

پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی، سال هشتم، شماره ۱، تابستان ۱۳۹۸
صص. ۲۱۶-۱۹۹

دگرریختی ثقلی ژرف شیب، در حوضه کششی سیه‌چشمه: امتداد گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی

سیروس اسماعیلی* - دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند
محمد مهدی خطیب - استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند
حمید نظری - دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
ژان پیر بورگ - استاد دپارتمان علوم زمین، دانشگاه ETH زوریخ، سوئیس
ابراهیم غلامی - دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۶/۱۴ تأیید نهایی: ۱۳۹۸/۰۲/۱۴

چکیده

در این مقاله برای اولین بار در ایران، نوعی از ناپایداری شیبی در بخش همپوشان دو پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی که در یک ترکیب خم رهایی تشکیل حوضه کششی سیه‌چشمه را داده-اند، تحت عنوان دگرریختی ثقلی ژرف شیب معرفی و مطالعه شده است. گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، با سازوکار جنبشی راست‌الغز راست‌بر و با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در بخش میانی پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای عربی-اوراسیا، در شمال‌باختری ایران واقع شده است. در این پژوهش، عوامل موثر بر این رخدادها و سایر ناپایداری‌های شیبی این منطقه و نیز ارتباط آنها با ساختارهای زایشی حوضه‌های کنششی و تاثیر تغییرات آهنگ لغزش در امتداد گسل، بر روی ناپایداری‌های شیبی مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور، از طریق سن سنجی رادیوکربن نمونه خاک دیواره آبراهه منحرف شده بر روی پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی (بخش جنوب‌خاوری گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی) و همچنین با استناد به سن روانه‌های سنگ‌های بازالتی منطقه در مطالعات پیشین و تشخیص مقدار جابجایی متاثر از اثر عملکرد پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه (بخش شمال‌باختری گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی)، به ترتیب آهنگ لغزش $4.6 \pm 0.3 \text{ mm/yr}$ و $1.65 \pm 0.1 \text{ mm/yr}$ برای این پاره‌های گسلی محاسبه شده است. این تغییر آهنگ لغزش در امتداد گسل، باعث فراخاست هر چه بیشتر بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه نسبت به بخش خاوری آن و همچنین تشکیل افشانه‌های گسلی راندگی در پایانه شمال‌باختری پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی شده است و در نتیجه، پدیده‌های دگرریختی ثقلی ژرف در شیب‌های ارتفاعات محصور کننده این حوضه کششی رخ داده است.

واژگان کلیدی: دگرریختی ثقلی ژرف شیب، گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی، حوضه کششی سیه‌چشمه، آهنگ لغزش، ناپایداری شیبی.

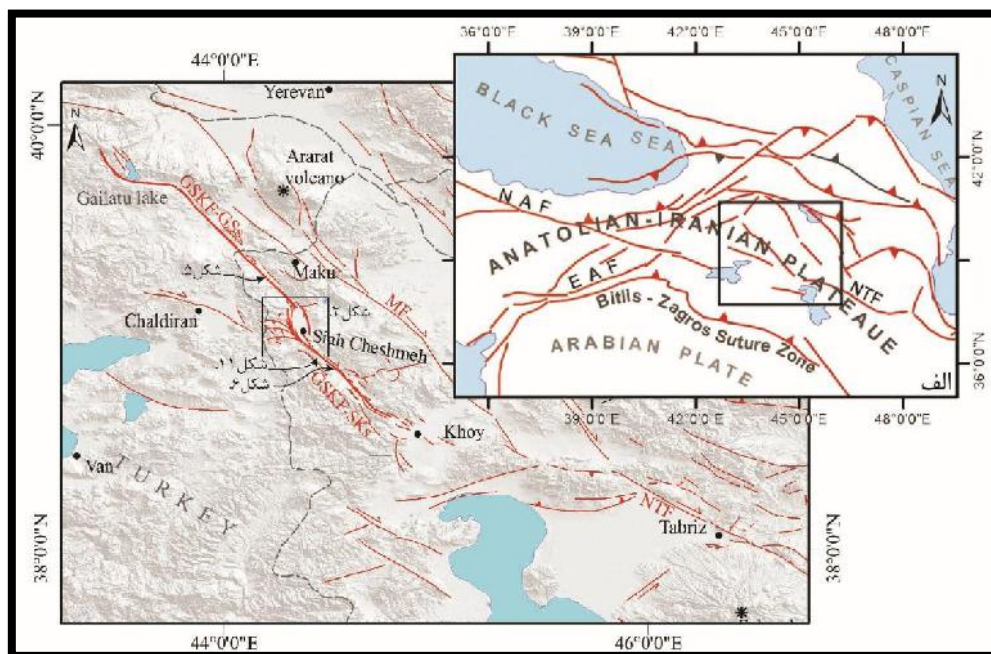
مقدمه

نیروی ثقل زمین نقش مهمی در دگرریختی پوسته زمین ایفا می‌کند (شولز^۱، ۲۰۰۱). این دگرریختی با سازوکارها و فرایندهای مختلفی صورت می‌گیرد که رخداد‌های دگرریختی ثقلی ژرف شیب (د.ث.ژ.ش)^۲ یکی از مهمترین فرایندها در دگرریختی پهنه‌های کوهستانی به شمار می‌رود. این رخداد‌های می‌توانند بخش وسیعی از شیب کوهستان یا تمام شیب را با عمق بیش از ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر (کروستا^۳ و همکاران ۲۰۱۳: ۱۴) تحت تاثیر فعالیت خود قرار دهند. این پدیده‌ها آهنگ جابجایی بطئی داشته (آمبروسی^۴ و کروستا، ۲۰۰۶: ۱۸۴)، در مقایسه با مساحت شیب، مقدار جابجایی کمی دارند و جزء پدیده‌هایی هستند که در زمان زمین شناسی طولانی مدتی تکامل می‌یابند (آغلیاردی^۵ و همکاران ۲۰۱۲: ۲۰۸). یک رخداد د.ث.ژ.ش می‌تواند سنگ‌های شیب کوه را با حجمی بیش از صدها میلیون متر مکعب در ژرفای چند صد متر (سولداتی^۶، ۲۰۱۳: ۱۵۲ سو) تا ۱۰۰۰ متر (مار، ۱۹۷۷: ۱۲۱) و پهنای بیش از ۱۰ کیلومتر مربع (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۶۴) جابجا کند. حجم و ابعاد کوچک‌تر از این مقادیر، مرز گذر از د.ث.ژ.ش و زمین‌لغزش‌های بزرگ را شامل می‌شود (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۱۲: ۲۰۸).

جنبایی گسل‌ها در یک منطقه عامل مهمی در دگرریختی شیب‌ها از جمله دامنه‌های پرشیب بوده و یکی کلیدی ترین نقش‌ها را در فرایندهای شروع و فرگشت فرایندهای حرکت شیبی دارد (قالادینی^۷، ۲۰۰۶: ۲۰۱؛ بوربانک و اندرسون^۸، ۲۰۰۱). این جنبایی در بازخورد بین تنش‌های توپوگرافی که خود متاثر از ارتفاع محلی (تنش فشارشی بیشتر در دامنه پرشیب‌تر) و ساختارهای زمین شناسی (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۰۰؛ ساویج^۹، ۱۹۹۴: ۴۷۱) هستند، می‌توانند در برهم‌کنش با تنش‌های زمینساختی منطقه (آمبروسی و کروستا، ۲۰۱۱: ۲۱۶) و تنش‌های سطحی مانند بارگذاری/باربرداری از سطح توپوگرافی، باعث جابجایی ژرف توده سنگی شود.

در مطالعات صحرائی که بر روی زمین ساخت جنبایی گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی در حوضه کششی سیه چشمه (شکل-های ۱ و ۲) داشتیم، شاهد غلبه سیمای د.ث.ژ.ش به ساختارهای زمین ساختی حوضه‌های کششی بودیم. به منظور درک چگونگی گسترش و فراوانی پدیده‌های د.ث.ژ.ش در منطقه و رابطه آن با ساختارهای مرتبط با حوضه‌های کششی، مولفه‌های مختلف گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی مانند سازوکار، آهنگ لغزش و شواهد مورفوتکتونیک این گسل را در دو پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه و سیه چشمه-خوی بررسی می‌کنیم. بر روی پاره گسلی سیه چشمه-خوی با استفاده از سن سنجی رادیوکربن نهشته‌های هولوسن در آبراهه‌های جابجا شده و بر روی پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه با استناد به سن تعیین شده برای بازالت‌های بریده شده به روش‌های Pb^{206}/U^{238} و Ar^{40}/Ar^{39} ، آهنگ لغزش این گسل را محاسبه کرده و تاثیر تغییرات آهنگ لغزش بر روی ژئومورفولوژی حوضه کششی سیه چشمه و ارتفاعات محدود کننده آن مورد بررسی قرار گرفته است.

1. Schultze-Ela
2. Deep-Seated gravitational Slope Deformation; DSGS
3. crosta
4. Ambrossi
5. Agliardi
6. Soldati
7. Galadini
8. Bourbank and Anderson
9. Savage

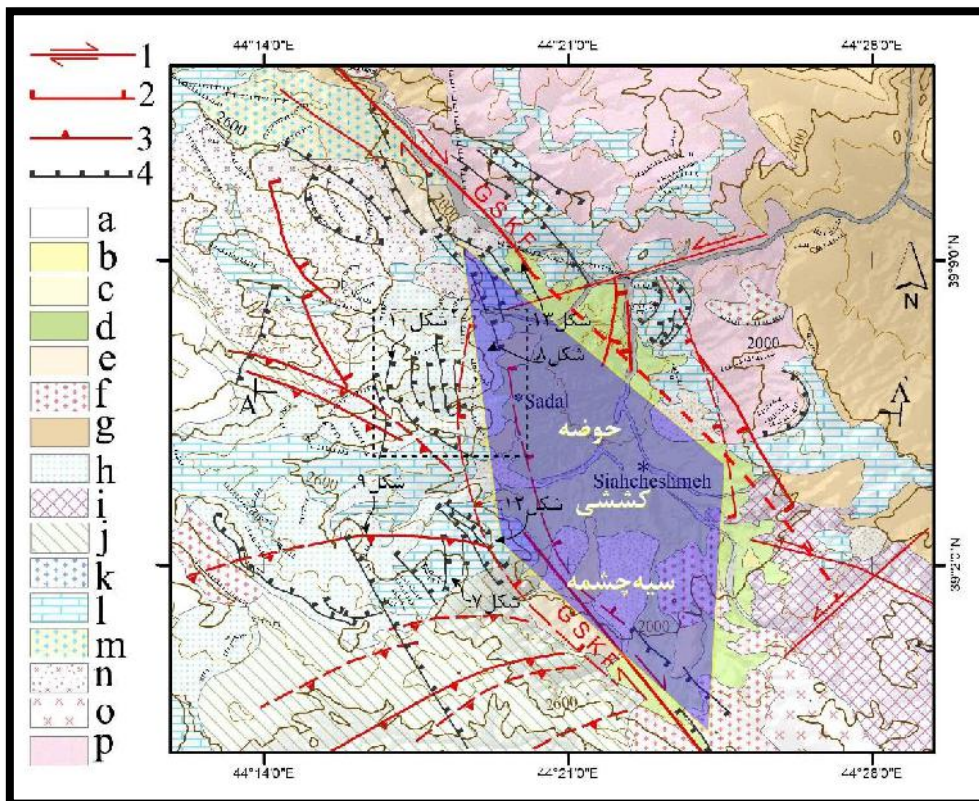


شکل ۱. الف. نقشه ساختاری بخش مرکزی پهنه برخوردی صفحه عربی-اوراسیا، NAF: گسل شمال آناتولی، EAF: گسل شرق آناتولی، ب. نقشه گسل‌های جنبای شمال-غرب ایران و مناطق همجوار (بر گرفته از فریدی و همکاران، ۲۰۱۷: ۴۲۹؛ کاراخانیان و همکاران، ۲۰۰۴: ۱۹۱). GSKF: گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی (GSKF-GSSs): پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه و GSKF-SKs: پاره گسلی سیه چشمه-خوی، MF: گسل ماکو، NTF: گسل شمال تبریز. موقعیت شکل‌های ۲، ۵، ۶ و ۱۱ مشخص شده است. A-A، محل برش زمین‌شناسی در شکل ۸-ب.

اصطلاح "دگرریختی ثقیل ژرف شیب (د.ث.ژ.ش)، اولین بار توسط مالقوت^۱، (۱۹۷۷) برای جابجایی‌های ثقیل سنگ‌های آتشفشانی قرار گرفته بر روی واحدهای مارنی و توفی-رسی بخشی رشته کوه‌های اسلواکی بکار گرفته شد. فرایند د.ث.ژ.ش با نام‌های متعددی از جمله ساکونگ (زیشینسکی^۲، ۱۹۶۶)، گسلش ثقیل (بک^۳، ۱۹۶۸)، خزش ژرف شیب‌ها و دگرریختی ثقیل شیب (نمکوک^۴، ۱۹۷۲)، دگرریختی خزشی ژرف (مار و نمکوک، ۱۹۷۷)، جابجایی‌های ثقیل بلوکی (پاسیک^۵، ۱۹۷۴)، خزش ثقیل یا گسترش ثقیل (رادبروچ-هال^۶، ۱۹۷۸)، دگرریختی شیب (مار و بالیاک^۷، ۱۹۷۳)، خزش ژرف (دنگ^۸، ۲۰۰۰) و گسترش ثقیل پشته‌ها (هرمن و بکر^۹، ۲۰۰۳؛ وارنر و همکاران، ۱۹۸۹) مطالعه و معرفی شده است. در مطالعه‌ای که ترزاقی^{۱۰} (۱۹۶۲: ۲۶۹) بر روی پارامترهای نرخ پایداری شیب‌های تند انجام داده بود، بیان داشت که «به طور تجربی، هنوز هیچ اطلاعاتی درباره سازوکار لغزش ژرف سنگ‌ها در مقیاس بزرگ در دسترس نیست». در طی پنج دهه اخیر و پس از اظهار نظر او، مطالعات موردی، نظریات و مدل‌های مختلفی از جنبه‌های ساختاری و زمین‌ساختی (آغلپاردی و همکاران، ۲۰۰۱: ۱۰۲-۸۳)، ریخت‌شناسی و زمین‌شناسی (نمکوک، ۱۹۷۷) و تغییرات بزرگ آب و هوایی وسیع (بوربانک اندرسون،

1. Malgot
2. Zischinsky
3. Beck
4. Nemcök
5. Pasek
6. Radbruch-Hall
7. Baliak
8. Deng
9. Hermann and Becker
10. Terzaghi

(۲۰۰۱) صورت گرفته است. تاکنون بیشترین مطالعات موردی (های) د.ث.ش^۱ در کوهزاد آلپ صورت گرفته است که در اغلب موارد، این پدیده را در ارتباط با دوره های یخچالی و زمین‌لرزه‌ها معرفی کرده اند (آغلیاردی ۲۰۰۱، ۲۰۰۹ و ۲۰۱۳).



شکل ۲. نقشه زمین شناسی و ساختاری حوضه کششی سیه چشمه. GSKF: گسل گسلا-تو-سیه چشمه-خوی، ۱: گسل امتدادلغز (راستگرد)، ۲: گسل نرمال، ۳: گسل معکوس (خط چین: تخمینی یابدون رخنمون مستقیم سطحی)، ۴: محل افراز دگرریختی ثقلی ژرف شیب، نقشه سنگ‌شناسی (اقتباس از نقشه مجیدی و قلمقاش، ۱۳۸۳): a: نهشته‌های عهد حاضر رودخانه‌ای، b: نهشته‌های مخروط افکنه‌ای جوانتر، c: نهشته‌های مخروط افکنه‌ای قدیمی‌تر، d: دشت سیه چشمه، e: تراس رودخانه‌ای، f: روانه‌های بازالتی کواترنری، g: طبقات آهکی و مارنی هم ارز سازند قم، h: گدازه و توف آندزیتی نئوژن، i: مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوژن، j: توالی‌های توریداتی کرتاسه، k: گنبد‌های داسیتی، l: طبقات آهکی انوسن، m: گدازه داستی پالئوژن، n: آمیزه تکنونیکي مجموعه افیولیتی، o: سنگ‌های اولترامافیکي (مجموعه افیولیتی)، p: گدازه‌های بازالتی مجموعه افیولیتی. محل شکل‌های ۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۲ و ۱۳ مشخص شده است. چهارگوش آبی رنگ محدوده حوضه کششی سیه چشمه را نشان می‌دهد.

چشم اندازهای شکل گرفته در پهله‌های د.ث.ش:

به طور معمول، محل جدایش‌ها و شکستگی های متأثر از این فرایند در مقایسه با سایر حرکت‌های شیبی، به دلیل آهنگ جابجایی اندک آن و تاثیر عوامل فرسایش سطحی، واضح نبوده و غالباً به راحتی قابل تشخیص نیستند (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۰۱: ۸۴). افزای‌های رو به بالای شیب که به موازات یا با ریک کمی نسبت به امتداد شیب در بخش‌های میانی و بالایی شیب تشکیل می‌شوند، به عنوان فرایندهای کششی و چشم اندازهای برآمدگی^۲ و توده سنگ شدیداً خرد شده به عنوان فرایندهای فشارشی در بخش پنجه د.ث.ش از جمله مهمترین چشم اندازهای شکل گرفته در اثر این فرایند شناخته

^۱ دگرریختی های ثقلی ژرف شیب

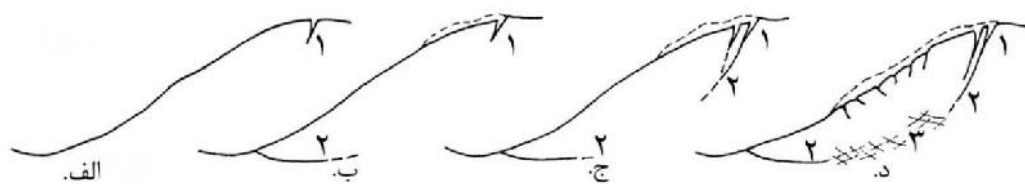
شده‌اند. در برخی موارد، به دلیل برآمدگی و افزایش رخدادهای ناپایداری شیبی در اثر پیشرفت فرایند دگرریختی، مانند زمین لغزش، بهمن سنگ، افت سنگ و لغزش سنگ (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۶۳؛ رادبروج-هال و همکاران، ۱۹۷۷: ۳۵۹-۳۶۳)، چشم اندازهای فشارشی در بخش پنجه د.ت.ژ.ش مشاهده نمی‌شوند (کروستا و همکاران، ۲۰۱۳). پشته‌های دوگانه و چنگانه^۱ (کروستا و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۴-۱۵)، ترانشه، گرابن و نیم‌گرابن در بالاترین بخش‌های شیب (رادبروج-هال و همکاران ۱۹۷۶: ۲۵؛ بک، ۱۹۶۷)، ترک‌های کششی در بخش‌های بالایی شیب (فدا^۲، ۱۹۷۳) از دیگر چشم اندازهای ریخت‌ساختاری د(های).ت.ژ.ش ها هستند. دریاچه‌ها، حوضچه‌های کوچک، ستیخ دوگانه روی پشته و بازشدگی‌های خطی اغلب در پشت افراز صفحه برشی تشکیل می‌شوند (مار، ۱۹۷۷: ۱۲۲). غالباً در سنگ‌های با مقاومت بالا (مانند گرانیت‌ها) از جمله در بخش‌های میانی و بالایی شیب، افرازهای رو به بالایی تپه^۳ تشکیل می‌شوند. رخداد این افرازاها در امتداد خط الرس پشته، معمولاً باعث ایجاد اشکال گرابنی شکل با طول صدها متر، عمق ۶ تا ۵۰ متر و پهنای ۵۰ تا ۱۰۰ متر را تشکیل می‌دهند (رادبروج-هال، ۱۹۷۶: ۲۷). فراوانی رخدادهای د.ت.ژ.ش در ارتفاعات بسیار بالا، کم است که این می‌تواند در نتیجه غلبه لغزش‌های شیبی ممتد به فراخاست منطقه متأثر از این رخداد در نظر گرفته شود.

چشم اندازهای ریخت-ساختاری^۴ د(های).ت.ژ.ش روندهای خطی گسل‌ها، درزه‌ها، زون‌های برشی، برگوارگی و طبقه بندی یا عناصر چینه شناختی مانند تقاطع سنگ‌شناختی (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۰۹؛ کروستا و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۵) با گستردگی سطحی قابل توجه را دنبال می‌کنند. وجود این پدیده‌ها، تاثیر قابل توجهی در کاهش ارتفاع توپوگرافی داشته (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۶۳) و یکی از مهمترین عامل‌ها در فرسایش برخی پهنه‌های کوهستانی محسوب می‌شوند (کروپ^۵، ۲۰۰۷: ۵۷۹). این پدیده‌ها در برخی موارد سطوح لغزش ممتدی نداشته و به صورت پله مانند در راستای شیب ادامه می‌یابند ولی با اینهمه در اغلب موارد حتی این پله‌ها نیز روند خطی نسبتاً مشخصی را دنبال می‌کنند (بیس‌سی، ۱۹۹۶: ۳۵۷).

سازوکار تشکیل و فرگشت رخدادهای د.ت.ژ.ش:

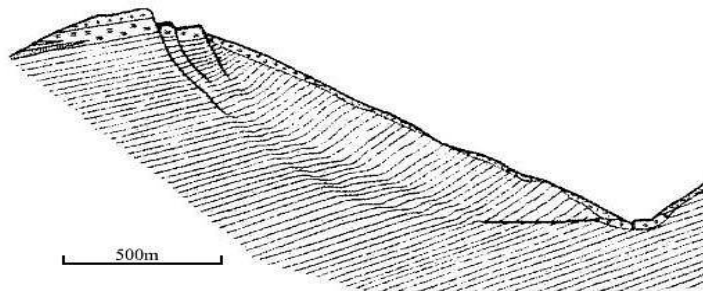
فدا (۱۹۷۳) در نظریه خود ۳ تا ۴ مرحله را برای تشکیل و گسترش دگرریختی شیبی معرفی می‌کند (شکل ۳). بر اساس این نظریه، ابتدا ترک‌های کششی در راس شیب شروع شده (بخش ۱ در شکل ۳-الف) و سپس سطوح لغزش در بخش پنجه شیب شکل می‌گیرند (بخش ۲ نزدیک به پنجه، در شکل ۳-ب). پس از آن یا همزمان با مرحله قبلی سطوح برشی از راس شیب گسترش پیدا کرده (بخش ۲ نزدیک به راس گسیختگی در شکل ۳-ج) و تا بخش مرکزی ادامه می‌یابد (بخش ۳ در شکل ۳-د). دگرریختی در بخش میانی شکل پذیرتر بوده و با فراوانی درزه‌های متقاطع مشخص می‌شود (مار و نمکوک، ۱۹۷۷: ۱۲۳-۱۲۲؛ نمکوک، ۱۹۶۸). همچنین در مدلی که زیشینسکی (۱۹۶۶) در مطالعه بر روی دگرریختی شیبی در مناطق دگرگونی اتریش بیان کرد، دگرریختی شکنا را مربوط به راس شیب و ابتدایی‌ترین مرحله لغزش در نظر می‌گیرد (شکل ۴). بر اساس این مدل، دگرریختی شکل پذیر تا انتهای پنجه ادامه پیدا می‌کند و به جز مواردی که لغزش شیبی منطبق با برگوارگی است می‌توان مقدار لغزش را نیز با توجه به خمیدگی برگواره‌ها محاسبه کرد. د(ها).ت.ژ.ش در مناطق با نرخ فراخاست متوسط، بیشتر دیده می‌شوند و فراوانی آنها رابطه منفی با میزان بارش (!) دارد (آغلیاردی و همکاران، ۲۰۱۳: ۲۷۲).

1. double and multiple ridges
2. Feda
3. Up-hill-facing scarps
4. morpho-structure
5. Korup



شکل ۳. مراحل د.ت.ژ.ش. فدا، ۱۹۷۳.

به طور کلی تکامل د(های)ت.ژ.ش با رفتار توده سنگ در عمق دگرریختی در ارتباط می‌باشد، جایی که فشار محدود کننده بالاتری در آنجا حاکم است (سولداتی، ۲۰۱۳: ۱۵۲). این فشار همه جانبه، مانع تشکیل یک سطح لغزش تعریف شده مشخص در این عمق می‌شود (مار و نمکوک، ۱۹۷۷: ۱۲۳) که در نتیجه، دگرریختی شکل‌پذیری در این عمق رخ می‌دهد. در مقایسه با زمین‌لغزش، مرز جانبی د(های)ت.ژ.ش معمولاً به طور روشن قابل تشخیص نبوده و اغلب آنها مرز تدریجی دارند (کروستا و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۴). از جنبه زایشی، این ساختارها گاهی با عنوان فرایندهای کششی مطالعه می‌شوند و به طور مستقیم تحت تاثیر شرایط زمین‌شناختی منطقه می‌باشند (کروستا و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۴).



شکل ۴. برش عرضی از د.ت.ژ.ش. زیشینسکی (۱۹۶۶)

گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی و جایگاه زمینساختی آن

سامانه بزرگ گسل‌های امتدادلغز واقع در پهنه برخوردی صفحه‌های قاره‌ای عربی-اوراسیا در بردارنده گسل‌های امتدادلغز راست‌بر جنبایی می‌باشد (سلجوق^۱ و همکاران، ۲۰۱۶: ۱۵۷) که گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی با درازای حدود ۲۰۰ کیلومتر با سازوکار راستالغز راست‌بر (برای مثال بربریان^۲، ۱۹۹۷: ۲۵۹) در بخش میانی این سامانه قرار دارد. اولین مطالعات درباره این گسل، توسط پژوهشگرانی چون چالنگو^۳ (۱۹۶۶: ۱۹۷۷) و بارکا و کادینسکی کید^۴ (۱۹۸۸: ۶۷۷) صورت گرفته و در تمام آنها به سازوکار راست‌بر این گسل اشاره شده است. سازوکار جنبشی راست‌بر این گسل در داده‌های سازوکارهای کانونی زمین‌لرزه‌ای نیز کاملاً مشخص است. این گسل از دریاچه گیلاتو (بالبخ گولی) ترکیه در شمال باختر تا دشت خوی با روند کلی $N145^{\circ}$ (برای مثال بارکا و کادینسکی کید، ۱۹۸۸: ۶۷۷؛ کوپلی و جکسون^۵، ۲۰۰۶: ۱۱) ادامه یافته (شکل ۱) و در راستای خود، غالباً مجموعه افیولیتی نتوتیس (قازی^۶ و همکاران، ۲۰۰۳؛ سنگور^۷، ۱۹۹۰) مجموعه‌های آتشفشانی

1. Selçuk
2. Berberian
3. Tchalenko
4. Barka & Kadinsky-Cade
5. Copley and Jackson
6. Ghazi
7. Sengor

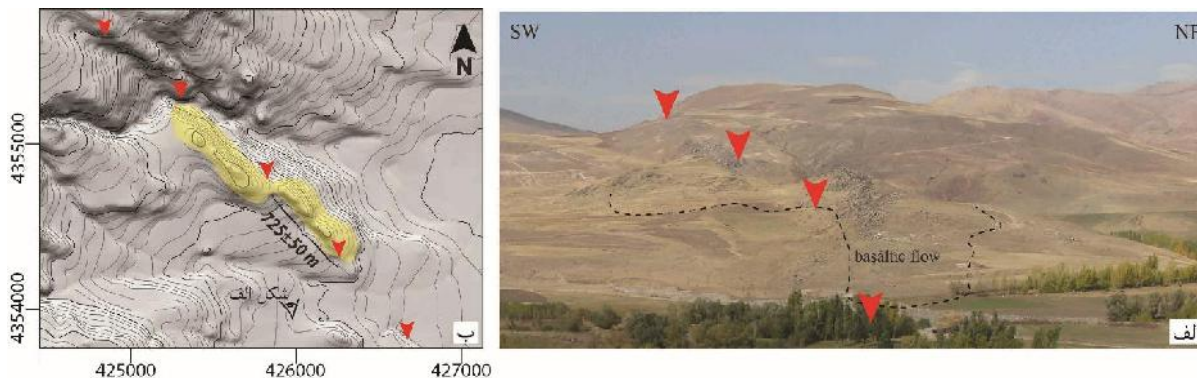
کمر بند آندزیت-لاتیت نتوژن (شارکوو^۱ و همکاران، ۲۰۱۵) و پهنه بازالتی نتوژن-کواترنری (آلن و همکاران، ۲۰۱۱) را قطع می کند.

کاراخیان^۲ و همکاران (۲۰۰۲ و ۲۰۰۴) وجود ارتباط گسلی پله به راست در امتداد این گسل را مسبب تشکیل چهار ساختار حوضه کششی^۳، یکی دوغوبایزیت ترکیه و سه ساختار کششی دیگر در ایران در مناطق کلیسا کندی (آواجیغ)، سیه چشمه و زرآباد می دانند. ساختارهای کششی، مانند حوضه های کششی و خم های کششی در طول گسل های امتداد لغز می توانند مانعی در برابر گسترش زمین لرزه بوده و یا عاملی برای تغییر رفتار گسل ها در دو سوی محدوده کششی باشند (بارکا و کاردینسکی کید، ۱۹۸۸). با در نظر داشتن این مسئله و نیز مورفولوژی متفاوت در دو سوی امتداد گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی نسبت به حوضه کششی سیه چشمه، زمین ساخت جنبای این گسل را در دو سوی شمال باختری و جنوب خاوری حوضه کششی سیه چشمه، به ترتیب در دوپاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه و سیه چشمه-خوی مطالعه می کنیم:

پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه

پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه با درازای حدود ۱۱۰ km از دریاچه گیلاتو ترکیه تا دیواره شمال باختری حوضه کششی سیه چشمه با روند کلی $N140^{\circ}E$ ادامه می یابد. حدود ۷۰ کیلومتر از این گسل در ترکیه واقع شده و با نام گسل بلخ گوئی در چهار پاره گسلی نسبتا موازی پله به راست و پله به چپ معرفی شده است (بارکا و کاردینسکی کید، ۱۹۸۸). این پاره گسلی از شمال حوضه کششی سیه چشمه تا آواجیغ، در دو شاخه موازی هم با فاصله ۲-۵ km نسبت به هم و با سازکار جنبشی راستالغز راست بر امتداد می یابد (شکل ۱). کوبلی و جکسون (۲۰۰۶: ۱۲) با در نظر گرفتن سن شروع فعالیت گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی بین ۳/۵ تا ۶/۵ میلیون سال و جابجایی تخمین زده شده چشم اندازهای ژئومورفولوژیکی حدود ۱۳ کیلومتر در طول این گسل، آهنگ لغزش $2-4 \text{ mm yr}^{-1}$ را برای این گسل در نظر گرفته اند. مهمترین جابجایی اندازه گیری شده راست بر در این پاره گسلی، مربوط به بریدگی $50 \pm 725 \text{ m}$ در طول ستیخ تپه بازالتی در شمال شهر آواجیغ می باشد (شکل ۵). در محل این جابجایی، سنگ های بازالتی ذکر شده به طور مستقیم بر روی نهشته های توفی داسیتی قرار گرفته اند که لخم^۴ و همکاران (۲۰۱۸) با استفاده از سن یابی به روش Pb^{206}/U^{238} ، سن روانه های بازالتی (بخش زرد رنگ در شکل ۵-ب) را 396 ky به دست آورده اند. با توجه به این جابجایی، آهنگ لغزش افقی راست بر $1/0 \pm 83/1 \text{ mm/yr}$ برای این پاره گسلی به دست می آید. آلن و همکاران (۲۰۱۱: ۱۱۸۴) سن این بازالت را به روش Ar^{40}/Ar^{39} ، $10 \pm 490 \text{ ky}$ به دست آورده اند که با استناد به این سن برای بازالت شمال شهر آواجیغ و با توجه به مقدار جابجایی های راست بر اندازه گیری شده، آهنگ لغزش افقی پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه، $1/0 \pm 47/1 \text{ mm/yr}$ تخمین زده می شود. به طور کلی با در نظر داشتن دو سن ذکر شده، می توان آهنگ لغزش افقی میانگین پاره گسلی گیلاتو-سیه چشمه را $1/0 \pm 65/1 \text{ mm/yr}$ در نظر گرفت.

1. Sharkov
2. Karakhanian
3. pull-apart basin
4. Lechmann

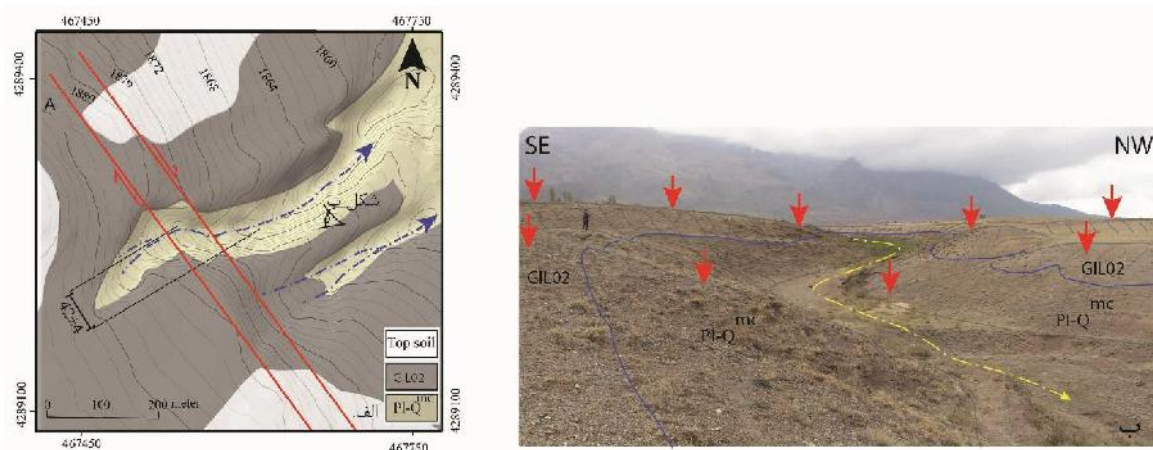


شکل ۵. نمایی از بریدگی تپه بازالتی در شمال شهر آواجیق، محل دید در شکل ب مشخص شده است. ب، رخنمون بازالت‌ها بر روی مدل ارتفاع رقومی ۱۰ متر با محدوده زرد رنگ نشان داده شده است.

پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی

پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی با درازای حدود ۶۵ کیلومتر از دیواره جنوب‌باختری حوضه کششی سیه چشمه تا شمال دشت خوی ادامه داشته و بریدگی‌های ریخت‌زمین‌ساختی متعدد حاصل از عملکرد این پاره گسلی به ویژه در پهنه زرآباد در نهشته‌های مخروط افکنه‌ای جوان، نمایانگر جنبایی کنونی این پاره گسلی می‌باشد. مهمترین واحدهای جوان متأثر از فعالیت پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی، نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و تراس‌های رودخانه‌ای کواترنری در شاخه میانی این پاره گسلی می‌باشد. شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نشانگر اینست که این شاخه (شکل ۱).

در منطقه زرآباد در افراز گسلی، سن جوان‌ترین نهشته دیواره آبراهه جابجا شده (شکل ۶) به مقدار 4 ± 42 m با شماره نمونه GIL-02 که به روش رادیوکربن در دانشگاه ETH زوریخ انجام صورت گرفت برابر با 238 ± 6764 calBC به دست آمده است. بنابراین با توجه به مقدار بریدگی این آبراهه، کمینه آهنگ لغزش افقی این پاره گسل mm yr^{-1} $4/0 \pm 8/3^1$ محاسبه شده است (شکل ۶).



شکل ۶. نمایی از جابجایی راست‌برآبراهه در دشت زرآباد و ب، موقعیت آبراهه جابجا شده و محدوده نهشته‌های پالئو-کواترنری (PI-Q^{mc})، هولوسن (نمونه GIL02) و خاک سطحی و نیز محل پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی بر روی نقشه توپوگرافی تهیه شده توسط جی پی اس دوفر کانسه آورده شده است. جابجایی راست‌بر آبراهه 4 ± 42 m

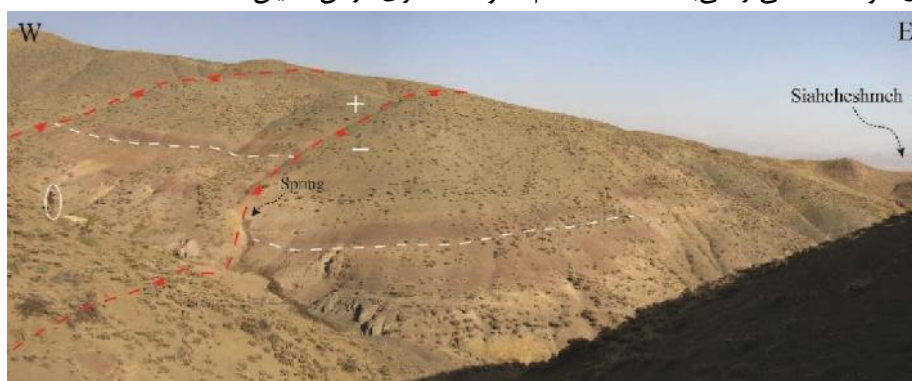
حوضه کشتی سیه چشمه:

حوضه کشتی^۱ سیه چشمه با یک سازوکار خم رهایی^۲ در ساختار پله به راست (کاراخیان و همکاران، ۲۰۰۴: ۲۰۶؛ آلن و همکاران، ۲۰۱۱: ۱۱۷۷) در امتداد گسل گیلاتو-سیه چشمه-خوی تشکیل شده است، به صورتی که جناح شرقی و غربی این حوضه کشتی به ترتیب منطبق بر انتهای جنوب‌خاوری و شمال‌باختری پاره‌های گسلی گیلاتو-سیه چشمه و سیه-چشمه-خوی، با همپوشانی حدود ۱۳ کیلومتر و جدایش ۵ کیلومتر می‌باشد. برونزد مجموعه افیولیتی، طبقات کربناته و توریدایتی مزوزوئیک بالایی و پالئوژن، طبقات کربناته معادل سازند قم، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و نهشته‌های توفی سنوزوئیک-کواترنری و نیز نهشته‌های مخروط افکنه‌ای و تخریبی کواترنری (مجیدی و قلمقاش، ۱۳۸۵)، مهمترین واحدهای زمین‌شناختی این حوضه کشتی و ارتفاعات محصور کننده آن را تشکیل می‌دهد (شکل ۲).

مهمترین عوامل موثر در ناپایداری‌های شیبی حوضه کشتی سیه چشمه:

مجموعه ساختاری گسلش نرمال در حوضه کشتی سیه چشمه:

گسل‌های نرمال مهمترین مجموعه ساختاری شکل گرفته در اثر همپوشانی پله به راست گسل راستگرد گیلاتو-سیه چشمه-خوی حوضه کشتی سیه چشمه به شمار می‌آید که فرگشت ساختاری آنها باعث رخدادهای د.ث.ش و زمین‌لغزش در شیب‌های ارتفاعات این حوضه شده می‌شود. بدون شک مهمترین عامل زایشی کنترل کننده تشکیل این گسل‌ها را باید در سازوکار کشتی متأثر از هندسه خم رهایی جستجو کرد. گسل‌های نرمال، اغلب به موازات روند کلی گسل بوده و به طور معمول آثار سطحی آن را می‌توان در برونزد دره‌های جناح خاوری و با فراوانی بیشتر در جناح باختری این حوضه مشاهده می‌شوند. چنین استنباط می‌شود که همزمان یا پس از شکل‌گیری گسل‌های نرمال یا جابجایی بر روی سطح گسلی موجود، عامل زایشی گرانس زمین باعث ناپایداری شیب در ارتفاعات بالادست خود شده و در امتداد سطح شیب، سبب تشکیل پدیده د.ث.ش می‌شوند. با این حال، به نظر می‌رسد که بخش بزرگی از گسل‌های نرمال و پایانه‌های پاره‌های گسلی گیلاتو-سیه چشمه و سیه چشمه-خوی توسط د(های).ث.ش مدفون می‌شوند. در ارتفاعات جناح باختری حوضه کشتی سیه چشمه، پدیده د.ث.ش با طول گسیختگی گاهی تا بیش از ۶ کیلومتر و پهنای ۵ کیلومتر تشخیص داده شده است (شکل ۲). مقدار و نوع جابجایی را به راحتی می‌توان در ارتفاعات پایین‌تر، از جمله در رخنمون دره‌های طبقات توریدایتی جنوب باختری این حوضه تشخیص داد. شکل ۷، تصویری از گسلش نرمال در ارتفاعات پائین بخش جنوب باختری حوضه کشتی را می‌باشد که افت قائم حدود ۱۵ متری در آن نمایان است.

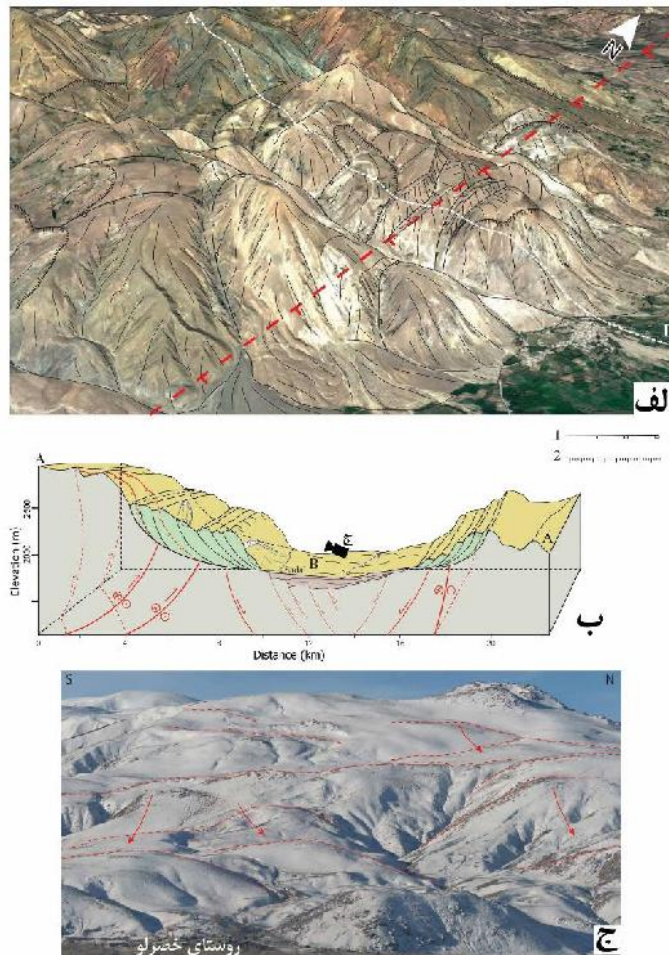


شکل ۷. گسل نرمال در ارتفاعات بخش باختری حوضه کشتی سیه چشمه. افت قائم، حدود ۱۵ متر.

¹ Pull-apart basin

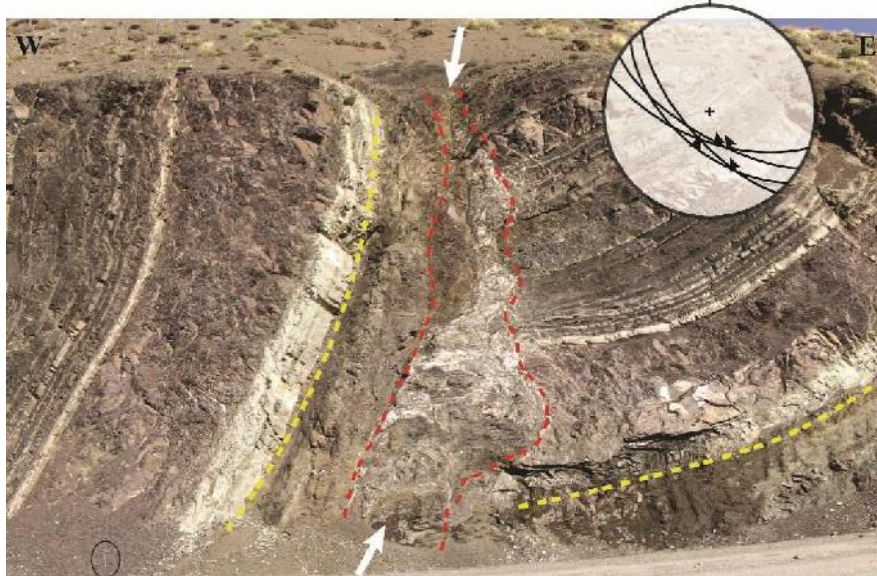
² Releasing bend

تفاوت آهنگ لغزش پاره‌های گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه و سیه‌چشمه-خوی و فراخاست محلی: گرانث زمین، در پاسخ به فراخاست حاصل از جابجایی شاقولی بر روی گسل‌ها (قالادینی، ۲۰۰۶: ۲۰۲) یا فراخاست منطقه‌ای (دی آگوستینو و همکاران، ۲۰۰۱: ۴۹۲) و ایجاد توازن در مورفولوژی منطقه تحت تاثیر، می‌تواند با حرکت‌های رو به پایین در شیب پشته‌ها و ارتفاعات باعث تشکیل پدیده د.ت.ژ.ش شود. بالا بودن آهنگ لغزش پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی به پایین نسبت به پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه ($4/0 \pm 8/2 \text{ mm/yr}$) باعث فراخاست زمین در پایانه شمال‌باختری پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی واقع در بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه شده است (نیمه باختری شکل ۲). پدیده فراخاست طی راندگی‌های در افشانه‌های با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری در پایانه شمال‌باختری این پاره گسلی رخ داده است (شکل‌های ۱، ۲، ۸ و ۱۱) و گرانث زمین در پاسخ به این فراخاست، سبب بروز ناپایداری‌های شیبی در قالب د(های).ت.ژ.ش و زمین لغزش‌های بزرگ شده است (شکل ۸). برخی از ساختارهای فشارشی را می‌توان در رخنمون‌های ارتفاعات بالاتر بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه مشاهده کرد (شکل ۹) و چنین به نظر می‌رسد که اثر سطحی این ساختارها از جمله در ارتفاعات پائینتر نیز در زیر د(های).ت.ژ.ش مدفون شده‌اند.



شکل ۸. الف. نمایی از پدیده‌های د.ت.ژ.ش. در بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه. ۱، محل افراز د.ت.ژ.ش و ۲، محل تاج زمین لغزش. خط چین سفید رنگ (A و B) محل تقریبی برش شماتیک شکل ب را نشان می‌دهد. خط چین قرمز، موقعیت تخمینی گسل نرمال اصلی در زیر توده لغزید شده است. ب، شکل شماتیک سه بعدی از ناپایداری‌های شیبی در حوضه کششی سیه‌چشمه.

محل برش‌های زمین‌شناسی A-A' و A-B به ترتیب در شکل‌های ۱ و ۸-الف مشخص شده است. ج، بخش از رخداد د.ث.ژ.ش در شیب‌های باختری حوضه کششی سیه چشمه. محل روستای خضرلو در این شکل مشخص است.

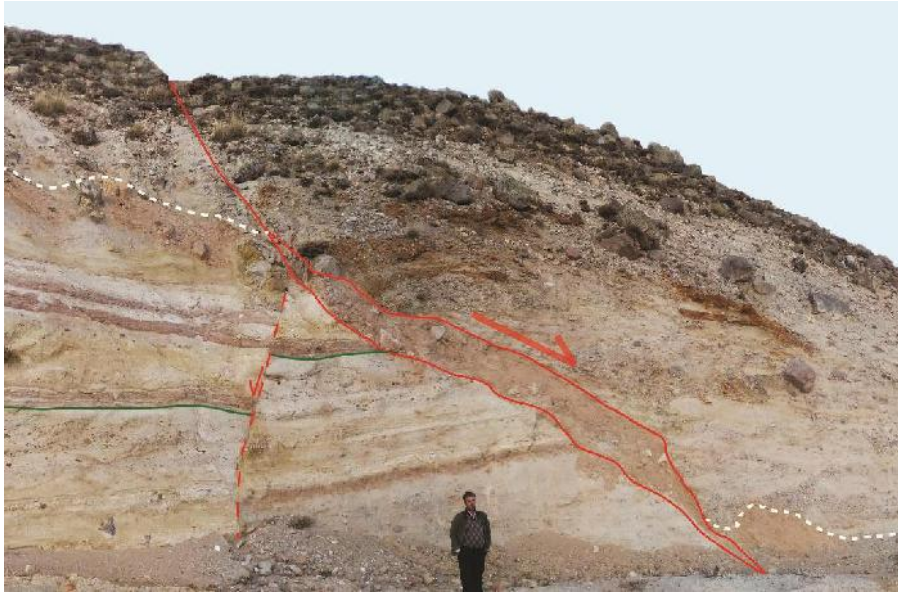


شکل ۹. گسل معکوس در مجموعه توریدایتی بخش باختری حوضه کششی سیه چشمه.

تغییر رئولوژی افق‌های سنگ شناسی:

تفاوت سنگ‌شناسی و تغییرات رئولوژیکی واحدهای زمین‌شناسی، عامل مهمی در مساعد ساختن شرایط ناپایداری شیبی به شمار می‌رود (پاسوتو^۱ و سولداتی، ۲۰۱۳: ۲۴۰). مهم‌ترین تغییرات سنگ‌شناسی در پهنه‌های د.ث.ژ.ش در توالی‌های سنگ‌های آتشفشانی (با وزن حجمی زیادتر و رفتار شکناتر) با نهشته‌های توف داسیتی (با رفتار شکل پذیرتر) رخ داده است (شکل ۲) یعنی تقریباً مشابه با منطقه‌ای که مالقوت (۱۹۷۷) در آنجا برای اولین بار د.ث.ژ.ش را معرفی و بیان کرد. نهشته‌های توفی با رئولوژی شکل پذیرتر خود نسبت به سنگ‌های آتشفشانی رویی، باعث ناپایداری این سنگ‌ها می‌شود. ۹. بارزترین چشم اندازه‌های مرتبط با د.ث.ژ.ش در حوضه کششی سیه چشمه:

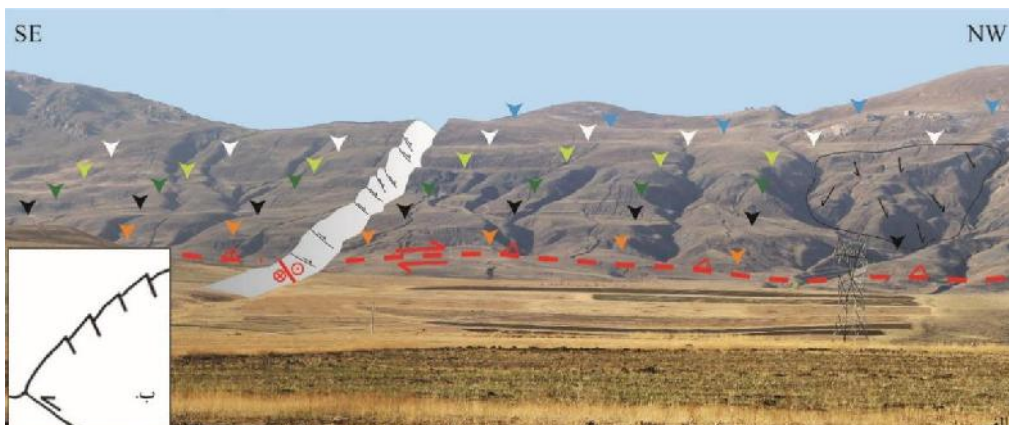
افرازهای رو به بالای تپه از جمله شاخص‌ترین چشم اندازه‌های شکل گرفته در پهنه‌های د.ث.ژ.ش می‌باشند. بهترین نمود این افرازاها را می‌توان در ارتفاعات روستای سعدل، واقع در بخش باختری حوضه کششی سیه چشمه مشاهده کرد که گاهی ارتفاع این افرازاها به بیش از ۴۰ متر می‌رسد (شکل ۸-الف). شیب سطح لغزش آنها همسو با شیب عمومی توپوگرافی بوده و در رخنمون‌های دره منتهی به روستای سعدل به خوبی قابل مشاهده هستند (شکل ۱۰). مقدار لغزش بر روی این سطوح با در نظر داشتن سطح افراز، بین ۲۰ تا ۵۰ متر محاسبه شده است. با توجه به رخنمون سطوح لغزش (شکل ۸-الف) در سطح و نیز برونزدهای این سطوح در برش‌های عرضی (شکل ۱۰)، چنین استنباط می‌شود که ژرفترین سطح لغزش اصلی د.ث.ژ.ش نسبت به سطح توپوگرافی حدود ۳۰۰ متر باشد (شکل ۸-ب) گرچه در بخش‌هایی مانند ارتفاعات روستای نبی‌کندی و خضرلو (شکل ۸)، عمق لغزش به ۲۰۰ متر نیز نمی‌رسد. طول موازی با جهت لغزش و پهنای (د.ث.ژ.ش) در این بخش به ترتیب بین ۲-۵ کیلومتر و ۲-۸ کیلومتر تخمین زده می‌شود.



شکل ۱۰. سطح لغزش د.ت.ژ.ش. در بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه.

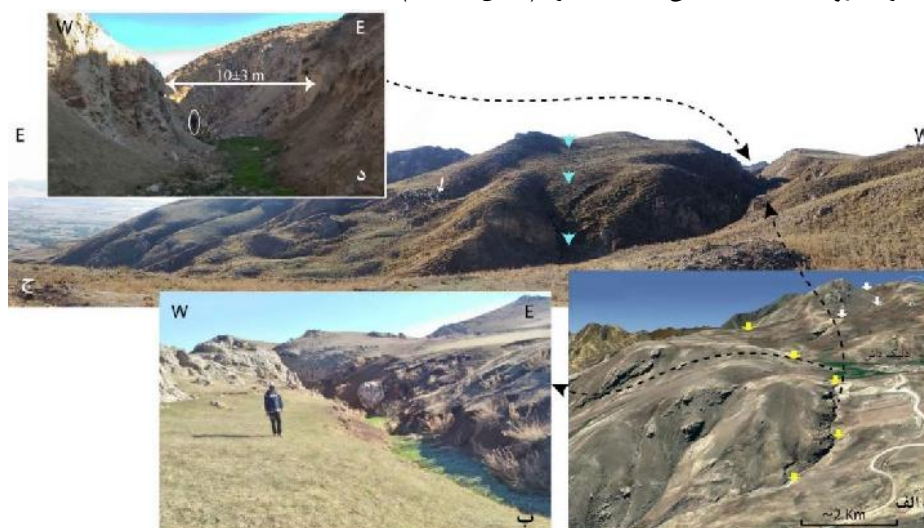
ساختارهای افراز رو به بالای تپه با شیب لغزش مخالف با شیب توپوگرافی در جنوب‌باختری‌ترین شیب‌های حوضه کششی سیه چشمه به صورت پله‌های افقی موازی هم نمود دارند (شکل ۱۱). این ساختارها اولین بار توسط زیشینسکی (۱۹۶۶) و رادبروچ-هال و همکاران (۱۹۷۶) با عنوان ساکونگ^۱ مطالعه و معرفی شده است و در مطالعات بعدی از جمله گوتته‌رژ^۲ و همکاران (۲۰۰۸: ۱۸۸) و آغلیاردی و همکاران (۲۰۰۱) سازوکار و عوامل موثر در تشکیل این ساختارها به تفصیل بیان شده است (شکل ۱۱-ب). با اینحال، سولداتی (۲۰۱۳: ۱۵۲) سطوح لغزش موازی با توپوگرافی که باعث تشکیل افرازهای مخالف شیب توپوگرافی شده‌اند را نیز با عنوان ساکونگ معرفی می‌کنند. در انتهای جنوبی حوضه کششی سیه‌چشمه، چشم اندازه‌های پله‌مانند این افرازها را می‌توان از سه کیلومتری جاده خروجی شهر سیه‌چشمه به سمت خوی با نگاه به سمت باختر بر روی شیب‌های ارتفاعات دیواره‌های باختری حوضه مشاهده کرد. در این منطقه، حداقل ۶ سطح لغزش قابل تشخیص بوده که امتداد هر کدام از این سطوح به صورت مجزا با پیکان‌های رنگی نشان داده شده است. مهمترین عامل زایش این ساختار را می‌توان در انطباق با تقسیم بندی زایشی افرازهای رو به بالای تپه توسط گوتته‌رژ و همکاران (۲۰۰۸)، از نوع افرازهای شکل گرفته در اثر فراخاست متاثر گسلش راندگی زیر توده شیپی دگرریخت شده در نظر گرفت. چنانکه اشاره شد، پایانه شمال باختری پاره گسلی راستگرد سیه‌چشمه-خوی بتدریج به افشانه‌های راندگی ختم می‌شوند. با توجه به اینکه شیب در بردارنده افرازها در این بخش از پاره گسلی واقع شده است، می‌توان مهمترین عامل زایشی تشکیل این ساختارها را عملکرد مولفه راندگی پاره گسلی دانست که در نتیجه آن فراخاست توده شیپی رخ داده است (شکل ۸-ب).

1. Sackung
2. Gutiérrez



شکل ۱۱. الف. نمایی از افرازه‌های رو به بالای تپه در جنوب باختری حوضه کششی سیه چشمه. با استنباط از نظریه گوتته‌رژ و همکاران، ۲۰۰۸ (شکل ب). شیب افرازه‌ها مخالف با شیب توپوگرافی هستند. هر ردیف از پیکان‌های با رنگ مشابه، نمایانگر یک افراز مجزا هستند.

از دیگر چشم اندازهای شکل گرفته در شیب‌های منتهی به حوضه کششی سیه چشمه، ترانشه‌های ثقلی^۱ (قالادینی، ۲۰۰۶: ۲۰۹) یا ترک‌های کششی (فدا، ۱۹۷۳) هستند. این چشم اندازها در راس سطح لغزش د.ث.ژ.ش تشکیل شده و در واقع، مرز بین توده‌های لغزیده شده یا یک توده لغزیده شده با توده‌های ایستا می‌باشد و به طور کلی نقش منفعلی در فرگشت د(های).ث.ژ.ش دارند (اسپوزیتو^۲ و همکاران، ۲۰۱۳: ۱۰۱). ترانشه‌های ثقلی در اغلب حرکت‌های ثقلی تشکیل شده و غالباً در مراحل اولیه تکامل د(های).ث.ژ.ش بوجود می‌آیند (فدا، ۱۹۷۳). یکی از بارزترین نوع این ترانشه‌ها در خاور و شمال خاوری روستای دلیک داش واقع در بخش باختری حوضه کششی سیه چشمه دیده می‌شود (شکل ۱۲) که با پهنای گسیختگی حدود ۱۰ متر و طول گسیختگی بین ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر در طبقات کربناته آئوسن (شکل ۲) قابل تشخیص است. روند بازشدگی‌های جوانتر به سمت جنوب و وجوب خاوری ادامه داشته و به راحتی می‌توان سطح تازه تشکیل شده این ترانشه را در اطراف روستای دلیک داش مشاهده کرد (شکل ۱۲-ب).



شکل ۱۲. ترانشه باز شده در راس یکی از د(های).ث.ژ.ش. در شرق روستای دلیک داشی (بخش باختری حوضه کششی سیه چشمه). این ترانشه در بالادست شیب در اثر لغزش توده‌ای خاک و سنگ به سمت پائین دست شیب و به مقدار حجم لغزیده شده، باز شده است.

1. Gravitational trench
2. Esposito

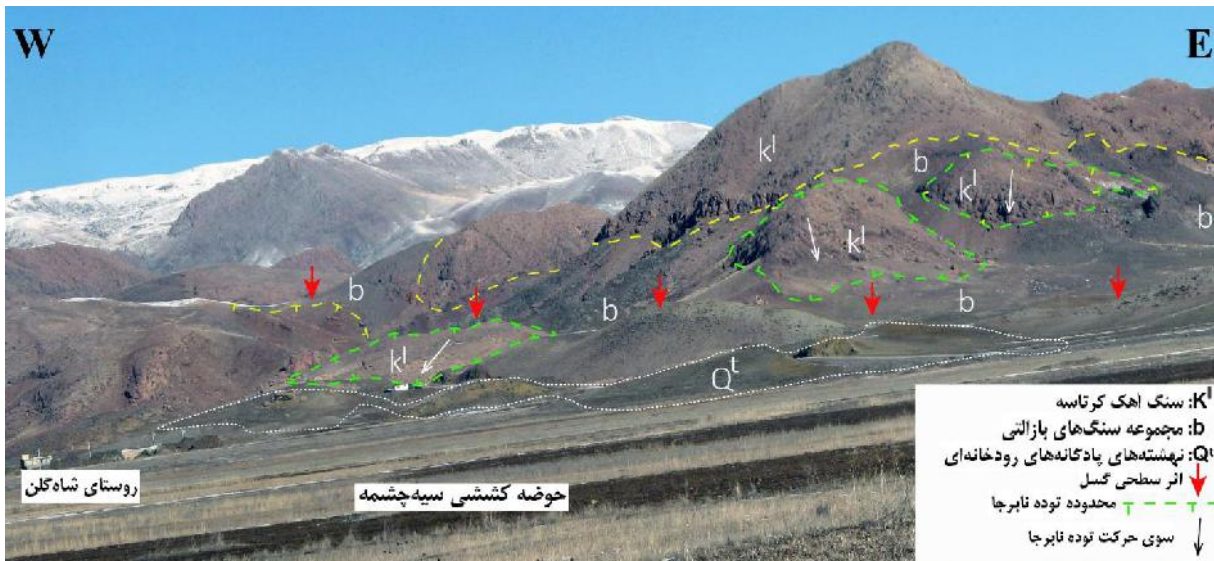
بحث

طی انجام عملیات صحرایی که به منظور تهیه نقشه زمین شناسی در حوضه کششی سیه‌چشمه انجام گرفت، شاهد به هم ریختگی سنگ شناختی و ژئومورفولوژیکی معناداری در ارتفاعات منطقه بودیم که در نهایت توانستیم با شناسایی چشم اندازهای مرتبط با پدیده‌های د.ت.ژ.ش، به نظم ساختاری موجود منطقه پی ببریم. در حوضه کششی سیه‌چشمه نیز مانند بسیاری از مناطق مشابه، انتظار می‌رفت که شاهد وجود ساختارهای زمینساختی مرتبط با حوضه‌های کششی، مانند گسلش-های نرمال بزرگ مقیاس در بخش بزرگی از مرز دشت سیه‌چشمه و ارتفاعات محصور کننده آن باشیم. با این وجود، به جز در بخش‌های محدودی از جنوب باختری این حوضه، نتوانستیم اثر سطحی مستقیم گسل‌های نرمال و حتی بخش‌های همپوشان پاره‌های گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه و سیه‌چشمه-خوی را در تصاویر ماهواری یا عملیات صحرایی مشاهده کنیم. مطالعه تصاویر هوایی و ماهواره‌ای در مقیاس بزرگتر، وجود خطواره‌ها و افزازهایی با روندی نسبتاً هم‌راستا با گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی و گسترش قابل توجه و نیز چشم اندازهای مربوط به حرکت‌های توده‌ای بزرگ، وجود پدیده د.ت.ژ.ش را در منطقه به اثبات رساند.

بخش باختری حوضه کششی سیه‌چشمه تحت تاثیر فشارش حاصل از عملکرد افشانه‌های گسلی معکوس مربوط به پایانه پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی، دچار فراخاست می‌شود. مولنار و لیون-کان (۱۹۸۹) نشان دادند بالاتر از ارتفاع معینی در پهنه‌های کوهستانی، تنش‌های ثقلی بر تنش‌های افقی زمین‌ساختی غلبه کرده و در نتیجه آن گسترش جانبی توده مواد رخ می‌دهد. بنابراین در این بخش از حوضه کششی، شاهد فراوانی رخدادهای لغزش ثقلی نسبت به بخش خاوری این حوضه هستیم. گسل‌های نرمال حوضه کششی سیه‌چشمه با کاهش ارتفاع دشت سیه‌چشمه و در همراهی با نیروی ثقل زمین، موجب سهولت هر چه بیشتر در بروز فرایند د.ت.ژ.ش می‌شوند (شکل ۸-ب). با توجه به گستردگی قابل توجه (د.ت.ژ.ش در منطقه، شواهد و دلایل صحرایی مختلف پویایی ناپایداری‌های شیبی، استنباط می‌شود که ساختارهای مرتبط با زایش حوضه کششی در زیر د(های)، ت.ژ.ش مدفون شده‌اند.

نتیجه گیری

شکل‌گیری و فرگشت ساختاری حوضه کششی سیه‌چشمه که متأثر از پویایی گسل گیلاتو-سیه‌چشمه-خوی بوده است، باعث بروز پدیده د.ت.ژ.ش در این حوضه شده است. این گسل با تغییر آهنگ لغزش در محدوده حوضه کششی سیه‌چشمه، باعث ناتقارنی در ارتفاع توپوگرافی ارتفاعات محصور کننده دو بخش خاوری و باختری این حوضه شده است. به این صورت که تقابل پایانه جنوب خاوری پاره گسلی گیلاتو-سیه‌چشمه با نرخ لغزش پائینتر و پایانه شمال باختری پاره گسلی سیه‌چشمه-خوی با نرخ لغزش بالاتر، باعث فراخاست هرچه بیشتر بخش باختری حوضه کششی شده است. عوامل ثقلی زمین در قالب پدیده د.ت.ژ.ش به این فراخاست پاسخ داده و بخشی از افزایش ارتفاع توپوگرافی را جبران کرده است. از سویی دیگر، فرایند کششی در این حوضه کششی سبب تشکیل گسل‌های نرمال در بخش‌های مختلف این حوضه از جمله در بخش‌های میانی شده است. در نتیجه، نیروی ثقل زمین در جبران فرونشست ناشی از عملکرد گسل‌های نرمال باعث حرکت توده‌ای سنگ و خاک به سوی دشت سیه‌چشمه شده است (شکل ۱۳). یکی از مهمترین عواملی که نمی‌توان به وضوح ساختارهای زایشی زمین ساختی، مانند گسل‌های نرمال را در این حوضه کششی مشاهده کرد، مربوط به پوشیده شدن آنها توسط توده سنگ خاک جایجا شده توسط رخدادهای د.ت.ژ.ش می‌باشد.



شکل ۱۳. نمایی از اثر سطحی گسل نرمال (پیکان‌های قرمز رنگ) که در اثر ایجاد آن، حرکت توده سنگی رخ داده است. سنگ آهک کرتاسه بر روی مجموعه سنگ‌های بازالتی واقع شده و در اثر گسلش نرمال، حرکت توده سنگی کرتاسه بر روی بازالت‌ها رخ داده است. بنابراین توده‌های نابرجایی از سنگ آهک بر روی بازالت دیده می‌شود که در این شکل با خط چین‌های سبز رنگ مشخص شده است. محل این تصویر در شکل ۲ مشخص شده است.

د.ت.ژ.ش در ادامه تکامل خود می‌تواند به صورت زمین لغزش‌های بزرگ منطبق با سطوح جدایش د.ت.ژ.ش و لغزش توده سنگی یا سنگ‌افته‌های فاجعه آمیز (نمکوک، ۱۹۷۲؛ بیس‌سی و همکاران، ۱۹۹۶؛ مار و نمکوک، ۱۹۷۷: ۱۲۳-۱۲۲) ظهور پیدا کرده و در نتیجه باعث بروز مخاطراتی در سازه‌های روزمینی و زیرزمینی مانند جاده‌ها و تونل‌ها شود. بطور کلی می‌توان ادعا کرد که تمامی روستاهای ارتفاعات و مجاورت مرز کوه و دشت سیه چشمه از جمله روستاهای سعدل، نبی‌کندی، خضرلو، دلیک داش، تقی‌کندی و عیسی‌گولیک در بخش باختری حوضه کششی سیه چشمه در معرض خطرات احتمالی جنبش د.ت.ژ.ش قرار دارد.

سپاسگزاری

از کارشناسان محترم سازمان زمین‌شناسی مرکز تبریز، آقایان محمد فریدی، طاهر خوش‌زارع، فیروز رسولی، موسی اکبرزاده و یوسف اروچی به خاطر همکاری در عملیات صحرایی، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنیم.

منابع

- مجیدی، ج؛ قلمقاش، ج، ۱۳۸۳، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه چشمه، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Agliardi, F., Crosta, G., & Zanchi, A. (2001). Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1-2), 83-102.
- Agliardi, F., Zanchi, A., & Crosta, G. B. (2009). Tectonic vs. gravitational morphostructures in the central Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the mountain range. *Tectonophysics*, 474(1-2), 250-270.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., & Frattini, P. (2012). 18 Slow rock-slope deformation. *Landslides: Types, Mechanisms and Modeling*, 207.
- Agliardi, F., Crosta, G. B., Frattini, P., & Malusà, M. G. (2013). Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 365, 263-274.
- Allen, M. B., Mark, D. F., Kheirkhah, M., Barfod, D., Emami, M. H., & Saville, C., 2011-40Ar/39Ar dating of Quaternary lavas in northwest Iran: constraints on the landscape

- evolution and incision rates of the Turkish-Iranian plateau. Geophysical Journal International, 185(3), 1175–1188.*
- Ambrosi, C., Crosta, G.B. (2011). Valley shape influence on deformation mechanisms of rock slopes. In: Jaboyedoff, M. (Ed.), *Slope Tectonics*. Geological Society, London, pp. 215–233.
 - Ambrosi, C., & Crosta, G. B. (2006). Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps. *Engineering Geology, 83(1-3), 183–200*
 - Barka, A. A. & Kadinsky-Cade, K., 1988- Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. *Tectonics, 7, 663–684.*
 - Beck, A. C., 1968. Gravity faulting as a mechanism of topographic adjustment. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 11(1), 191–199.*
 - Berberian, M., 1997- Seismic sources of the Transcaucasian historical earthquakes. In: Giardini, S., Balassanian, S. (Eds.), *Historical and Prehistorical Earthquakes in the Caucasus*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, Netherlands, pp. 233–311.
 - Bisci, C., Burattini, F., Dramis, F., Leopardi, S., Pontoni, F., & Pontoni, F. (1996). The Sant'Agata Feltria landslide (Marche Region, central Italy): a case of recurrent earthflow evolving from a deep-seated gravitational slope deformation. *Geomorphology, 15(3-4), 351–361.*
 - Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Scientific, Oxford. 270 pp.
 - Copley, A., & Jackson, J., 2006- Active tectonics of the Turkish-Iranian Plateau. *Tectonics, 25(6).*
 - Crosta, G. B., Frattini, P., & Agliardi, F. (2013). Deep seated gravitational slope deformations in the European Alps. *Tectonophysics, 605, 13–33.*
 - D'Agostino, N., Jackson, J. A., Dramis, F., & Funiciello, R. (2001). Interactions between mantle upwelling, drainage evolution and active normal faulting: an example from the central Apennines (Italy). *Geophysical Journal International, 147(2), 475–497.*
 - Deng, Q. ., Zhu, Z. ., Cui, Z. ., & Wang, X. . (2000). Mass rock creep and landsliding on the Huangtupo slope in the reservoir area of the Three Gorges Project, Yangtze River, China. *Engineering Geology, 58(1), 67–83.*
 - Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Martino, S., & Scarascia-Mugnozza, G. (2013). Quaternary gravitational morpho-genesis of Central Apennines (Italy): Insights from the Mt. Genzana case history. *Tectonophysics, 605, 96–103.*
 - Faridi, M., Burg, J.-P., Nazari, H., Talebian, M., & Ghorashi, M., 2017- Active faults pattern and interplay in the Azerbaijan region (NW Iran). *Geotectonics, 51(4), 428–437.*
 - Fedá, J. (1973). Stability of natural slopes. In *Proc. Int. Conf. Smfe (Vol. 6)*.
 - Galadini, F. (2006). Quaternary tectonics and large-scale gravitational deformations with evidence of rock-slide displacements in the Central Apennines (central Italy). *Geomorphology, 82(3-4), 201–228.*
 - Ghazi, A. M., Pessagno, E. A., Hassanipak, A. A., Kariminia, S. M., Duncan, R. A., & Babaie, H. A., 2003- Biostratigraphic zonation and 40Ar–39Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 193(2), 311–323.*
 - Gutiérrez, F., Ortuño, M., Lucha, P., Guerrero, J., Acosta, E., Coratza, P., ... & Soldati, M. (2008). Late Quaternary episodic displacement on a sackung scarp in the central Spanish Pyrenees. Secondary paleoseismic evidence?. *Geodinamica Acta, 21(4), 187–202.*
 - Hermann, S. W., & Becker, L. P. (2003). Gravitational spreading ridges on the crystalline basement of the Eastern Alps (Niedere Tauern mountain range, Austria). *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94, 123–138.*

- Karakhanian, A., Djr bashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S., & Avagian, A., 2002- Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113(1-2), 319–344.
- Lechmann, A., Burg, J.-P., Ulmer, P., Guillong, M., & Faridi, M., 2018- Metasomatized mantle as the source of Mid-Miocene-Quaternary volcanism in NW-Iranian Azerbaijan: Geochronological and geochemical evidence. *Lithos*, 304-307, 311–328.
- Mahr, T., and Nemčok, A., 1977. Deep-seated creep deformations in the crystalline cores of the Tatry Mts. *Bulletin of the IAEG*, 16, 104–106.
- Mahr, T. (1977). Deep—Reaching gravitational deformations of high mountain slopes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 16(1), 121.
- Mahr, T. B. F., & Baliak, F. (1973). Regional investigation of slope deformations in the high mountain area of the West Carpathians. In *Proc. 10th Congress of the Carpathian-Balkan Geolog. Assoc., Sect (Vol. 5, pp. 169-178)*.
- Malgot, J., 1977. Deep-seated gravitational slope deformations in neovolcanic mountain ranges of Slovakia. *Bulletin of the IAEG*, 16, 106–109.
- Molnar, P. & Lyon-Caen, H. 1989. Fault plane solutions of earthquakes and active tectonics of the Tibetan Plateau and its margins. *Geophysical Journal International*, 99, 123–153.
- Moro, M., Saroli, M., Salvi, S., Stramondo, S., & Doumaz, F. (2007). The relationship between seismic deformation and deep-seated gravitational movements during the 1997 Umbria–Marche (Central Italy) earthquakes. *Geomorphology*, 89(3-4), 297-307.
- Nemčok, A., 1972. Gravitational slope deformation in high mountains. In *Proceedings 24th International Geological Congress, Montreal, Sect. 13, pp. 132–141*.
- Pasek, J., 1974. Gravitational block-type movements. In *Proceedings 2nd International Congress. São Paulo, Brasil: IAEG, pp. V-PC-1.1–V-PC-1.9*.
- Pasuto, A., Soldati, M., 2013. Lateral spreading. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Marston, R.A., Stoffel, M. (Eds.), *Treatise on Geomorphology. Academic Press, San Diego, CA, vol. 7, Mountain and Hillslope Geomorphology, pp. 239–248*.
- Radbruch-Hall, D. H., Varnes, D. J., & Savage, W. Z. (1976). Gravitational spreading of steep-sided ridges (“sackung”) in Western United States. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 13(1), 23-35.
- Radbruch-Hall, D. H., Varnes, D. J., & Colton, R. B. (1977). Gravitational spreading of steep-sided ridges in Colorado: *US Geological Survey Journal of Research*, v. 5.
- Radbruch-Hall, D. H., 1978. Gravitational creep on rock masses on slopes. In Voight, B. (ed.), *Rockslides and avalanches. Amsterdam: Elsevier, pp. 607–675*.
- Savage, W.Z. (1994). Gravity induced stresses in finite slopes. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts* 31, 471–483.
- Schultz-Ela, D. D. 2001. Excursus on gravity gliding and gravity spreading. *Journal of Structural Geology*, 23, 725–731.
- Selçuk, A. S., Erturaç, M. K., & Nomade, S., 2016- Geology of the Çaldıran Fault, Eastern Turkey: Age, slip rate and implications on the characteristic slip behaviour. *Tectonophysics*, 680, 155–173.
- Sengor, A. M. C., 1990- A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman, in *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, edited by A. H. F. Robertson, M. P. Searle, and A. C. Ries, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 49, 797 – 831.
- Sharkov, E., Lebedev, V., Chugaev, A., Zabarinskaya, L., Rodnikov, A., Sergeeva, N., & Safonova, I. (2015). *The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan*

- collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics. Geoscience Frontiers, 6(4), 513-522 Soldati, M. (2013). Deep-seated gravitational slope deformation. In Encyclopedia of Natural Hazards (pp. 151-155). Springer Netherlands.*
- Tchalenko, J.S., 1977- *A reconnaissance of seismicity and tectonics on the northern border of the Arabian plate (Lake Van region). Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. 19, 189–208.*
 - Terzaghi, K. (1962). *Stability of steep slopes on hard unweathered rock. Geotechnique, 12(4), 251-270.*
 - Varnes, D.J., Radbruch-Hall, D., Savage, W.Z. (1989). *Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the Western United States. United States Geological Survey Professional Paper 1496 (28 pp.).*
 - Zischinsky, Ü., 1966. *On the deformation of high slopes. In Proceedings 1st Conference of International Society for Rock Mechanics, Lisbon, Sect. 2, pp. 179–185.*