چهل و دومین گردهمایی (همایش) ملی
علوم زمین
The 42nd National Geosciences Congress
www.geoconf.ir

تحلیل سینماتیکی چین‌های البرز مرکزی در منطقه جنوب آمل

نرجس سادات درویش‌پور[۱]، حجت‌اله صفری[۲]، رضوانه حمیدی[۳]

[۱]دانش‌آموخته کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه گلستان، گرگان nsdarvishpor@gmail.com

[۲] دانشیار تکتونیک، دانشگاه گلستان، گرگان safari.ho@gmail.com

[۳] دانش‌آموخته دکتری تکتونیک، دانشگاه گلستان، گرگان hamiditectonic92@gmail.com

چکیده

در این پژوهش، منطقه جنوب آمل واقع در یال شمالی البرز مرکزی (محل خمیدگی البرز) برای بررسی وضعیت سینماتیکی چین‌ها انتخاب گردید تا با مطالعه ساختارهای منطقه بتوان مدلی زمین‌ساختی برای این بخش ارائه نمود. برای این کار ابتدا با استفاده از تکنیک-های سنجش از دور، GIS و بررسی‌های صحرایی ساختارها استخراج گردیده و سپس مورد تحلیل‌های هندسی و سینماتیکی قرار گرفتند. نتایج این بررسی‌ها و تحلیل‌ها نشان داد که مهمترین ساختارهای منطقه گسل‌های معکوس (رانده) با روند تقریباً شرقی- غربی بوده که روند اصلی البرز مرکزی تبعیت می‌کنند و دگریختی‌های منطقه عمدتاً توسط این گسل‌های کنترل شده‌اند. این ساختارها (بجز گسل علی‌آباد) با روند تقریباً شرقی- غربی شامل گسل‌هایی با شیب کم تا متوسط (۴۰ تا ۵۰ درجه) رو به جنوب می‌باشند که سبب راندگی رو به شمال واحدهای سنگی شده‌اند. بررسی ارتباط سینماتیکی چین‌ها با این ساختارها نشان داد که تاقدیس عمارت از نظر ژنتیکی وابسته به گسل رانده منگل (شمال البرز) می‌باشد. همچنین همراهی دو گسل نورود و علی‌آباد سبب تشکیل یک ساختار گل‌مانند به صورت بلوکی فراجسته شده که حاصل آن تشکیل ساختار ناودیس بالاآمده ناگله‌سر شده است. وجود حداقل دو جهت محور حرکتی (محور P) با امتدادهای N336 و N160 در بخش جنوبی نشان از یک سیستم فشارشی پیچیده دارد که معمولاً در سیستم گسل‌های رانده (معکوس) با شیب مخالف نظیر گسل‌های نورود و علی‌آباد دیده می‌شوند.

واژه‌های کلیدی

البرز مرکزی، دگریختی‌ها، گسلش معکوس، ساختار گل‌مانند، رژیم دگرفشارش

۱- مقدمه

کوهزاد البرز با پهنای تقریبی ۱۰۰ و طول بیش از ۹۰۰ کیلومتر بخشی از کوهزاد آلپ- هیمالیا در آسیا هستند (درویش‌زاده، ۱۳۸۵؛ شاه‌پسندزاده، ۱۳۸۳) که شکل‌گیری اولیه آنها در طی تریاس پسین در اثر برخورد گندوانا- اوراسیا بوده است و بقایای دگرگونی (همانند شیست‌های گرگان) این برخورد به صورت برون‌زدهای منفصل در امتداد حاشیه شمالی رشته کوه فعلی قابل مشاهده است. این کوهزاد در طی فازهای پایانی کوهزایی آلپی به شکل کنونی خود درآمده‌اند [1,2,3]. از نگاه زمین‌ساختی مرز شمالی البرز منطبق به زمیندرز پالئوتتیس است که از برخورد سنگ‌کره‌های قاره‌ای البرز و توران (اوراسیا) در تریاس پسین شکل گرفته است (شکل ۱-۱). در تریاس پسین (رویداد سیمیرین پیشین) رویدادهای ناشی از برخورد حاشیه قاره‌ای توران با البرز، سبب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش باقیمانده اقیانوسی پالئوتتیس بر روی لبه شمالی البرز گردیده و در اواخر پلیوسن (یا اوایل پلیستوسن)، فاز کوهزایی آلپی سبب راندگی و سپس مرتفع شدن و در نتیجه تشکیل سیمای کنونی البرز شده است [4, 5, 6]. ساختارهای البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ با روندی خمیده می‌باشد. در قسمت باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری – جنوب خاوری (NW-SE) داشته، در صورتی‌که در قسمت خاوری، روند ساختارها شمال‌خاوری – جنوب‌باختری (NE-SW) است. این دو روند ناهمسان درالبرز مرکزی خمیده شده و به روند خاوری- باختری (E-W) تبدیل می‌شوند. علاوه بر چین‌خوردگی، گسلش راندگی نیز در ساختار البرز اثر بسیار قابل توجهی دارد.

شکل ۱: موقعیت زمین‌ساختی البرز در بین سایر پهنه‌های ساختاری ایران [8]

در این پژوهش جهت بررسی وضعیت دگریختی‌های یال شمالی بخش مرکزی البرز (منطقه جنوب آمل) حد فاصل گسل‌های خزر و البرز شمالی (در حد فاصل طول‌های ′۱ °۵۲ تا ′۲۷ °۵۲ خاوری و عرض‌های ′۲ °۳۶ تا ′۱۶ °۳۶ شمالی) انتخاب گردید. مطالعات گسترده در البرزمرکزی نشان‌دهنده این است که این زیرپهنه دارای روند خاوری- باختری بوده و یکی از بخش‌های به‌شدت دگریخت شده را تشکیل می‌دهد که در آن دگریختی‌ها عمدتاً توسط گسل‌های راندگی اصلی کنترل می‌شوند [4,8]. بیشتر این گسل‌ها دارای سازوکار معکوس (راتده) با مقداری مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشند. بسیاری بر این باورند که این گسل‌های معکوس در دو یال جنوبی و شمالی البرز دارای شیب متفاوت می‌باشند. به گونه‌ای که گسل‌های دامنه جنوبی دارای شیبی به سمت شمال و گسل‌های دامنه شمالی دارای شیبی به سمت جنوب هستند که به این ترتیب، سبب تشکیل ساختار گل‌مانند[۱] شده است [5,9,10]. به نظر می‌رسد که این سیستم گسلش سبب تشکیل چین در این منطقه شده است در این پژوهش به بررسی سینماتیکی این مسئله پرداخته شده است.

---

۱ - Flower Structure

۲- روش‌های بکار رفته

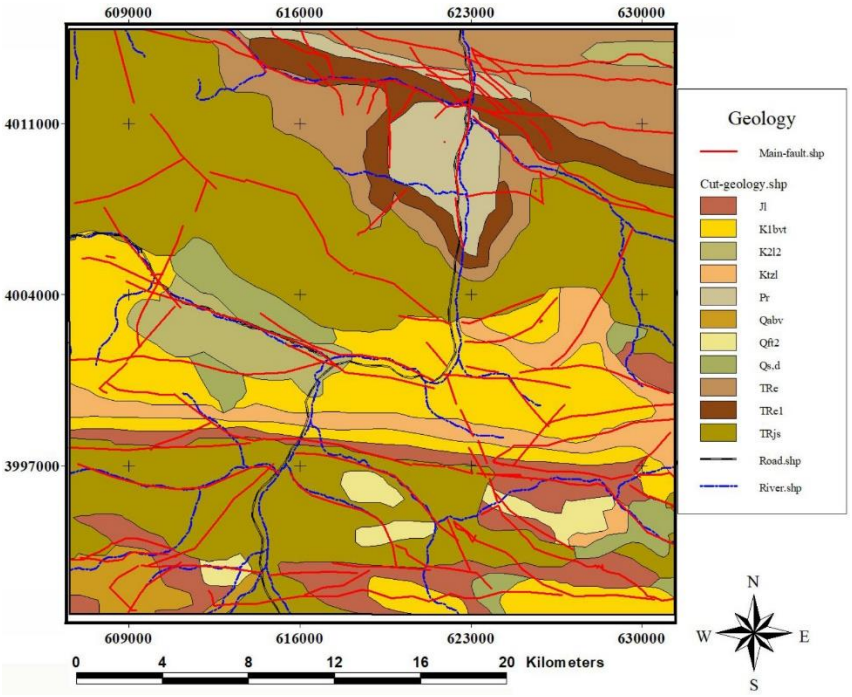
الف- تهیه لایه سنگ‌شناسی: این لایه اطلاعاتی از تلفیق اطلاعات موجود (نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰۰ آمل) و پیمایش‌های صحرایی تهیه شده است. برای تهیه لایه سنگ‌شناسی، ابتدا با اعمال فیلترهای بالاگذر و پایین‌گذر برروی ترکیب رنگی RGB=741 از تصویر ماهواره‌ای لندست ۸ (گذر ۳۵-۱۶۴)، اقدام به جدایش محدوده رخنمون‌ها نموده و رقومی نمودن آنها کرده و و از طریق کنترل‌های میدانی، لایه‌های سنگی با لیتولوژی‌های متفاوت از هم تفکیک گردیدند (شکل ۲).

ب- استخراج گسل‌ها: با اعمال فیلتر بارزکننده لبه‌ها و همچنین فیلترهای جهت‌دار با آزیموت‌های ۴۵، ۹۰، ۱۳۵، ۱۸۰ درجه برروی تصویر با ترکیب رنگی ۱-۴-۷، اقدام به شناسایی و استخراج شکستگی‌ها با استفاده از تفاسیر بصری کرده و سپس آنها را رقومی می-نماییم. در ادامه از طریق اندازه‌گیری‌های صحرایی و کنترل‌های میدانی، گسله‌های مهم منطقه مورد شناسایی قرار گرفتند. سپس با افزودن تحلیل‌های ساختاری (هندسی و سینماتیکی) به این لایه، نقشه ساختاری منطقه تهیه گردید (شکل ۳).

ج- تحلیل‌های ساختاری: مهمترین روش‌های به‌کار برده شده برای تحلیل ساختارها عبارتند از: الف-تهیه نمودار گل‌سرخی شکستگی-ها، ب-محاسبه صفحات اصلی گسلش، ج- محاسبه محور و سطح محوری چین‌ها (به عنوان تحلیل‌های هندسی) و د- محاسبه محورهای فشارشی P (به عنوان تحلیل سینماتیکی) می‌باشند.

۳- بررسی چینه‌شناسی منطقه

سازندهای رخنمون‌یافته در منطقه مورد بررسی بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (شکل ۲) شامل: سازندهای مبارک، دورود، روته، نسن، الیکا، شمشک، دلیچای، لار، تیزکوه و فجن [11,12] (درویش‌پور، ۱۴۰۲؛ آقانباتی، ۱۳۸۳) می-باشند. وضعیت چینه‌شناختی این رخساره‌های سنگی به ترتیب از قدیم به جدید به شرح ذیل است: الف- سازند مبارک: با سن کربونیفر شامل حدود ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر شامل سنگ آهک‌های تیره رنگ غالبا فسیل دار، سنگ آهک مارنی و مارن‌های سیلت‌دار ، ب- سازند درود: با سن پرمین شامل ۱۵۰ متر شیل، ماسه‌سنگ، سنگ آهک ضخیم‌لایه، سیلت استون و کوارتزیت، ج- سازند روته: با سن پرمین شامل توالی سنگ آهک فوزولین‌دار، سنگ آهک دولومیتی حاوی چرت در بخش‌های بالایی، د- سازند نسن: با سن پرمین شامل ۲۳۰ متر توالی سنگ آهک با چرت بهمراه شیل‌های مارنی و ماسه‌ای، ه- سازند الیکا: با سن تریاس پایینی تا میانی شامل ۲۹۵ متر شامل آهک، دولومیت و دولومیت ضخیم‌لایه بوده، و- سازند شمشک: با سن تریاس بالایی- ژوراسیک پایینی شامل ۱۵۰۰ متر سکانس‌هایی تکرارشونده از شیل، ماسه‌سنگ، سیلت‌استون، کنگلومرای سفیدرنگ، شیل‌های ذغالدار بهمراه لایه‌های ذغال، ز- سازند دلیچای: با سن ژوراسیک پایینی تا میانی شامل ۱۰۷ متر مارن، آهک‌های آمونیت‌دار بهمراه ماسه‌سنگ آمونیتی، ح- سازند لار: با سن ژوراسیک بالایی شامل ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای (حاوی چرت یا نوارهای سیلیسی)، ط—سازند تیزکوه: با سن کرتاسه پایینی شامل ۱۷۰ متر آهک‌های اربیتولین‌دار بهمراه شیل آهکی بر روی دیاباز، بازالت و آذر-آواری‌ها نئوکومین ی- سازند فجن: با سن کرتاسه میانی شامل حدود ۱۸۰۰ متر از توالی آهک‌های ائولیتی توده‌ای روشن‌رنگ بهمراه لایه‌های نازک شیل آهکی – رسی و مارن، آذر-آواری‌ها و عضوهای آتشفشانی شامل دیاباز سُرخ تیره تا قهوه‌ای (شکل ۲)



شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (تهیه شده بر اساس پیمایش‌های صحرایی و نقشه‌های موجود)

۴- بررسی و تحلیل ساختارهای منطقه

در این بخش با استفاده از قابلیتهای تکنیک‌های سنجش از دور، ابتدا ساختارهای منطقه استخراج گردیده و سپس با استفاده ار برداشت-های ساختاری در ۱۲ ایستگاه، گسل‌ها و محورهای چین شناسایی و اطلاعات ساختاری آنها برداشت شده و مورد تجزیه و تحلیل‌های هندسی و سینماتیکی قرار گرفته است (شکل ۳).

۴-۱- بررسی گسل‌های اصلی منطقه

مهمتریم گسل‌های شناسایی شده در این منطقه از البرز مرکزی عبارتند از [12]: گسل‌های هراز، خزر، منگل، نورود، علی‌آباد می‌باشند که خصوصیات این گسل‌ها به شرح ذیل بود:

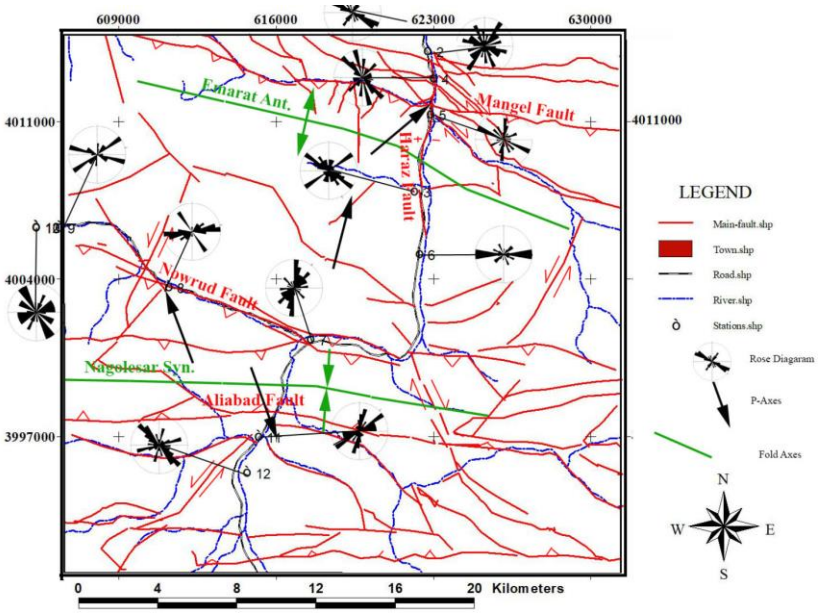
الف- گسل هراز: با روندی تقریباً شمالی- جنوبی و شیبی رو به خاور دارای مکانیسم حرکتی راستالغز راست‌بر با کمی مولفه نرمال می‌باشد. عملکرد این گسل، مسیر رودخانه هراز را رقم زده است.

ب- گسل خزر: یک گسل رانده دارای روند خاوری جنوب‌خاوری- باختری شمال‌باختری با شیبی تقریباً ۴۵ تا ۵۰ به سمت جنوب بود که عملکرد آن سبب فراخاست دامنه شمالی البـرز شده و همچنین سبب راندگی رو به شمال نهشته‌های کنگلومرایی پلیوسن بر روی دشت آمل گردیده است.

ج- گسل منگل (گسل شمال البرز): دارای روند تقریباً خاور جنوب‌خاوری- باختر شمال‌باختری با شیبی حدود ۴۵ تا ۵۰ درجه به جنوب است که عملکرد آن گسل سبب راندگی آهک الیکا (تریاس) بر روی آبرفت های عهد حاضر شده است.

د- گسل نورود: دارای روند جنوب‌خاوری- شمال‌باختری (در باختر گسل هراز) بوده و در خاور گسل هراز تبدیل به خاوری- باختری شده است. شیب این گسل حدود ۴۰ تا ۴۵ درجه به سمت جنوب می‌باشد. مکانیسم این گسل راندگی با کمی مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشد.

ه- گسل علی آباد: روند تقریباً خاوری- باختری داشته و شیب صفحه گسل حدود ۵۵ تا ۶۰ درجه به شمال می‌باشد. مکانیسم حرکتی این گسل، معکوس با مقداری مولفه چپ‌بر است.



شکل ۳: نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه

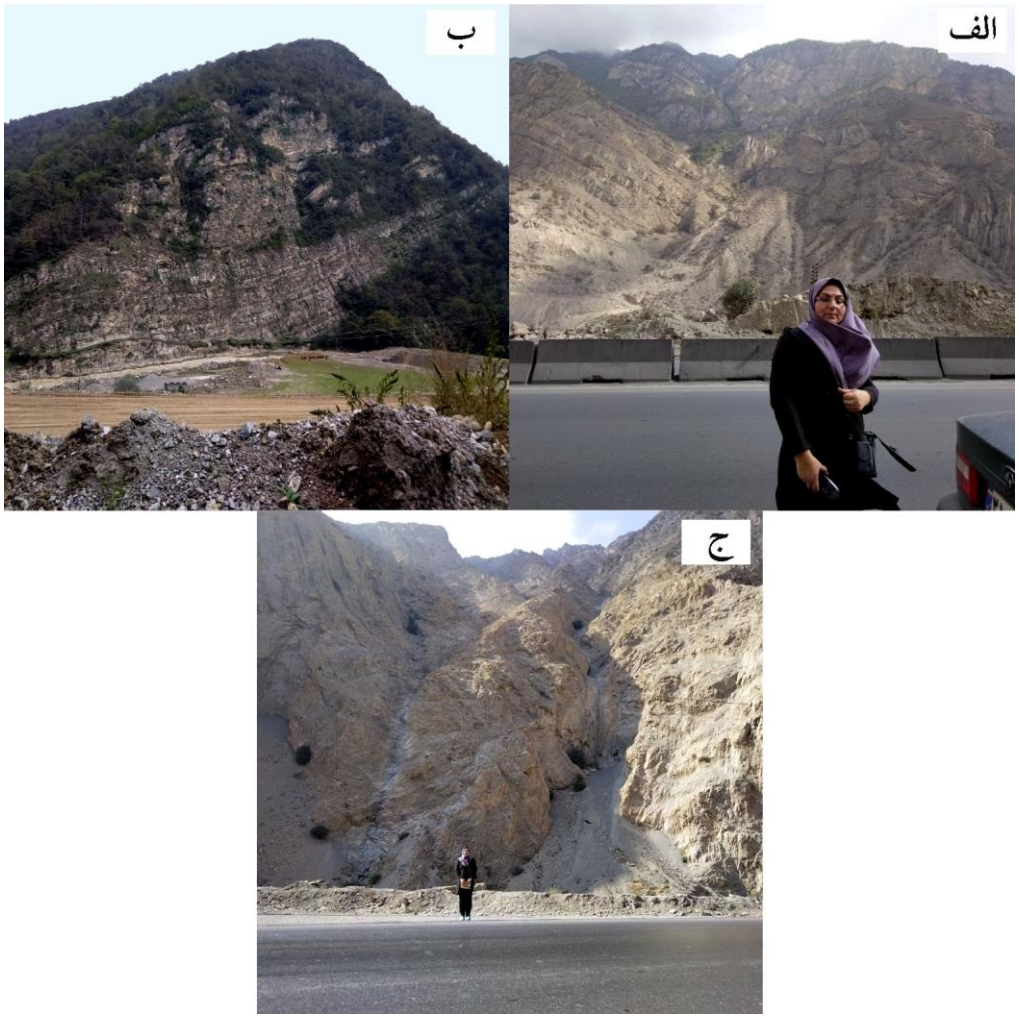
شکل ۴: نماهایی از گسل‌های اصلی منطقه شامل: الف- گسل هراز، ب- گسل خزر، ج- گسل منگل، د- گسل نورود، ه- گسل علی‌آباد

۴-۲- بررسی چین‌های اصلی منطقه

خصوصیات چین‌های اصلی منطقه به شرح ذیل بود:

الف- تاقدیس عمارت: این تاقدیس با روند تقریبی خاور جنوب‌خاوری- باختر شمال‌باختری (N100-110) در بخش‌های شمالی و مرکزی این منطقه قرار گرفته است (شکل ۳). از نظر جغرافیایی این تاقدیس در جنوب گسل منگل (شمال البرز) و در فرادیواره این گسل شکل گرفته است و بنظر می‌رسد که از نظر ژنتیکی وابسته به این گسل رانده باشد. همچنین عبور گسل هراز عمود بر این تاقدیس سبب فرسایش و رخنمون یافتن سازندهای قدیمی‌تر (با سن پالئوزوئیک بالایی) گردیده است (شکل ۲). بنظر می‌رسد که حرکت راستالغز گسل هراز سبب ایجاد جابجایی راست‌بر در محور این تاقدیس شده است [12].

ب- ناودیس ناگله‌سر: این ناودیس در مرز بخش‌های جنوبی و مرکزی (جنوب بخش مرکزی و شمال بخش جنوبی) تشکیل یافته است. ناودیس ناگله‌سر با دارا بودن طولی بیش از ۲۰ کیلومتر (شکل ۳) بلندترین ارتفاع منطقه را رقم زده است. روند این ناودیس تقریباً خاوری- باختری (N85-90) بوده که با نزدیک شدن به انتهای گسل هراز دچار کمی خمش راستگرد شده و روند آن به N105 تغییر یافته است. بنظر می‌رسد که این ناودیس نیز از نظر ژنتیکی به گسل‌های نورود و علی‌آباد وابسته باشد زیرا در فروهشته[۲] بین دو فرادیواره این گسل‌ها شکل گرفته و علیرغم ناودیس بودن؛ دارای ارتفاع زیادی می‌باشد [12].



شکل ۵: نمایی از چین‌های اصلی منطقه، الف- یال جنوبی تاقدیس عمارت، ب- یال شمالی تاقدیس عمارت، ج- هسته ناودیس ناگله‌سر

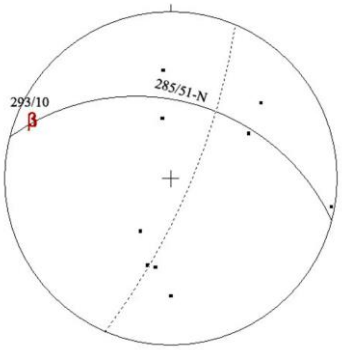
[۲] - Inlier

۴- تحلیل‌های ساختاری

الف- تحلیل تراکم شکستگی‌ها (نمودار گل‌سرخی): نشان داد که شکستگی‌های غالب در بخش شمالی دارای دو روند عمده ۱۳۰-N۱۱۰ و N۰۴۰-۰۶۰ می‌باشند، در حالی که در بخش مرکزی روندهای غالب N۸۰-۹۰ و N۱۴۰-۱۶۰ هستند و در بخش جنوبی N۱۲۰-۱۳۰ و N۰۵۰-۰۶۰ شده‌اند (شکل ۳). که در تمامی موارد این شکستگی‌ها بازتاب گسل‌های اصلی منطقه می‌باشند.

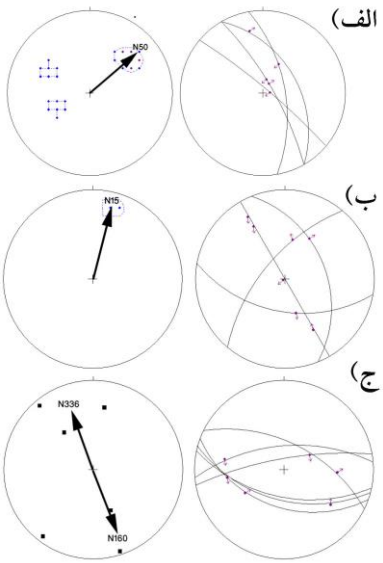
ب- محاسبه صفحات گسلش: این محاسبات نشان داد که شیب گسل‌های رانده بخش‌های شمالی و مرکزی (خزر، منگل و نورود) رو به جنوب (راندگی رو به شمال) و گسل علی‌آباد در بخش جنوبی رو به شمال (راندگی رو به جنوب) است.

ج- محاسبه محور و سطح محوری: این محاسبات نشان داد که تاقدیس عمارت دارای امتداد تقریباً خاوری- باختری داشته و محور آن دارای پلانژ ۱۰ درجه‌ای به سمت شمال‌باختر است. این تاقدیس یک تاقدیس غیرمتقارن با شیب ۵۱ درجه‌ای سطح محوری به سمت شمال‌خاور می‌باشد (۶). همچنین مشخص شد که ناودیس ناگله‌سر یک ناودیس برخاسته با سطح محوری تقریباً قائم با امتداد N90-100 می‌باشد (شکل ۵-ج).



شکل ۶: تحلیل هندسی تاقدیس عمارت

د- نتایج تحلیل سینماتیکی نشان داد که محور فشارش در بخش شمالی دارای روند N50، در بخش مرکزی N15 و در بخش جنوبی دارای دو جهت مخالف هم با امتدادهای N336 و N160 می‌باشند (اشکال ۳ و ۷).

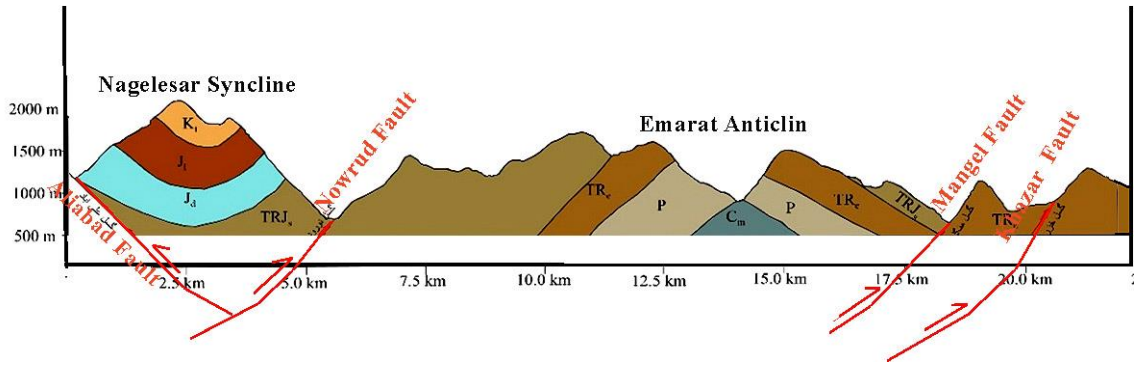


شکل ۷: تحلیل سینماتیکی و محاسبه محورهای P-axes در مناطق: الف- شمالی، ب- مرکزی، ج- جنوبی

۵- بحث و بررسی و ارائه مدل

بررسی گسل‌های منطقه نشان داد که دگریختی‌های منطقه عمدتاً توسط گسل‌های معکوس (یا رانده) اصلی کنترل شده‌اند. در این منطقه گسل‌های اصلی نظیر: گسل خزر (در دامنه شمالی در مرز کوه- دشت)، گسل منگل (به عنوان گسل شمال البرز در بخش مرکزی) و گسل نورود (در جنوب منطقه)، گسل‌های دارای سازوکار معکوس (یا رانده) با مقداری مولفه امتدادلغز چپ‌بر می‌باشند. این ساختارهای با روند تقریباً شرقی- غربی (موازی با کمربند کوهزاد) شامل گسل‌هایی با شیب کم تا متوسط (۴۰ تا ۵۰ درجه) رو به جنوب می‌باشند که سبب راندگی رو به شمال واحدهای سنگی شده‌اند. همانگونه که در بخش زمین‌ساخت ناحیه‌ای ذکر گردید؛ بررسی شیب و جهت حرکت گسل‌های رانده البرز [13,14]. نشان می‌دهد که که راندگی‌ها در یال شمالی به سمت شمال و راندگی‌ها در یال جنوبی به سمت جنوب رخ داده‌اند و این مسئله سبب ایجاد یک ساختار گل مانند در الگوی ساختاری البرز شده است. پس به این ترتیب انتظار می‌رود که گسل-های دامنه شمالی البرز دارای شیبی به سمت جنوب بوده و عملکرد آنها راندگی به شمال باشد که با نتایج حاصل از این پژوهش همخوانی دارد.

بررسی ارتباط سینماتیکی ساختارها نشان داد که تاقدیس عمارت در حدفاصل گسل‌های خزر و منگل (شمال البرز) شکل گرفته است و قرارگیری این تاقدیس بر فرادیواره گسل منگل (شکل ۳) و هم شیب بودن صفحه گسل و سطح محوری این تاقدیس حکایت از آن دارد که از نظر ژنتیکی این تاقدیس وابسته به گسل رانده منگل(شمال البرز) می‌باشد. همچنین ناودیس برخاسته ناگله‌سر بر روی فرادیواره‌های دو گسل نورود (با شیب رو به جنوب و راندگی رو به شمال) و علی‌آباد (با شیب رو به شمال و راندگی رو به جنوب) تشکیل یافته است. این پدیده نشان می‌دهد که همراهی دو گسل نورود و علی‌آباد سبب تشکیل یک ساختار گل‌مانند به صورت بلوکی فراجسته[۳] شده که حاصل آن تشکیل ساختار ناودیس بالاآمده ناگله‌سر (با ارتفاع زیاد) شده است (شکل ۸). بنظر می‌رسد که این ناودیس نیز از نظر ژنتیکی به گسل‌های نورود و علی‌آباد وابسته باشد، زیرا در درونهشته[۴] بین دو فرادیواره این گسل‌ها شکل گرفته و علیرغم ناودیس بودن؛ دارای ارتفاع زیادی می‌باشد. به این ترتیب می‌توان به این نتیجه رسید که عمده دگریختی‌های این منطقه توسط گسل‌های رانده صورت پذیرفته است که با نتایج بدست آمده توسط دیگران همخوانی دارد [4,8]. بررسی محورهای سینماتیکی نشان داد که در بخش شمالی مهمترین محور فشارش دارای امتداد N50 می‌باشد (اشکال ۳ و ۷) که اگر فشارشی با این امتداد بر روی گسل‌هایی نظیر خزر و منگل (شمال البرز) وجود داشته باشد؛ مکانیسم این گسل‌ها می‌تواند معکوس با مقدار متنابهی مولفه چپ‌بر باشد. در حالی که در بخش مرکزی، محور فشارش دچار خمش چپگرد شده و امتداد آن به N15 رسیده است (شکل ۳) که اگر فشارشی با این امتداد بر روی گسلی نظیر نورود (یا موازی آن) وجود داشته باشد؛ مکانیسم این گسل‌ها می‌تواند معکوس با کمی مولفه چپ‌بر باشد. این در حالی است که در بخش جنوبی حداقل دو جهت محور حرکتی (محور P) با آزیموت‌های N336 و N160 قابل مشاهده می‌باشند. که با اعمال این محورهای فشارش، مکانیسم گسل‌های به صورت معکوس (رانده) خالص خواهد بود که سبب تشکیل و برخاستگی ناودیس ناگله‌سر شده است (شکل ۸).



شکل ۸: مقطع زمین‌شناسی شمالی- جنوبی از منطقه مورد بررسی

[۳] - Push up (Pop up) structure

[۴] - Inlier

منابع

[1] Stampfli, G.M., 1978. Etude geologique generale de l,Elbourz oriental au sud de Gonbad –e-Qabus, Iran NE., Theis, Genev, 329 p.
[2] Zanchi, A. et al., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran, Journal of Structural Geology., No: xx, pp. 1-15.
[3] Safari, H., Gholami, M., 2011, Tectonic Evolution Of Southern Limb Of Eastern Alborz, Iran, I.J. Geoinformatics Reaserch and Development, Vol. 2, Issue 1, pp 1-13.
[4] Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic Synthesis and Structural style of Alborz Mountain System in Northern Iran, J. Geodynamics, V. 21, No. 1, pp. 1–33.
[5] Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003, Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, Northern Iran, Journal of structural Geology., No:25, pp. 659-672.
[6] Yassaghi, A. Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on along-strike variations in the geometry of an inverted normal fault: Case study of the Mosha Fault, Central Alborz Range, Iran. Journal of Structural Geology 30(12): 1507-1519
[7] Nogol-e-Sadat, M. A. A., 1988. Review of tectono-sedimentary zonation in Iran “, Abstract., Int. Geo. Cong., Washington, Vol:2, PP 512.
[8] Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains. Geophysical Research Abstracts, vol. 7.
[9] Stocklin, J., 1974. North Iran: Alborz Mountains, Geological Society, London, Special Publications, Vol: 4, pp. 213- 2334.
[10] Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique récente et active dans l’Alborz Central et la région de Téhéran: Approche morphotectonique et paléoseismologique, PhD thesis, Univ. of Montpellier 2, Montpellier, France.
[11] آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی واکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
[12] درویش‌پور، ن.، ۱۴۰۲، بررسی دگریختی‌های محدوده بین گسل‌های خزر و شمال البرز در منطقه بلده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه گلستان، ۱۰۱ صفحه
[13] Stocklin, j., 1968. Structural history and tectonics of Iran, a review. American Association of Petroleum geologists Bulletin, 52(7), PP. 1229- 1258.
[14] Shahidi, A., 2008- Evolution tectonique de nord de l’Iran (Alborz et Kopeh Dagh) depuis le Mesozoique. Ph.D these, Universite´ Pierre et Marie Curie, Paris (in French).