پایانه باختری گسل ترود: مثالی کلاسیک از پایانه گسل‌های راستالغز

محسن خادمی: دانشگاه علوم پایه دامغان
سهراب شهریاری: دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

گسل ترود واقع در ١١٠ کیلومتری جنوب دامغان با راستای تقریبی WSW-ENE در پایانه باختری خود راستای تقریبی EW به خود می‌گیرد. در این منطقه پایانه، ساخت‌هایی مشاهده می‌شود که نشان دهنده الگوی ویژه پایانه گسل‌های راستالغز است. این ساخت‌ها از نظر راستا کلاً دو دسته می‌شوند:ساخت‌هایی با راستای تقریبی S-N که به طور عمده ساخت‌های فشارشی مانند راندگی‌ها و چین‌های ماکروسکوپی با گرایش(vergence) عمده به سوی باختر هستند و در سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک دیده می‌شوند. همراه با این ساخت‌ها، ساخت‌های برشی راست‌بر و عادی نیز با همین راستاها وجود دارند. همچنین ساخت‌های مزوسکوپی مانند ریز چین‌ها، برگوارگی‌ها و خطوارگی‌های مرتبط با ساخت‌های ماکروسکوپی جزء این گروه هستند. دسته دوم ساخت‌هایی با راستای میانگین NE-SW هستند که شامل چین‌هایی ملایم و راندگی‌های جوانتر هستند و در کل گرایشی به سوی جنوب نشان می‌دهند. این ساخت‌ها در سنگ‌های سنوزوئیک وجوانتر آشکارتر هستند. با این حال در سنگ‌های قدیمی‌تر نیز تغییرات ساختاری چشمگیر به وجود آورده‌اند. جهت رشته کوه ترود و گسل ترود، اصلی ترین سیمای ساختاری منطقه، نسبت به نیروهای حاصل از همگرایی صفحه‌های عربستان- اوراسیا و فشارش وچرخش بلوک لوت و حرکات گسل‌های پیرامون آن به گونه‌ای است که دگرریختی در رشته کوه مزبور به صورت ترافشارشی (transpression) است. جهت لغزش در این سیستم ترافشارشی در طول زمان دستخوش تغییراتی شده است که علت آن تغییر راستای محلی میدان تنش به واسطه چرخش‌ها و حرکات فوق بوده است. همانند بیش‌تر مناطق ترافشارشی، واتنش دربرخی نقاط این منطقه به دو مولفه برشی و فشارشی هم زمان یا در دو زمان مستقل از هم تقسیم (partitioning)شده است و ساخت‌های مربوطه به وجود آمده‌اند. ساخت‌های فرعی دیگری مانند شکستگی‌های نوع ریدل و P و چین‌های منطبق بر الگوی زمین ساخت راستالغز(wrench tectonic) که جهاتی غیر از شمالی- جنوبی و/ یاشمال خاوری- جنوب باختری دارند مانند اغلب پهنه‌های برشی، در این منطقه نیز وجود دارند.

واژه‌های کلیدی: *گسل ترود، گسل‌های راستا لغز، ترافشارش، تقسیم واتنش، پایانه گسل‌های راستالغز*

دریافت ٨٥/٠٧/٢١ پذیرش ٨٦/٩/١١

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

مقدمه

در پایانه گسل‌های راستالغز ،ساخت‌هایی به وجود می‌آیند تا جابه‌جایی‌های حاصل از آن گسل را جبران کنند. مثلاً جای‌گزینی گسلش راستا لغز با چین خوردگی در پایانه گسل، معرف جبران و تبدیل حرکت راستالغز به کوتاه شدگی است[۲۶]. البته این ساخت‌ها تنوع زیادی دارند؛ از جمله گسل‌های شاخه ای پایانه‌ای (terminal splay faults)، که آرایش هندسی آن‌ها منجر به ساخت‌های بادزنی شکل یا دم اسبی(horsetail) در پایانه گسل‌ها می‌شود.یا ترک‌های بال مانند[۱۷] که با زوایای تندی(بیش از ۶۵درجه) نسبت به پهنه گسلی راستای قرار می‌گیرند. هم‌چنین ساخت‌های بزرگ مقیاس فشارشی مانند چین‌ها و راندگی‌ها نیز در ابعاد منطقه‌ای در پایانه گسل‌ها به وجود می‌آیند[۱٤]،[۲۲]. نوع ساخت‌های پایانه‌ای بستگی به جهت بردارهای لغزش گسل راستالغز و جهت‌گیری آن نسبت به نیروهای منطقه‌ای و نیز چرخش یا عدم چرخش گسل راستالغز و بلوک‌های مجاور آن‌ها دارد. در هر حالت این ساخت‌ها می‌توانند دگر ریختی را در سطح وسیع تری در اطراف پهنه گسلی اصلی توزیع کنند.

در پایانه باختری گسل ترود نیز در اثر تشکیل چنین ساخت‌هایی منطقه دستخوش دگرریختی شده است. سنگ‌های دگرگونی واقع در اعماق به واسطه چین خوردگی‌ها و راندگی‌های متوالی بیرون آورده شده (exhumed) و مرتفع ترین نقاط را تشکیل داده اند.این دگرریختی ویژه پایانه گسل ترود است و علی‌رغم وجود سنگ‌هایی مشابه در نقاط خارج از محدوده پژوهش چنین ساختارهایی در آن‌ها وجود ندارد. در این نوشتار سعی شده است که این دگر ریختی‌ها برای نخستین بار معرفی و تشریح شوند و ساز و کار آن‌ها با مقایسه با موارد مشابه تجزیه وتحلیل شود.

موقعیت زمین شناختی منطقه

پایانه باختری گسل ترود یک منطقه دگرریختی به وسعت حدود ۲۵۰ کیلومتر مربع را در فاصله حدود ۱۱۰ کیلومتری جنوب شهرستان دامغان در بر می‌گیرد(شکل۱). در جنوب این منطقه سنگ‌های سازند سرخ بالایی و تعدادی گنبدهای نمکی قرار دارد و پس از آن کویر نمک گسترده است. در شمال منطقه دشت وسیعی پوشیده از آبرفت‌ها وجود دارد و بالاتر از آن منطقه کوهستانی کم ارتفاعی واقع است. درقسمت‌های باختری وخاوری منطقه نیز ارتفاعات متشکل از سنگ‌های آتشفشانی ترود قرار گرفته‌اند. سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه عمدتاً سنگ‌های دگرگونی هستند که به اعتقاد[۳] سن قدیمی ترین آن‌ها سیلورین و جوان‌ترین آن‌ها ژوراسیک است. سن سنگ‌های رسوبی موجود نیز در پژوهش‌های نامبردگان کرتاسه تا عهد حاضر برآورد شده است. گستردگی سنگ‌های رسوبی در مقایسه با دگرگونی‌ها کمتر است و سنگ‌های آذرین نیز به صورت توده‌های نفوذی کوچک یا سنگ‌های آتشفشانی به چشم می‌خورند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

این مجموعه، دگرریختی شدیدی را متحمل شده و در آن گسل‌ها و چین‌های بزرگ مقیاس وکوچک مقیاس، برگوارگی‌ها، خط وارگی‌ها و درزه‌ها به وفور دیده می‌شوند. به‌جز گزارش کلی و مختصر[۳]، هیچ پژوهش ساختاری در این منطقه انجام نشده است و دانسته‌ها در باره پیشینه ساختاری این مکان اندک است. در برخی نوشته‌ها نیز فقط به جایگاه زمین ساختی منطقه اشاره شده است. از جمله [۱]،آن را جزئی از "حلقه دگرشکلی کیمری" دانسته‌اند که یک پهنه ساختاری ویژه در ایران مرکزی تلقی شده است.

در این نوشته از نظر سنگ شناسی و سن واحدهای مختلف به یافته‌های[۱۵] استناد شده است و بررسی‌ها انحصاراً بر روی روابط ساختاری واحدها و تحلیل آن‌ها متمرکز شده است.

ساخت‌ها

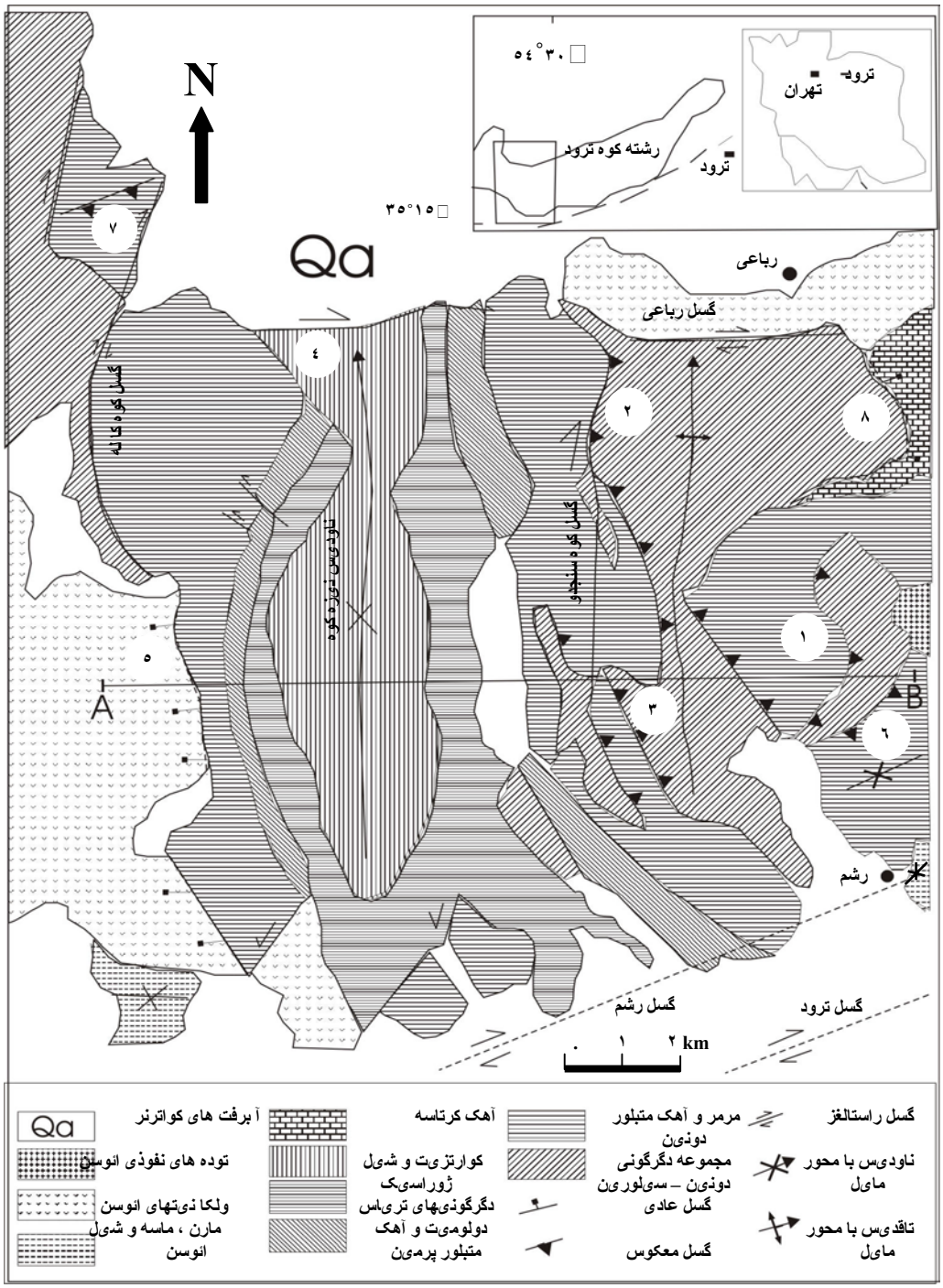
۱ـ گسل‌ها

سه گسل راستا لغز عمده در منطقه وجود دارند که عبارتند از: گسل راست‌بر معکوس واقع در حد شمالی منطقه که درهمبری سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و سنگ‌های دگرگونی پالئو-مزوزوئیک قرار دارد. این گسل به نام گسل رباعی(نام یک آبادی نزدیک آن) معرفی می‌شود(شکل۱).راستای گسل رباعی خاوری- باختری است و شیب تندی به سوی جنوب دارد. به نظر می‌رسد که گسل شماره ۴(شکل۱) یک تکه(segment) از گسل رباعی باشد. گسل دوم، گسل راست‌بر کوه کاله با راستای شمالی- جنوبی واقع در شمال باختر منطقه است که سبب جابه‌جایی راست‌بر در دولومیت و آهک متبلور دونین و شیست‌ها و فیلیت‌های سیلورین شده است. گسل‌های فرعی موازی گسل اخیر در و در باختر آن تا مسافت‌های زیادی مشاهده شده اند ودارای جهت و سوی(sense) برش مشابهی هستند. سومین گسل یک گسل راست‌بر در حد جنوبی منطقه با میانگین راستای خاوری- باختری و با شیب تند به شمال و مؤلفه شیبی معکوس است(گسل رشم، شکل۱). گسل رشم یک شاخه نردبانی موازی گسل ترود است. گسل ترود قدیمی‌ترین و شاخص ترین ساختار منطقه است و عامل اصلی تکوین ساختاری رشته کوه ترود محسوب می‌شود. البته گسل‌های راستالغز دیگری نیز وجود دارند که در بخش تحلیل‌ها به آن‌ها خواهیم پرداخت.

از گسل‌های معکوس و راندگی مهم می‌توان به دو دسته گسل اشاره کرد: گسل‌هایی با راستای شمالی- جنوبی و شیب متوسط که در مجموع به سوی خاور است و از شمال رشم تا منتهی‌الیه باختری منطقه دیده می‌شوند(گسل‌های ۱، ۲و۳ ، شکل۱) و از ساخت‌های اصلی پایانه‌ای محسوب می‌شوند. این گسل‌ها سبب همبری گسلی سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک ومزوزوئیک با سنگ‌های جوانتر شده‌اند. دسته گسل‌های راندگی یا معکوس دیگر دارای میانگین راستای شمال خاوری- جنوب باختری هستند و بیش‌تردر قسمت‌های جنوبی منطقه و درمیان سنگ‌های دگرگونی مشاهده می‌شوند(گسل‌های موازی ۶،شکل۱).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

فراوان ترین گسل‌های عادی دارای راستای شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور(موازی راندگی‌های گروه اول) هستند ودر و باختر منطقه متمرکز شده‌اند و مرز بین سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های رسوبی یا آذرین را تشکیل می‌دهند(گسل‌های۵و۸ ، شکل۱).



شکل ۱. نقشه زمین شناسی ساختمانی پایانه باختری گسل ترود(نقشه زمین شناسی پایه از هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۵۷). برای توضیحات بیش‌ترو شرح اعداد به متن مراجعه شود.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

۲. چین‌ها

راستای محور چین‌ها تقریباًموازی گسل‌های منطقه است و اغلب یا شمالی- جنوبی و یاشمال خاوری- جنوب باختری هستند(شکل ۱).بزرگترین چین منطقه ناودیس نیزه کوه با راستای شمالی- جنوبی است و در سنگ‌های پالئو- مزوزوئیک دیده می‌شود. چین‌های کوچکتر دارای میانگین راستای خاوری- باختری هستند و در سنگ‌های قدیمی‌تر کمتر به چشم می‌خورند. هر دو دسته چین‌های یاد شده از نوع موازی هستند. چین‌های شمالی- جنوبی دارای زاویه بین یالی(interlimb angle) کوچکتری بوده و در اغلب موارد به‌سوی باختر برگشته (overturned) هستند. چین‌های فرعی یا پارازیتی از نوع مشابه وبه اشکال تیپیک S,Z,M همراه با چین‌های اصلی، چین‌های پتیگماتیک(ptygmatic) وناهماهنگ(disharmonic) و چند آهنگ(polyharmonic) در رگه‌ها و لایه‌های سیلیسی نیز از چین‌های دیگر منطقه هستند. گرایش(vergence) سطوح محوری چین‌های برگشته عمدتاً به سوی باختر است و چین‌های شمالی- جنوبی دارای محورهایی با میل مضاعف هستند. میل محور چین‌های شمال خاوری- جنوب باختری به سوی خاور یا باختر در نوسان است و گرایش سطح محوری آن‌ها به سوی جنوب خاور است.

۳. برگوارگی‌ها، ساخت‌های خطی و درزه‌ها

برگوارگی‌ها به صورت بافت فیلیتی یا شیستوزیته، بیش‌تر در سنگ‌های دگرگونی سیلورین- دونین وجود دارند و حد اقل دو گونه از آن‌ها قابل مشاهده‌اند: برگوارگی ماکروسکوپی، که در واقع یک برگوارگی سطح محوری است و موازی چین‌های بزرگ شمالی جنوبی منطقه است. میانگین جهت‌گیری این برگوارگی‌ها شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور با شیب متوسط به شمال خاور است. برگوارگی دوم مزوسکوپی است و حاصل چین‌های کینک(kink) یاکنگره‌ای(crenulation) در برگوارگی‌های گونه اول است. این دو برگوارگی تقریباً بر هم عمود هستند.

گذشته از محور چین‌ها،بودین‌ها نیز از ساخت‌های خطی عمده منطقه‌اند. گروهی از این بودین‌ها همراه با چین‌های شمالی- جنوبی بوده و محور آن‌ها تقریباً موازی راستای برگوارگی‌های اول است. گروه دیگربودین‌ها دارای محور تقریباً موازی محور چین‌های کوچک هستند.

درزه‌ها بیش‌تر در آهک‌ها و دولومیت‌های متبلور دونین، پرمین و تریاس وجود دارند و دارای دو راستای غالب شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری هستند. با این حال در کل، درزه‌های منطقه را نمی‌توان منظم(systematic) دانست. از آن دسته از درزه‌ها که نظم نسبی نشان می‌دهند، در بخش تحلیل‌ها استفاده شده است. این درزه‌های نسبتاً منظم محل تشکیل دایک‌های آذرین یا رگه‌های سیلیسی‌اند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

تجزیه و تحلیل ساخت‌ها

با توجه به تنوع و گستردگی ساخت‌ها، پایانه باختری گسل ترود از دیدگاه زمین ساختی منطقه ویژه‌ای است. ساخت‌های فشارشی بازگوکننده فشارش شمال خاوری - جنوب باختری و یا شمال باختری- جنوب خاوری هستند و گسل‌های عادی که همراه با گسل‌های معکوس دیده می‌شوند، نشان دهنده کشش تقریباً خاوری- باختری در زمان‌های مختلف هستند. پهنه‌های برشی راستا لغز نیز ساخت‌های ویژه چنین پهنه‌هایی را به وجود آورده اند. در پی، به تجزیه وتحلیل تک تک این ساخت‌ها می‌پردازیم.

۱. پهنه‌های برشی راستا لغز

گسل ترود وشاخه‌ها و تکه‌های آن، به عنوان یک پهنه برشی راستا لغزترد(brittle shear zone) با راستای تقریبی خاوری- باختری و عرض تقریبی ۲۰ کیلومتر(در این منطقه)، اساسی‌ترین نقش را در تکوین ساختاری منطقه داشته و دارد. گرچه این گسل در حال حاضر، جنبش راست‌بری با مؤلفه راندگی رو به جنوب را نشان می‌دهد(به بحث‌های بعدی رجوع شود)، ولی حداقل تا اوایل کرتاسه دارای حرکت چپ‌بر بوده است[۳]. به اعتقاد نامبردگان، گسل ترود گسلی قدیمی با حداقل سن کامبرین است و بنا بر این گسلی عمیق است. ساخت‌های پایانه‌ای عمیق منطقه نیز این ادعا را ثابت می‌کند. این گسل با جابه‌جایی سنگ‌های پالئوزوئیک- مزوزوئیک به ضخامت کلی تقریباً ۳۰۰۰ متر [۳]،و قرار دادن آن‌ها در همبری سنگ‌های زمان کرتاسه به بعد سبب جدایش (separation) چینه‌نگاری حداقل به میزان مزبور شده است. در باره جدایش افقی حاصل از لغزش راستالغز آن نمی‌توان اظهار نظر کرد زیرا جهات لغزش آن در طول زمان تغییراتی داشته است.

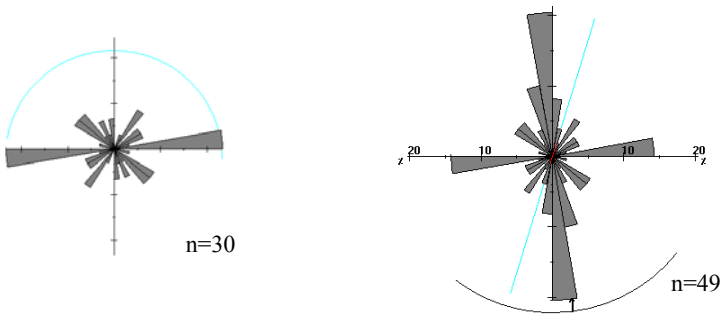
پهنه برشی رباعی واقع در شمال منطقه(شکل۱)، تقریباً به موازات گسل رشم(شاخه‌ای از گسل ترود و موازی با آن) است و نسبت به آن آرایش نردبانی(en-echelon) دارد و همانند آن در حال حاضر راست‌براست ولی بر اساس مشابهت‌های هندسی با گسل ترود تا کرتاسه چپ‌بر بوده است. با توجه به این‌که در شمال گسل رباعی دگر ریختی تقریباً به طور کامل محو می‌شود واین نکته از خصوصیات یک« مرز حوزه جانبی» (lateral domain boundary) در سیستم‌های راستالغز است[۱۲]، حداقل بخش خاوری این گسل واقع در خاور رباعی تمامی خصوصیات چنین ساختاری را داراست.این مرز حوزه جانبی مزبور مولود فشردگی در پایانه گسل ترود است و با ادامه دگرریختی پیش رونده از زمان کرتاسه به بعد به سوی خاور توسعه یافته است.

در چنین آرایش هندسی گسل‌های رباعی و ترود، بلوک واقع در بین دو گسل، قبل از کرتاسه در اثر فشارشی با جهت شمالی- جنوب باختری فشرده شده است و این فشار است که سبب تشکیل چین‌ها و گسل‌های معکوس با راستای تقریبی شمالی- جنوبی و نیزافزایش شدت دگرگونی در سنگ‌های پالئوزوئیک و مزوزوئیک گردیده است. در باره منشأ این فشار بیش‌تر بحث خواهد شد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

پهنه برشی راست‌بر شمالی- جنوبی کوه کاله(شکل۱) احتمالاً در اثر تقسیم محلی واتنش به مؤلفه راستالغز و یا جنبش مجدد گسل‌های معکوس شمالی- جنوبی به وجود آمده است. مجموعه سنگ‌های سیلورین- دونین واقع در باختر این گسل یک جدایش راستالغز ۴-۵ کیلومتری به سوی شمال نشان می‌دهند.

گسل‌های راستا لغز با موقعیت‌های متفاوت با آنچه در بالا گفته شد،حاصل توسعه شبکه گسل‌های راستالغز در یک پهنه برشی شکننده و پیدایش شکستگی‌های برشی ریدل و شکستکی‌های P هستند این ساخت‌ها از ویژگی‌های همه پهنه‌های برشی شکننده هستند و حتی تا پنج نسل متوالی نیز به وجود می‌آیند[۱۰]. در شکل ۲ نمودار این شکستگی‌های برشی مشاهده می‌شود.



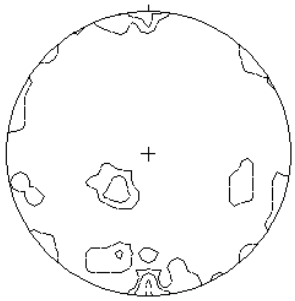
شکل ۲. نمودار گل سرخی گسل‌های راستالغز. راست :بخش مرکزی مجموعه دگرگونی، چپ: حاشیه شمالی و جنوبی منطقه

۲. چین خوردگی‌ها

دو جهت فشار که در بحث قبلی به آن‌ها اشاره شد، کنترل کننده راستای چین‌های غالب منطقه هستند و پهنه برشی راستا لغز ترود عامل ایجاد این چین‌ها است زیرا در پهنه‌های برشی هر چه جهت‌گیری چین‌ها عمود بر جهت حد اکثر کوتاه شدگی باشد،وهر چه این چین‌ها در نزدیکی پهنه برشی باشند، نشانه تشکیل چین در اثر برش خواهد بود[۲۰].

چنان که در شکل۳ دیده می‌شود، راستای متفاوت محور این چین‌ها با میل مضاعف، خود می‌تواند گویای فازهای فشارشی مستقل با جهات متفاوت باشد. زیرا چین‌های شمالی- جنوبی فقط در سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک- مزوزوئیک دیده می‌شود ولی چین‌های شمال خاوری- جنوب باختری در سنگ‌های جوان‌تر از جمله سنگ‌های کربناته ائوسن هم وجود دارند(شکل۱). هر جا که سنگ‌های پرقوام‌تر مانند نوارهای چرتی، لایه‌های دولومیتی دگرگون شده و رگه‌های سیلیسی در داخل سنگ‌های کم‌قوام‌ترمانند آهک‌های متبلور قرار گرفته‌اند، چین‌های کوچک تر ثانویه تشکیل شده‌اند(شکل۴). در باره این دو جهت فشار بیش‌تر بحث خواهد شد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]



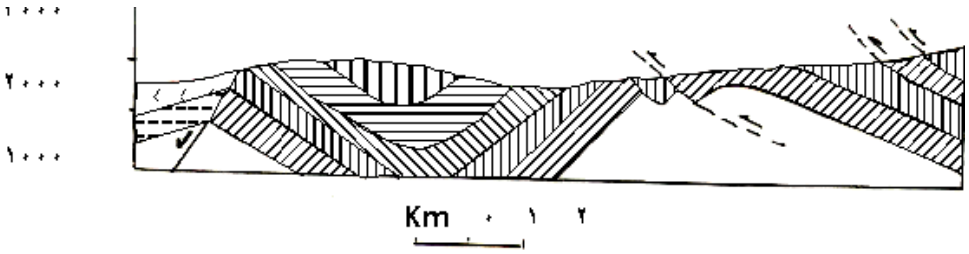
شکل ۳. نمودار تراز شده محور چین‌ها خطوط تراز نشان دهنده ۴،۸،۱۲ درصد در یک درصد سطح هستند. n=32

۳. پهنه‌های برشی راندگی

این پهنه‌ها عمدتاً به دو صورت هستند: آن‌ها که راستای شمالی- جنوبی دارند، با زاویه حدود ۸۰-۷۰ درجه نسبت به پهنه برشی ترود قرار گرفته‌اند و گرچه در یک پهنه برشی راستالغز قرار دارند، ولی به صورت برش خالص(pure shear) فشارشی عمل می‌کنند که احتمالاً حاصل تقسیم محلی واتنش است. می‌توان نمونه‌ای از این تقسیم واتنش را در گسل سنجدو مشاهده کرد(شکل ۱). این راندگی‌ها از یک طرف سبب قرار گرفتن سنگ‌های سیلورین و دونین بر روی سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه و حتی ترشیری شده‌اند(شکل۵) و از طرفی دیگر سبب بیرون کشیده شدن(Exhumation) این سنگ‌ها به ترازهای بسیار بالاتر شده‌اند، به نحوی که مرتفع‌ترین قسمت رشته کوه ترود را با ارتفاع حدود ۲۳۰۰ متر به خود اختصاص می‌دهند و گردنه رشم از میان آن‌ها عبور می‌کند(شکل ۱).

شکل۴. چین خوردگی لایه‌های پر قوام چرتی در داخل لایه‌های کم قوام مرمر. نگاه به شمال باختر شمال روستای رشم

این گسل‌ها پس از چین‌های شمالی- جنوبی به وجود آمده‌اند زیرا در اعماقی که چین‌ها ساخته شده‌اند پهنه برشی به صورت داکتایل عمل می‌کرده است و تدریجاً با فرازگیری بیش‌تر، پهنه برشی شکننده شده و گسل‌های راندگی ساخته شده‌اند. راندگی‌ها در قسمت‌های جنوبی منطقه ساختمان فلسی(imbrication) دارند و موجب تکرار واحدهای سنگی مختلف بویژه سیلورین و دونین شده‌اند(شکل‌های ۱ و ۵).



شکل ۵ . نیمرخ ساختمانی از شکل ۱. نمادها به شرح شکل ۱ است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

شکل۶. راست: راندگی دولومیت‌های متبلور سیلورین (بالا) بر روی واحد فیلیتی سیلورین (پایین)،نگاه به جنوب چپ : راندگی در درون واحدهای فیلیتی سیلورین،نگاه به خاور. کوه دختر

دسته دوم، راندگی‌های شمال خاوری- جنوب باختری هستندو راندگی‌های جوان‌تری‌اند که سنگ‌های پالئوژن و نئوژن را شدیداً تحت تأثیر قرار داده‌اند. تأثیر این راندگی‌ها بر ساخت‌های قدیمی‌تر به صورت‌های گوناگونی بوده است. مثلاً گسل‌های عادی قدیمی در سنگ‌های پالئوزوئیک- که راستایی خاوری- باختری داشته‌اند، جنبایی مجددی در جهت معکوس یافته‌اند(شکل ۶، چپ)، یا شکستگی‌های شمالی- جنوبی به صورت گسل‌های پارگی (tear fault) عمل کرده و در سنگ‌های کرتاسه به بعد موجب جابجایی راستالغز شده‌اند. شاید بتوان میل چین‌های بزرگ منطقه را نیز به این راندگی‌ها نسبت داد. اثر مهم دیگر این راندگی‌ها، ایجاد خم(bend) در راستای کلی رشته کوه ترود از طریق گسل‌های پارگی فوق است(رشته کوه ترود، داخل مربع، شکل۱). این خم که به آن (oroclinal bending) می‌گویند، در کوهزادها و رشته کوه‌ها در اثر کوتاه شدگی متفاوت و جنبش گسل‌های پارگی تشکیل می‌شود[۱۸].

۴.گسل‌های عادی

در آخرین دگر ریختی‌های منطقه گسل‌های عادی با یک راستای تقریبی شمالی- جنوبی وشیب به ساخته شده اند. در شکل۷ یکی از این گسل‌ها در سنگ جوش پلیوسن- کواترنری دیده می‌شود. در پیدایش این گسل‌های عادی فرازگیری منطقه، بارگذاری تکتونیک(tectonic loading) و گرانش نقش داشته‌اند. گسل‌های عادی پلیوسن- کواترنری در منتهی الیه خاوری پایانه قرار دارند و جدا کننده دو حوزه(domain) ماگمایی و دگرگونی در رشته کوه ترود هستند. گسل‌های عادی شماره ۵ و ۸(شکل۱) که همبری سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک با سنگ‌های کرتاسه و ائوسن را تشکیل می‌دهند، به احتمال زیاد فرآیند مشابهی داشته‌اند.

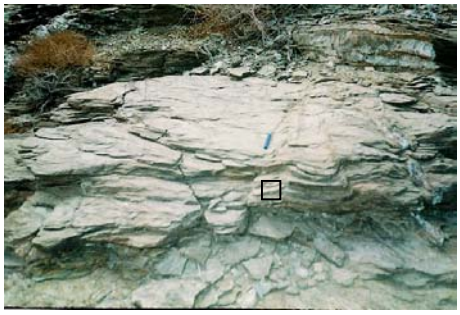
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

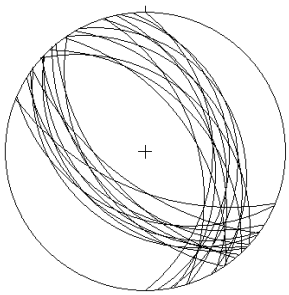
شکل ۷. گسل عادی در سنگ جوش پلیوکواترنر منتهی الیه خاوری پایانه گسل ترود نگاه به جنوب شمال سوسنوار

۵ . برگوارگی‌ها، درزه‌ها و عناصر ساختی خطی

برگوارگی‌های نسل اول(S_1) مربوط به چین‌های ماکروسکوپی(F_1) در شیست‌ها و فیلیت‌های سیلورین یک برگوارگی سطح محوری با راستای شمالی- جنوبی را می‌سازند(شکل ۸الف) وباز گو کننده فشارخاوری- باختری در رژیم دگریختی ترافشارشی شمال خاوری- جنوب باختری هستند. این برگوارگی در پهلوهای چین‌ها تقریباً موازی لایه‌بندی است. برگوارگی نسل دوم(S_2) در چین‌های مزوسکوپی و با راستای تقریبی شمال خاوری- جنوب باختری(شکل ۸ب) بر S_1 عمود هستند و می‌توانند متعلق به رژیم دگریختی ترا فشارشی شمال باختری- جنوب خاوری باشند. یک دسته از برگوارگی‌ها ی نسل اول که دارای راستای شمال باختر -جنوب خاوری و شیب نسبتًا تند به سوی جنوب باختر هستند(شکل ۸ الف)، به عنوان برگوارگی‌هایP در پهنه‌های برشی راستالغز مطرح هستند. از روابط هندسی این ساخت‌ها با پهنه برشی اصلی می‌توان به سوی برش پی برد[۲۵]. بدین ترتیب که سوی برش همراستا با زاویه منفرجه بین آن دو است. پس سوی برش در زمان تشکیل این برگوارگی چپ‌بر بوده است.

الف **ب**

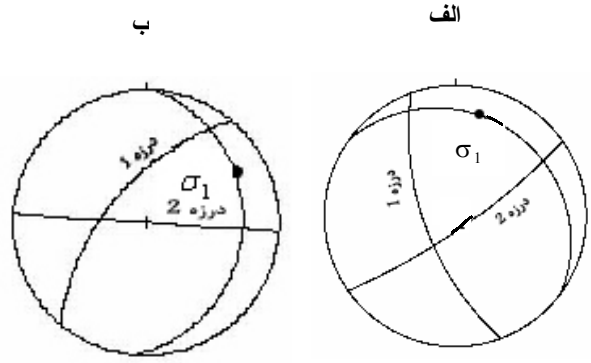




شکل ۸. الف) نمودار برگوارگی‌های نسل اول که دارای راستای شمال شمال باختر-جنوب جنوب هستند
ب) برگوارگی‌های نسل دوم در یک جین از نوع کینک در سنگ‌های سیلورین، خاور رشم. نکاه به جنوب باختر
اندازه قلم داخل کادر: ۸ س.م

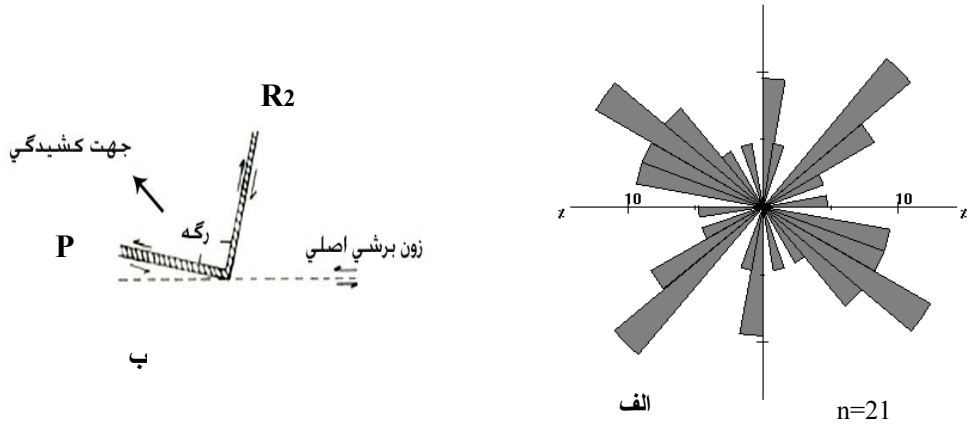
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

از برخی از درزه‌ها می‌توان برای تحلیل دینامیکی منطقه استفاده کرد؛ مثلاً دسته درزه هم یوغ شکل ۹ الف حاکی از جهت‌گیری تنش σ_1 با راستای شمال شمال و میل خفیف است و فشارش شمال خاوری- جنوب باختری را بیان می‌کند. در شکل۹ ب نیز دیده می‌شود که σ_1 میل اندکی دارد و راستای شمال خاوری دارد. از این درزه‌ها قائم بودن σ_2 استنباط می‌شود و لذا میدان واتنش از نوع برش راستالغز خواهد بود. نمودارهای اخیر از درزه‌های اطراف گسل راستای کوه کاله و کوه سنجدو تهیه شده است.



شکل ۹.درزه‌های هم یوغ و تفسیر دینامیک آن‌ها
الف)دسته درزه هم یوغ از گسل کوه کاله،
ب) دسته درزه هم یوغ از اطراف گسل سنجدو

چنان‌که از شکل۱۰الف بر می‌آید، رگه‌های پر کننده درزه‌ها دارای دو راستای تقریباً غالب شمال شمال خاوری- جنوب جنوب باختری و شمال باختر-جنوب خاوری هستند. این دو راستا با دو دسته شکستگی‌های ثانویه P و R2 مرتبط با پهنه برشی اصلی چپ‌بر ماقبل کرتاسه سازگاری دارند(شکل۱۰ب). مواد پرکننده این رگه‌ها اگرچه در جهت کشش و عمود بر واتنش طولی حداکثر قرار می‌گیرند، ولی در تقسیم‌بندی[۲۳] چون موازی جهات برش ساخته می‌شوند، به آن‌ها رگه برشی اطلاق می‌شود. همچنین درزه‌های شمال شمال خاوری- جنوب جنوب باختری تقریبا به موازات محور چین‌های شمالی- جنوبی وبرگوارگی‌های سطح محوری آن چین‌ها هستند.



شکل ۱۰. الف) نمودار گل سرخی راستای رگه‌های منظم، ب) همخوانی راستای رگه‌ها و شکستگی‌های ریدل(R2) و P

درشکل۱۱ الف مشاهده می‌شود که محور تعدادی از بودین‌ها عمود بر محور چین‌ها هستند در حالی‌که در اصل باید این دو موازی هم باشند. راستای محور این بودین‌ها شمال باختری است و لذا فشارش شمال خاوری- جنوب

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

باختری(برش چپ‌بر) را بازگو می‌کند. احتمال می‌رود که این بودین‌ها کمی چرخش یافته باشند. آرایش نردبانی و شکل سیگمایی(σ) برخی ازبودین‌ها این احتمال راتقویت می‌کنند(شکل۱۱ ب). در شکل۱۱ج تعدادی محور بودین با راستای جنوب باختری دیده می‌شوند که گویای فشارش شمال باختری- جنوب خاوری(برش راست‌بر) هستند.

شکل۱۱. الف) نمودار گل سرخی بودین‌های (b) عمود بر محور چین (a)،
ب) بودین‌های نردبانی و سیگمایی در سنگ‌های سیلورین. کوه سنجدو،نگاه به باختر،
ج) نمودار گل سرخی بودین‌هایی با میانگین راستای جنوبی

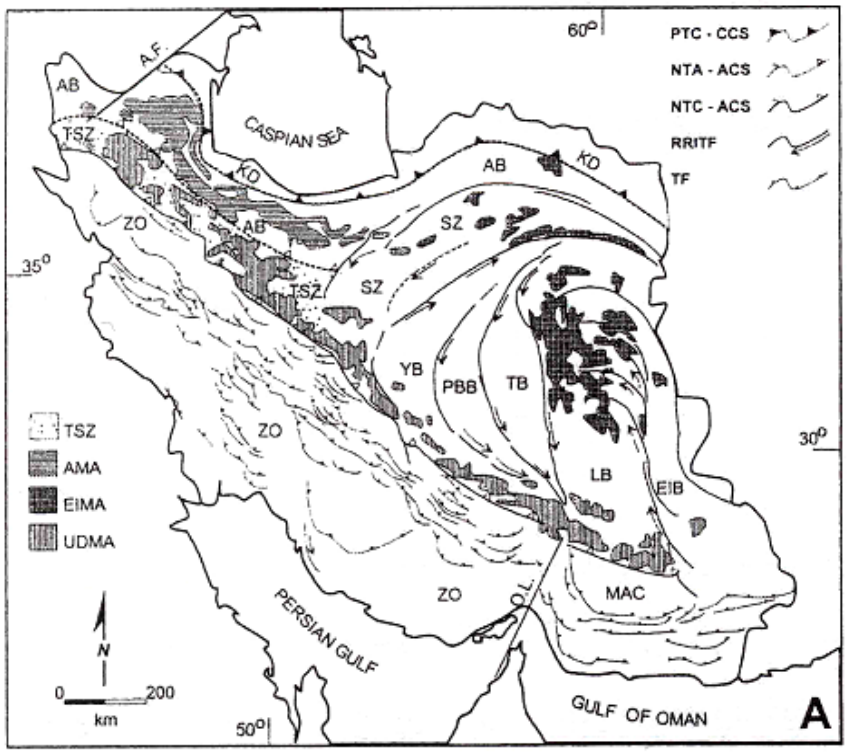
زمین ساخت منطقه

۱. وضعیت ژئودینامیکی

منطقه پایانه گسل ترود و نواحی همجوار آن، از جنوب به بلوک صلب لوت و گسل‌های پیرامون آن از جمله گسل درونه و از شمال به پهنه سبزوار و محدوده جنوبی پهنه ساختاری البرزو کپه داغ و بلوک خزرجنوبی ختم می‌شود(شکل۱۲). گسل ترود برجسته ترین و مهمترین سیمای ساختاری منطقه است که اساسی‌ترین نقش را در تکوین ساختاری منطقه داشته است و به‌طور مستقیم یا غیر مستقیم در همه تحولات ژئودینامیک منطقه از قدیمی‌ترین زمان‌ها تا عهد حاضر آثار آن را می‌توان مشاهده کرد؛ به نحوی که رخداد زمین لرزه سال ۱۳۳۲ ترود در اثر جنبش این گسل روی داده است[۷]. راستای گسل ترود تقریباً موازی راستای گسل‌های عمده البرز، از جمله راندگی البرز، عطاری، انجیلو و غیره است. همچنین با گسل درونه نیز هم‌راستا است؛ یعنی در کل تقریباً خاورشمال خاوری- باختر جنوب باختری است[۴]. بدون ذکر نام این منطقه را در پهنه البرز و در قسمت «زمین درز ترانسفورمی نئوتتیس»(Neotethys transformal suture) می‌داند. به عقیده وی این قسمت در اثر گسل‌های راستا لغز پی سنگی و ماگماتیسم و دگرگونی و جایگیری مجموعه‌های افیولیتی به وجود آمده و از مزوزوئیک میانی تا سنوزوئیک پسین فعال بوده است. دگرریختی حاصل از همگرایی شمالی- جنوبی دو صفحه عربی در جنوب باختر و اوراسیا در شمال، به صورت کوتاه شدگی درون قاره‌ای در ایران از زاگرس تا

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

البرز پراکنده شده است[۲۱]. منطقه ترود یکی از مناطق منعکس کننده این پراکندگی دگرریختی است. حرکات بلوک صلب لوت به عنوان یک فک(indentor) از سوی جنوب و خزر جنوبی به عنوان بلوک صلب دیگر از شمال منطقه را به مثابه یک ساندویچ در بر گرفته‌اند. این ساندویچ شدن شباهت زیادی به منطقه آلتای در مغولستان دارد(آلتای یک قطعه زمین افزوده(accreted terrane) است که به گفته[۹]، بین دو بلوک پرکامبرین هانگای در شمال و کراتن چین در جنوب ساندویچ شده است).



شکل۱۲. نقشه نواحی ساختاری ایران. اقتباس از[۵]. اختصارات :AB کمربند البرز، AF گسل ارس، AMA قوس ماگمایی البرز، EIMA قوس ماگمایی ایران،KD کپه داغ، LB بلوک لوت،MAC مجموعه فزاینده مکران، NRITF گسل ترانسفر درون قاره‌ای غیر مرتبط با چرخش، NTA-ACS زمین درز برخوردی قوس- قوس نئوتتیس، OL خط عمان، PBB بلوک پشت بادام، RRITF گسل ترانسفر درون قارهای مرتبط با چرخش، SZ پهنه سبزوار، TB بلوک طبس،TSZپهنه تبریز- ساوه،UDMA قوس ماگمایی ارومیه- دختر، YB بلوک یزد، ZO کوهزاد زاگرس

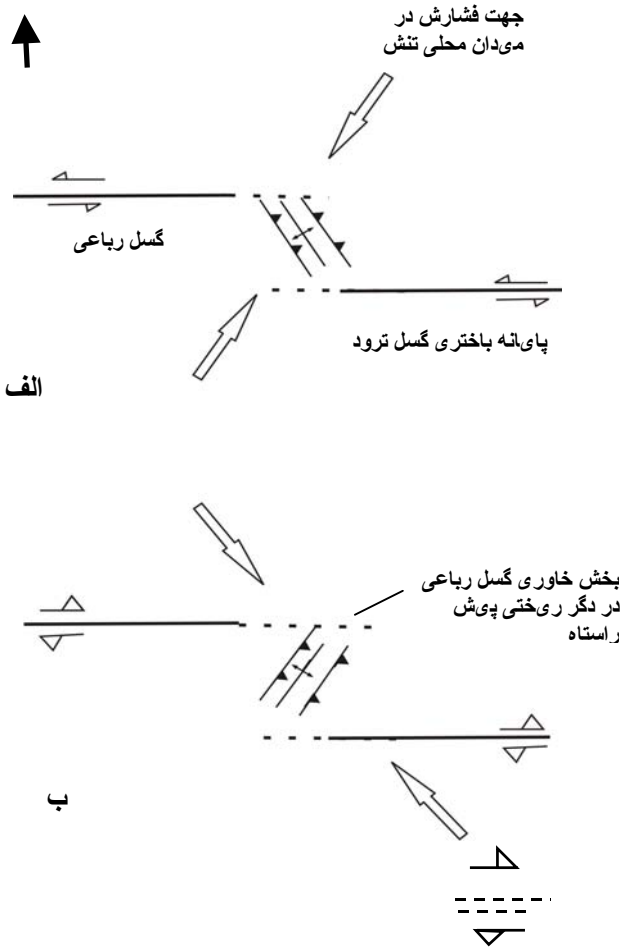
۲. مدل زمین ساختی

فشرده شدن منطقه بین دو فک خزر جنوبی و بلوک لوت منجر به تشکیل ساخت‌هایی شده است که نوع و هندسه آن‌ها تابع جهات نیروهای وارده بوده است. علی‌رغم فاصله نسبتاً زیاد بین منطقه مورد بررسی و بلوک‌های مزبور، انتقال دگرریختی با سازوکار « واکنش واتنشی دور دست» (distant strain response) بعید به نظر نمی‌آید. سازوکاری که در مناطق ساختاری مشابهی، ازجمله تاریم در تبت[۲۷]، و آلتای در مغولستان[۹]

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

گزارش شده است. وقتی که منطقه‌ای با چنین آرایش بین دوبلوک قرار می‌گیرد، بسته به این که ساخت‌های قدیمی‌تر آن چه راستایی نسبت به نیروهای وارده داشته باشند، دچار دگرریختی راستالغزمحض یا فشارشی محض یا ترکیبی از آن دو(مورب لغز) می‌شود.

چنان‌که در شکل۱۳ نیز دیده می‌شود، حداقل تا اوایل کرتاسه یک رژیم ترافشارشی چپ‌بر(transpressional) ناشی از برش چپ‌بر گسل ترود و فشارش عمومی ناحیه‌ای، بر منطقه حاکمیت داشته است. از نشانه‌های این رژیم زمین ساختی می‌توان به راندگی‌ها با گرایش به باختر، چین خوردگی‌ها با گرایش سطح محوری آن‌ها به باختر، سوی برش چپ‌بر ساخت‌های مزوسکوپی همچون چین‌های کینک، و علایم روی صفحات گسلی مانند خش لغزها و غیره اشاره کرد که ویژه سنگ‌های پالئوزوئیک تا تریاس پسین است و در سنگ‌های کرتاسه پیشین به بعد مشاهده نمی‌شوند.



شکل ۱۳. مدل تکوین زمین ساختی پایانه باختری گسل ترود.
الف) مزوزوئیک میانی تا اوایل کرتاسه، ب) کرتاسه تا حال

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

از کرتاسه به بعد رژیم زمین‌ساختی فوق پس از یک دوره نسبتاً کوتاه حاکمیت سیستم تراکششی که منجر به ماگماتیسم گسترده درخارج از منطقه پایانه می‌شود[۲]، به ترافشارشی راست‌بر تغییر می‌یابد که تا عهد حاضر ادامه دارد. دلایل و شواهدی چند از جمله گسل‌های معکوس و چین‌های با راستای شمال خاوری- جنوب باختری (گسل‌های ۶ و ۷ و چین‌های واقع در جنوب گسل۶، شکل۱) و خطوط خش لغز روی گسل‌های راستالغز به ویژه گسل‌های رشم و ترود، تأیید کننده چنین الگوی دگرریختی‌ای هستند. در نقشه گسل‌های فعال ایران[۱۳] نیز چنین وضعیتی تأیید شده است. هم زمان با رخدادهای یاد شده، بخش خاوری گسل رباعی به عنوان مرز جانبی حوزه، در دگرریختی پیش رونده منطقه به سوی خاور توسعه می‌یابد.

چرخش ساعت‌گرد ایران مرکزی[۱۶]؛ معکوس شدن حرکت راستالغز راست‌بر البرز به چپ‌بردر اثر فرو رانش خزر جنوبی[۶] ونیز تغییرات جهت همگرایی دو صفحه عربی واوراسیا از جمله عواملی هستند که موجب تغییر جهات نیروها و تغییرات محلی میدان تنش و در نتیجه تغییرات راستا و سوی حرکات ولغزش‌ها شده است. گفته می‌شود که جهت همگرایی از حدود ۲۵ میلیون سال قبل از شمال خاوری به شمالی تغییر یافته است[۱۹].

نتیجه‌گیری

ساختمان‌های موجود در پایانه باختری گسل ترود، عبارتند از یک سیستم راندگی فلسی با گرایش عمومی به سوی باختر که متعاقب چین خوردگی‌های نامتقارن با گرایش سطح محوری به سوی باختر، تشکیل شده و سبب تطابق دگرریختی در منطقه پایانه شده اند. این ساختارها سبب بیرون کشیده شدن و بالا آمدن سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک- مزوزوئیک میانی و همبری آن‌ها با سنگ‌های جوانتر کرتاسه به بعد شده‌اند. بر اساس شواهد ساختاری مذکور، سیستم دگرریختی تا مزوزوئیک میانی، ترافشارشی چپ‌بر بوده است. این سیستم مرتبط با دگرریختی ناحیه‌ای کیمرین پیشین(تریاس- ژوراسیک)، و بسته شدن پالئوتتیس است

طی دگرریختی مزبور هنوز همگرایی دو صفحه عربی و اوراسیا ادامه داشته و برخوردی(collision) روی نداده بوده است[۸]. فشرده شدن و چرخش پادساعت‌گرد ایران مرکزی که از تریاس پسین آغاز گردیده است [۱۱]، نیز می‌تواند چنین رژیم فشارش لغزشی را به وجود آورد. از مزوزوئیک میانی به بعد، پس از یک رژیم کشیدگی درون قاره‌ای ناشی از رخدادهای کشش پس کمانی نئوتتیس[۸]، سیستم ترافشارشی راست‌بر حاکمیت یافته و تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. سیستم ترافشارشی مورد بحث به احتمال زیاد ناشی از همگرایی در پس کمان نئوتتیس است که به گفته[۸]، در حوضه‌های درون قاره‌ای[از جمله ترود] اثر گذاشته و گسل‌های راندگی و راستالغز آن‌ها را به فعالیت مجدد واداشته است. قطعاً تغییر در جهت چرخش بلوک لوت از پادساعت‌گرد به ساعت‌گرد که به گفته[۲٤]، در کرتاسه تا الیگوسن روی داده است، و تغییر راستای لغزش

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

البرز از راست‌بر به چپ‌بر در تغییر جهت لغزش از چپ‌بر به راست‌بر نقش اساسی داشته است. در تمامی این رخدادها گسل ترود به عنوان یک گسل بزرگ منطقه‌ای و قدیمی عنصر اصلی مؤثر بر تکوین ساختاری بوده و هست.

تشکر

از کلیه دست در کاران دانشگاه علوم پایه دامغان برای کمک‌های پشتیبانی بی دریغشان تشکر می‌کنیم.

منابع

۱. افتخار نژاد،ج. و بهروزی،ا.، یافته‌های جدید از سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های پائوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان و اهمیت ژئو دینامیکی آن‌ها. مجله علوم زمین،۱ (۱۳۷۰)صص ۱۵-۴.

۲. خادمی، م. و شهریاری، س.، عناصر ساختاری و نقش آن‌ها در تکوین ایالت تکتونوماگمایی ترود، مجله علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، ۱۴(۱۳۸۵) صص ۱۳۸- ۱۲۷.

۳. هوشمند زاده،ع. علوی نایینی،م. و حقی پور،ع.،، تحول پدیده‌های زمین شناسی ناحیه ترود، سازمان زمین‌شناسی کشور،(۱۳۵۷).

4. M. Alavi, Tectonostratigraphic synthesis and structural style the Alborz mountain system in Northern Iran.Geodynamics, 21(1996)1,1-33.

5. M. Alavi, H. Vaziri, K. Seyed-Emami, Y. Lasemi, Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin. Geological Society of America Bulletin 109 (1997)1563-1575.

6. M.B. Allen, M.R. Ghassemi , M. Shahrabi, M. Qorashi, Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range , northern Iran. J. of Struct. Geol., 25(2003) 659-662.

7. N.N. Ambraseys, and C.P. Melville, A history of Persian Earthquakes., Cambridge University Press , New York(1982).

8. J. Boulin, Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys., Tectonophysics , 196(1991) 211-268.

9. W.D. Cunningham, Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. Tectonics, 17(1998) 6, 891-902.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

10. E.A. Flodin, A. Aydin, Evolution of a strike-slip fault network, Valley of fire state, Park, southern Nevada. Geol. Soc.of Am.Buull. 116 (2003) 1, 42-59
11. M. Davoudzadeh, H. Soffel, K. Schmidt, On the rotation of the Central-East Iran microplate. Neus gahrbuch fur Geologie und Palaontologie. Monatshefte (1981) 180-192.
12. H.M. Griffith, R.A.Clark, K.M. Thorp, S. Spencer, Strain accommodation at the lateral margin of an active transpressive zone: geological and seismological evidence from the Lebanese restraining bend.J.of the Geol.Soc.London, Vol.157(2000)289-302.
13. H. Hessami, F. Jamali, H. Tabassi, Major active faults of Iran (map). IIEES(2003).
14. B.E. Hobbs, W.D. Means, P.F. Williams, An Outline of Structural Geology. John Willey & Sons pub. New York(1976) 571.
15. A. Hushmandzadeh, M. Alavi, A. Haghipour, 1:250000 geologic map of Toroud. Geol. Surv. of Iran (1976).
16. J. Jackson, J. Haines, W. Holt, The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran.J.of Geophys.Research, 100(1995) 88, 15205-15219.
17. Y.S. Kim, J.R. Andrew, D.J Sanderson, Reactivated strike-slip faults: examples from north Cornwall, UK. Tectonophysics, 340(2001)173-194.
18. O. Kuhn, Fold and thrust belt structures and strike-slip faulting at the SE margin of the Salarde Atacama basin, Chilean Andes. Tectonics, 21(2002) 4, 17 p.
19. N. McQuarrie, J.M. Stock, C. Verdel,B.P. Wernicke, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions.Geoph.res.let.,30(2003)20
20. M.L. Miller, D.C. Bradley, T.K. Bundtzen, W. McClelland, Late Cretaceous through Cenozoic strike-slip tectonics of Southwestern Alaska. The Journal of Geology, 110(2002) 3, 247-270.
21. F. Nilforoushan, GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. J.of Geodesy, 77(2003) 411-422.
22. D.M. Ragan, Structural geology. John Willey and Sons pub. , New York(1985), 393p
23. J.G. Ramsay, M.I. Huber, The Tecnics of Modern Structural Geology.Vol.2, Academic Press(1987) 391.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]

24. H.C. Soffel, H.G. Forster, Polar wander path of the Central-East-Iran Microplate icluding new results. Neues jahrbuch Fur Mineralogie. Montshefte 168(1984) 165-172.

25. H. Tanaka, Y. Saka, Block rotation by basement strike-slip faulting in the Sanchu graben, Central Japan. J.of Struct. Geol., 15(1993) 8, 1021-1032.

26. X. Wong, F. Neubauer, Orogen-parallel strike-slip faults bordering metamorphic core complexes: the Salzach- Enns fault zone in the Eastern Alps, Australia. J. of Struct. Geol. 20(1998) 6.

27. Y. Yang and M. Liu, Cenozoic deformation of the Tarim plate and the implications for mountain building in the Tibetan Plateau and the Tian Shan.Tectonics, vol.21(2002)no.6, 17.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2024-10-12]