

هندسه ساختاری درون‌هسته معلم کلایه شاهدی بر اثر زمین ساخت وارون و ترافشارش راست‌گرد در غرب البرز مرکزی

غلامرضا عسگری، علی یساقی* و سعید معدنی پور

گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

*: عهده دار مکاتبات، پست الکترونیکی: Yassaghi@modares.ac.ir

چکیده:

درون‌هسته معلم کلایه در ادامه شمال غرب پهنه گسلی کندوان در غرب البرز مرکزی واقع شده است. این درون‌هسته از شمال به گسل خشچال و از جنوب به گسل اوان محدود می‌شود. این گسل‌ها با جهت شیب مخالف یکدیگر سبب رانده شدن واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین به ترتیب بر روی واحدهای سنگی جوان تر تشریری و مزوزوئیک شده‌اند. گسل اوان به عنوان مرز جنوبی درون‌هسته معلم کلایه عمیق تر بوده و گسل خشچال به صورت پس‌رانندگی فرادیوارهای آن تشکیل شده است و سبب شده که درون‌هسته معلم کلایه به عنوان ساختار بالاجسته مابین آن‌ها تحلیل شود. با توجه به شیب گسل اوان، توسعه رانندگی‌های فرادیوارهای و پس‌رانندگی فرادیواره‌ای، ایجاد تاق‌فرم‌های فرادیوارهای و ناو‌فرم‌های فرادیوارهای و قرارگیری سازند باروت در فرادیواره آن به صورت گسل نرمال اولیه که به صورت معکوس تجدید فعالیت یافته تحلیل شده است. وارون شدگی گسل اوان با توسعه گسل خشچال بصورت گسل پس‌رانندگی و برگه‌های رانندگی TF1 و هنیز به عنوان رانندگی‌های فرادیوارهای و گسل‌های TF2 و TF4 بصورت رانندگی‌های فرادیوارهای آن تشکیل گردیده‌اند. برخورد نهایی صفحه عربی و ایران مرکزی در میوسن پایانی که با حاکم شدن رژیم ترافشارشی راست‌گرد در البرز همراه بوده، با توسعه گسل‌های راست‌الغز همراه شده و این گسل‌ها باعث قطع شدگی و جابجایی گسل‌های اصلی درون‌هسته معلم کلایه شده‌اند. با توجه به قطع شدگی گسل‌های اوان و خشچال توسط توده‌های نفوذی علم کوه و نوشا می‌توان استنباط کرد که این گسل‌ها در پلیوسن غیرفعال بوده‌اند.

واژه های کلیدی: رانندگی و پس رانندگی، ساختار بالاجسته، گسل نرمال اولیه، البرز مرکزی.

Structural Geomerty of Moallem Kelayeh Inlier; an Evidence of Inversion Tectonic and Dextral Transpression in West Central Alborz Range

G.R. Asgari, A. Yassaghi & S. Madanipour

Department of Geology, Tarbiat Modares University

[Email:Yassaghi@modares.ac.ir](mailto:Yassaghi@modares.ac.ir)

Abstrac

Moallem-Kelayeh Inlier is located in western north Kandovan fault zone in west of central Alborz. Moallem Kelayeh Inlier is limited by Khashchal and Ovan faults in north and south, respectively. These faults with different dip direction caused lower Paleozoic rock units thrust over Cenozoic ones. Ovan fault is deeper than Khashchal fault and it formed as hanging wall back-thrust and caused Moallem Kelayeh Inlier be considered as a pop-up structure.

According to the Ovan Fault dip angle, development of its footwall thrusts and hanging wall back-thrust, hanging wall anticline and footwall syncline, exposure of the Barut Formation on its hanging wall and development of a pop-up structure, it is proposed that the Ovan Fault was initially normal fault reactivated as a reverse fault. During inversion of the Ovan normal fault the Khashchal Fault has formed as back-thrust to the Ovan Fault. The TF1 and Hanis thrust faults are also developed as footwall thrusts to the fault. In addition, the TF2 and TF4 thrust also formed as hanging wall thrusts to the fault. Final collision of Arabian plate-Central Iran at Miocene and ruling of dextral transpression regime caused development of strike slip faults in northern part of the study area that cut and displaced other faults. Thus, these faults are younger. Since these fault cut by Alam kuh and Nusha plutons, it is therefore deduced that these faults were not inactive during Pliocene.

Key words: Thrust and Back-thrust, Pop-up structure, Initial normal fault, Central Alborz.

رشته کوه البرز با طولی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر بین دریای خزر و فلات ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-الف) و تکامل آن نتیجه‌ای از حوادث زمین ساختی متفاوت از تریاس پسین (کوهزاد کیمرین در نتیجه برخورد بلوک ایران با اوراسیا) تا پلیوسن (که با دگرشکلی درون قاره‌ای متأثر از همگرایی بین ورقه‌های عربی و اوراسیا) می‌باشد (Alavi, 1992). این رشته کوه با توجه به الگوی ساختارهای توسعه یافته در آن منطقه‌ای کلیدی جهت مطالعه فرایندهای در ارتباط با زمین ساخت و آرون می باشد (Yassaghi, 2001; Allen et al., 2003; Yassaghi, 2005; Zanchi et al., 2006; Ehteshami and Yassaghi, 2007; Yassaghi and Madanipour, 2008; Yassaghi and Naeimi, 2011).

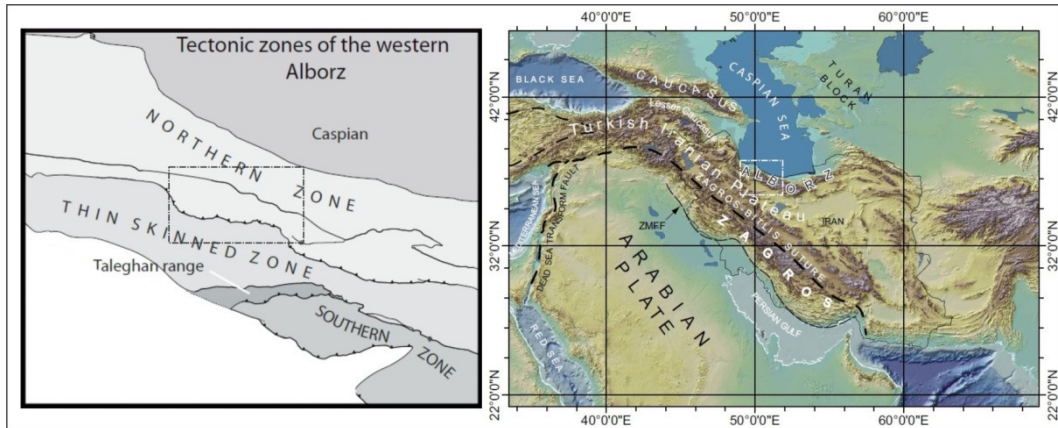
بحث زمین ساخت و آرون در البرز مرکزی اولین بار توسط Yassaghi (2001) مطرح شده است. به نظر وی گسل‌های راندگی موجود در البرز مرکزی به خوبی خصوصیات گسل‌های کنترل کننده حوضه را نشان می‌دهند و اغلب همراه با پس‌راندهایی بر روی فرادیواره خود هستند که این پس‌راندها به گسل راندگی اصلی متصل شده و سبب راندگی مجموعه‌های قدیمی‌تر به صورت ساختار بالاجسته شده‌اند.

درونهشته معلم کلایه در بخش جنوبی خط ستیغ اصلی رشته کوه‌های البرز، در ادامه شمال غرب پهنه گسلی کندوان در غرب البرز مرکزی واقع شده است (شکل ۱-ب). گرچه در سالیان اخیر افزایش قابل توجهی از نظر کمی و کیفی در مطالعات صورت گرفته بر روی رشته کوه‌های البرز صورت گرفته است (Allen et al., 2003; Axen et al., 2001; Guest et al., 2006; Stocklin, 1968; Yassaghi, 2005; Ehteshami and Yassaghi, 2007; Yassaghi and Madanipour, 2008; Zanchi et al., 2006). توپوگرافی و پیچیدگی‌های زمین ساختاری آن هنوز بر روی قسمت‌های زیادی از آن مطالعه دقیق ساختاری انجام نشده است. درونهشته معلم کلایه که در ارتفاعات بلند البرز مرکزی قرار گرفته و راه دسترسی مناسب نیز ندارد یکی از این مناطق است. در این مقاله هندسه ساختاری درونهشته معلم کلایه تحلیل شده و بر اساس این تحلیل مدل تکامل ساختاری برای آن ارائه شده است که می‌تواند قابل تعمیم به دیگر بخش‌های البرز مرکزی باشد.

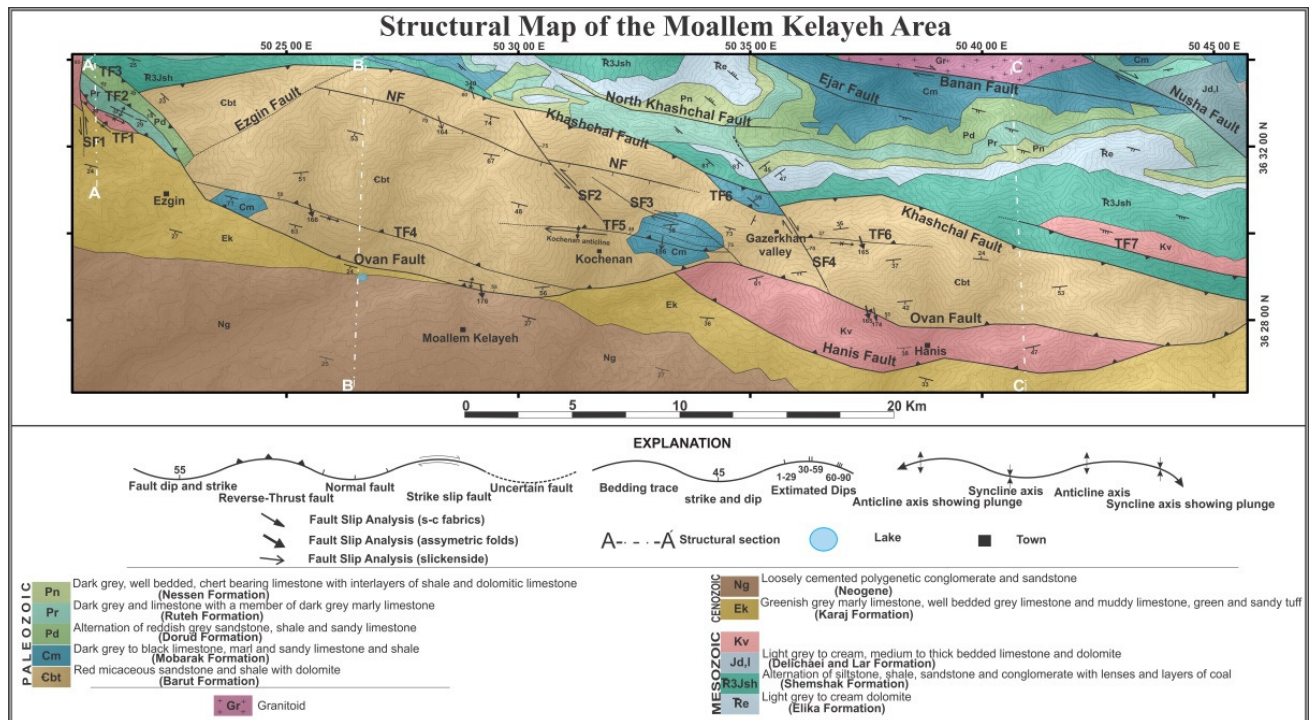
۲- هندسه ساختاری درونهشته معلم کلایه

درونهشته معلم کلایه به وسیله گسل‌های اوان (ادامه غربی گسل کندوان) در جنوب و خشچال در شمال محدود می‌شود (شکل ۲). این گسل‌ها با جهت شیب مخالف یکدیگر سبب رانده شدن واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین بر روی واحدهای سنگی جوان تر شده‌اند. مهمترین ساختارهای کنترل کننده شکل کنونی درونهشته معلم کلایه این دو گسل می‌باشند. علاوه بر گسل اوان و خشچال که به ترتیب مرز جنوبی و شمالی درونهشته را تشکیل می‌دهند برکه‌های راندگی به موازات این گسل‌ها و همچنین گسل‌های راستالغز که سبب قطع یا جابجایی راندگی

ها گردیده‌اند برای اولین بار شناسایی و هندسه و کینماتیک آنها تحلیل گردیده است (شکل ۲). به منظور تحلیل جنبشی این گسل‌ها از عناصر موجود در پهنه گسلی مانند خطوط لغزشی، چین‌های کشیده و ساختارهای s-c استفاده گردیده است.



شکل ۱. الف) نقشه ناهمواری های ایران که در آن موقعیت ایران نسبت به ورقه‌های اوراسیا و عربی نشان شده است. مرز ایران با خطوط تیره مشخص شده است (Guest et al., 2006). موقعیت بخش (ب) با کادر مستطیل شکل نشان داده شده است. ب) تقسیم بندی البرز مرکزی (Guest et al., 2006) که در آن موقعیت منطقه مورد مطالعه (شکل ۲) با کادر مستطیلی نشان داده شده است.

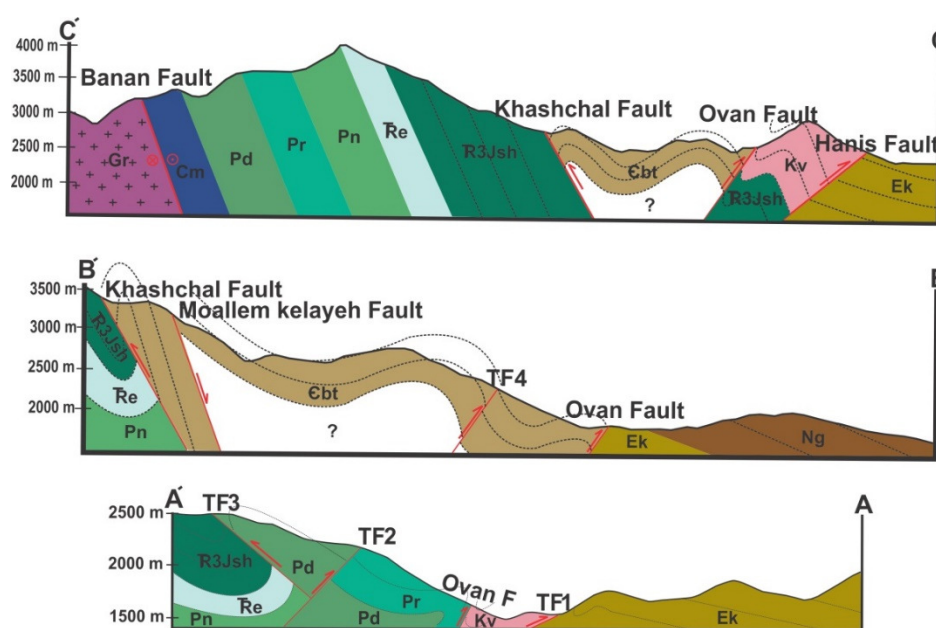


شکل ۲. نقشه ساختاری منطقه معلم کلايه. مقاطع ساختاری عرضی A-A', B-B' و C-C' در شکل ۳ ارائه شده است.

۲-۱- گسل اووان

گسل اووان به طول بیش از ۴۰ کیلومتر و روند شمال غرب-جنوب شرق تا شرقی-غربی، ادامه شمال غربی گسل کندوان است و در این مطالعه برای اولین بار شناسایی و تحلیل گردیده است. گسل اووان مرز جنوبی درونشته معلم کلایه با واحدهای سنوزوئیک است. بر اثر عملکرد این گسل در این منطقه واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین بر روی سازند کرج به سن ائوسن و واحدهای جوان تر نئوژن رانده شده است (شکل ۲). در گذر از غرب به شرق روند این گسل از شمال غرب-جنوب شرق به شرقی-غربی تغییر می‌یابد. در قسمت‌هایی در امتداد گسل اووان گسل‌های راندگی فرودپواره‌ای و فرادپواره‌ای تشکیل شده است که شاخه‌های فرودپواره‌ای به نسبت کم شیب‌تر بوده و واحدهای جوان‌تری را نسبت به گسل اصلی در فرادپواره خود دارند.

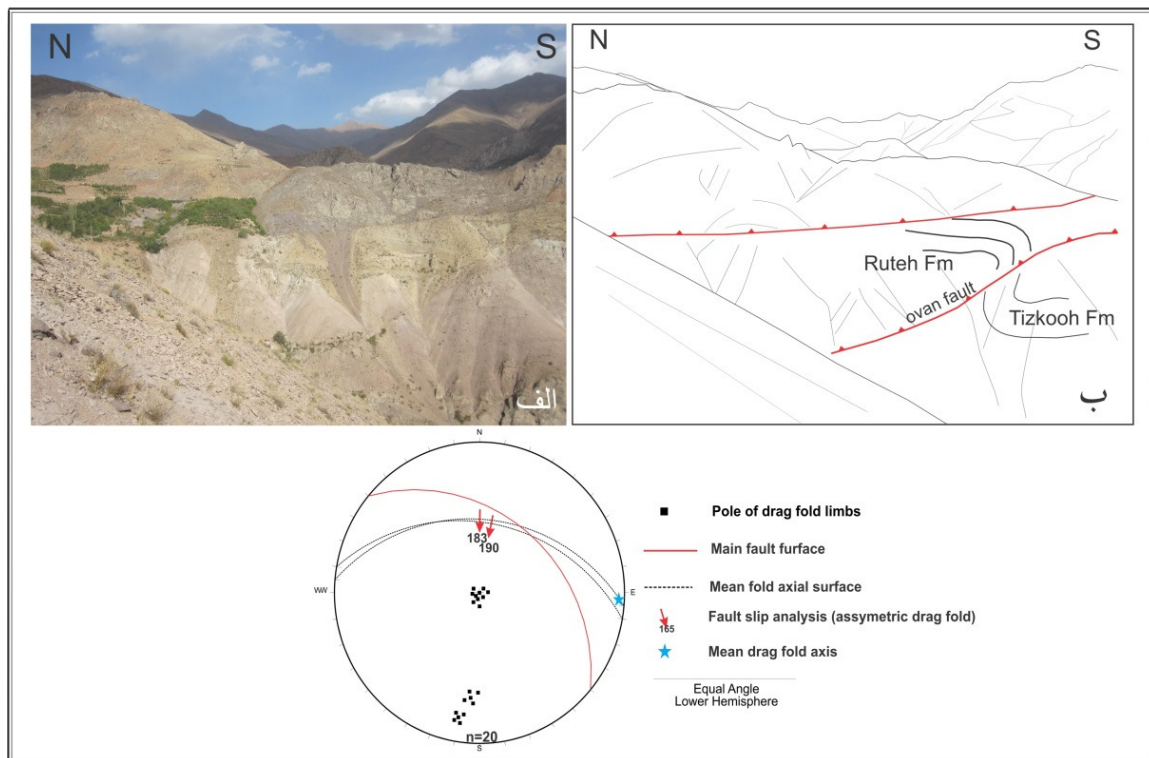
در این مطالعه ویژگی‌های هندسی و جنبشی گسل اووان در ۳ برش ساختاری (شکل ۳) بررسی و تحلیل شده است. در برش A-A' گسل اووان دارای روند شمال غرب-جنوب شرق بوده و در اثر عملکرد آن سازند پرمین روت‌ه بر روی ولکانیک‌های کرتاسه رانده شده است (شکل ۲). شیب صفحه گسل در این برش 35° به سمت شمال شرق (040°) است و اثر عملکرد آن با توسعه تاق فرم فرادپواره‌ای و ناو فرم فرودپواره‌ای همراه گردیده است (شکل ۴). بر اساس موقعیت این چین‌ها سوی حرکت گسل به سمت جنوب (190°) تحلیل گردیده است (شکل ۴ج).



شکل ۳. برش‌های ساختاری عرضی تهیه شده از منطقه مورد مطالعه. به منظور توضیح واحدهای زمین‌شناسی به راهنمای نقشه شکل ۲

مراجعه شود.

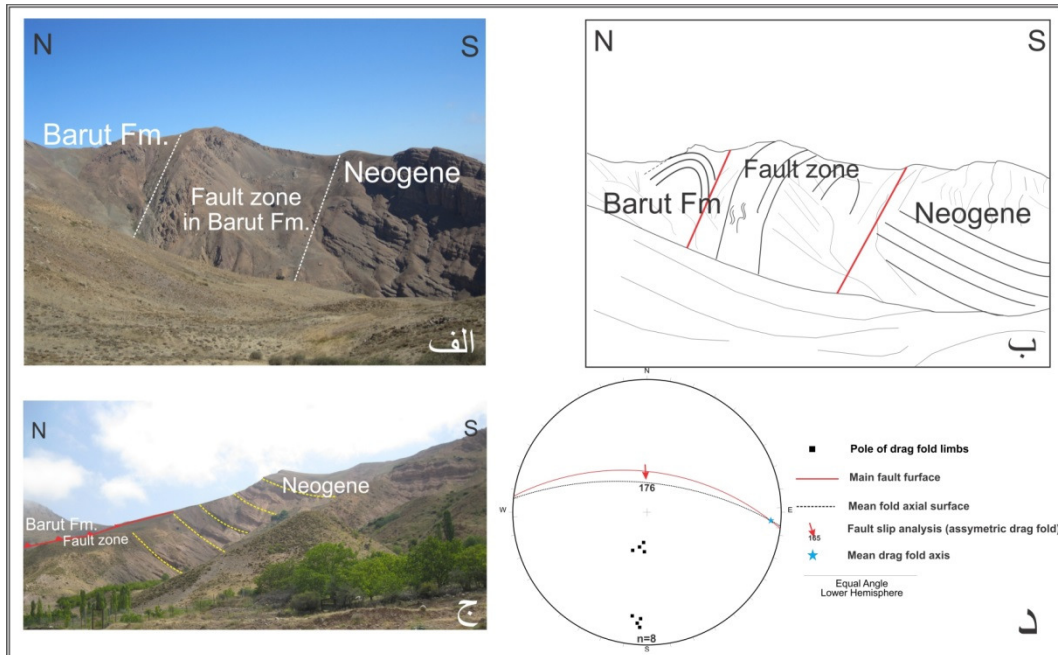
در این برش، گسل فرودیواره‌ای TF1 با شیبی کمتر از گسل اوان و به سمت شمال شرق برداشت گردیده است. در این برش ساختاری ساختار بالاجسته کوچک در شمال شرق گسل اوان مابین گسل TF3 با روند مشابه و شیب مخالف گسل اوان و گسل TF2 (با هندسه و کینماتیک مشابه گسل اوان) به وجود آمده که سبب بالاجستگی واحدهای سنگی سازند پرمین دورود شده است.



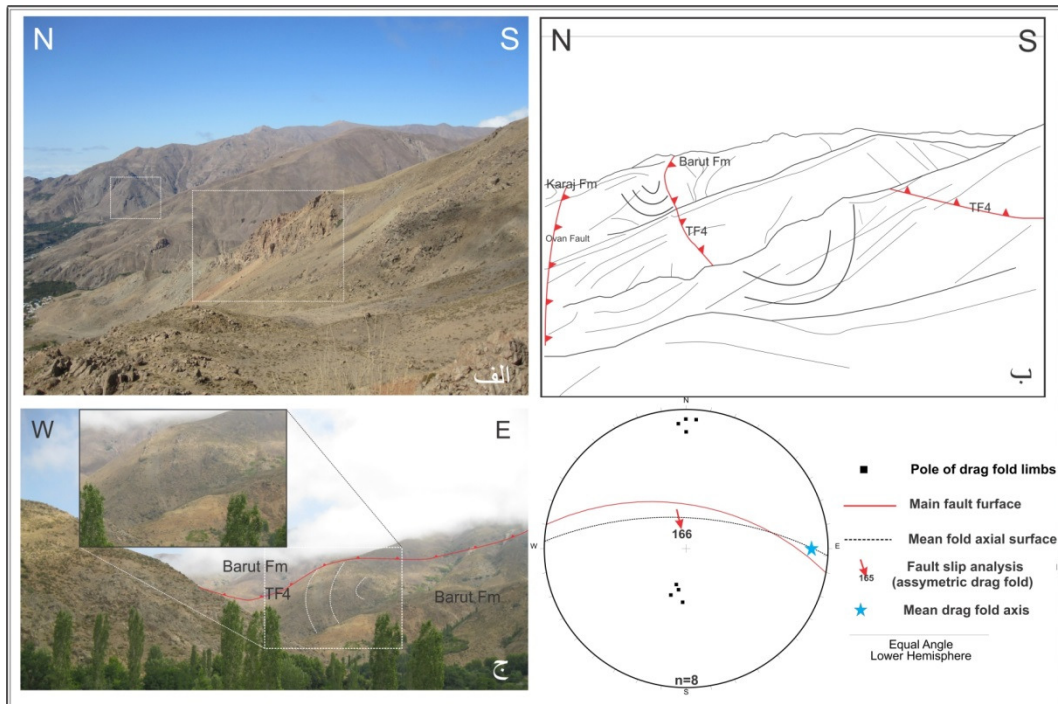
شکل ۴. الف) پهنه گسلی اوان در برش دره سفیدآب. ب) تصویر شماتیک از (الف). ج) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از تاق فرم فرادیواره‌ای و ناوفرم فرودیواره‌ای.

در برش B-B'، جایی که روند گسل اوان از شمال غرب-جنوب شرق (برش AA') به شرقی-غربی تغییر می‌یابد، در اثر عملکرد گسل اوان سازند کامبرین زیرین باروت که قدیمی‌ترین واحد سنگی درون‌نهشته است بر روی واحدهای سنگی نتوزن رانده شده است (شکل ۲). شیب گسل اوان در این برش 55° و به سمت شمال شرق (108°) است. ضخامت پهنه برشی گسل در این برش بیش از ۲۰۰ متر بوده و سوی حرکت گسل با توجه به تمایل سطح محوری تاق فرم فرادیواره‌ای بسمت جنوب غرب تحلیل شده است (شکل ۵ الف و د). عملکرد گسل اوان در این برش سبب کج شدگی واحدهای نتوزن در فرودیواره گسل شده است (شکل ۵ ج). علاوه بر گسل اوان و خشچال در جنوب و شمال درون‌نهشته معلم کلایه دو گسل TF4 و NF مابین این دو گسل دیده می‌شود. گسل TF4 با شیبی برابر گسل اوان و به سمت شمال و حرکت بلوک فرادیواره به سمت جنوب، در فرادیواره گسل اوان قرار داشته و به عنوان شاخه فرادیواره‌ای گسل در نظر گرفته شده است. در اثر گسل TF4 ناوفرم فرودیواره‌ای در شمال

غرب دریاچه اوآن ایجاد شده است (شکل ۶) که بازمانده آن تنها در بخش‌های محدودی قابل مشاهده است.

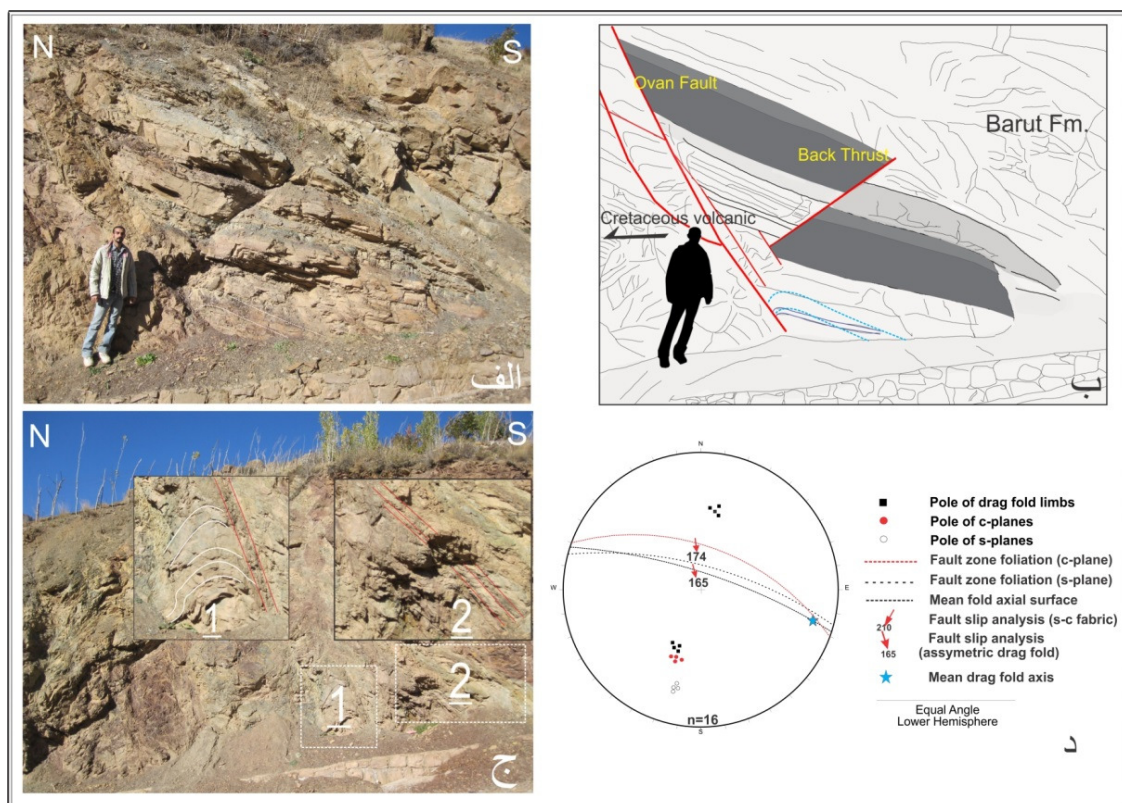


شکل ۵. الف) پهنه گسلی اوآن در برش BB' (دریاچه اوآن). ب) تصویر شماتیک از (الف). ج) کج شدگی واحدهای نوژن در فرودیواره گسل اوآن در برش دریاچه اوآن. د) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل اوآن با توجه به موقعیت تاق‌فرم فرادیواره‌ای.



شکل ۶. الف) پهنه گسلی TF4. موقعیت ناو فرم فرودیواره‌ای با کادر مستطیل شکل مشخص شده است. ب) تصویر شماتیک از (الف). ج) رخنمون ناو فرم فرودیواره‌ای در شمال غرب دریاچه اوآن. د) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل TF4 با استفاده از ناو فرم فرودیواره‌ای.

در برش C-C' در اثر عملکرد گسل اووان سازند کامبرین زیرین باروت بر روی ولکانیک‌های کرتاسه رانده شده است (شکل ۲). شیب صفحه گسل اووان در این برش 55° و به سمت شمال شرق (020°) است (شکل ۷ الف). در پهنه برشی گسل اووان در این برش مجموعه‌ای از صفحات گسلی وجود دارد که در مواردی نیز این صفحات گسل همراه با پس راندگی‌هایی هستند (شکل ۷ ج). در پهنه برشی این گسل علاوه بر سطوح شکستگی‌های فرعی گسلی ساختارهایی مانند لنزهای گسلی حاصل تلاقی ساختارهای S-C و ریزچین‌ها تشکیل شده است که از آن‌ها جهت تحلیل سوی حرکت گسل و به سمت جنوب غرب استفاده شده است (شکل ۷ د). گسل هنیز با شیب بین 30° تا 40° درجه به سمت شمال و حرکت بلوک فرادیواره به سمت جنوب در فرودیواره گسل اووان در این برش قرار دارد و همانند گسل TF1 از شاخه‌های فرودیواره‌ای گسل اووان می‌باشد و در عمق به این گسل ختم می‌شود.

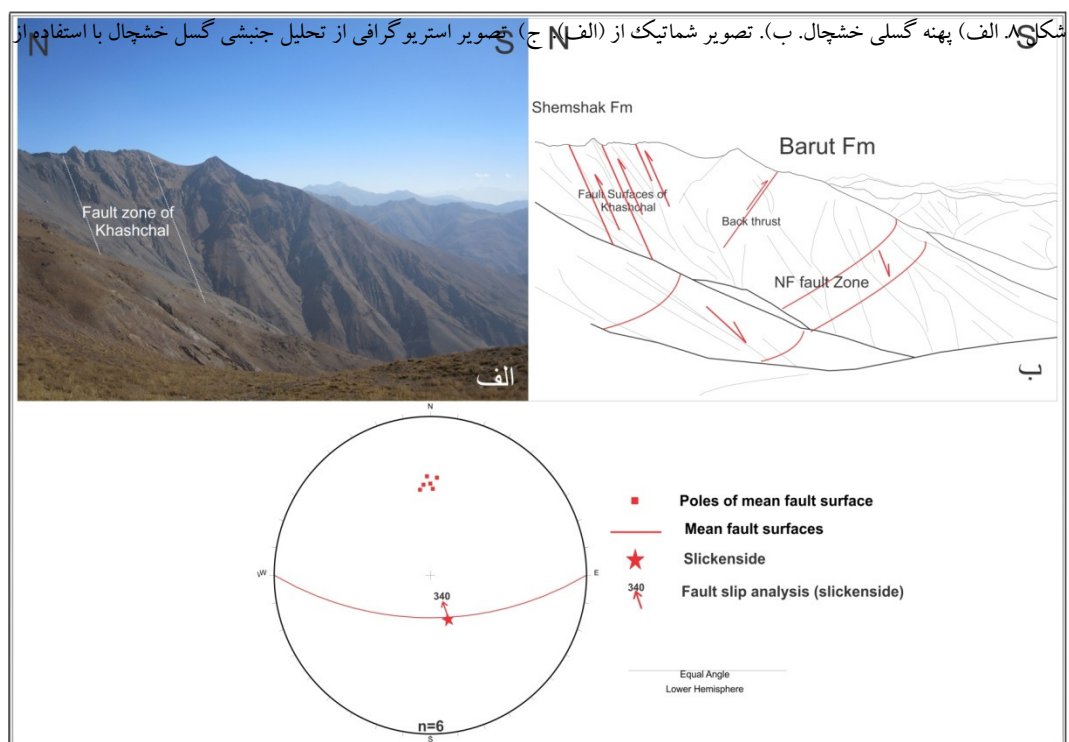


شکل ۷. الف) پهنه گسلی اووان در برش هنیز. ب) تصویر شماتیک از (الف). ج) ریزچین‌های کشیدگی و ساختار S-C تشکیل شده در پهنه گسلی. د) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل با استفاده از ریزچین‌های کشیدگی و ساختار S-C.

۲-۲- گسل خشچال

این گسل با طول تقریبی ۳۹ کیلومتر مرز شمالی درون‌نهشته معلم کلاویه را تشکیل می‌دهد (شکل ۲). بر اثر عملکرد گسل خشچال نهشته‌های سازند کامبرین زیرین باروت بر روی سازند تریاس میانی-ژوراسیک زیرین شمشک و در بخش‌هایی بر روی واحدهای پالئورویک بالایی رانده شده است (شکل ۲). شیب این گسل در برش BB' 60° و به سمت جنوب است (شکل ۸). در پهنه برشی این گسل مجموعه‌ای از صفحات گسل دیده می‌شود که با استفاده

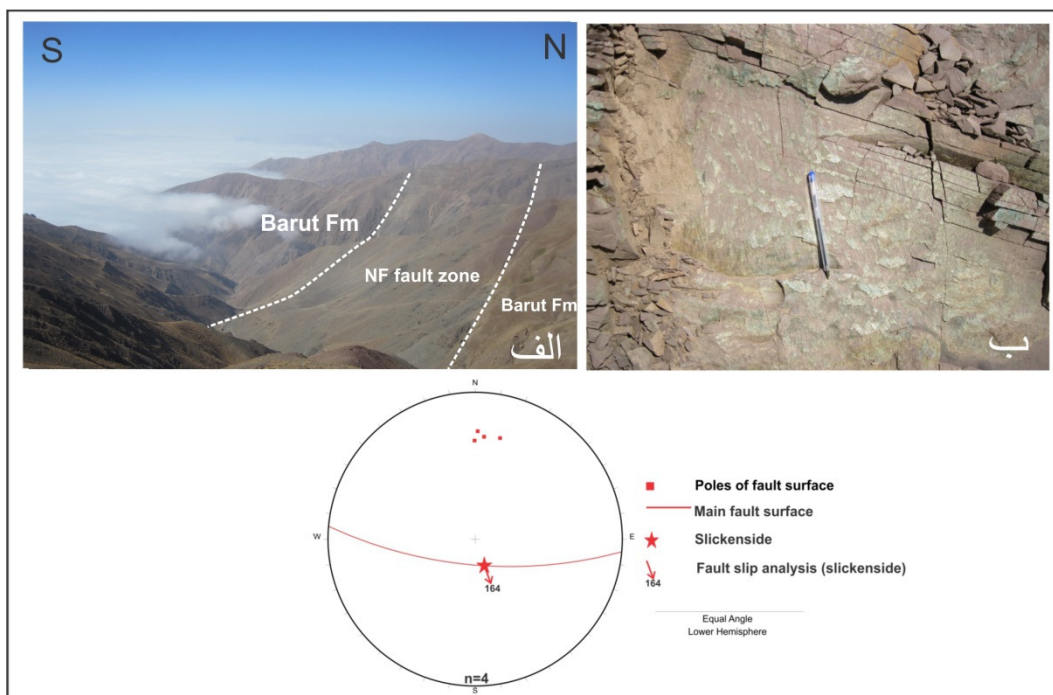
از خطوط لغزشی موجود در سطوح گسلی تحلیل جنبشی آن صورت گرفته است (شکل ۸ ج). دسترسی به پهنه برشی این گسل خارج از برش ساختاری BB' به دلیل قرار گیری در ارتفاعات با بلندای بیش از ۳۰۰۰ متر با توپوگرافی خشن عملی نمی‌باشد. در شمال درون‌نهشته معلم کلایه در فرادیواره گسل خشچال در برش ساختاری BB'، گسل نرمال NF قرار گرفته است که با توجه به ارتفاعات بلند شمال درون‌نهشته که به دلیل عملکرد گسل خشچال ایجاد شده‌اند و همچنین سطوح لغزشی مشاهده شده در پهنه گسلی (شکل ۹)، این گسل به صورت گسل ثقلی ریزشی^۱ فرادیواره‌ای گسل خشچال ایجاد شده است.



خطوط لغزشی گسل.

در مطالعات (Guest et al., 2006) در البرز مرکزی گسلی به نام گسل خشچال به نقشه درآمده است که با توجه به شیب و روند آن به نظر می‌رسد که ادامه شرقی گسل خشچال باشد. این گسل توسط توده نفوذی علم کوه به دو بخش غربی (در درون‌نهشته معلم کلایه) و شرقی تقسیم شده است (شکل ۱۰) که بخش شرقی آن توسط Guest et al., (2006) گسل خشچال نامگذاری شده و بخش غربی آن برای نخستین بار در این مطالعه شناسایی و با توجه گذر آن از ارتفاعات خشچال نام این گسل به نام همین ارتفاعات نامگذاری گردیده است.

^۱ Gravity Collapse



شکل ۹. الف) پهنه گسلی NF. ب) خطوط لغزشی و پله های گسلی موجود در پهنه گسلی NF. ب) تصویر استریوگرافی از تحلیل جنبشی گسل NF با استفاده از خطوط لغزشی.



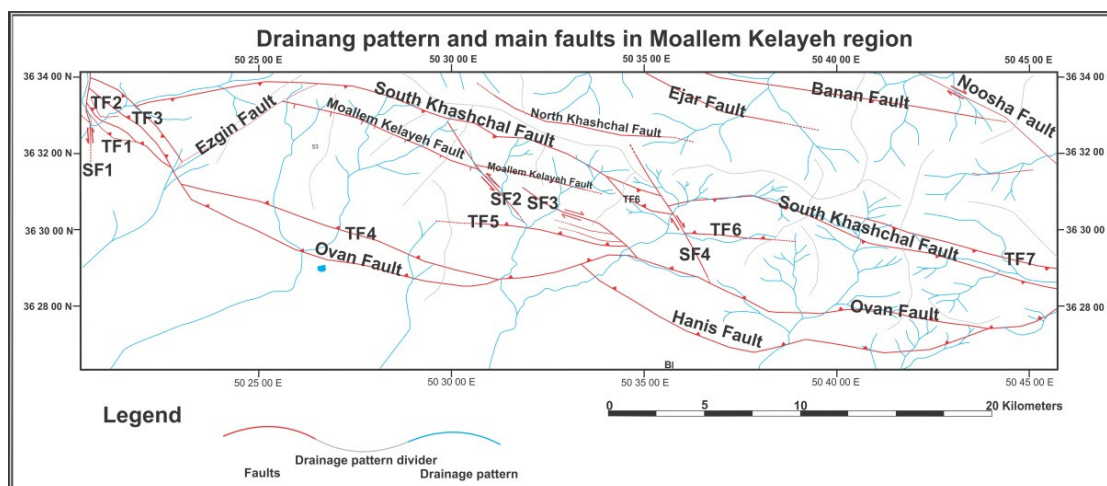
شکل ۱۰. موقعیت توده نفوذی علم کوه نسبت به گسل خشیچال. گسل خشیچال مرز شمالی درونپهنه معلم کلایه را تشکیل می دهد که در منتهی الیه شرقی خود به توده نفوذی علم کوه می رسد و توسط این توده نفوذی به دو بخش شرقی و غربی تقسیم می شود.

۳-۱- تحلیل جنبشی گسل‌های محدود کننده درون‌نهشته معلم کلایه

گسل‌های اووان و خشچال جهت شیب مخالف یکدیگر دارند و سبب راندگی واحدهای سنگی پالئوزوئیک زیرین در هر دو سو بر روی واحدهای جوان‌تر شده‌اند. مشابه چنین هندسه‌ای که در آن واحدهای سنگی قدیمی‌تر توسط نهشته‌های جوان‌تر احاطه شود در کوه‌های طالقان نخستین بار توسط Annells et al., (1975) با عنوان درون‌نهشته^۲ اطلاق گردید. این هندسه ساختاری چنانچه متأثر از گسل خوردگی باشد با عنوان ساختار بالاجسته^۳ معروف بوده و بیشتر در رژیم‌های زمین‌ساختی وارون و امتدادلغز تشکیل می‌شوند (به طور مثال McClay, 1995).

پس‌راندهای تشکیل شده در زمین‌ساخت وارون جابجایی بیشتری را نسبت به گسل اصلی نشان می‌دهند. گسل اووان به عنوان مرز جنوبی درون‌نهشته معلم کلایه به دلیل اختلاف سنی بیشتر واحدهای سنگی فرادیواره نسبت به فرودیواره در مقایسه با گسل خشچال عمیق‌تر بوده و نقش گسل اصلی را ایفا کرده است و گسل خشچال به صورت پس‌راندهای آن تشکیل شده است.

گسل خشچال از نظر ارتفاعی شکل دهنده اصلی توپوگرافی کنونی شمال درون‌نهشته معلم کلایه می‌باشد. بر اساس مدل Delcaillau et al., (2006) طول آبراهه‌های تشکیل شده بر روی دامنه مرتبط با پس‌راندگی به نسبت راندگی اصلی کوتاه‌تر و مستقیم‌تر هستند. طول آبراهه‌های تشکیل شده بر روی دامنه‌های شمالی این درون‌نهشته نیز (فرادیواره گسل پس‌راندگی خشچال) کوتاه‌تر و مستقیم‌تر از دامنه‌های جنوبی (فرادیواره گسل وارون شده اووان) می‌باشد (شکل ۱۱).



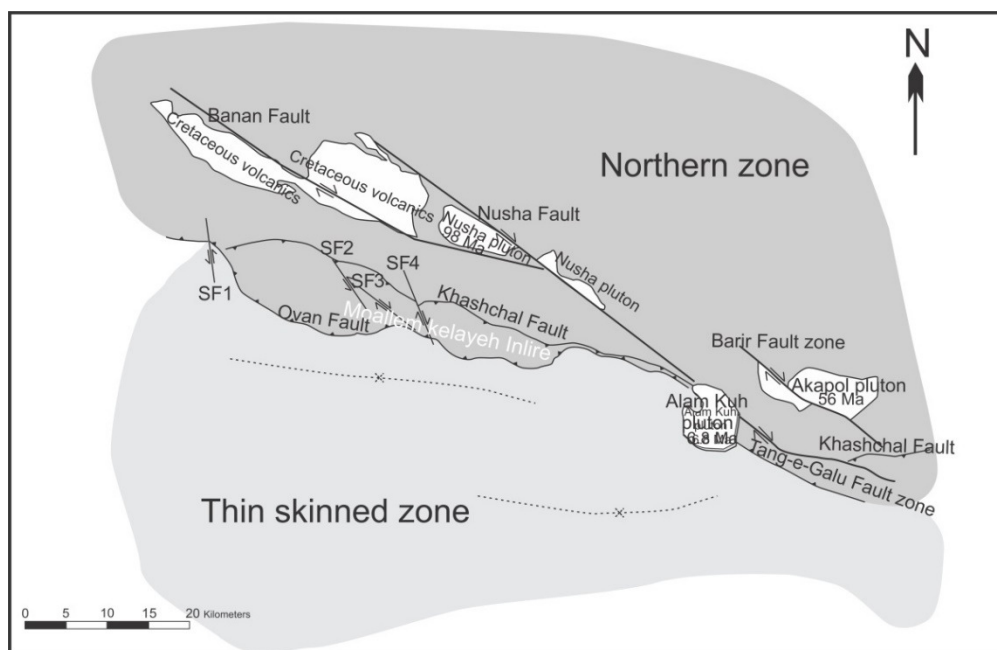
شکل ۱۱. وضعیت قرارگیری الگوی آبراهه‌ها نسبت به عناصر ساختاری در منطقه معلم کلایه.

^۲ Inlier
^۳ Pop-up structure

شواهدی مانند شیب زیاد گسل اصلی راندگی، توسعه راندگی‌ها و پس‌راندگی‌های فرادیواره‌ای، راندگی‌های میانبر فرادیواره‌ای، ایجاد ناو فرم فرادیواره‌ای و تاق فرم فرادیواره‌ای حاکی از وارون شدن گسل نرمال اولیه می‌باشد (Buchanan and McClay, 1991). گسل اوان (ادامه غربی گسل کندوان) با توجه به شیب زیاد آن و توسعه راندگی‌ها و ناو فرم فرادیواره‌ای و پس‌راندگی و تاق فرم فرادیواره‌ای، رخنمون سازند باروت در فرادیواره آن و ساختار بالاجسته توسعه یافته مابین آن و گسل خشچال، گسل نرمال اولیه‌ای است که در رژیم زمین ساخت معکوس بعدی وارون گردیده است. علاوه بر آن شواهد ساختاری از وارون شدگی گسل کندوان در دیگر نقاط البرز توسط (Yassaghi and Naeimi, 2011) ارائه شده است.

۳-۲- گسل‌های راستالغز

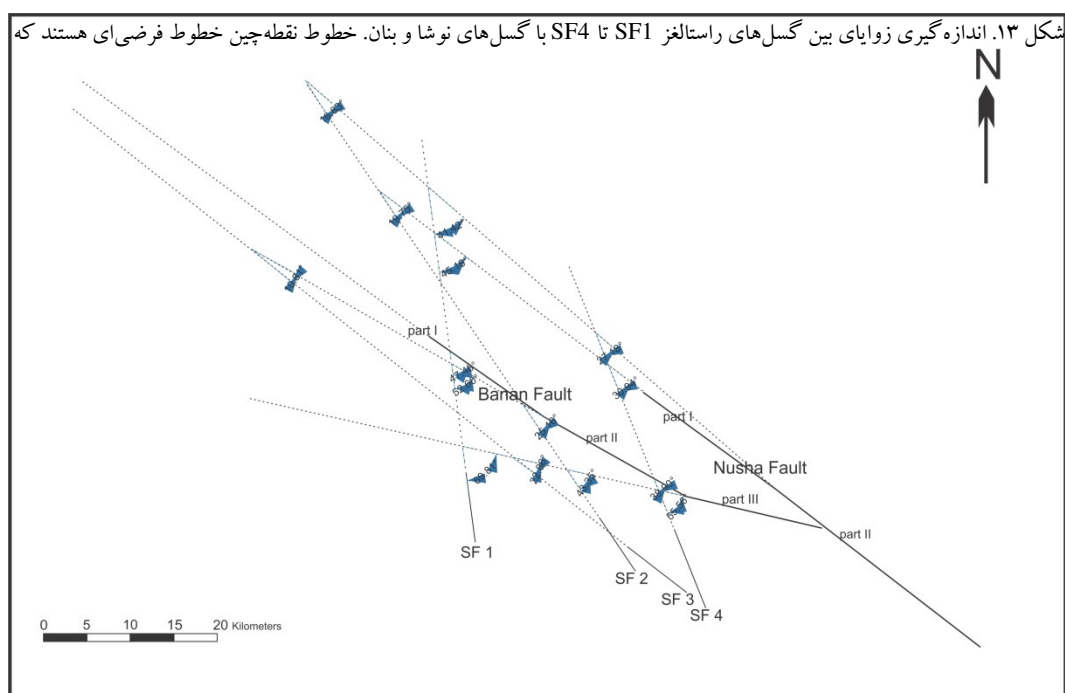
متاثر از رژیم زمین ساختی ترافشارشی راستگرد در میوسن پسین و ناشی از برخورد قاره-قاره ورق عربی و ایران مرکزی گسل‌های راستالغز در البرز توسعه یافته و ساختارهای مرتبط با حوادث پیشین (وارونگی زمین ساختی گسل‌های ساختار بالاجسته معلم کلایه) را تحت تاثیر قرار داده‌اند. گسل‌های نوشا و بنان از جمله این گسل‌های راستالغز می‌باشند. با توجه به اینکه گسل‌های نوشا و بنان تاثیری بر توده نفوذی علم کوه نداشته و توده نفوذی نوشا را متاثر کرده‌اند فعالیت این دو گسل قبل از 6.8 ± 0.1 Ma و بعد از 98 ± 1 Ma می‌باشد (شکل‌های ۱۲) که این موضوع رژیم ترافشارشی راستگرد در میوسن پسین را نشان می‌دهد.



شکل ۱۲. نقشه شماتیک از گسل‌های محدوده مطالعه. گسل اوان که مرز جنوبی درون‌هسته معلم کلایه را تشکیل داده است جداکننده منطقه البرز شمالی و جنوبی می‌باشد. در شمال درون‌هسته معلم کلایه سیستم گسل‌های راستالغز راست‌بر قرار دارند و سبب ایجاد گسل‌های راستالغز در منطقه معلم کلایه شده‌اند که این گسل‌ها درون‌هسته معلم کلایه را تحت تاثیر قرار داده‌اند.

در این مطالعه گسل‌های نوشا و بنان به عنوان اصلی‌ترین گسل‌های راستالغز در گستره مورد مطالعه می‌باشند. بر اساس مدل Storti et al., (2006) زوایای بین گسل‌های راستالغز SF1 تا SF4 که ساختارهای اصلی محدوده مطالعه را قطع و یا جابجا کرده‌اند با گسل‌های نوشا و بنان اندازه‌گیری شده است (شکل ۱۳-الف) تا ارتباط این گسل‌ها با گسل‌های نوشا و بنان به عنوان پهنه اصلی جابجایی^۴ مشخص گردد (۱۳-ب). اندازه‌گیری‌ها نشان داد که دو گسل SF1 و SF2 چپ‌بر و گسل‌های SF3 و SF4 راست‌بر می‌باشند.

با توجه به این اندازه‌گیری‌ها مشخص گردید گسل‌های SF1 تا SF4 مرتبط با گسل بنان بوده و این گسل نقش پهنه اصلی جابجایی را در تشکیل این گسل‌ها ایفا نموده است. گسل SF1 را جزو گسل‌های آنتی ریدل (R')، گسل SF2 را جزو گسل‌های P'، گسل SF3 را جزو گسل‌های ریدل (R) و گسل SF4 را جزو گسل‌های X' گسل بنان می‌توان در نظر گرفت.



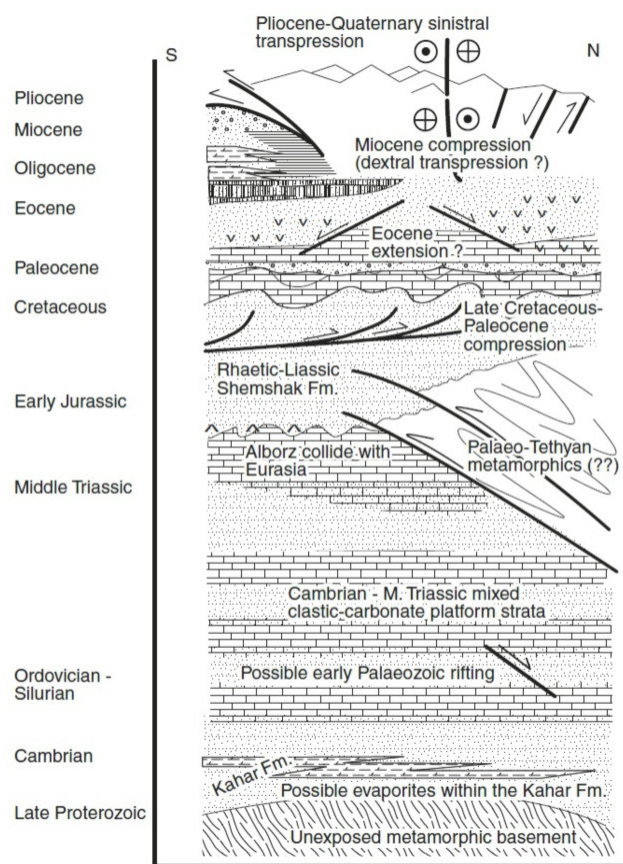
در ادامه امتداد گسل‌ها به منظور اندازه‌گیری زوایا رسم شده‌اند.

^۴ PDZ (Principle Displacement Zone)

۳-۳- مدل تکامل زمین ساختاری درون‌هسته معلم کلايه

حوادث ثبت شده در ستون‌های زمین ساخت چینه‌ای^۵ البرز توسط محققین مختلف ارائه شده است (Alavi, 1996; Allen et al., 2003; Guest et al., 2006).

در ستون زمین ساخت چینه‌ای البرز مرکزی ارائه شده توسط Guest et al., (2006) (شکل ۱۴)، اولین فعالیت ثبت شده در البرز ریفت‌زایی پالئوزوییک آغازی است. در ادامه توالی نسبتاً پیوسته‌ای از کربونیفر زیرین تا تریاس تشکیل شده است. پرموتریاس از لحاظ زمین ساختی مرتبط با بسته شدن حوضه اقیانوسی پالئوتتیس و برخورد اوراسیا و ایران مرکزی بوده (کوهزاد کیمیرین) که اثرات این کوهزاد به خوبی در شمال شرق ایران و در البرز شرقی توسط Alavi (1991, 1992) مورد مطالعه قرار گرفته است. اثر این کوهزاد در البرز مرکزی و جنوبی با برآمدگی پیرامون^۶ به صورت گسل‌های نرمال و یا ادامه حرکت گسل‌های نرمال از قبل موجود بوده است (Zanchi et al., 2006). گسل اوان می‌تواند در طی فاز کششی پالئوزوییک آغازین و یا در اثر برخاستگی محیطی و تشکیل گسل‌های نرمال در البرز مرکزی - جنوبی در زمان پرموتریاس ایجاد شده باشد (شکل ۱۵- الف).

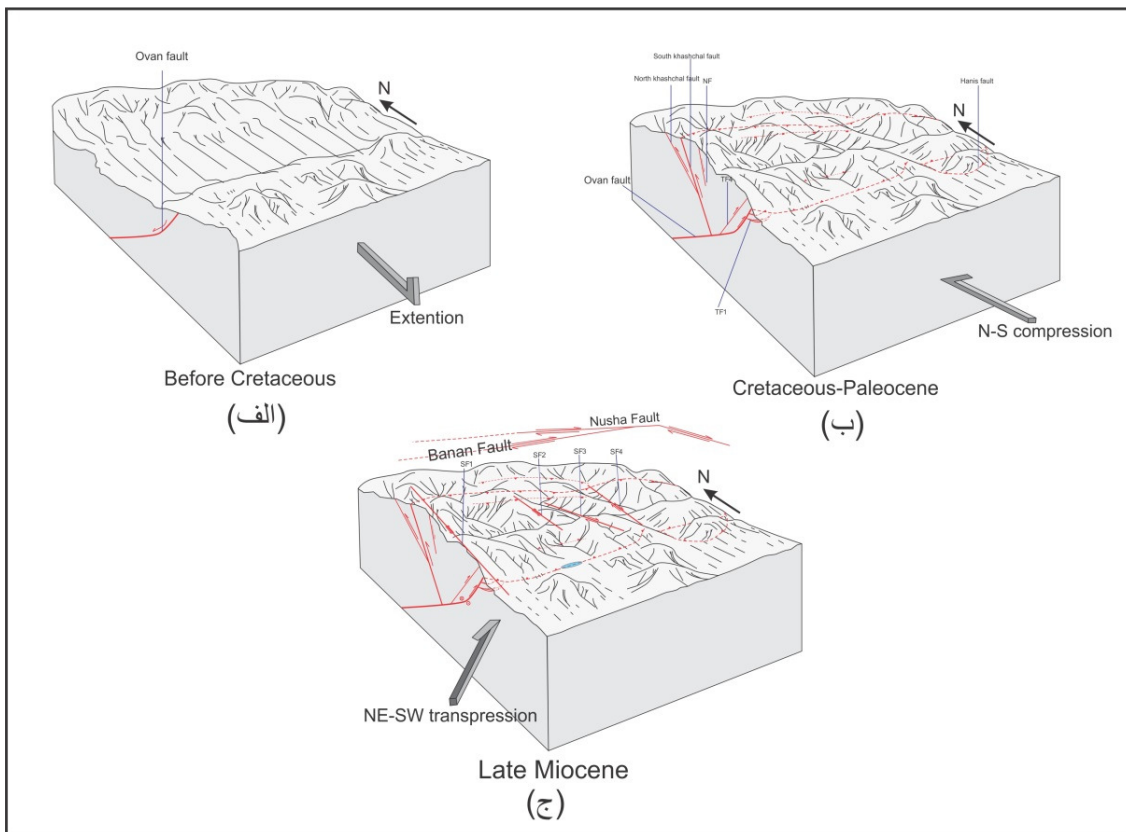


شکل ۱۴. ستون زمین ساخت چینه‌ای البرز مرکزی (Guest et al., 2006).

^۵ Tectonostratigraphy
^۶ Peripheral bulging

در کرتاسه پایانی برخورد قاره اوراسیا با کمان ماگمایی ناشی از فرارانش لیتوسفر اقیانوسی تئیس جوان (e.g., Mohajjel et al., 2003) سبب تجدید فعالیت گسل‌های پی‌سنگی از قبل موجود و وارون شدگی گسل‌های نرمال شده است. بنابراین گسل اووان می‌توانسته از این زمان شروع به وارون شدگی نماید. اثر این وارون شدگی گسل اووان با توسعه گسل‌های TF1 و هنیز در فرودیواره آن و گسل‌های TF2 و TF4 در فرادیواره آن همراه شده و با ادامه این وارون شدگی گسل‌های خشچال شمالی و جنوبی و گسل TF3 به صورت پس‌رانندگی گسل اووان تشکیل شده‌اند (شکل ۱۵-ب).

در میوسن پسین در البرز زمین ساخت ترا فشارشی راستگرد حاکم بوده است (Guest et al., 2006; Madanipour et al., 2013). این حادثه سبب ایجاد گسل‌های راستالغز راست‌بر نوشا و بنان در شمال منطقه مطالعه شده است (شکل ۱۲) که تاثیر تشکیل این گسل‌ها در محدوده مطالعه ایجاد گسل‌های راستالغز راست‌بر SF3 و SF4 و چپ‌بر SF1 و SF2 شده است (شکل ۱۵-ج).



شکل ۱۵. طرح شماتیک از وضعیت تکاملی درون‌هسته معلم کلایه الف) قبل از کرتاسه. ب) در زمان کرتاسه-پالئوسن. ج) بعد از میوسن پسین.

۴- نتیجه گیری

۱- شواهد ساختاری برداشت شده از درون‌هسته معلم کلابه نشان از وقوع دو حادثه زمین ساختی بصورت زمین ساخت وارون و ترفشارش راستگرد دارد. شواهد زمین ساخت وارون شامل شیب زیاد گسل، توسعه راندگی‌های فرودیواره‌ای و پس‌راندگی فرادیواره‌ای، قرارگیری سازند باروت در فرادیواره گسل اوان و ایجاد ساختار بالاجسته، ایجاد تاق‌فرم‌های فرادیواره‌ای و ناو فرم‌های فرودیواره‌ای و شواهدی چون قطع شدگی ساخت‌های حاصل از زمین ساخت وارون توسط گسل‌های راستالغز راست بر SF3 و SF4 و گسل‌های راستالغز چپ بر SF1 و SF2 اثر زمین ساخت ترفشارش را نشان می‌دهد.

۲- درون‌هسته معلم کلابه ساختار بالاجسته نامتقارنی است که به وسیله گسل‌های اوان و خشچال با جهت شیب مخالف یکدیگر بر روی واحدهای سنگی جوان‌تر رانده شده است.

۳- گسل اوان به عنوان گسل اصلی، مرز جنوبی و گسل خشچال به صورت پس‌راندگی گسل اوان، مرز شمالی ساختار بالاجسته معلم کلابه را تشکیل می‌دهند.

۴- گسل اوان پتانسیل تشکیل در طی فاز کششی پالئوزویک آغازین و یا تشکیل در اثر برخاستگی محیطی در زمان پرموتریاس را داشته است.

۶- در کرتاسه پایانی برخورد قاره اوراسیا با کمان ماگمایی ناشی از فرارانش لیتوسفر اقیانوسی تئیس جوان، سبب وارون شدگی گسل نرمال اولیه اوان شده است. شیب زیاد گسل، توسعه راندگی‌های فرودیواره‌ای و پس‌راندگی فرادیواره‌ای، قرارگیری سازند باروت در فرادیواره گسل اوان و ایجاد ساختار بالاجسته، ایجاد تاق‌فرم‌های فرادیواره‌ای و ناو فرم‌های فرودیواره‌ای این وارون شدگی زمین ساختی گسل اوان را نشان می‌دهد.

۷- برگه‌های راندگی TF1 و هنیز و گسل‌های TF2 و TF4 به ترتیب به عنوان راندگی‌های فرودیواره‌ای و فرادیواره گسل وارون شده اوان تحلیل گردیده‌اند.

۸- بعد از میوسن میانی در اثر برخورد نهایی ورق عربی با ایران مرکزی و بسته شدن اقیانوس نئوتئیس، در البرز رژیم ترفشارشی راستگرد حاکم می‌شود. این حادثه سبب ایجاد گسل‌های راستالغز در البرز مرکزی شده که یکی از این گسل‌ها، گسل بنان می‌باشد که تاثیر آن در محدوده مطالعه ایجاد گسل‌های راستالغز راست بر SF3 و SF4 و گسل‌های راستالغز چپ بر SF1 و SF2 شده است. بنابراین این گسل‌های راستالغز در محدوده مطالعه بعنوان مراتب گسلی ریدل گسل راستالغز بنان تحلیل گردیده‌اند. در این تحلیل، بر اساس زوایای بین گسل‌های SF1 تا SF4 با گسل بنان، می‌توان گسل SF1 را جزو گسل‌های آنتی ریدل (R')، گسل SF2 را جزو گسل‌های P، گسل SF3 را جزو گسل‌های ریدل (R) و گسل SF4 را جزو گسل‌های X' گسل بنان در نظر گرفت.

References:

1. Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran: *Geological Society of America Bulletin*, v. 103, p 9183– 9192.
2. Alavi, M., 1992 - Thrust tectonics of the Binalood region, NE Iran: *Tectonics*, v 11, p 360–370.
3. Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, v.21, 1– 33.
4. Allen, M.B., 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.
5. Annells, R.N., Hamed, M.A., Rahimzadeh, F., Rashtian, K., 1975, Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangles map, 1:250,000. Tehran, Geological Survey of Iran.
6. Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence and collision-related tectonics: *Geology*, 29, 6, 559-562.
7. Buchanan, P.G., McClay, K.R., 1991. Sandbox experiments of inverted listric and planar faults systems. In: Cobbold (Ed.), *Experimental and Numerical Modeling of Continental Deformation*. *Tectonophysics*, 188, pp. 97–115.
8. Delcaillau, B., Carozza, J., Laville, E., 2006, recent fold growth and drainage development: The 8. *India. Geomorphology*.v 74, 241- Janauri and Chandiagrah anticline in the Siwalik foothills, Northwest 256.
9. Ehteshami-Moinabadi, M., Yassaghi, A., 2007. Geometry and kinematics of the Mosha Fault, south central Alborz Range, Iran: An example of basement involved thrusting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29, 928-938.
10. Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J., 2006. Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountain, northern Iran, by combined conjugate strike slip and thin-skinned deformation, *Geosphere*, 2, 1, 35-52.
11. Madanipour, S., Ehler, T., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E., Bahroudi, A., 2013. Synchronous deformation on orogenic plateau margins: Insights from the Arabia–Eurasia collision. *Tectonophysics*, 608 ,440–451.
12. McClay, 1995. The geometries and kinematics of inverted fault systems: a review of analogue model studies. In J. G. Buchanan, & P. G. Buchanan (Eds.). *Inversion tectonics*, 88, 97–118.
13. Mohajjel, M., Fergusson, C.L., and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.
14. Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v 52, p 1229-1258.
15. Storti, F., Rossetti, F., Laufer, A. L., and Salvini, F., 2006. Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution. *Journal of Structural Geology*, v. 28, no 1, p 50-63.

16. Yassaghi, A., 2001. Inversion tectonics in the Central Alborz Range. European Union of Geosciences (EUG XI), 335. Abstract. Symposium LS05.
17. Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz mountains. Geophysical Research Abstracts, vol. 7.
18. Yassaghi, A., Madanipour, S., 2008. Influence of a transverse basement fault on alongstrike 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.
19. Yassaghi, A., Naeimi, A., 2011. Structural analysis of the Gachsar sub-zone in central Alborz range; constrain for inversion tectonics followed by the range transverse faulting. International journal of earth sciences, 100, 6, 1237-1249.
20. Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M.R., Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran. Journal of Structural Geology, 28, 11, 2023-2037.