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

صفیه امیدیان^(۱ و *) 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

چکیدہ

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' برای تفکیک فازهای تنش دیرین و تحلیل ساختارها در پهنه گسل بایجان، (شمال خاور آتشفشان دماوند، البرز مرکزی) استفاده می شود. 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 عمکلرد گسل بایجان و تعمیم آن به فعالیتهای اخیر تکتونیکی البرز مزکزی 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 ۲ گانهٔ مؤثر _{و 2} مین ساختی در زمان اعمال تنش، بر مبنای فشارش حاکم بر البرز انجام شد. با اعمال این روش، کل دادهها در چهار در زمان اعمال تنش، بر مبنای فشارش حاکم بر البرز انجام شد. با اعمال این روش، کل دادهها در چهار فاز تفکیک شده با شکل بیضوی تنش ۲۰۰، 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 مؤلهٔ فاز تفکیک شده با شکل بیضوی تنش با مقدار ۲/۰ در ۳ دسته از ۲ دسته تفکیک شده تکرار شد. در نشان داد که جدیدترین فاز فعالیت گسل بایجان به صورت عملکرد بارز راستالغز چپ بر همراه با مؤلهٔ

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

مقدمه

مطابق بررسی های (Allenbach (1966) با توجه به تغییرات توالی ر چینهشناسی، مقدار راندگی را میتوان حدود ۱۰۰۰ متر در نظر ۵ گرفت. از سوی دیگر نامبرده فوران آتشفشان دماوند را با حوادث ن تکتونیکی مربوط دانسته و به نقش گسل بایجان در این مورد ۱۰ 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 ۵/۲ و ۶/۴ ریشتر بیشترین تخریب و تلفات

محدودهٔ مورد مطالعه در فاصله ۱۰۰ کیلومتری شمال خاور تهران و در مسیر جادهٔ هراز بین طولهای '۱۰ ۵۲° تا ۲۷ ۵۲° خاوری و عرضهای '۵۵° ۳۵ تا '۵۰ ۳۶ شمالی قرار دارد. این منطقه پوشش کاملی از محدودهٔ عملکرد گسل بایجان را در بر می گیرد. راندگی بایجان، با راستا WNW و شیب به سمت شمال در خاور آتشفشان دماوند واقع شده است و در پایانهٔ باختری خود، در منطقهٔ کرف گدازههای دماوند را بریده است (شکل ۱).

^{*} نویسنده مرتبط soophie.omidian@eawag.ch

^{1.} Multiple Inversion Method

جاني 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

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 ۸/۰-۱/۱ میلیون سال (توسط 2004 Davidson et al., 2004 گزارش شده است) به صورت خط خش ثبت شده است. بر همین اساس هم با

در این محدوده با تکیه بر روش برگشتی، روستای کرف به عنوان В Fault Cig ye Hamak kosa Village Malarin Damavand _Earth quakes_ 1.9 - 24 24-28 28-33 33-45 4.5 - 5.4 Haraz road sem_Rer A 500000 Km

شکل ۱- موقعیت کلی پهنه البرز مرکزی در شکل A و تصویر ماهوارهای ETM منطقه مورد مطالعه و نمایی از آتشفشان دماوند و موقعیت گسل های 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 بزرگا در این شکل آورده شدهاند. کادرهای سفید و زردرنگ به ترتیب موقعیت شکلهای B و C را در تصویر نمایش میدهند. در شکل های 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 می شود. سوی نگاه عکسهای C و C به ترتیب شمال باختری و خاور میباشد.

توجه به معلوم بودن آخرین فاز زمین ساختی اثرکننده در محدودهٔ اطراف گسل بایجان، برای مشخص نمودن این فاز و تفکیک از فازهای قبلی از روش دسته بندی، همگن سازی و تفکیک ۱۴۲ دادهٔ خط خش برداشت شده از اطراف گسل بایجان استفاده شد.

برداشت دادههای گسلی

اثر اعمال تنش روی واحدهای سنگی در وضعیت شکننده به وسیلهٔ آرایهٔ منظمی از خطوط موازی (خشلغز) در جهت حداکثر تنش برشی (t _{max}) ثبت می شود. بررسی دادههای خش گسلی شامل برداشت شیب و راستا لایه دارای خش و شیب خطواره، از راهکارهایی مفید در بازسازی مراحل مختلف جهت و زمان نسبی اعمال تنش تا ثبت اثرات آن است. در گسترهٔ وسیعی در اطراف گسل بایجان، دادههای ساختاری گردآوری شد. این محدوده از سمت خاور جادهٔ هراز در مسیر روستاهای بایجان، هفت تن و بلقلم (يا بن قلم)، از سمت شمال تا حريم ناوديس چنگيز كوه، 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 می شد (شکل های ۱و۳). تقریباً همهٔ واحدهای سنگی که در منطقه با هدف پیجویی خش لغز بررسی شد، این عارضه را ثبت نمودهاند. در بعضي از نواحي از جمله در منطقهٔ هفت تن، واحدها افزون بر داشتن خش لغز 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 خششهای برداشت شده از نمودار گل سرخی استفاده شده است (شکل۲). همانطور که در شکل مشاهده میشود راستا غالب گسلها ESE با شیب زیاد و روند عمومی خشهای گسلی تقریباً افقی بسمت شرق با شیب کمتر از ۳۰ درجه می باشند.

حل تنسور تنش

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

از اطلاعات لغزش گسلی نیز محسوب می شوند، در بهره گیری از این داده ها و بازگشت گام به گام تا رسیدن به شرایط اولیه زایش گسل ها است. شرایطی که مبین جهت و موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش ($\mathbf{S}_{2}, \mathbf{S}_{3}, \mathbf{\Phi}$) خواهد بود. شایان ذکر است که در زبان ریاضی، از ۶ مؤلفهٔ تعریف شده در فضای سه بعدی در حال تعادل بر یک جسم، تنها رسیدن به موقعیت و جهت سه مؤلفهٔ شناسایی شده است. بنابراین از چهار پارامتر معلوم تنسور تنش اصلی برای محاسبهٔ تنسور تنش استفاده می شود. تنسوری که از این طریق محاسبه می شود و نزدیکترین می نامند (Angelier, 1990).

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

این تنسور قادر به تعیین مقادیر اصلی تنش نیست، بلکه در بردارندهٔ شکل میدان تنش و موقعیت سه محور اصلی تنش میباشد. موقعیت خش لغز روی صفحهٔ گسل، در واقع موقعیت حداکثر تنش برشی اعمال شده در اثر عملکرد یک تنسور تنشی معلوم است و بهترین راهنما در رسیدن به مؤلفههای تنشورتنش کاهشیافته محسوب می شود.

استفاده از اثرات خش لغز 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 فعال سازی دوباره گسل های از پیش موجود، صادق می باشد.

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

۲_ تودههای سنگی دارای صفحات خش لغز با جهتیابیهای مختلف تحت تأثیر یک میدان تنش، لغزیده شدهاند.

۳۔ حرکت یک گسل اثری بر سمت لغزش صفحات گسلی



شکل۲- نمودارهای گلسرخی نشان دهندهٔ راستا و شیب صفحات گسلی و خط خشهای برداشت شده در کل دستهها که به ترتیب با A و B نمایش داده شدهاند. صفحهٔ گسل راستا ESE و با شیب زیاد و خشلغزها راستا افقی و شیب کمتر از ۳۰° را نشان میدهند.

1. Reduced Stress Tensor

تحليل تنش ديرين پهنه گسل...



شکل۳- نقشهٔ زمینشناسی و ساختاری خلاصه شده از خاور آتشفشان دماوند، گسلها و عوارض ساختاری در ۴ محدودهٔ 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 دوایر قرمز رنگ، از پایگاه لرزهنگاری هاروارد آورده شده است.

دیگر ندارد.

حالت عمومی نمایش مقادیر محورهای اصلی تنش به صورت $S_1 = S_2 < S_2$ 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 می گردد:

(Angelier, 1990) $\Phi = (s_2 - s_3)(s_1 - s_3)$ (۱) نسبت میان دو مقدار صفر تا یک نوسان میکند. شکل بیضوی به ترتیب برای این دو مقدار، با اصطلاحات دوکی' و کلوچهای' بیان می شود. 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

دارای ۴ پارامتر می باشد استفاده شده است، که ۳ بعد این فضا متعلق به موقعیت محورهای اصلی تنش و بعد چهارم مربوط به شکل بیضوی تنش است. چون منطقهٔ مورد مطالعه بیش از یک میدان تنش را تحمل کرده است، بنابراین گسلهای برداشت شده ناهمگن و متعلق به چندین نسل مختلف می باشند. در طی محاسباتی که بر پایهٔ روشهای برگشتی انجام می گیرد، تفکیک فاز و همگن نمودن این دادهها مدنظر است.

روشهای بر گشتی چندمر تبهای

یکی از مزیتهای این روش نسبت به روشهای پیشین در سرعت زیاد آن برای پی جویی تنسوری تنشی مناسب است. زیرا در طراحی این نرمافزارها بهجای بهکارگیری 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 گسل ها و

^{1.} Prolate

^{2.} Oblate

صفيه اميديان و محسن الياسي



شکل۴- تأثیر افزایش مؤلفهٔ k در مجتمعتر شدن خوشهها در دسته کرف. در k=۳ 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

افزایش سن می توانند چندین رویداد زمین ساختی را در خود ثبت نمایند. از آنجایی که نمی توان سن خش لغزهای گسلی را مشخص کرد، باید اطمینان داشت کهاندازه گیری های انجام شده مربوط به یک رویداد زمین ساختی مشخص است (Lisle et al., 2001). به عنوان یک قاعده پذیرفته شده، همواره سن خش لغز از واحدهای سنگی حاوی آن جوانتر است. انتظار داریم واحدهای سنگی جوانتر تمرکز کمتری از خش را نسبت به انواع قدیمی تر ثبت نموده باشد. پس استفاده از روش تفریقی که با جداسازی دادههای مربوط به توالي هاي رسوبي با سن هاي مختلف همراه است، يكي از مناسبترین شرایط برای جداسازی رویدادها بهشمار میرود. از سوی دیگر تعیین تقدم و تأخر خشهای روی یک صفحه مشترک که با جهتیابی 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 گسل هایی که همزمان با نهشته شدن از خود جنبش نشان دادهاند، نيز بهره گرفته مي شود.

در منطقهٔ شکننده و گسلیدهٔ 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 جمع آوری شد. تشخیص اینکه هر کدام از گسل ها متعلق به کدام فاز عامل و یک تنسور تنش معلوم می باشد، 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 می شود.

پردازش دادهها

گسلها دراین 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

معادل تصویر کردن دادهٔ لغزش گسلی به صورت نقطه ای در فضای چهار بعدی می باشد که سه پارامتر این فضا مربوط به موقعیت محورهای اصلی تنش (\mathfrak{a}) است و پارامتر چهارم مربوط به شکل بیضوی تنش (\mathfrak{a}) است. گسل ها در این روش به زیر مجموعه های کو چکتری تقسیم می شوند و بر مبنای میدان تنش هایی که آنها رافعال کرده اند تفکیک می گردند. به این منظور زیر مجموعه هایی از N دادهٔ لغزش گسلی می سازیم. تعداد راه حل های ممکن محاسبه شده از رابطهٔ زیر به دست می اید (Yamaji, 2000, 2002):

 ${}_{N}C_{k} = \frac{N!}{k(N-k)} \tag{3 \le K \le 8}$

تعداد راه حلها، N تعداد کل دادهٔ خش لغز گسلی و K تعداد زیر مجموعههای ایجاد شده برای وارون سازی میباشد. در حقیقت K معرف درجهٔ 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 دسته ها به روش آزمون و خطا تعداد گسل ها را در هر دسته آنقدر کم و زیاد می کنیم تا تغییرات پارامترهای ذکرشده (موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش) در آنها به حداقل ممکن برسد. زیرا از نظر آماری زمانی یک دسته پایدار می گردد که با کاهش و افزایش اجزای آن، تغییر محسوسی در پارامترها ایجاد نگردد. در شکل ۳ محدوده های پایدار شده در روی نقشه آورده شده است.

برای هر دسته پارامتر K ($8 \ge X \ge 6$) مناسب در فضای چهار بعدی را به نحوی که دسته ها قابل شناسایی باشند، محاسبه می کنیم. با افزایش معیار K، تجمع نشانه های رنگی در استریو گرام ها افزایش یافته و خوشه ها نمایان تر می گردند، اما زمان پردازش نیز طولانی تر خواهد شد. برای تحلیل داده های مورد مطالعه 5= K به دلیل قابل تفکیک بودن دسته ها و زمان پردازش کمتر، مناسبتر می باشد. در شکل ۴ نحوه محاسبات آماری – نرم افزاری برای رسیدن به پایدارترین حالت در همگن شدن صفحات لغزیده شده

ناشی از یک تنسور تنش نمایش داده شده است.

در این روش محاسبات وارون سازی با استفاده از روش جستجوی شبکهای با فواصل عدد لد¹ $\mu_1 = 0.15 = \mu_1$ انجام می گیرد. برای محاسبهٔ موقعیت محورهای اصلی تنش در این روش، نرم افزار با مشخص نمودن روند و میل محور اصلی 1 S، آن را قطب قرار داده و صفحهای که قطب آن 1 S میباشد را رسم می کند. این صفحه، صفحهٔ 3 S S است. سپس ریک محور 2 J را روی این صفحه مشخص کرده و با توجه به 2 S موقعیت 1 S نیز معلوم این صفحه مشخص کرده و با توجه به 2 موقعیت 1 S نیز معلوم نهایت دو تنسور معرفی می کند که یکی مربوط به تنش نرمال و دیگری متعلق به تنش معکوس است. عدد لد به دلیل اینکه هر محاسبه مناسبتر میباشند. این پارامتر در پایهٔ ۱۶= ۲ از ۱- تا ۱ رقومی شده است. محور تنش در مسیرهای گوناگون در فواصل زاویهای یکسان جستجو می گردد. عدد لد شکل بیضوی تنش را

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

نمایش محاسبات آماری

تنسور تنش محاسبه شده در روش برگشتی چند مرتبه ای، با الگوی رنگی معنی داری در دو استریوگرام نمایش داده می شود (شکل^۹). استریوگرام سمت چپ سر، دنباله نشانهها و طول دنباله به ترتیب نمایانگر موقعیت محور ₁ S، راستا محور و میل محور اصلی ₃ S است. در استریوگرام سمت راست این موقعیتها بر عکس میباشد. رنگ نشانهها در گستردهای با ده طیف رنگی از • تا ۱ که با فواصل ۱/۰ به ده قسمت تقسیم شده است، شکل بیضوی تنش را نشان می دهد. به طوری که شکل میدان • با رنگ بنفش و شکل میدان ۱ با رنگ قرمز نمایش داده می شود. بعریف شده و تغییرات کاربر در همگنسازی دادههای ناهمگن برداشت شده، دسته بندی دادهها انجام شد. بر این اساس هر دسته

شکل۵- تصویر استریوگرام داده های دسته کرف که نشاندهندهٔ صفحات گسلی و اثر خشرلغز روی آن که به صورت نقاط پیکاندار نشان داده شده است. پیکانها سوی حرکت فرادیواره را نسبت به فرودیواره نشان میدهند.



شکل۶- نمودار میلهای محاسبه شده برای دستهٔ کرف که از منحنی گوس تبعیت میکند و به صورت توانی سیر نزولی دارد. محور افقی نشان دهندهٔ مقدار زاویهٔ عدم انطباق ۰ تا ۱۸۰ درجه، محور قائم فراوانی دادهها را نشان میدهد

1. Lode's number

و فازهای تفکیک شده شامل مجموعه داده هایی بود که با توجه به روشهای موجود همگن شدهاند. یعنی همهٔ 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، استریو گرام مربوط به دادههای پایدار شده دسته کرف آورده شده است. هیستو گرام مربوط به زاویه عدم انطباق نمودارهای میلهای ترسیم شده در فازهای تفکیک شده به روش وارونسازی چند مرتبهای در شکل ۶ نشاندهندهٔ درصد خطا در این دستهها میباشد. محور قائم در این نمودارها فراوانی دادهها را نشان میدهد و محور افقی نشاندهندهٔ مقدار زاویه عدم تطابق ۰ تا ۱۸۰۰ است. اما در محاسبات صورت گرفته زاویه عدم تطابق ۱۰, تا ۰۳۰ 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 نشاندهندهٔ توزیع صحیح دادهها در فاز تفکیک شده میباشد (2004). برای رسیدن به

حالت اولیهٔ 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 تکتونیکی زمان اعمال تنش می چرخانیم. با توجه به اینکه این منطقه از زمان گذشته تا حال تحت تنش فشاری بوده است، با قائم فرض نمودن محور $_{5}$ چرخش صورت گرفت (Anderson, 1951). به این ترتیب که برای هر دسته بر اساس محور چرخش محاسباتی محور اصلی $_{5}$ ع به حالت قائم و محورهای $_{2}$ S₁ S₂ به حالت افقی بر گردانده شدند. نتایج چرخش هر دسته در جدول ۱ با اعداد پر رنگتر 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 نماش 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 می شود. ستونهای بعدی اطلاعات مربوط به دستههای اصلی و در حالت قبل از تفکیک فازها را نمایش می دهد. اعداد پررنگ شده در این بخش به اطلاعات مربوط به بعد از چرخش دادهها حول محور σ_3 اشاره دارد.

نام	تعداد	تعداد	ر فاز	ی تنش ہ	های اصل	محورهای ا		متوسط محورهای اصلی تنش			Φ	مجموعهای از	فازهای تفکیک شده	
دسته	داده	فاز	σ		σ3		هر	σ_1		σ3		هر	فازهای تفکیک نشده	برای هر دسته
			روند	ميل	روند	ميل	فاز	روند	ميل	روند	ميل	دسته	هر دسته	
ھفت تن	79	٣	۳۳۲/۲	77/7	99/0	۲۷/۲ ۳	۲/.	TTA/9	۱۲/۳	٧٢/١	10/8	•/۴٩		
			۱۷۵/۸	11/4	1799/4		۰/۵							
			****/٢	04/.	۷۶	۰۹/۱	١	189/0	۴	225/3	۵۵/V	•/40		
كرف	٣٩	٢	117/1	۳/۵	Y•V/9	18/8	٠/٢	798/8	4/9	۳١/٨	۴۸/۳	•/7٨		0.767
			293/0	١/۵	۲۵/۲	49/0	۰/٣	229/0	۲/۶	٧A	٨۶/۵	•/1٨		OOOD
تونل جنوب بايجان	٣٢	٢	300/V	۶/۳	793/1	18/8	۰/۲	301/9	19/1	107/9	११/९	•/۴٨	(antin') ((() () () () () () () ()	
			MO9/1	1•/4	۱۰۶/۵	۵۸/۵	•/۴	۱۶۸/۳	v	79/٣	Λ•/λ	•/4V		
چنگيز کوه	40	٢	۵۸/۲	۲٩/٢	\\$A/V	۳۲/۲	•/۵	۵۰/۸	۲۷/۳	18/1	47/0	•/4٣		
			۵۸/۸	36/14	189/1	۲۵/۳	•/9	779/V	۱۷/۴	179/1	۲•/٩	•/•9		

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

بحث

بررسیهای ساختاری و لرزه زمین ساختی Jackson et al. (2002) و Allen et al. (2003) و 2003) و Allen et al. (2003) و 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 ۲±۵ 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، ۲±۴ 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) نيز مؤيد شروع اين چرخش راستگرد است. Ritz et al. (2006) اعتقاد دارند نتيجه فعاليت اين دو مكانيسم توأم، حاكم شدن رژیم تنشی ترافشاری است که با نرخ ۲±۵ میلیمتر حرکت در سال، دارای روند NNE-SSW است. در حالیکه بررسی های چندسال اخير كاملا بر اين پايه استوار بوده است كه شيب گسل ها و تراستهای البرز مرکزی به سمت شمال بوده است (Berberian, 1996. نقشههای زمین شناسی منتشره توسط سازمان زمین شناسی و اكتشافات معدني كشور؛ Allen, 2003)، يافته هاي اخير .Ritz et al (2003, 2005) خلاف این واقعیت را نشان میدهد. بررسی های آنها برروى رسوبات عهد حاضر بوسيله مطالعه تصاوير ماهوارهاي، عکسهای هوایی، مدل سه بعدی ارتفاعی، بررسیهای صحرایی، مطالعه ترانشهها و اطلاعات دیرینه لرزه زمین ساخت گذشته همراه با نقشه سینماتیک دادههای GPS نشان می دهد که تحرکات ساختاري در البرز مركزي دستخوش تغييرات بارزي شده است. بررسی برروی گسل های طالقان و فیروزکوه حاکی از این حقیقت است که نه تنها شیب این گسل ها به سمت جنوب، بلکه دارای مكانيسم نرمال نيز است. نو زمين ساخت حاكم بر سيستم كوهزايي البرز از نوع تراکمي و راندگي با مؤلفهٔ راستالغز چپ بر است. در صورتی که جدیدترین مطالعات و یافتهها نشان میدهد که یک سیستم تراکششی در بخش مرکزی البرز مرکزی در حال فعالیت است (امیدیان، ۱۳۸۶؛ Omidian et al., 2007; Hassanzadeh 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 پژوهش گران دههٔ ۶۰ میلادی (1964) Dellenbach برای اولین بار به جنبش های گسلی و جهت تنش در شمال خاور تهران اشاره نمود. وی تعدادی از گسل های با روند SW-SE و سن ائوسن پسین را که فعالیت دوبارهای با سن پلیوسن پسین را نشان میدهند، بررسی نمود.

Tchalenko (1975) در مطالعات بعدي به عملكرد يک مؤلفة افقي راست بر در راستا گسلهای اصلی البرز اشاره نمود. بر پایهٔ همین بررسي أغاز فعاليت جهت تنش شمال خاوري، پايان پليوسن 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 (NNE، 1976). به این ترتیب دو جهت تنش فشارشی اصلی به ترتیب زمانی با روندهای NW و NE عامل شکل گیری نمای ساختارهای کنونی البرز مرکزی هستند. با وجود راستای مشابه حاصل از دو تنش یاد شده، شواهد متعددی نشان می دهد که در زمان اعمال تنش دیرینه (NW) مؤلفهٔ راستالغز راست بر و در تنش نوزمین ساخت کنونی (NE) مؤلفهٔ راستالغز چپ بر نیز در شکل گیری و پیچیدگی عوارض ساختمانی مؤثر بوده است.(2001) Axen et al. با استناد به شواهد ساختاری، ۲±۵ میلیون سال پیش را به عنوان زمان تغییر جهت تنش که در نتیجهٔ آن حرکت گسل ها از راست بر به چپ بر تغيير يافته است، اعلام نمود.

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

نتيجه گيري

بر اساس بررسی های انجام شده در این پژوهش آزیموت راستا غالب صفحات گسلی WNW-ESE با شیب زیاد است و خش لغزها راستا افقی و شیب کمتر بین ۱تا کمتر از ۳۰ درجه را نشان میدهند. این نتیجه با مشاهدات آلنباخ و گزارش پشت نقشه ۱/۱۰۰۰۰ دماوند در مورد روند و شیب گسل بایجان همراستاست. تحلیلهای نهایی نشان میدهد که در دستههای هفت تن و کرف که پوشش تقریبا کاملی از دو سر انتهایی و محل رشد گسل را دارند، شیب صفحات بسیار کم میباشد. در همهٔ دستهها یکی از دو مؤلفهٔ فراوانترین شیب خط خش، میزان کمتر از °۳۰ و در اکثر موارد کمتر از ۱۰ درجه است. این امر نمایانگر عملكرد بارز مؤلفة راستالغز گسل بایجان است. در مشاهدات صحرایی نیز به وفور دیده شد که در روی یک صفحهٔ گسلی دو اثر خط خش با مؤلفهٔ 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 منطقهٔ 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, Bashukooh, 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 Sciense, University Stassborurg (France), 117.

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

- Hassanzadeh, J., Omidian, S., and Davidson, J., 2006. A late pliocene tectonic switches from transtenpresion 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., Feghhi, K., Shabanian, 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 مؤلفهٔ کو چکتر 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 ۲/۰ می باشند. با توجه به تئوری اندرسون ₂ S نسبت به دو محور ₃ S دارای شیب بیشتری است. مگر دستهٔ چنگیز کوه که با دور بودن از تفکیک شده در این ۴ دسته به جز دو فاز با شکل میدانهای ۱ تابات شده است که در نواحی کوهزایی و رژیمهای تکتونیکی تا حدواسط فعال می باشد.

فعالیت فاز عامل نهایی با شکل میدان تنش ۲/۰ و موقعیت نزدیک به قائم محور c 2 که در ۳ دسته از ۴ دسته تفکیک شده دیده شد، ثبت جدیدترین فاز فعالیت گسل بایجان مؤلفهٔ راستای بارزتری نسبت به مؤلفهٔ اصلی فشارشی نشان میدهد، که با آخرین تحولات ساختاری ثبت شده در البرز مرکزی هماهنگی قابل ملاحظهای دارد.

منابع

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

– عکاشه، ب. حسنزاده، ج و اسلامی. ع.، ۱۳۶۲. زمین لرزههای فروردین ۱۳۶۲ بایجان. نشریهٔ فیزیک زمین و فضا، ۱۲، شمارهٔ ۲–۱، ۶۹ تا ۷۹.

– سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. نقشهٔ
زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ 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-

تحليل تنش ديرين پهنه گسل...

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.

