.usgs.gov/earthquakes/eventpage/usb000g7x7>.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Che'ry, 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.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani,