تحلیل هندسی و جنبشی گسلش عادی در رسوبات افقی پلیوسن-کواترنری فرونشست زنجان

محمد محجل^(۱، «)، فاطمه مصباحی^(۲) ۱. استادیار گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس،تهران ۲. دانشجوی کارشناسی ارشد گروه تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس،تهران

تاریخ دریافت: ۸۶/۸/۲۸ تاریخ پذیرش: ۸۷/۲/۲۸

چکیدہ

رسوبات افقی با ضخامت و رنگهای مختلف به سن پلیوسن -کواترنری در 20 کیلومتری شمال باختر شهر زنجان، در گسترههای محدود به چند کیلومتر مربع، در محدوده فرونشست زنجان به صورت محلی، توسط گسلهای عادی بریده شدهاند و سامانههایی بسیار زیبا از سازو کار سیستم گسلهای عادی در برشهای جادههای این محدوده، بویژه آزادراه زنجان-تبریز به نمایش گذاشتهاند. این برشها در واقع جعبه ماسه آزمایشگاه تکتونیک تجربی در مقیاس واقعی در طبیعت میباشند. رسوبات پلیوسن در این منطقه شامل رس، مارن و سیلت هستند که به دلیل افقی بودن لایهها و تنوع رنگ، جابجاییها در امتداد گسلش عادی بسیار مشخص میباشند. برداشتهای میدانی ساختاری از این گسلها معرف اینست که امتداد صفحات گسلی بطور میانگین خاوری- باختری و شیب آنها به هر دو سوی شیمال و جنوب است. انواعی از ساختارهای سامانههای گسلش عادی در این برونزدها مثل فرابوم- فروبوم، نیم فرو بوم و چرخش بلوکهای گسلی^۲، چینهای کشان، گسلش هم ساز، ناهم ساز و تغییر منحات گسلی مان را تر اختلاف ضخامت و جنس لایه ها مشاهده می گردند. در بیشتر موارد میل خش خطای روی منحات گسلی با شیب صفحه همان گسل یکسان است. علت ایجاد این خشان مثلی مان و مینه مین و تغییر نورابوم- فروبوم، نیم فرو بوم و چرخش بلوکهای گسلی^۲، چینهای کشان، گسلش هم ساز، ناهم ساز و تغییر مفحات گسلی با شیب صفحه همان گسل یکسان است. علت ایجاد این گسلش در محدوده ای از فرونشست و نوبان، و جود حوضه^۳ جدایشی کششی در مسیر گسل پی سنگی تبریز ارزیابی شده است.

واژههای کلیدی: فرونشست زنجان، گسلش عادی، فرابوم و فروبوم، چرخش بلوک های گسلی، ساختارهای جنبشی سطح گسل

مقدمه

ساختار گسلش عادی در برش جاده ها در طول مسیر جاده قدیم و نیز آزادراه زنجان - تبریز در ٤٥ کیلومتری شمال باختر زنجان به طول تقریبی ١٦ کیلومتر، در نهشته های افقی پلیوسن - کواترنری فرونشست زنجان مشاهده می شود. رخنمون گسل ها در محدوده مشخصی به وسعت تقریبی ٩٠ کیلومتر مربع به صورت محلی است. ایس گسل ها لایه های افقی پلیوسن - کواترنری را قطع و

جابجا کردهاند. رسوبات پلیوسن در این منطقه شامل رس، مارن و سیلت هستند. به دلیل افقی بودن لایهها و تنوع رنگ، ساختارهای بسیار زیبا و جالبی از گسلش عادی در محل بریدگیها، بویژه در طول مسیر آزادراه زنجان- تبریز از خود نشان میدهند. در این مطالعه ویژگیهای هندسی و جنبشی گسلهای عادی منطقه، مورد بررسی قرار گرفته و موقعیت و علت ایجاد آنها ارزیابی شده است.

*نويسـنده مرتبط

^{1.} Sand box

^{2.} Domino structure

^{3.} Pull-apart

فرونشست زنجان

فرونشست زنجان، حوضه باریک و ممتدی در باختر زنجان است که درازای آن در راستای شمال باختر – جنوب خاور می باشد. این فرونشست پهنههای کوهستانی طارم در شمال خاوری و سلطانیه در جنوب باختری را از هم جدا می کند و در واقع جزئی از حواشی پهنه ایران مرکزی در شمالباختر ایران است (شکل ۱).

فرونشست زنجان از نهشتههای پلیوست و کواترنری تشکیل شده است که در ورقه زمین شناسی با مقیاس ۱۰۱۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰۰ (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳) تحت عنوان واحدهای مارن و سیلت به رنگهای قرمز، زرد، صورتی و قهوهای (plm) با سن پلیوسن و نهشتههای کنگلومرا، ماسهست ک و مارن (plc) با سن پلیوسن و نهشتههای کواترنری و رسوبات آبرفتی زنجان رود معرفی شدهاند. در این رسوبات ساختارهای رسوبی جالبی مثل لایهبندی و لامیناسیون موازی، طبقهبندی مورب، دانهبندی تاریجی (با ماهیت ریزشونده به سمت بالا)، طبقات و لامیناسیونهای پیچیده و پرشدگیهای کانالی مشاهده می شوند. وجود این ساختارهای رسوبی، بویژه پرشدگی های

کانالی نشاندهنده ته نشینی رسوبات فرونشست زنجان در یک سیستم رودخانهای است. نهشته های plm و plc که در مناطق مرکزی فرونشست در اطراف رودخانه زنجانرود برونزد دارند (شکل ۱)، در داخل دشت سیلابی سیستم رودخانهای تهنشین شدهاند. این نهشتهها كاملا افقى بوده و به طور جانبي به هم تبديل مي شوند. در نگاه نخستین، نهشتههای plm و plc سازند قرمز بالایی را تداعی میکنند ولي در برونزدهاي ديگر، اين ترادف رسوبي بصورت دگرشيب بر روى واحدهاى سازند قرمز بالايي قرار مي گيرند (حاجيان و همكاران، ۱۳۸۳). همچنین به علت افقی بو دن لایه بندی در آنها، از سازند قرمز بالايي متمايز مي شوند. ضخامت كل واحدهاي پليوسن- پليوستوسن در زنجان حدود ۲۰۰ متر اندازه گیری شده است (حاجیان و همکاران ١٣٨٣). اين رسوبات به علت سست بودن در مقابل فرسايش، ريخت تیه ماهوری در منطقه ایجاد کردهاند. در موقعیت منطقه مورد مطالعه در طول مسير آزادراه، از زنجان به سمت تبريز از نظر تويو گرافي، ارتفاع کاهش مییابد، در نزدیکی زنجان رسوبات آبرفتی کواترنری رخنمون ييدا كردهاند در حالي كه با حركت به سمت تبريز از حدود



شکل ۱- نقشه زمین شناسی خلاصه شده (برگرفته از نقشه زمینشناسی ۱۰۰۰۰۰؛ ازنجان، حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳). موقعیت زمین شناسی و محل گسترش گسل های عادی در محدوده بیضی در شمال باختر مشخص شده است.

٤٥ كيلومترى زنجان، رخنمون رسوبات پليوسن شروع مى شود. با شروع لايه هاى رنگى پليوسن، رخنمون گسلها نيز آغاز مى شود با اين حال بعد از حدود ١٦ كيلومتر از اولين رخنمون گسلى به سمت غرب، با وجود اينكه هنوز لايه هاى پليوسن رخنمون دارند ولى گسلش عادى در آنها ديده نمى شود. لايه هاى برونزد يافته در محل گسلش عادى بيشتر مارن، سيلت و رس مى باشند كه رنگ هاى قرمز، قهوهاى، صورتى و سبز را از خود نشان مى دهند و در واقع جزئى از نهشته هاى PIm هستند.

از نظر جایگاه ساختاری، فرونشست زنجان در مرزهای شمال خاوری و جنوب باختری توسط یک دسته گسلهای معکوس احاطه شده است (مردانی، ۱۳۷۸). از جمله گسلهای مهمی که در سمت جنوب باختری منطقه وجود دارد، گسل معکوس سلطانیه با شیب به سمت جنوب باختری است. در شمال خاوری منطقه نیز تعدادی گسلهای معکوس با روند شمال باختری- جنوب خاوری مثل گسل قزل اوزن (بربریان و قرشی، ۱۳۲۳) و گسله معکوس شمال زنجان (رمضی پور، ۱۳۷۲) وجود دارند. بررسی لرزه زمین ساخت منطقه، فعال بودن آنرا تایید کرده است (مردانی، ۱۳۷۸).

ساختار گسلهای عادی

در داخل فرونشست زنجان، سیستم گسل های عادی به صورت محلی توسعه دارند. این گسل ها در مقیاس چند متر

بوده و اکثرا در بریدگیهای مسیر جاده قدیم و آزادراه زنجان-تبريز برونزد دارند. محل رخنمون گسل ها (براساس فاصله رخنمونها و ارتباط ساختاري آنها) بصورت محدودههايي در نقشه ساختاری منطقه برونزد گسل ها مشخص شده است. این محدودهها با حروف لاتین بزرگ از A تا Z نامگذاری شدهاند (شــکل ۲). برای نامگذاری گسل های اندازه گیری شده، بعضی از محدودهها به چند زیرمحدوده تقسیم شدهاند. در این زیر محدودهها، نامگذاری گسل ها به صورت مجزا بوده و از حرف لاتين كوچك a شـروع مىشـود. بطوركلى تعداد ١٤٢ صفحه گسلی اندازه گیری شدهاست کے تعداد ۱۳۸ صفحه گسلی از نوع گسلهای عادی بوده و تنها تعداد ٤ صفحه گسلی معکوس در کنار رخنمونهای گسلی عادی بصورت محدود و محلی مشاهده شده است. صفحات گسلی معکوس همراستا با گسلش عادی بوده و ایجاد آنها در ارتباط با وجود چرخش در بلوک های گسلی ارزیابی می شود. امتداد غالب گسل های عادی رخنمونیافته در منطقه مورد مطالعه به ترتیب در دو جهت E ۹۰ N و E ۷۰ N بوده و شيب آن ها بين ٦٥ تـ ۷۱ درجه در تغییر است (شکل۳۸). با توجه به تصاویر استریو گرافیک صفحات و قطب صفحات گسل های عادی (شکل ۳B)، صفحات گسلی تقریبا به تعداد مساوی به دو سوی مخالف هم شیب دارند. گسلهای عادی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه جابجایی کم، حداکثر تا ٦ متر دارند.



شــکل ۲ – محدودههای برداشــت در منطقه مورد مطالعه با حروف لاتین نمایش داده شدهاند. استرئوگرامها موقعیت هندسی گسل های عادی را در هرمحدوده مطالعه نشــان می دهند. در گوشــه پایین سمت چپ نقشه گســلهای ورقه ۱:۱۰۰۰۰ نقشه زمینشناسی زنجان (حاجیان و همکاران، ۱۳۸۳) نمایش داده شده است که در آن جایگاه منطقه مورد مطالعه در بالا سمت چپ دیده می شود.



شــکل ۳ – نمودار گل سـرخی مربوط به امتداد گسـلش عادی منطقه بر مبنای ۵ درجه که نشانگر امتداد غالب خاوری– باختری (دایره کامل) و شیب ۲۵ تا ۷۰ درجه است (ربع دایره).

(A) تصویر استریو گرافیک صفحات گسلی عادی، (B) تصویر استریو گرافیک قطب صفحات گسلی عادی

آینه گسلی و خطهای خش

در بعضی از رخنمون ها آینه گسلی و خطوط خش لغزش مشاهده می شوند (شکل ٤). با توجه به اندازه گیری های انجام شده، خطوط خش لغزش به موازات جهت شیب است که نشانگر حرکت شیب لغز محض برای گسل های عادی منطقه است. این خطوط غالبا به موازات بزرگترین جهت شیب صفحات گسلی

می باشند. از آنجا که این گسلها جوان بوده و لایههای جوان پلیوسن - کواترنری را قطع کردهاند دچار پیچیدگیهای حاصل از دگرشکلیهای بعدی قرار نگرفته و مرتبط با بررسیهای تنش دیرین نتایج نشان میدهند این رسوبات جوان یک فاز تنشی را بیشتر تحمل نکردهاند (الیاسی و همکاران ۱۳۸۲).





شکل ٤- آینه گسلی، خطوط خشرلغزش و شیارهای حاصل از حرکت در سطح گسل (مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب)

رشد رشتههای ژیپس در سطوح گسلش

باتوجه به اینکه سطح گسل محل مناسبی برای تجمع و حرکت آبهای فرو رو در زمین است. آبهای هدایت شده از واحدهای رسوبی مجاور که حاوی محلول درحد اشباع بودهاند در عبور از محل گسلش، کانیهای تبخیری، عموما ژیپس را نهشتهاند. این امر به غنی بودن لایههای رسوبی مجاور از رسوبات تبخیری از جمله ژیپس اشاره مینماید. انواع مختلفی از رشد ژیپس در صفحههای گسلی دیده میشود که نوع رشد جهتیافته

آنها در سطوح گسلی جابجایی و مسیر حرکت را نشان میدهند. در این حالت فیبرهای ژیپس عموما در محل هایی از گسلش به صورت همزمان با حرکت گسل رشد کردهاند (شکل ٥ الف). همچنین در مواردی رشد درهم و بی نظم مشاهده می گردد که در این حالت بلورهای ژیپس نظم خاصی را از خود نشان نمی دهند، ورشد ژیپس همزمان با حرکت گسل نبوده و در محل باز شده گسل خوردگی رشد کرده اند (شکل ٥ ب).



شکل ۵ – (الف). فیبرهای حاصل از تبلور ژیپس همزمان با حرکت گسل. (ب). رشد بینظم بلورهای ژیپس در صفحه گسل. (آزادراه تهران– تبریز، نگاه به سمت شمال خاور)

تحليل هندسي و جنبشي گسلش عادي ...

تغيير شيب سطوح گسلي

در اثر تغییر شیب صفحات گسلی، خم شدگیهایی در مسیر گسل بوجود می آیند که می توانند کشسی یا انقباضی باشند (Peacock & Zhang, 1993; Childs et al., 1996). در منطقه مورد مطالعه، از هر دو نوع مثال هایی دیده می شوند. شکل های (٦ د، و ٦ ج) نشان دهنده خمش های انقباضی اند. از جمله ویژگی های خمش های انقباضی، نازک شدگی لایه ها و ایجاد شکستگی های شعاعی است (Peacock & Zhang, 1993) که در این شکل ها در فرادیواره گسل ها مشاهده می شوند. در شکل (٦ ب) یک خم کششی نشان داده شده که بلورهای ژیپس در فضای ایجاد شده در اثر کشیش رشد کرده اند.

برای تغییر شیب صفحات گسلی علل مختلفی درنظر گرفته شده است. (۱) - فشر دگی یا انحلال فشاری، (۲) -ب_رش بین لایـهای، (۳)- تغییر لیتولوژی و خواص مکانیکی سنگها و (٤) - اتصال قطعات گسلی و ایجاد خم گسلی (Peacock & Zhang, 1993). علت نخست نیازمند فشردگی یا انحلال فشاری زیادی است. با توجه به جوان بودن رسوبات منطقه كه حتى هنوز بخوبي سخت نشدهاند فشردگي قائم زیادی در منطقه وجود نداشــته اســت در نتیجه این عامل نمی تواند ایجاد خمهای کششیی را در مسیر گسل های منطقه مـورد مطالعه توجیه کنـد. در مورد علـت دوم، در برش بین لایهای لازم اســت کــه لایهها در اثر چرخش به شــیب معینی رسیده و دچار لغزش بین لایهای شوند که خود این لغزش باعث ایجاد فابریکهای لغزشی در منطقه مرز لایهها می شود در منطقه مورد مطالعه نه لایهها به حدی چرخیدهاند که لغزش اتفاق بیفتد و نه فابریکهای خاص لغزش بین لایهای مشاهده می شود. در مورد علت سوم، تغییر لیتولوژی و خواص مکانیکی ســنگ باعث تغییر شیب صفحه گسـلی در حال رشد می شود که می تواند به صورت تغییر در زاویه شکست یا تغییر در نوع شکست باشد. چنانچه فشار مایعات بین منفذی بالا و نیز تنش تفاضلی موثر به اندازه کافی کم باشد در لایه های مختلف، شانس تغيير شيب صفحات گسلي حتى با وجوداختلاف ليتولوژي کم، بالام_رود (Ferrill & Morris, 2003)، بطوری که در منطقه مـورد مطالعه با وجـود اختلاف ليتولوژي كـم احتمالا در اثر پائین بودن تنش تفاضلی موثر و یا بالا بودن فشار مایعات بین منفذی (بطوری که بلورهای ژیپس در لایههای مبدا حل شده و در فضاهای سطوح گسلی رشد کرده اند) در شیب گسل تغییر ایجاد شده است. مورد چهارم، خم گسلی است که در اثر به هم پیوستن قطعات گسلی ایجاد می شود و در منطقه شـواهد خوبی برای آن وجـود دارد. بنابراین عوامل ۳ و ٤ هر دو در تغییر شیب گسیلش در منطقه نقش داشتهاند.

علاوه بر مدلهایی که در بالا ذکر شــد و در کارهای مشابه به آنها اشــاره شده اســت، به نظر میرسد عامل دیگری نیز در ایــن منطقه موثر بوده اســت و آن وجود شکســتگیهای قبلی

و نقش آنها در رشد گسل و مقدار شیب آن در لایههای مختلف است. در شکل ۷ شیب گسلهای موجود در لایه a حدود ۲۰ درجه است درحالی که گسل F.I2.c شیب بیشتری (حدود ۸۵ درجه و تقریباً مساوی با شیب درزههای پرشیبی) دارد که احتمالاً قبل از گسل خوردگی تغییر لایهها در این لایه وجود داشتهاند. موقعیت این دسته درزهها با موقعیت گسلهای عادی همخوانی دارد. لذا می توان نتیجه گرفت که در اثر سیستم تنشی یکسانی ایجاد شدهاند و گسل عادی مسیر خود را بر درزهها منطبق کرده است.

در منطقه مورد مطالعه درزههای مرتبط باگسلش عادی را می توان در کنار گسلها مشاهده کردکه به دو دسته تقسیم می شوند: دسته درزههای کششی، که عموما در آنها صفحه درزه قائم و یا با شیب بیش از ۲۵ تا ۹۰ درجه می باشد و هم امتداد با گسلهای عادی هستند و دسته درزههایی هم یوغ، که شیب ۲۰ تا ۲۵ درجه داشته و در بعضی مواقع جابجایی بسیار کم به موازات سطح درزه دارند. این درزهها نیز هم امتداد با گسلهای عادی هستند. در شکلهای ۷ و ۸ تاثیر دسته درزههای کششی بر تشکیل و گسترش گسلهامشهوداست.

چینِهای کشان^۱

چین های کشان، چین هایی هستند که به علت اصطکاک در سطح گسلش ایجاد شده اند (Hatcher, 1995). با استفاده از چین های کشان می توان جهت حرکت گسل را بدست آورد. در منطقه مورد مطالعه چین های کشان در لایه هایی که شکل پذیری بیشتری دارند در فرادیواره و فرودیواره گسل های عادی دیده می شوند (شکل ۹). در بعضی از مقاطع گسلی در داخل پهنه برشی گسلش، قطعات عدسی شکلی ملاحظه می شوند. فاصله بین این قطعات به صورت شکستگی است و جهت یافتگی آنها مطابق با حرکت عادی گسل می باشد (شکل).

آرایههای ساختاری گسلش عادی

به منظور تحلیل آرایههای گسکش عادی در منطقه مورد مطالعـه تعدادی از محدودههای گسـلی (L1,P,N) به تفصیل شـرح داده می شوند (برای محل محدودهها به شکل ۲ رجوع شـود).

الف- محدوده N

- زیر محدوده N2 : شکل ۱۱ نشاندهنده پهنه گسلی است که در زیرمحدوده N2 قرار دارد. همان طورکه در این شکل ملاحظه می شود گسلهای F.N2.a و F.N2.h دسته گسلهای اصلی و محدودکننده این زون بوده و تقریبا موازی یکدیگرند،

1.Drag folds



شــكل ٦ – الف. تغییر شــیب سطح گســل در لایههای با ویژگیهای مقاومتی متفاوت كه باعث ایجاد خمهای كششی وفشارشی در طول مسیر گسل شده است. ب. در محل خم كششی، فیبرهای ژیپس رشد كردهاند. گسل عادی در مسیر جاده قدیم تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر. ج. در محل خم فشارشی در فرادیواره گسل در لایه روشن نازک شدگی و چین كشان حاصل از كشش لایه به سمت پائین در محل خم دیده می شود . د. درمحل خم فشارشی در فرادیواره، شكستگیهای شعاعی دیده می شوند. (مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر.



شکل ۷ – تاثیر شکستگیهای قبلی در تغییر شیب سطح گسلی c.l2.F، مسیر جاده قدیم تهران- تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر





شکل ۸ – تشکیل و تجمع درزهها در فرادیواره گسل F.Y2.a ، درزههای کششی با شیب زیاد نیز مشاهده میشوند. مسیر جاده قدیم تهران– تبریز، نگاه به سمت جنوب باختر

گســلهای F.N2.F ,F.N2.c ,F.N2.c , F.N2.b و F.N2.g معــرف دسته گسلهای ناهمساز موازی موجود در داخل پهنه گسلیاند که در فرادیواره گسل F.N2.a ایجاد شدهاند که در مجموع آرایه گسلی هم یوغ را نشان میدهند.

در این رخنمون موضوع جالب توجه، چرخش ساعتگرد صفحات گسلی ناهمساز است که باعث چرخش لایههای رسوبی

فرادیواره این گسل ها در جهت عقربه های ساعت شده است که در مجموع ساختار قطعات گسلی کجشده، یا به بیان دیگر ساختار Domino را تداعی میکند.

در ارتباط با نحوه رشد و توسعه گسلش، می توان گفت که در جهت قائم، میزان جابجایی و چرخش لایهها به سمت بالای برش کم می شود و برعکس شیب گسل ها به سمت بالا افزایش می یابد



شکل ۹ - چینهای کشان در لایه M ، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 60 E



شکل ۱۰- قطعات عدسی شکل در داخل پهنه برشی گسل F.D1.b ، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 215 E

به طوری که درجه شیب از ۳۵-۵۰ در پائین به ۲۰-۷۰ درجه (شیب مورد انتظار برای گسلهای عادی) در بالا میرسد. همچنین ضخامت لايهها در فراديواره و فروديواره گسلها نسبت به هم، در گسلهای اصلی محدودکننده پهنه گسلی و دسته گسلهای ناهمساز متغیر است. به عنوان مثال تغییر ضخامت لایه J از ۸۰ سانتيمتر به حدود ۱۰٦/۵ سانتيمتر در طرفين گسل F.N2.a ، تغییر ضخامت لایه K در گسل F.N2.h از ۹۳ سانتیمتر به ۱۰۲/۵ سانتیمتر، تغییر ضخامت لایه K در گسل F.N2.e بهنحوی که ضخامت آن در فرادیواره به تدریج به سمت فرودیواره بیشتر می شود. افزایش ضخامت لایهها در محدوده دگرریخته با گسلش عادی در اثر شیب دار شدن آنها در زمان چرخش همراه بوده است. همچنین کم شدن میزان چرخش و جابجایی لایهها و افزایش شیب گسلهای ناهمساز به سـمت لایههای بالایی تاییدی بر این موضوع است. در جهت جانبی، به طور جانبی نیز از گسل F.N2.a به F.N2.h میزان چرخش و جابجایی لایهها کاهش یافته و بالعکس شیب صفحات گسلی کجشده، افزایش یافته است که نشاندهنده پیشرفت و جوان شــدن دگرشکلی به ســمت فرودیواره گسل های ناهمساز است، رشد و توسعه دگرشکلی به سمت فرودیواره همراه با فعالیت گسل های محدود کنند دگرریختی است.

ویژگیهای هندسی و جنبشی این پهنه گسلی از جهات زیادی شبیه به مدل آزمایشگاهی سیستم کشش بر روی یک پهنه محدود در حال کشش در مراحل آغازین تشکیل یک کافت است (شکل ۱۲) .(McClay, 2003) از جمله ویژگیهای این مدل که با پهنه گسلی مورد بحث مطابقت دارد، عبارتند از:

۱ – ایجاد ساختار گسل های Domino در داخل پهنه گسلی که باعث ایجاد ساختار نیمهفروبوم در اثر فعالیت دسته گسل های موازی ناهمساز شده است.

۲ – ایجاد ساختار فروبوم کامل در فرادیواره گسل های ناهم-ساز در اثر عملکرد گسل های همساز و ناهمساز

۳ – رشد و توسعه گسلهای ناهمساز به سمت فرودیواره تفاوتهایی نیز بین این مدل و زون گسلی زیرمحدوده N2 وجود دارد:

گسل F.N2.h بموازات گسل F.N2.h است.

در مدل McClay, 2003 رشد گسلهای ناهمساز به سمت بالا به صورت ایجاد گسلهای رشدی قاشقی بوده است. در حالی که در مقطع مورد مطالعه اکثر گسلهای ناهمساز در زمان رشد به سمت بالا به دو شاخه منشعب شده اند به عنوان مثال گسل F.N2.g به سمت بالا به دو شاخه منشعب شده است (شکل ۱۱) به دلیل وجود چرخش در این پهنه گسلی، می توان گسلی را که شیب بیشتری دارد و به عبارتی دیگر کمتر دچار چرخش شده است را جوانتر در نظر گرفت. بر این اساس شاخههای منشعب شده از گسل B.N2.g با شمارههای ۱و۲ نامگذاری شده اند. در واقع با توسعه گسلش ابتدا شاخه ۱ در ادامه صفحه گسلی اصلی به سمت بالا فعالیت کرده و سپس دگرشکلی به سمت فرادیواره توسعه یافته و باعث انتقال فعالیت به شاخه دوم شده است.

از تحلیل هندسی و جنبشی این مقطع می توان چنین نتیجه گرفت:

با توجه به همزمانی حرکت دو گسل F.N2.n و F.N2.n و بایت ابتدا این دو گسل ایجاد و شروع به فعالیت کردهاند در حین فعالیت این دو گسل، در داخل پهنه گسلی بین آنها در فرا دیواره گسل F.N2.a گسل های ناهمساز ایجاد شده و توسعه یافتهاند. عدم وجود گسل های ناهمساز در فرودیواره گسل های ناهمساز فرادیواره گسل B.N2.h و همچنین چرخش گسل های ناهمساز همراه با لایههای بیت آنها را میتوان به دلیل فعالیت همزمان دو گسل اصلی محدودکننده در نظر گرفت که باعث تمرکز دگرشکلی در پهنه گسلی بین گسل های اصلی شده است.

- زیر محدوده N3 : این زیر محدوده نیز از نظر آرایه گسل ها شبیه به زیر محدوده N2 است، در پهنه گسلی بین دو گسل F.a.N₃ و F.N₃.f گسل های ناهمساز ایجاد شدهاند. چرخش ساعتگرد گسل های ناهمساز و لایه های سنگی بین آنها در اینجا نیز کاملا مشهود است (شکل ۱۳).

از نظر ارتباط ساختاری بین این زیر محدودهها در مقطع N3 (شکل ۱٤ بالا)که از دو زیرمحدوده N2 و N3 می می گذرد ناحیه بین این دو پهنه گسلی به صورت یک فروبوم بزرگتر میباشد در واقع این دو زیرمحدوده، پهنههای گسلی محدود کننده در دو سمت این فروبوم بزرگ هستند (شکل ٤(پایین).

ب- محدوده P

- زیر محدوده P5 : در این رخنمون دو گسل F.P5.a و F.P5.b، گسل های اصلی اند که به موازات هم قرار گرفته اند (شــکل١٥). علت ایجاد ساختار عدسی مانند در این پهنه گسلی، نزدیک بودن فاصله بین دو گسل عادی اصلی و تغییر شیب صفحات گسلی به طور مشابه در ورود به لایه های مختلف است. علاوه بر ساختار عدسی شکل همانطورکه در شکل ۱۵ الف مشاهده می شود، لایههای واقع در محدوده بین دو گسل F.P5.a و F.P5.b دچار نازِکشدگی شدهاند کے در مورد لایه P این نازکشــدگی کاملاً مشهود اسـت. علت نازک و کج شدن لايهها در داخل يهنه گسلي، حركت همزمان دو گسل F.P5.a و F.P5.b ارزیابی می شود در واقع حرکت غیرهمزمان عادی در این دو گسل باعث ایجاد نوعی فشردگی در پهنه واقع در بین دو گسل می شود به این ترتیب که پهنه واقع در بین دو گسل برای گسل F.P5.a فرادیواره بوده و تمایل به حرکت به سمت پایین را دارد درصورتیکـه برای F.P5.b فرودیواره بوده و تمایل به ثابت بودن دارد. نظیر این نازکشـدگی و فشردگی در محل همیوشانی یلههای فشارشی گزارش شده است (Peacock & Xing, 1993). علاوه بر نازکشـدگی لایهها، گسلهای همساز و ناهمساز در داخل پهنه گسلی تشکیل شدهاند. این رخنمون را از نظر آرایه گسلی می توان شبیه به زیر محدوده های N2 و N3 در نظر گرفت



شــکل ۱۱ – پهنه گســلی از دو گسل موازی عادی با فاصله بیست متری از هم و گسلهای ناهمساز بین آنها تشکیل شده است (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود)، مسیر آزادراه تهران– تبریز، نگاه به سمت N 48 E



شــکل ۱۳- گسـلهای F.N3.a و F.N3.f گسلهای اصلی پهنه گسـلیاند که به سمت شمالباختر شیب دارند، مسیر آزادراه تهران- تبریز، نگاه به سمت N 215 E

با این تفاوت که در این رخنمون گسلهای اصلی پهنه گسلی از نظر مکانی بسیار به هم نزدیک بودهاند و این امر باعث تشدید و تمرکز بیشتر دگرشکلی در داخل پهنه گسلی شده است.

- زیر محدوده P7 : این رخنمون نیز از نظر ویژگیهای هندسی و جنبشی همانند زون گسلی زیرمحدوده P5 است. در محدوده بین دوگسل، لایهها نازکشدهاند و همچنین گسلهای همساز بیشتر از گسل های ناهمساز در داخل زون گسلی ایجاد شدهاند (شکل ۱٦).

- **زیر محدوده** P6 : در این رخنمون آرایه گسلی هم یوغ بخوبی قابل مشاهده است. در اثر فعالیت دو گسل هم یوغ F.P6.a و F.P6.b ساختار فروبوم ایجاد شده است (شکل ۱۷).

شکل ۱۸ بالا، بصورت شماتیک نشان دهنده مقطع D-C (شکل ۱۸ پائین) است که از هر سه زیر محدوده P5، P6 و P7 عبور میکند. همانطورکه در این شکل دیده می شود دو پهنه گسلی واقع در زیر محدودههای P5 و P6 پهنههای گسلی محدودکننده یک ساختارفروبوم بزرگتر هستند که فروبوم شکل ۱۷ در داخل آن قرار می گیرد.

ج- محدوده L1

این رخنمون نیز آرایه گسلی هم یوغ را نشان میدهد که باعث ایجاد ساختار فرابوم و فروبوم شده است. گسل F.L1.a جابجایی بیشتری دارد و احتمالا گسل محدود کننده یک فروبوم بزرگتر است. در این رخنمون تغییر ضخامت لایهها در فرادیواره و فرودیواره گسلهای عادی (بطوریکه در فرادیواره بیشتر از فروديواره است) و نيز كاهش ميزان جابجايي گسلها از پائين به سمت لایه های بالایی نشانگر تاثیر چرخش در شیب آنها است (شــکل ۱۹). با توجه به تغییرات ضخامــت لایههای پائینی G و H ، گسلها فعالیت متفاوت داشتهاند. در جهت قائم به سمت لايههاي بالايمي مقدار تغييرات ضخامت لايههما در فراديواره و فروديواره گسلها كمتر مي شود بطوري كه در لايه L بسيار كم است، در واقع در زمان ته نشيني اين لايه، فعاليت گسل ها بسيار کم بوده است. این امر که این لایه توسط گسلهای F.L1.b و F.L1.c و F.L1.d تقريبا جابجا نشده است نشانگر خاتمه فعاليت این گسل ها میباشد در حالی که گسل F.L1.a باعث جابجایی لايەھاي بالايي شدە است.

با توجه به رخنمونهایی که توضیح داده شدند، در منطقه مورد مطالعه آرایه گسلی غالب، آرایه گسلی هم یوغ می باشد که باعث ایجاد ساختارهای فرابوم و فروبوم در اندازههای متفاوت شده است. در آرایه گسلی هم یوغ اکثرا گسلها به سمت مخالف هم شیب دارند با توجه به شکل ٤ ب وجود تقارن در جهت شیب گسلهای عادی منطقه نسبت به جهت امتداد غالب، نیز می تواند متاثر از آرایه گسلی هم یوغ و ساختارهای فرابوم و فروبوم باشد.

الگوی گسلش عادی

بررسی مشاهدات و اندازه گیری ها در گسل های عادی این منطقه مشخص میکند که با حرکت گسل های عادی هم یوغ فرابوم و فروبوم تشکیل شده است. در گسترش این ساختار سه حالت در گسل های محدود کننده فروبومها مشاهده می شود: (شکل های ۱۶ و ۱۸).

الف: فروبومها محدود به گسلهای منفرد عادی هم یوغ هستند (شکلهای ۷ و ۱۷). در این موارد گسلهای همساز و ناهمساز گسترشی ندارند و لایهها چرخشی نشان نمیدهند.

ب: فروبومها محدود به دو گسل موازی هم با فاصله اندک هستند (شکلهای ۱۵ و ۱٦). در این موارد دگرریختی کششی در بین این دو گسل متمرکز شده و گسلهای همساز با گسل عادی در محدوده بین دو گسل بیشتر فعال بودهاند و گسلهای ناهمساز بسیار کم بوجود آمدهاند.

ج: فروبومها محدود به دو گسل موازی هم با فاصله زیادتر هستند (شکلهای ۱۱ و ۱۳). در این موارد نیز دگرریختی کششی در بین این دو گسل متمرکز شده ولی گسلهای ناهمساز با دوگسل عادی در محدوده بین دو گسل بیشتر گسترش یافته و لایه ها در این محدوده دستخوش چرخش شدهاند و گسلهای ناهمساز در بخشهای دارای چرخش بیشتر، منجر به تشکیل ساختار فروبوم در همان محدوده شده است.

از این صحنه های بوجود آمده در اثر کشش، در یک حوضه محدود در جعبه ماسه طبیعی می توان نتیجه گرفت که چرخش در لایهها رابطه مستقیم با فاصله گسل های عادی موازی هم همساز دارد.

علت ایجاد گسلش عادی در فرونشست زنجان

در لایه های افقی جوان در فرونشست زنجان، گسلش عادی به صورت محلی مشاهده می شود که نشان دهنده وجود سیستم تنشی کششی در زمان ایجاد گسل های عادی در منطقه برونزد گسل ها است. بطور کلی محلی بودن سیستم گسلش عادی نشان دهنده وجود ساختارهای تکتونیکی دیگری است که ویژگی های هندسی آنها باعث ایجاد کشش در لایه های پوسته می شود. این ساختارها بطور مثال شامل: گنبدها، غارها، چین ها و ساختارهای جدایشی – کششی در گسل های راستالغز است & Twiss باعو

در مورد گنبدها، بطورمثال گنبدهای حاصل از بالا آمدن نمک یا ماگما، طرح گسلها در نقشه به صورت شعاعی است. در غارها، در اثر ایجاد فضاهای خالی در بخشهای عمیقتر به علل مختلف، مثل تخلیه منبع ماگمایی یا حل شدن سنگهای آهکی، نمک یا ژیپس، لایههای سنگی بالایی دچار ریزش می شوند که در این صورت نیز طرح گسلها در نقشه به صورت حلقوی خواهد بود (Twiss & Moores, 1992; Suppe, 1985). با توجه به این که در فرونشست زنجان عموما گسلها



شکل ۱٤ – (بالا) نقشه ساختاری محدوده N. گسل های عادی در راستای خود امتداد دارند و موقعیت آنها در محل اندازه گیری نشان داده شدهاند. (پایین) شکل شماتیک مقطع A-B نشانگر یک فروبوم بزرگتر بین زیرمحدودههای N2 و N3



شــکل ۱۵ – الف. ســاختار عدسی ایجاد شــده در اثر فعالیت دو گسل F.P5.a و Line C،F.P5.b نمایانگر خطی است در طول آن لایهها در اثر احداث آزادراه بریده شدهاند، مسیر آزادراه تهران– تبریز، جهت نگاه به سمت N 60 E ب. شکل شماتیک نشانگر تاثیر نزدیکی فاصله دو گسل و تغییر شیب گسل در لایههای مختلف در ایجاد ساختار عدسی شکل در زون گسلی

(چپ گرد یا راست گرد) و موقعیت قرارگیری خم یا پله، خمها و پلههای کشسی یا فشارشی بوجود می آیند. طبق مطالعات آزمایشگاهی به عمل آمده، میزان هم پوشانی دو قطعه گسلی در محل پله در هندسه گسل های ایجاد شده موثر است (McClay, 2003). بدین تر تیب که با افزایش میزان هم پوشانی دو قطعه گسلی امتداد گسل های عادی ایجاد شده در داخل حوضه جدایشی - کششی نیز تغییر میکند بنحوی که زاویه حاده بین امتداد گسل های راستالغز و گسل های عادی ایجاد شده افزایش می یابد. در منطقه مورد مطالعه براساس داده های ژنوفیزیک

از نظر امتداد، تقریبا موازی هستند و طرح شعاعی یا حلقوی ندارند علت ایجاد گسلش عادی نمی تواند بالا آمدن گنبد یا وجود غار در اعماق باشد. همچنین به دلیل افقی بودن لایه ها چین خوردگی نیز نمی تواند ایجاد گسل های عادی منطقه را توضیح دهد.

در طول امتداد گسلهای راستالغز سه نوع پهنه دگرشکلی وجود دارد: پایانه گسلی، طول خود گسل و محل ارتباط دو قطعه' از گسل راستالغز (Kim et al., 2004). محل ارتباط بین دو پاره گسل راستالغز می تواند به صورت خم و یا پله باشد. با توجه به نوع حرکت گسل

1. Segment



C Line

N 60 E مسیر آزادراه تهران− تبریز، نگاه به سمت N 60 E مسیر آزادراه تهران− تبریز، نگاه به سمت N 60 E (توجه شود که خط c محل سکوئی است که در این محل وجود دارد).



شــكل ۱۸ – الف: شــكل شماتيكي از ساختار فروبوم بين زيرمحدوده هاي P5 و P7 . مقياس فاصله برابر نقشه پائين نيست. ب: نقشه ساختاري محدوده P .



شکل ۱۹ – ساختار فرابوم و فروبوم. در داخل فروبوم بزرگتر ساختار فرابوم و فروبوم جوانتر شکل گرفته است. مسیر آزادراه تهران–تبریز، نگاه به سمت N 225 E .

شــکل ۲۰ – دو گســل F.F1.c و F.F1.b گسل.های هم یوغ هستند که گســل F.F1.b تاحدی در رسوبات کنگلومرایی جوانتر در بالای رخنمون نفوذ کرده است، نگاه به سمت N 230 E ، مسیر جاده قدیم تهران– تیریز

شــکل۲۱ – الف. محدوده رخنمون گســلش عادی دقیقا در محل پله گســلی موجود در مســیر امتداد گســلهای مغناطیسی شناسایی شده در فرونشست زنجان واقع شده است، برگرفته از نقشه ژئوفیزیک هوایی ایران (Friedberg &Yousefi 1978)

ب. نقشــه شــدت کل میدان مغناطیسی تهیه شده توسط سازمان انرژی اتمی ایران، نشــانگر وجود همپوشانی زیاد بین قطعات گسلی مغناطیسی شناسایی شده در مرکز فرونشست زنجان در محل رخنمون گسلهای عادی

مغناطیسی هوایی گسلهای پی سنگی در قسمتهای مرکزی فرونشست شناسایی شدهاند (شکل ۲۱). امتداد این گسلها شمالباختری – جنوبخاوری است. این گسلها را می توان ادامه مسیر گسل تبریز یا زمین درز خوی – زنجان (Azizi and Jahanghiri, 2007) به سمت محوی – زنجان (Azizi and Jahanghiri, 2007) به سمت مطالعه، دقیقا در محلی که گسلش عادی وجود دارد، یک پله در مسیر گسلهای مغناطیسی پی سنگی مشاهده می شود (شکل ۲۱). در نقشه ژئوفیزیک هوایی ایران، که بر اساس دادهای ۵/۷ کیلومتر ژئوفیزیک هوایی مغناطیسی در سال ۱۹۹۸ تفسیر شده است، و در نقشه شدت کل میدان مغناطیسی حاصل از دادهای دقیق تر که توسط میدان مناطیسی ماصل از دادهای دقیق تر که توسط میارمان انرژی اتمی ایران تهیه شده، این پله شدگی مشاهده می شود.

اگر علت ایجاد گسل های عادی را وجود کشش در محـل پله گسـلی مذکور در نظر بگیریم، گسـل های پی-ســنگی باید حرکت راســتالغز راستگرد داشــته باشند که ایــن حرکت راســتگرد بــا جهت تنش فشــاری وارده از سـوی صفحه عربی و نیز حرکت راسـت بر گسـل تبریز (Karakhanian et al., 2003) کے تقریباً دارای ہمین روند است، همخوانی دارد. در مورد مدل زمین ساختی ایجاد گسـلش عـادی درمنطقه، با در نظـر گرفتن زاویه زیاد بیــن امتـداد میانگین گسـلهای عـادی و امتداد گسل های پی سنگی در منطقه مورد مطالعه و هم پوشانی زیاد بین قطعات گسلی، ایجاد و توسعه گسلش عادی در منطقه به دلیل وجود یک پله گسلی کششی در مسیر گسل های پی سنگی مغناطیسے با روند شمال باختـر – جنوب خـاور يا شـمال خـاور – جنـوب باختر ارزیابی شـودکه همیوشـانی بیـن این قطعات گسـلی بر اساس مدل ها باید در هر دو حالت آزمایشگاهی باعث ایجاد گسل های عادی با امتداد تقریبا شمالی - جنوبی باشـد. بنظر مى رسـد بهترين صـورت ممكـن محل هم پوشانی با پوشش زیاد در محل پلهشدگی در مسیر گسلهای پیسنگی بزرگ در این منطقه علت ایجاد این گسل ها با آرایش هندسی توضیح داده شده است. در این بین بیشترین احتمال حرکت گسل تبریز در پی سنگ فرونشست جوان زنجان می باشد.

۵- نتیجهگیری

با توجه به مطالعات صحرایی مشخص گردید که سیستم گسلش عادی در این بخش از فرونشست زنجان در محدوده مشخصی گسترش یافته است. از نظر هندسی، امتداد گسلهای عادی تقریبا خاوری- باختری بوده و اکثرا شیب 70 تا ۷۰ درجه دارند که حرکت شیب لغز محض بدون مولفه راستالغز دارند. تغییر شیب صفحات گسلی در اثر وجود لایههای رسوبی با

مقاومتی متفاوت و یا در اثر ورود صفحه گسلی به شکستگی های قبلی موجود در لایه های رسوبی است. آرایه گسلی غالب در منطقه مورد مطالعه، آرایه گسلی هم یوغ می باشد که باعث ایجاد ساختارهای فرابوم و فروبوم در اندازه های متفاوت شده است. وجود چرخش و تمرکز دگرشکلی در داخل بعضی از پهنه های گسلی در اثر همزمانی فعالیت دو گسل موازی محدودکننده پهنه گسلی ارزیابی می شود که با توجه به مقادیر کم جابجایی، گسلش سطحی بوده و عمق زیاد ندارد. گسل های عادی، جوان بوده و پس از نهشته شدن رسوبات افقی پلیوسن -کواترنری فعالیت و جود پله کششی با هم پوشانی زیاد در مسیر گسل تبریز با امتداد شمال باختر – جنوبخاور ارزیابی می شود.

سپاسگزاری

مقاله حاضر بخشی از یافتههای پایاننامه کارشناسی ارشد با عنوان تحلیل هندسی و جنبشی سیستم گسلهای عادی در نهشتههای افقی جوان پلیوسن- کواترنری فرونشست زنجان دردانشگاه تربیت مدرس است، لذا از این دانشگاه به پاس پشتیبانی همهجانبه تحقیق حاضر سپاسگزاری می شود.

منابع

- الیاسی، م.، محجل، م.، و مصباحی، ف.، ۱۳۸٦. تحلیل تنش دیرین در رسوبات افقی پلیوسن-کواترنری شمال غرب زنجان، (ارسال شده به مجله فیزیک زمین و فضا).

- حاجیان، ج.، زاهدی، م.، افتخارنژاد، ج.، علوی، م.، اشتوکلین، ج.، نبوی، م.ه.، صمیمی، م.، هیرایاما، ک.، هوشمندزاده، ع... ۱۳۸۳. نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ زنجان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

– مردانی، ز.، ۱۳۷۸. بررسی لرزه زمینساخت زنجان و حومه با تکیه بر گسلههای جوان و تعیین میدان تنش مربوطه. پایاننامه کارشناسیی ارشد گرایش تکتونیک، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، ۱۱۰ صفحه.

- نقشـه شدت کل میدان مغناطیسـی زنجان، سازمان انرژی اتمی ایران، ۱۹۷٦ با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰

- Childs, C., Nicol, A., Walsh, J.J., and Watterson, J., 1996. Growth of Vertically Segmented Normal Faults, Journal of Structural Geology, 18, 1389 - 1397

- Ferrill, D.A., and Morris, A.P., 2003. Diletional Normal Faults, Journal of Structural Geology, 25, 183 - 196

- Hatcher, R.D., 1995. Structural Geology, Trentice-Hall, LNC. 525 pages.

- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, Kh., Jamali, F., Bayraktutan, M., Bagdassaian, H., Arakelian, S., Davitian, V., and Adilkhanyan, A., 2003. Active Faulting and Natural Hazards in

Armenia, Estern Turkey and Norhtwestern Iran, Tectonophysics, 380, pp 189- 219.

- Kim, Y., Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 2004. Fault Damage Zone, Journal of Structural Geology, 26, 503 - 517

-McClay, K.R., 2003. Advanced Structural Geology for Petroleum Exploration, Lecture notes, Volume 1.

- Nogole Sadat, M.A.A., and Almasian, M., 1993. Tectonic Map of Iran, scale: 1:1000000.

- Peacock, D.C.P, Zhang, x., 1993. Field Examples and

and Numerical Modeling of Oversteps and Bends along Normal Faults in Cross- section, Tectonophysics, 234, 147 – 167.

- Suppe, J., 1985. Principles of Structural Geology. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice hall, 537 pages.

- Twiss, R.G., Moores, E.M., 1992. Structural Geology. W.H. Freeman and Company. New York. 532 pages.

-Yousefi, E., Friedberg, J.L., 1978. Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No.p4), Geological Survey of Iran. Scale: 1:250000.