

بررسی میزان جابجایی رودخانه های اصلی ناحیه مراغه با استفاده از شاخص های ژئومورفیک و داده های پتانسیل حرکت گسل های فعال (FMP)

الهام رستم پور؛ دانشجوی دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران
محسن پور کرمانی*؛ استاد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران
سهیلا بوذری؛ دانشیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران
محمود الماسیان؛ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۲/۰۲

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۵/۲۴

چکیده

این پژوهش با هدف ارزیابی پتانسیل حرکتی گسل های فعال منطقه مراغه، از دو شاخص ژئومورفیک بهره گرفته و با تلفیق آن ها، رابطه میان ویژگی های هندسی گسل ها و میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای را بررسی نموده است. شاخص های محاسبه شده به منظور تعیین درصد احتمال حرکات گسلی، با داده های لرزه ای گذشته مقایسه شده و انطباق مناسبی نشان داده اند. مدل نظری تحقیق بر مبنای برداشت های ساختاری از ۱۰ ایستگاه و تحلیل تنش به روش وارون سازی تنظیم شده است. در ادامه، با استفاده از شاخص های عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) و به کمک نرم افزارهای ArcGIS و Global Mapper، زمین ساخت فعال نسبی حوضه های منطقه مورد مطالعه محاسبه گردید. نتایج نشان می دهد که حوضه های قوری چای، باداملو، لیان چای، مرداق چای و قلعه دارای فعالیت تکتونیکی نسبی بالایی هستند و گسل قطار با جابه جایی ۴۵۰۰ متر در روستای قطار به عنوان گسلی جوان شناخته می شود. تمرکز کانون زمین لرزه ها در شمال باختری و جنوب باختری منطقه و امتداد عمود آن ها بر گسل های اصلی، حاکی از وجود یک پهنه تنشی فعال با روند شمال خاور - جنوب باختر در گستره مطالعاتی است.

واژه های کلیدی: پتانسیل حرکت گسل، زمین ساخت فعال، شاخص های ژئومورفیک (AF, T)، وارون سازی تنش

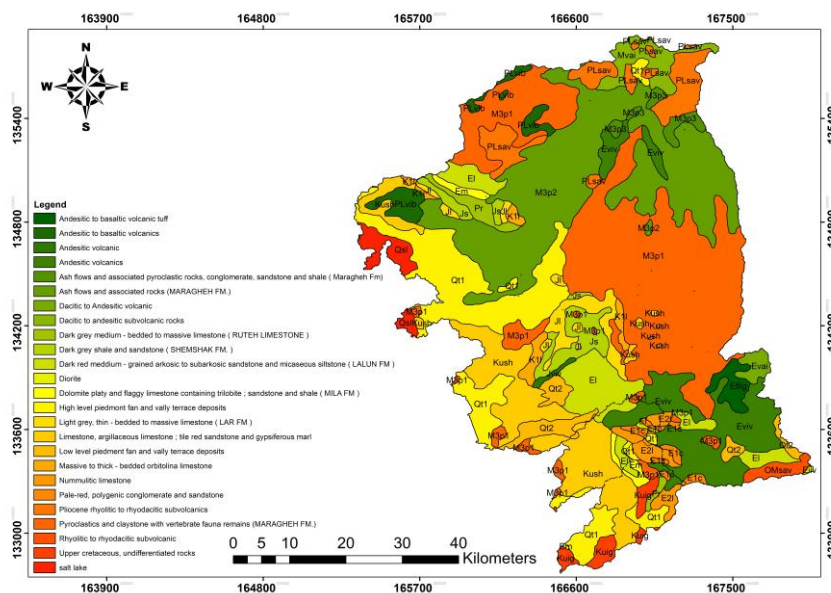
مقدمه

در مطالعات جدید (Jannah, M., et al., 2024) بیان شده گذار از فرورانش مایل به فرورانش روبه‌رو بین ناحیه سوماترا و جنوب جاوه، منجر به ایجاد ویژگی‌های ساختاری و لرزه‌ای متفاوتی در این مناطق شده است. به‌طور کلی، جزیره جاوه نسبت به سوماترا فعالیت لرزه‌ای کمتری دارد، هرچند زمین‌لرزه‌ها و سونامی‌های مهمی نیز در آن گزارش شده‌اند (مرکز ملی مطالعات زمین‌لرزه، ۲۰۱۷). پژوهش‌های اخیر عمدتاً بر شناسایی منابع زلزله، به‌ویژه گسل‌های فعال درون‌خشکی، متمرکز شده‌اند (مارلیانی، ۲۰۱۶؛ داریونو، ۲۰۱۶). به موازات آن، در شمال‌غرب ایران نیز، منطقه‌ای واقع در دامنه‌های جنوبی کوه سهند - که رودخانه‌های مهمی چون صوفی‌چای و مردق‌چای در آن جریان دارند - به‌دلیل قرارگیری در کمربند زلزله‌خیز آلپ-همیالیا، از نظر زمین‌ساختی فعال ارزیابی می‌شود.

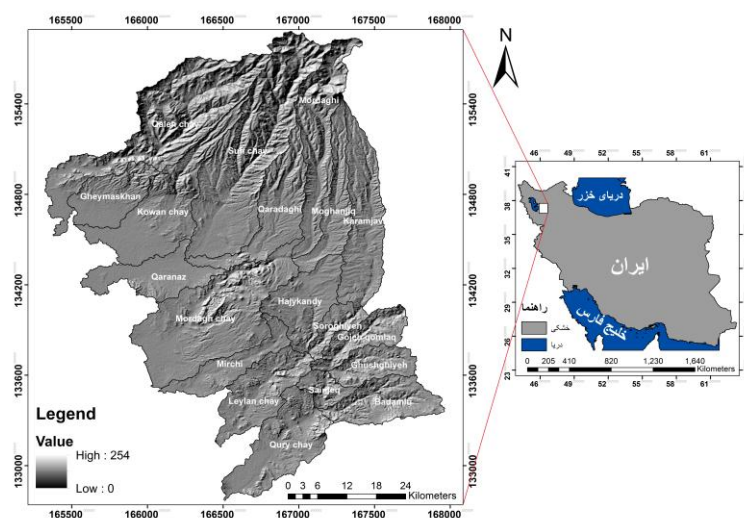
در دهه‌های اخیر، افزایش زمین‌لرزه‌های کم‌عمق درون‌قاره‌ای در این دو ناحیه و همچنین خسارات ناشی از تراکم جمعیت، لزوم تحلیل دقیق‌تر ساختارهای تکتونیکی را برجسته کرده است. مطالعات ساختاری نوین با استفاده از مدل‌های رقومی ارتفاعی (DEM) و سامانه اطلاعات جغرافیایی (GIS)، امکان تحلیل کمی پویایی گسل‌ها و فرایندهای ژئومورفولوژیکی مرتبط را فراهم کرده‌اند. در این زمینه، شاخص‌های ژئومورفیک همچون عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) و تقارن توپوگرافی عرضی (T) به‌منظور شناسایی نواحی بالآآمده، انحراف مسیر آبراهه‌ها و تعیین پویایی نسبی گسل‌ها به‌کار گرفته شده‌اند. در پژوهش حاضر، دامنه‌های جنوبی سهند - با هدف بررسی تکتونیک فعال مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. تحلیل‌های ژئومورفیک مبتنی بر DEM و نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی با استفاده از نرم‌افزارهایی نظیر ArcGIS، Global Mapper و ... انجام گرفته است. نتایج حاصل بیانگر انحراف مجاری زهکشی، بالآآمدگی نواحی خاص، و فعالیت لرزه‌ای مرتبط با گسل‌ها در مقیاس محلی هستند که از منظر ارزیابی خطر زمین‌ساختی و مدیریت منابع آب نیز حائز اهمیت‌اند، در نهایت با بررسی داده‌های میدانی، پراکندگی رومرکز زمین‌لرزه‌های یک سال گذشته و تحلیل داده‌های رستری در محیط GIS، پهنه‌های پرخطر زمین‌ساختی شناسایی شد. نهایتاً جهت و میزان جابه‌جایی آبراهه‌ها و نیز فعالیت نسبی تکتونیکی هر حوضه بر اساس دو شاخص یادشده محاسبه شده و پتانسیل حرکتی گسل‌های فعال (FMP) در محدوده‌ی بالآآمده هر حوضه مورد ارزیابی قرار گرفت.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال‌غرب ایران و در بخش جنوبی استان آذربایجان شرقی، با مختصات طول خاوری $45^{\circ} 45' - 46^{\circ} 39'$ و $36^{\circ} 52' - 37^{\circ} 44'$ عرض شمالی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در شمال‌شرق به شهرستان بستان‌آباد، شرق به شهرستان هشترود و رشته‌کوه‌های شرقی با ارتفاع حداکثر ۲۵۰۰ متر، جنوب به شهرستان ملکان و جلگه دریاچه ارومیه به همراه کوه‌های کم‌ارتفاع با ارتفاع حدود ۱۵۰۰ متر، جنوب‌شرق به شهرستان چاراویماق و غرب به دریاچه ارومیه با ارتفاع تقریبی ۱۲۷۵ متر و در شمال‌غرب به شهرستان‌های عجب‌شیر و اسکو محدود می‌گردد. از لحاظ لیتولوژی، منطقه عمدتاً شامل آبرفت‌های دوران حاضر و لایه‌های رسوبی، آهکی، آندزیت و داسیت است که به صورت پراکنده و گسترده در بخش‌های مختلف ناحیه توزیع شده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه



شکل ۲: نقشه سنگ شناسی ناحیه مورد پژوهش

ارزیابی شاخص های ریخت شناسی

توصیف اشکال و ناهمواری های سطح زمین با استفاده از پارامترهایی مانند اندازه، ارتفاع (حداکثر، حداقل یا میانگین) و شیب صورت می گیرد. زمین ریخت شناسی به عنوان ابزاری مؤثر در بررسی زمین ساخت جنبایی نواحی مختلف شناخته می شود. در این مطالعه، دو شاخص مرتبط با تغییرات حوضه های آبریز، شامل شاخص عدم تقارن و تقارن توپوگرافی عرضی، مورد ارزیابی قرار گرفتند. همچنین، با استفاده از شاخص پتانسیل حرکتی گسل (FMP) در هر مقطع، مناطقی با

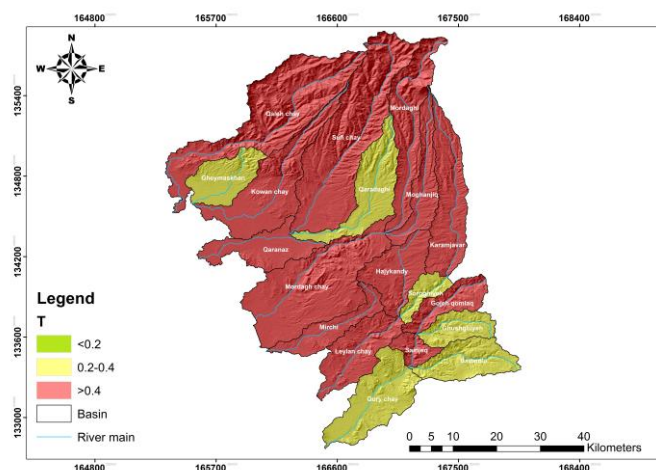
فعالیت لرزه‌ای بالا شناسایی شدند. این شاخص‌ها برای تعیین بیشینه انحراف مسیر رودخانه‌ها در نواحی بالاآمده هر حوضه و محاسبه میزان فعالیت نسبی زمین‌ساختی به صورت جداگانه به کار گرفته شدند.

- عدم تقارن حوضه زهکشی (AF)

طول آبراهه و زهکشی های فرعی در دو سوی آبراهه اصلی نیز می‌توانند برای ارزیابی بالاآمدگی فعال مورد استفاده قرار گیرند. این شاخص به صورت زیر تعریف شده است (Keller and Pinter, 2002)

$$At/Af=100(Ar) \quad \text{[معادله ۱]}$$

در رابطه بالا Af شاخص عدم تقارن آبراهه ها، Ar مساحت حوضه در برگیرنده زهکشی‌های فرعی در سمت راست آبراهه اصلی (دید به سمت پائین آبراهه اصلی) و At مساحت کل حوضه در برگیرنده زهکشی‌های فرعی در سمت چپ و راست آبراهه اصلی‌اند. مقادیر عددی Af در حدود ۵۰، بیانگر وجود تقارن زهکشی‌ها و در نتیجه عدم وجود کج شدگی بر اثر بالاآمدگی می‌باشد و مقادیر عددی بیشتر و یا کمتر از ۵۰ نشان دهنده کج شدگی حوضه است که می‌تواند در نتیجه فعالیت زمین‌ساختی یا ساختارهای حاصل از ویژگی‌های لیتولوژی باشد. با استفاده از ArcGIS میزان این شاخص برای حوضه‌ها اندازه‌گیری شد، مقادیر این شاخص با توجه به مطالعات (El Hamdouni et al, 2008) [۵]، به سه رده طبقه بندی شدند: $AF-50 > 7$; $15 > AF-50$ و $AF-50 < 7$ (جدول ۱). نتایج نشانگر کج شدگی بیش از نیمی از حوضه های منطقه به همراه بالاآمدگی جنوب باختر مراغه و ساختارهای تکتونیکی فعال ناحیه می باشد (شکل ۳).



شکل ۳: توزیع فضایی از مقادیر شاخص AF

- تقارن توپوگرافی عرضی حوضه (T)

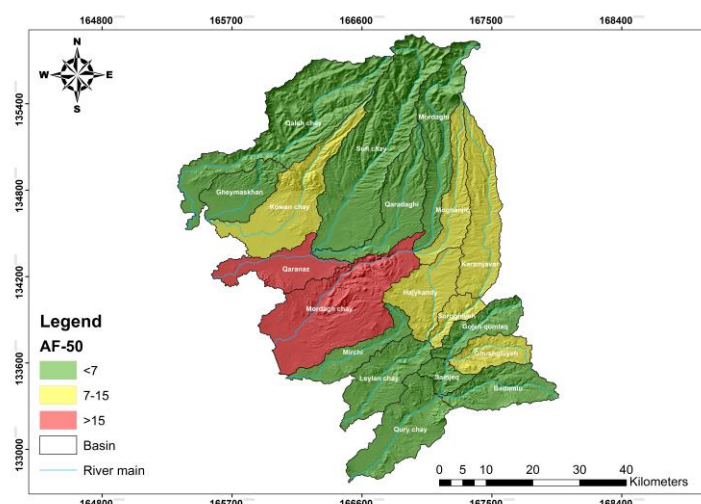
محاسبه این شاخص روشی برای ارزیابی یک رودخانه درون حوضه و تغییرات میزان نامتقارنی در بخش‌های مختلف دره است.

$$T = Da/Dd$$

(معادله ۲)

در رابطه فوق Da ، فاصله خط میانی حوضه زهکشی تا کمربند فعال مئاندری حوضه (مسیر رود اصلی) و Dd فاصله خط میانی حوضه و خط تقسیم آب می‌باشد. هر چه مقدار این شاخص به یک نزدیک‌تر باشد، نشان دهنده عدم تقارن بیشتر و زمین‌ساخت فعال در منطقه است. در حوضه‌های کاملاً متقارن $T=0$ می‌باشد (Keller and Pinter, 2002) [۱]. این شاخص با توجه به مطالعات (El Hamdouni et al, 2008) [۵]، به سه رده تقسیم شده است: رده ۱ ($T \geq 0.4$)، رده ۲ ($0.4 > T > 0.2$) و رده ۳ ($T \leq 0.2$)، (جدول ۲)

مقادیر محاسبه شده برای این شاخص به خوبی مقادیر شاخص AF را تأیید می‌کند، به عبارتی کج‌شدگی‌ها و تقارن‌های توپوگرافی عرضی رودخانه‌ها را در بیشتر حوضه‌های منطقه به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۴).



شکل ۴: توزیع فضایی از مقادیر شاخص T

جدول ۱. مقادیر بدست آمده از محاسبه فاکتور عدم تقارن (AF) در حوضه های ناحیه مراغه.

Basin	Ar (sq km)	At (sq km)	AF	Tilting Part	Flow Direction	Assessment	Assessment	Tectonic class
Qaleh chay	165.4	383.92	43.08	east	S-NE	6.92	3	3 (Low Activity)
Gheymaskhan	51.419	117.75	43.67	east	S-NW	6.33	3	3 (Low Activity)
Kowan chay	143.13	244.29	58.59	west	SW-N	8.59	2	2 (Moderate Activity)
Sufi chay	199.61	435.17	45.87	east	S-NW	4.13	3	3 (Low Activity)
Qaradaghi	96.352	174.38	55.25	west	SW-NW	5.25	3	3 (Low Activity)
Mordaghi	89.386	201.72	44.31	east	SW-NE	5.69	3	3 (Low Activity)
Moghanjiq	70.96	115.93	61.21	west	SW-NW	11.21	2	2 (Moderate Activity)
Karamjavavar	69.352	198.77	34.89	east	S-NW	15.11	1	1 (High Activity)
Qaranaz	91.082	126.46	72.02	west	SW-NE	22.02	1	1 (High Activity)
Mordagh chay	275.65	381.88	72.18	west	S-NE	22.18	1	1 (High Activity)
Hajykandy	52.606	138.03	38.11	east	SE-NE	11.89	2	2 (Moderate Activity)
Soroghiyeh	20.559	48.444	42.44	east	SW-NE	7.56	2	2 (Moderate Activity)
Gojeh qomlaq	47.887	88.859	53.89	west	S-NE	3.89	3	3 (Low Activity)
Ghushghiyeh	31.62	81.284	38.90	west	W-S	11.10	2	2 (Moderate Activity)
Badamlu	58.026	129.1	44.95	west	W-SE	5.05	3	3 (Low Activity)
Sainjeq	20.017	41.406	48.34	east	SW-NE	1.66	3	3 (Low Activity)
Mirchi	54.947	96.763	56.79	west	SW-NW	6.79	3	3 (Low Activity)
Leylan chay	69.677	151.83	45.89	east	SW-NE	4.11	3	3 (Low Activity)
Qury chay	95.779	193.02	49.62	east	SW-NE	0.38	3	3 (Low Activity)

AF classification: AF-50>15 1(High Activity) ,, AF-50:7-15 2(Moderate Activity) ,, AF-50<7 3(Low Activity)

جدول ۲. مقادیر بدست آمده از محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) در حوضه های منطقه مورد مطالعه.

Basin	Da (m)	Dd (m)	T (m)	Tave (m)	Tectonic class
Qaleh chay	2414	8529	T1=0.28	T1,2,3,4=0.50	1 (High Activity)
	6921	10615	T2=0.65		
	6285	9642	T3=0.65		
	3834	9002	T4=0.43		
Gheymaskhan	1414	4912	T1=0.29	T1,2,3,4=0.37	2 (Moderate Activity)
	2420	5567	T2=0.43		
	1856	5962	T3=0.31		
	2171	4929	T4=0.44		
Kowan chay	789	1393	0.57	0.61	1 (High Activity)
	1100	1768	0.62		
	612	1604	0.38		
	1182	1343	0.88		
Sufi chay	1475	4106	0.36	0.52	1 (High Activity)
	2720	3798	0.72		
	2657	4276	0.62		
	2207	5728	0.39		
Qaradaghi	796	3500	0.23	0.40	2 (Moderate Activity)
	1005	3541	0.28		
	754	1600	0.47		
	730	1158	0.63		
Mordaghi	1432	2453	0.58	0.55	1 (High Activity)
	1437	2324	0.62		
	1402	2377	0.59		

	674	1675	0.40		
Moghanjiq	417	1094	0.38		1 (High Activity)
	555	1625	0.34	0.46	
	994	2548	0.39		
	1518	2075	0.73		
Karamjavar	842	2568	0.33		1 (High Activity)
	1335	2500	0.53	0.46	
	1014	2270	0.45		
	1742	3354	0.52		
Qaranaz	2021	1913	1.06		1 (High Activity)
	2297	2569	0.89	0.81	
	3022	4713	0.64		
	3018	4729	0.64		
Mordagh chay	1890	2592	0.73		1 (High Activity)
	6632	7572	0.88	0.67	
	5162	7382	0.70		
	2866	7681	0.37		
Hajykandy	1303	5912	0.22		1 (High Activity)
	3192	4800	0.67	0.64	
	1889	2435	0.78		
	1754	1959	0.90		
Soroghiyeh	2003	4879	0.41		2 (High Activity)
	2101	4546	0.46	0.32	
	390	1515	0.26		
	248	1813	0.14		
Gojeh qomlaq	1339	3416	0.39	0.52	1 (High Activity)

	2229	3892	0.57		
	2011	3469	0.58		
	1974	3652	0.54		
Ghushghiyeh	776	2907	0.27		2 (High Activity)
	496	3600	0.14		
				0.31	
	1308	3807	0.34		
	1894	3793	0.50		
Badamlu	672	3081	0.22		2 (High Activity)
	1613	4807	0.34		
				0.29	
	1309	3494	0.37		
	337	1460	0.23		
Sainjeq	1213	1993	0.61		1 (High Activity)
	1592	2912	0.55		
				0.47	
	1467	3473	0.42		
	1193	3718	0.32		
Mirchi	431	1463	0.29		1 (High Activity)
	1431	3878	0.37		
				0.46	
	1402	3256	0.43		
	1397	1871	0.75		
Leylan chay	2993	4105	0.73		1 (High Activity)
	2005	4445	0.45		
				0.46	
	2521	4961	0.51		
	636	4446	0.14		
Qury chay	1075	8252	0.13		2 (High Activity)
	1019	6704	0.15	0.23	
	1052	5294	0.20		

2943

6987

0.42

T classification: 1(High Activity): > 0.4, 2(Moderate Activity): 0.2-0.4, 3(Low Activity): < 0.2

- مدل نظری برای تحلیل پتانسیل حرکتی گسل

پتانسیل حرکتی گسل (FMP) به تنش تکتونیکی (σ)، هندسه صفحه گسل (G) و خواص فیزیکی محیط داخل و طرفین گسل (P) وابسته است. FMP تابعی از این عوامل می باشد:

$$FMP = f(\sigma, G, P) \quad (\text{معادله ۳})$$

اگر چه یک محیط زمین شناسی معمولاً ناهمگن و خیلی پیچیده است ولی می تواند از نظر آماری، همگن و ایزوتروپ در نظر گرفته شود. بر اساس این مسئله و برای ساده سازی مدل نظری، محیط زمین شناسی حاوی گسل ها به صورت یک ماده همگن، ایزوتروپ و الاستیک در نظر گرفته شده است. بنابراین FMP می تواند به صورت ذیل ساده شود.

$$FMP = f(\sigma, G) \quad (\text{معادله ۴})$$

برای در نظرگیری تأثیر جهت گیری تنش تکتونیکی و هندسه گسلی روی لرزه خیزی گسل، آزمایشاتی را با استفاده از مدل های بلوکی انجام داده اند (Lokajicek et al, 1988) [۶]. نتایج حاصله نشان داده که تغییر شیب گسل، باعث تغییرات قابل توجه در فواصل زمانی وقوع مجدد رخداد های لرزه ای مستقل، از میزان انرژی لرزه ای می شود. برای بعضی مقادیر شیب، فعالیت لرزه ای گسل از بین می رود و برای اثبات نتایج این آزمایشات، (He, S.H, 1989) [۷] یک تحلیل نظری انجام داد و نشان داد گسل ها، هنگامی می توانند بلغزند که زوایای بین جهت گیری تنش اصلی فشاری حداکثر و امتداد گسل بین ۲۰ و ۷۰ درجه باشد. هر چند که استثنائاتی در به کار گرفتن این مدل برای سیستم های گسلی واقعی وجود دارد. این استثناءها ناشی از محدودیت بررسی های دوبعدی هستند. در واقع، صفحات گسلی همیشه قائم نیستند و جهت گیری تنش اصلی فشاری حداکثر نیز، همیشه افقی نیست. در این روش، این مسئله با استفاده از دایره مور تنش در نظر گرفته شده است.

مدل نظری

از نظر مکانیکی، مهم ترین عواملی که در شروع حرکت لغزشی روی یک گسل از پیش موجود مؤثر هستند (با فرض مثبت بودن تنش فشاری) عبارتند از:

۱- تفاضل تنش های اصلی حداکثر (σ_1) و حداقل (σ_3): ($\sigma_1 - \sigma_3$)، که تعیین کننده قطر دایره موهر است.

۲- مجموع تنش اصلی حداکثر و حداقل: ($\sigma_1 + \sigma_3$)، که تعیین کننده محل دایره موهر است.

زاویه بین عمود بر صفحه گسلی و تنش اصلی حداکثر (σ_1) به صورت θ نشان داده می شود. حد پایینی و بالایی θ در گسلی که دارای توانایی لغزش می باشد، به وسیله θ_1, θ_2 نمایش داده شده است. علامت θ_0 نشانگر مقدار ویژه θ در لغزش گسلی به احتمال بسیار، ϕ زاویه اصطکاک داخلی گسل، τ_0 چسبندگی داخل گسل و T_0 نقطه

ای است که شکستگی کششی رخ می دهد. ابتدا زاویه ای (θ_0) که گسل به احتمال بسیار در آن می لغزد، محاسبه می گردد. بر اساس قضیه سینوس و شکل ۷، داریم:

$$\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi} = \frac{\sin \phi}{\sin(2\theta - \phi)} \quad (\text{معادله ۵})$$

با مشتق گیری از تنش (σ) نسبت به زاویه θ و مساوی با صفر قرار دادن مشتق داریم:

$$\cos(2\theta - \phi) = 0, \theta_0 = 45^\circ + \phi/2 \quad (\text{معادله ۶})$$

سپس، محدوده پایین و بالای زاویه θ برای لغزش گسلی ممکن، محاسبه می گردد. از معادله (۳) داریم:

$$\sin(2\theta - \phi) = \frac{\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi}{\sigma_1 - \sigma_3} \sin \phi \quad (\text{معادله ۷})$$

در شکل ۱ وقتی $\sigma_3 \rightarrow T_0$ ، $\sigma_1 + \sigma_3 + 2\tau_0 \operatorname{ctg} \phi \rightarrow \sigma_1 - \sigma_3$ ، محدوده θ حداکثر است، بنابراین داریم:

$$\sin(2\theta - \phi) = \sin \phi \quad (\text{معادله ۸})$$

$$\theta_1 \rightarrow \phi, \theta_2 \rightarrow \pi/2 \quad (\text{معادله ۹})$$

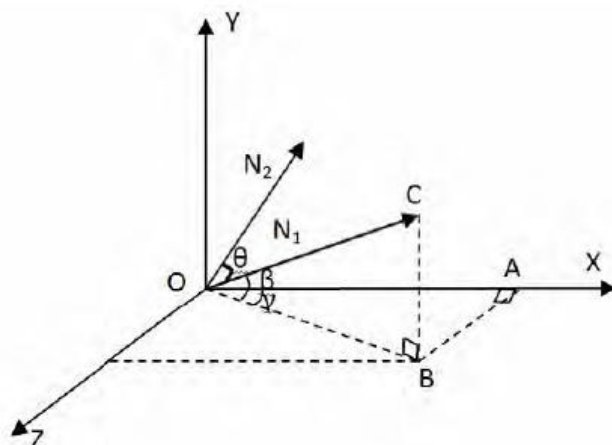
معمولاً ضریب اصطکاک روی یک سطح شکستگی شکننده 0.5-0.8 است (Wang et al, 1979) [۸] که مربوط به زوایای ذیل می باشد:

$$\phi = 27^\circ - 39^\circ$$

برای سادگی محاسبه، ϕ را مساوی با 30° درجه در نظر می گیرند و لذا:

$$\theta = \begin{cases} \theta_0 = 60^\circ \\ \theta_1 = \phi \\ \theta_2 = \pi/2 \end{cases} \quad (\text{معادله ۱۰})$$

یعنی وقتی $30^\circ < \theta < 90^\circ$ ، یک گسل ممکن است بلغزد. هنگامی که $\theta = 60^\circ$ باشد، گسل به راحتی می لغزد. اگر $\theta \leq 30^\circ$ یا $\theta \geq 90^\circ$ باشد، گسل نمی تواند بلغزد (شکل ۵).



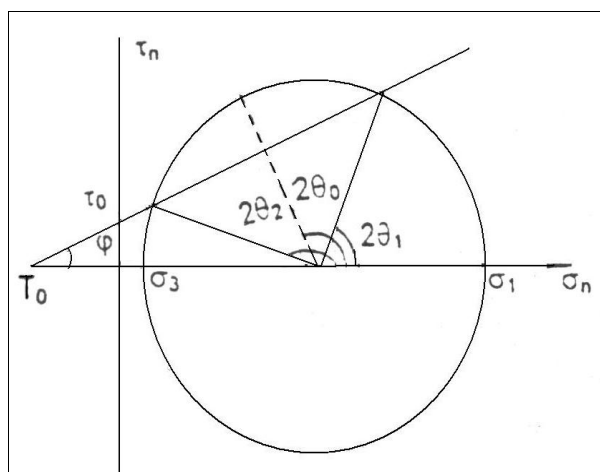
شکل ۵- دایره مور نشانگر وضعیت تنش در طی لغزش گسل، اقتباس از (Lee et al, 1997)

برای به کمیت کشیدن رابطه بین پتانسیل حرکتی گسل (FMP) و زاویه θ ، FMP به صورت یک عامل نرمالیزه شده در ذیل تعریف شده است:

$$FMP = \begin{cases} 0 & , \quad \theta \in [0^\circ, 30^\circ] \\ \frac{\theta - 30^\circ}{30^\circ} & , \quad \theta \in [30^\circ, 60^\circ] \\ 1 - \frac{\theta - 60^\circ}{30^\circ} & , \quad \theta \in [60^\circ, 90^\circ] \end{cases} \quad (\text{معادله ۱۱})$$

- محاسبه زاویه θ

اگر جهت عمود (γ_1) بر صفحه گسل و زاویه میل آن (β_1) و جهت گیری تنش اصلی حداکثر (γ_2) و زاویه میل آن (β_2) معلوم باشد، θ می تواند از روابط هندسی آن ها محاسبه گردد (شکل ۶).



شکل ۶: نمایش یک خط راست در سه بعد و تصویر آن روی صفحه، اقتباس از (Lee et al, 1997)

اگر γ آزموت یک خط مستقیم و β زاویه میل آن باشد، خط راست می تواند به صورت ذیل تعریف شود:

(معادله ۱۲)

$$l = OA = \cos \beta \cos \gamma$$

$$m = CB = \sin \beta$$

$$n = AB = \cos \beta \sin \gamma$$

و بردار $N = [l, m, n]$ ، جهت خط مستقیم است. بنابراین، زاویه بین دو خط مستقیم می تواند به صورت ذیل محاسبه گردد:

(معادله ۱۳)

$$\cos \theta = \cos \beta_1 \cos \beta_2 \cos(\gamma_1 - \gamma_2) + \sin \beta_1 \sin \beta_2$$

این درحالی است که اگر محور σ_1 به سمت بالا باشد، مقدار β_2 منفی می شود.

- جهت گیری تنش تکتونیکی ناحیه ای

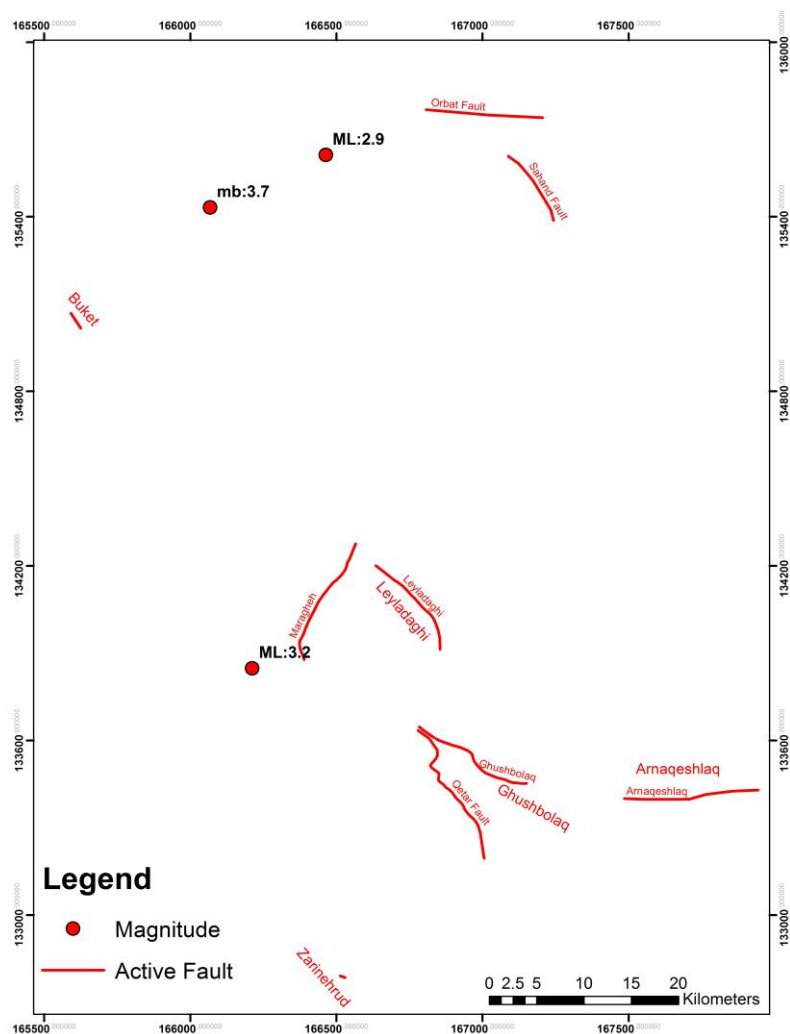
جهت گیری تنش تکتونیکی ناحیه ای عمدتاً از تحلیل سازوکار ژرفی زمین لرزه های بزرگ به دست می آید، اما پیچیدگی ساختارهای عمیق و سیمای تنش در برخی موارد، ماهیت متغیر و غیر یکنواختی را نشان می دهد. سیمای تنش بیانگر تأثیر میدان تنش کانونی لحظه ای بر میدان تنش تکتونیکی ناحیه ای است و تحلیل سازوکار ژرفی زمین لرزه های کوچک منفرد اغلب نمایانگر شرایط اتفاقی می باشد. با این حال، تحلیل های سازوکار ژرفی زمین لرزه های کوچک به طور مصنوعی می توانند وضعیت کلی تنش تکتونیکی ناحیه را مشخص کنند. بنابراین، ترکیب داده های حاصل از زمین لرزه های بزرگ و میانگین تحلیل های زمین لرزه های کوچک، برای تعیین وضعیت تنش ناحیه ای کاربرد دارد. مطالعات مربوط به پتانسیل حرکتی گسل های کواترنری نشان داده است که حتی در صورت عدم وجود پیشینه لرزه خیزی شناخته شده، امکان رتبه بندی گسل های فعال بر اساس پارامترهای تنش وجود دارد. (Arian and Qorashi, 2006) بر این اساس، گسل های مهم و فعال ناحیه مراغه شناسایی و جهت تحلیل بیشتر مورد بررسی قرار گرفته اند.

روش مطالعه

مقاله پیش رو از نتایج استخراج شده مقاله (Jannah, M., et al.2024) ناحیه سوماترا و جنوب جاوه بعبارتی بررسی گسل های فعال بین قطعات چیربون تا سمارانگ با بررسی شاخص های ژئومورفیکی پرداخته شده است و دقیقاً مناطق تکتونیکی جنباً مانند تراس های تکتونیکی و نواحی فعال با داده های لرزه ای سازگاری و تطابق را نشان داده است. در این پژوهش بر بخش بندی و فعالیت های تکتونیکی گسل باریبیس-کندنگ در امتداد قطعات چیربون

تا سمارانگ تمرکز دارد که از طریق تحلیل شاخص های ژئومورفیک استخراج شده از مدل های رقومی ارتفاعی (DEM) آشکار شده است و اشاره دارد به این نکته که این یافته ها نشان می دهند فعالیت گسل در منطقه همچنان ادامه دارد و الگوهای بالا آمدگی شدیدتر در دو انتهای شرقی و غربی گسل مشاهده می شود، در حالی که فعالیت نسبتاً کمتری در ناحیه مرکزی دیده می شود، در مطالعه پیش رو نیز برای گستره مورد پژوهش مطالعات نوین همانند مقاله (Jannah, M., et al. 2024) انجام گردیده است.

برای تعیین میزان انحراف آبراهه اصلی از مسیر اولیه خود، بالا آمدگی هر مقطع از حوضه آبریز به طور جداگانه بررسی و با داده های شاخص های تقارن و عدم تقارن توپوگرافی عرضی حوضه زهکشی تأیید شد. توان حرکتی گسل های فعال ناحیه مراغه و صفحات گسلی مرتبط با آن ها اندازه گیری و نتایج با توجه به پدیده های زمین شناسی مانند صفحات تزریق، استیلولیت ها و پله های تجمعی کانی ها کنترل گردید. تغییرات جهت تنش در واحدهای سنگی نیز محاسبه شد. برای این منظور، روش وارون سازی به منظور تعیین جهت محورهای اصلی تنش به کار رفت و تنش های اصلی منطقه در تمامی مقاطع با نرم افزار Tectonic FP محاسبه شدند، با فرض اینکه خش خط های روی صفحه گسلی نمایانگر جهت تنش برشی حداکثر باشند، در نهایت، زاویه میان بردار نرمال صفحه نسبت به تنش اصلی بیشینه اندازه گیری و در معادلات (جدول ۱) قرار گرفت تا مقدار پتانسیل حرکتی گسل های جنوبی ناحیه در هر مقطع به دست آید. همچنین، میزان پتانسیل حرکتی گسل های فعال در هر مقطع با داده های رومرکز زمین لرزه های ۱۱۰ سال اخیر (شکل ۷) مقایسه و نواحی دارای بیشترین پتانسیل حرکتی شناسایی شدند و مشخص گردید فعالیت گسل در منطقه همچنان ادامه دارد.



شکل ۷: پراکنش داده های یکصد و ده سال اخیر (برگرفته از مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران)

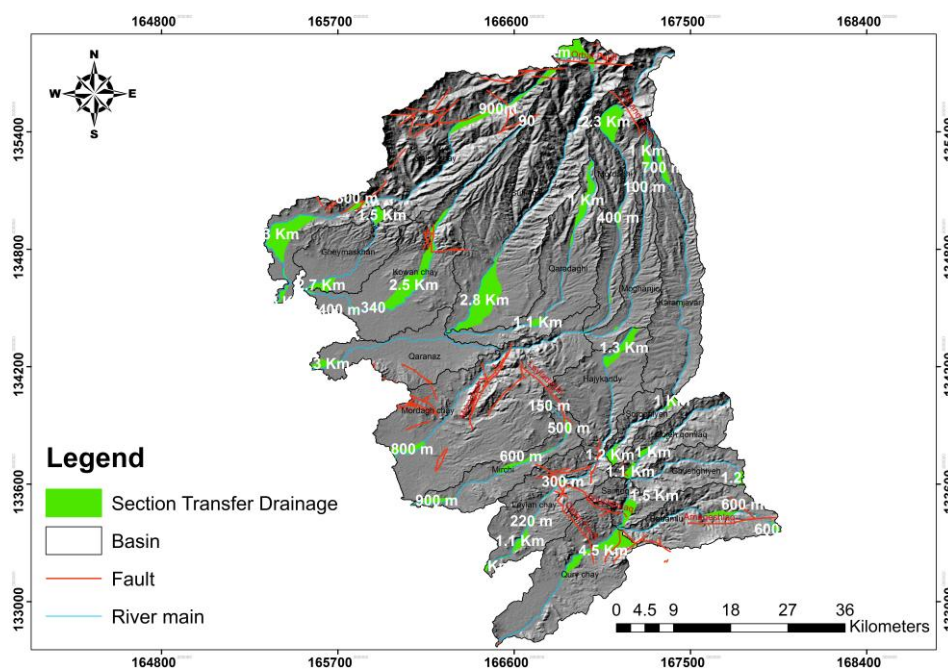
- تحلیل نتایج حاصل از شاخص های ژئومورفیک و پتانسیل حرکتی گسل (FMP)
پتانسیل حرکتی گسل های فعال ناحیه مراغه، شامل گسل های قوش بولاغ، زرینه رود، لیلا داقی، مراغه، اوربات، سهند، بوکت، آرناقشلاق و قطار، با استفاده از روش (Lee et al. 1997) و معادله شماره ۹ (جدول ۳) به صورت جداگانه برای هر مقطع و با در نظر گرفتن تنش ناحیه ای محاسبه شد.

جدول ۳: محاسبات توان حرکتی گسل های فعال ناحیه مراغه با استفاده از تنش ناحیه ای

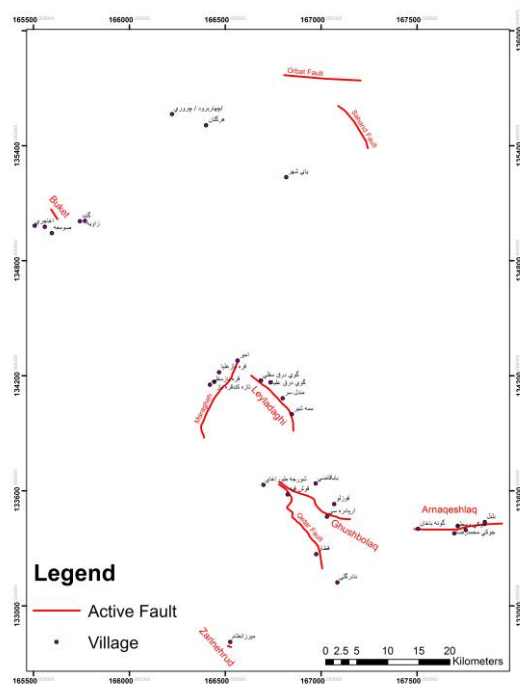
نام مقاطع	نام گسل	تنش اصلی (σ_1)	صفحه گسل	θ	توان حرکتی گسل
آرپادره سی	قوش بولاغ	۳۶/۳۰	۳۲۹/۱۹	۴۰	۰/۳
میرزانظام	زرینه رود	۳۶/۳۰	۳۳۶/۱۰	۵۹	۰/۹
درق سفلی	لیلا داقی	۳۶/۳۰	۱۲۲/۱۵	۴۶	۰/۵
امیر	مراغه	۳۶/۳۰	۷۱/۲۱	۶۱	۰/۹
یای شهر	اوربات	۳۶/۳۰	۳۵۵/۲۳	۴۴	۰/۴

احمد آباد	سهند	۳۶/۳۰	۳۰۰/۱۸	۴۲	۰/۴
جوان قلعه	بوکت	۳۶/۳۰	۲۹۸/۰۶	۵۶	۰/۸
گونه باخان	آرناقشلاق	۳۶/۳۰	۱۸۵/۱۷	۶۷	۰/۷
قوش قیه	قطار	۳۶/۳۰	۲۹۳/۰۹	۵۲	۰/۷
قطار	قطار	۳۶/۳۰	۲۹۳/۱۰	۵۴	۰/۸

نتایج محاسبات با داده های لرزه ای مطابقت داده شدند. بیشترین جابه جایی آبراهه اصلی در شمال خاور حوضه قوری چای و جنوب ناحیه گسل فعال قطار با مقدار پتانسیل حرکتی ۰.۸ در مقطع قطار مشاهده گردید، که باعث انحراف ۴۵۰۰ متری آبراهه به سمت باختر شده است. در این ناحیه، پایین بودن مقدار شاخص AF و بالا بودن شاخص T همراه با لیتولوژی منطقه نشان دهنده تأثیر گسل های راستالغز و ساختار لیتولوژیکی بر جابه جایی ها است. در حوضه قلعه چای، شاخص T بالا و AF پایین بیانگر جابه جایی افقی قابل توجه ناشی از شاخه های گسل بوکت است؛ به طوری که در مقطع جوان قلعه، پتانسیل حرکتی ۰.۸ موجب انحراف ۳۰۰۰ متری آبراهه شده است. همچنین، در مقطع امیر حوضه مرداق چای، گسل مراغه با پتانسیل حرکتی ۰.۹ موجب انحراف ۸۰۰ متری آبراهه به سمت خاور گردیده است که تحت تأثیر شاخص های AF و T بالا و لیتولوژی خاص منطقه است. گسل های فعال با طول بیش از ۱۰ کیلومتر در ۱۰ ایستگاه برداشت شده و میزان انحراف رودخانه های اصلی هر حوضه، نشان دهنده بالا آمدگی های اخیر است (شکل های ۸ و ۹).



شکل ۸: نقشه گسل های جنبی در ناحیه مطالعاتی



شکل ۹: نحوه محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) و میزان انحراف آبراهه اصلی از مسیر جریان اولیه

نتیجه گیری

به طور کلی، این پژوهش تأیید می‌کند که فرآیندهای تکتونیکی فعال در این منطقه همچنان نقش مهمی در شکل‌گیری ژئومورفولوژی رودخانه‌ها و چشم‌انداز ایفا می‌کنند. جابه‌جایی آبراهه‌ها یکی از بهترین روش‌ها برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی و از مهم‌ترین شواهد زمین ریخت‌شناسی به شمار می‌آید. در منطقه مورد مطالعه، تأثیر زمین‌ساخت بر جابه‌جایی مسیر رودخانه‌ها در بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی حوضه‌ها به وضوح مشاهده می‌شود. وجود گسل‌های متعدد باعث ایجاد دره‌های عمیق و مماندگی شدن مسیر رودخانه‌ها شده است. به ویژه جابه‌جایی مسیر رودخانه در حوضه قوری چای که بیشترین انحراف مسیر در بخش انتهایی شمال‌خاوری رود رخ داده و متأثر از گسل قطار است، به خوبی نمایان است.

مطالعات زمین ریخت‌شناسی که به عنوان روشی مفید برای تعیین میزان فعالیت نسبی زمین‌ساختی به کار رفته، نشان می‌دهد که در نیمه جنوب‌باختر ناحیه، لیتولوژی نرم همراه با بالآمدگی سریع رخ داده است. مقادیر به دست آمده از پتانسیل حرکتی گسل و شاخص‌های عدم تقارن و تقارن توپوگرافی عرضی حوضه زهکشی به خوبی نشان‌دهنده تأثیر بالآمدگی و ساختارهای فعال تکتونیکی در کنترل منطقه است.

طبق محاسبات پتانسیل حرکتی گسل‌های فعال ناحیه مراغه، گسل بوکت با بالاترین میزان پتانسیل حرکتی و وقوع بزرگ‌ترین زمین‌لرزه در نزدیکی روستای جوان قلعه (حوضه قلعه چای) به عنوان فعال‌ترین ساختار تکتونیکی کل ناحیه معرفی شده است. تمامی مقاطع ناحیه دارای پتانسیل حرکتی بالا بوده‌اند، به‌طوری که نتایج با فراوانی

زمین لرزه های رخ داده تطابق خوبی نشان می دهد. در مناطقی که کاهش پتانسیل حرکتی گسل مشاهده می شود، فقدان زمین لرزه و بالعکس در مناطقی با پتانسیل بالا، وقوع زمین لرزه ثبت شده است. با توجه به کم عمق بودن زمین لرزه ها و پراکندگی فراوان آنها در شمال و جنوب باختر ناحیه، و تمرکز روی دو گسل مراغه و بوکت، احتمال وقوع لرزه ای اصلی و پرخطر در مجاورت این دو گسل در آینده بسیار بالاست.

مقاطعی مانند آرپادره سی، یای شهر و احمدآباد با افت حداکثری پتانسیل حرکتی گسل همراه بوده اند که می تواند به تغییر نیروی تکتونیکی در اثر زاویه چرخش گسل های قوش بولاق، اوربات و سهند در آن نواحی نسبت داده شود.

با توجه به داده های پتانسیل حرکت گسل و اطلاعات لرزه ای، و همچنین پیشینه حرکت افقی آبراهه اصلی به میزان ۴۵۰۰ متر در روستای قطار (حوضه قوری چای)، گسل قطار به عنوان گسلی جوان و راستالغز در منطقه معرفی می شود. همچنین، داده های لرزه ای ۱۱۰ سال اخیر نشان می دهد که با توجه به تراکم رومرکز زمین لرزه ها در شمال باختر و جنوب باختر ناحیه، تجمع تنش قابل توجهی در جهت عمود بر گسل های اصلی و فعال قطار، اوربات، قوش بولاق و آرناقشلاق با روند شمال خاور-جنوب خاور وجود دارد.

با توجه به داده های لرزه ای، لیتولوژی و شاخص های مورفومتری، بخش جنوب باختر منطقه در مرحله پیش لرزه قرار دارد و احتمال می رود شاخه هایی از گسل های فعال در این ناحیه به صورت مدفون در رسوبات قرار گرفته باشند.

References

- Achdan, A., Sudana, D., 1992. Peta geologi lembar Indramayu, Jawa. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Arian, M., Qorashi, M. (2006): The Movement Potential Evaluation of the Major Quaternary faults in Alborz-Central Iran Border Zone, from the East of Tehran to the East of Semnan, Geosciences, Vol. 15, No. 59, pp. 184-187.
- Budhitrisna, T., 1986. Peta geologi lembar Tasikmalaya, Jawa Barat. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Chondon, W.H., Pardyanto, L., Ketner, K.B., Amin, T.C., Gafoer, S., Samodra, H., 1996. Peta geologi lembar Banjarnegara dan Pekalongan, Jawa. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Djuri, M., Samodra, H., Amin, T.C., Gafoer, S., 1996. Peta geologi lembar Purwokerto dan Tegal, Jawa. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Djuri., 1995. Peta geologi lembar Arjawinangun, Jawa. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Ekström, G., Nettles, M., and Dziewonski, A. M., 2012. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, Phys. Earth Planet. Inter, 9, 200-201.
- El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J., Keller, E.A., (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). Geomorphology 96, 150–173.
- Figuroa, A.M., Knott, J.R. (2010). Tectonic geomorphology of the Southliem, Sierra Nevada Mountains (California), Geomorphology. 123:34-45.
- Hamilton, W. B., 1979. Tectonics of the Indonesian Region. US Govt. Print. Off.

- Hamzah et al., 2013. Tectonic Geomorphology Analysis of the Baribis Fault System in the Majalengka Area and Its Surroundings. *Jurnal Gunungapi & Mitigasi Bencana Geologi* 5, 19-32.
- He, S.H. (1989): The effect of orientation and level of principal stress on fault movement: *Crustal Deformation and Earthquake*, 9 (3): pp. 44-52.
- Jannah, M., Astyka, P., Imam, A. S., 2024. Morphotectonic evaluation of the Baribis Kendeng faults in the Cirebon-Semarang segments and its surroundings, Central Java. Master's Thesis. Institut Teknologi Bandung.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Second ed. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, New Jersey, pp. 121-185.
- Keller, E. A., Pinter, N., 1996. *Active Tectonics Earthquake, Uplift and Landscape*. Prentise Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Koulali, A., Susilo, S., McClusky, S., Meilano, I., Cummins, P., Tregoning, P., Lister, G., Efendi, J., Syafi'i, M.A., 2016. Crustal Strain Partitioning and the Associated Earthquake Hazard in the Eastern Sunda-Banda Arc. *Geophysical Research Letters*. 43(5), 1943-1949.
- Lee, C.F., Hou, J.J., Ye, H. (1997): The movement Potential of the major faults in Hong Kong area, *Episodes*, Vol.20, No.4, PP. 227-231.
- Lokajicek, T., Spicak, A. and Waniek, L. (1988): Tectonic stress orientation and the Seismic regime of a single fault: *Tectonophysics*. 152: pp. 297-302.
- Marliyani, G.I., 2016. *Neotectonics of Java, Indonesia: Crustal Deformation in the Overriding Plate of an Orthogonal Subduction System*. Arizona State University (dissertation).
- Mayer, L., 1990. *Introduction to Quantitative Geomorphology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Natawidjaja, D.H., Daryono, M.R., 2016. Present-day tectonics and Earthquake History of Java, Indonesia. In *Proceedings GEOSEA XIV Congress and 45th IAGI Annual Convention* 2016.
- Pamumpuni, A., Sapiie, B., Ipranta., and Sadisun, I. A., 2022. Geomorfologi sesar aktif di Pulau Rumberpon, Papua Barat, Indonesia. *Bulletin of Geology*, 6, 892-900. doi: 10.5614/bull.geol.2022.6.1.4.
- Pusat Studi Gempa Nasional., 2017. *Peta Sumber Daya dan Bahaya Gempa Indonesia Tahun 2017*. 1, 1-400.
- QGIS Development Team., 2022. *QGIS Geographic Information System*, retrieved from internet: <https://www.qgis.org>.
- Silitonga, P.H., Masria, M., Suwarna, N., 1996. *Peta geologi lembar Cirebon, Jawa*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Simandjuntak, T.O., Barber, A.J., 1996. Constrating Tectonic Styles in the Neogene Orogenic Belts of Indonesia. *Geological Society, London*. 106(1), 185-201.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardajm, T., (2003). Fault generated mountain fronts in south-east Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. *Geomorphology* 250, 203-226.
- Smyth, H.R., Hall, R., Nichols, G.J., 2008. Cenozoic Volcanic Arc History of East Java, Indonesia: the Stratigraphic Record of Eruptions on an Active Continental Margin. *Geological Society of America Special Papers*. 436, 199-222.
- Snow, R.S., Slingerland, R.L., 1990. Stream profile adjustment to crustal warping: nonlinear results from a simple model. *J. Geol.* 98, 699-708. doi:10.1086/ 629434.
- Strahler, A.H., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63 (11), 1117-1142. doi: 10.1130/0016-7606(1952) 63, [1117:HAAOET]2.0.CO;2.
- Thanden, R.E., Sumadirdja, H., Richards, P.W., Sutisna, K., Amin, T.C., 1996. *Peta geologi lembar Magelang dan Semarang, Jawa*. Pusat Penelitian dan Pengembangan Geologi.
- Wang, R. Ding. Z.Y., and Yin,Y.Q. (1979): *Introduction to solid mechanics*: Geological Press of.

- Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, T.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R., (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology* 1, 239–265.
- Wheeler, D.A., 1979. The overall shape of longitudinal profiles of streams. In: *Geographical Approaches to Fluvial Processes*. Geo Abstracts, Norwich, pp. 241-260.
- Yang, Y., Qin, X., Shi, W., Zhang, Y., Zhao, Z., 2022. Segmentation of the active Liumugao Fault, NE and Tinetan Plateau as revealed by DEM-derived geomorphic indices. *Geosystems Geoenvironment*.1, 1-13.