

# بررسی درزه‌های موجود بر روی چین مرتبط با گسلش در شمال اشتهارد

زهره حسین‌مردی<sup>۱</sup>، منوچهر قرشی<sup>۲</sup> و محمد رضا قاسمی<sup>۱</sup> و مرتضی طالبیان<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۰۱/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۱۳

## چکیده

بیرون‌زدگی بخش شمالی راندگی شمال اشتهارد، برای شناخت فرگشت ساختاری و تحولات زمین‌شناختی مورد مطالعه قرار گرفت. این منطقه دارای چین‌خوردگی در مقیاس‌های مختلف از ناحیه‌ای تا رخنمون است که در رده چین‌خوردگی مرتبط با گسلش قرار می‌گیرند. بررسی و تحلیل درزه‌های محدوده مورد مطالعه در نهشته‌های سازند سرخ بالایی نشان‌دهنده دو دسته درزه عمده کششی (۱ و ۲) است. این درزه‌ها در واحدهای ماسه‌سنگی نهشته‌های بیان شده به چشم می‌خورند و بیشتر دارای پرشدگی ژیبس هستند. به نظر می‌رسد دسته درزه ۲ از نظر سن نسبی جوان‌تر از ۱ باشد. می‌توان این دسته درزه‌ها را مرتبط با چین‌خوردگی در نظر گرفت. جهت میدان تنش محلی که از مطالعه درزه‌ها به دست آمده است مقداری برابر با  $\sigma_1 = 337/75$ ،  $\sigma_2 = 189/13$  و  $\sigma_3 = 077/03$  را نشان می‌دهد که با جهت تنش دیرینه به دست آمده در جنوب البرز مرکزی، مطابقت دارد.

**کلیدواژه‌ها:** راندگی شمال اشتهارد، درزه، چین‌خوردگی، وضعیت تنش

\*نویسنده مسئول: زهره حسین‌مردی

E-mail: zhuardi@yahoo.com

## ۱- مقدمه

کمربند کوهزایی فعال البرز در شمال ایران، با روند کلی خاوری-باختری و تحذب به سمت جنوب، حاصل برخورد بخشی از گندوانا با اوراسیا در زمان تریاس پسین است. در جنوب البرز مرکزی گسل‌های فعالی به موازات روند البرز وجود دارد که همگرایی مایل این کمربند را جبران می‌کند.

گستره مورد بررسی در حاشیه شمال باختری ایران مرکزی و جنوب البرز مرکزی (Stöcklin, 1968) و در محدوده‌ای میان  $50^{\circ} 13' 00''$  تا  $50^{\circ} 55' 00''$  طول خاوری و  $35^{\circ} 42' 00''$  تا  $35^{\circ} 50' 00''$  عرض شمالی قرار گرفته است (شکل ۱). مهم‌ترین سیماهای ساختاری گستره، گسل شمال اشتهارد و همچنین چینی است که بلندی‌های حلقه‌در را ایجاد کرده است. گسل اصلی و چین‌خوردگی در این گستره روند خاوری-باختری دارند و هم‌راستا با دیگر ساختارها در این بخش از البرز هستند. در گستره مورد مطالعه، افزون بر نهشته‌های کواترنری، تنها سازندی که رخنمون دارد، سازند سرخ بالایی است (شکل ۲) که به شکل دگرشیب روی واحدهای آتشفشانی ائوسن قرار می‌گیرد (یوسفی، ۱۳۷۹). واحدهای ائوسن نیز در جنوب گستره برونزد دارند. بخش‌های سه‌گانه سازند سرخ بالایی با نام  $M_1$ ،  $M_2$  و  $M_3$  شناخته می‌شوند. در بخش  $M_1$  و  $M_3$  تناوبی از مارن و ژیبس با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ دیده می‌شود. در بخش  $M_2$  لایه‌های ماسه‌سنگی گسترش بیشتری دارند.

بر روی ماسه‌سنگ‌های محدوده مورد مطالعه، درزه‌های سامانه‌مندی مشاهده می‌شوند که در هیچ یک از پژوهش‌های پیشین مورد مطالعه قرار نگرفته‌اند.

هدف اصلی این پژوهش، شناخت و درک وضعیت درزه‌های یادشده بر روی چین شمال اشتهارد و ارتباط آن با گسل محدوده یا چین‌خوردگی مرتبط با آن است. به دلیل وضعیت خاص زمین‌شناختی محدوده و جنس نهشته‌های چین‌خورده، ساختارهایی مانند گسل‌ها و ساختارهای مرتبط با آن، مانند خط‌خس که به‌طور معمول برای شناسایی میدان تنش کاربرد دارند، در این گستره مشاهده نمی‌شوند. در نتیجه درزه‌های یادشده برای شناخت وضعیت تنش منطقه اهمیت می‌یابند. همچنین مطالعات بر روی درزه‌های مرتبط با چین‌ها نشان می‌دهد که بعضی از این درزه‌ها حاصل همان میدان تنش هستند که چین را به وجود آورده است (Twiss & Moores, 1992). بنابراین با اثبات وجود این دسته از درزه‌ها در منطقه، می‌توان به وضعیت تنش در زمان تشکیل چین پی‌برد.

## ۲- پیشینه پژوهش

در میان مطالعات پیشین بر روی البرز، می‌توان به بررسی عناصر ساختاری آن توسط Alavi (1996) و Allen et al. (2003) اشاره کرد. Dellenbach (1964)، Tchalenko (1975)، Berberian (1976) و عباسی و شبانیان بروجنی (۱۳۸۴) نیز به بررسی تنش دیرینه در جنوب البرز مرکزی پرداخته‌اند. Berberian et al. (1985)، Akasheh & Berckhemer (1984) و Ashtari et al. (2005) از دید لرزه‌خیزی و Vernant et al. (2004b) و Masson et al. (2005) با استفاده از روش‌های ژئودتیک این گستره را مطالعه کرده‌اند.

گسل شمال اشتهارد را نخستین بار بربریان و همکاران (۱۳۷۱) معرفی کرده‌اند. برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ ساوه، ۱:۱۰۰,۰۰۰ کرج و ۱:۱۰۰,۰۰۰ اشتهارد، عمیدی (۱۳۶۳)، مهدی‌زاده (۱۳۷۴) و یوسفی (۱۳۷۹) این محدوده را مطالعه کرده‌اند. Tchalenko et al. (1974) و صائب‌فر (۱۳۷۰) نیز به منظور مشخص کردن روند تداوم احتمالی راستای گسل شمال تهران در بخش باختری، این محدوده و محدوده‌های اطراف را بررسی کرده‌اند.

## ۳- روش مطالعه

در این بررسی، ۷ مسیر پیمایش مناسب با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی انتخاب شد ( $S_1$  تا  $S_7$ ). افزون بر مسیرها در بعضی موارد برداشت‌هایی نیز به‌طور پراکنده از درزه‌های موجود انجام شد. موقعیت این پیمایش‌ها روی شکل ۲ نمایش داده شده است. هنگام بررسی‌های صحرائی مشخصات ۸۵ مورد از درزه‌ها برداشت شده است. برداشت درزه‌ها با روش شیب و جهت شیب (Dip & Dip direction) انجام گرفته است. در مرحله بعد این برداشت‌ها روی شبکه هم‌مساحت پیاده‌سازی و سپس نمودار کنتوری (Contour Diagram) مربوط، به منظور تعیین محورهای اصلی تنش رسم شد. برای آسانی مقایسه، منطقه مورد مطالعه به دو بخش خاور رود شور (الف) و باختر رود شور (ب) تقسیم شده است (شکل ۲).

## ۴- بررسی هندسه چین مرتبط با گسلش شمال اشتهارد

نیمرخ‌های رسم‌شده برای گستره بر اساس برداشت‌های صحرائی، بیانگر تشکیل یک چین مرتبط با گسلش (fault related fold) در این محدوده است (شکل ۳) (حسین‌مردی، ۱۳۸۸). در واقع نهشته‌های تبخیری مانند گچ و نمک در قاعده سازند

در سنگ‌های دارای چین خوردگی، بیشتر درزه‌هایی دیده می‌شوند که جهت‌یافتگی آنها ارتباط متقارنی با چین خوردگی دارد. می‌توان این جهت‌یافتگی را به یک سامانه عمود برهم وابسته به هندسه چین خوردگی و لایه‌بندی با مختصات  $a$ ،  $b$  و  $c$  نسبت داد (شکل ۱۰) (Twiss & Moores, 1992). برای دستیابی به این هدف با استفاده از بیشینه تراکم درزه‌ها روی نمودار کنتوری شکل‌های ۶ و ۸، مختصات سطح دسته‌درزه‌ها به‌طور میانگین به‌دست آمد. سپس مختصات لایه‌بندی هر بخش و محورهای  $a$ ،  $b$  و  $c$  روی آن (Twiss & Moores, 1992) به‌همراه دسته درزه‌ها روی شبکه هم‌مساحت رسم شد (شکل‌های ۱۱ و ۱۲). با مقایسه شکل‌های ۱۱ با ۱۰ به‌نظر می‌آید که هیچ ارتباطی بین دسته درزه دماغه باختری و لایه‌بندی وجود ندارد. با مقایسه شکل‌های ۱۲ و ۱۰ و چشم‌پوشی از اختلاف مختصر در راستای دسته درزه‌ها، می‌توان دسته درزه  $z_1$  را در رده درزه‌های  $bc$  گروه  $D$  و دسته درزه  $z_2$  را جزو دسته درزه  $ac$  گروه  $A$  قرار داد. درزه‌های مرتبط با چین خوردگی  $ac$  گروه  $A$  و  $bc$  گروه  $D$  درزه‌هایی کششی، شاغولی و عمود بر لایه‌بندی هستند که بیشتر روی یال چین‌ها به چشم می‌خورند (Twiss & Moores, 1992). در گستره مورد بررسی، با توجه به نیمرخ‌های رسم شده، درزه‌های برداشت شده بر روی ماسه‌سنگ‌ها مربوط به پس‌یال چین خوردگی مرتبط با گسلش شمال اشتهارد هستند (شکل ۳). همچنین درزه‌های مشاهده شده از نوع کششی هستند، زیرا در بیشتر موارد، بین دو سطح درزه بازشدگی مشاهده می‌شود (شکل‌های ۹ و ۱۶) و در مواردی هم این فاصله با ژیبس پر شده است.

#### ۵-۲. بخش باختر رود شور

در محدوده باختر رود شور (شکل ۲) ۲۰ مورد درزه برداشت و بر روی شبکه هم‌مساحت پیاده شد (شکل ۱۳). در این نمودار دو دسته درزه قابل تشخیص است که با شیب زیاد مشخص می‌شوند ( $z_1$  و  $z_2$ ). دسته درزه  $z_1$  راستای خاوری-باختری دارد و شیب بیشتر آنها بیش از ۷۰ درجه است. راستای امتداد درزه‌ها بین  $N75E$  تا  $S80E$  است. روند دسته درزه  $z_2$  شمالی-جنوبی و شیب بیشتر آنها بین ۷۰ تا ۹۰ درجه است. راستای امتداد آنها نیز بین  $N25W$  تا  $N10E$  متغیر است. شکل ۱۴ نمایشی از دسته درزه‌های بخش باختر رود شور است. مکان این عکس بر روی نقشه شکل ۲ مشخص شده است. مطالعه درزه‌ها و لایه‌بندی این بخش روی شبکه هم‌مساحت (شکل ۱۵) و مقایسه آن با شکل ۱۰ مشخص می‌کند که درزه‌های شمالی-جنوبی در دسته  $ac$  گروه  $A$  و درزه‌های خاوری-باختری در دسته  $bc$  گروه  $D$  قرار دارند و جزو درزه‌های مرتبط با چین خوردگی هستند.

#### ۶- وضعیت میدان تنش و کرنش در جنوب البرز مرکزی

مطالعات در این بخش، سه جهت تنش بیشینه را نشان می‌دهد (عباسی و شبانیان بروجنی، ۱۳۸۴). چیرگی هر کدام از سه جهت تنش یادشده در ابتدا با رژیم زمین‌ساختی فشاری و سپس با سازوکار راستالغز همراه بوده است. در ابتدا بازه زمانی ائوسن تا پلیو-پلیستوسن جهت تنش بیشینه شمال باختری در این منطقه حاکم بوده و باعث چین خوردگی و گسلش با روند خاوری-باختری شده است. پس از آن تا کواترنری پسین، تنش بیشینه به‌صورت ساعت‌گرد با راستای شمالی-جنوبی و سپس شمال خاوری تغییر جهت می‌دهد (عباسی و شبانیان بروجنی، ۱۳۸۴).

گسل‌های موجود در جنوب البرز مرکزی، گسل‌های وارونی هستند که برخی از آنها در کواترنری رفتار امتدادلغز چپ‌بر نشان داده‌اند. نتایج مطالعات ریزلرزه‌خیزی (Ashtari et al., 2005) و مطالعات ژئودینامیک (Vernant et al., 2004b) در این بخش دلالت بر وجود گسل‌های فعال با سازوکار امروزی امتدادلغز چپ‌بر مانند بخش خاوری گسل مشا، گسل طالقان و گسل گرمسار و همچنین با سازوکار راندگی محض مانند گسل‌های پیشوا، پارچین و کهریزک دارد.

سرخ بالایی (بخش  $M_1$ ) به صورت یک سطح فراکنش (décollement) عمل کرده و موجب رانده‌شدن نهشته‌های سازند سرخ بالایی بر روی رسوبات کواترنری در این گستره شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱؛ مهدی زاده، ۱۳۷۴). بر اساس نیمرخ رسم شده در بخش‌های خاوری بخش خاور رود شور (شکل ۳-الف)، شیب عمومی لایه‌ها به سمت شمال است و تکرار واحدهای چینه‌ای دیده نمی‌شود و لایه‌های مشاهده شده در این بخش مربوط به پس‌یال (backlimb) این چین هستند. نیمرخ عرضی محدوده باختر بخش خاور رود شور (شکل ۳-ب) نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین واحد در هسته چین جای گرفته و واحدهای بخش  $M_1$  سازند سرخ بالایی در اطراف هسته چین تکرار شده‌اند. بنابراین، چین یادشده در این بخش، یک تاقدیس است. اما شیب لایه‌ها در بخش‌های مرکزی چین در هر دو یال شمالی و جنوبی آن به سمت هسته چین است که احتمالاً این لایه‌ها برگشته‌اند. این تاقدیس دارای محوری کمابیش افقی و سطح محوری قائم است. روند هر دو عنصر خاوری-باختری است. گسل رسم شده در نیمرخ‌های بخش خاور رود شور، گسل شمال اشتهارد است. هندسه این گسل تابع هندسه لایه‌هایی که بر روی آن رانده شده‌اند، در نظر گرفته شده است. بنابراین در این بخش، شیب عمومی گسل شمال اشتهارد به سمت شمال و عمود بر امتداد خاوری-باختری آن است. در بخش باختر رود شور، فقط ماسه‌سنگ‌های بخش  $M_2$  سازند سرخ بالایی رخنمون دارند و معرف دو تاقدیس و یک ناودیس متوالی در این بخش هستند (شکل ۱). در مجموع راندگی شمال اشتهارد عامل اصلی تحولات ساختاری و به‌ویژه کوتاه‌شدگی در منطقه بوده و عملکرد آن منجر به رانده‌شدن نهشته‌های سازند سرخ بالایی بر روی نهشته‌های کواترنری به‌ویژه در بخش‌های خاوری شده است. به سمت بخش‌های باختری، چین خوردگی عامل اصلی کوتاه‌شدگی در گستره است.

مطالعات چینه‌شناسی مغناطیسی انجام شده بر روی سازند سرخ بالایی و هزاردره در جنوب البرز مرکزی، سن شروع چین خوردگی را ۷/۵ میلیون سال پیش (اواخر میوسن) برآورد می‌کند (Ballato et al., 2008).

#### ۵- تحلیل ساختاری درزه‌ها در گستره چین خوردگی مرتبط با گسلش شمال اشتهارد

##### ۵-۱. بخش خاور رود شور

در نخستین مرحله، تمامی درزه‌های برداشت شده در این بخش (شکل ۲-الف) روی شبکه هم‌مساحت پیاده (شکل ۴) و نمودار کنتوری مربوط به آنها رسم شد (شکل ۵). سپس با توجه به اینکه راستای لایه‌بندی در بخش دماغه باختری با راستای لایه‌بندی در بخش‌های دیگر چین خوردگی تفاوت دارد، درزه‌های مربوط به دماغه باختری و درزه‌های مربوط به دیگر بخش‌های چین خوردگی، جداگانه رسم شدند. در بخش دماغه باختری، ۲۳ درزه برداشت شده که نشانگر یک دسته درزه پرشیب با راستای تقریبی خاوری-باختری است ( $z_1$ ). راستای اصلی این درزه‌ها  $N87W$  است. شیب این دسته درزه از ۷۰ تا ۹۰ درجه متغیر است (شکل ۶). تصویر یک نمونه از درزه‌های برداشت شده، در شکل ۷ نمایش داده شده است. موقعیت مکان تهیه این تصویر در شکل ۲ مشخص شده است.

۴۲ درزه برداشت شده دیگر در بخش خاور رود شور، دو دسته درزه تشکیل می‌دهند که یک دسته، کم‌شیب با روند خاوری-باختری و به موازات لایه‌بندی و دیگری با شیب زیاد و با روند شمال، شمال باختری-جنوب، جنوب خاوری و عمود بر لایه‌بندی هستند. درزه‌های کم‌شیب ( $z_1$ ) شیبی کمتر از ۳۵ درجه دارند و جهت شیب آنها نیز به سمت شمال یا جنوب متغیر است. درزه‌های پرشیب با مقدار شیبی بین ۵۵ تا ۹۰ درجه مشخص می‌شوند و راستای امتداد آنها حدود ۴۰ درجه از سمت شمال به باختر تغییر روند می‌دهد ( $z_2$ ) (شکل ۸). در شکل ۹ تصویری از دو دسته درزه  $z_1$  و  $z_2$  نمایش داده شده است. محل تهیه این تصویر روی شکل ۲ مشخص شده است.

## ۷- بحث و نتیجه‌گیری

بررسی بخش خاور رود شور (شکل ۲) نشان می‌دهد که راستای دسته درزه ۱ از ادامه روند خود پس از رسیدن به دسته درزه ۱ قطع می‌شود و ادامه نمی‌یابد (شکل ۱۶). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که درزه‌های دسته درزه ۱ از جوان‌ترین (Twiss & Moores, 1992).

از آنجایی که جهت تنش در لایه‌های در حال چین‌خوردن، از یک مکان به مکان دیگر چین و در طول مدت توسعه چین تغییر می‌کند، می‌تواند پاسخی برای وجود درزه‌ها با جهت‌های مختلف بر روی چین باشد (Twiss & Moores, 1992). بر این اساس، مطالعات نشان می‌دهد که بعضی از این درزه‌ها حاصل همان میدان تنش هستند که چین را به وجود آورده است و برخی دیگر در میدان تنش که طی چین‌خوردن، بر روی یال‌ها یا بخش‌های خمیده چین تشکیل شده است، به وجود آمده‌اند (شکل ۱۷).

دسته درزه‌های گروه A، درزه‌هایی هستند که در میدان تنش که در سراسر لایه‌بندی و پیش از چین‌خوردگی وجود داشته است، تشکیل شده‌اند و محورهای تنش اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به موازات محورهای a، b و c هستند، در صورتی که درزه‌های bc گروه D حاصل میدان تنش هستند که در طی چین‌خوردگی و بر روی تحذب یال‌های آن ایجاد شده است و محورهای تنش اصلی  $\sigma_1$ ،  $\sigma_2$  و  $\sigma_3$  به موازات محورهای a و c هستند (شکل ۱۷) (Twiss & Moores, 1992).

بر اساس آنچه گفته شد مراحل تشکیل چین‌خوردگی و درزه‌های همراه با آن در گستره مورد مطالعه به شرح زیر بیان می‌شود:

پیش از این که لایه‌ها چین بخورند (مشابه شکل ۱۷-ب)، در همه جا تنش اصلی پیشینه دارای راستای کلی شمالی-جنوبی و تنش اصلی کمینه دارای راستای خاوری-باختری است. پس از رخداد چین‌خوردگی، جهت‌گیری تنش کمی پیچیده می‌شود (شکل ۱۷-ج) به گونه‌ای که جهت‌گیری تنش‌های اصلی در طول زمان و طی رخداد چین‌خوردگی بر روی چین تغییر می‌کند. حضور تنش‌های متفاوت در زمان‌های مختلف در یک محل یا در مکان‌های متفاوت در یک زمان می‌تواند پاسخ مناسبی بر وجود تنوع شکستگی‌ها روی چین‌ها باشد (Twiss & Moores, 1992). در گستره مورد بررسی در اوایل فرایند چین‌خوردگی و بر روی یال چین، دسته درزه پرسیب ۱ از راستای خاوری-باختری و تقریباً عمود بر لایه‌بندی در میدان تنش که با تنش اصلی منطقه متفاوت است، تشکیل شده است (شکل ۱۸-الف). با ادامه روند چین‌خوردگی و متناسب با افزایش شیب لایه‌بندی، شیب درزه‌های ۱ از در همه بخش‌ها جز دماغه باختری کاهش می‌یابد (شکل ۱۸-ب). در بخش دماغه باختری، شیب درزه‌های ۱ تغییر نمی‌کند، اما امتداد آنها دچار تغییراتی می‌شود، به گونه‌ای که در همه بخش‌های دماغه، امتداد درزه‌ها عمود بر امتداد لایه‌بندی است (شکل ۱۸-ج). بیان این نکته ضروری است که امتداد لایه‌بندی در دماغه چین‌خوردگی با امتداد لایه‌بندی در دیگر بخش‌های خاور رود شور متفاوت است (شکل ۲). وجود تغییرات در شیب درزه‌های ۱ از در بخش خاور رود شور جز دماغه و تغییر در امتداد سطح آنها در بخش دماغه چین‌خوردگی، می‌تواند به عنوان مدرکی برای تشکیل درزه‌ها در مراحل شروع چین‌خوردگی به کار رود. هم‌زمان با چین‌خوردن لایه‌ها، دسته درزه ۱ تحت تأثیر میدان تنش اصلی منطقه با شیب زیاد و راستای شمالی-جنوبی و عمود بر راستای درزه‌های ۱ بر روی یال‌های چین‌خوردگی تشکیل می‌شود (شکل ۱۸-ب). در دماغه باختری، به علت متفاوت بودن میدان تنش با دیگر بخش‌ها، این دسته درزه به موازات درزه‌های ۱ است (شکل ۱۸-ج). اشاره شد که در باختر رود شور نیز دو دسته درزه ۱ و ۲ وجود دارد. به دلیل اینکه لایه‌های موجود در این محدوده کمتر از محدوده خاور رود شور تحت تأثیر چین‌خوردگی قرار گرفته‌اند، تغییرات شیبی که در بخش خاور رود شور در

لایه‌ها دیده می‌شود، در این ناحیه مشاهده نمی‌شود و به پیروی از آن، تغییرات شیب در درزه‌های خاوری-باختری نیز وجود ندارد. تفسیر در مورد زمان و نحوه تشکیل درزه‌ها، در هر دو بخش خاور و باختر رود شور یکسان است.

اگر لایه‌بندی بخش خاور رود شور و به همراه آن دسته درزه ۱ (شکل ۱۲) به حالت اولیه برگردانده شوند (شکل ۱۹) درزه‌های ۱ از در وضعیت جدیدی قرار خواهند گرفت که قابل مقایسه با وضعیت درزه‌ها در باختر رود شور (شکل ۱۵) خواهد بود. برای رسیدن به این هدف، ابتدا راستا و میل محور چین افقی و سپس لایه‌بندی در اطراف محور چین افقی چرخانده می‌شود تا لایه‌ها نیز افقی شوند.

همچنین می‌توان جهت میدان تنش مسبب تشکیل درزه‌های ۱ از به دست آورد (شکل ۱۹). با توجه به اینکه لایه‌ها در راستای عمود بر محور پیشینه تنش ( $\sigma_1$ ) چین می‌خورند و سطح درزه‌ها عمود بر محور کمینه تنش ( $\sigma_3$ ) است، می‌توان جهت میدان تنش اصلی در این چین‌خوردگی را به صورت  $\sigma_1=337/75$ ،  $\sigma_2=189/13$  و  $\sigma_3=077/03$  تعیین کرد (شکل ۲۰).

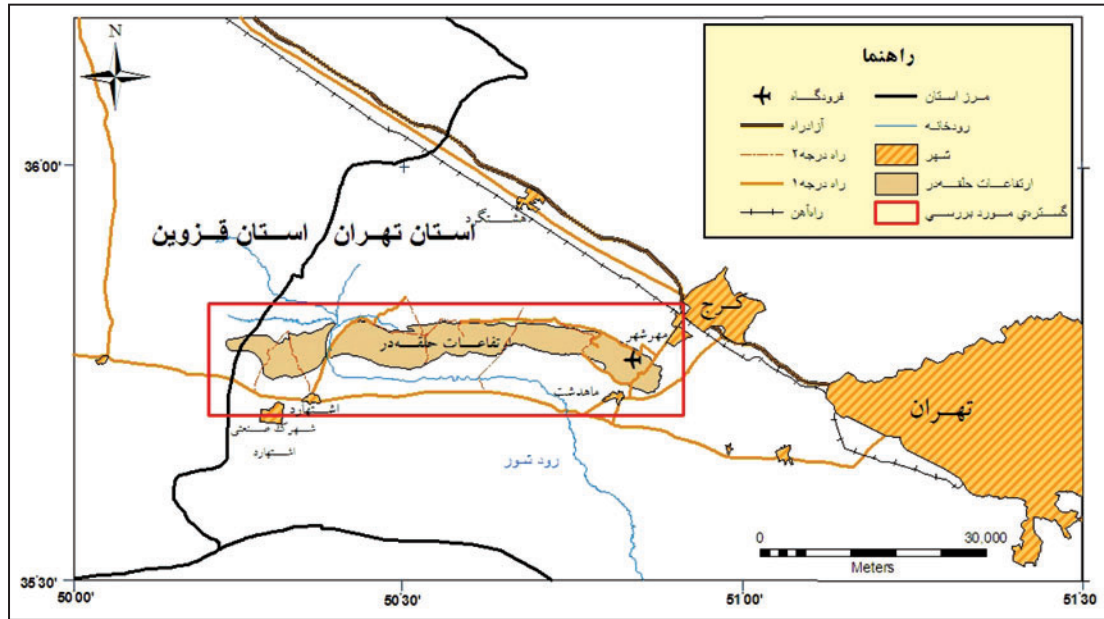
برای درک بهتر وضعیت تنش در این گستره، لازم است جهت تنش به دست آمده در این پژوهش، با جهت تنش در جنوب البرز مرکزی، با زمین‌لرزه‌های رخ داده و همچنین داده‌های GPS موجود در منطقه مقایسه شود.

مهم‌ترین زمین‌لرزه دستگامی رخ داده در این گستره زمین‌لرزه ۱۹۶۲ بوبین‌زهره (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱) است که عامل بروز آن را جنبش بر روی گسل فشاری ایپک می‌دانند. این گسل در جنوب باختری گسل شمال‌اشتهارد قرار دارد. سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه‌ای (fault plane solution) برای این زمین‌لرزه، نشانگر محور تنش با راستای N36E است (شکل ۲۱). با در نظر گرفتن سن چین‌خوردگی در شمال‌اشتهارد، جهت تنش پیشینه به دست آمده در این پژوهش با جهت تنش شمال باختری در جنوب البرز مرکزی در بازه زمانی ائوسن تا پلیو-پلیستوسن مطابقت دارد (عباسی و شبانیان بروجنی، ۱۳۸۴). افزون بر این، روند خاوری-باختری چین مرتبط با گسلش شمال‌اشتهارد با روند ساختارها در البرز مرکزی هماهنگ است. مطالعاتی که درباره تنش دیرینه، در منطقه بوبین‌زهره با استفاده از بررسی صفحه‌های گسلی و خط‌خش‌ها در سنگ‌های ائوسن انجام شده است به جهت تنش با راستای شمال باختری اشاره می‌کند (Berberian, 1976). در صورتی که جهت تنش به دست آمده از زمین‌لرزه بوبین‌زهره با جهت تنش شمال خاوری امروزی در جنوب البرز مرکزی مطابقت دارد. بیان این نکته ضروری است که محور تنش موجود جنبش راستالغز چپ‌بر را به جنبش بنیادی گسل ایپک می‌افزاید (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱). وجود مؤلفه راستالغز در حرکت گسل ایپک و تفاوت قابل ملاحظه در شرایط زمین‌شناختی این منطقه با نواحی همجوار به شکل بخش‌شدگی کرنش (strain partitioning) نمود پیدا می‌کند.

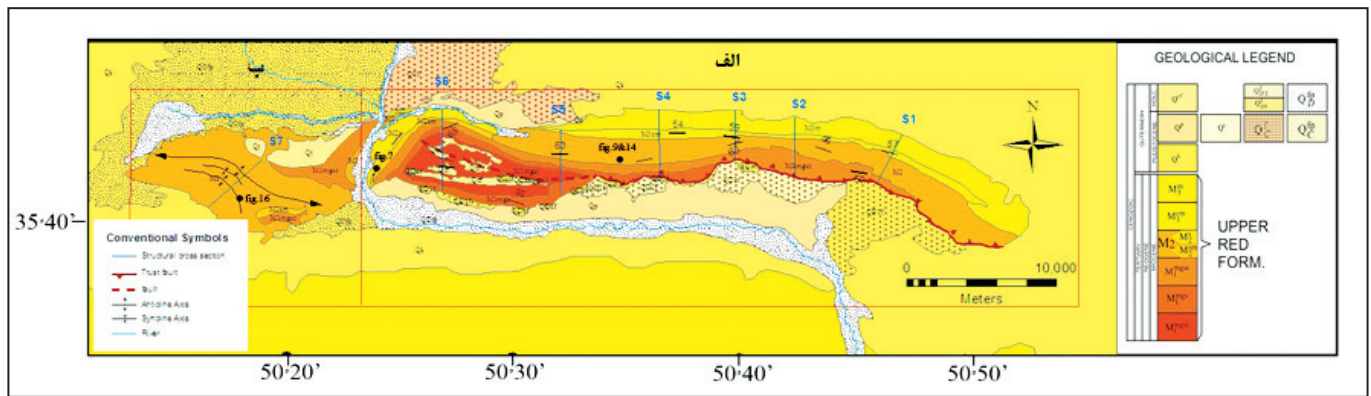
در این منطقه و نواحی همجوار، چهار ایستگاه کنترل دائمی GPS قرارداد کرده بررسی داده‌های آنها در بازه زمانی ۵۰ ماهه از فروردین ماه ۱۳۸۴ (سایت سازمان نقشه‌برداری کشور) جهت حرکتی معادل N5.6W را نشان می‌دهد (شکل ۲۲) (حسین‌مردی، ۱۳۸۸). کرنش به دست آمده در این منطقه با نتایج مطالعات ژئودتیک انجام شده در البرز که همگرایی شمالی-جنوبی نشان می‌دهد، مطابقت دارد (Vernant et al., 2004b).

## سپاسگزاری

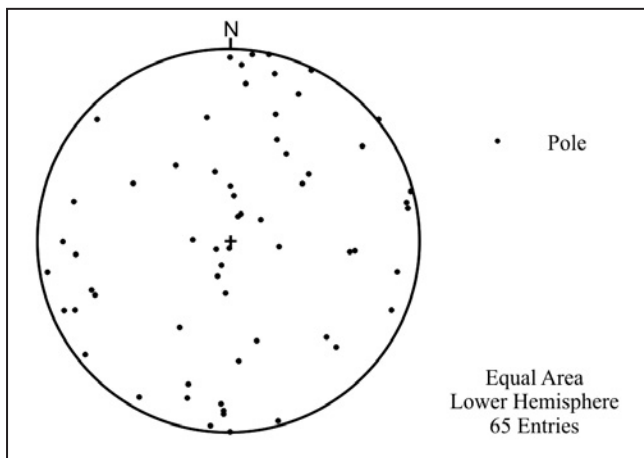
این مطالعه با استفاده از امکانات پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام شده است و انجام این پروژه بدون همکاری این عزیزان امکان پذیر نبوده است. بنابراین نگارندگان مراتب سپاسگزاری خود را بدین وسیله اعلام می‌دارند.



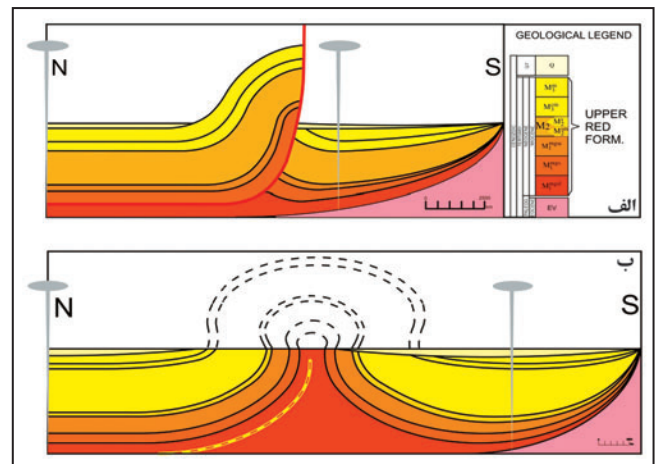
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی گستره مورد بررسی و راه‌های دسترسی به آن.



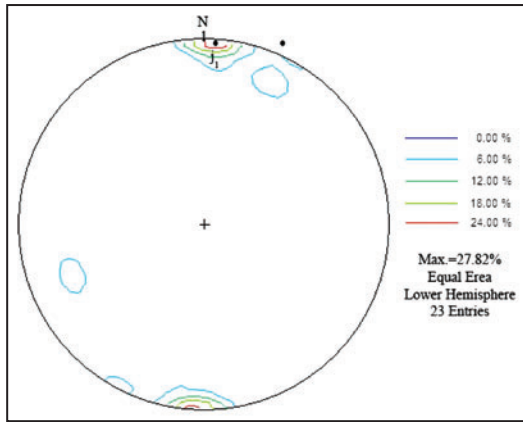
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی گستره مورد بررسی. الف) محدوده خاور رود شور و ب) محدوده باختر رود شور. S<sub>۱</sub> تا S<sub>۷</sub>: مسیرهای پیمایش. موقعیت مکانی شکل‌های ۷، ۹، ۱۴ و ۱۶ روی نقشه مشخص شده است.



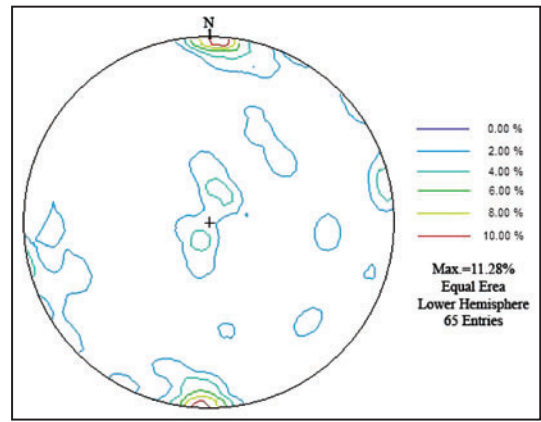
شکل ۴- نمایش قطب درزه‌های خاور رود شور روی شبکه هم‌مساحت.



شکل ۳- نیمرخ عرضی ترازمند چین‌خوردگی مرتبط با گسلش شمال اشتهارد. الف) نیمرخ رسم‌شده بر اساس مقاطع ساختاری S<sub>۱</sub> تا S<sub>۴</sub>. خط پیوسته قرمز راندگی شمال اشتهارد را نشان می‌دهد و ب) نیمرخ رسم‌شده بر اساس مقاطع ساختاری S<sub>۳</sub> و S<sub>۶</sub>. خط چین قرمز نشان‌دهنده راندگی شمال اشتهارد است.



شکل ۶- نمودار کنتوری درزه‌های بخش دماغه باختری. موقعیت قطب دسته درزه  $j_1$  روی شکل نشان داده شده است.



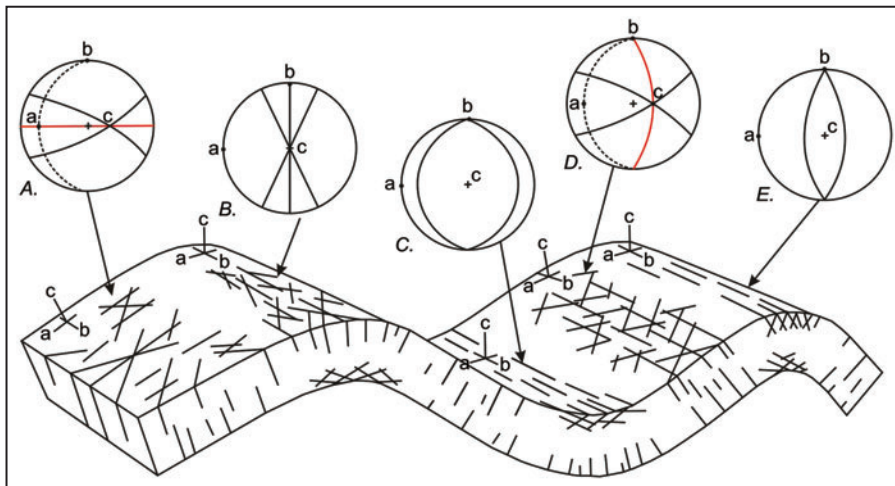
شکل ۵- نمودار کنتوری درزه‌های بخش خاور رود شور.



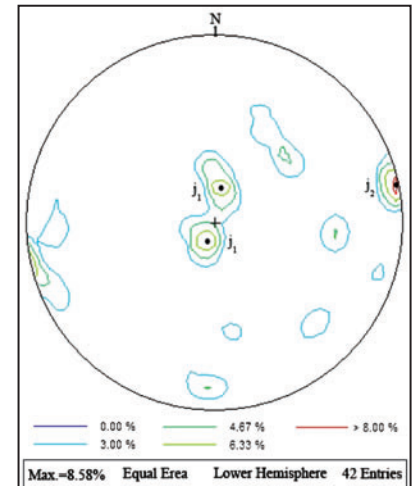
شکل ۹- نمایی از درزه‌های بخش خاور رود شور به جز دماغه باختری. دید به سمت شمال، شمال باختر است.



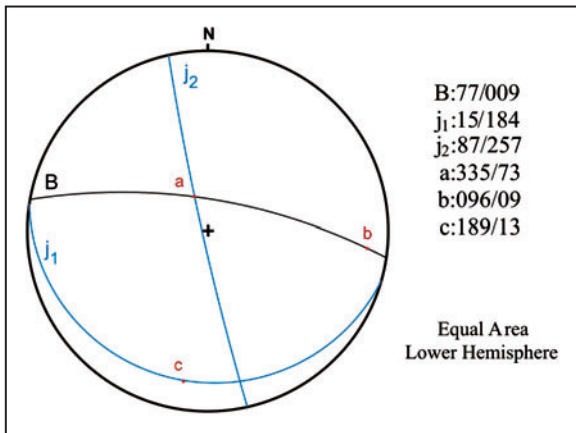
شکل ۷- نمایی از درزه‌های دماغه باختری. دید به سمت جنوب خاوری است.



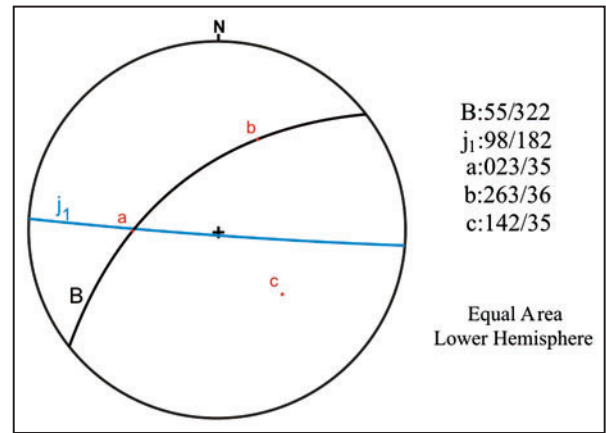
شکل ۱۰- شکستگی‌های همراه چین خوردگی (Twiss & Moores, 1992) تصاویر استریوگرافیک نمایش دهنده سامانه مختصات، لایه‌بندی و شکستگی‌ها هستند. در جاهایی که لایه افقی نیست با خط چین نشان داده شده است. خط پیوسته نشان دهنده شکستگی است. سامانه مختصات عمود بر هم (a,b,c) بر مبنای هندسه چین و لایه‌بندی تعریف می‌شوند. محور b موازی با محور چین، محور a بر روی لایه و عمود بر محور b و محور c عمود بر لایه‌بندی است. مکان تشکیل هر گروه از درزه‌ها بر روی چین، روی شکل مشخص شده است. درزه‌های ac و bc کششی و سایر درزه‌ها برشی هستند. درزه‌های ac گروه A و ردهی bc گروه D با رنگ قرمز مشخص شده است.



شکل ۸- نمودار کنتوری درزه‌های بخش خاور رود شور به جز دماغه باختری. موقعیت قطب دسته درزه‌های  $j_1$  و  $j_2$  روی شکل نشان داده شده است.



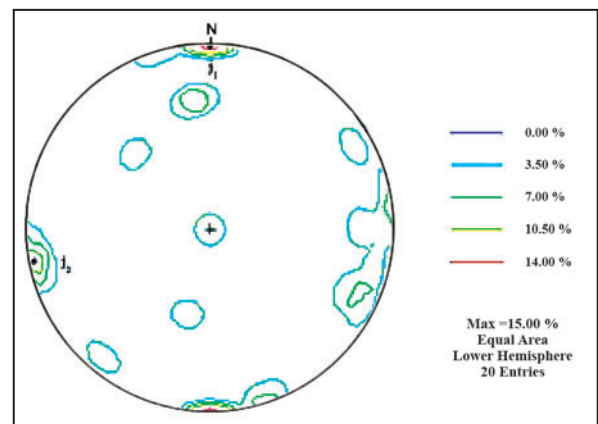
شکل ۱۲- موقعیت لایه‌بندی (B)، دسته درزه‌های  $j_1$  و  $j_2$  و محورهای a، b و c بخش خاور رود شور به جز دماغه بر روی شبکه هم‌مساحت



شکل ۱۱- موقعیت لایه‌بندی (B)، دسته درزه  $j_2$  و محورهای a، b و c بخش دماغه باختری بر روی شبکه هم‌مساحت.



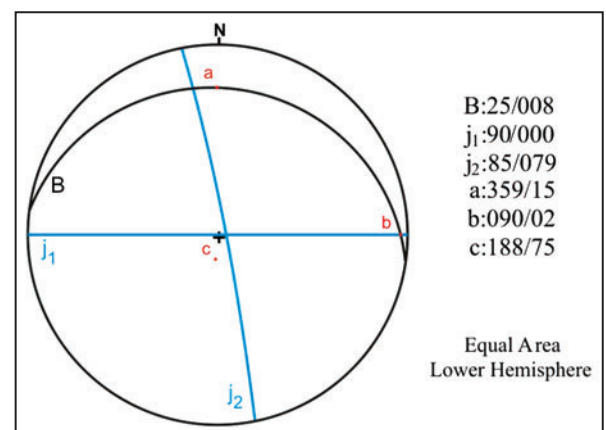
شکل ۱۴- نمایی از درزه‌های بخش باختر رود شور. دید به سمت خاور است.



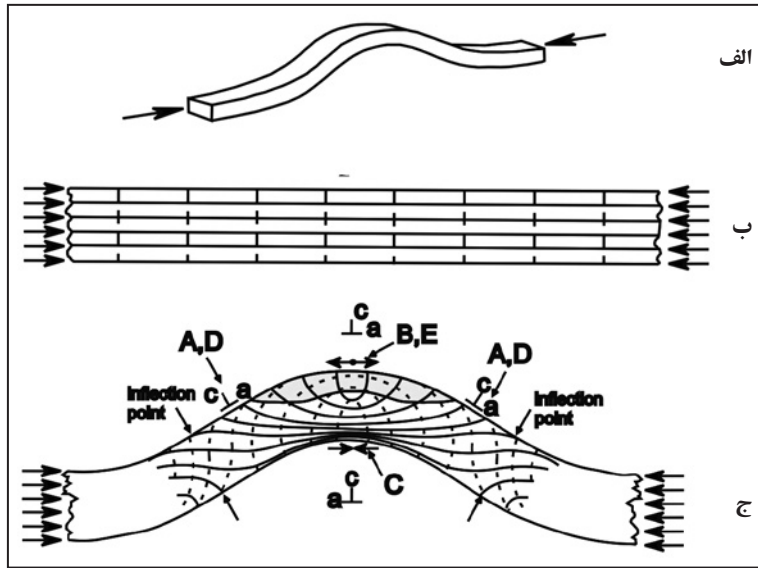
شکل ۱۳- نمودار کنتوری درزه‌های بخش باختر رود شور. موقعیت قطب دسته درزه‌های  $j_1$  و  $j_2$  روی شکل نشان داده شده است.



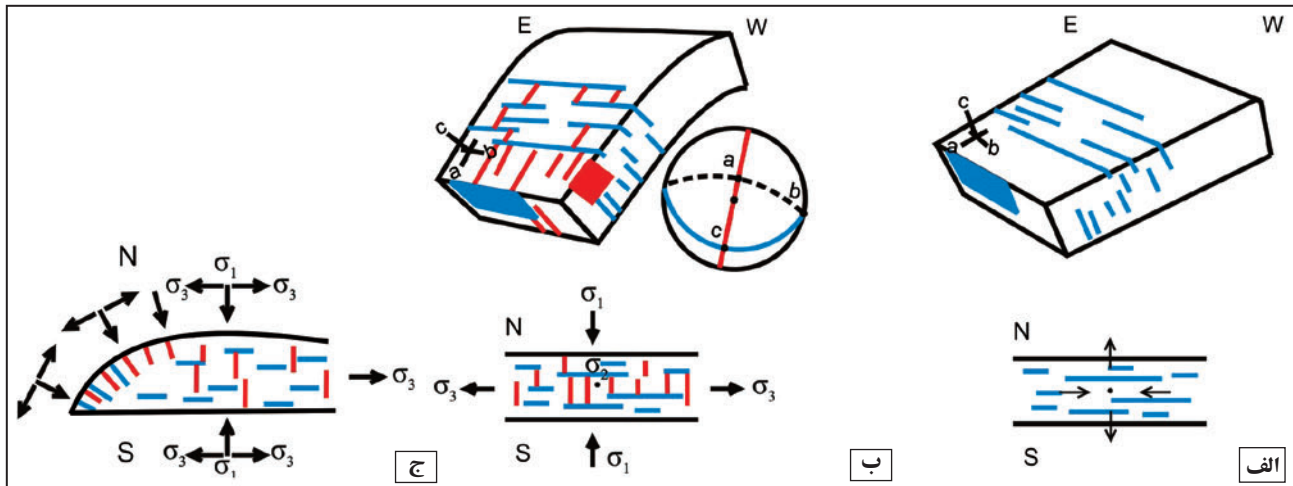
شکل ۱۶- نمایی از دو دسته درزه در بخش خاور رود شور. راستای دسته درزه  $j_2$  در ادامه روند خود پس از رسیدن به دسته درزه  $j_1$  قطع می‌شود و ادامه نمی‌یابد.



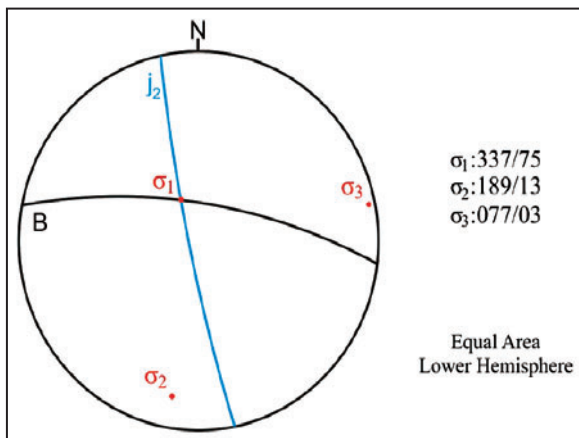
شکل ۱۵- موقعیت لایه‌بندی (B)، دسته درزه‌های  $j_1$  و  $j_2$  و محورهای a، b و c بخش باختر رود شور بر روی شبکه هم‌مساحت.



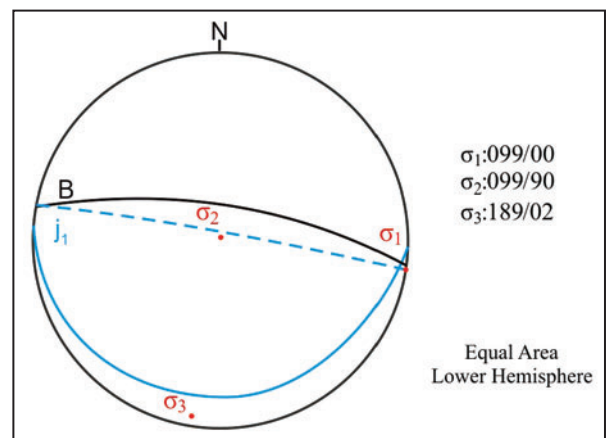
شکل ۱۷- توزیع تنش در یک لایه که تحت فشار موازی با لایه‌بندی خم شده‌است (Twiss & Moores, 1992). الف) نمای سه‌بعدی چین‌خوردگی، ب) خط سیر تنش در لایه‌بندی پیش از چین‌خوردگی و ج) خط سیر تنش در لایه‌بندی پس از چین‌خوردگی. خط‌چین‌ها موازی تنش کمینه و خطوط پیوسته به موازات تنش بیشینه‌است. حروف A تا E معرف رده‌های شکستگی‌های همراه باچین‌خوردگی است که همراه با محورهای a و b و c در شکل ۱۰ نیز مشخص شده‌اند. درزه‌های گروه A و درزه‌های برشی گروه D در میدان تنشی که در سراسر لایه‌بندی و پیش از چین‌خوردگی وجود داشته‌است تشکیل شده‌اند. درزه‌های bc گروه D و دیگر درزه‌ها در گروه‌های B, C و E حاصل میدان تنشی هستند که در طی چین‌خوردگی و بر روی آن ایجاد شده‌است.



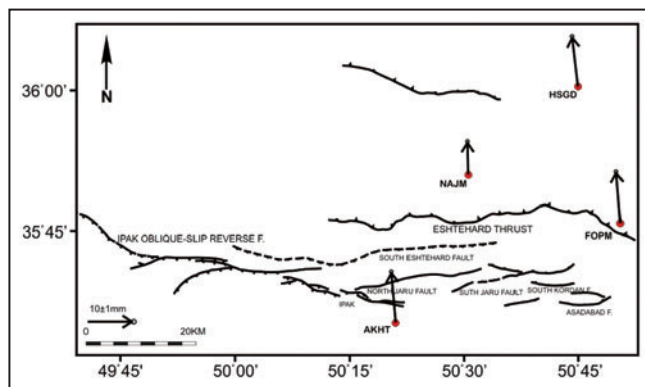
شکل ۱۸- تاریخچه تشکیل درزه‌های منطقه مورد مطالعه. شکل‌های ردیف بالا نمای سه‌بعدی و شکل‌های ردیف پایین نمای نقشه هستند. الف) زمان تشکیل دسته درزه ۱ در بخش خاور رود شور به جز دماغه باختری و ج) زمان تشکیل دسته درزه ۲ در دماغه باختری. خط مشکی، لایه‌بندی، خطوط آبی، دسته درزه ۱ و خطوط قرمز دسته درزه ۲ را نشان می‌دهد. میدان تنش در هر بخش بر روی شکل‌ها مشخص شده‌است.



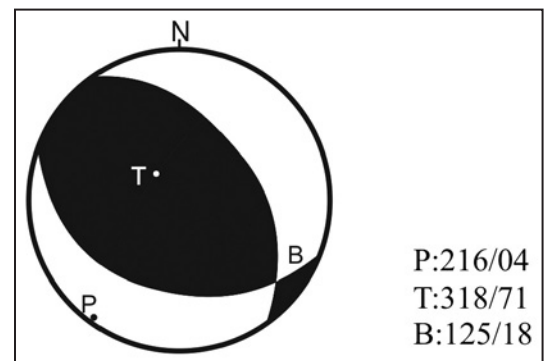
شکل ۲۰- موقعیت میدان تنش به‌دست آمده بر اساس لایه‌بندی (B) و دسته درزه ۱ بر روی شبکه هم‌مساحت.



شکل ۱۹- موقعیت دسته درزه ۱ در زمان حال (خط پیوسته آبی) و در زمان تشکیل (خط چین آبی) و میدان تنش مسبب آن. روی شبکه هم‌مساحت. B لایه‌بندی در زمان حال را نشان می‌دهد.



شکل ۲۲- نقشه گسل‌های گستره مورد بررسی و نواحی مجاور (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱) به همراه بردارهای سرعت GPS. نقاط قرمز ایستگاه‌های GPS را نشان می‌دهد (حسین مردی، ۱۳۸۸).



شکل ۲۱- سازوکار ژرفی گسلش زمین‌لرزه‌ای (fault plane solution) برای زمین‌لرزه ۱۹۶۲ بوبین زهرا (بربریان و همکاران، ۱۳۷۱).

## کتابنگاری

بربریان، م.، قوشی، م.، ارژنگ روش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۷۱- پژوهش و بررسی نوزمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره قزوین بزرگ و پیرامون، گزارش شماره ۶۱: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۷ ص.

حسین مردی، ز.، ۱۳۸۸- بررسی زمین شناسی ساختمانی و نوزمین ساخت چین خوردگی مرتبط با گسله شمال اشتهارد، پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سایت سازمان نقشه برداری کشور به نشانی [www.ncc.org.ir](http://www.ncc.org.ir)

صائب فر، و.، ۱۳۷۰- تحلیل ساختاری ناحیه جنوب غرب کرج با تأکید بر نقش احتمالی گسل شمال تهران در دگربرخی ناحیه، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، دانشکده علوم.

عباسی، م. و شبانیان بروجنی، ا.، ۱۳۸۴- تعیین وضعیت تنش به روش برگشتی از صفحه‌های گسلی لبه جنوبی البرز مرکزی، فصلنامه علوم زمین، ج. ۱۴، ش. ۵۵، ص. ۲-۱۷.

عمیدی، س.، ۱۳۶۳- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

مهدی زاده، س.، ۱۳۷۴- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرج، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

یوسفی، م.، ۱۳۷۹- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اشتهارد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Akasheh, B. & Berckhemer, H., 1984- Focal mechanisms of earthquakes in Iran with special emphasis on small shocks in Tehran region. Neues Jahrb. Paleontol. Abh. 168, p.244– 255.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran: J. Geodyn. v.21, p.1- 33.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Sharabi, M. & Qoraishi, M., 2003- Accomodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran: J. Struct. Geol. v.25, p.659– 672.
- Ashtari, M., Hatzfeld, D. & Kamalianb, N., 2005- Microseismicity in the region of Tehran: Tectonophysics, v.395, p.193-208.
- Ballato, P., Nowaczyk, N. R., Landgraf, A., Strecker, M. R., Friedrich, A. & Tabatabaei, S. H., 2008- Tectonic control on sedimentary facies pattern and sediment accumulation rates in the Miocene foreland basin of the southern Alborz mountains, N Iran.
- Berberian, M., 1976- An explanatory note on the first seismotectonic map of Iran; A seismo-tectonic review of the Contry. In Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II). Geological Survey of Iran, 518 p.
- Berberian, M., Qorashi, M., Arzhang-ravesh, B. & Mohajer-Ashjai, A., 1985- Recent tectonics, seismotectonics and earthquake fault hazard investigations in the greater Tehran region: contribution to the seismotectonics of Iran: Part V, Geological Survey of Iran, report 56, 316 p..
- Dellenbach, J., 1964- Contribution a l'etude geologique de la region situee a l'est de Teheran (Iran): Fac. Sci, Univ. Strassbourg (France), 117P.
- Masson, F., Ch'ery, J., Hatzfeld, D., Martinod, J., Vernant, P., Tavakoli, F. & Ghafory-Ashtiani, M., 2005- Seismic versus aseismic deformation in Iran inferred from earthquakes and geodetic data, Geophys. J. Int., v.160, p.217–226.
- Stöcklin, J., 1968- Strutural history and tectonics of Iran: American Association of petroleum geologists bulletin, v.52, no.7, p.1229-1258.
- Tchalenko, J. S., 1975- Seismotectonics frame work of the North Tehran fault: Tectonophysics 29, p. 411-420.
- Tchalenko, J. S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M. & Arsovsky, M., 1974- Tectonic framework of the Tehran region: Geological survey of Iran, report 23, p.7-46.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- Structural geology: W.H.Freeman and company, New York, 532p.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Ch'ery, J. Bayer, R. Djamour, Y., Massona, F., Nankalib, H. , Ritz, J. F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004b- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using : Earth and Planetary Science Letters, v.223, p.177– 185.