

تحلیل تنش دیرین پهنه گسل بایجان، خاور آتشفشان دماوند، ایران

صفیه امیدیان^{(۱)*} و محسن الیاسی^۲

۱. دانشجوی دکتری، دانشگاه ETH، زوریخ، سوئیس

۲. استادیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۲/۲۵

تاریخ پذیرش: ۹۰/۳/۷

چکیده

ناحیه البرز مرکزی تا کنون تحت تأثیر چندین مرحله زمین ساختی قوی قرار گرفته است که در مورد فعالیت‌های اخیر آن نظرات متفاوتی وجود دارد. در این تحقیق از روش برگشتی چند مرتبه‌ای^۱ برای تفکیک فازهای تنش دیرین و تحلیل ساختارها در پهنه گسل بایجان، (شمال خاور آتشفشان دماوند، البرز مرکزی) استفاده می‌شود. آخرین فعالیت این گسل در گدازه‌های دماوند به صورت صفحات دارای اثر خش گسلی ثبت شده است و به همین علت نتایج حاصل از تحلیل تنش بخش‌های جدید که بر روی گدازه‌ها ثبت شده است برای تحلیل عملکرد گسل بایجان و تعمیم آن به فعالیت‌های اخیر تکتونیکی البرز مرکزی قابل استناد است. با حل تنسور تنش کاهش یافته برای داده‌های خط خش گسلی و دستیابی به موقعیت محورهای اصلی و شکل میدان تنش، بازسازی شرایط حاکم در طی رویدادهای زمین ساختی امکان پذیر است. چرخش داده‌های برداشت شده برای دستیابی به پارامترهای Φ, s_1, s_2, s_3 گانه مؤثر در زمان اعمال تنش، بر مبنای فشارش حاکم بر البرز انجام شد. با اعمال این روش، کل داده‌ها در چهار دسته تفکیک شدند. شکل بیضوی تنش با مقدار $0/2$ در 3 دسته از 4 دسته تفکیک شده تکرار شد. در فاز تفکیک شده با شکل بیضوی تنش $0/2$ ، موقعیت محور تقریباً نزدیک به قائم می‌باشد. این تحلیل نشان داد که جدیدترین فاز فعالیت گسل بایجان به صورت عملکرد بارز راستالغز چپ بر همراه با مؤلفه فشارشی ثبت شده است.

واژه‌های کلیدی: تحلیل تنش دیرین، تنسور تنش کاهش یافته، روش برگشتی چند مرتبه‌ای، گسل بایجان

مقدمه

مطابق بررسی‌های Allenbach (1966) با توجه به تغییرات توالی چینه‌شناسی، مقدار راندگی را میتوان حدود ۱۰۰۰ متر در نظر گرفت. از سوی دیگر نامبرده دوران آتشفشان دماوند را با حوادث تکتونیکی مربوط دانسته و به نقش گسل بایجان در این مورد اشاره کرده است.

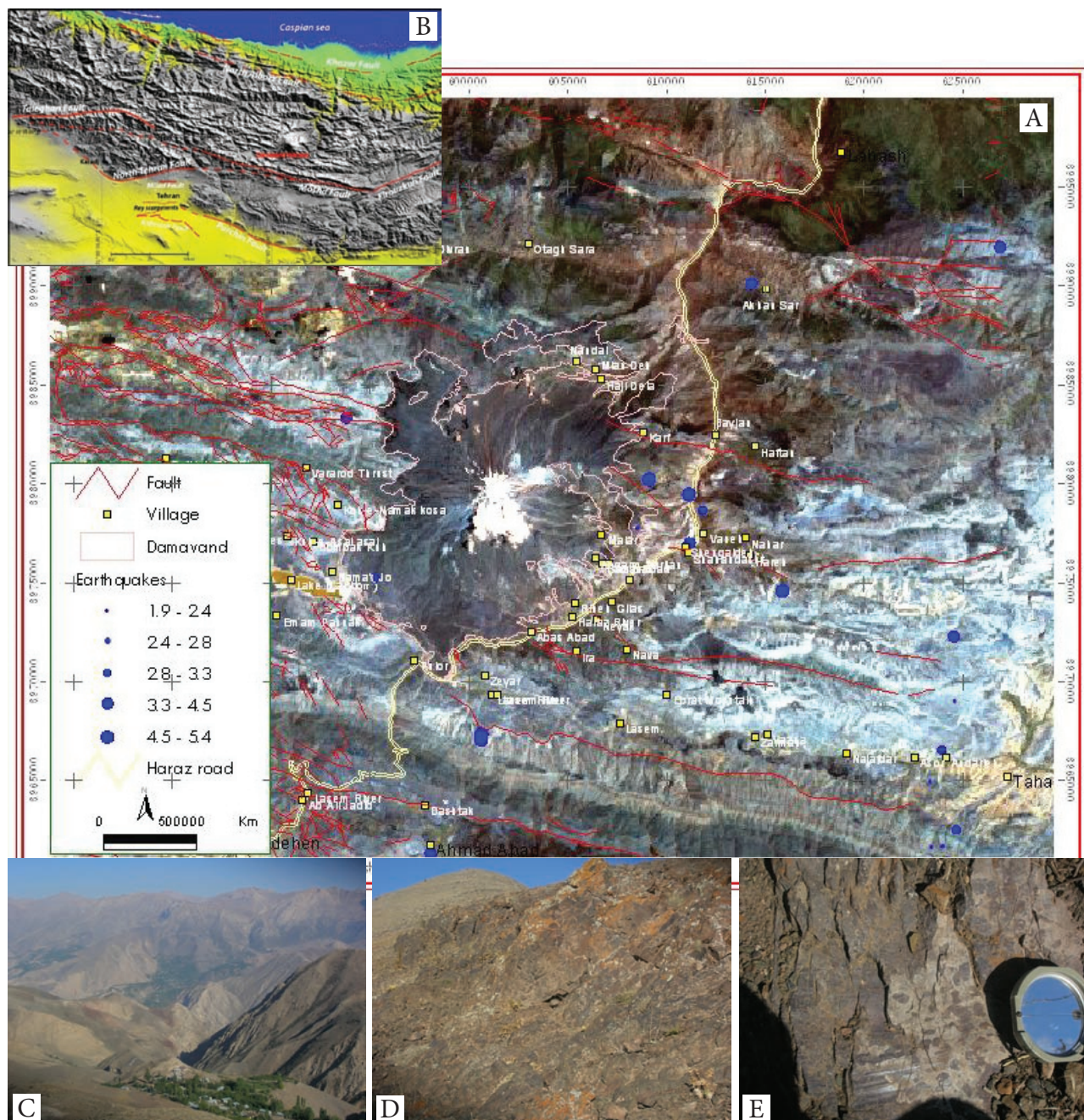
آخرین فعالیت‌های لرزه‌ای قابل توجه گسل بایجان در تاریخ ۱۳۶۲ شمسی ثبت شده است. زمین لرزه‌های ۵ و ۶ فروردین ۱۳۶۲ به ترتیب با بزرگای $5/2$ و $5/4$ ریشتر بیشترین تخریب و تلفات

محدوده مورد مطالعه در فاصله ۱۰۰ کیلومتری شمال خاور تهران و در مسیر جاده هراز بین طول‌های $52^{\circ}10'$ تا $52^{\circ}27'$ و عرض‌های $35^{\circ}55'$ تا $36^{\circ}05'$ شمالی قرار دارد. این منطقه پوشش کاملی از محدوده عملکرد گسل بایجان را در بر می‌گیرد. راندگی بایجان، با راستا WNW و شیب به سمت شمال در خاور آتشفشان دماوند واقع شده است و در پایانه باختری خود، در منطقه کرف گدازه‌های دماوند را بریده است (شکل ۱).

* نویسنده مرتبط soophie.omidian@eawag.ch

یک مکان کلیدی انتخاب گردید. این روستا کاملاً در روی گسل بایجان و در محل همبری گدازه‌های دماوند و پی سنگ قرار دارد. به همین علت فقط عملکرد جدیدترین فازهای زمین ساختی به طور قطع بر روی واحدهای آذرین با سن ایزوتوپی معلوم $0.8-1$ میلیون سال (توسط Davidson et al., 2004 گزارش شده است) به صورت خط خش ثبت شده است. بر همین اساس هم با

جانی را در مناطق شمال خاور آتشفشان دماوند شامل مناطق قلابن، استراباکو، بایجان، ناندل، حاجی دلا، میان ده و روستای کرف بر جای گذاشته و با زمین لغزش‌ها و سنگ ریزش‌های گسترده‌ای همراه بوده است (عکاشه و همکاران، ۱۳۶۲). در مطالعات مربوط به برداشت خط خش به منظور دستیابی به تنش‌های دیرین عامل در این محدوده با تکیه بر روش برگشتی، روستای کرف به عنوان



شکل ۱- موقعیت کلی پهنه البرز مرکزی در شکل A و تصویر ماهواره‌ای ETM منطقه مورد مطالعه و نمایی از آتشفشان دماوند و موقعیت گسل‌های اطراف نسبت به آن در شکل B آورده شده است. گسل بایجان در شمال خاور آتشفشان گدازه‌ها را بریده است. زمین لرزه‌های مهم منطقه بر اساس بزرگای در این شکل آورده شده‌اند. کادرهای سفید و زرد رنگ به ترتیب موقعیت شکل‌های B و C را در تصویر نمایش می‌دهند. در شکل‌های C، D و E به ترتیب نمایی کلی از موقعیت گسل بایجان (با پیکان‌های قرمز) نسبت به روستای کرف (محل برداشت عکس)، بخش‌های برشی شده ناشی از آن و یک سامانه خط خش با حرکت چپ بر دیده می‌شود. سوی نگاه عکس‌های C و D به ترتیب شمال باختری و خاور می‌باشد.

از اطلاعات لغزش گسلی نیز محسوب می‌شوند، در بهره‌گیری از این داده‌ها و بازگشت گام به گام تا رسیدن به شرایط اولیه زایش گسل‌ها است. شرایطی که مبین جهت و موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش (S_1, S_2, S_3, Φ) خواهد بود. شایان ذکر است که در زبان ریاضی، از ۶ مؤلفه تعریف شده در فضای سه بعدی در حال تعادل بر یک جسم، تنها رسیدن به موقعیت و جهت سه مؤلفه شناسایی شده است. بنابراین از چهار پارامتر معلوم تنسور تنش اصلی برای محاسبه تنسور تنش استفاده می‌شود. تنسوری که از این طریق محاسبه می‌شود و نزدیکترین تنسور به تنسور واقعی تنش می‌باشد را، "تنسور تنش کاهش یافته" می‌نامند (Angelier, 1990).

$$T = \begin{pmatrix} s_1 & 0 & 0 \\ 0 & s_2 & 0 \\ 0 & 0 & s_3 \end{pmatrix} \quad (1)$$

تنسور محورهای اصلی تنش

این تنسور قادر به تعیین مقادیر اصلی تنش نیست، بلکه در بردارنده شکل میدان تنش و موقعیت سه محور اصلی تنش می‌باشد. موقعیت خشل‌لغز روی صفحه گسل، در واقع موقعیت حداکثر تنش برشی اعمال شده در اثر عملکرد یک تنسور تنشی معلوم است و بهترین راهنما در رسیدن به مؤلفه‌های تنسور تنش کاهش یافته محسوب می‌شود.

استفاده از اثرات خشل‌لغز روی صفحات گسلی، برای مشخص نمودن جهت مؤثر اعمال تنش و میدان تنش بر سه فرض اساسی استوار است که هم برای شناسایی میدان تنشی که اولین بار منجر به تولید گسل در راستای صفحات ضعیف شده و هم برای فعال‌سازی دوباره گسل‌های از پیش موجود، صادق می‌باشد.

۱- لغزش در جهتی موازی با حداکثر تنش برشی اعمال شده روی صفحه جابجایی رخ می‌دهد. برای این منظور لازم است سمت لغزش (اثر خشل‌لغز) روی چند گسل (صفحات دارای خشل‌لغز با مقیاس متوسط) با جهت‌یابی‌های مختلف شناسایی شود.

۲- توده‌های سنگی دارای صفحات خشل‌لغز با جهت‌یابی‌های مختلف تحت تأثیر یک میدان تنش، لغزیده شده‌اند.

۳- حرکت یک گسل اثری بر سمت لغزش صفحات گسلی

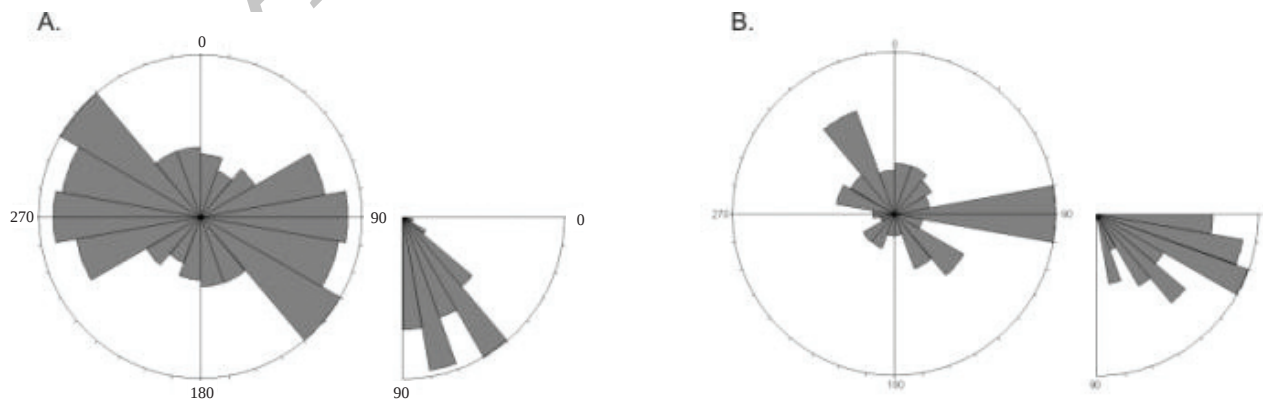
توجه به معلوم بودن آخرین فاز زمین ساختی اثرکننده در محدوده اطراف گسل بایجان، برای مشخص نمودن این فاز و تفکیک از فازهای قبلی از روش دسته‌بندی، همگن سازی و تفکیک ۱۴۲ داده خط خشل برداشت شده از اطراف گسل بایجان استفاده شد.

برداشت داده‌های گسلی

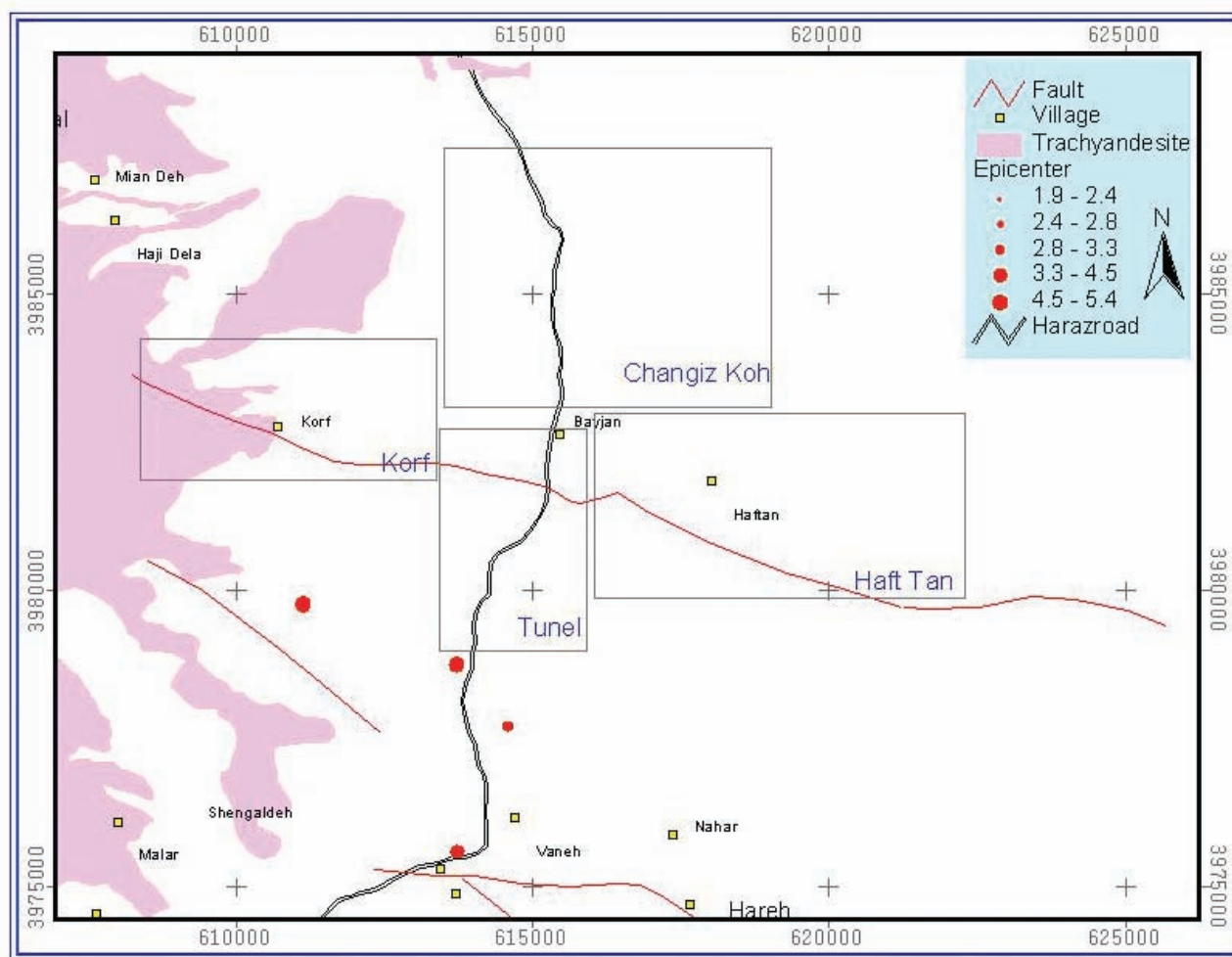
اثر اعمال تنش روی واحدهای سنگی در وضعیت شکننده به وسیله آرایه منظمی از خطوط موازی (خشل‌لغز) در جهت حداکثر تنش برشی (t_{max}) ثبت می‌شود. بررسی داده‌های خشل گسلی شامل برداشت شیب و راستا لایه دارای خشل و شیب خطواره، از راه‌کارهایی مفید در بازسازی مراحل مختلف جهت و زمان نسبی اعمال تنش تا ثبت اثرات آن است. در گستره وسیعی در اطراف گسل بایجان، داده‌های ساختاری گردآوری شد. این محدوده از سمت خاور جاده هراز در مسیر روستاهای بایجان، هفت تن و بلقلم (یا بن قلم)، از سمت شمال تا حریم ناودیس چنگیز کوه، در جنوب تا قبل از کوه امیری در مسیر تونل بزرگ بایجان و از سمت باختر در حریم تأثیر گسل در روستای مرتفع کرف را شامل می‌شد (شکل‌های ۳۱). تقریباً همه واحدهای سنگی که در منطقه با هدف پی‌جویی خشل‌لغز بررسی شد، این عارضه را ثبت نموده‌اند. در بعضی از نواحی از جمله در منطقه هفت تن، واحدها افزون بر داشتن خشل‌لغز به شدت نیز برشی شده‌اند. برای داشتن دور نمایی از راستا غالب گسل‌های برداشت شده و طیف تغییرات شیب گسل‌ها و نیز روند عمومی خط خشل‌های برداشت شده از نمودار گل سرخی استفاده شده است (شکل ۲). همانطور که در شکل مشاهده می‌شود راستا غالب گسل‌ها ESE با شیب زیاد و روند عمومی خشل‌های گسلی تقریباً افقی بسمت شرق با شیب کمتر از ۳۰ درجه می‌باشند.

حل تنسور تنش

با ایجاد یک واقعه گسلش، صفحات با جهت‌یابی‌های مختلف همگی تحت اثر یک میدان تنش معین و با یک تنسور معلوم لغزیده خواهند شد (Lisle, 1989). نکته مهم که از اهداف استفاده



شکل ۲- نمودارهای گل‌سرخی نشان دهنده راستا و شیب صفحات گسلی و خط خشل‌های برداشت شده در کل دسته‌ها که به ترتیب با A و B نمایش داده شده‌اند. صفحه گسل راستا ESE و با شیب زیاد و خشل‌لغزها راستا افقی و شیب کمتر از ۳۰° را نشان می‌دهند.



شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی و ساختاری خلاصه شده از خاور آتشفشان دماوند، گسل‌ها و عوارض ساختاری در ۴ محدوده تفکیک شده که بر اساس همگن‌سازی و پایدار شدن داده‌هایی که تحت یک تنسور تنش معین لغزیده شده‌اند نمایش داده شده‌اند که به ترتیب ساعتگرد از شمال عبارتند از: چنگیز کوه، هفت تن، تونل جنوب بایجان و کرف. زمین لرزه‌ها بر اساس بزرگا و با دایره قرمز رنگ، از پایگاه لرزه‌نگاری هاروارد آورده شده است.

دیگر ندارد.

دارای ۴ پارامتر می‌باشد استفاده شده است، که ۳ بعد این فضا متعلق به موقعیت محوره‌های اصلی تنش و بعد چهارم مربوط به شکل بیضوی تنش است. چون منطقه مورد مطالعه بیش از یک میدان تنش را تحمل کرده است، بنابراین گسل‌های برداشت شده ناهمگن و متعلق به چندین نسل مختلف می‌باشند. در طی محاسباتی که بر پایه روش‌های برگشتی انجام می‌گیرد، تفکیک فاز و همگن‌نمودن این داده‌ها مدنظر است.

روش‌های برگشتی چندمرتبه‌ای

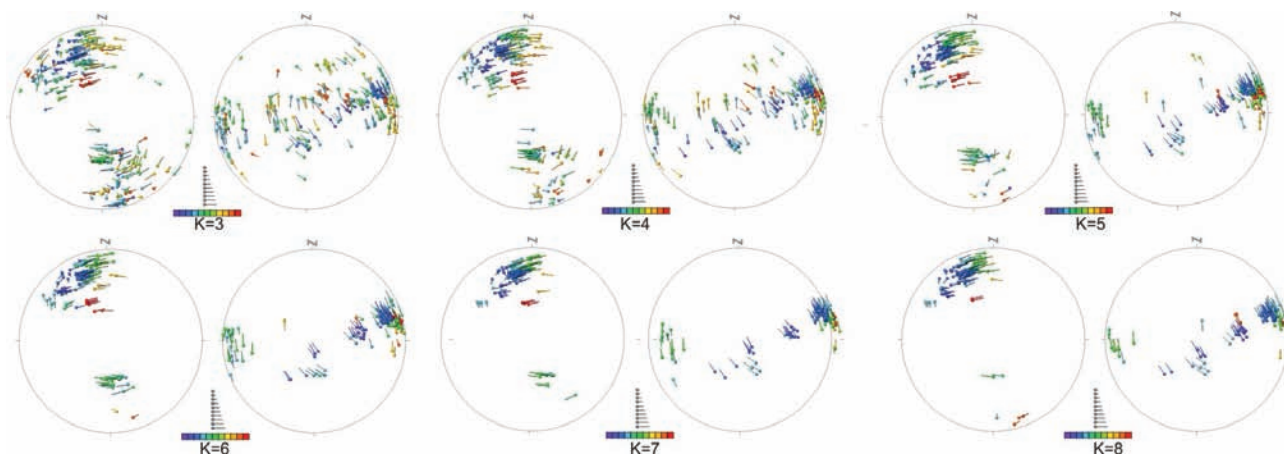
یکی از مزایای این روش نسبت به روش‌های پیشین در سرعت زیاد آن برای پی‌جویی تنسوری تنش مناسب است. زیرا در طراحی این نرم‌افزارها به جای به کارگیری مفاهیم رقومی از مفاهیم تحلیلی به صورت هوشمندانه‌ای استفاده شده است. از موارد مهمی که باید در روش برگشتی به آن توجه شود، اندازه‌گیری داده‌های گسلی مربوط به یک رویداد زمین‌ساختی است که منجر به دگرشکلی شکننده شده است، زیرا واحدهای مختلف بریده شده با گسل‌ها و

حالت عمومی نمایش مقادیر محوره‌های اصلی تنش به صورت $S_1 > S_2 > S_3$ است. تغییر موقعیت فضایی این محورها نسبت به یکدیگر، با ایجاد یک بیضوی همراه است. بیضوی نمایانگر محدوده تأثیر مؤلفه‌های تنش است. به همین دلیل کمی کردن بیان شکل بیضوی تنش معیار مناسبی برای نمایش تغییرات مقادیر سه محور نسبت به یکدیگر است به طوری که با توجه به تغییرات مقدار سه محور اصلی، تعاریف مختلفی برای شکل میدان تنش ارائه می‌گردد:

$$\Phi = (S_2 - S_3)(S_1 - S_3) \quad (1) \quad (\text{Angelier, 1990})$$

نسبت میان دو مقدار صفر تا یک نوسان می‌کند. شکل بیضوی به ترتیب برای این دو مقدار، با اصطلاحات دوکی^۱ و کلوچه‌ای^۲ بیان می‌شود. در نوشتار کنونی این نسبت مطابق روش "انژلیه" فرض شده است. فاکتور شکل، نسبت بین دو اختلاف تنش است و ارتباطی با مقادیر مطلق تنش‌های اصلی ندارد. در این بررسی برای تفکیک فازهای دیرین از روش برگشتی چند مرتبه‌ای که

1. Prolate
2. Oblate



شکل ۴- تأثیر افزایش مؤلفه k در مجتمع‌تر شدن خوشه‌ها در دسته کرف. در $k=3$ داده‌ها پراکنده و نظم خاصی را در راستای یافتن موقعیت محورهای اصلی تنش نشان نمی‌دهد. با افزایش این مؤلفه با وجود افزایش زمان محاسبه برای یافتن مناسب‌ترین تنسور تنش، داده‌ها مجتمع‌تر و معنی‌دارتر می‌شوند.

معادل تصویرکردن داده لغزش گسلی به صورت نقطه‌ای در فضای چهار بعدی می‌باشد که سه پارامتر این فضا مربوط به موقعیت محورهای اصلی تنش (S_1, S_2, S_3) است و پارامتر چهارم مربوط به شکل بیضوی تنش (Φ) است. گسل‌ها در این روش به زیر مجموعه‌های کوچکتری تقسیم می‌شوند و بر مبنای میدان تنش‌هایی که آنها را فعال کرده‌اند تفکیک می‌گردند. به این منظور زیرمجموعه‌هایی از N داده لغزش گسلی می‌سازیم. تعداد راه حل‌های ممکن محاسبه شده از رابطه زیر به دست می‌آید (Yamaji, 2000, 2002):

$${}_N C_k = \frac{N!}{k(N-k)!} \quad (3 \leq K \leq 8)$$

تعداد راه حل‌ها، N تعداد کل داده‌های لغزش گسلی و K تعداد زیر مجموعه‌های ایجاد شده برای وارون سازی می‌باشد. در حقیقت K معرف درجه خوشه‌ای شدن در روی استریوگرام ساخته شده در روش وارون سازی برگشتی است که می‌تواند مقداری بین ۳ تا ۸ را دارا باشد.

پس از پایدار شدن دسته‌ها به روش آزمون و خطا تعداد گسل‌ها را در هر دسته آنقدر کم و زیاد می‌کنیم تا تغییرات پارامترهای ذکر شده (موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش) در آنها به حداقل ممکن برسد. زیرا از نظر آماری زمانی یک دسته پایدار می‌گردد که با کاهش و افزایش اجزای آن، تغییر محسوسی در پارامترها ایجاد نگردد. در شکل ۳ محدودده‌های پایدار شده در روی نقشه آورده شده است.

برای هر دسته پارامتر K ($3 \leq K \leq 8$) مناسب در فضای چهار بعدی را به نحوی که دسته‌ها قابل شناسایی باشند، محاسبه می‌کنیم. با افزایش معیار K ، تجمع نشانه‌های رنگی در استریوگرام‌ها افزایش یافته و خوشه‌ها نمایان‌تر می‌گردند، اما زمان پردازش نیز طولانی‌تر خواهد شد. برای تحلیل داده‌های مورد مطالعه $K=5$ به دلیل قابل تفکیک بودن دسته‌ها و زمان پردازش کمتر، مناسبتر می‌باشد. در شکل ۴ نحوه محاسبات آماری - نرم‌افزاری برای رسیدن به پایدارترین حالت در همگن شدن صفحات لغزیده شده

افزایش سن می‌تواند چندین رویداد زمین‌ساختی را در خود ثبت نمایند. از آنجایی که نمی‌توان سن خش‌لغزهای گسلی را مشخص کرد، باید اطمینان داشت که اندازه‌گیری‌های انجام شده مربوط به یک رویداد زمین‌ساختی مشخص است (Lisle et al., 2001). به عنوان یک قاعده پذیرفته شده، همواره سن خش‌لغز از واحدهای سنگی حاوی آن جوان‌تر است. انتظار داریم واحدهای سنگی جوان‌تر تمرکز کمتری از خش را نسبت به انواع قدیمی‌تر ثبت نموده باشد. پس استفاده از روش تفریقی که با جداسازی داده‌های مربوط به توالی‌های رسوبی با سن‌های مختلف همراه است، یکی از مناسب‌ترین شرایط برای جداسازی رویدادها به شمار می‌رود. از سوی دیگر تعیین تقدم و تأخر خش‌های روی یک صفحه مشترک که با جهت‌بایی مختلف واقع شده‌اند، نیز در رسیدن به تنسور تنش ایده‌آل مناسب است. البته برای جداسازی رویدادهای مختلف زمین‌ساختی و تعیین سن تنسور تنش از روابط دیگری مانند مشخص نمودن گسل‌هایی که همزمان با نهشته شدن از خود جنبش نشان داده‌اند، نیز بهره گرفته می‌شود.

در منطقه شکننده و گسلیده مورد مطالعه، فازهای متعدد طی چندین نسل اعمال تنش عمل نموده‌اند. همانطور که در بررسی‌های میدانی نیز دیده شد، تقریباً در کل منطقه به طور یکنواختی داده‌های خش‌لغز مشاهده و جمع‌آوری شد. تشخیص اینکه هر کدام از گسل‌ها متعلق به کدام فاز عامل و یک تنسور تنش معلوم می‌باشد، به راحتی میسر نیست. بر اساس روش وارون سازی برگشتی و طی عملیات پردازش داده‌ها، جدا نمودن داده‌هایی که تحت تنسور تنش معلوم لغزیده شده‌اند میسر می‌شود.

پردازش داده‌ها

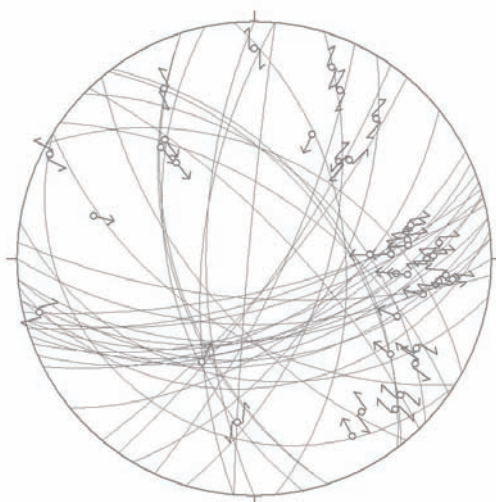
گسل‌ها در این روش به زیر مجموعه‌های کوچکتری تقسیم و بر مبنای میدان تنش عامل در فعال‌سازی آنها تفکیک شدند (Yamaji, 2000, 2002). به منظور تفکیک فازهای تنش دیرین در این پژوهش از روش وارون‌سازی برگشتی استفاده شده است که دارای چهار پارامتر می‌باشد. در این روش، وارون‌سازی

محورهای تنش Ψ, Φ, q با توجه به چارچوب جغرافیایی مرجع شرح داده می‌شوند (Lode, 1925).

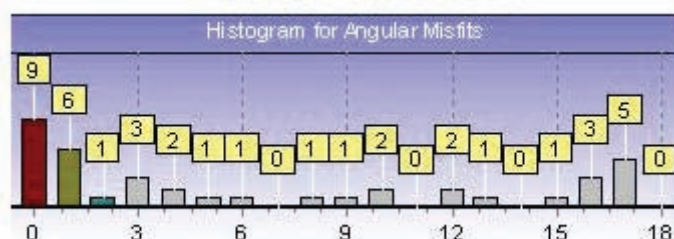
نمایش محاسبات آماری

تنسور تنش محاسبه شده در روش برگشتی چند مرتبه ای، با الگوی رنگی رنگی معنی داری در دو استریوگرام نمایش داده می‌شود (شکل ۴). استریوگرام سمت چپ سر، دنباله نشانه‌ها و طول دنباله به ترتیب نمایانگر موقعیت محور S_1 ، راستا محور و میل محور اصلی S_3 است. در استریوگرام سمت راست این موقعیت‌ها بر عکس می‌باشد. رنگ نشانه‌ها در گسترده‌ای با ده طیف رنگی از ۰ تا ۱ که با فواصل ۰/۱ به ده قسمت تقسیم شده است، شکل بیضوی تنش را نشان می‌دهد. به طوری که شکل میدان ۰ با رنگ بنفش و شکل میدان ۱ با رنگ قرمز نمایش داده می‌شود. بوسیله روش برگشتی چندمرتبه‌ای و مطابق استفاده از فاکتورهای تعریف شده و تغییرات کاربر در همگن سازی داده‌های ناهمگن برداشت شده، دسته‌بندی داده‌ها انجام شد. بر این اساس هر دسته

ناشی از یک تنسور تنش نمایش داده شده است. در این روش محاسبات وارون سازی با استفاده از روش جستجوی شبکه‌ای با فواصل عددی $\mu_l = 0.15$ انجام می‌گیرد. برای محاسبه موقعیت محورهای اصلی تنش در این روش، نرم افزار با مشخص نمودن روند و میل محور اصلی S_1 ، آن را قطب قرار داده و صفحه‌ای که قطب آن S_1 می‌باشد را رسم می‌کند. این صفحه، صفحه $S_2 S_3$ است. سپس ریک محور S_2 را روی این صفحه مشخص کرده و با توجه به S_2 موقعیت S_1 نیز معلوم می‌گردد. این روش سازوکار گسل را مد نظر قرار نمی‌دهد و در نهایت دو تنسور معرفی می‌کند که یکی مربوط به تنش نرمال و دیگری متعلق به تنش معکوس است. عدد لد به دلیل اینکه هر دو تنش‌های محوری، مقدار مطلق یکسانی دارند ($|m|=1$) برای محاسبه مناسبتر می‌باشند. این پارامتر در پایه $2^4=16$ از ۱ تا ۱ رقومی شده است. محور تنش در مسیرهای گوناگون در فواصل زاویه‌ای یکسان جستجو می‌گردد. عدد لد شکل بیضوی تنش را نشان می‌دهد. در حالیکه موقعیت محورها توسط زوایای اوایلر



شکل ۵- تصویر استریوگرام داده های دسته کرف که نشان دهنده صفحات گسلی و اثر خشلغز روی آن که به صورت نقاط پیکاندار نشان داده شده است. پیکان‌ها سوی حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان می‌دهند.



شکل ۶- نمودار میله‌ای محاسبه شده برای دسته کرف که از منحنی گوس تبعیت می‌کند و به صورت توانی سیر نزولی دارد. محور افقی نشان دهنده مقدار زاویه عدم انطباق ۰ تا ۱۸۰ درجه، محور قائم فراوانی داده‌ها را نشان می‌دهد

حالت اولیه پارامترهای ۴ گانه در زمان گسلش، موقعیت متوسط محورهای اصلی تنش برای هر دسته را که در حالت نهایی برداشت شده است را بر حسب موقعیت تکنیکی زمان اعمال تنش می‌چرخانیم. با توجه به اینکه این منطقه از زمان گذشته تا حال تحت تنش فشاری بوده است، با قائم فرض نمودن محور S_3 ، چرخش صورت گرفت (Anderson, 1951). به این ترتیب که برای هر دسته بر اساس محور چرخش محاسباتی محور اصلی S_3 به حالت قائم و محورهای S_1, S_2 به حالت افقی برگردانده شدند. نتایج چرخش هر دسته در جدول ۱ با اعداد پررنگ تر مشخص شده است.

در جدول ۱، به ترتیب در ستون‌های اول تا سوم نام دسته‌ها، تعداد داده‌ها در هر دسته و تعداد فازهای تفکیک شده برای هر یک از دسته‌های اصلی نمایش داده شده است. اطلاعات مربوط به هر یک از فازهای تفکیک شده در ستون‌های چهارم تا هفتم آورده شده است. شکل میدان تنش مربوط به هر یک از فازها نیز در ستون هشتم دیده می‌شود. ستون‌های بعدی اطلاعات مربوط به دسته‌های اصلی و در حالت قبل از تفکیک فازها را نمایش می‌دهد. اعداد پررنگ شده در این بخش به اطلاعات مربوط به بعد از چرخش داده‌ها حول محور S_3 اشاره دارد.

و فازهای تفکیک شده شامل مجموعه داده‌هایی بود که با توجه به روش‌های موجود همگن شده‌اند. یعنی همه داده‌های دسته و به طور جداگانه داده‌های هر فاز تحت اثر یک میدان تنش معین لغزیده شده‌اند (در شکل ۳ محدوده جغرافیایی آنها نمایش داده شده است). متوسط شکل میدان تنش و موقعیت محورها برای هر دسته و همچنین برای فازهای تفکیک شده در هر دسته در جدول ۱ آورده شده است.

در شکل ۵، استریوگرام مربوط به داده‌های پایدار شده دسته کرف آورده شده است. هیستوگرام مربوط به زاویه عدم انطباق نمودارهای میله‌ای ترسیم شده در فازهای تفکیک شده به روش وارون‌سازی چند مرتبه‌ای در شکل ۶ نشان‌دهنده درصد خطا در این دسته‌ها می‌باشد. محور قائم در این نمودارها فراوانی داده‌ها را نشان می‌دهد و محور افقی نشان‌دهنده مقدار زاویه عدم تطابق 0° تا 180° است. اما در محاسبات صورت گرفته زاویه عدم تطابق 0° تا 30° که به صورت رنگی به ترتیب با سه رنگ قرمز، سبز و آبی نشان داده شده است، مورد نظر می‌باشد بطور کلی هر قدر این زاویه کوچکتر باشد تطابق بیشتری بین لغزش محاسبه شده و لغزش برداشت شده برقرار می‌باشد. شکل منطقی این نمودار که از منحنی گوس تبعیت می‌کند نشان‌دهنده توزیع صحیح داده‌ها در فاز تفکیک شده می‌باشد (Yamaji et al., 2004). برای رسیدن به

جدول ۱- اطلاعات ساختاری مربوط به موقعیت محورهای اصلی و شکل میدان تنش در هر دسته و فازهای مربوطه

نام دسته	تعداد داده	تعداد فاز	محورهای اصلی تنش هر فاز				Φ هر فاز	متوسط محورهای اصلی تنش				Φ هر دسته	مجموعه‌ای از فازهای تفکیک نشده هر دسته	فازهای تفکیک شده برای هر دسته	
			σ_1		σ_3			σ_1		σ_3					
			میل	روند	میل	روند		میل	روند	میل	روند				
هفت تن	۲۶	۳	۳۳۲/۲	۲۲/۲	۶۹/۵	۱۷/۲	۰/۲	۳۳۸/۶	۱۲/۳	۷۲/۱	۱۵/۶	۰/۴۹			
			۱۷۵/۸	۱۱/۴	۲۶۶/۴	۳	۰/۵								
			۳۳۳/۲	۵۴/۰	۷۶	۰/۱	۱	۱۶۹/۵	۴	۲۲۶/۳	۵۵/۷	۰/۴۵			
کرف	۳۹	۲	۱۱۷/۲	۲/۵	۲۰۷/۹	۱۶/۶	۰/۲	۲۹۶/۶	۴/۶	۳۱/۸	۴۸/۳	۰/۲۸			
			۲۹۳/۵	۱/۵	۲۵/۲	۴۹/۵	۰/۳	۲۲۹/۵	۲/۶	۷۸	۸۶/۵	۰/۱۸			
تونل جنوب بایجان	۳۲	۲	۳۵۵/۷	۶/۳	۲۶۳/۸	۱۶/۶	۰/۲	۳۵۱/۹	۱۹/۱	۱۵۲/۶	۶۹/۹	۰/۴۸			
			۳۵۹/۱	۱۰/۴	۱۰۶/۵	۵۸/۵	۰/۴	۱۶۸/۳	۷	۲۹/۳	۸۰/۸	۰/۴۷			
چنگیز کوه	۴۵	۲	۵۸/۲	۲۹/۲	۱۶۸/۷	۳۲/۲	۰/۵	۵۰/۸	۲۷/۳	۱۶/۱	۴۲/۵	۰/۴۳			
			۵۸/۸	۳۶/۳	۱۶۹/۲	۲۵/۳	۰/۶	۲۲۶/۷	۱۷/۴	۱۲۹/۸	۲۰/۹	۰/۰۹			

بحث

بررسی‌های ساختاری و لرزه زمین ساختی Jackson et al. (2002) و Allen et al. (2003) تأیید نموده است که تراست‌های البرز مرکزی دارای مؤلفه راستالغز چپ بر می‌باشند، همانگونه که Axen et al. (2001)، با استناد به شواهد متعدد تغییر رژیم مکانیسم این ناحیه را از راست بر به چپ بر در طی 5 ± 2 میلیون سال اخیر نشان دادند. Vernant et al. (2004) با استفاده از شبکه موقعیت یاب جهانی، نرخ کوتاه‌شدگی البرز را با توجه به فشارش رو به شمال ایران مرکزی به اوراسیا، 4 ± 2 برآورد نمودند و در همین حین گروه جکسون با بررسی مکانیسم لرزه‌های این منطقه نشان داد که علاوه بر این فعالیت پیوسته، بدلیل شروع چرخش راست بر حوضه خزر جنوبی نسبت به اوراسیا، حرکت چپ بر غالبی در البرز نیز پدید آمده است که مطالعات Masson et al. (2006) نیز مؤید شروع این چرخش راستگرد است. Ritz et al. (2006) اعتقاد دارند نتیجه فعالیت این دو مکانیسم توأم، حاکم شدن رژیم تنشی ترافشاری است که با نرخ 5 ± 2 میلیمتر حرکت در سال، دارای روند NNE-SSW است. در حالیکه بررسی‌های چندسال اخیر کاملاً بر این پایه استوار بوده است که شیب گسل‌ها و تراست‌های البرز مرکزی به سمت شمال بوده است (Berberian, 1996). نقشه‌های زمین‌شناسی منتشره توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور؛ (Allen, 2003)، یافته‌های اخیر Ritz et al. (2003, 2006) خلاف این واقعیت را نشان می‌دهد. بررسی‌های آنها بر روی رسوبات عهد حاضر بوسیله مطالعه تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی، مدل سه بعدی ارتفاعی، بررسی‌های صحرایی، مطالعه ترانشه‌ها و اطلاعات دیرینه لرزه زمین ساخت گذشته همراه با نقشه سینماتیک داده‌های GPS نشان می‌دهد که تحرکات ساختاری در البرز مرکزی دستخوش تغییرات بارزی شده است. بررسی بر روی گسل‌های طالقان و فیروزکوه حاکی از این حقیقت است که نه تنها شیب این گسل‌ها به سمت جنوب، بلکه دارای مکانیسم نرمال نیز است. نو زمین ساخت حاکم بر سیستم کوهزایی البرز از نوع تراکمی و راندگی با مؤلفه راستالغز چپ بر است. در صورتی که جدیدترین مطالعات و یافته‌ها نشان می‌دهد که یک سیستم تراکشی در بخش مرکزی البرز مرکزی در حال فعالیت است (امیدیان، ۱۳۸۶؛ Hassanzadeh et al., 2007; Omidian et al., 2006; Ritz et al., 2006).

با این وجود بر اساس مطالعاتی که در راستای تعیین جهت تنش در البرز مرکزی انجام گردیده، مشخص شده که البرز در گذشته تحت یک رژیم تنشی ثابت قرار نداشته است و همانطور که قبلاً نیز ذکر گردید، تنش فشارشی با مؤلفه راست بر به سبب شروع به حرکت راست بر حوضه خزر جنوبی به تنش فشارشی با مؤلفه چپ بر تغییر یافته است. در میان پژوهش‌گران دهه ۶۰ میلادی Dellenbach (1964) برای اولین بار به جنبش‌های گسلی و جهت تنش در شمال خاور تهران اشاره نمود. وی تعدادی از گسل‌های با روند NW-SE و سن ائوسن پسین را که فعالیت دوباره‌ای با سن پلیوسن پسین را نشان می‌دهند، بررسی نمود.

Tchalenko (1975) در مطالعات بعدی به عملکرد یک مؤلفه افقی راست بر در راستا گسل‌های اصلی البرز اشاره نمود. بر پایه همین بررسی آغاز فعالیت جهت تنش شمال خاوری، پایان پلیوسن و یا در آغاز پلیستوسن پیشین دانسته شده که تا کنون نیز ادامه دارد. سازوکار زمین لرزه‌های با بزرگای متوسط نیز تأیید می‌کند که جهت NNE، جهت تنش در عهد حاضر است (Berberian, 1976). به این ترتیب دو جهت تنش فشارشی اصلی به ترتیب زمانی با روندهای NW و NE عامل شکل‌گیری نمای ساختارهای کنونی البرز مرکزی هستند. با وجود راستای مشابه حاصل از دو تنش یاد شده، شواهد متعددی نشان می‌دهد که در زمان اعمال تنش دیرینه (NW) مؤلفه راستالغز راست بر و در تنش نوزمین ساخت کنونی (NE) مؤلفه راستالغز چپ بر نیز در شکل‌گیری و پیچیدگی عوارض ساختمانی مؤثر بوده است. Axen et al. (2001) با استناد به شواهد ساختاری، 5 ± 2 میلیون سال پیش را به عنوان زمان تغییر جهت تنش که در نتیجه آن حرکت گسل‌ها از راست بر به چپ بر تغییر یافته است، اعلام نمود.

در مقیاس کوچکتر، گسل بایجان نیز از وضعیت کلی تبعیت می‌نماید. عکاشه و همکاران با در نظر گرفتن تمام داده‌های آورده شده در بولتن سازمان زمین‌شناسی آمریکا، از راه ترسیم حلی، مکانیسم راستالغز چپ بر با روراندگی بسیار اندک را برای زمین لرزه‌های فروردین ۱۳۶۲ ارائه دادند. در حالیکه در نقشه‌های منتشره توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مطالعات آلباخ این گسل به عنوان گسل معکوس با فعالیت راستالغز معرفی شده است. مطالعات ما نشان می‌دهد که میزان عملکرد چپ بر گسل در طی آخرین فاز تکتونیکی این ناحیه بر عملکرد فشارشی و معکوس غلبه داشته است.

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های انجام شده در این پژوهش آزمون راستا غالب صفحات گسلی WNW-ESE با شیب زیاد است و خشلغزها راستا افقی و شیب کمتر بین ۱ تا کمتر از ۳۰ درجه را نشان می‌دهند. این نتیجه با مشاهدات آلباخ و گزارش پشت نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند در مورد روند و شیب گسل بایجان همراستاست. تحلیل‌های نهایی نشان می‌دهد که در دسته‌های هفت تن و کرف که پوشش تقریباً کاملی از دو سر انتهایی و محل رشد گسل را دارند، شیب صفحات بسیار کم می‌باشد. در همه دسته‌ها یکی از دو مؤلفه فراوانترین شیب خط خش، میزان کمتر از ۳۰° و در اکثر موارد کمتر از ۱۰ درجه است. این امر نمایانگر عملکرد بارز مؤلفه راستالغز گسل بایجان است. در مشاهدات صحرایی نیز به وفور دیده شد که در روی یک صفحه گسلی دو اثر خط خش با مؤلفه راستای غالب در دو راستا و دو سوی حرکت خلاف هم روی یکدیگر حک شده‌اند. از طرفی خش‌های دارای سوی حرکت چپ بر در مقابل نوع راست بر با توجه به اثرات فرسودگی جوانتر و روی خش راست بر حک شده بودند. در منطقه کرف، تمامی گسل‌های جوان و جدید برداشت شده

related tectonics. *Geology*, 29, 559-562.

- Berberian, M., 1976. An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo-tectonic review of the Country. In *Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II)*. Geological Survey of Iran, 518.

- Davidson, J., Hassanzadeh, J., Berzins, R., Stockli, Bashukoo, B., Turrin, B., and Pandamouz, A., 2004. The geology of Damavand volcano, Alborz Mountains, northern Iran. *Bulletin Geological Society of America*. V.P.

- Dellenbach, J., 1964. Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Tehran (Iran). Faculty of Science, University Stassborurg (France), 117.

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

- Hassanzadeh, J., Omidian, S., and Davidson, J., 2006. A late pliocene tectonic switches from transtension to transtension in the Haraz sector of central alborz: implications for the origin of Damavand volcano. *Philadelphia Annual Meeting, U.S.A.*

- <http://www.Seismology.harvard.edu/CMTserch.html>

- Lisle, R.J., 1989. Paleostress analysis from sheared dike sets. *Geological Society American*, 101, 968-972.

- Lisle, R.J., Orife, T. and Arlegui, L., 2001. A stress inversion method requiring only fault slip sense. *Journal Geophysical Research*, 106/B2, 2281-2289.

- Lode, W., 1925. Versuche über den Einfluß der mittleren Hauptspannung auf die Fließgrenze. *zeitschrift für angewandte Mathematik und Mechanik*, 5, 142-144.

- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P., 2006. Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 180-188.

- Omidian, S., Hassanzadeh, J., Eliassi, M. and Gharib, F., 2007. Comparison between fault lineaments on Satellite images and Riedel model shear: a case study in Damavand volcano, central Alborz mountains, northern Iran. July 2nd to 13th 2007 in Perugia, Italy.

- Ritz, J.F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabani, E., Tabassi, H., Farbod, Y., Lamothe, M., Michelot, J.L., Chery, J., and Vernant, P., 2003. Geometry, kinematics and slip rate along the Mosha active fault, central Alborz. *Katlenburg-Lindau, Germany, European Geosciences Union, 5. European Geophysical Society, American Geophysical Union,*

سوی حرکت چپ بر با مؤلفه کوچکتر معکوس را نشان میدادند. در بخش تحلیل داده و تفکیک فازها نیز مطابق جدول ۱ دیده می شود که تمامی فازهای دارای شکل میدان تنش ۰/۲ می باشند. با توجه به تئوری اندرسون ۲ S نسبت به دو محور ۱ S و ۳ S دارای شیب بیشتری است. مگر دسته چنگیز کوه که با دور بودن از حریم گسل بایجان این مورد را نشان نمی دهد. از بین ۹ فاز تفکیک شده در این ۴ دسته به جز دو فاز با شکل میدان های ۱ و ۰/۶ همه فازها شکل میدان دوکی شکل را نشان می دهند. قبلاً اثبات شده است که در نواحی کوهزایی و رژیم های تکتونیکی تحت فشار (مانند آلپ) شکل میدان تنش غالب در محدوده دوکی تا حد واسط فعال می باشد.

فعالیت فاز عامل نهایی با شکل میدان تنش ۰/۲ و موقعیت نزدیک به قائم محور ۲ S که در ۳ دسته از ۴ دسته تفکیک شده دیده شد، ثبت جدیدترین فاز فعالیت گسل بایجان مؤلفه راستای بارزتری نسبت به مؤلفه اصلی فشارشی نشان می دهد، که با آخرین تحولات ساختاری ثبت شده در البرز مرکزی هماهنگی قابل ملاحظه ای دارد.

منابع

- امیدیان، ص.، ۱۳۸۶. تعیین جایگاه تکتونیکی آتشفشان دماوند بر اساس شواهد ساختاری و ژئوشیمیایی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

- عکاشه، ب. حسن زاده، ج و اسلامی. ع.، ۱۳۶۲. زمین لرزه های فروردین ۱۳۶۲ بایجان. نشریه فیزیک زمین و فضا، ۱۲، شماره ۱-۲، ۶۹ تا ۷۹.

- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دماوند، .

- Allen, M., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M. and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, (5), 659-672.

- Allenbach, P., 1966. *Geologic und petrography des Damavand und Seiner umgebung (Zentral Elburz)*, Iran, Geology Department. ETH University.

- Anderson, E.M., 1951. The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain. *Olivier & Boyd, Edinburgh*, 206.

- 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. *Geophysical Journal International*, 103, 363-376.

- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision-

European Union of Geophysicists Joint Assembly, Nice, France, Abstract EAE03-A-06057.

- Ritz, J.F, Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, R., Soleymani, S. and Vernant, P., 2006. Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology* 34 (6), 477-480.

- Tchalenko, J.S., 1975, Seismotectonics frame work of the north Tehran fault. *Tectonophysics*, 29, 411-420.

- Vernant, P., et al., 2004. Deciphering oblique shortening of central, Alborz in Iran using geodetic data. *Earth*

and Planetary Science, Letters 223, 177-185.

- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse methods: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 22, 441-452.

- Yamaji, A., 2002. Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 25, 241-252.

- Yamaji, A., Tomita, S., and Otsubo, M., 2004. Bedding tilts for paleostress analysis. *Journal of Structural Geology*, xx, 1-10.

Archive of SID