

سیمای ریخت‌زمین‌ساختی بادزن‌های آبرفتی در ارتباط با زمین‌ساخت جنبا (کوهستان شتری، خاور طبرس)

محمد ناظمی^{۱*}، منوچهر قرشی^۲، محمدرضا قاسمی^۳ و مهران آرین^۴

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

^۳ دانشیار، پژوهشکده علوم‌زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۴/۰۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۹/۰۵

چکیده

مطالعه ویژگی‌های زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی در پهلوهای باختری و خاوری کوهستان شتری واقع در خاور طبرس دو دسته مختلف از این بادزن‌ها را آشکار می‌سازد. دسته اول از این بادزن‌ها کهن‌تر و دارای گسترش بیشتری هستند و رأس آنها در پای کوهستان شتری و پایشان تا بخش‌های میانی دشت هم می‌رسد. این بادزن‌ها که در حال حاضر رسوب‌گذاری مجرای اصلی بر روی آنها انجام نمی‌شود، اغلب شامل رسوبات آبرفتی کهن با پوشش نازکی از رسوبات آبرفتی جوان‌تر هستند. دسته دوم که به صورت یک بادزن جوان و پویا می‌باشند در انتهای بادزن‌های دسته اول و یا در پای کوهستان شتری - در بخش‌های جنوبی - قرار گرفته‌اند. می‌توان گفت در مورد دسته اول فرایند رسوب‌گذاری پویا و جدید توسط مجرای اصلی ایجادکننده بادزن به بخش‌های پایین‌تر و پای بادزن منتقل شده است ولی در مورد دسته دوم این عمل در رأس بادزن و بر روی رسوبات کهن‌تر انجام می‌شود. به عبارت دیگر دسته اول بادزن‌ها شامل دو بخش آشکار کهن و پویا (نوبین) است ولی دسته دوم همگی بادزن‌های جدید و پویا هستند. مطالعه انجام‌شده نشان می‌دهد که الگوی زمین‌ریختی دو نوع بادزن یادشده ارتباط آشکاری با موقعیت و سازوکار گسل‌های جنبا و نیز سطوح زمین‌ریختی موجود در دشت طبرس و دامنه‌های خاوری کوهستان شتری داشته است و به عبارت دیگر با سازوکار فرگشت ساختاری این کوهستان مرتبط است. الگوی یادشده به گونه‌ای است که هر جا گسل جنبای زمین‌لرزه ویرانگر سال ۱۳۵۷ طبرس در مرز کوه و دشت قرار دارد و در راستای آن کوهستان شتری فراخاست می‌نماید، بادزن‌های جوان نوع دوم و هر جا که گسل یادشده در اثر پیشرفت پیشانی جنبش‌های ساختاری در بخش‌های میانی دشت قرار گرفته است و در راستای آن بخش کهن بادزن و کوهستان باهم در حال فراخاست هستند، بادزن‌های نوع اول - با دو بخش مجزا - تشکیل یافته است. این فراخاست به صورت گسلش و چین‌خوردگی پویا همراه با لغزش‌های بین‌لایه‌ای در حال انجام است. پیشرفت پیشانی جنبش‌های ساختاری در طی فرگشت زمین‌شناختی کوهستان شتری سبب ایجاد چهار سطح زمین‌ریختی متفاوت همراه با سه نسل از بادزن‌های آبرفتی مختلف شده است. بدین ترتیب با مطالعه الگوی زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی می‌توان داده‌های پر ارزشی را در مورد موقعیت گسل‌های جنبای کواترنری در دشت‌های آبرفتی به دست آورد. به طوری که این الگو وجود یک گسل جنبا در نزدیکی شهر بشرویه - خاور کوهستان شتری - را نشان می‌دهد. اگر چه از این گسل هیچ زمین‌لرزه مهمی تاکنون گزارش نشده ولی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نشان از پویایی آن داشته و از این رو، رخداد زمین‌لرزه‌های بزرگ در آینده در اثر جنبش آن دور از انتظار نیست.

کلیدواژه‌ها: طبرس، کوهستان شتری، بادزن آبرفتی، ریخت‌زمین‌ساخت، گسل جنبا، فراخاست

*نویسنده مسئول: محمد ناظمی

E-mail: Nazemigeo@gmail.com

۱- پیش‌نوشتار

آبرفتی مختلف شده است. در ادامه، جنبش‌های ساختاری و پیشروی پیشانی این جنبش‌ها به سوی خاور و باختر کوهستان - به صورت لغزش بر روی سطوح فراکینش زیرین - گسل‌ها و چین‌های جنبای متعدد در نواحی باختری دشت طبرس ایجاد نموده است و پیشانی رسوب‌گذاری پویای کواترنری را از پای کوهستان به بخش‌های میانی دشت مهاجرت داده است. بدین ترتیب جوان‌ترین سامانه‌های رسوب‌گذاری در راستا و پس از گذر از عرض جدیدترین شاخه گسل جنبا (گسل زمین‌لرزه سال ۵۷ طبرس)، ایجاد شده و توسعه یافته‌اند. چاله فروافتاده طبرس که به شکل مثلث راست گوشه‌ای در باختر کوهستان شتری قرار گرفته و توسط گسل‌های جوان و جنبا از کوه‌های اطراف جدا شده است، به صورت یک فروافتادگی فشارشی نقش یک سطح اساس موقت برای سامانه‌های آبرفتی ناحیه را بر عهده دارد. در این مقاله به بررسی مراحل مختلف فرگشت ریخت‌زمین‌ساختی بادزن‌های آبرفتی در ارتباط با زمین‌ساخت جنبا و فراخاست کوهستان شتری و نواحی مجاور پرداخته شده است. همچنین موقعیت زمین‌شناختی گسل جنبا و لرزه‌زای طبرس در چهارچوب مراحل پیشروی پیشانی جنبش‌های ساختاری و فرگشت زمین‌ریختی بادزن‌ها مورد توجه قرار گرفته و از ارتباط موقعیت گسل‌های جنبا با سیمای زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی در شناسایی یک گسل جنبای جدید در نزدیکی شهر بشرویه در خاور کوهستان شتری استفاده

کوهستان شتری در خاور ایران‌زمین با روند NNW-SSE به عنوان یک سیمای ریخت‌شناسی برجسته و ساختار زمین‌ساختی جوان و جنبا عامل اصلی تأثیرگذار بر ایجاد و توسعه سامانه‌های فرسایش - رسوب‌گذاری از جمله بادزن‌ها و پادگانه‌های آبرفتی در این ناحیه است. سامانه‌های آبرفتی اغلب به عنوان یکی از جوان‌ترین پدیده‌های زمین‌شناختی از دو عامل مهم اقلیم و جنبش‌های زمین‌ساختی تأثیر می‌پذیرند. از این رو می‌توان بر اساس ویژگی‌های ریخت‌شناسی این سامانه‌ها، نحوه جنبش‌های زمین‌ساختی و احیاناً تغییرات آب و هوایی را در ادوار گذشته مطالعه و بررسی نمود. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی متعدد از جمله پادگانه‌های آبرفتی مرکب، دره‌های باریک و ژرف، دره‌های رودخانه‌ای آبگذر پیشین، چین‌های مرتبط با گسل‌های جنبا، غارهای برخاسته باستانی، شکاف‌های عمودی فرسایشی چشمه‌ها، رویداد زمین‌لرزه‌های جدید (از جمله زمین‌لرزه ویرانگر سال ۱۳۵۷) و نیز ویژگی‌های ساختاری ناحیه همگی حکایت از جنبش‌های جدید و پویای سامانه تنش ترفشارشی حاکم بر ناحیه و فراخاست کوهستان شتری در راستای شاخه‌های فرعی گسل‌های بند (در برابر دشت طبرس در باختر و کویر لوت در خاور) دارد. این فراخاست نوزمین‌ساختی سبب عملکرد سامانه‌های رودخانه‌ای (دائم و فصلی) و فرسایش و حمل رسوبات از کوهستان به دشت، و رسوب آنها به صورت بادزن‌های

آبرفتی قدیمی در قالب با دزن‌های آبرفتی بزرگ (دسته اول) به‌ویژه در دامنه باختر کوهستان را فراهم آورده است. رژیم زمین‌ساختی یادشده در عهد حاضر نیز پویا بوده و منشأ کلیه دگرشکلی‌های ساختاری، ایجاد سیمای ریخت‌زمین‌ساختی و علت اصلی جنبش‌های لرزه‌زا در این ناحیه است. نواب‌پور و همکاران (۱۳۸۲) شواهد بسیاری از این پویایی را در باختر کوهستان شتری مورد بررسی قرار داده‌اند. «میزان کوتاه‌شدگی سطحی در کوه‌های شتری در اثر چین‌خوردگی و گسلس معکوس و راندگی در حدود ۲۵ درصد اندازه‌گیری شده است. امتداد بردارهای لغزش اندازه‌گیری شده بر روی گسل‌ها از N50E تا N70E تغییر می‌کند. راستای فشار محلی با توجه به تغییرات ساختاری بعد از نتوژن در حدود N75E به‌دست آمده است» (Berberian, 1979). با توجه به آنچه گفته شد، دشت طبس را برخلاف گذشته که آن را به‌صورت یک فروبوم در مقابل فرابوم شتری در نظر می‌گرفتند می‌توان به‌عنوان یک فروافتدگی انقباضی (contractional depression) در مقابل پهنه‌های برخاسته در اثر راندگی و چین‌خوردگی اطراف در نظر گرفت (شکل ۱ و ۲).

۳- ویژگی‌های زمین‌ریختی با دزن‌های آبرفتی

بررسی‌های صحرایی و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی ناحیه به‌ویژه در باختر کوهستان شتری با دزن‌های آبرفتی به نسبت بزرگی را نشان می‌دهد که بعضاً تا بخش‌های میانی تر دشت نیز کشیده شده و در اثر رسوب‌گذاری رودخانه‌های فصلی و دائمی ایجاد شده و توسعه یافته‌اند. با دقت بیشتر می‌توان این با دزن‌ها را به دو دسته عمده و مجزا تقسیم نمود: دسته اول از این با دزن‌ها که دارای گسترش سطحی زیاد به‌ویژه در طرفین نواحی مرکزی کوهستان هستند به‌صورت یک با دزن مرکب خود شامل دو بخش مجزا می‌باشند (شکل ۱ و ۲ و ۳). بخش اول که قدیمی‌تر بوده و بیشتر حجم و گسترش با دزن را تشکیل می‌دهد عمدتاً از بخش‌های بالادست و مجاور کوهستان تا بخش‌های مرکزی و نزدیک پلایای طبس نیز گسترش یافته‌اند. رأس این با دزن‌ها در برخی نواحی تا فواصل زیادی به داخل دره‌های کوهستان نیز کشیده شده و عمدتاً شامل رسوبات آبرفتی قدیمی نیمه‌سخت شده (Qtz) با جورشدگی بد، گردشدگی متوسط بعضاً همراه با قطعات بزرگ‌تر از یک متر است که به‌صورت پادگانه‌های آبرفتی کهن دیده می‌شود. در برخی نقاط آثار طبقه‌بندی تدریجی و لایه‌بندی چلیپایی نیز دیده شده و در سطح آنها برش کامل‌تری از خاک همراه با پدیده‌های ورنی صحرا و سنگفرش بیابان هم به چشم می‌خورد. وضعیت فضایی طبقات آبرفتی یاد شده به طور افقی تا نیمه افقی بوده و با نزدیکی به یال‌های چین‌های نتوژن به‌صورت چین‌های رویشی به تدریج بر شیب آنها افزوده شده و سرانجام با دگرشیبی بر روی سنگ‌جوش نتوژن قرار می‌گیرند (شکل ۴). همچنین این طبقات در نزدیکی گسل کهن پوشیده پشانی کوهستان شتری به‌صورت محلی دچار افزایش شیب و حتی چین‌های کشان گسلی (Drag fold) شده‌اند (شکل ۵). نکته جالب و اساسی در مورد این دسته از با دزن‌ها این است که در حال حاضر رسوب‌گذاری بر روی با دزن قدیمی انجام نمی‌شود بلکه رودخانه اصلی سطح آنها را بریده و در کف مجرای به ژرفای نزدیک به ۸۰ متر از سطح آن جریان می‌یابند. این مجرا در بخش‌های بالادست ژرفای بیشتری داشته و اغلب دارای پیچ‌وخم‌های متعددی نیز می‌باشد (شکل ۲ و ۳). در این نواحی عملکرد فرسایش، پرتگاه‌های ژرفی را در دیوارهای رودخانه اصلی ایجاد کرده است (شکل ۴). از ژرفای مجرای یادشده با نزدیک شدن به نواحی پایین‌دست جریان و بخش‌های مرکزی دشت کاسته شده و سرانجام کف مجرا با سطح با دزن قدیمی یکسان شده و عمل رسوب‌گذاری رسوبات حمل شده در این ناحیه به‌صورت با دزن جوان و جدید با گسترش اندک انجام می‌شود. این همان بخش دوم با دزن بوده و شامل رسوبات و قطعات منفصل و روشن رنگ از انواع سنگ‌های حمل شده با گردشدگی متوسط تا خوب و جورشدگی بد

گردیده است. شکل ۱ و ۲ موقعیت کوهستان شتری در خاور ایران به‌صورت یک برجستگی ریخت‌شناختی آشکار در حدفاصل کویر لوت و دشت طبس را نشان می‌دهد.

۲- ویژگی‌های زمین‌شناختی و زمین‌ساختی ناحیه

از دیدگاه زمین‌ساختی، دشت طبس بخشی از بلوک طبس بوده که توسط شاخه‌های شمالی گسل بزرگ نایبند و کوهستان شتری از بلوک لوت در سمت خاور جدا می‌شود. از سمت جنوب نیز این دشت با گسل راندگی چشمه رستم از کوهپایه‌های ناحیه زغال‌سنگ‌دار پروده نایبند و از سمت باختر نیز توسط گسل نهان (Hidden Fault) با عملکرد راندگی از کوه‌های مزینو و کلمرد متمایز می‌شود. کوهستان برآمده و به نسبت مرتفع شتری به‌صورت یک کمربند چین‌خورده و گسل‌خورده شامل یک توالی از سنگ‌های رسوبی پالئوزویک تا ترشیری با ستبرای حدود ۱۳ هزار متر (Ruttner et al., 1968; Stocklin et al., 1965) می‌باشد که توسط شاخه‌های گسل نایبند در پایانه شمالی آن شکل گرفته و مرز بین دو بلوک طبس و لوت را شکل می‌دهد.

این کوهستان با روند NNW-SSE به‌صورت یک گل ساخت مثبت (positive flower structure) یا ساخت نخلی (palm tree structure) در یک خم گرفتاری (restraining bend) از گسل راستالغز راست‌بُ نایبند به وجود آمده و ساختارهای زمین‌شناسی آن یک میدان تنش با راستای NE-SW را نشان می‌دهد (شکل ۱- c). خمیدگی یادشده پیش‌تر محل ایجاد یک حوضه کششی با فرونشست به نسبت سریع به‌صورت یک حوضه واچاکیده (pull-apart) بوده است که حدود ۷ هزار متر رسوبات دریایی فلات قاره تا نواحی کم‌ژرفا تر پالئوزویک را در خود جای داده است. به علت همگرایی بین بلوک‌های لوت و طبس و فراخاست ناحیه، فرونشست این حوضه در زمان تریاس میانی متوقف شده است ولی با شروع فرونشست مجدد حوضه از تریاس بالایی، بیش از ۵ هزار متر رسوبات دریایی تا کم‌ژرفای مزوزویک بر جای گذاشته شد.

در اثر جنبش‌های ساختاری همگرا و ایجاد یک سامانه تنش ترفشارشی (transpressional) در ترشیری پسین (Berberian, 1979) حوضه دچار فراخاست دوباره و خروج از آب شده است و حدود ۱۰۰۰ متر از لایه‌های گل‌سنگ و سنگ‌جوش قاره‌ای تا دریاچه‌ای (به‌ویژه در سوی باختر کوهستان) بر جای گذاشته شده است. این سامانه تنش و کوتاه‌شدگی مورب در پهنه راستالغز همگرای یادشده به طور فیزیکی، به لغزش امتدادی بر روی گسل‌های راستالغز و کوتاه‌شدگی عمود بر محور چین‌ها و راندگی تجزیه شده است (فریدی و همکاران، ۱۳۷۹). ادامه عملکرد رژیم زمین‌ساختی همگرا و راستالغز یادشده، رسوبات را توسط مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی و چین‌خوردگی به روی بلوک لوت در خاور و بلوک طبس در باختر رانده است. این همگرایی با فوران‌های آتشفشانی آندزیتی و داسیتی و گاهی بازالتی همراه بوده است و مجموعه به نسبت ستبری از توالی سنگ‌های آواری-آتشفشانی را در این ناحیه بر جای گذاشته است. بنا به گزارش قاسمی و همکاران (۱۳۸۱)، در فرازمین شتری، الگوی گسلس طولی پرشیب در بخش‌های میانی و خاوری و گسل‌های راندگی در بخش‌های باختری است. گسل‌های راندگی که در راستای آنها کوهستان شتری فراخاست می‌نماید می‌تواند همان گسل‌های عادی قدیمی قاشقی (listric) باشد که موجب فرونشینی حوضه شده و در سامانه تنش جدید به‌صورت راندگی، جنبش مجدد یافته‌اند. توسعه گسل‌ها و چین‌خوردگی در کوهستان شتری متقارن نبوده بلکه پیشروی پشانی جنبش‌های ساختاری به سمت باختر یعنی به سوی دشت طبس بیشتر است. این عدم تقارن به‌صورت آشکاری در الگوی زه‌کشی ناحیه تأثیر داشته و همزمان با فراخاست کوهستان، پایگاه مناسبی برای ایجاد نهشته‌های گل‌سنگ و سنگ‌جوش نتوژن و در ادامه، رسوبات

جدید جنبش‌های ساختمانی به صورت بادزن‌های آبرفتی جدید نهشته می‌شوند. بدین ترتیب الگوی زمین‌ریختی و توزیع بادزن‌های یادشده به طور آشکاری موقعیت گسل‌ها یا چین‌های جنبی و پویا را نشان می‌دهد که ممکن است تاکنون ناشناخته بوده‌اند. به طور خلاصه می‌توان تاریخچه فرگشت ریخت زمین‌ساختی این بادزن‌ها را به شرح زیر بیان نمود.

با توجه به تغییر دانه‌بندی و ویژگی‌های رسوب‌شناسی طبقات سنگ‌جوش نئوژن که به سمت جنوب و جنوب باختری دشت طبس ریزدانه‌تر می‌شود به نظر می‌رسد شروع فراخاست کوهستان شتری در نئوژن-کواترنری از بخش‌های شمال خاوری کوهستان بوده و نهشته‌های آبرفتی حاصل این فراخاست بر روی آخرین طبقات مارن و گل‌سنگ نئوژن برجای گذاشته شده‌اند که در حال حاضر به صورت طبقات سنگ‌جوش درآمده‌اند. طبقات مارن و گل‌سنگ یاد شده نشانه یک دوره آرامش زمین‌ساختی در این ناحیه هستند که در یک شرایط دریاچه‌ای تا مردابی برجای گذاشته شده‌اند. قرارگیری اولین طبقات سنگ‌جوش نئوژن در قالب چین‌های رویشی بر روی نهشته‌های کهن‌تر می‌تواند دلیلی بر شروع چین‌خوردگی مارن‌ها در اثر تشدید جنبش‌های زمین‌ساختی و فراخاست کوهستان در این دوره باشد که به تشدید فرایندهای فرسایشی و ایجاد نهشته‌های درشت‌دانه آبرفتی انجامیده است. این نهشته‌ها به‌سوی نواحی جنوبی و باختری کوهستان شتری و دشت طبس ریزدانه شده و بین‌لایه‌های مارنی و رسی در آن افزایش می‌یابد. ادامه شرایط یاد شده در کواترنری سبب نهشته شدن آبرفت‌ها در میان دره‌ها و دشت‌های میان‌کوهی نواحی باختری و پیشانی کوهستان به‌صورت بادزن‌های کهن (دسته اول) شده است. پیشروی پیشانی جنبش‌ها و دگرشکلی‌های ساختمانی به‌سوی پهلوهای کوهستان در نواحی مرکزی سبب فراخاست این نواحی شده و به فرسایش آبرفت‌های نیمه‌سخت شده و ایجاد پادگانه‌های برخاسته فراوان در اطراف رودخانه‌ها و دره‌های اصلی انجامیده است. در این شرایط، گسل واقع در پیشانی کوهستان که آن را در مقابل دشت آبرفتی برخاسته می‌نماید، پویا و نرخ فراخاست کوهستان بیشتر از نرخ فروکاو در کوهستان و بادزن‌های بزرگ پیشانی بوده است. بدین ترتیب رسوبات حمل شده توسط جریان‌ها در محل ورود به دشت و پس از عبور از پهنه گسلی پویای یادشده به‌صورت بادزن‌های بزرگی نهشته می‌شدند. ادامه این فرایند در طول یک مدت‌زمان طولانی سبب رشد و توسعه این بادزن‌ها شده است. شکل ۵ تصویری نمادین از شرایط یاد شده و تصویر گسل یادشده که در حال حاضر غیر پویا و در زیر نهشته‌های آبرفتی نهان گشته را نشان می‌دهد.

وجود پرتگاه گسلی پوشیده (در پیشانی کوهستان شتری، در دره سردر- شکل ۵- a) در شیل‌های زغال‌دار دونین-کربنیفر (سازند شیشو) که فرسایش‌پذیری زیادی دارند، نشانه نرخ برپایی زیاد کوهستان در زمان تشکیل این بادزن‌ها است (ناظمی، ۱۳۷۷). شرایط یادشده هنوز هم در برخی نواحی جنوبی کوهستان که پویایی گسل‌های مرز کوه و دشت همچنان ادامه دارد (در اطراف پیکوه؛ شکل ۳- b) دیده می‌شود. در این ناحیه گسل زمین‌لرزه ویرانگر ۱۳۵۷ طبس در پیشانی کوهستان قرار گرفته و همچنان در راستای آن کوهستان شتری در برابر دشت طبس فراخاست دارد. بنابراین در حال حاضر رسوب‌گذاری بر روی سطح بادزن‌ها انجام شده و شیب سطح آنها به نسبت زیاد است (حدود ۳ تا ۴ درجه). تداوم همگرایی بلوک‌های طبس و لوت و عملکرد سامانه تنش ترا فشارشی در ناحیه به پیشروی پیشانی دگرشکلی‌های ساختمانی - deformational front - و مهاجرت پیشانی گسلش به سمت نواحی داخلی دشت لوت و طبس (در خاور و باختر کوهستان) انجامیده است. این مهاجرت می‌توانسته بر روی سطح فراکنشی (decollement) از جنس طبقات شیل و مارنی دونین-کربنیفر یا واحدهای جوان‌تر (مثل مارن‌های سازند بغمشاه با سن ژوراسیک پسین) انجام پذیرفته باشد. بدین ترتیب گسل پیشانی کوهستان از جنبش افتاده (و یا جنبش آن بسیار کاهش یافته) و در بخش‌های میانی و پیشانی بادزن‌های بزرگ

و فاقد هر گونه سیمان‌شدگی است (Qal). به‌عبارت‌دیگر می‌توان گفت که عمل رسوب‌گذاری از نوک بادزن قدیمی به بخش‌های جلوتر (پای بادزن) مهاجرت کرده و در این ناحیه بادزن جوان (یا همان بخش دوم بادزن بزرگ اصلی) را ایجاد کرده است. جریان رودخانه اصلی پس از خروج از مجرای یادشده، در سطح بادزن پخش شده و عمل رسوب‌گذاری و ایجاد بخش دوم و پویای بادزن را انجام می‌دهد. این رسوبات از نظر پستی و بلندی حالت ملایمی داشته و با جریان سیلاب‌های فصلی سیمای زمین‌ریختی آنها تغییر می‌نماید. از نظر توسعه برش خاک، این بخش بسیار ضعیف بوده و اغلب فاقد هرگونه خاک سطحی است. جریان‌های به وجود آورنده آنها در هنگام خروج از مجرا و یا خروج از دره‌های داخل کوهستان در سطح بادزن آبرفتی شاخه‌شاخه شده و رسوب‌گذاری را در سطح بادزن انجام می‌دهند. بادزن‌های دسته دوم در دو سوی پهلوی پایانه جنوبی کوهستان شتری و یا در حاشیه پلایای طبس در بخش‌های مرکزی کوهستان دیده می‌شود. در سطح این بادزن‌ها مجرای ژرف وجود نداشته و جریان اصلی ایجادکننده آنها به‌صورت شاخه‌شاخه در سطح بادزن پخش شده و رسوبات حمل شده را برجای می‌گذارد. به طور کلی می‌توان دو دسته بادزن یادشده را بر اساس پویایی رسوب‌گذاری و سیمای زمین‌ریختی، موقعیت قرارگیری نسبت به کوهستان و ساختارهای نوزمین‌ساختی پویا، ارتباط با سایر بادزن‌ها و نیز زمان تشکیل و فرگشت ریخت زمین‌ساختی، در قالب سه نسل متفاوت از قدیم به جدید دسته‌بندی نمود که در ادامه بیشتر به آن پرداخته خواهد شد (شکل ۲). از مهم‌ترین بادزن‌های دو قسمتی دسته اول، می‌توان بادزن آبرفتی طبس در خاور شهر طبس و بادزن آبرفتی اصفهک در شمال باختری دهکده اصفهک را نام برد که به ترتیب توسط رودخانه‌های دائمی سردر و کریت به وجود آمده است (شکل ۲). نمونه‌های دیگری از دسته دوم (بادزن‌های نوین و پویا) در دو سوی پایانه جنوبی کوهستان شتری (اطراف پیکوه و اسفندیار) و یا نزدیکی روستای کریت دیده می‌شود (شکل ۲ و ۳).

۴- فرگشت ساختمانی و ریخت زمین‌ساختی بادزن‌های آبرفتی

توجه به ویژگی‌های زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی همراه با جایگاه زمین‌شناسی آنها در دامنه‌های خاوری و باختری کوهستان شتری در ارتباط با شواهد زمین‌ریختی و نوزمین‌ساخت پویای کوهستان رابطه نزدیک این عوامل را با همه زمین‌منظرهای ناحیه از جمله بادزن‌های آبرفتی نشان می‌دهد. این فرایندها در ارتباط با تاریخچه فرگشت زمین‌ساختی و زمین‌ساختی کوهستان شتری بوده و تداوم و پویایی زمین‌ساختی این کوهستان را در زمان حال نشان می‌دهد. به‌عبارت‌دیگر سیمای زمین‌ریختی بادزن‌ها حاصل عملکرد نیروها و عوامل کنترل‌کننده فرایندهای زمین‌ساختی در این کوهستان می‌باشند. در حالت کلی چنانچه نرخ و سرعت فراخاست کوهستان نسبت به دشت مجاور خود زیاد باشد بادزن‌های آبرفتی در نزدیکی کوهستان و در محل خروج رودخانه از کوهستان تشکیل شده و رسوب‌گذاری مواد حمل شده بر روی سطح بادزن انجام می‌شود. البته بزرگی بادزن ایجادشده به شرایط مختلف مثل وسعت و ویژگی‌های سنگ‌شناختی حوضه آبریز، آب‌وهوا و مدت‌زمان انجام فراخاست سریع بستگی دارد. این حالت نشان‌دهنده جنبش‌های ساختمانی زیاد و پویایی گسل‌ها در مرز کوهستان با نواحی مجاور است در مقابل، چنانچه نرخ فروکاو رودخانه‌ها بیشتر از نرخ برپایی باشد، عمل فرسایش و ایجاد دره‌های ژرف حتی در بادزن آبرفتی کهن رخ داده و پیشانی رسوب‌گذاری پویا به نواحی داخلی دشت و پای بادزن مهاجرت خواهد نمود. این حالت به علل مختلف از جمله پیشروی پیشانی جنبش‌های ساختمانی به‌سوی نواحی مرکزی دشت و یا آرامش زمین‌ساختی نسبی در ناحیه رخ می‌دهد. بدین ترتیب گسل مرز کوهستان غیر پویا گشته و در عمل کوهستان و بادزن ایجادشده به‌صورت یک مجموعه یکپارچه عمل می‌کند. از این رو، رسوبات حمل شده از کوهستان از طریق مجرای حفرشده در بادزن کهن و پس از عبور از پیشانی

دشت - که به‌عنوان یک سطح اساس به شمار می‌رود - به‌صورت یک بادن آبرفتی جدید نهشته می‌شوند. با توجه به مسافتی که رسوبات حمل می‌شوند گردشگری نیز در آنها بیشتر خواهد بود. عمل تشکیل بادن‌های جدید در اثر پیشروی پیشانی دگرشکلی ساختاری در نواحی مرکزی کوهستان (دشت طیس، اطراف کریت) در ۳ مرحله انجام شده و سه نسل از بادن‌ها را ایجاد کرده است. سه نسل یادشده هر کدام در نزدیکی یکی از گسل‌های کهن تا جدید تشکیل شده‌اند و هر کدام از آنها در یک دوره مشخص، پیشانی جنبش‌های ساختاری و رسوب‌گذاری پویا بوده‌اند (شکل ۶ و ۸ و ۹). بدین ترتیب ۴ سطح زمین‌ریختی مختلف در این ناحیه شکل گرفته‌اند که از کوهستان شتری تا پلایای طیس گسترش دارند. این سطوح به ترتیب عبارت‌اند از: کوهستان شتری، دسته اول از چین‌های نوژن و بخشی از سطح بادن‌های کهن در نزدیکی پیشانی کوهستان، دسته دوم چین‌های نوژن در بخش‌های مرکزی دشت و دور از پیشانی کوهستان و در آخر، سطح پلایای نمکی - رسی طیس (شکل ۸).

عمل برپایی مجموعه کوهستان و بادن‌های کهن که با گسلش و چین‌خوردگی پویا در رسوبات نوژن همراه است در مراحل از شدت بیشتری برخوردار بوده که نشانگر دوره‌های تشدید جنبش‌های زمین‌ساختی است. در مسیر مجرای اصلی رودخانه‌ها از جمله رودخانه سردر و بر فراز بادن‌های کهن چندین پادگانه آبرفتی و به‌ویژه در محل پیچان‌رود جریان دیده می‌شود. این پادگانه‌ها که به‌صورت پلکانی و از نوع فرسایشی بوده و در محل رسوب‌گذاری پیچ‌ها دیده می‌شوند، می‌تواند دوره‌های تشدید جنبش‌های زمین‌ساختی و فراخاست ناحیه را نشان دهند. دست کم ۵ پادگانه آبرفتی فرسایشی در دیواره دره سردر در این ناحیه می‌توان شناسایی نمود که با توجه به ویژگی‌های زمین‌ریختی آنها، می‌تواند نشانه‌ای از پنج دوره جنبش زمین‌ساختی شدید در کواترنری باشد (ناظمی، ۱۳۷۷). رودپیچ‌های موجود در مسیر برخی از رودخانه‌ها مانند رودخانه سردر و کریت نشانه آرامش نسبی زمین‌ساختی و کاهش شیب سطح بادن‌های کهن، اندکی پیش از مهاجرت پیشانی جنبش‌های ساختاری به محل جدید است (شکل ۲). این پیچ و خم‌ها در مسیر جریان رودخانه که بعدها به دلیل فراخاست ناحیه و فروسایبی بستر جریان‌ها، ژرفای زیادی یافته‌اند مانند رودخانه گودرفته (Incised or Entrenched meander) را نشان می‌دهند. همان‌گونه که پیش‌تر هم اشاره شد، آثار این برپایی در بسیاری از نقاط داخل کوهستان و تپه‌ماهورهای ایجادشده در رسوبات نوژن که به نوعی شواهد چین‌خوردگی پویا نیز می‌باشد، به چشم می‌خورد (شکل ۴ و ۷). همچنین پادگانه‌های آبرفتی برخاسته بر فراز چین‌های نوژن، چینه‌های رشد (growth strata) از رسوبات آبرفتی جوان بر فراز یال تاقدیس‌های یاد شده، رودخانه‌های منحرف‌شده و سربریده و دره‌های تنگ آبگذر پیشین همگی شواهد رشد چین‌ها و برپایی این ناحیه هستند.

پیشانی دگرشکلی‌های ساختاری کوهستان شتری در قالب یک گل‌ساخت مثبت نامتقارن در پهلوهای باختری آن پیشروی بیشتری یافته است ولی در بخش خاوری و نزدیکی شهر بشرویه نیز سیمای زمین‌ریختی بادن‌ها وجود گسل‌های جنبا را نشان می‌دهد. در این بادن‌های دسته اول، سه نسل آشکار مشابه بادن‌های دشت طیس قابل شناسایی است. پیشانی جدید رسوب‌گذاری و تشکیل جوان‌ترین بادن‌ها در بخش‌های میانی دشت و مجاور شهر یادشده قرار گرفته است (شکل ۲ و ۱۰). با مراجعه به نقشه زمین‌شناسی وجود دو گسل جوان که آبرفت‌های کواترنری را نیز بریده و بر موقعیت پیشنهادی دقیقاً انطباق دارند، مشخص می‌شود. اگرچه از این گسل‌ها زمین‌لرزه مشخص و بااهمیتی ثبت نشده ولی شواهد یاد شده پویایی آن را نشان داده و از این رو احتمال جنبش آنها در آینده، دور از انتظار نیست و این امر برای شهر کوچک و تاریخی بشرویه اهمیت بسیار زیادی دارد (شکل ۱۰). صدافتی و همکاران (۱۳۸۵) نیز مقادیر بالای شاخص SL را برای این منطقه اندازه‌گیری نموده و آن را نشان‌دهنده نرخ بالای جنبش‌های زمین‌ساختی در این ناحیه دانسته است که با الگوی زمین‌ریختی بادن‌های آبرفتی هماهنگی کامل دارد.

کهن (به‌ویژه در نواحی باختری کوهستان شتری) گسل‌های جدید معکوس یا راندگی ایجادشده و شروع به جنبش نموده‌اند. از این زمان به بعد بادن‌های آبرفتی ایجادشده (از جمله بادن بزرگ طیس در خاور شهر طیس) همراه با کوهستان شتری به‌صورت یک مجموعه به نسبت یکپارچه رفتار کرده و هر دو باهم در راستای گسل‌های جدید ایجادشده در حال فراخاست هستند (شکل ۶). نشانه‌های زمین‌ریختی فراوان در کوهستان شتری این فراخاست را نشان می‌دهد. از جمله این نواحی مظهر چشمه جعفری در مسیر کال سردر است که یکی از منابع تأمین‌کننده آب شهر طیس بوده و در دیواره رودخانه سردر از داخل شکاف باریکی به بلندی حدود ۶ متر به سطح زمین راه می‌یابد (شکل ۷-d). همچنین وجود مجراهای کهن آب و نیز غارهای برخاسته باستانی در رسوبات آبرفتی کهن در دیواره دره سردر و سایر دره‌های بزرگ ناحیه شتری و وجود دره‌های باریک و ژرف در کوهستان شتری نیز همگی نشانه‌هایی از برپایی شدید زمین‌ساختی این ناحیه است (شکل ۴). (Walker et al. (2003) ضمن اشاره به وجود و اهمیت برخی از این نشانه‌ها در ناحیه فردوس و طیس و تفسیر آنها به‌عنوان دلایل پویایی جنبش‌های زمین‌ساختی جوان و فراخاست این نواحی، آنها را برای شناخت و ارزیابی توانمندی لرزه‌خیزی منطقه بسیار مهم و مؤثر می‌داند. همچنین نمونه‌های مشابهی از این زمین‌منظرهای پویا در ارتباط با چین‌خوردگی جنبا از کمربند تیان‌شان جنوب چین مطالعه و گزارش شده است (Hubert-Ferrari et al., 2007).

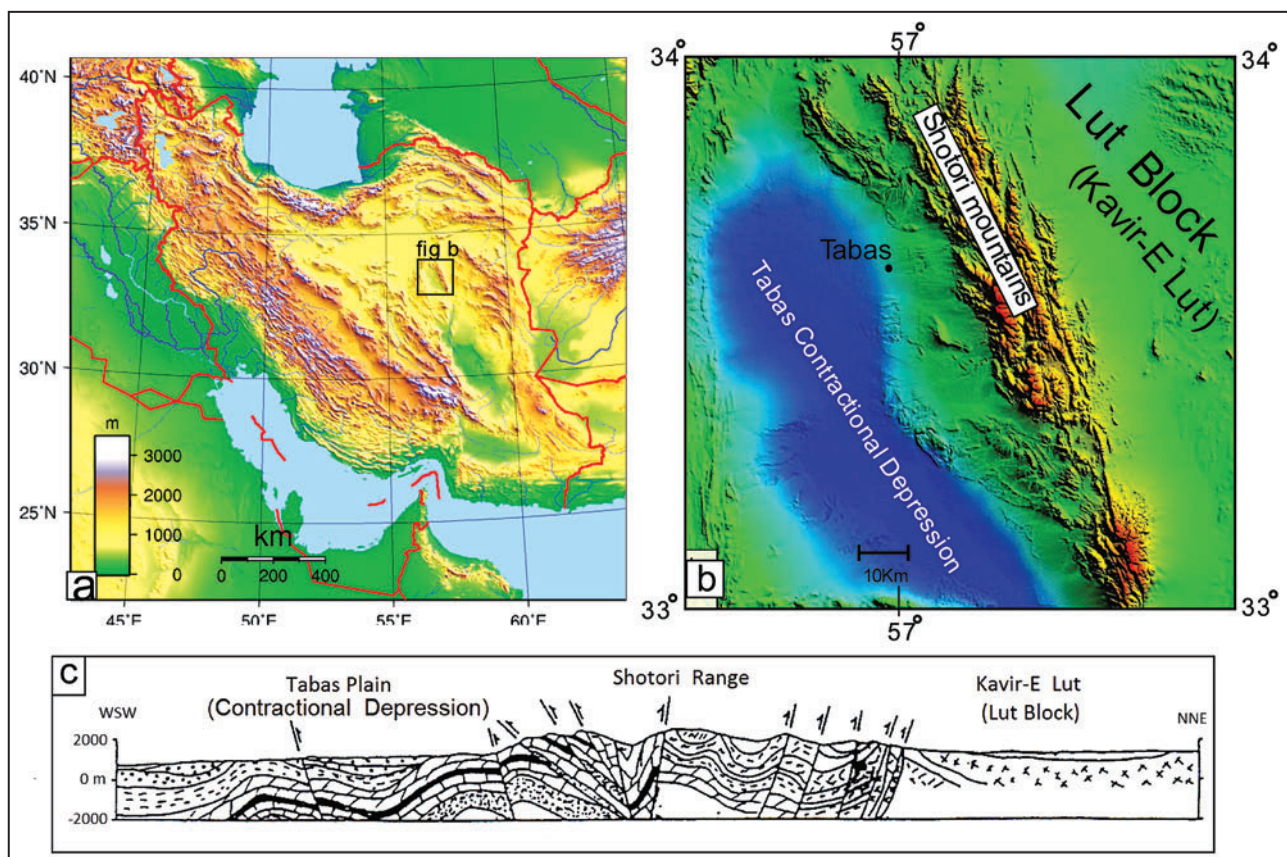
گسل‌های جوان پیشانی جنبش‌های ساختاری، یال باختری تاقدیس‌های به نسبت بزرگی که در لایه‌های گل‌سنگ قرمز و سنگ‌جوش نوژن به وجود آمده‌اند را بریده و جابه‌جا کرده است. با توجه به ویژگی‌های ساختاری و ارتباط با گسل زمین‌لرزه طیس و نیز رویداد گسلش‌های بین‌لایه‌ای فراوان در اثر زمین‌لرزه یاد شده در طبقات این تاقدیس‌ها (Berberian, 1979; Berberian, 1982) که نشانه پویایی و جنبش این چین‌ها همزمان با رخداد گسلش و زمین‌لرزه می‌باشد، به نظر می‌رسد این چین‌ها از نوع مرتبط با گسلش (fault-related fold) بوده و در فرادیواره گسل در اثر جمع‌شدگی طبقات بر روی سطح فرآکنش زیرین به وجود آمده باشند. عمل چین‌خوردگی رسوبات نوژن سبب برپایی ناحیه و سرانجام رخنمون آنها به‌صورت تپه‌های کم‌ارتفاع در میان رسوبات آبرفتی کواترنری شده و در راستای گسل‌های جنبای یاد شده (قطعات مختلف گسل جنبا در زمین‌لرزه سال ۱۹۷۸ طیس گلشن) بر روی آبرفت‌های جوان رانده می‌شوند. چین‌خوردگی جوان و پویا که در حال حاضر نیز در حال انجام است با لغزش‌های بین‌لایه‌ای گسترده همراه است که سازوکار لغزش خمشی (Flexural slip) را برای آنها نشان می‌دهد (شکل ۷). بسیاری از مجراهای اصلی ایجادکننده بادن‌های دسته دوم (بادن‌های نسل سوم) که وصف آنها گذشت این تاقدیس‌ها را نیز بریده‌اند و الگوی پیشین رود را نشان می‌دهند. این وضعیت نشانه جوان بودن چین‌خوردگی‌ها و قدمت الگوی شبکه زه‌کشی در این ناحیه می‌باشد. برپایی همزمان بادن‌های آبرفتی و کوهستان شتری (با سازوکار گسلش و چین‌خوردگی جنبا) سبب افزایش قدرت فروکاوی جریان‌ها می‌شود. بدین ترتیب جریان‌ها، با فرسایش بستر خود به‌سوی سطح اساس پایدارتر حرکت کرده و از این رو به جای پخش شدن در سطح بادن، در مسیر معینی جریان یافته و به‌سرعت بستر خود را ژرف‌تر می‌کنند. فرسایش قهقریایی از محل افراز گسل جدید که ایجاد یک رودزانو (knickpoint) نموده است نیز آغاز شده و این فروکاوی را تقویت می‌نماید. البته قدرت فروکاوی جریان‌ها به بده پایه رود و وسعت حوضه آبریز آنها نیز بستگی دارد به‌طوری که عمل فروکاوی جریان‌ها در مورد رودخانه‌های دائمی ناحیه با حوضه‌های آبریز وسیع، بیشتر و بهتر مشاهده می‌شود و بیشتر این رودخانه‌ها، دره‌های ژرف‌تری را ایجاد نموده‌اند. به علت جریان یافتن رودخانه در یک مجرای مشخص و به نسبت باریک، قدرت حمل رسوبات افزایش یافته و بارهای رسوبی تا فواصل زیاد در پایین‌دست حمل شده و پس از عبور از پهنه گسلی پویا و ورود به

پویا دارد. همچنین فرگشت ریخت زمین‌ساختی و زمین‌ریختی این بادزن‌ها در رابطه نزدیک با فرگشت زمین‌ساختی و پیشروی پیشانی جنبش‌های ساختاری از کوهستان به طرفین می‌باشد. افزون بر نشانه‌های زمین‌ریختی فراوان، جنبش‌های لرزه‌خیز جدید یکی از قوی‌ترین شواهد پویایی زمین‌ساختی و ارتباط سیر مراحل فرگشت ریخت‌زمین‌ساختی بادزن‌ها با جنبش‌های ساختاری جوان و برخاستگی ناحیه است. به طوری که جدیدترین پیشانی رسوب‌گذاری و تشکیل بادزن‌های آبرفتی پویا پس از عبور از پهنه گسل جنبای طبس به‌عنوان جوان‌ترین پیشانی دگرشکلی‌های زمین‌ساختی قرار گرفته است. استفاده از شواهد یادشده در دامنه خاوری کوهستان شتری و نزدیکی شهر بشرویه وجود یک گسل جنبای و جوان‌تری را در فاصله حدود ۱۱ کیلومتری جنوب باختری شهر نشان می‌دهد. هیچ پیشینه لرزه‌ای بااهمیت برای این گسل ثبت نشده است ولی تمام شواهد زمین‌ریختی حکایت از جوان بودن گسل داشته و لذا احتمال جنبش آن در آینده، دور از انتظار نیست. بدین ترتیب بار دیگر الگوی زمین‌ریختی بادزن‌ها به‌عنوان ابزاری کارآمد در راه شناخت گسل‌های پوشیده‌کواترنری در دشت‌های آبرفتی که هیچ‌گونه سابقه لرزه‌خیزی مهم ندارند، مورد استفاده قرار گرفته و یکی دیگر از این گسل‌های جنبای در خاور ایران مرکزی را آشکار ساخت.

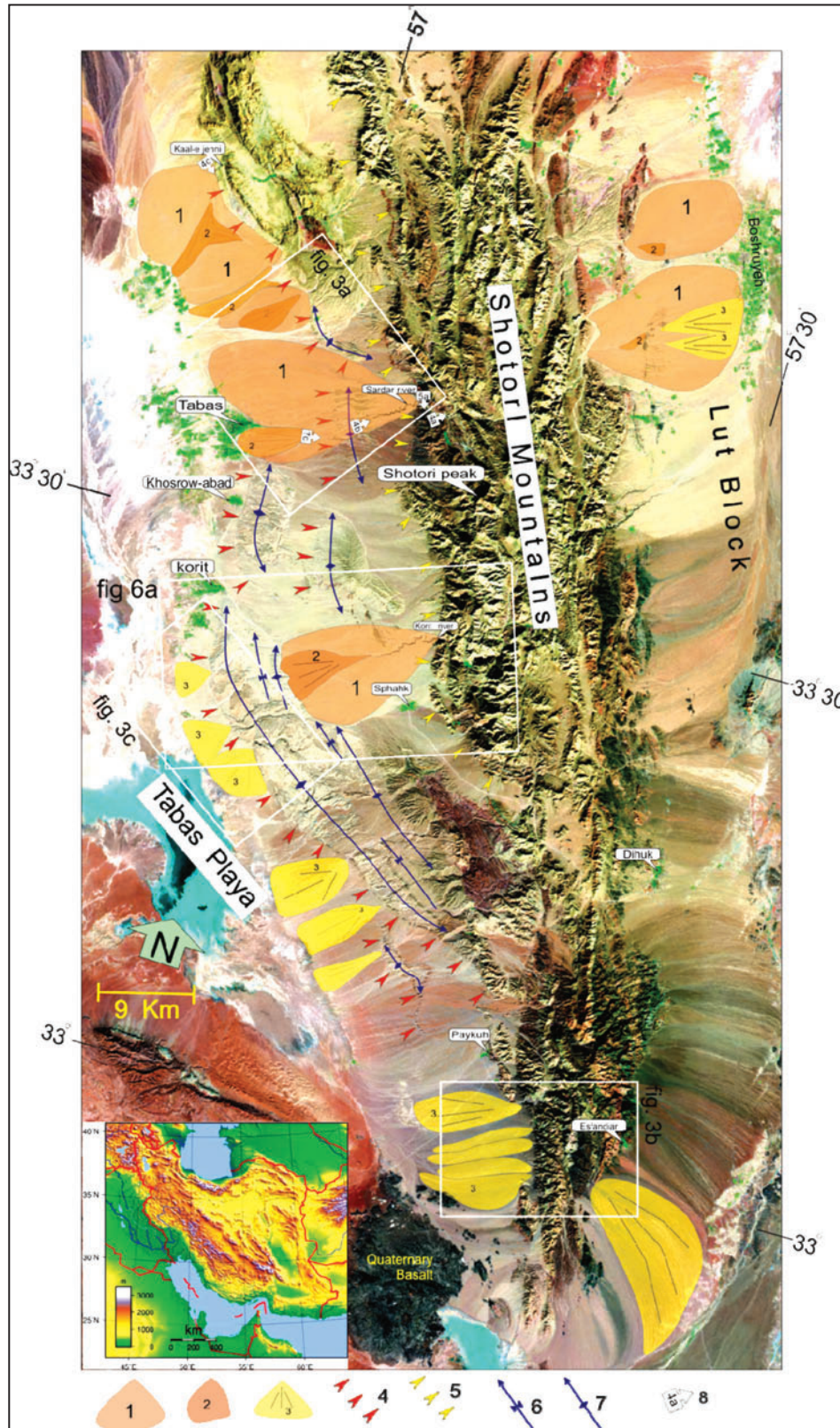
در نقشه‌های زمین‌شناسی بشرویه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ و ۱/۱۰۰۰۰۰ نیز در این ناحیه چند گسل که پوشش آبرفتی را بریده‌اند آمده است (اشتوکلین و نبوی، ۱۳۴۸؛ Stocklin et al., 1994). بدین ترتیب در ناحیه‌ای بدون ثبت‌های آشکار لرزه‌ای، شواهد زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی می‌تواند به شناسایی موقعیت گسل‌های جنبای با پتانسیل لرزه‌خیزی بالا کمک کند.

۵- نتیجه‌گیری

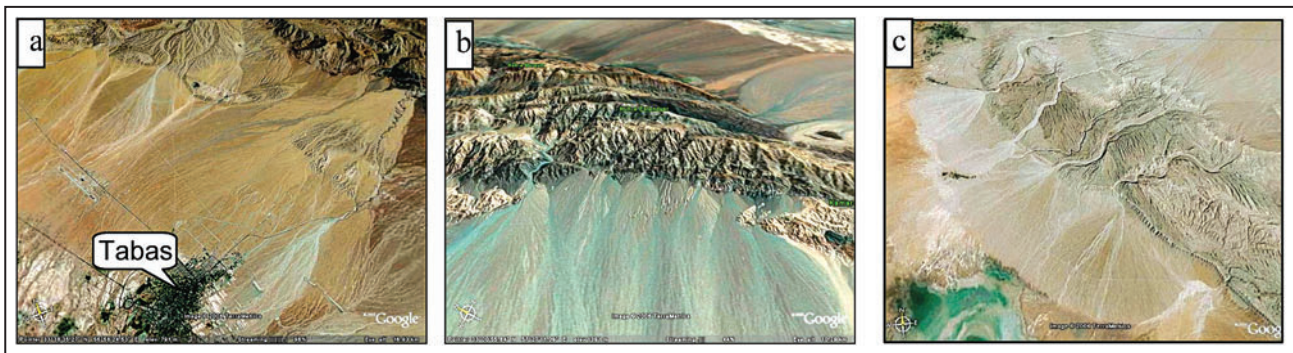
به طور کلی می‌توان کوهستان شتری را یک پهنه جنبای زمین‌ساختی و لرزه‌خیز دانست که در یک سامانه تنش تراشارشی در پایانه شمالی گسل نایبند در حال فراخاست است. شواهد بسیاری از جمله الگوی شبکه زه‌کشی در کوهستان شتری شروع فراخاست را در بخش‌های خاوری و گسترش پیشانی جنبش‌ها به دو پهلو خاوری و باختری نشان می‌دهد. بدین ترتیب پیشانی جنبش‌های ساختاری از کوهستان شتری به‌صورت نامتقارن و بیشتر به‌سوی باختر تا نواحی مرکزی دشت طبس و نیز به‌سوی باختر تا نزدیکی شهر بشرویه پیشروی نموده است. الگوی زمین‌ریختی بادزن‌های آبرفتی در پهلوهای خاوری و باختری کوهستان ارتباط کامل و آشکاری با جنبش‌های زمین‌ساختی جوان و موقعیت گسل‌های جنبای و چین‌های



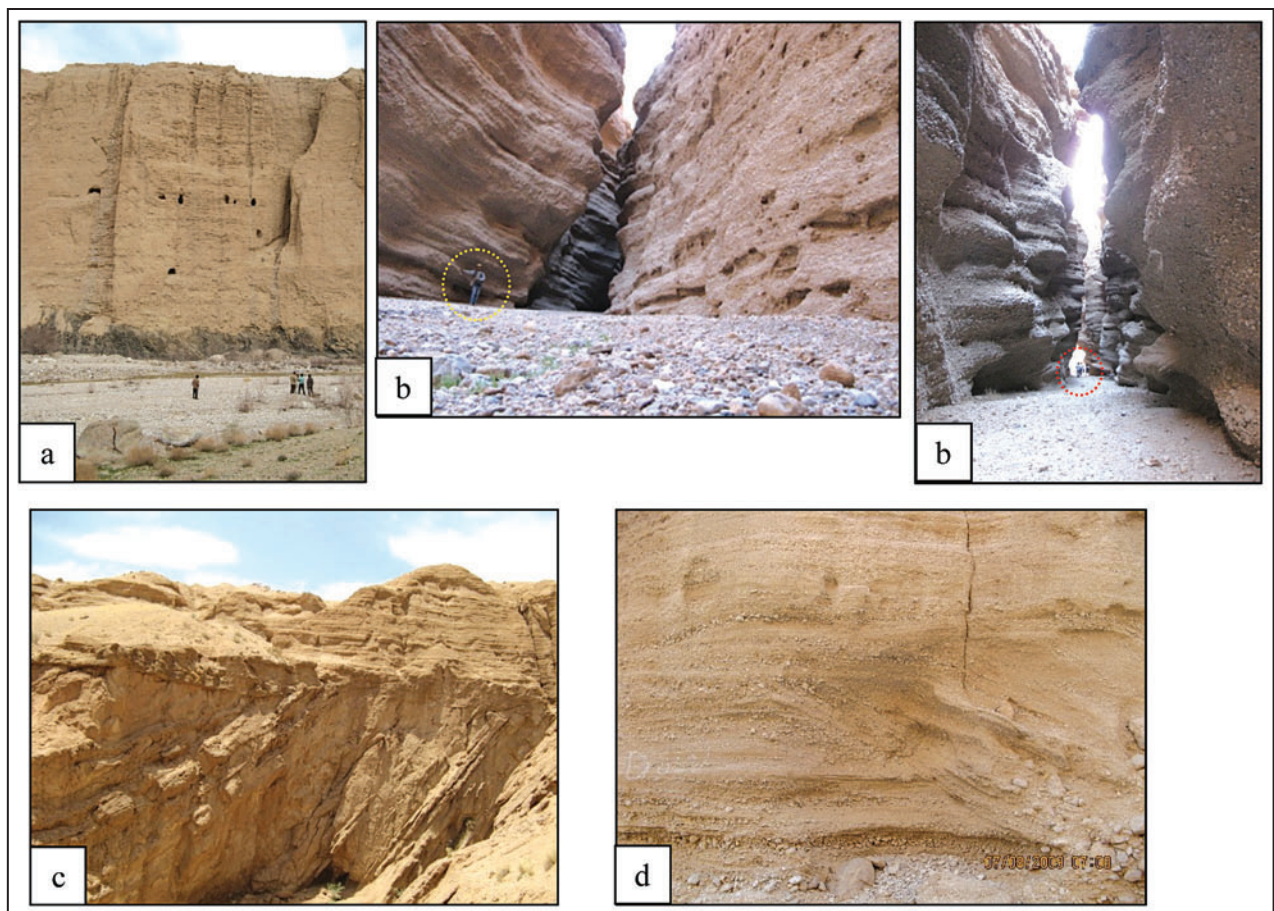
شکل ۱- a, b) تصویر DEM (با دقت ۸۰ متری) از موقعیت کوهستان شتری در خاور ایران به‌صورت یک سیمای زمین‌ریختی برجسته در حدفاصل کویر لوت و فروافتادگی فشارشی دشت طبس؛ c) گسل ساخت مثبت (ساخت نخلی) در برش ساختاری از کوهستان شتری (اشتوکلین و نبوی، ۱۳۴۸- با اصلاحات).



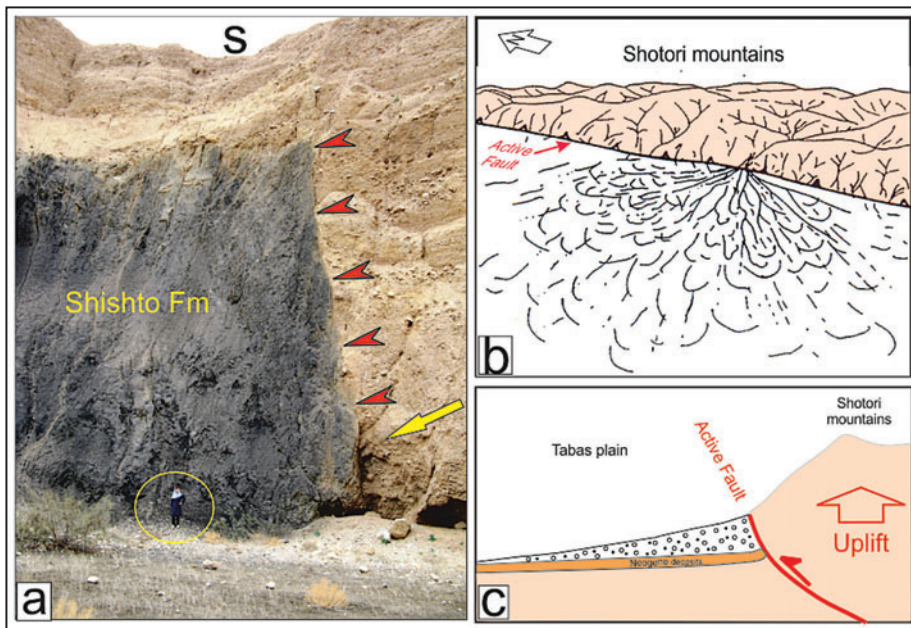
شکل ۲- تصویر ماهواره‌ای لندست از کوهستان شتری در خاور ایران موقعیت سه نسل بادزن آبرفتی در دامنه‌های خاوری و باختری کوهستان و راستای گسل زمین‌لرزه طبس را نشان می‌دهد. موقعیت سایر تصاویر ماهواره‌ای به وسیله چهار گوش‌های سفید رنگ نشان داده شده است. (۱) بادزن‌های کهن آبرفتی (نسل اول)؛ (۲) بادزن‌های نسل دوم؛ (۳) جوان‌ترین بادزن‌های آبرفتی (نسل سوم)؛ (۴) راستای گسل زمین‌لرزه ۵۷ سال طبس در محل یال باختری تاقدیس‌های نئوژن؛ (۵) راستای گسل غیر پویا در پای کوهستان شتری؛ (۶) اثر محوری تاقدیس‌ها در نهشته‌های نئوژن؛ (۷) اثر محوری ناودیس‌ها در نهشته‌های نئوژن؛ (۸) محل تصاویر صحرائی و سوی نگاه.



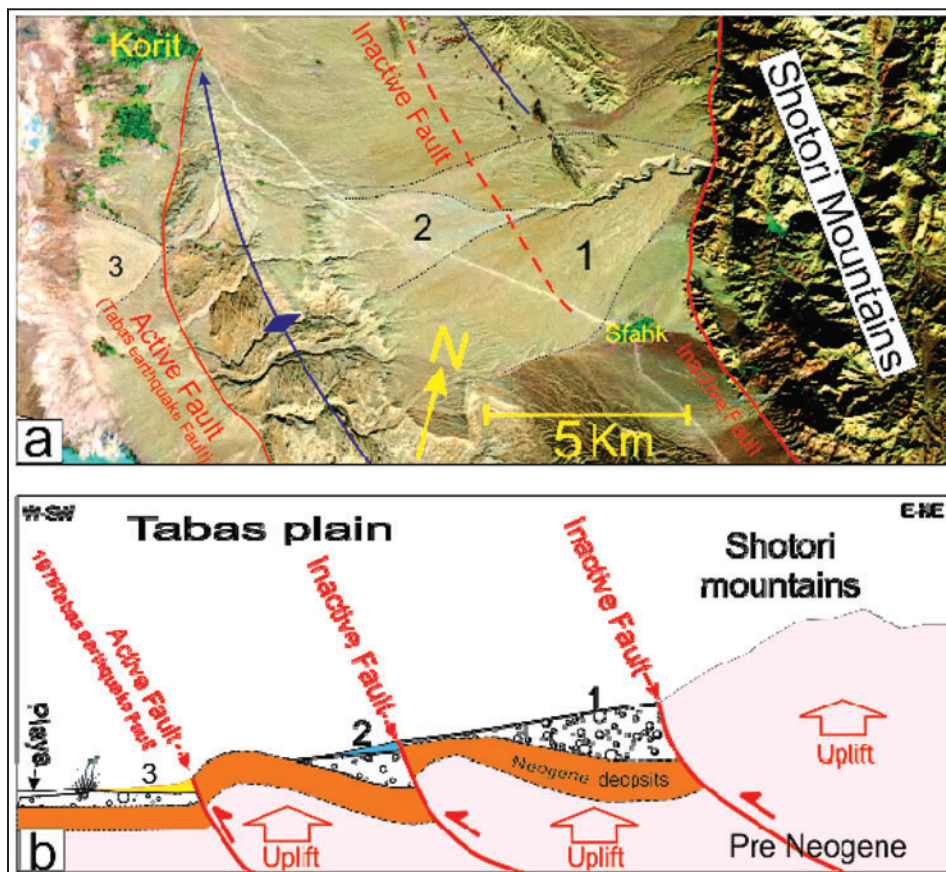
شکل ۳- تصویر ماهواره‌ای مایل از (a) بادزن آبرفتی طبس که دو بخش پویا (روشن رنگ) و کهن (تیره رنگ) را نشان می‌دهد؛ (b) بادزن‌های آبرفتی پویا در دامنه باختری پایانه جنوبی کوهستان شتری که در پای کوه قرار گرفته است؛ (c) بادزن‌های پویای نسل سوم در جنوب خاوری کریت در نزدیکی پلایای طبس، برای محل تصاویر به شکل ۲ مراجعه شود (تصاویر از Google earth).



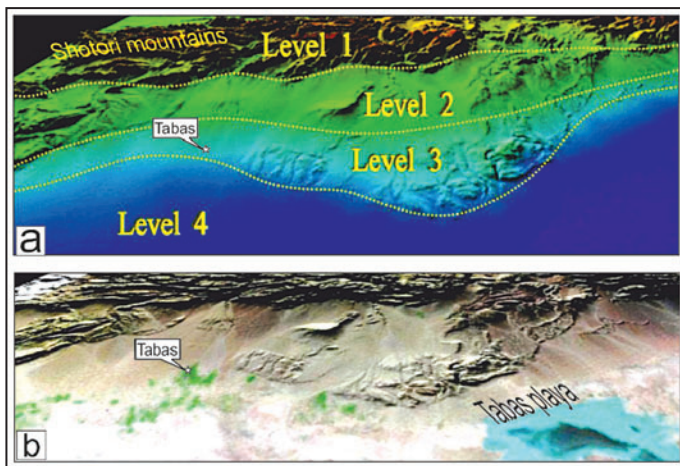
شکل ۴- تصاویری از وضعیت نهشته‌های آبرفتی کهن (Qt1) که در قالب بادزن‌های کهن در صحرا مشاهده می‌شود؛ (a) پادگانه آبرفتی در دیواره رودخانه سردر که به صورت دگرشیب بر روی نهشته‌های تیره رنگ دونین-کربنیفر برجای گذاشته شده است (حفرات مشاهده شده، غارهای باستانی برخاسته معروف به خانه گبر می‌باشند) - خاور طبس؛ (b) دو نمونه از تنگ‌دره‌های ایجاد شده توسط رودخانه سردر در نهشته‌های آبرفتی بادزن‌های کهن به صورت دره آبگذر پیشین - خاور طبس؛ (c) قرارگیری نهشته‌های آبرفتی کهن به صورت دگرشیب بر روی رسوبات نوژن - دیواره کال جنی، شمال باختری طبس؛ (d) وضعیت دانه‌بندی و طبقه‌بندی چلیپایی در رسوبات آبرفتی کهن - دیواره کال جنی، شمال باختری طبس.



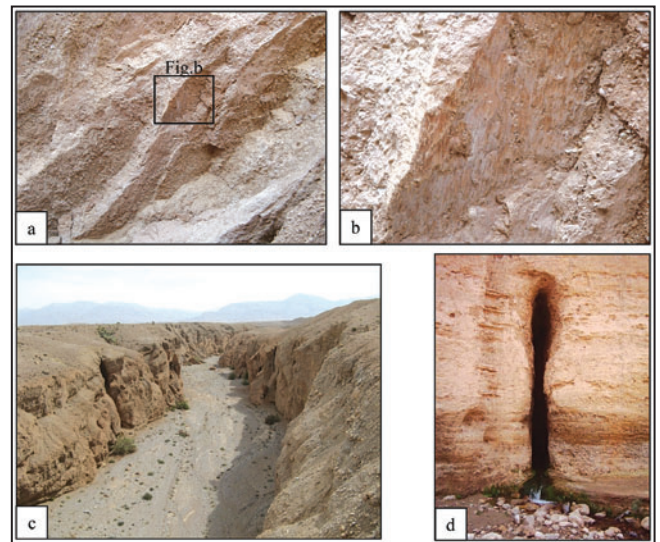
شکل ۵- وضعیت کوهستان شتری در زمان پویایی گسل پیشانی کوهستان و تشکیل بادزن‌های کهن بزرگ (دسته اول) (a) پرتگاه گسلی پوشیده، در شیل و ماسه‌سنگ‌های زغال‌دار دوتین-کربنفر (سازند شیشو) در پیشانی کوهستان که برپایی سریع آن را در گذشته نشان می‌دهد، به چین کشیده شده گسلی در طبقات آبرفتی بادزن کهن و شیب زیاد پرتگاه دقت شود- دره سردر (نگاه به سوی جنوب)؛ (b و c) نما و برش نمادین (بدون مقیاس) از کوهستان شتری در زمان فعالیت گسل مرز کوه و دشت و تشکیل بادزن کهن (ناظمی، ۱۳۷۷، ترسیم مجدد).



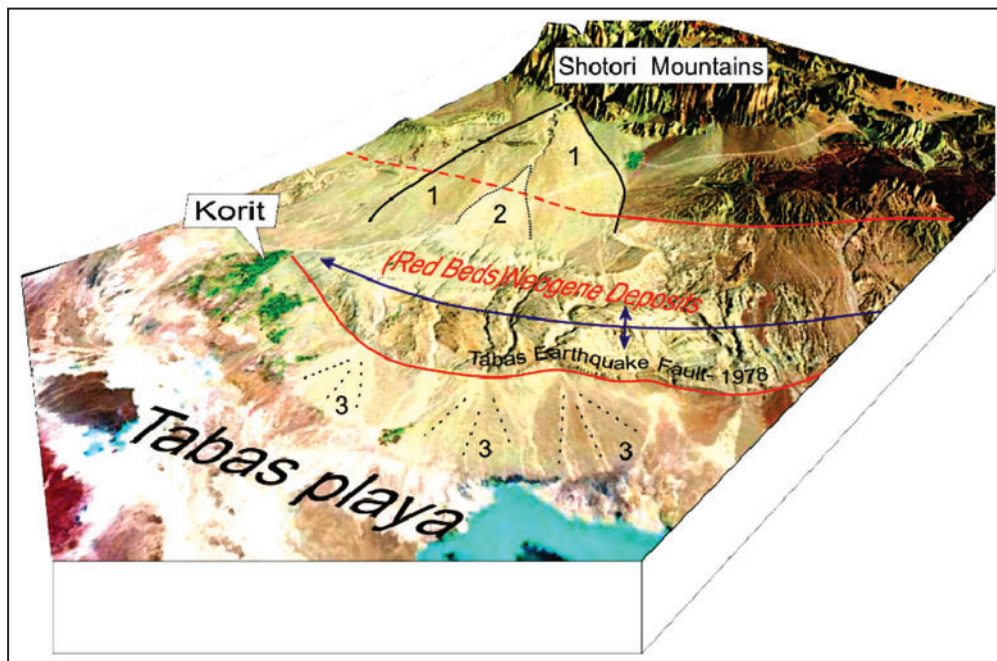
شکل ۶- (a) تصویر ماهواره‌ای از گسل‌های غیر پویا (با با جنبش کم) و گسل جدید (گسل زمین‌لرزه سال ۱۳۵۷ طبس) و سه نسل بادزن آبرفتی ایجاد شده در بخش‌های میانی دشت طبس، به جایگاه چین‌خوردگی‌های نئوژن و گسل‌ها نسبت به بادزن‌های آبرفتی دقت شود؛ (b) برش نمادین (بدون مقیاس) از وضعیت شکل ۶-a، در اثر پیشروی پیشانی جنبش‌های ساختاری، یک ساختمان فلسی ایجاد شده و در این حالت کوهستان شتری و مجموعه بادزن‌های نسل ۱ و ۲ به صورت یکپارچه در حال فراخاست هستند. برای موقعیت جغرافیایی، به شکل ۲ مراجعه شود.



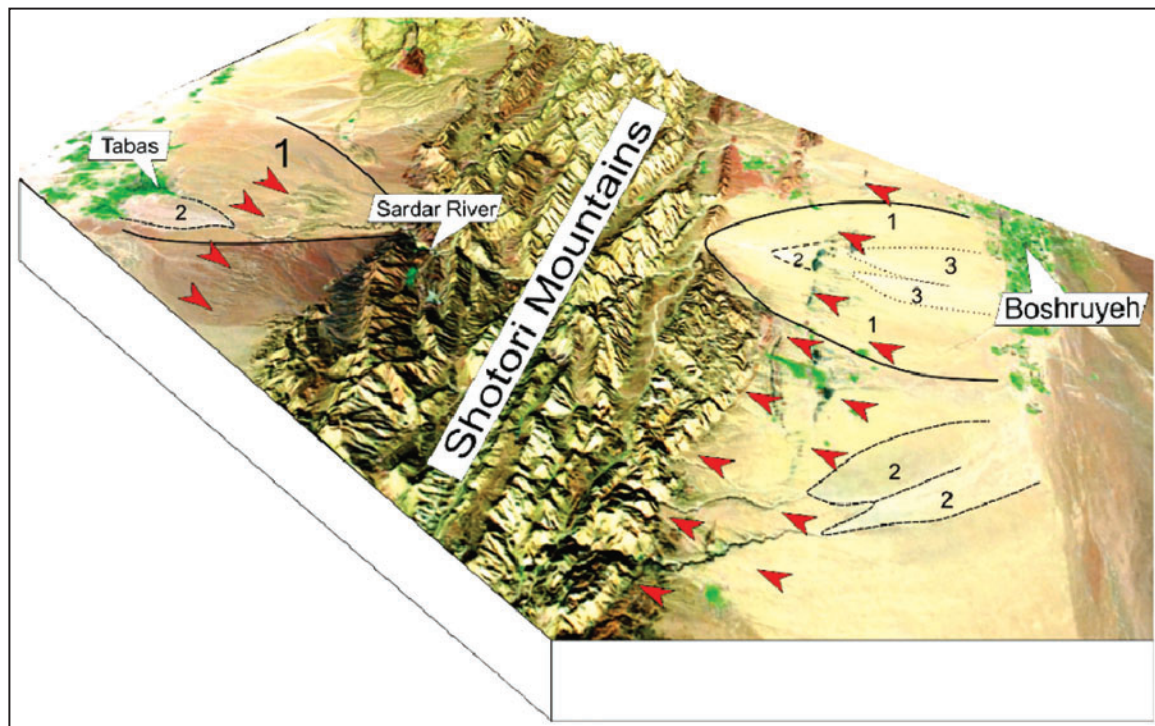
شکل ۸- (a) تصویر DEM (دقت ۸۰ متر) و (b) تصویر ماهواره‌ای (landsat) ترکیب شده با DEM از چهار سطح زمین‌ریختی مختلف در دشت طبس که به ترتیب عبارت‌اند از ۱- کوهستان شتری؛ ۲- اولین دسته بادزن‌های آبرفتی کهن و چین‌های نوژن مجاور کوهستان؛ ۳- چین‌های نوژن در مجاورت پلایای طبس؛ ۴- پلایای رسی-نمکی طبس. مرز سطوح زمین‌ریختی یادشده هر کدام در یک دوره مشخص، پیشانی دگرشکلی‌های ساختاری و رسوب‌گذاری پویا بوده است.



شکل ۷- (a) آثار لغزش‌های بین‌لایه‌ای در بین طبقات سنگ جوش نوژن سازوکار لغزش خمشی را برای چین‌خوردگی آنها نشان می‌دهد-دیواره کال جنی شمال طبس؛ (b) نگاه نزدیک‌تر به خط خش‌های ایجادشده با زاویه ریک نزدیک به قائم؛ (c) دره رودخانه سرد در نزدیکی شهر طبس که از ژرفای آن کاسته شده و کم‌کم در سطح بادزن کهن جریان می‌یابد. کوهستان شتری در انتهای تصویر مشاهده می‌شود؛ (d) چشمه جعفری که در کف شکافی به بلندی حدود ۶ متر از رسوبات آبرفتی کهن در دیواره دره سرد جریان دارد نشانه فراخاست این ناحیه است.



شکل ۹- تصویر ماهواره‌ای لندست در ترکیب با تصویر DEM (دقت ۸۰ متر) با نمای مایل و سه بعدی از سه نسل بادزن آبرفتی در بخش‌های مرکزی دشت طبس که به ترتیب با شماره‌های ۱ تا ۳ نشان داده شده‌اند، جوان‌ترین بادزن (نسل ۳) در نزدیکی و پس از عبور از پهنه گسل زمین‌لرزه سال ۱۳۵۷ طبس تشکیل شده است (برای موقعیت به شکل ۲ و ۶ مراجعه شود).



شکل ۱۰- تصویر ماهواره‌ای لندست در ترکیب با تصویر DEM (دقت ۸۰ متر) با نمای مایل و سه‌بعدی از بادزن‌های آبرفتی در دو پهلو خاوری (دشت لوت) و باختری (دشت طبس) کوهستان شتری، الگوی بادزن‌ها در نزدیکی شهر بشرویه وجود یک گسل جنب را نشان می‌دهد. راستای گسل‌های جنب با پیکان قرمز نشان داده شده است (برای موقعیت به شکل ۲ مراجعه شود).

کتابنگاری

- اشتوکلین، ج.، نبوی، م. ح.، ۱۳۴۸- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بشرویه با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- صدقتی، ع.، ۱۳۸۵- لرزه‌خیزی شهر بشرویه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، تهران.
- فریدی، م.، مصوری، ف.، و نواب‌پور، پ.، ۱۳۷۹- الگوی دگرریختی در رشته‌کوه شتری، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه زمین‌ساخت، گزارش داخلی.
- قاسمی، م. ر.، قرشی، م.، نواب‌پور، پ.، فریدی، م.، حقی‌پور، ن.، رضاییان، م.، ۱۳۸۱- بررسی زمین‌ساخت و لرزه‌زمین‌ساخت بلوک طبس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گروه زمین‌ساخت، گزارش داخلی.
- ناظمی، م.، ۱۳۷۷- نوزمین‌ساخت بلوک طبس با نگرشی بر زمین‌شناسی ساختمانی ناحیه قوری چای (ناحیه زغال‌دار پروده جنوب طبس)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور- تهران.
- نواب‌پور، پ.، سعیدی، ع.، قاسمی، م. ر.، ۱۳۸۲- زمین‌ساخت پویای باختر کوهستان شتری، فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، پاییز و زمستان ۸۲، سال یازدهم، شماره ۵۰-۴۹.

References

- Berberian, M., 1979- Earthquake faulting and bedding thrust associated with the Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake of September 16, 1978, bulletin of seismological society of America, v. 69, no.6, p.1861-1887.
- Berberian, M., 1982- Aftershock tectonics of the 1978 Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake sequence: a documented active 'thin and thick-skinned tectonic' case; G.S.I, 52, 415-446.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R. & Wang, X.,- 2007- Mechanism of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China), JGR, Vol.112, B03s09, 39p.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H. and Hajian, J., 1968- Geology of the Shirgesht area (Tabas area east Iran) G.S.I 733 pp.
- Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J. & Hushmand-zadeh, A., 1965- Geology of Shotori range (Tabas area, East Iran). Geol. Surv. of Iran. No. 3, 69p.
- Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J. & Hushmand-zadeh, A., Aghanabati, A., 1994- Geological Map of Boshruyeh (Scale 1:100000), No. 7457, Geological Survey of Iran.
- Walker, R., Jackson, J. and Baker, C., 2003- Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows Earthquake sequences, Geophys. J. Int. V. 152, p. 749-765.

Morphotectonics Features of Alluvial Fans Associated with Active Tectonics (Shotori Mountains, East of Tabas- Central Iran)

M. Nazemi ^{1*}, M. Ghorashi ², M. R. Ghassemi ³ & M. Arian ⁴

¹ P.h.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

² Associate Professor, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

³ Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Tehran, Iran

⁴ Associate Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

Received: 2013 November 26

Accepted: 2013 June 23

Abstract

Geomorphic characteristics of alluvial fans on the sides of the Shotori Mountains in east of Tabas represent two different groups. The first group is older and is more dominant with their heads near the Shotori Mountains' hillside and their toe spreading to the central parts of the plain. These alluvial fans on which no main recent channel sedimentation is occurring, are often consisted of old alluvial sediments with a thin cover of newer ones. The second group includes younger and active alluvial fans consisted of more recent sediments of stream bed, which are located at the termination of the first group or at the southern foothills of the Shotori Mountains. It can be said that in the first group, recent active sedimentation process by the main channel has been transferred to the lower parts and toe of the alluvial fan, but in the latter group sedimentation has been done on top of the alluvial fan and on older sediments. In other words, the first group consists of two obvious old and active (recent) parts, while the second group only includes recent and active alluvial fans. Our investigations indicate that geomorphic pattern of these two alluvial fan groups has a clear relation with location and mechanism of active faults and geomorphic surfaces in the plain of Tabas and eastern slopes of the Shotori Mountains; in other words, it is related to the mechanism of structural evolution of this mountain. According to this pattern, wherever there is the active fault of the catastrophic 1978 earthquake at the front of mountain along which the Shotori Mountains are being uplifted, the second type of alluvial fans is formed. Where the fault is located in central parts of the plain as a result of deformational front propagation, and the old part of the alluvial fan and mountain are being uplifted along it, the first type of alluvial fans (with two separate parts) is formed. This uplift is accommodated by active faulting and folding associated with bedding plane faulting. Migration of deformational front during geologic evolution of the Shotori Mountains has caused four different geomorphic levels along with three generations of alluvial fans. It is concluded that investigating on geomorphic pattern of alluvial fans will provide valuable data about the location of active Quaternary faults in alluvial plains. This pattern shows an active fault near Boshruyeh (east of the Shotori Mountains). Although no major earthquake has been reported from the fault, all morphotectonic evidences show its activity and thus the occurrence of large earthquakes in the future is expected.

Keywords: Tabas, Shotori Mountains, Alluvial fan, Morphotectonics, Active fault, Uplift.

For Persian Version see pages 91 to 100

*Corresponding author: M. Nazemi; E-mail: nazemigeo@gmail.com