

چین خوردگی فعال ناشی از جنبش جوان سامانه گسل درونه

حمیدرضا جوادی^{۱*}، محمدرضا قاسمی^۱، مجید شاهبند زاده^۲ و مرضیه استرابی آشتیانی^۱

^۱سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

^۲دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی کرمان، کرمان، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۵/۱۹

چکیده

سامانه گسل درونه با سازوکار راستالغز چپ بر همراه با مؤلفه شیب لغز معکوس در شمال خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد و با توجه به هندسه خمیده آن می توان آن را به ۳ بخش خاوری، میانی و باختری تقسیم کرد. بخش میانی گسل از شهرستان تربت حیدریه در خاور تا روستای انابد در باختر کشیده شده است و در تمام طول خود از میان نهشته های سست و جدا از هم آبرفتی کواترنری می گذرد. سامانه گسل درونه در این ناحیه از پاره های متعددی تشکیل شده است. هندسه خم و فراگام راست پله گسل در سطح و جنبش راستالغز چپ بر آن سبب شده است تا در این نواحی ترافشارش محلی ایجاد شده و چین خوردگی های بسیار جوانی دیده می شود. هسته این چین خوردگی ها بیشتر مارن، سنگ ماسه و سنگ فورس نئوژن و پال ها از نهشته های سست گراولی پلیستوسن تشکیل شده اند. چین های یاد شده طی دو سازوکار متفاوت شکل گرفته اند: دسته نخست طاقدیس های شکل گرفته در خم راست پله سامانه گسل درونه اند در حالی که دسته دوم پشته های فشاری محصور بین شاخه های موازی و همپوشان گسل هستند. برآورد نرخ نسبی فرایش بر روی چین های یاد شده نشان می دهد که مناطق با بیشترین فرایش همراه است با بیشترین رویداد زمین لرزه بر روی سامانه گسل درونه.

کلیدواژه ها: سامانه گسل درونه، چین خوردگی فعال، پشته فشاری، نرخ فرایش.

*نویسنده مسئول: حمیدرضا جوادی

E-mail: hr.javadi.k@gmail.com

۱- مقدمه

ریخت شناسی پهنه های گسلی فعال اغلب در برگزیده اطلاعاتی درباره توسعه و تکامل گسلش است، اطلاعاتی که بر پایه مطالعات محض لرزه شناسی به دست نمی آیند (Burbank et al., 1996; Jackson et al., 1996; Keller et al., 1998). بسیاری از عوارض زمین ریخت شناسی در ارتباط با حرکات زمین ساختی پویا پدید می آیند. بر این اساس بررسی های ریخت زمین ساختی عوارض جوان همچون افزای های گسلی، پادگانه های رودخانه ای، مخروطه افکنه ها، سطوح مثلثی شکل واقع بر روی افزای گسلی، آبراهه های قطع شده، جابه جاشدگی نهشته های کواترنری توسط گسل ها و چین خوردگی یا خمیدگی نهشته های جوان اطلاعات جامعی را در ارتباط با حرکات پویا در یک منطقه فراهم می آورند (Keller and Pinte, 2002).

دگرشکلی جنبا در ایران حاصل همگرایی بین صفحه عربی و اوراسیا است. این همگرایی هم شامل دگرشکلی داخل قاره ای بر روی کمربندهای چین خورده-رانده زاگرس ($6/5 \pm 2 \text{ mm/yr}$) و البرز ($8 \pm 2 \text{ mm/yr}$) و هم فروانش دریای عمان به زیر پهنه مکران ($19/5 \pm 2 \text{ mm/yr}$) است (Vernant et al., 2004). همگرایی یاد شده عامل اصلی جنبش دوباره گسل های شمالی-جنوبی ایران مرکزی و خاور ایران است که به میزان $16 \pm 2 \text{ mm/yr}$ در جنوب عرض جغرافیایی 34°N اعمال می شود (Vernant et al., 2004). در شمال عرض جغرافیایی 34°N برش یاد شده بر روی گسل های خاوری-باختری درونه و دشت بیاض منتقل می شود (Jackson and McKenzie, 1984; Jackson et al., 1995; Walker and Jackson, 2004; Allen et al., 2006). سامانه گسل درونه (Wellman, 1966) و یا گسل بزرگ کویر (Stocklin, 1968) با سازوکار راستالغز چپ بر همراه با مؤلفه شیب لغز معکوس (جوادی، ۱۳۸۵) پس از گسل اصلی زاگرس به عنوان دومین گسل بزرگ ایران در شمال خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد که به صورت یک گسل ترا ریخت (transform) در مرز بین پهنه های عمده رسوبی-ساختاری ایران قرار دارد. بر پایه مطالعات Fattahi et al. (2007) نرخ لغزش افقی چپ بر بر روی بخش میانی گسل در حدود $7/4 \pm 0/3$ میلی متر بر سال برآورد شده است. در بخش میانی و باختری این سامانه گسلی، که بیشتر از میان نهشته های جوان نئوژن عبور می کند، می توان آثار فعالیت های ترافشارش و تراکشش ناشی از جنبش راستالغز چپ بر گسل درونه را در نواحی

خمیدگی و همپوشان قطعات آن دید. در شکل گیری این ساختارها جنبش راستالغز چپ بر گسل، مؤلفه شیب لغز معکوس آن، جهت شیب گسل، هندسه همپوشان (overlapping) و یا خمیده آن مؤثر بوده اند. این در حالی است که در ناحیه یاد شده فعالیت گسل از لحاظ لرزه خیزی چندان پویایی ندارد و تعداد زمین لرزه های اندکی در سده بیست و بیست و یک بر روی آن به ثبت رسیده است. از این رو با توجه به این که بسیاری از جنبش های گسلی بدون رخداد زمین لرزه و به صورت حرکات غیر لرزه ای (aseismic) هستند، بررسی های ریخت زمین ساختی برای دستیابی به چگونگی فعالیت های گسل های جنبا حائز اهمیت است. در این نوشتار، تلاش شده است جنبش قائم و شکل گیری ساختارهای همزمان با ترافشارش محلی (local transpersion) در بخش میانی سامانه گسلی درونه مورد بررسی قرار گرفته و ارتباطی منطقی بین چگونگی توزیع و فرگشت این ساختارها با لرزه خیزی این سامانه گسلی برقرار شود.

۲- رویداد چین خوردگی های جوان (ترافشارش) در زمان کواترنری

چین خوردگی های جوان در راستای سامانه گسل درونه، به عنوان یکی از شواهد زمین ریخت شناسی، در تصاویر ماهواره ای و مدل های ارتفاعی رقومی به خوبی قابل دیدن هستند (شکل ۱). با فرض در نظر گرفتن هندسه خم و فراگام (en echelon) گسل در سطح، دیده می شود که مؤلفه راستالغز چپ بر سامانه گسل درونه در نواحی خم و فراگام راست پله (right lateral step)، عامل بالا آمدگی و چین خوردگی های جوان پلیوسن-پلیستوسن در این نواحی بوده است. همچنین در مناطقی از طول این سامانه گسلی که گسل هندسه همپوشان (overlapping)، فراگام و شاخه شاخه (branching) دارد، ترافشارش محلی ایجاد شده باعث شکل گیری پشته های فشاری (pressure ridges) شده است. در ایجاد چین خوردگی های جوان سامانه گسل درونه عامل شیب این گسل را نیز باید در نظر گرفت. چرا که در نواحی باختری محدوده مورد بررسی (شکل ۱) با توجه به شیب رو به جنوب گسل همراه با مؤلفه شیب لغز معکوس، جنبش گسل سبب شکل گیری طاقدیس های این ناحیه (طاقدیس های کشمر، انابد و مهلار) شده است. شیب این گسل با توجه به سازوکار راستالغز آن زیاد است و جهت آن به سوی شمال

محل خم راست پله سامانه گسل درونه دیده می‌شود (شکل ۶) و اثر سطح محوری آن تقریباً موازی با روند سامانه گسل درونه در خم راست پله گسل در این ناحیه است. طاقدیس کاج درخت به صورت طاقدیس نامتقارن به نظر می‌رسد که یال جنوب باختری آن به مراتب طولانی‌تر از یال شمال خاوری آن است و اثر سطح محوری آن به احتمال زیاد به سوی جنوب باختر شیب دارد (شکل ۵ نیمرخ‌های ۲ و ۸). درازای این طاقدیس در حدود ۳/۸۵ کیلومتر و پهنای میانگین آن در بخش‌های میانی حدود ۱/۶۰ کیلومتر است. جنس واحدهای رسوبی در یال‌های این طاقدیس نهشته‌های آبرفتی جوان پلیوسن - پلیستوسن است، در حالی که رخنمونی از رسوبات هسته چین آشکار نیست. با توجه به موارد مشابه با این طاقدیس در طول سامانه گسل درونه و نیز واحدهای سنگی مارن و سنگ‌ماسه‌های میوسن که در زیر نهشته‌های پلیوسن - کواترنری قرار گرفته‌اند، احتمال حضور این نهشته‌ها در هسته پنهان این طاقدیس وجود دارد. همان‌گونه که در شکل ۴ ملاحظه می‌شود، تعداد آبراهه‌های متروک در یال جنوب باختری طاقدیس به مراتب بیشتر از یال شمال خاوری آن است. فراوانی این آبراهه‌ها در یال جنوب باختری و ژرفای بیشتر آنها بر روی این یال و نیز شیب ملایم‌تر این یال نسبت به یال شمال خاوری، به همراه تمایل اثر سطح محوری طاقدیس کاج درخت به سمت یال شمال خاوری نشان دهنده هندسه سامانه گسل درونه در این بخش است که بر این اساس می‌توان نتیجه گرفت، شیب سامانه گسل درونه در این ناحیه به سوی جنوب تا جنوب باختر است. شیب به سوی جنوب گسل درونه در این ناحیه با فرایش نهشته‌های پادگانه‌های رودخانه شادمهر در بلوک جنوبی گسل نیز همخوانی دارد. در ارتباط با راستای رشد و مهاجرت طاقدیس کاج درخت می‌توان از آبراهه‌های متروک (خشک شده) موجود بر روی یال‌های چین، ژرفای آنها و نیز انحراف آبراهه‌ها در امتداد اثر سطح محوری این طاقدیس استفاده کرد. با توجه به شکل ۴ و نیمرخ ۸ از شکل ۵ که برش طولی از طاقدیس کاج درخت را نشان می‌دهد، مشاهده می‌شود که تعداد آبراهه‌ها در بخش خاوری بیشتر از بخش باختری است، ضمن این‌که ژرفای آنها در بخش خاوری نیز بیشتر است. افزون بر این، مشاهده می‌شود که آبراهه جاری با انحراف چپ‌بر در امتداد یال شمالی طاقدیس مسیر نسبتاً طولانی را موازی با اثر سطح محوری چین طی می‌کند. بر این اساس می‌توان راستای پیشروی و رشد طاقدیس کاج درخت را از جنوب خاور به سوی شمال باختر در نظر گرفت.

۲-۳. سری طاقدیس‌های باختر کال شادمهر

در باختر کال شادمهر سامانه گسل درونه به صورت دو شاخه اصلی و موازی هم دیده می‌شود، که به سمت باختر به یکدیگر می‌پیوندند (شکل ۹). با توجه به مؤلفه چپ‌بر سامانه گسل درونه و نیز هندسه همپوشان این دو قطعه گسلی، رسوبات جوان پلیوسن - کواترنری در یک سامانه ترفشارشی محلی محصور بین این گسل‌ها، چین خورده‌اند. این وضعیت سبب تشکیل و توسعه پشته‌های فشاری با هسته‌ای از رسوبات نئوژن (مارن، گچ و سنگ‌ماسه‌های میوسن) در این قطعه از سامانه گسل درونه شده است (شکل ۸). هسته چین‌های یاد شده به روشنی بر روی سطح زمین رخنمون یافته است، به گونه‌ای که در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی، برونزد رسوبات میوسن با رنگ روشن از رسوبات پلیوسن - کواترنری تیره رنگ قابل تمایز است (شکل ۷). نیمرخ‌های ۱ و ۲ از شکل ۱۰ طاقدیس‌ها (پشته‌های فشاری) کوچک، که در این‌جا نام سری طاقدیس‌های باختر کال شادمهر به آنها داده شده است، را نشان می‌دهد. برونزد واحدهای رسوبی نئوژن و فرسایش شدید نهشته‌های جوان پلیوسن - کواترنری در این بخش احتمالاً به سبب فعال بودن این قطعه از سامانه گسل درونه و نرخ فرایش بیشتر آن در این ناحیه می‌باشد.

۲-۴. طاقدیس‌های ۱ و ۲ کال ازغند

در خاور روستای ازغند نیز، در محل خم راست پله گسل راستالغز چپ‌بر درونه،

و جنوب در تغییر است و با در نظر گرفتن مؤلفه شیب‌لغز معکوس و جهت محورهای اصلی تنش در راستای این گسل، برپایی رسوبات بر روی فرادریواره آن به چشم می‌خورد. این چین‌خوردگی‌های جوان بیشتر در نهشته‌های آبرفتی پلیوسن - پلیستوسن که از رشته‌کوه‌های شمالی (رشته‌کوه‌های کوه سرخ) منشأ گرفته‌اند (شکل ۱) توسعه یافته است و نهشته‌های مارن و سنگ‌ماسه نئوژن هسته این چین‌ها را تشکیل می‌دهند. با توجه به رنگ روشن رسوبات نئوژن در هسته این ساختارها و نامتجانس بودن آنها با رسوبات آبرفتی که پس از فرسایش رسوبات جوان کواترنری برونزد یافته‌اند، می‌توان این چین‌ها را در تصاویر ماهواره‌ای شناسایی کرد. یال‌های تشکیل دهنده این طاقدیس‌ها را به طور عمده رسوبات جوان کواترنری و بعضاً سنگ‌جوش پلیوسن تشکیل می‌دهند. در نهایت می‌توان نرخ فرایش را برای هر چین‌خوردگی با استفاده از رابطه $\bar{z} = Z/t$ محاسبه کرد. در این رابطه \bar{z} نرخ فرایش رسوبات طی فرایند چین‌خوردگی، Z ارتفاع چین به وجود آمده و t زمان سپری شده از هنگام رسوبگذاری نهشته‌های فرایش یافته و یا به عبارت دیگر سن جوان‌ترین واحد رسوبی چین‌خورده است. در مجموع، ۱۲ طاقدیس و پشته فشاری فعال در بخش میانی سامانه گسل درونه مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱). در مطالعه چین‌های یاد شده افزون بر بررسی‌های صحرائی از مدل‌های ارتفاعی رقومی با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر که از نقشه‌های توپوگرافی رقومی ۱:۲۵۰۰۰ تهیه شده‌اند، تصاویر ماهواره لندست ۷ با قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متر و عکس‌های هوایی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ نیز استفاده شده است.

۲-۱. طاقدیس کوه شکسته چاهوک

وجود سازوکار راستالغز چپ‌بر همراه با مؤلفه شیب‌لغز سامانه گسل درونه و نیز هندسه خم راست پله این گسل در فاصله حدود ۵ کیلومتری جنوب تربت حیدریه سبب فرایش و چین‌خوردگی نهشته‌های پالئوژن پایانی (الیگوسن) و نئوژن در طاقدیس کوه شکسته چاهوک شده است. طاقدیس نامتقارن کوه شکسته چاهوک، با طول حدود ۱۰ کیلومتر و پهنای بیش از ۸ کیلومتر و بیشینه ارتفاع حدود ۳۰۰ متر است. یال شمال خاوری این طاقدیس به سامانه گسل درونه محدود می‌شود، در حالی که یال جنوب باختری آن با شیب ملایم‌تری نسبت به یال شمال خاوری به نهشته‌های کواترنری دشت می‌رسد (شکل ۲). در یال شمال خاوری طاقدیس عموماً سنگ‌ماسه، سنگ فورش و سنگ‌جوش الیگوسن همراه با مارن، سنگ‌ماسه و ژیبس‌های میوسن دیده می‌شود در حالی که یال جنوب باختری را سنگ‌جوش، مارن و سنگ‌ماسه‌های سست نئوژن (پلیوسن) می‌پوشاند. با توجه به محدود شدن رخنمون نهشته‌های الیگوسن در یال شمالی چین به گسل درونه، می‌توان انتظار داشت که ادامه این سنگ‌ها در هسته طاقدیس و در زیر نهشته‌های نئوژن وجود داشته باشد.

بخش جنوب باختری طاقدیس دارای شیب ملایم‌تری نسبت به بخش شمال خاوری است (شکل ۳-نیمرخ ۸). وجود تعداد بیشتری آبراهه‌های متروک در بخش شمال باختری و حفر ژرف‌تر آنها نشان‌دهنده قدمت بیشتر این عوارض نسبت به انواع جنوب خاوری است. این مسئله به احتمال، در اثر رشد چین‌خوردگی در جهت جنوب خاوری است. همچنین ارتفاع در دماغه شمال باختری طاقدیس بیشتر از دماغه جنوب خاوری آن است (شکل ۳-نیمرخ‌های ۱ تا ۳) که نشان‌دهنده فرایش بیشتر بخش شمال باختری در مدت زمان زیادتر است که شاهدهی دیگر بر رشد چین‌خوردگی در سوی جنوب خاور است.

۲-۲. طاقدیس کاج درخت

در باختر روستای کاج درخت (شکل ۱) سامانه گسل درونه شامل چندین قطعه گسل راستالغز با امتداد موازی یکدیگر است (شکل ۴)، که با توجه به مؤلفه راستالغز چپ‌بر این گسل‌ها و ایجاد فشارش در بلوک‌های محصور به این گسل‌ها، بالآمدگی و چین‌خوردگی در رسوبات جوان کواترنری دیده می‌شود (شکل ۴ و شکل ۵ نیمرخ ۲) چین‌خوردگی یاد شده که با عنوان طاقدیس کاج درخت از آن نام برده می‌شود، در

از رسوبات سنگ‌ماسه، سنگ‌جوش، مارن و توف‌های الیگوسن-میوسن تشکیل شده است، در حالی که در یال‌های آن نهشته‌های جوان پلیوسن- پلیستوسن دیده می‌شود. طول این طاق‌دیس حدود ۱/۹ کیلومتر و بیشینه پهنای آن (در بخش باختری) بیش از ۱ کیلومتر است. اثر سطح محوری این طاق‌دیس بر روند سامانه گسل درونه منطبق است. اختلاف شیب لایه‌های جوان پلیوسن- پلیستوسن نیز فرایش رسوبات و چین‌خوردگی آنها را در بلوک دوکی شکل محصور به دو قطعه گسلی خاوری- باختری تأیید می‌کند. به گونه‌ای که در یال جنوبی این طاق‌دیس سنگ‌جوش‌ها و نهشته‌های سست آبرفتی پلیستوسن دارای شیب ۴۰ درجه به سوی جنوب هستند، در حالی که رسوبات آبرفتی پلیستوسن یال شمالی دارای شیب حدود ۳۰ درجه به سوی شمال هستند (شکل ۱۳). ضمن این‌که بیشینه افراز گسل درونه نیز با ارتفاع حدود ۳۰ متر به دنبال بریده شدن رسوبات مخروط‌افکنه‌ای دیده می‌شود (شکل ۱۳-ا). مخروط‌افکنه فرایش یافته خاور قوچ‌پلنگ به واسطه عملکرد چپ‌بر سامانه گسل درونه بریده و جابه‌جا شده است.

۲-۷. طاق‌دیس باختر قوچ پلنگ

طاق‌دیس باختر قوچ‌پلنگ نیز به موازات طاق‌دیس خاوری با روندی تقریباً خاوری- باختری قرار دارد. این طاق‌دیس نیز همانند طاق‌دیس خاوری، در واقع مخروط‌افکنه‌ای فرایش یافته در خم راست‌پله و محصور بین دو قطعه گسلی با راستای خاوری- باختری است، که به واسطه عملکرد چپ‌بر سامانه گسل درونه بریده و جابه‌جا شده است (شکل‌های ۱۴ و ۱۶). جنبش گسل درونه در این ناحیه سبب جابه‌جایی رسوبات سنگ‌ماسه، سنگ‌جوش، مارن و توف‌های الیگوسن- میوسن در هسته و رسوبات جوان کواترنری در یال‌های طاق‌دیس شده است (شکل ۱۷).

نیمرخ A از شکل ۱۴ در جهت خاوری- باختری و به موازات سامانه گسل درونه رسم شده است. در این نیمرخ، آبراهه‌های متعددی دیده می‌شود، سمت باختر این نیمرخ رودخانه عهد حاضری را نشان می‌دهد که همچنان فعال است، در حالی که به سمت خاور چندین آبراهه دیگر وجود دارد، این آبراهه‌ها همگی بر روی طاق‌دیس قوچ‌پلنگ (شمال خاور کاشمر) قرار دارند. به روشنی دیده می‌شود که سطح اساس آبراهه امروزی در حدود ۲۰ متر پایین‌تر از آب چاک‌های قدیمی (watergap) موجود بر روی مخروط‌افکنه بالا آمده است (شکل ۱۶). این مسئله به سبب بالا آمدگی و چین‌خوردگی فعال طاق‌دیس باختر قوچ‌پلنگ در محل خم گسل است. اثر سطح محوری این طاق‌دیس نیز می‌تواند منطبق بر سامانه گسل درونه و یا موازی با آن باشد. همان‌طور که در نیمرخ شکل ۱۵ دیده می‌شود، تعداد آبراهه‌ها و ژرفای آنها در بخش خاوری بیشتر از بخش باختری طاق‌دیس است. این وضعیت در ارتباط با طاق‌دیس خاور قوچ‌پلنگ نیز صدق می‌کند، که نشان‌دهنده رشد چین‌خوردگی در جهت باختری است.

۲-۸. طاق‌دیس شمال محمدیه

در این ناحیه هندسه خمیده (خم راست پله) سامانه گسل درونه و عملکرد راستالغز چپ‌بر این سامانه گسلی سبب فرایش رسوبات و ایجاد چین‌خوردگی جوان دیگری در راستای این سامانه گسلی شده است. طاق‌دیس محمدیه با طولی حدود ۱/۴ کیلومتر و بیشینه پهنای ۵۰۰ متری، طاق‌دیس نامتقارن است که در آن یال جنوب باختری با شیب ملایم‌تری نسبت به یال شمال خاوری مشخص می‌شود (شکل ۱۹). اثر سطح محوری این طاق‌دیس روند تقریبی شمال باختر- جنوب خاوری داشته که به پیروی از هندسه سامانه گسل درونه در این بخش است. در یال‌های این طاق‌دیس نهشته‌های جوان پلیوسن- پلیستوسن قرار دارد، در حالی که با توجه به موارد مشابه این چین‌خوردگی در راستای سامانه گسل درونه و نیز واحدهای رسوبی که در زیر نهشته‌های جوان قرار گرفته است، گمان می‌رود که هسته این طاق‌دیس از نهشته‌های سنگ‌ماسه، مارن زرد و سبز رنگ و سنگ‌جوش نوژن باشد. وجود این سری رسوبات دقیقاً در محدوده شمال چین‌خوردگی که پس از فرسایش یافتن رسوبات

رسوبات نوژن و نهشته‌های کواترنری فرایش یافته‌اند (شکل ۷). طاق‌دیس ۱ کال‌ازغند طاق‌دیس نامتقارن با روند تقریبی اثر سطح محوری شمال باختر- جنوب خاور است. یال جنوب باختری این طاق‌دیس بلندتر بوده، در حالی که یال شمال خاوری آن کوتاه‌تر است. طول اثر سطح محوری این طاق‌دیس بیش از ۲ کیلومتر و پهنای آن در بخش میانی نیز بیش از ۶۰۰ متر است. نهشته‌های موجود یال‌های طاق‌دیس ۱ کال‌ازغند از نوع رسوبات آبرفتی و سنگ‌جوش سست پلیوسن- پلیستوسن است، در حالی که به احتمال زیاد در هسته پنهان این طاق‌دیس رسوبات قدیمی‌تر نوژن قرار دارد. در بخش‌های خاوری طاق‌دیس یاد شده نهشته‌های فرایش یافته پلیوسن- پلیستوسن سبب ایجاد طاق‌دیس دیگری هم‌روند با طاق‌دیس ۱ کال‌ازغند شده است. طاق‌دیس ۲ کال‌ازغند به طول تقریبی ۱/۶ کیلومتر و بیشینه پهنای ۴۵۰ متر روند شمال باختر- جنوب خاوری دارد. این طاق‌دیس به واسطه سه رودخانه با روند‌های تقریبی شمالی- جنوبی بریده شده است. در دو طاق‌دیس کال‌ازغند نیز تراکم آبراهه‌های خشک بر روی یال جنوب باختری و نیز میل اثر سطح محوری به سمت شمال خاور (به سوی یال شمال خاوری) و شیب کمتر یال جنوب باختر نسبت به یال شمال خاور نشان‌دهنده شیب گسل به سوی جنوب باختر است. تعداد بیشتر آبراهه‌ها و حفر بیشتر آنها در یال جنوب خاوری طاق‌دیس‌ها همراه با انحراف چپ‌بر آنها در امتداد یال شمال خاوری طاق‌دیس‌ها نشان‌دهنده رشد چین‌خوردگی در جهت شمال باختری است که به احتمال نشان‌دهنده پایین بودن نرخ فرایش در این ناحیه است. در مورد طاق‌دیس ۲ بریدگی طاق‌دیس توسط جریان آب آبراهه‌های جاری (drainage incision) قابل توجه است.

۲-۵. طاق‌دیس خاور نای

در خاور روستای نای به سبب جنبش شاخه‌ای فرعی از سامانه گسل درونه که با زاویه‌ای حدود ۳۰ درجه به این سامانه گسلی می‌رسد، نهشته‌های مارن، سنگ‌ماسه و سنگ‌جوش قرمز رنگ نوژن فرایش یافته‌اند و در مجاورت نهشته‌های جوان پلیوسن- پلیستوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۷). شاخه فرعی یاد شده دارای روند شمال باختر- جنوب خاور و سازوکار راستالغز چپ‌بر با مؤلفه معکوس است. طول این گسل حدود ۲ کیلومتر و دارای شیب زیاد (۸۰ تا ۸۵ درجه) به سوی شمال خاور است. فرایش نهشته‌های نوژن در بلوک شمالی این گسل به سبب ترافشارش ناشی از عملکرد چپ‌بر سامانه گسل درونه و این شاخه گسلی فرعی است.

اثر سطح محوری طاق‌دیس نای نیز به پیروی از هندسه خم راست پله سامانه گسل درونه، روند شمال باختر- جنوب خاوری دارد. طول این طاق‌دیس حدود ۱/۵ کیلومتر و پهنای بیشینه آن تقریباً ۱ کیلومتر است. یال جنوب باختری طاق‌دیس نای به‌طور عمده از نهشته‌های پلیوسن- کواترنری تشکیل شده است، در حالی که در هسته بریده شده آن و یال شمال خاوری بیشتر نهشته‌های قدیمی‌تر میوسن دیده می‌شود (شکل ۱۱). با توجه به شکل ۱۱ رسوبات هسته این طاق‌دیس در بخش جنوبی به‌طور عمده نهشته‌های سنگ‌جوش و سنگ‌ماسه قرمز رنگ نوژن است. در حالی که در نیمه شمالی طاق‌دیس رسوبات مارن و سنگ‌ماسه زرد رنگ نوژن قرار دارد. در طاق‌دیس خاور نای نیز تعداد آبراهه‌های خشک در یال جنوب باختری به مراتب بیشتر از یال شمال خاوری است. شیب اثر سطح محوری به سوی شمال خاور و شیب یال شمال خاوری نسبت به یال جنوب باختری بیشتر است.

۲-۶. طاق‌دیس خاور قوچ پلنگ

طاق‌دیس خاور قوچ‌پلنگ در واقع مخروط‌افکنه متروک فراخته‌ای است که به سبب هندسه خمیده راست‌پله سامانه گسل درونه و قرارگیری بخش‌هایی از آن در میان دو قطعه گسلی، دچار فرایش شده است. در این ناحیه، سامانه گسل درونه، بخشی را به صورت دوکی شکل محصور کرده است که در اثر عملکرد چپ‌بر سامانه گسل درونه و ایجاد ترافشارش منطقه‌ای فرایش یافته است (شکل ۱۲). هسته این طاق‌دیس

جوان پلیوسن - پلیستوسن برونزد یافته‌اند، این فرضیه را قوت می‌بخشد.

۲-۹. طاق‌دیس شمال خلیل آباد

طاق‌دیس شمال خلیل آباد، چین‌خوردگی نامتقارن با اثر سطح محوری خاوری-باختری است (شکل ۱۸). شیب یال شمالی این طاق‌دیس به مراتب بیشتر از یال جنوبی آن بوده و رسوبات جوان پلیستوسن یال‌های آن را پوشانده‌اند (شکل ۱۹).

طول طاق‌دیس شمال خلیل آباد به حدود ۱/۱ کیلومتر و پهنای آن در بخش میانی به ۵۰۰ متر می‌رسد. در باختر طاق‌دیس شمال خلیل آباد افزایش سامانه گسل درونه به دنبال قطع رسوبات مخروط‌افکنه نسبتاً قدیمی این منطقه اختلاف ارتفاعی بیش از ۴۰ متر را به وجود آورده است (شکل ۱۹).

۲-۱۰. طاق‌دیس کوه تیغ احمد

طاق‌دیس کوه تیغ احمد در شمال روستای ایرج‌آباد و خاور رودخانه شش‌تراز از رسوبات مارن و سنگ‌ماسه نئوژن در هسته و نهشته‌های جوان پلیوسن - پلیستوسن در یال‌ها تشکیل شده است. طاق‌دیس یاد شده به واسطه عملکرد چپ‌بر سامانه گسل درونه بریده و حدود ۴۳۰ متر به صورت چپ‌بر جابه‌جا شده است (شکل‌های ۲۰ و ۲۱). طول تقریبی طاق‌دیس کوه تیغ احمد حدود ۲/۴ کیلومتر و پهنای آن ۱/۶ کیلومتر است. در شکل ۲۳ نیم‌رخ A در جهت موازی و نیم‌رخ ۱ در جهت عمود بر اثر سطح محوری این طاق‌دیس تهیه شده است. همان‌طور که در این نیم‌رخ دیده می‌شود، طاق‌دیس کوه تیغ احمد نامتقارن بوده و شیب یال جنوبی آن ملایم‌تر از یال شمالی است. در باختر این طاق‌دیس افزایش گسل درونه به صورت پلکانی با ارتفاع تقریبی ۲۰-۳۰ متر دیده می‌شود. وجود ریخت‌شناسی پلکانی افزایش سامانه گسل درونه احتمالاً به سبب مهاجرت روبه‌جنوب این سامانه گسلی در طول زمان است (شکل‌های ۲۲ و ۲۳-نیم‌رخ ۳). در ارتباط با نحوه توسعه و رشد طاق‌دیس کوه تیغ احمد با استفاده از جهت انحراف چپ‌بر آبراهه‌ها می‌توان انتظار داشت که جهت رشد این طاق‌دیس نیز همانند سایر چین‌خوردگی‌ها به سوی باختر است (شکل‌های ۲۲ و ۲۳).

۲-۱۱. طاق‌دیس انابد

طاق‌دیس انابد، طاق‌دیس متقارن به طول ۳ و پهنای ۱/۵ کیلومتر است. تقارن آن در هر دو نیم‌رخ طولی و عرضی دیده می‌شود (شکل ۲۵). بیشینه ارتفاع این طاق‌دیس حدود ۷۰ متر است. یال شمالی طاق‌دیس انابد به واسطه عملکرد گسل درونه بریده شده و نهشته‌های پالئوژن در آن نمایان هستند (شکل ۲۴). با توجه به این که توسعه آبراهه‌ها در هر دو بخش خاوری و باختری آن یکسان است و شیب هر دو دماغه آن شبیه به هم است می‌توان نتیجه گرفت که رشد این طاق‌دیس در هر دو سوی جنوب باختر و شمال خاور به یک اندازه انجام می‌پذیرد.

۲-۱۲. طاق‌دیس مهلار

طاق‌دیس مهلار، طاق‌دیس کشیده است که نسبت طول به پهنای آن نسبتاً زیاد است (شکل ۲۵). طول طاق‌دیس در حدود ۱۰ کیلومتر و پهنای آن به ۳ کیلومتر می‌رسد. در این طاق‌دیس نیز گسل درونه جدا کننده نهشته‌های جوان پلیوسن از نهشته‌های قدیمی‌تر (پالئوژن) در یال شمالی طاق‌دیس است. این طاق‌دیس نیز نامتقارن است به گونه‌ای که شیب یال شمال باختری آن بیشتر از یال جنوب خاوری است. ارتفاع و شیب توپوگرافی در دماغه جنوب باختری بیشتر از دماغه شمال خاوری آن است. تعداد بیشتر آبراهه‌های بالاآمده و متروک و انحراف مسیر آبراهه‌ها در سوی دماغه شمال خاوری همراه با شیب کمتر آن نمایانگر رشد چین‌خوردگی به سوی شمال خاور در این طاق‌دیس است.

۳- بحث و نتیجه‌گیری

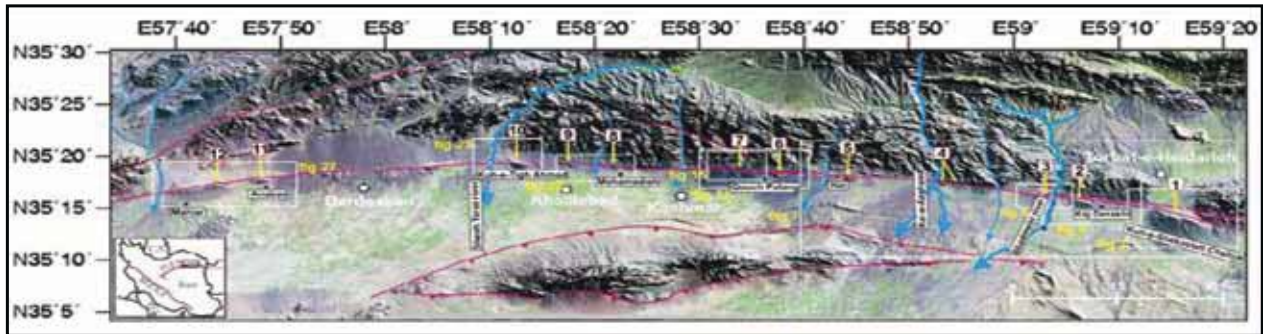
ترافشارش محلی در راستای سامانه گسل درونه، سبب تشکیل چین‌خوردگی در نهشته‌های آبرفتی پلیوسن - پلیستوسن شده است، به گونه‌ای که معمولاً "جوان‌ترین

نهشته‌های فرایش یافته بر روی این طاق‌دیس‌ها مربوط به سنگ‌جوش و سنگ‌ماسه‌های سخت نشده و رسوبات گراولی و ماسه‌ای است. رسوبات مارن، سنگ‌ماسه و سنگ‌جوش نئوژن نیز هسته این طاق‌دیس‌ها را تشکیل می‌دهند. چین‌خوردگی‌های یاد شده به فراوانی در راستای سامانه گسل درونه، در ناحیه بین شهرستان تربت حیدریه تا باختر شهرستان بردسکن، دیده می‌شوند. این طاق‌دیس‌ها در رژیم ترافشارش محلی اما طی دو سازوکار متفاوت تشکیل شده‌اند (جدول ۱)؛ دسته نخست، طاق‌دیس‌هایی هستند که در خم راست پله سامانه گسل درونه (خم گرفتاری، restraining bends) تشکیل شده‌اند، در صورتی که دسته دوم پشته‌های فشاری (pressure ridges) را شامل می‌شوند که در نتیجه همپوشانی شاخه‌های موازی سامانه گسل درونه تشکیل شده‌اند. -طاق‌دیس‌های شکل گرفته در خم راست پله سامانه گسل درونه: با توجه به مؤلفه راستالغز چپ‌بر سامانه گسل درونه، در نواحی خم راست پله گسل، نهشته‌های نئوژن تا عهد حاضر چین‌خورده و بالاآمده‌اند. سازوکار این بالاآمدگی رامی‌توان با ایجاد یک گسل رانندگی در ژرفای زمین توجیه کرد، به گونه‌ای که با ادامه حرکت بر روی سامانه گسل درونه این گسل نیز رشد کرده و همچنان سبب بالاآمدگی بیشتر رسوبات و رشد چین‌خوردگی می‌شود، این فرایند تا زمانی که گسل به سطح برسد ادامه می‌یابد (شکل ۲۶- a). -پشته‌های فشاری محصور بین شاخه‌های موازی گسل: سامانه گسلی درونه در بیشتر طول خود به صورت چند شاخه موازی هم دیده می‌شود. با توجه به همپوشانی شاخه‌های این سامانه گسلی با آرایش نردبانی و مؤلفه راستالغز چپ‌بر آن، نهشته‌های جوان نئوژن تا عهد حاضر تحت تأثیر رژیم ترافشارش محلی ایجاد شده در پهنه‌های برشی محصور بین این گسل‌ها، فرایش یافته‌اند. این فرایش با شکل‌گیری پشته‌های فشاری در طول گسل مشخص می‌شوند (شکل ۲۶- b). البته در شکل‌گیری این طاق‌دیس‌ها جهت شیب سامانه گسل درونه نیز عامل مهمی به‌شمار می‌رود، اثر جهت شیب گسل بویژه در شکل‌گیری طاق‌دیس‌های انابد و مهلار که تابع مدل‌های بالا نیستند، آشکارتر است، در این ناحیه شیب به سوی جنوب گسل و بردار کوتاه‌شدگی کلی با راستای شمال خاور- جنوب باختر سبب شده تا نهشته‌های کوتاه‌تری در بلوک جنوبی گسل فرایش یابند، این مسئله افزون بر طاق‌دیس‌های انابد و مهلار در باختر بردسکن نیز دیده می‌شود (شکل ۱). سن‌سنجی به روش OSL بر روی دو نمونه رسوبی از بالاترین بخش‌های فرایش یافته در طاق‌دیس (بازدن فرایش یافته) باختر قوچ‌پلنگ توسط Fattahi et al. (2007) سن 51.4 ± 10.2 و 48.0 ± 14.7 را برای این دو نمونه نشان می‌دهد که با در نظر گرفتن میانگین این دو مقدار و تعمیم آن به جوان‌ترین نهشته‌های فرایش یافته در هر طاق‌دیس می‌توان بیشینه نرخ نسبی فرایش را در هر کدام از آنها برآورد کرد (جدول ۲). نحوه تشکیل و توسعه چین‌ها و پشته‌های فشاری فعال در راستای سامانه گسل درونه به طور عمده در نواحی با بیشینه میزان جابه‌جایی افقی تجمعی تمرکز یافته است. به عبارت دیگر نرخ لغزش افقی تجمعی این گسل با نرخ فرایش تجمعی آن متناسب است (slip rate ~ uplift rate) که نشان‌دهنده بیشترین فعالیت سامانه گسلی درونه در محدوده مورد نظر است. این مسئله با توجه به رخداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در این محدوده مکانی نیز تأیید می‌شود (شکل ۲۷).

نمودار یاد شده نشان می‌دهد که نواحی با نرخ فرایش زیاد منطبق با بخش‌هایی از گسل هستند که بیشترین رومرکزهای زمین‌لرزه‌های دستگاهی در آن نواحی قرار گرفته‌اند. بیشترین میزان نرخ فرایش از خاور به سوی باختر به ترتیب بر روی طاق‌دیس‌های شکسته چاهوک، طاق‌دیس باختر قوچ‌پلنگ و طاق‌دیس کوه تیغ احمد است در همین نواحی یعنی بازه‌های مکانی ۰ تا ۲۰، ۲۰ تا ۶۰، ۸۰ تا ۱۰۰ و ۱۲۰ که منطبق با طاق‌دیس‌های یاد شده هستند، بیشترین تعداد رومرکز زمین‌لرزه قرار دارد. ضمن این که باید بیان کرد که این نواحی همراه با شواهد فراوانی از جابه‌جایی افقی سامانه گسل درونه نیز هستند. به عبارت دیگر می‌توان گفت، در راستای سامانه گسل درونه نرخ فرایش ~ نرخ لغزش ~

متروک (خشک شده)، مقدار حفر آنها و اختلاف ارتفاع در دو دماغه طاقدیس تعیین کرد، بر این پایه رشد بیشتر این طاقدیس ها به سمت باختر و شمال باختر است درحالی که تعدادی از آنها به سمت خاور در حال پیشروی هستند.

نرخ رویداد زمین لرزه ها، که البته تراکم جمعیت و حضور چند شهر و روستاهای متعدد در این بخش از سامانه گسل درونه توجه به این نکته را دو چندان می کند. راستای رشد چین خوردگی های بالا را می توان با توجه به الگوی آبراهه های



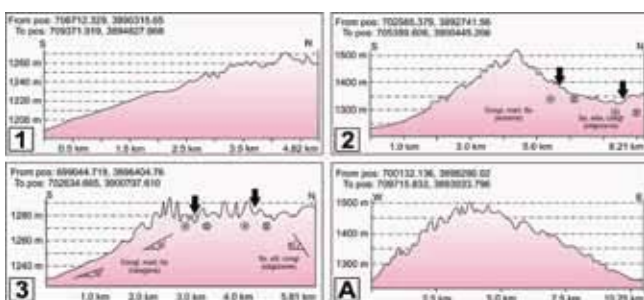
شکل ۱- چین خوردگی جوان پلیوسن-کواترنری در بخش میانی سامانه گسل درونه در تصویر همپوشان ماهواره لندست ۷ با مدل ارتفاعی رقومی با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر، در این شکل هر یک از طاقدیس های مطالعه شده با شماره مشخص شده اند. هر یک از اعداد نشانگر یک طاقدیس است.

جدول ۱- دسته بندی طاقدیس های مطالعه شده با توجه با سازوکار تشکیل آنها

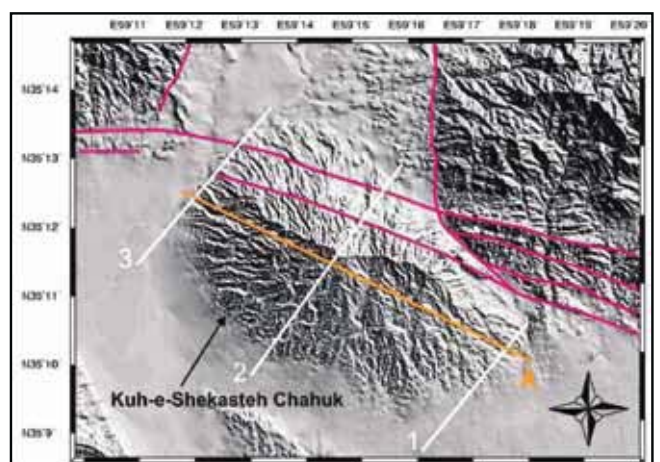
	شمال خلیل آباد	باختر قوچ پلنگ	خاور قوچ پلنگ	باختر کال شادمهر	پشته فشاری
شمال محمودیه	خاور نای	۲۱ کال ازغند	کاج درخت	کوه شکسته چاهوک	طاقدیس فشاری

جدول ۲- مقادیر مربوط به نرخ نسبی فرایش و بیشینه ارتفاع بر روی هر طاقدیس، بیشینه نرخ نسبی فرایش در هر طاقدیس با استفاده از رابطه $\bar{t} = Z/t$ برآورد شده است. همچنین بیشینه ارتفاع نیز با استفاده از نیمرخ های توپوگرافی بر روی مدل های ارتفاعی رقومی تهیه شده با قدرت تفکیک ۱۰ متر تعیین شده اند.

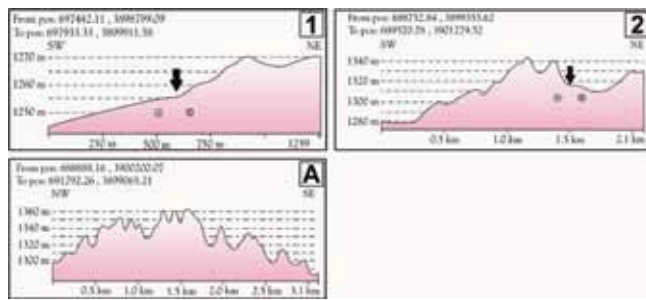
میلار	انابد	کوه تیه احمد	شمال خلیل آباد	شمال محمدیه	باختر قوچ پلنگ	خاور قوچ پلنگ	خاور نای	۲ خاور کال ازغند	۱ خاور کال ازغند	کاج درخت	کوه شکسته چاهوک	بیشینه ارتفاع (m)
۱۰۰	۷۰	۱۵۰	۶۰	۸۰	۱۵۰	۱۰۰	۸۰	۴۰	۶۰	۱۰۰	۳۰۰	
۲/۱۱	۱/۴۷	۳/۱۶	۱/۲۶	۱/۶۸	۳/۱۶	۲/۱۱	۱/۶۸	۰/۸۴	۱/۲۶	۲/۱۱	۶/۳۲	نرخ نسبی فرایش (mmyr ⁻¹)



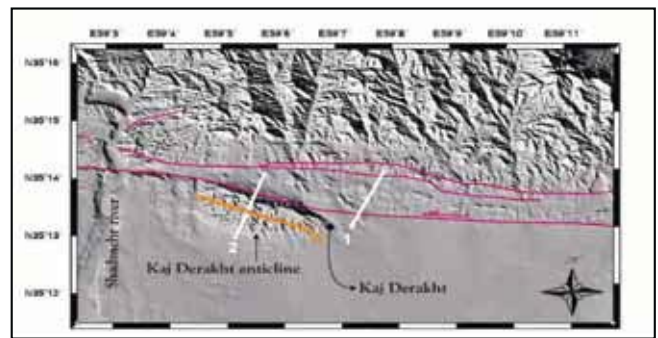
شکل ۳- نیمرخ های توپوگرافی تهیه شده از طاقدیس کوه شکسته چاهوک. نیمرخ ۱ از دماغه جنوب خاوری با بیشینه ارتفاع ۱۲۷۰ متر و نیمرخ ۳ از دماغه شمال باختری با بیشینه ارتفاع ۱۲۹۰ متر تهیه شده اند. این دو نیمرخ همراه با نیمرخ شماره A نشان دهنده اختلاف ارتفاع در دو دماغه طاقدیس هستند. نیمرخ ۲ از میانه طاقدیس تهیه شده و بیشینه ارتفاع ۱۵۰۰ متر را بر روی آن نشان می دهد. افزون بر این اختلاف شیب طبقات رسوبی در دو یال شمال خاوری و جنوبی باختری طاقدیس کوه شکسته چاهوک در نیمرخ شماره ۳ نمایش داده شده است. همچنین محل گذر دو شاخه موازی گسل درونه نیز با پیکان های سیاه رنگ نشان داده شده است.



شکل ۲- مدل ارتفاعی رقومی (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) از طاقدیس کوه شکسته چاهوک. خطوط پیمایش نیمرخ های توپوگرافی شکل ۳ و همچنین موقعیت طاقدیس نسبت به سامانه گسل درونه نیز نمایش داده شده است.



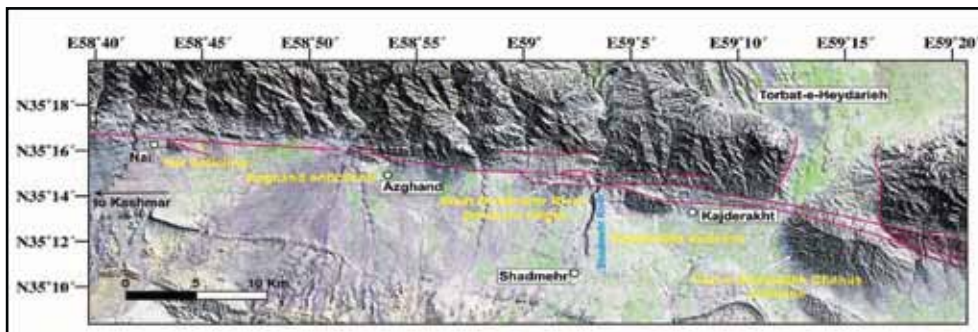
شکل ۵- نیمرخ ۱ نیمرخ توپوگرافی تهیه شده از پشته‌های فشاری (pressure ridges) شمال و خاور طاقدیس کاج درخت است در حالی که نیمرخ ۲ نیمرخ‌های عمود بر اثر محوری طاقدیس کاج درخت و نیمرخ A در جهت موازی با اثر محوری این طاقدیس تهیه شده است.



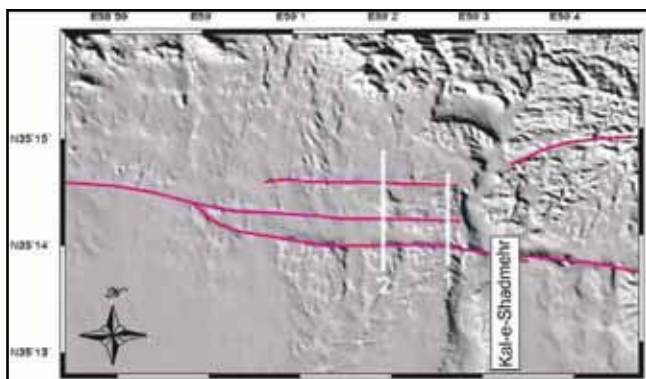
شکل ۴- مدل ارتفاعی رقمی (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) از طاقدیس کاج درخت همراه با خطوط نیمرخ‌های توپوگرافی. خطوط پیمایش نیمرخ‌های توپوگرافی شکل ۵ و همچنین موقعیت طاقدیس نسبت به سامانه گسل درونه نیز نمایش داده شده است.



شکل ۶- نمای طاقدیس کاج درخت در محل رودخانه شادمهر. فرایش و پروزد رسوبات نوژن در بلوک شمالی گسل درونه دیده می‌شود.



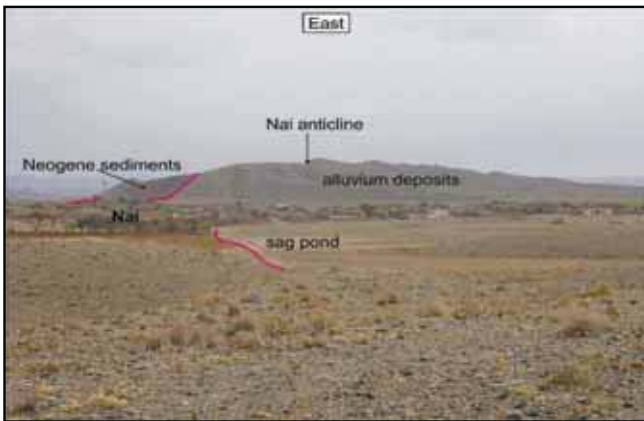
شکل ۷- تصویر همپوشان ماهواره لندست ۷ با مدل ارتفاعی رقمی از طاقدیس کوه شکسته چاهوک، طاقدیس کاج درخت، پشته‌های فشاری تشکیل شده در باختر کال شادمهر، طاقدیس‌های ازغند و طاقدیس نای.



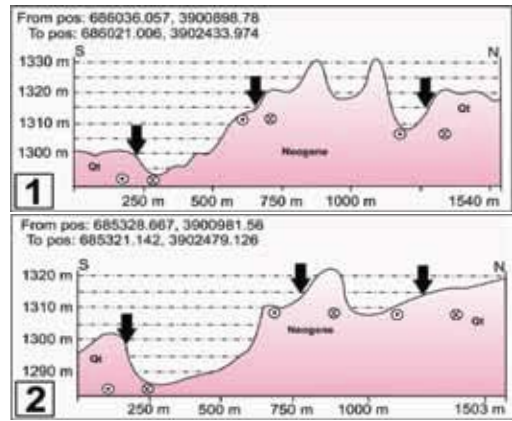
شکل ۹- مدل ارتفاعی رقمی (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) از پشته‌های فشاری باختر کال شادمهر و خطوط پیمایش نیمرخ‌های توپوگرافی شکل ۱۰.



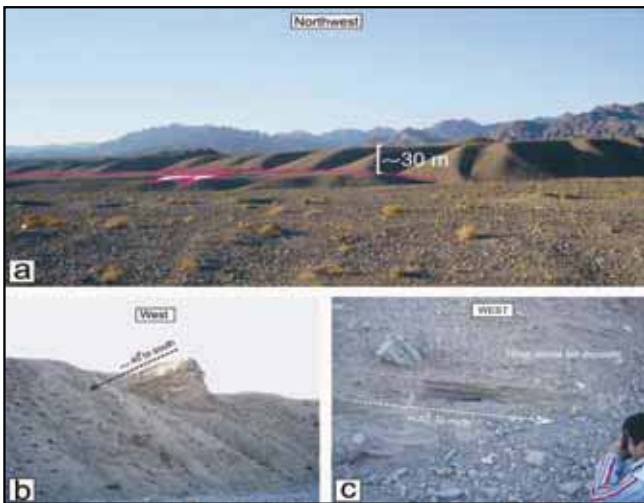
شکل ۸- فرایش نهشته‌های نوژن بین شاخه‌های سامانه گسل درونه. در فضای محدود بین شاخه‌های سامانه گسل درونه به سبب همپوشانی قطعات گسلی و سازو کار راستالغز چپ‌بر گسل، رسوبات نوژن فرایش یافته‌اند.



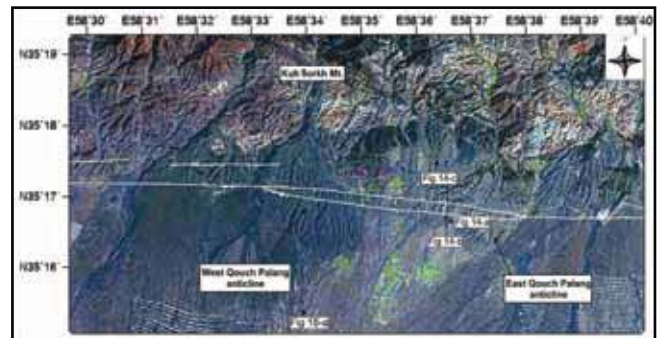
شکل ۱۱- اختلاف سنگ‌شناسی در طاق‌دیس نای. در یال شمالی نهشته‌های قدیمی‌تر دیده می‌شود، ضمن این که شاخه فرعی و ارتباط آن با گسل درونه نیز مشخص شده است.



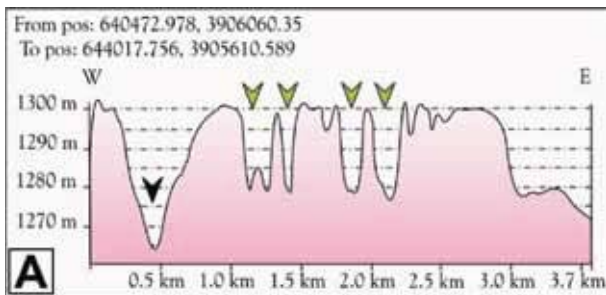
شکل ۱۰- نیمرخ‌های توپوگرافی تهیه شده از پشته‌های فشاری باختر کال شادمهر، این نیمرخ‌ها در جهت عمود بر سامانه گسل درونه رسم شده‌اند. در هر نیمرخ نهشته‌های نوژن در حد فاصل شاخه‌های گسل درونه که با پیکان‌های سیاه رنگ نشان داده شده است فرایش یافته‌اند.



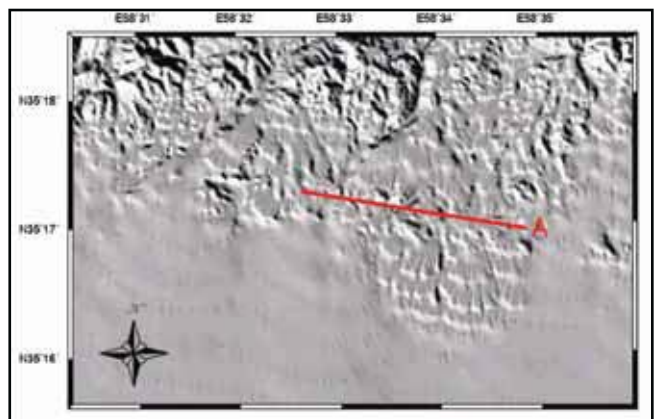
شکل ۱۳- (a) افزایش سامانه گسل درونه در محل طاق‌دیس (بادزن) بریده شده خاور قوچ پلنگ. پیشینه ارتفاع این افراز به حدود ۳۰ متر می‌رسد. (b) رسوبات جوان پلیوسن- پلیستوسن با شیب به سوی جنوب در یال جنوبی. (c) نهشته‌های مخروط افکنه‌ای کوتاه‌تر در یال شمالی بلوک دوکی شکل محصور بین شاخه‌های گسل درونه، کج‌شدگی به سمت شمال در این نهشته‌های جوان به روشنی دیده می‌شود.



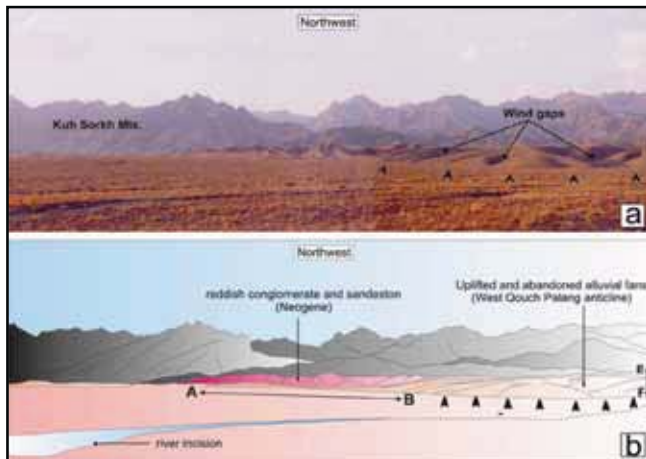
شکل ۱۲- تصویر ماهواره لندست ۷ از طاق‌دیس‌های خاور و باختر قوچ پلنگ و سامانه گسل درونه. در این تصویر موقعیت و جهت تصاویر ۱۴-a تا ۱۸-a و نیز تصویر ۱۸-a نشان داده شده است.



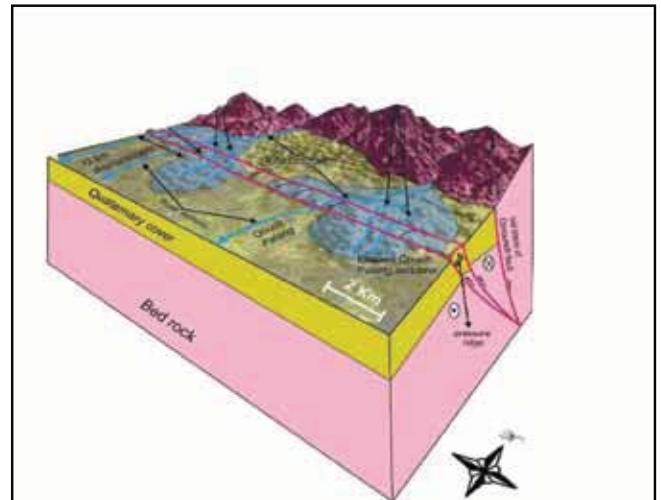
شکل ۱۵- نیمرخ توپوگرافی موازی با اثر محوری طاق‌دیس باختر قوچ پلنگ. پیکان‌های سبز رنگ وجود تعداد زیادی آب چاک را بر روی آن نشان می‌دهند، در حالی که پیکان سیاه رنگ نیمرخ رودخانه جاری عهد حاضر را نشان می‌دهد.



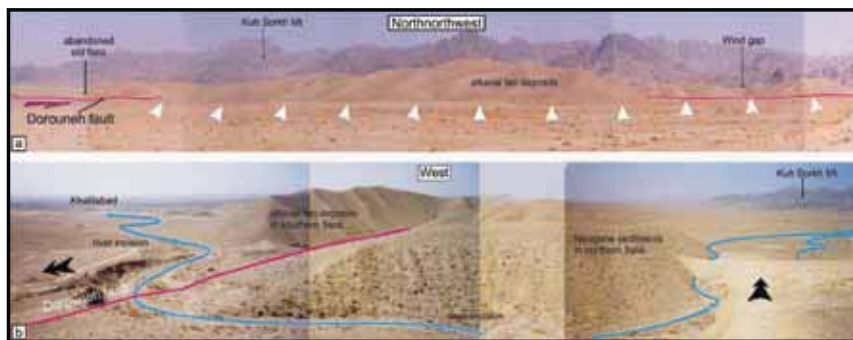
شکل ۱۴- مدل ارتفاعی رقمی (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) از طاق‌دیس (بادزن) باختر قوچ پلنگ و خط پیمایش نیمرخ توپوگرافی A بر روی آن.



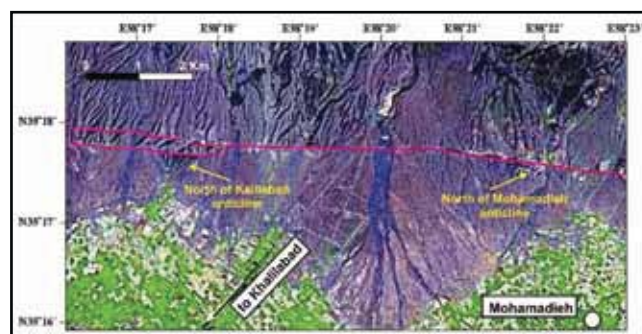
شکل ۱۷- نمایش ویژگی‌های ریخت‌شناسی سامانه گسل درونه در ناحیه قوچ پلنگ (a) بریدگی طاق‌دیس به واسطه جنبش چپ‌بر سامانه گسل درونه (b) تصویر نمادین از بریدگی طاق‌دیس باختر قوچ پلنگ. A-B. جابه‌جایی ۸۰۰ متری بر روی سامانه گسل درونه و E-F پیشینه ارتفاع طاق‌دیس (بادزن) باختر قوچ پلنگ را در این ناحیه نشان می‌دهد. رسوبات زرد و قرمز الیگوسن - میوسن در محل این بریدگی دیده می‌شوند که بیانگر رسوبات موجود در هسته این طاق‌دیس هستند. پیکان‌های سیاه‌رنگ نشان‌دهنده مرز جنوبی طاق‌دیس باختر قوچ پلنگ است.



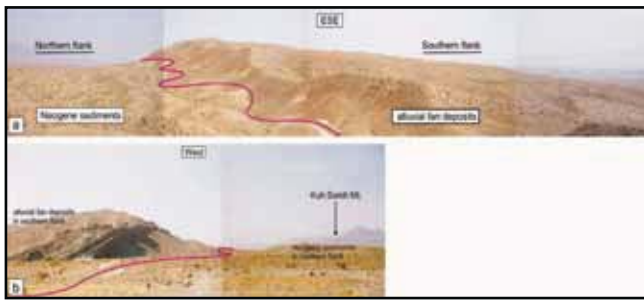
شکل ۱۶- مدل سه‌بعدی از سامانه گسل درونه در ناحیه قوچ پلنگ (شمال خاور کاشمر). در این مدل نهشته‌های فرایش یافته در بلوک دوکی شکل محصور بین شاخه‌های گسل، طاق‌دیس‌ها (بادزن‌های) خاور و باختر قوچ پلنگ، بیشینه میزان جابه‌جایی بیشتر از ۳ کیلومتر بر روی قطعه شادمهر، آب چاک‌ها (water gaps) و بریدگی بادزن‌ها توسط رودخانه‌های جاری امروزی نیز دیده می‌شود. همان‌گونه که دیده می‌شود بلوک دوکی شکل نام برده شده بخش فرایش یافته‌ای است که بین دو شاخه گسل محصور است، در واقع به سبب حرکت چپ‌بر این دو شاخه گسلی و ترافشار ناشی از این جنبش این بخش بالا آمده است. افزون بر این، مؤلفه شیب‌لغز گسل‌ها نیز در فرایش این ناحیه مؤثر واقع شده‌اند.



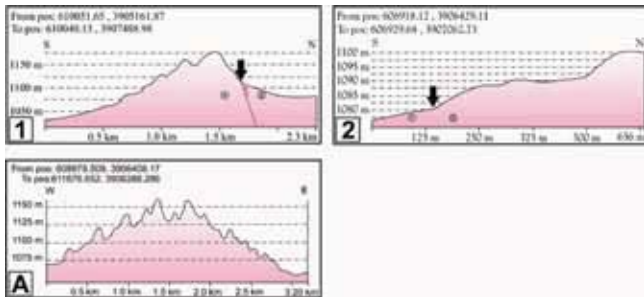
شکل ۱۸- (a) منظره طاق‌دیس شمال خلیل‌آباد در شمال شهر خلیل‌آباد. پیکان‌های با رنگ سفید، حاشیه یال جنوبی این طاق‌دیس را نشان می‌دهند. (b) نهشته‌های بادزن‌آبرفتی در یال جنوبی و رسوبات مارنی نتوژن در یال شمالی طاق‌دیس خلیل‌آباد دیده می‌شوند. پیکان‌های سیاه‌رنگ سوی حرکت بلوک‌های شمالی و جنوبی گسل را نشان می‌دهند.



شکل ۱۹- تصویر ماهواره لندست ۷ از طاق‌دیس‌های شمال محمدیه و شمال خلیل‌آباد.



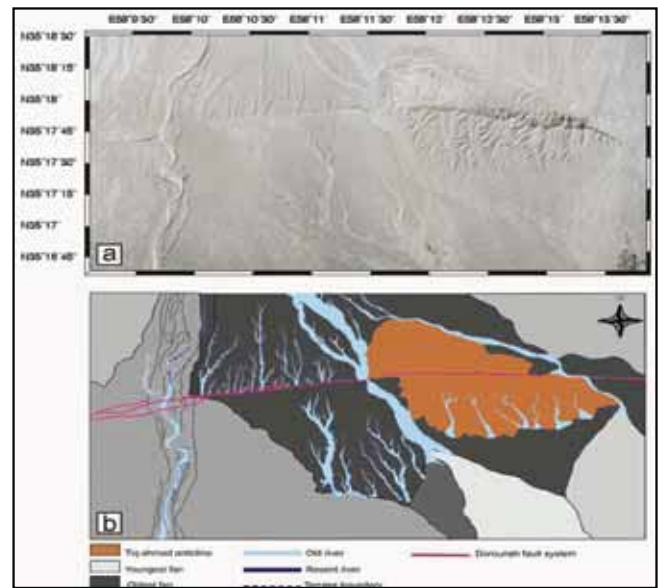
شکل ۲۱- (a) نهشته‌های جوان پلیوسن- پلیستوسن در یال جنوبی و رسوبات مارن و سنگ‌ماسه نوژن در یال شمالی طاق‌دیس کوه تیغ احمد. اختلاف ارتفاع این دو یال که به سبب تفاوت فرسایش‌پذیری در این نهشته‌ها می‌باشد، نیز آشکار است. (b) لایه‌های شیب‌دار سنگ‌جوش سخت نشده پلیوسن- پلیستوسن در یال جنوبی طاق‌دیس با شیب به سوی جنوب.



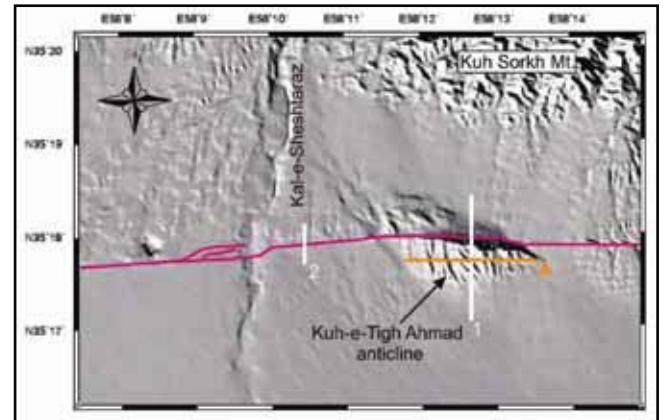
شکل ۲۲- نیمرخ‌های توپوگرافی رسم شده بر روی طاق‌دیس کوه تیغ احمد و افراز سامانه گسل درونه، نیمرخ ۱ در جهت عمود و نیمرخ A در جهت موازی بر اثر محوری طاق‌دیس کوه تیغ احمد رسم شده است. نیمرخ ۲ نیز در جهت عمود بر سامانه گسل درونه از افراز این سامانه گسلی به دست آمده است.



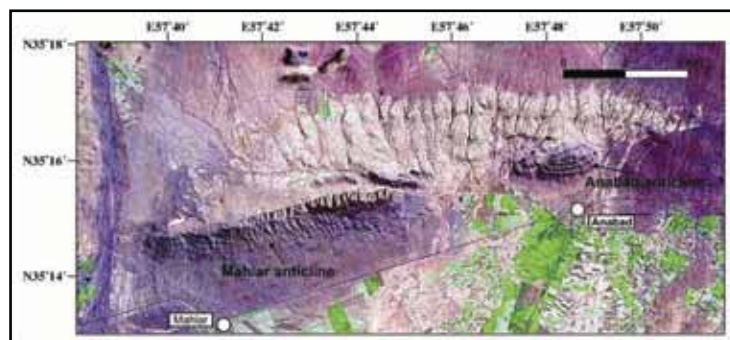
شکل ۲۳- نمایی از یال جنوبی طاق‌دیس اناباد. این یال از سنگ‌جوش و سنگ‌ماسه‌های سست پلیوسن تشکیل شده است. توسعه آبراهه‌های متروک و افزایش یافته بر روی این طاق‌دیس آشکار است.



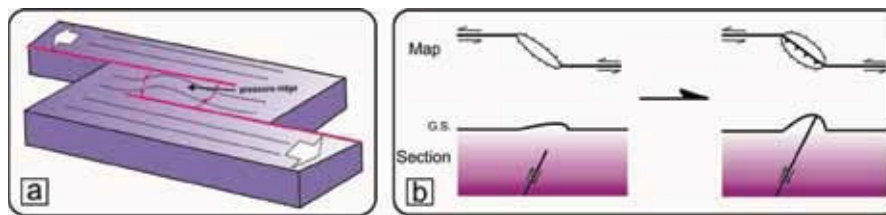
شکل ۲۴- (a) عکس هوایی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از طاق‌دیس کوه تیغ احمد و افراز سامانه گسل درونه در باختر آن. رودخانه شش تراز در سوی باختر تصویر دیده می‌شود. (b) در نقشه ریخت‌شناسی ساده تهیه شده همین منطقه با دزن‌های آبرفتی با توجه به سن باطینی از رنگ‌های خاکستری تیره تا روشن مشخص شده‌اند. ضمن این که پادگانه‌های آبرفتی رودخانه شش تراز نیز با نقطه چین در طرفین این رودخانه نمایش داده شده‌اند.



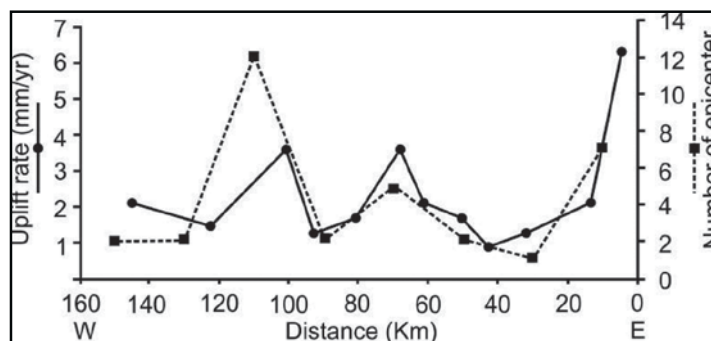
شکل ۲۵- مدل ارتفاعی رقمی (با قدرت تفکیک مکانی ۱۰ متر) از طاق‌دیس کوه تیغ احمد و افراز سامانه گسل درونه در باختر این طاق‌دیس و خطوط نیمرخ‌های توپوگرافی.



شکل ۲۶- تصویر ماهواره لندست ۷ از طاق‌دیس‌های اناباد و مهلار در خاوری‌ترین قسمت‌های بخش میانی سامانه گسل درونه



شکل ۲۶- (a) تصویر نمادین از شکل‌گیری پشته‌های فشاری و به دنبال آن ایجاد گسل‌های واژگون در نواحی همپوشان راست پله در سامانه گسلی درونه (b) مدل ساده ساختاری از شکل‌گیری طاق‌دیس‌های به‌وجود آمده در خم راست پله یا خم گرفتاری (restraining bends) سامانه گسل درونه.



شکل ۲۷- نمودار توزیع نرخ فرایش طاق‌دیس‌ها و توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌ها نسبت به فاصله از مبدأ قراردادی (دماغه جنوب خاوری طاق‌دیس کوه شکسته چاهوک). توزیع رومرکز زمین‌لرزه‌های دستگاهی جدید اطراف سامانه گسل درونه نسبت به بازه‌های فاصله ۲۰ کیلومتری از مبدأ است. رومرکزها با فاصله تقریبی ۲۰ کیلومتر از شمال و جنوب گسل شمارش شده‌اند.

کتابنگاری

جوادی، ح. ر.، ۱۳۸۵- لرزه زمین‌ساخت جنبه، لرزه زمین‌ساخت و تحلیل ساختاری سامانه گسل درونه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Allen, M. B., Blanc, E. J. P., Walker, R., Jackson, J., Talebian, M. & Ghassemi, M. R., 2006- Contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: Why escape tectonics does not occur in Iran, Geological Society of America Special Paper 409, p. 579-589.
- Burbank, D., Meigs, A. & Brozovc, N., 1996- Interactions of growing folds and coeval depositional systems. Basin Research, 8, 199-223.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A. & Bahroudi, A., 2007- Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh fault, eastern Iran. Geophys. J. Int. 07) 168, 691-709.
- Jackson, J., McKenzie, D., 1984- Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan, Geophys. J. R. Astron. Soc., 77, 185 - 264.
- Keller, E. A., Zepeda, R. L., Rockwell, T. K., Ku, T. L. & Dinklage, E. S., 1998- Active tectonics at Wheeler Ridge, Southern San Joaquin Valley, California. G.S.A. Bulletin 110:298-310.
- Keller, E. A. & Pinte, N., 2002- Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, 362p.
- Jackson, J., Haines, J. & Holt, W., 1995- The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. Journal of Geophysical Research, 100, 15,205-15,219.
- Jackson, J., Norris, R. & Youngson, I., 1996- The structural evolution of active fault and fold systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. Journal of Structural Geology, 18, 217-234.
- Stocklin, J. & Nabavi, M. H., 1973- Tectonic map of Iran, 1:250000, GSI, Tehran.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. & Chery, J., 2004- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Iran: Geophysical Journal International, v. 157, p. 381-398.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004- Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran, Tectonics, 23, TC5010, doi:10.1029/2003TC001529.
- Wellman, H. W., 1966 - Active wrench faults of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau, 18, 217-234.

Water-Level Fluctuations and Sequence Stratigraphy of the Ab-Talkh Formation at Type Section

E. Ghasemi-Nejad^{1*} & Z. Rezaei¹

¹ Faculty of Geology, College of Science, Tehran University, Tehran, Iran

Received: 2009 February 22

Accepted: 2009 August 10

Abstract

The Ab-Talkh Formation (Campanian- Maastrichtian) is one of the lithostratigraphic units of the Kopeh-Dagh sedimentary basin. So far no high resolution sequence stratigraphy has been done on this formation. In this study, we use the fossil evidences to analyse the formation in the sequence stratigraphy framework. For this purpose, after field studies 39 samples were collected and processed for palynology and palynofacies studies. Accordingly three palynofacies (V:Distal shelf, III:Proximal shelf, II:Marginal shelf) determined. Based on changes in percentages of the three major constituents of organic matter, the palynofacies and correlation of all data, three second-order sequences were differentiated. Abundance of warm water dinocysts, presence of fungal spores and the ratio of Peridinioids / Gonyaulacoids indicate dominance of warm climate during depositional course of the Ab-Talkh Formation.

Keywords: Water-Level Fluctuations, Sequence Stratigraphy, Ab-Talkh Formation, Fossil Evidences

For Persian Version see pages 91 to 98

* Corresponding author: E. Ghasemi-nejad; E-mail: eghasemi@Khayam.ut.ac.ir

Active Folding Induced by Recent Movement of Doruneh Fault System

H. R. Javadi¹, M. R. Ghassemi¹, M. Shahpasandzadeh² & M. Estrabi Ashtiani¹

¹ Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

² International Center for Science and High Technology Kerman, Kerman, Iran.

Received: 2009 February 23

Accepted: 2009 August 10

Abstract

Doruneh Fault System (DFS) is located along northern border of Central Iran microplate. Its mechanism is left-lateral strike-slip with reverse dip-slip component. Considering curve geometry of DFS, it is divided into three major parts: eastern, middle and western. Middle part extends from Torbat-e-Heidarieh city in the east to Anabad village in the west. It passes through Quaternary loose alluviums. DFS is composed of different segments in this part. Bend and right-lateral en echelon geometry at surface and left-lateral strike-slip movement of DFS cause local transpression that is observed as young folding. Fold core is composed of Neogene marl, sandstone and siltstone and fold limbs are composed of Pleistocene loose gravely sediments. Mentioned folds were formed by two different mechanisms: first, Anticlines that formed in right-step bends of DFS and second, pressure ridges that are limited among parallel branches and overlaps of DFS. Estimation of relative uplift rate along mentioned folds indicates that more earthquakes occur in regions with higher uplift rate.

Keywords: Doruneh Fault System, Active folding, Pressure ridge, Uplift rate

For Persian Version see pages 99 to 108

* Corresponding author: H. R. Javadi; E- mail: hr.javadi.k@gmail.com