مجله مخاطرات محیط طبیعی، دوره نهم، شماره بیست و چهارم، تابستان ۱۳۹۹

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۰۵

تاریخ بازنگری نهایی مقاله: ۱۳۹۸/۰۵/۲۵

تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۸/۱۱/۰۵

صفحات: ۱۲۸ - ۱۱۳

تنش های نوزمین ساختی در گستره ی رخداد زمین لرزه سنگچال (۱۳۳۶)- مازندران

هادی طبسی[۱]*

چکیده

زمین‌لرزه‌ی سنگچال در ۱۱ تیر ۱۳۳۶ در محدوده بخش مرکزی گسل شمال البرز رخ داده است. گسل شمال البرز، گسلی کمانی شکل بوده که از لاهیجان تا گنبدکاووس کشیده شده است. این گسل به همراه گسل‌های خزر، لله بند، کندوان و مشا در کوتاه شدگی و بر خاستگی رشته‌کوه‌های البرز اثرگذار بوده‌اند. این کوتاه شدگی و بالاآمدگی با رخدادهای زمین‌لرزه‌ای بزرگی همراه بوده که امروزه نیز ادامه دارد. با آگاهی از هندسه گسل‌ها و چگونگی جابجایی گسل‌ها و استفاده از روش‌های محاسباتی تحلیل گسل‌ها و هم‌چنین با کمک حل سازوکار ژرفی گسلش، جهت‌یابی بیشینه تنش حاکم بر بخشی از گسل شمال البرز که محدوده رخداد زمین‌لرزه بزرگ ۱۳۳۶ سنگچال بوده، تعیین شده است. این دو روش نتایج مشابه قابل قبولی را نشان می‌دهند. علاوه بر این، مقایسه یافته‌ها با نتایج بررسی‌های زمین سنجی کلی گستره، صحت و دقت یافته‌ها تأییدشده است. نتایج بررسی نشان می‌دهد در طول گسله شمال البرز، تنش فشاری با روند شمال خاور- جنوب باختر غالب بوده که بردار امتدادلغز چپگرد نیز در آن دیده می‌شود. از بخش‌های مرکزی البرز به‌سوی خاور، به دلیل کاهش زاویه بین بردار بیشینه تنش و روند گسل، جابجایی حاصل از بردار چپگرد از مرکز به سمت خاور افزایش یافته و باعث بزرگ‌تر شدن بردار برش نسبت به فشارش در بخش‌های خاوری البرز می‌گردد. این مکانیسم، باعث رخداد زمین‌لرزه‌های فشاری در البرز مرکزی و زمین‌لرزه‌های فشاری- برشی در بخش‌های خاوری گردیده که نشان می‌دهد بزرگای زمین‌لرزه‌های احتمالی آتی در بخش‌های خاوری کمی کوچک‌تر از زمین‌لرزه‌های البرز مرکزی باشد.

واژگان کلیدی: تنش نوزمین ساختی، گسل شمال البرز، جهت‌یابی بیشینه تنش، زمین‌لرزه، البرز.

[۱] - استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد دماوند (نویسنده مسئول) tabassi@damavandiau.ac.ir

مقدمه

محدوده تقریبی رخداد زمین‌لرزه سنگچال، بین طول‌های ۵۲:۳۰ تا ۵۳ درجه خاوری و عرض‌های ۳۶ تا ۳۶:۱۵ شمالی بوده است (شکل ۱). عدم شناخت دقیق ویژگی‌های این گستره و تراکم بالای جمعیت، انگیزه اصلی بررسی زمین‌ساخت جنبای این گستره است.

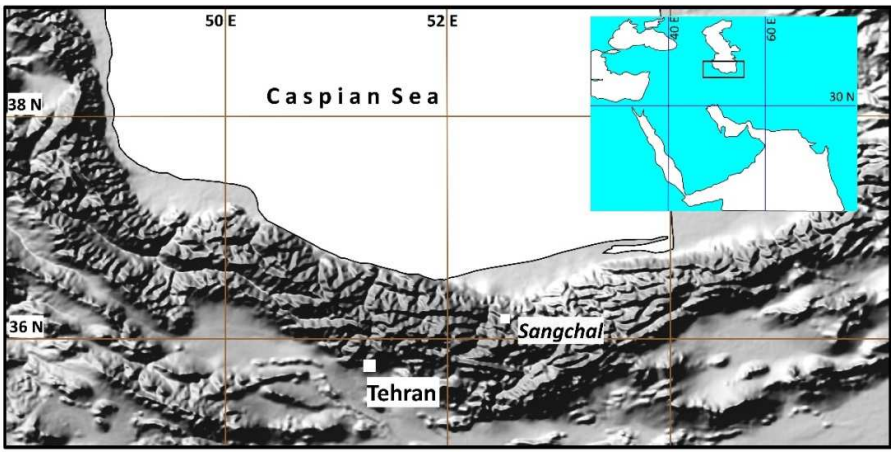
پهنه البرز از دیدگاه لرزه‌خیزی، گستره‌ی جنبایی بوده و زمین‌لرزه‌های بزرگ در طول آن رخ‌داده است. باوجودی که تعداد این رخدادهای لرزه‌ای نسبت به گستره‌ی زاگرس کمتر است؛ اما بزرگای بالایی دارند و خسارت‌های زیادی را به بار آورده‌اند. حل سازوکار ژرفی گسل‌های[1] زمین‌لرزه‌ای و بررسی داده‌های گسلی، روش مناسبی در پژوهش‌های تنش نوزمین ساختی[2] است (دلووکس[3] و اسپرنر[4]، ۲۰۰۳).

با علم به جهت بیشینه تنش و بررسی‌های تنش نوزمین ساختی، روند تغییر شکل پوسته البرز مشخص‌شده و با توصیف فرآیندهای زمین ساختی، ارزیابی خطر لرزه‌ای بهتر انجام می‌شود.

بسیاری از پژوهشگران علوم زمین به بررسی زمین‌ساخت، زمین‌لرزه، جنبایی و حرکت‌های دینامیکی گستره البرز پرداخته‌اند (اشتوکلین ۱۹۶۰، اهلرز[5] ۱۹۷۱، آلنباخ[6] ۱۹۶۶، چالنکو[7] ۱۹۷۴، بربریان[8] ۱۹۸۳، جکسون[9] و مکنزی[10] ۱۹۸۴، ورنانت[11] و همکاران ۲۰۰۴، جمور[12] و همکاران ۲۰۱۰). اما نکته مهم و کلیدی بررسی کنونی، سنجش دقیق گسل‌های جنبای گستره و استخراج تاریخچه‌ی جنبایی گسل‌ها است. برقراری ارتباط بین بررسی‌های مختلف و تأیید نتایج بررسی‌ها در این مسیر انجام می‌شود.

فدروف[13] (۱۹۵۷) و اشتوکلین (۱۹۶۰) و اهلرز (۱۹۷۱)، به دلیل نبود تغییر شکل قابل‌توجه، ضخامت زیاد پلئیستوسن، بخش عمده‌ای از البرز را دارای آرامش نسبی در جنبایی زمین ساختی دانسته‌اند. بوبک[14] (۱۹۳۷) و اهلرز (۱۹۷۱) بالاآمدگی پادگانه‌های آبرفتی حاشیه‌ای در رودخانه‌ها را ناشی از فرایندهای فرسایشی رودخانه‌ای دانسته‌اند.

1.Focal Mechanism
2.Neotectonic
3.Delvoux
4.Sperner
5.Ehlers
6.Allenbakh
7.Tchalenko
8.Berberian
9.Jackson
10.McKenzie
11.Vernant
12.Djamour
13.Federov
14. Bubek



شکل ۱: نمای کلی و موقعیت ارتفاعات البرز و روستای سنگچال (شکل برجسته SRTM)

از سوی دیگر، ریویر[۱] (۱۹۳۴)، رئوفی و زیکنبرگ[۲] (۱۹۷۳)، کرومسیک[۳] (۱۹۶۲)، آلنباخ (۱۹۶۶)، یونک[۴] و همکاران (۱۹۷۶) با بررسی آبرفت‌های رخساره آب شیرین، چین‌خوردگی‌های پلئیستوسن، زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی، رسوب‌ها و گدازه‌های کواترنر دماوند معتقد به جنبایی زمین ساختی بالا در این پهنه بوده‌اند.

گانسر[۵] (۱۹۶۹)، نوروزی[۶] (۱۹۷۱) نبوی[7] (۱۹۷۲) و چالنکو (۱۹۷۴)، آمبرسیز[۸] (۷۴-۱۹۶۸)، بربریان (۱۹۸۳)، جکسون و مکنزی (۱۹۸۴)، گیلارد[۹] و ویس[۱۰] (۱۹۹۵)، جاوید فخر[۱۱] و همکاران (۲۰۱۱)، موسوی[۱۲] و همکاران (۲۰۱۳)، بالاتو[۱۳] و همکاران (۲۰۱۵)، با بررسی شواهد جنبایی و رخدادهای لرزه‌ای در بخش‌های مختلف البرز و بررسی الگوهای فشاری برشی ساختارهای البرز، جنبایی زمین ساختی البرز را تأیید کرده‌اند.

ورنانت و همکاران (۲۰۰۴)، ماسون[۱۴] و همکاران (۲۰۰۷)، جمور و همکاران (۲۰۱۰)، خرمی و همکاران (۱۳۹۰)، با روش‌های مختلف به کمک سیستم موقعیت‌یابی جهانی[۱۵] تغییر شکل ایران را بررسی کرده‌اند. در این بررسی‌ها، مقدار

1.Rivier
2.Zickenber
3.Krumsick
4.Jung
5.Gansser
6.Noruzi
7.Nabavi
8.Ambrasys
9.Gillard
10.Wiss
11.Javid Fakhr
12.Mousavi
13.Ballato
14.Masson
15.GPS

جابجایی برشی و فشردگی کلی البرز را نیز تعیین کرده‌اند. گوناگونی ایده‌ها و نظریه‌ها می‌تواند دلیل دیگری بر اهمیت بررسی دقیق نواحی پرجمعیت البرز با پیشینه‌ی لرزه‌ای باشد.

زمین‌شناسی

قرارگیری واحدهای رسوبی در البرز به‌گونه‌ای است که واحدهای قدیمی کامبرین تا عهد حاضر را می‌توان در یک توالی نسبتاً منظم شناسایی کرد. آنچه در این بررسی‌ها اهمیت خواهد داشت، واحدهای جوان کواترنری است. آثار جنبایی و حرکت گسل‌ها در رسوب‌های کواترنر گستره، تأییدکننده حرکت‌های نوزمین ساختی در طول گسل‌ها است.

واحدهای جوان و کواترنری البرز، توسط پدرامی (۱۳۷۶) به بخش‌های آپشرون، لایه‌های باکو، لایه‌های خزر، اورالوکاسپین و خزر جدید تقسیم‌بندی شده‌اند. رسوب‌های جوان البرز منحصر به دشت‌های ساحلی نیست و به شکل‌های پادگانه‌های آبرفتی رودخانه‌ای، سیلابی و تراورتن به شکل محصور در فروافتادگی‌های میان کوهی و گاهی به‌صورت واریزه و خاک دیده می‌شود. واحدهای آذرین (گدازه و خاکستر) دماوند در برخی مکان‌ها دارای سن کواترنری است.

گسل شمال البرز

گسل شمال البرز با طول تقریبی ۵۵۰ کیلومتر از جنوب گنبدکاووس تا لاهیجان کشیده شده است. در محدوده البرز مرکزی متحمل خمیدگی شده و راستای شمال خاور- جنوب باختر آن در خاور به شمال باختر – جنوب خاور در باختر تغییر می‌کند (آقانباتی، ۱۳۸۳). بخش مرکزی گسل شمال البرز دارای راستای تقریباً خاوری- باختری است. شیب گسل به‌سوی جنوب و سازوکار آن، راندگی با مؤلفه برشی است (نبوی، ۱۳۵۵). پهنای گسلی شمال البرز بین ۵ تا ۱۰ کیلومتر در تغییر است. این گسل، در برخی بخش‌ها به گسل خزر پیوسته است.

جایگزینی سازندهای پالئوزوئیک در مجاورت رسوب‌های کواترنر در برخی مکان‌ها، حاکی از جنبایی جوان این گسل بزرگ است. نبوی (۱۳۵۵)، بربریان و قریشی[1] (۱۹۹۲) گسل شمال البرز را مسبب بسیاری از زمین‌لرزه‌های البرز دانسته‌اند.

داده‌های گسلی و جهت‌یابی تنش بیشینه حاکم

برای تعیین جهت‌یابی محورهای اصلی تنش به کمک داده‌های گسلی می‌بایست موقعیت فضایی صفحه‌های شکستگی و خش لغزها روی آنها اندازه‌گیری و نوع گسل تعیین گردد. پژوهشگران مختلفی با به‌کارگیری شیوه معکوس سازی، داده‌های گسلی را تحلیل کرده‌اند (ترنر[2]،۱۹۵۳؛ اسپنگ[3]، ۱۹۷۲؛ کری[4] و برونیه[5]، ۱۹۷۴؛ آنجلیه[1] و

1.Qhorashi
2. Turner
3. Spang
4. Carey
5. Brunier

مچله[۲]، ۱۹۷۷؛ آنجلیه، ۱۹۷۵، ۱۹۷۹، ۱۹۸۴، ۱۹۹۰؛ آنجلیه و گوگل[۳] ۱۹۷۹؛ اچوکوپار[۴] و همکاران، ۱۹۸۱؛ گفارت[۵] و فورسیس[۶]، ۱۹۸۴؛ ریچه[۷]، ۱۹۸۷؛ هوانگ[۸]، ۱۹۸۸؛ ویل[۹] و همکار، ۱۹۹۱؛ نمکوک[۱۰] و لایل[۱۱]، ۱۹۹۵؛ یین[۱۲] و رانلی[۱۳]، ۱۹۹۵؛ فرای[۱۴]، ۱۹۹۹؛ اوریف[۱۵] و همکاران، ۲۰۰۲ و توبوره[۱۶] و لایل، ۲۰۰۳).

با شکل‌گیری علم معکوس سازی داده‌های گسلی به‌منظور تحلیل تنش دیرینه یک گستره، برخی محققین راهبردهای حل را مبتنی بر رایانه ارائه کردند (لایل، ۱۹۸۸؛ گفارت، ۱۹۹۰؛ هاردکستل[۱۷] و هیلز[۱۸]، ۱۹۹۱؛ کرجسی[۱۹] و ریشتر[۲۰]، ۱۹۹۱؛ تابودا[۲۱] و همکاران، ۱۹۹۱؛ اسپرنر و همکاران، ۱۹۹۳؛ شوروک[۲۲] و لایل، ۱۹۹۸؛ لایل و اوریف، ۲۰۰۲؛ دلووکس و همکار، ۲۰۰۳؛ شان[۲۳] و همکاران، ۲۰۰۴؛ پاسکال[۲۴]، ۲۰۰۴؛ مصطفی[۲۵]، ۲۰۰۵؛ ساسوری[۲۶] و همکار، ۲۰۱۴). نتایج پژوهش‌های رایانه‌ای کردن پردازش داده‌های گسلی باعث شده برنامه‌های رایانه‌ای و کاربردی زیادی ارائه شود.

(Tector, 1994; Faille, 2010; Geoorient, 2011; Openstereo, 2011; OSX stereonet, 2013; Fabric, 2012; Orient, 2012; Dips, 2013; FaultKin, 2013; Rockware stereonet, 2013; Stereonet, 2013; WinTensor, 2012; OSX geocalc, 2013; FSA, 2013; SG2PS, 2014).

از مجموع نرم‌افزارهای موجود، یکی از دقیق‌ترین پردازش‌ها به کمک روش‌های ترسیمی تأییدشده توسط نرم‌افزار WinTensor انجام‌شده که طراح اولیه آن دلووکس و اسپرنر (۲۰۰۳) بوده‌اند و بعدها ویرایش و تکمیل شده است.

داده‌های گسلی در راستای گسل شمال البرز، در پهنه رخداد زمین‌لرزه سنگچال برداشت شده است. از ویژگی‌های برجسته این گستره‌ها می‌توان به جوان بودن رسوب‌ها (سن کواترنری)، واضح بودن خش لغزها به‌عنوان آثار جنبایی گسلی و قرارگیری در پهنه خردشده گسل شمال البرز اشاره کرد. تحلیل داده‌های گسلی برداشت‌شده، در شکل ۳

---

1. Angelier
2. Mechler
3. Goguel
4. Etchecopar
5. Gephart
6. Forsyth
7. Reches
8. Huang
9. Will
10. Nemcok
11. Lisle
12. Yin
13. Ranalli
9. Fry
15. Orife
11. Tobore
17. Hardcastle
18. Hills
19. Krejci
20. Richter
21. Taboada
22. Shorrock
23. Shan
24. Pascal
25. Mostafa
26. Sasva'ri

خلاصه شده است. در این تحقیق، برای تحلیل جهت تنش بیشینه از نرم‌افزار WinTensor کمک گرفته‌شده است. ویژگی برخی مکان‌های برداشت داده‌های گسلی در زیر تشریح شده است.

سنگچال

حول‌وحوش روستای پاریمه، در مسیر جاده سنگچال در همبری میان واحدهای نئوژن و واحدهای قهوه‌ای‌رنگ رسی – سیلتی هولوسن، آثار شاخه‌های گسله شمال البرز دیده می‌شود. راستای عمومی گسله‌ها در این پهنه، خاوری- باختری تا شمال باختر-جنوب خاور است. شاخه‌های متعدد گسل شمال البرز در ناحیه سنگچال، پرتگاه‌های گسلی پیوسته‌ای را شکل داده است (شکل ۴). تحلیل ویژگی‌های گسله‌های این پهنه، به‌منظور تعیین جهت بیشینه تنش حاکم، راستای شمال خاور- جنوب باختر را داده است. مقایسه راستای گسله و جهت‌یابی غالب فشردگی (σ_1) با نتایج حاصل از تحلیل سازوکار ژرفی گسلش ۱۱ تیر ۱۳۳۶ سنگچال مشابهت قابل‌توجهی را نشان می‌دهد.

گاوزن‌محله

بین روستاهای ویتله و فیروزجاه در درون رس‌های قهوه‌ای‌رنگ و جوان، تعدادی صفحه‌ی شکستگی با خش لغزهای متوسط تا واضح اندازه‌گیری شده است. این صفحه‌ها دارای ابعاد بزرگ‌تر از ۲۰ سانتی‌متر هستند. در حدفاصل روستای فیروزجاه و گاوزن‌محله نیز در واحدهای رسی مشابه خش لغزهایی با طول زیاد بر روی صفحه‌های گسلی منحنی شکل با عمق متوسط دیده می‌شود. این صفحه‌ها ابعاد یک متری دارند. راستای تنش حداکثر به‌دست‌آمده از گسله‌های بین ویتله و فیروزجاه، هم‌چنین فیروزجاه و گاوزن‌محله مشابه و شمال خاور- جنوب باختر است. وجود سفال در این واحدها مؤید سن کمتر از ۱۰۰۰۰ سال این رسوب‌ها است.

نفتچال

در محل پایه‌های سد البرز، صفحه‌های گسلی با عمق خش زیاد تا متوسط دیده می‌شود. واحدهای متأثر شده در این پهنه، رس‌های قهوه‌ای‌رنگ برش خورده با سن احتمالی هولوسن است. ابعاد شکستگی‌های اندازه‌گیری شده حدود یک متر است. گسله‌های اندازه‌گیری شده، راستای پراکنده شمالی – جنوبی تا شمال باختر- جنوب خاور دارند.



شکل ۲: نمونه‌ای از خش لغز های اندازه‌گیری شده در صفحه‌های گسلی

راستای عمومی گسله‌های پهنه نفتچال با راستای عمومی گسله‌های البرز مرکزی شباهت قابل‌توجهی دارد. تحلیل داده‌های صفحه گسل، راستای بیشینه تنش (σ_1) را در این پهنه، شمال باختر – جنوب خاور نشان داده است.

خاور زیرآب

یک کیلومتر بعد از شهر زیرآب، به سمت خاور در بالای بخش آهکی شده‌ی جوان، مجموعه‌ای از واحدهای رسی قهوه‌ای‌رنگ دیده‌شده که در دو نقطه جدا به فاصله‌ای کمتر از ۵۰۰ متر اندازه‌گیری‌های گسلش صورت گرفته است. صفحه‌های اندازه‌گیری شده دارای ابعاد ۲۰ سانتی‌متر بوده و کیفیت خش لغز ها متوسط تا خوب است. راستای گسله‌های اندازه‌گیری شده در این دو ایستگاه بیشتر شمال خاور – جنوب باختر است و سازوکار آنها معکوس تشخیص داده‌شده است. بررسی داده‌های سطح گسلش باانگیزه تعیین جهت بیشینه تنش حاکم بر این نقطه، راستای فشردگی را شمال باختر – جنوب خاور نشان می‌دهد.

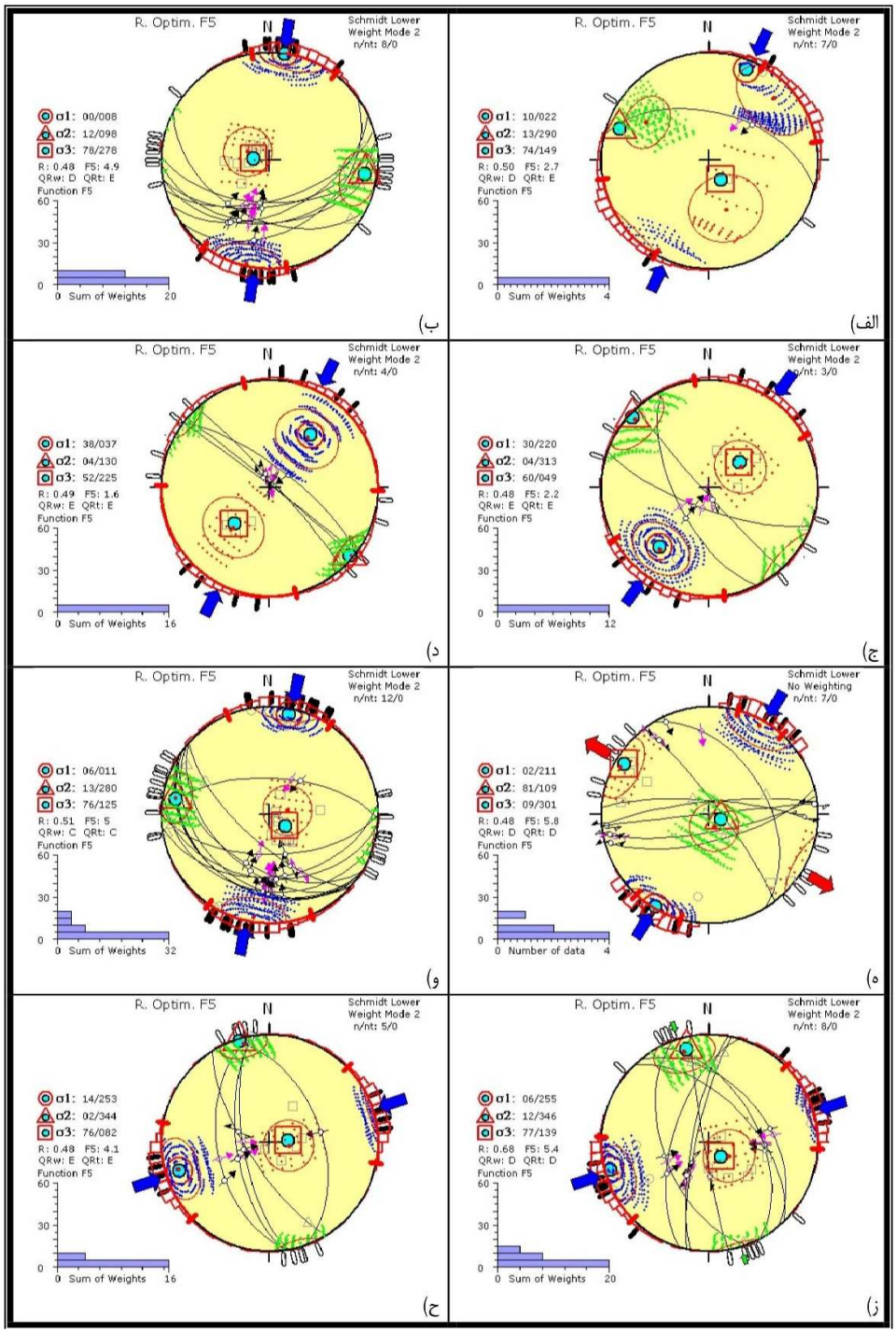
کلیج کلا

پس از روستای کلیج کلا به سمت محمد آباد، در محل ساختگاه محور سد خاکی فریم صحرا، سنگ‌های آهکی ژوراسیک رخنمون دارند. سطوح گسلی واضح در تعداد زیاد، این پهنه را بریده و خردکرده‌اند. پرشدگی‌های رسی سطح گسل‌ها نیز در اثر جنبایی جوان گسل متأثر شده و آثار خش لغز ها بسیار واضح پدیدار شده است. راستای عمومی گسل شمال البرز در این ناحیه، شمال خاور- جنوب باختر است.

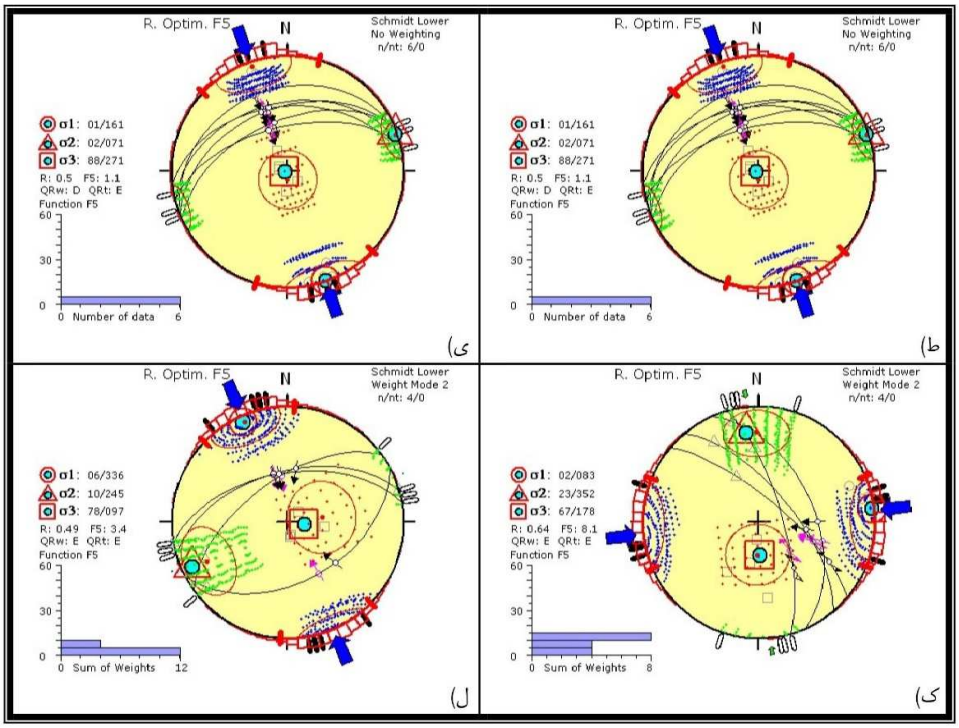
بحث

پژوهش و بررسی‌های زیادی در زمینه داده‌های لرزه‌ای و محاسبه جهت‌یابی تنش از طریق سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه‌ای در بخش‌های مختلف ایران صورت گرفته است. دقت برآورد بیشینه تنش نوزمین ساختی از داده‌های لرزه‌ای به کامل بودن فهرست داده‌های لرزه‌ای آن گستره مرتبط است. قدیمی‌ترین حل سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه‌ای مربوط به دهه ۶۰ میلادی بوده است. با توجه به دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ در ایران، قدمت ۶۰ ساله این روش نمی‌تواند جوابگوی تحلیل داده‌های موردنیاز برای تحقیق باشد. کمبود داده‌های لرزه‌ای در گستره البرز نیز بهره‌گیری از این روش را در تحلیل چگونگی دگرشکلی گستره، محدود کرده است.

جکسون و همکاران (۲۰۰۲) با بررسی سازوکار ژرفی گسلش و نحوه انتشار امواج لرزه‌ای در زمینه تغییر شکل در جنوب دریاچه خزر اظهارنظر کرده‌اند. در این بررسی، آهنگ حرکتی پوسته خزر را نیز حدود ۱۷-۱۳ میلی‌متر در سال در راستای جنوب غرب گزارش کرده‌اند. این بررسی‌ها در باختر کپه داغ نیز صورت گرفته است. ماسون و همکاران (۲۰۰۵) نیز تغییر شکل لرزه‌ای ایران را بررسی کرده‌اند. در پژوهش ماسون، نیروی فشاری و جابجایی راندگی، حرکت غالب البرز معرفی شده است؛ به‌گونه‌ای که در البرز مرکزی حرکت‌ها بیشتر فشارشی است و در باختر البرز، حرکت برشی چپگرد کوچکی گزارش‌شده است.



شکل ۳: جهت‌یابی تنش حداکثر بهینه‌شده بر اساس داده‌های گسلی اندازه‌گیری شده در طول بخشی از گسل شمال البرز



شکل ۳: (ادامه): الف – نزدیک سنگچال ب- شمال تیار ج- سنگچال د- گنگرج کلا ه- فیروزجاه-گاوزن محله و- شلدره ز- نفتچال ح- سوته کلا ط- آبکسر ی- ورکی ک- لاجیم ل- کلیج کلا



شکل ۴: پرتگاه‌های گسلی، شاخه‌های گسل شمال البرز در مجاورت روستای سنگچال.

ظریفی و همکاران (۲۰۱۳) نیز به بررسی داده‌های لرزه‌ای ایران در یک دوره زمانی خاص پرداخته‌اند و جهت‌های تنش بیشینه در ایران را برآورد کرده‌اند. قدیمی و همکاران (۱۳۹۵)، نرخ تنش لرزه‌ای و زمین سنجی[1] را محاسبه کرده و با توجه به آهنگ تنش لرزه‌ای و زمین سنجی، احتمال وقوع زمین‌لرزه بزرگ در البرز خاوری و مرکزی را بحث کرده‌اند. در این تحقیق، جهت‌یابی تنش بیشینه بر اساس حل سازوکار ژرفی گسلش و داده‌های جدول ۱ استخراج و در شکل ۵ نمایش داده‌شده است.

آن‌گونه که در شکل ۶ مشاهده می‌شود؛ بردارهای سیاه‌رنگ جهت‌یابی اصلی تنش‌های زمین سنجی را بر اساس پژوهش قدیمی و همکاران (۱۳۹۵) در این پهنه نشان می‌دهد. بردارهای بنفش‌رنگ جهت‌یابی بیشینه تنش حاکم استنتاج شده از داده‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد و بردارهای زردرنگ جهت‌های بیشینه تنش حاکم حاصل از تحلیل داده‌های گسلی است که در بخشی از گسل شمال البرز در محدوده رخداد زمین‌لرزه‌ای ۱۳۳۶ سنگچال برداشت شده است. بدون شک، جهت‌یابی هماهنگ سه روش تحلیل گسلی، لرزه‌ای و بررسی‌های زمین سنجی نشانگر دقت و صحت بررسی‌ها و تأییدکننده جهت فشردگی شمال خاور – جنوب باختر و حرکت برشی چپگرد در البرز مرکزی و خاوری است.

جدول ۱: پارامترهای منشأ زمین‌لرزه‌ها- سازوکارهایی که در شکل ۵ نمایش داده‌شده، بر پایه‌ی این داده‌ها رسم شده است. عمق ارائه‌شده دارای خطا است. *جکسون و همکاران (۲۰۰۲)=J، کاتالوگ زمین‌لرزه‌های هاروارد*

Date (yyyymmdd)	Time (hh:mm)	Lat. (N)	Long (E)	M	Plane 1			Plane 2			Z (Km)	Ref
					s1	d1	r1	s1	d1	r1		
19570702	0042	36.05	52.45	6.8	104	44	80	297	46	99		J
19830325	1157	35.95	52.26	5.4	280	68	4	188	85	157	33	J
19830326	0407	35.88	52.01	5.4	104	61	17	6	75	150	10	CMT
19900120	0127	35.82	52.92	5.9	357	66	172	90	82	24	33	J
19920922	1405	36.33	52.7	5	268	44	75	108	47	104	33	J
20120111	1708	36.37	53.1	5	114	31	71	316	60	101	30.6	CMT

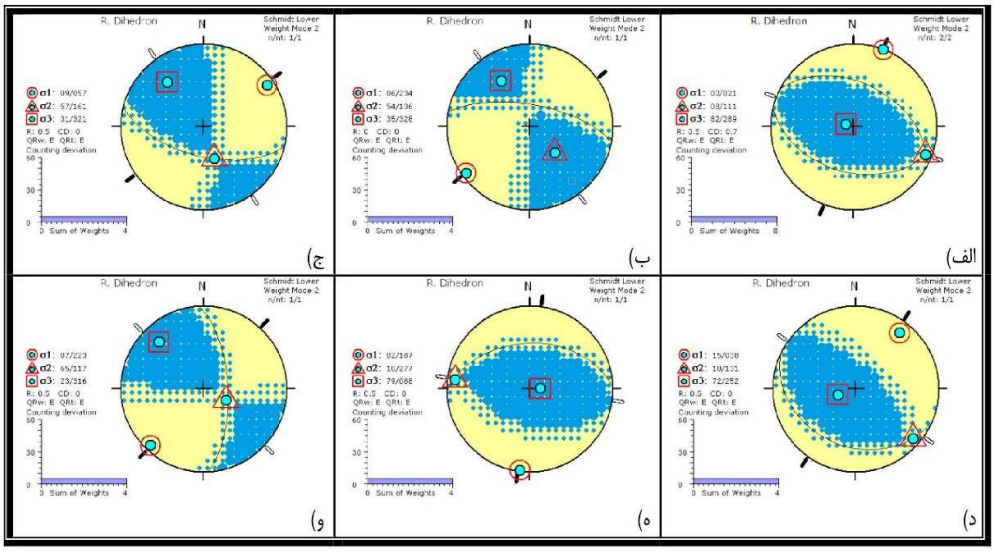
CMT= Centroid Moment Tensor

Harvard Catalogue http://www.globalcmt.org.html

به جرأت می‌توان گفت در تمامی پهنه‌های البرز، بردار فشارش بر بردار کشش غالب است. البرز درعین‌حال که در حال کوتاه شدگی و بالاآمدگی مستمر است؛ با یک حرکت چپگرد در بخش خاوری باعث نازک شدگی پهنای البرز خاوری نسبت به پهنای البرز باختری گردیده است. البرز مرکزی نیز به دلیل محدود شدن از دو طرف و وجود پوسته سخت و ستبر خزری در ناحیه شمال تحت تأثیر فشارش همه‌جانبه بوده و میزان حرکت برشی چپگرد آن، ناچیز خواهد بود.

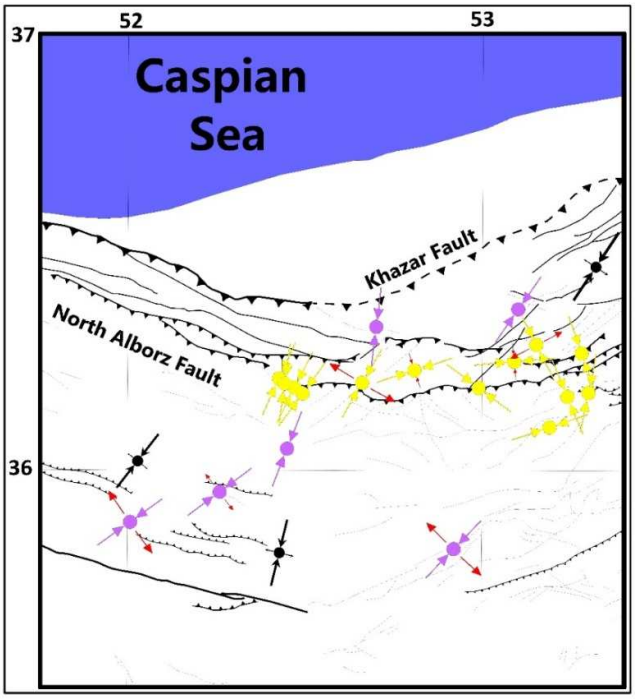
1.Geodetic

این نتایج، پژوهش جمور و همکاران (۲۰۱۰) را که به کمک داده‌های زمین سنجی انجام‌شده، مورد تأیید قرار می‌دهد (شکل ۷). همان‌طور که در شکل مشخص شده، میزان جابجایی فشردگی و برشی در دامنه شمالی البرز در بخش مرکزی و خاوری اختلاف معناداری را نشان می‌دهد. مقایسه این دو عدد نشانگر غالب بودن فشردگی در بخش مرکزی و افزایش حرکت برشی چپگرد در ناحیه خاوری البرز است.

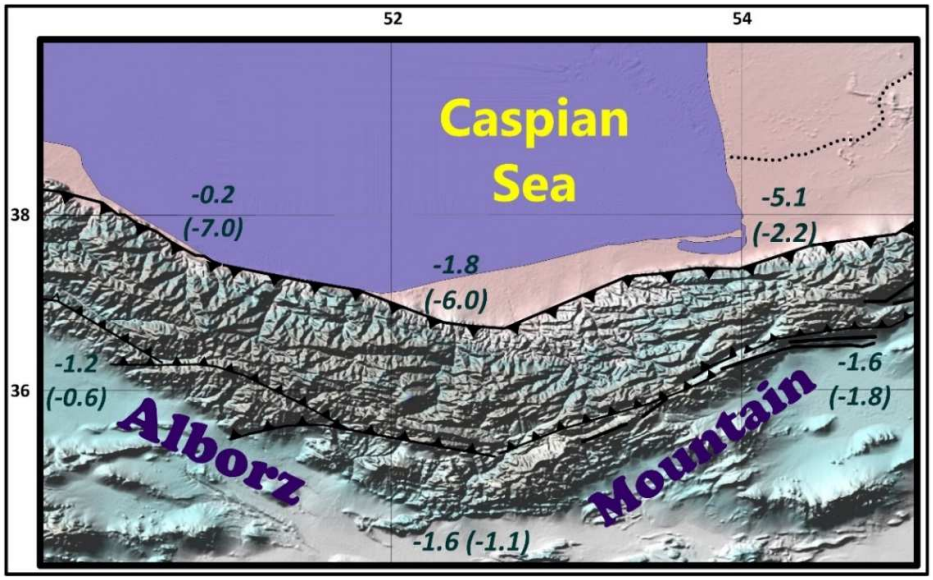


شکل ۵: حل سازوکار ژرفی گسلش و جهت‌یابی تنش اقتباس‌شده از آن در زمین‌لرزه‌های بزرگ اطراف گسل شمال البرز.

الف- زمین‌لرزه ۱۹۵۷/۰۷/۰۲ ب- زمین‌لرزه ۱۹۸۳/۰۳/۲۵ ج- زمین‌لرزه ۱۹۸۳/۰۳/۲۶ د-زمین لرزه ۲۰۱۲/۰۱/۱۱ ه- زمین‌لرزه ۱۹۹۲/۰۹/۲۲ و- زمین‌لرزه ۱۹۹۰/۰۱/۲۰



شکل ۶: بردارهای جهت‌یابی بیشینه تنش حاکم بر گستره البرز مرکزی – خاوری در راستای گسل شمال البرز.
رنگ زرد داده‌های گسلی، رنگ بنفش داده‌های زمین‌لرزه‌ای و رنگ سیاه داده‌های زمین سنجی



شکل ۷: آهنگ لغزش گسل‌های البرز مرکزی – خاوری (mm/y). *داده‌ها اقتباس از جمور و همکاران (۲۰۱۰).* **عددهای بدون پرانتز آهنگ حرکت امتدادی هستند که علامت مثبت نشانگر راستگرد و منفی جنبایی چپگرد را نشان می‌دهد. اعداد داخل پرانتز، آهنگ لغزش شیبی است که منفی معرف معکوس و مثبت آن نشانگر عادی بودن حرکت است.**

نتیجه‌گیری

در این بررسی به کمک داده‌های صحرایی و داده‌های گسلی برداشت‌شده، جهت‌یابی تنش بیشینه برای گسل اصلی گستره انجام‌شده است. از سوی دیگر، از داده‌های لرزه‌ای محدود موجود نیز استفاده‌شده و جهت‌یابی تنش مسبب زمین‌لرزه‌های رخداده استخراج گردیده است. بدین ترتیب، با توجه به مجموع داده‌ها و مباحث عنوان‌شده، نتایج زیر حاصل گردید.

۱- در کل البرز، بردار فشاری غالب بر بردار کششی بوده و بر این اساس رخدادهای زمین‌لرزه‌ای آتی از نوع فشاری با مؤلفه‌ی برشی پیش‌بینی می‌شود.

۲- با توجه به فشاری بودن رخدادهای لرزه‌ای این گستره، بزرگای زمین‌لرزه‌ها، بالا با دوره بازگشت طولانی است.

۳- بردار برشی گسل‌ها در البرز خاوری چپگرد و در البرز مرکزی نیز چپگرد است. با این تفاوت که هر چه از بخش مرکزی به سمت خاور پیش می‌رویم، مقدار جابجایی برشی بیشتر شده و به اهمیت بردار برشی چپگرد، افزوده می‌شود. این حرکت چپگرد در گسل‌های البرز خاوری منجر به نازک شدن پهنای البرز در بخش خاوری نیز شده است.

۴- اهمیت بردار فشاری در بخش مرکزی نسبت به بخش خاوری بیشتر بوده پس بنابراین گسل‌ها در بخش مرکزی بیشتر معکوس و در بخش خاوری معکوس امتدادلغز خواهد بود. بنابراین، رخدادهای زمین‌لرزه‌ای البرز مرکزی بزرگای بیشتری نسبت به البرز خاوری خواهند داشت. هرچند گسل‌های البرز خاوری نیز از دیدگاه لرزه‌ای جنبا و پرخطر (خطر متوسط به بالا) بوده و انتظار رخداد زمین‌لرزه‌ای با بزرگای ۵/۵ تا ۷ ریشتر دور از تصور نیست.

منابع

آقانباتی سید علی (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

پدرامی منوچهر (۱۳۶۷)، سن مطلق مرز زیرین کواترنر در حدود ۶۰۰ هزار سال است. مجله علوم دانشگاه تهران، سال هفدهم، شماره ۳-۴، صص ۱۰۵-۱۱۴.

خرمی فاطمه، حسامی خالد، نانکلی حمیدرضا، توکلی فرخ (۱۳۹۰)، بررسی زمین‌ساخت جنبا در منطقه البرز با استفاده از مشاهدات شبکه دائمی GPS، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۲، صص ۲۲۳-۲۳۰.

قدیمی افسانه، مقتصد آذر خسرو، نانکلی حمیدرضا (۱۳۹۵)، مطالعه تغییر شکل هندسی پوسته زمین در منطقه البرز با استفاده از داده‌های GPS و مشاهدات لرزه‌نگاری، نشریه علمی پژوهشی علوم و فنون نقشه‌برداری، سال پنجم، شماره چهار، صص ۱۸۷-۱۹۸.

نبوی محمد حسن (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۰۹ ص.

Allenbach, P., (1966), Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz) Iran. Diss. ETH Zürich, 145 p.

Ambraseys, N. N. (1974), Historical seismicity of north-central Iran In Materials for the study of seismotectonic of Iran; North Central Iran. Geol. Surv. Iran, 29, 47-95.

Ambraseys, N. N. (1968), early earthquakes in North-Central Iran. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(2), 485-496.

Angelier, J. (1975), Sur l’analyse de measures recueillies dans des sites failles: l’utilite d’ une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiques. CR Seances Acad. Sci. Paris D 281, 1805–1808.

Angelier, J. (1979), Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56(3–4), TI7–T26.
Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophys. Res. 89(B7), 5835–5848.
Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III: a new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 103(2), 363–376.
Angelier, J., Goguel, J. (1979), Sur une méthode simple de determination des axes principaux des contraintes pour une population defailles. CRA cad. Sci. 288(1), 307–310.
Angelier, J., Mechler, P. (1977), Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principals' également utilizable en tectonique et en séismologie: la method des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France 7(19(6)), 1309–1318.
Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, Gh., Ghassemi, M. R., Wickert, A. D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, Ph., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A. K., Mattei, M., Strecker, M. R. (2016), Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. Basin Research, 29(4), 417-446.
Ballato, P., Landgraf, A., Schildgen, T. F., Stockli, D. F., Fox, M., Ghassemi, M. R., Kirby, E., Strecker, M. R. (2015), The growth of a mountain belt forced by base-level fall: Tectonics and surface processes during the evolution of the Alborz Mountains, N Iran. Earth and Planetary Science Letters, 425, 204-218.
Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J., Priestley, K., Wallace, T. (1992), The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(4), 1726-1755.
Berberian, M. (1983), The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(2), 163-183.
Bobek, H. (1937), Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran, Borntraeger.
Carey, M. E., Brunier, M.B. (1974), Analyse théoretique et numérique d une modèle mécanique élémentaire applique a l étude d une population de failles. CR Acad. Sci 279 D, 891–894.
Delvaux, D. and B. Sperner (2003), New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special Publications, 212(1), 75-100.
Djamour, Y., Vernant, Ph., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz J-F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami. F. (2010), GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. Geophysical Journal International, 183(3), 1287-1301.
Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M. (1981), An inverse problem in micro- tectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol. 3(1), 51–65.
Ehlers, E. (1971), Sudkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer: Beitrage zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung-und Postpleistozan. Tübinger Geogr. Studien, 44.
Fedorov, P. V. (1957), Stratigraphie pleistozäner Sedimente und die Entwicklungsgeschichte des Kaspischen Meeres. Trudy GeoI, 10.
Fry, N. (1999), Striated faults: the visual appreciation of their constraint on possible palaeostress tensors. J. Struct. Geol. 21(1), 7–27.
Gansser, A., (1969), The large earthquakes of Iran and their geological frame: Eclog. Geol. Helv., 62(2), 443-466.
Gephart, J.W. (1990), Stress and the direction of slip on fault planes. Tectonics 9(4), 845–858.
Gephart, J.W., Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. J. Geophys. Res. 89 (B11), 9305–9320.
Gillard, D. and M. Wyss (1995), Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and southern California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B11), 22197-22213.
Hardcastle, K.C., Hills, L.S. (1991), Brute3 and Select: Quick Basic 4 program for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault slip data. Comput. Geosci. 17(1), 23–43.
Huang, Q. (1988), Computer-based method to separate heterogeneous sets of fault- slip data into subsets. J. Struct. Geol. 10(3), 278–299.
Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, 148(2), 214-245.
Jackson, J. and D. McKenzie (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, 77(1), 185-264.
Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Léanni, L., Bourlès, D., Ahmadian, S. (2011), Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran., Journal of Geodynamics, 52(3), 290-303.
Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., (1976), Post- Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A., (Eds.), afar between continental and oceanic rifting. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 175-181.
Krejci, D., Richter, C. (1991), SPLIT: a Turbo-C program for the graphical representation and separation of fault-slip data sets. Comput. Geosci. 17(6), 801–811.

Krumsiek, K. (1976), Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte. Geologische Rundschau, 65(1), 909-929.
Lisle, R.J. (1988), ROMSA: a BASIC program for paleo stress analysis using fault- striation data. Comput. Geosci. 14(2), 255–259.
Lisle, R.J., Orife, T. (2002), STRESSTAT: a Basic program for numerical evaluation of stress inversion results. Comput. Geosci. 28(9), 1037–1040.
Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., Van Gorp, S. (2007), Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. Geophysical Journal International, 170(1), 436-440.
Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. (2004), Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. Geophysical Journal International, 160(1), 217-226.
Mostafa, M.E. (2005), Iterative direct inversion: an exact complementary solution for inverting fault-slip data to obtain palaeostresses. Comput. Geosci. 31(8), 1059–1070.
Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., Djamour. Y. (2013), Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region. Earth and Planetary Science Letters, 377-378, 287-298.
Nabavi, M.S., (1972), The seismicity of Iran [M. Phil. Thesis]: London, Imperial College, London University. 273p.
Nemčok, M., Lisle, R.J. (1995), A stress inversion procedure for more polyphase fault/slip data sets. J. Struct. Geol. 17(10), 1445–1453.
Nowroozi, A. A. (1971), Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. Bulletin of the Seismological Society of America, 61(2), 317-341.
Orife, T., Arlegui, L., Lisle, R.J. (2002), DIPSLIP: Quick Basic stress in version program for analyzing sets of faults without slip lineations. Compute. Geosci. 28(6), 775–781.
Pascal, C. (2004), SORTAN: a UNIX program focal culation and graphical presentation of fault slip as induced by stresses. Comput. Geosci. 30(3), 259–265.
Raufi, F. and O. Sickenberg (1973), Zur Geologie und Paläontologie der Becken von Lagman und Jalalabad, Geologische Jahrbuch, 3, 63-99.
Reches, Z. (1987), Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults with Coulomb yield condition. Tectonics 6(6), 849–861.
Rivière, A., (1934), Contribution à l'étude géologique de l'Elburz (Perse). Revue de Géographie, Physique ET Géologie Dynamique, 7, 1-90.
Sasvári, Á. and Baharev, A. (2014), SG2PS (structural geology to postscript converter) – A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleo stress calculation. Comput. Geosci. 66, 81-93.
Shan, Y., Li, Z., Lin, G. (2004), A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets. J. Struct. Geol. 26(5), 919–925.
Shorrock, C., Lisle, R.J. (1998), DATACON: a Quick Basic program to reformat orientation data from faults. Comput. Geosci. 24(6), 585–590.
Stöcklin, J. (1960), Ein Quershhnitt durch den ost, Elburz. Eclogae Geologicae Helvetiae, 52(2), 681-694.
Spang, J.H. (1972), Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. Geol. Soc. Am. Bull. 83(2), 467–472.
Sperner, B., Ratschbacher, L., Ott, R. (1993), Fault striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. Comput. Geosci. 19(9), 1362–1388.
Taboada, A., Tourneret, C., Laurent, P. (1991), An interactive program for the graphical representation of striated faults and applied normal and tangential stresses. Comput. Geosci. 17(9), 1281–1310.
Tchalenko, J.S. (1974), Recent Destructive Earthquakes in the Central Alborz (Iran). Engineering Seismology, Imperial College, London.
Tobore, O., Lisle, R.J. (2003), Numerical processing of palaeostress results. J. Struct. Geol. 25(6), 949–957.
Turner, F.J. (1953), Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. Am. J. Sci., 251, 276–298.
Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer R., Tavakoli, F., Chéry, J. (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157(1), 381-398.
Will, T.M., Powell, R. (1991), A robust approach to the calculation of paleo stress fields from fault plane data. J. Struct. Geol. 13(7), 813–821.
Yin, Z.M., Ranalli, G. (1995), Estimation of the frictional strength of faults from inversion of fault-slip data – a new method. J. Struct. Geol. 17(9), 1327–1335.

Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., Raeesi, M. (2013), Crustal Stress Map of Iran: Insight from Seismic and Geodetic Computations. Pure and Applied Geophysics, 171(7), 1219-1236.

Research Article

Neotectonic stresses in the Sangchal earthquake (1957) area – Mazandaran

Hadi Tabassi*[1]

Received: 26-06-2019 Revised: 16-08-2019 Accepted: 25-01-2020

Abstract

The Sangchal earthquake occurred on July 2, 1957, in the central part of the North Alborz fault zone. The North Alborz fault is an arched shape fault that continues from Lahijan to Gonbad-e Kavos. This fault, along with Khazar, Lalehband, Kandovan and Mosha faults have affected the shortening and rising of the Alborz Mountains. This shortening and uplift are accompanied by large earthquake events that continue today. With knowledge of the geometry of faults and how faults are displaced and the use of computational methods for fault analysis and also, the Focal mechanism, direction of maximum tension governing the part of north Alborz fault has been determined. The two methods show similar acceptable results. In addition, considering the comparison of the findings with the results of geodetic studies of the scope, accuracy of the findings is confirmed. The results of the study show that during the North Alborz Fault, the dominant vector is compressive, and the left-lateral slip is observed. From the central part of the Alborz to the east, the left lateral displacement increases and causes shear mechanism in the eastern parts of the Alborz. This movement has caused compressive earthquakes in the central Alborz and compressive-shear earthquakes in the eastern parts. Therefore, the magnitude of future earthquakes in the eastern part is slightly smaller than the central Alborz earthquakes.

Keywords: Neotectonic Stress, North Alborz Fault, Maximum Stress Orientation, Earthquake, Alborz.

[1]*- Assistant Professor in Geology Department, Faculty of Science, Islamic Azad University, Damavand Branch, Iran,
Email: tabassi@damavandiau.ac.ir

References

References (in Persian)

Aghanabati, A., (2004) The Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586p .[In Persian]

Ghadimi A, Moghtased Azar K, Nankali H R., (2016), A Study on Crustal Deformation Analysis of the Alborz Region: GPS versus Seismological Observations. JGST, 5(4), 187-198 .[In Persian]

Khorrami, F., Hessami, K., Nankali, H.R., Tavakoli, F. (2011), Active Tectonics of Alborz Mountain using Continuous GPS Measurements. Journal of Geoscience, 21(82), pp. 223-230. [In Persian]

Nabavi, M.H. (1976), History of Iran Geology, Geological Survey of Iran, 109p. [In Persian]

Pedrami, M., (1988), the absolute age of the lower quaternary boundary is 600,000 years. J. of Sci., Tehran Univ., 17(3-4), pp. 105-114. [In Persian]

References (in English)

Allenbach, P., (1966), Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz) Iran. Diss. ETH Zürich, 145 p.

Ambraseys, N. N. (1974), Historical seismicity of north-central Iran In Materials for the study of seismotectonic of Iran; North Central Iran. Geol. Surv. Iran, 29, 47-95.

Ambraseys, N. N. (1968), early earthquakes in North-Central Iran. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(2), 485-496.

Angelier, J. (1975), Sur l'analyse de measures recueillies dans des sites failles: l'utilite d' une confrontation entre les methods dynamiques et cinematiques. CR Seances Acad. Sci. Paris D 281, 1805–1808.

Angelier, J. (1979), Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population. Tectonophysics, 56(3–4), TI7–T26.

Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets. J. Geophys. Res. 89(B7), 5835–5848.

Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress III: a new rapid direct inversion method by analytical means. Geophys. J. Int. 103(2), 363–376.

Angelier, J., Goguel, J. (1979), Sur une méthode simple de determination des axes principaux des contraintes pour une population defailles. CRA cad. Sci. 288(1), 307–310.

Angelier, J., Mechler, P. (1977), Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principals' également utilizable en tectonique et en séismologie: la method des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France 7(19(6)), 1309–1318.

Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, Gh., Ghassemi, M. R., Wickert, A. D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, Ph., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A. K., Mattei, M., Strecker, M. R. (2016), Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle-late Miocene foreland-basin deposits. Basin Research, 29(4), 417-446.

Ballato, P., Landgraf, A., Schildgen, T. F., Stockli, D. F., Fox, M., Ghassemi, M. R., Kirby, E., Strecker, M. R. (2015), The growth of a mountain belt forced by base-level fall: Tectonics and surface processes during the evolution of the Alborz Mountains, N Iran. Earth and Planetary Science Letters, 425, 204-218.

Berberian, M., Qorashi, M., Jackson, J., Priestley, K., Wallace, T. (1992), The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance. Bulletin of the Seismological Society of America, 82(4), 1726-1755.

Berberian, M. (1983), The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(2), 163-183.

Bobek, H. (1937), Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran, Borntraeger.

Carey, M. E., Brunier, M.B. (1974), Analyse théoretique et numérique d une modèle mécanique élémentaire applique a l étude d une population de failles. CR Acad. Sci 279 D, 891–894.

Delvaux, D. and B. Sperner (2003), New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. Geological Society, London, Special Publications, 212(1), 75-100.

Djamour, Y., Vernant, Ph., Bayer, R., Nankali, H.R., Ritz J-F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., Khorrami. F. (2010), GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz Mountain range, Iran. Geophysical Journal International, 183(3), 1287-1301.

Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M. (1981), An inverse problem in micro- tectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. J. Struct. Geol. 3(1), 51–65.

Ehlers, E. (1971), Sudkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer: Beitrage zu ihrer Entwicklungsgeschichte im Jung-und Postpleistozan. Tübinger Geogr. Studien, 44.

Fedorov, P. V. (1957), Stratigraphie pleistozäner Sedimente und die Entwicklungsgeschichte des Kaspischen Meeres. Trudy GeoI, 10.

Fry, N. (1999), Striated faults: the visual appreciation of their constraint on possible palaeostress tensors. J. Struct. Geol. 21(1), 7–27.

Gansser, A., (1969), The large earthquakes of Iran and their geological frame: Eclog. Geol. Helv., 62(2), 443-466.

Gephart, J.W. (1990), Stress and the direction of slip on fault planes. Tectonics 9(4), 845–858.

Gephart, J.W., Forsyth, D.W. (1984). An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: application to the San Fernando Earthquake sequence. J. Geophys. Res. 89 (B11), 9305–9320.
Gillard, D. and M. Wyss (1995), Comparison of strain and stress tensor orientation: Application to Iran and southern California. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B11), 22197-22213.
Hardcastle, K.C., Hills, L.S. (1991), Brute3 and Select: Quick Basic 4 program for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault slip data. Comput. Geosci. 17(1), 23–43.
Huang, Q. (1988), Computer-based method to separate heterogeneous sets of fault- slip data into subsets. J. Struct. Geol. 10(3), 278–299.
Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophysical Journal International, 148(2), 214-245.
Jackson, J. and D. McKenzie (1984), Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal International, 77(1), 185-264.
Javidfakhr, B., Bellier, O., Shabanian, E., Siame, L., Léanni, L., Bourlès, D., Ahmadian, S. (2011), Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones): Geodynamic implications for NNE Iran., Journal of Geodynamics, 52(3), 290-303.
Jung, D., Kursten, M. and Tarkian, M., (1976), Post- Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A., (Eds.), afar between continental and oceanic rifting. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, 175-181.
Krejci, D., Richter, C. (1991), SPLIT: a Turbo-C program for the graphical representation and separation of fault-slip data sets. Comput. Geosci. 17(6), 801–811.
Krumsiek, K. (1976), Zur Bewegung der Iranisch-Afghanischen Platte. Geologische Rundschau, 65(1), 909-929.
Lisle, R.J. (1988), ROMSA: a BASIC program for paleo stress analysis using fault- striation data. Comput. Geosci. 14(2), 255–259.
Lisle, R.J., Orife, T. (2002), STRESSTAT: a Basic program for numerical evaluation of stress inversion results. Comput. Geosci. 28(9), 1037–1040.
Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignières, M., Nankali, H., Van Gorp, S. (2007), Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. Geophysical Journal International, 170(1), 436-440.
Masson, F., Chéry, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F., Ghafory-Ashtiani, M. (2004), Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data. Geophysical Journal International, 160(1), 217-226.
Mostafa, M.E. (2005), Iterative direct inversion: an exact complementary solution for inverting fault-slip data to obtain palaeostresses. Comput. Geosci. 31(8), 1059–1070.
Mousavi, Z., Walpersdorf, A., Walker, R. T., Tavakoli, F., Pathier, E., Nankali, H., Nilfouroushan, F., Djamour. Y. (2013), Global Positioning System constraints on the active tectonics of NE Iran and the South Caspian region. Earth and Planetary Science Letters, 377-378, 287-298.
Nabavi, M.S., (1972), The seismicity of Iran [M. Phil. Thesis]: London, Imperial College, London University. 273p.
Nemčok, M., Lisle, R.J. (1995), A stress inversion procedure for more polyphase fault/slip data sets. J. Struct. Geol. 17(10), 1445–1453.
Nowroozi, A. A. (1971), Seismo-tectonics of the Persian plateau, eastern Turkey, Caucasus, and Hindu-Kush regions. Bulletin of the Seismological Society of America, 61(2), 317-341.
Orife, T., Arlegui, L., Lisle, R.J. (2002), DIPSLIP: Quick Basic stress in version program for analyzing sets of faults without slip lineations. Compute. Geosci. 28(6), 775–781.
Pascal, C. (2004), SORTAN: a UNIX program focal culation and graphical presentation of fault slip as induced by stresses. Comput. Geosci. 30(3), 259–265.
Raufi, F. and O. Sickenberg (1973), Zur Geologie und Paläontologie der Becken von Lagman und Jalalabad, Geologische Jahrbuch, 3, 63-99.
Reches, Z. (1987), Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults with Coulomb yield condition. Tectonics 6(6), 849–861.
Rivière, A., (1934), Contribution à l'étude géologique de l'Elburz (Perse). Revue de Géographie, Physique ET Géologie Dynamique, 7, 1-90.
Sasvári, Á. and Baharev, A. (2014), SG2PS (structural geology to postscript converter) – A graphical solution for brittle structural data evaluation and paleo stress calculation. Comput. Geosci. 66, 81-93.
Shan, Y., Li, Z., Lin, G. (2004), A stress inversion procedure for automatic recognition of polyphase fault/slip data sets. J. Struct. Geol. 26(5), 919–925.
Shorrock, C., Lisle, R.J. (1998), DATACON: a Quick Basic program to reformat orientation data from faults. Comput. Geosci. 24(6), 585–590.
Stöcklin, J. (1960), Ein Quershhnitt durch den ost, Elburz. Eclogae Geologicae Helvetiae, 52(2), 681-694.
Spang, J.H. (1972), Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. Geol. Soc. Am. Bull. 83(2), 467–472.

Sperner, B., Ratschbacher, L., Ott, R. (1993), Fault striae analysis: a Turbo Pascal program package for graphical presentation and reduced stress tensor calculation. Comput. Geosci. 19(9), 1362–1388.
Taboada, A., Tourneret, C., Laurent, P. (1991), An interactive program for the graphical representation of striated faults and applied normal and tangential stresses. Comput. Geosci. 17(9), 1281–1310.
Tchalenko, J.S. (1974), Recent Destructive Earthquakes in the Central Alborz (Iran). Engineering Seismology, Imperial College, London.
Tobore, O., Lisle, R.J. (2003), Numerical processing of palaeostress results. J. Struct. Geol. 25(6), 949–957.
Turner, F.J. (1953), Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. Am. J. Sci., 251, 276–298.
Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer R., Tavakoli, F., Chéry, J. (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophysical Journal International, 157(1), 381-398.
Will, T.M., Powell, R. (1991), A robust approach to the calculation of paleo stress fields from fault plane data. J. Struct. Geol. 13(7), 813–821.
Yin, Z.M., Ranalli, G. (1995), Estimation of the frictional strength of faults from inversion of fault-slip data – a new method. J. Struct. Geol. 17(9), 1327–1335.
Zarifi, Z., Nilfouroushan, F., Raeesi, M. (2013), Crustal Stress Map of Iran: Insight from Seismic and Geodetic Computations. Pure and Applied Geophysics, 171(7), 1219-1236.