نشریه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی، سال ششم، شماره ۳، پاییز۱۳۹۸
صفحات ۱۶۱ – ۱۷۴

بررسی پتانسیل لرزه‌ای در جنوب خاور تهران بزرگ (در مجاورت گسل‌های ماملوک و قصرفیروزه)، بر پایه گذرگاه‌های تنش

محمد خلج[۱]، استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.

دریافت مقاله : ۹۸/۰۴/۲۲ پذیرش نهایی:۱۳۹۸/۰۷/۰۹

چکیده

بررسی پتانسیل لرزه‌ای گسل‌های تهران به عنوان پایتخت ایران امری ضروری است. گذرگاه‌ها یا مسیرهای تنش (Stress Trajectories) برای این برآورد کارگشا هستند، زیرا تجمع آن‌ها در اطراف یک گسل می‌تواند نشانه پتانسیل لرزه‌زایی آن باشد. در این پژوهش، از داده‌های خش‌لغز گسلی برای تحلیل تنش دیرین استفاده شد. بر این پایه، منطقه به شش محدوده پایدار تنشی تفکیک شده و میانگین تنش دیرین در هر یک از این محدوده‌ها به دست آمد. در گام بعد بر پایه میدان تنش میانگین به دست آمده از هر محدوده و چرخش داده‌های گسلی بر اساس تئوری آندرسن برای رژیم تنشی فشاری، نقشه گذرگاه‌های تنش برای میدان تنش میانگین حاکم بر منطقه در طول زمان زمین‌شناسی رسم شد. آرایش گذرگاه‌های تنش بیشینه و همگرایی ضعیف آن‌ها در محل تلاقی گسل‌ها، نشانگر تبعیت آن‌ها از رژیم تنش کلی حاکم بر منطقه است و افزایش میزان تنش و پتانسیل لرزه‌ای در محل تلاقی گسل‌های بزرگ، بسیار محدود است.

واژه های کلیدی:گذرگاه تنش ، روش معکوس چند گانه، گسل‌های همگرا، پتانسیل لرزه‌ای، ماملوک، قصر فیروزه.

[۱] . نویسنده مسئول Email: m_khalaj@pnu.ac.ir

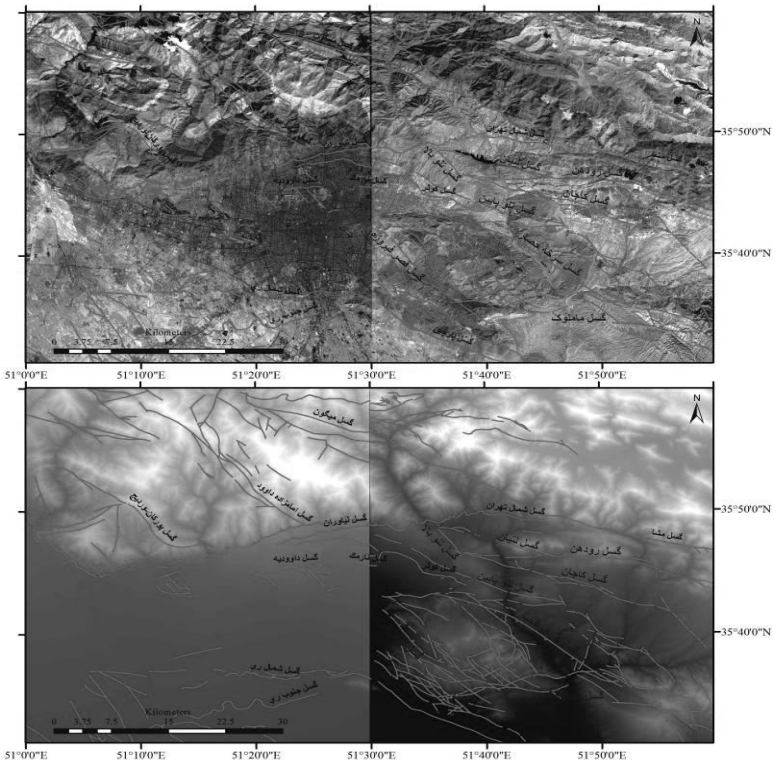
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

مقدمه

با توجه به اهمیت تهران به عنوان پایتخت سیاسی- اقتصادی کشور و تمرکز جمعیت در آن و قرارگیری آن در کمربند پویایی چون البرز با تراکم گسل‌های بسیار زیاد (شکل۱) و با توجه به پیشینه لرزه‌خیزی گستره (شکل۲)، لزوم بررسی خطر لرزه‌ای در این منطقه بیشتر نمایان می‌شود. مطالعات گوناگون حاکی از آن است که کلانشهر تهران بسیار متاثر از زمین‌لرزه احتمالی خواهد بود (ساسان پور و همکاران، ۱۳۹۶؛ پریزادی و بیگدلی، ۱۳۹۵) و لزوم انجام مطالعات برآورد خطر را تایید می‌کند. نظر به این که در نقشه زمین‌شناسی تهران (سازمان زمین‌شناسی مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰) رانده شدن واحدهای سازند لار (کرتاسه پیشین) بر روی هزاردره (کواترنری) در بخش خاوری گسل ماملوک گزارش شده است (شکل۳)، بنابراین این گسل در دسته گسل‌های دارای پتانسیل جنبایی (Capable Fault) دسته‌بندی می‌شود. وجود رودخانه‌های بستر کاویده نیز این پویایی را تایید می‌کند (شکل۵) نظر به این که این گسل کمتر مورد ارزیابی قرار گرفته است و با توجه به قرارگیری آن در مجاورت تهران، برای انجام مطالعه برگزیده شد.

در این پژوهش تلاش شده است ضمن تهیه و ارائه نقشه گسل‌های گستره تهران و با تمرکز بر روی گسل‌های خاور شهر تهران (شکل۱)، گسل‌های ماملوک، قصرفیروزه و حاشیه آن، با برداشت دقیق عناصر ساختاری و با رسم گذرگاه‌های تنش، همگرایی گذرگاه‌ها و تجمع تنش در محل‌های همگرایی، خطر لرزه‌ای در این محل بر پایه داده‌های تنش دیرین ارزیابی شود (e.g. Katsushi Sato, ۲۰۱۱; Yamada and Yamaji, ۲۰۰۲; Yamaji, ۲۰۰۰; Sippel et al., ۲۰۰۹ و اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴)



شکل ۱. نقشه گسل‌های البرز مرکزی بر اساس منابع موجود و استفاده از عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای (برگفته از: بربریان و همکاران، ۱۳۷۱؛ نقشه یکصدهزارم شرق تهران؛ شیخ‌الاسلامی و همکاران ۱۳۹۲؛ امینی، ۱۳۹۳؛

Abbassi and Farbod, ۲۰۰۹; Abbassi and Shabanian, ۱۹۹۹; Berberian et al, ۱۹۸۳; Berberian et al, ۱۹۹۵; Berberian et al, ۱۹۹۳; Hessami et al, ۲۰۱۳; Stocklin and Nabavi, ۱۹۷۳)

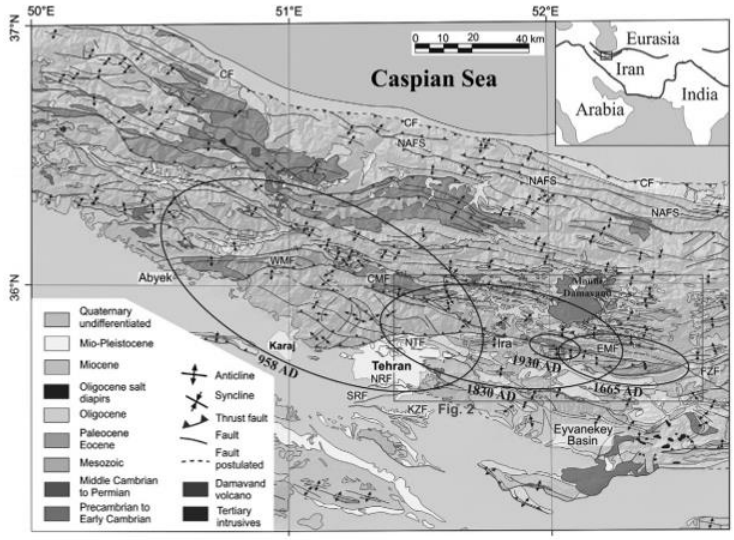
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

رشته کوه البرز در جنوب حوضه کاسپین جنوبی و در بخش مرکزی کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا قرار دارد (Alavi, ۱۹۹٦; Allen et al., ۲۰۰۳; Guest et al., ۲۰۰٦; Stoklin, ۱۹۷٤; Berberian and king, ۱۹۸۱) بر پایه بررسی‌های برآمده از پایش شبکه GPS ایران، نرخ همگرایی صفحات عربی- اوراسیا حدود ۲۲-۲۵ yr/mm با گرایش به سمت NNEبرآورد شده است (Nilforoushan et al, ۲۰۰۳; Vernant et al, ۲۰۰٤). دگرریختی حاصل از این همگرایی، شکل‌گیری پهنه‌های دگرریختی اصلی زاگرس، البرز و کپه‌داغ و گسل‌های راستالغز بزرگ در اطراف بلوک‌های ایران مرکزی، لوت و جنوب دریای کاسپین می‌باشد (Jackson and McKenzie, ۱۹۸٤; Berberian and Yeats,۱۹۹۹).

جنبایی زمین‌ساختی در البرز، به دلیل حرکات رو به شمال بلوک ایران مرکزی و نیز رو به شمال باختر حوضه کاسپین جنوبی صورت می‌گیرد (Vernant et al, ۲۰۰٤; Ritz et al, ۲۰۰٦) وجود این دو سازوکار هم‌زمان سبب ایجاد یک رژیم ترافشارشی با روند SSW-NNE در البرز شده که از ۲±۵ میلیون سال قبل آغاز شده است (Jackson and McKenzi, ۱۹۸٤; Ritz et al, ۲۰۰٦) بررسی‌های نو زمین‌ساختی نشان می‌دهد که دگرریختی کنونی در البرز در طول راندگی‌ها و گسل‌های راستالغز چپ‌بر تسهیم شده است (Jackson et al, ۲۰۰۲; Allen et al, ۲۰۰۳).

تقسیم‌شدگی کرنش (strain partitioning) حاصل از همگرایی مورب صفحات عربی- اوراسیا به سوی شمال- شمال خاور و همچنین حرکت به سوی جنوب- جنوب باختر حوضه کاسپین جنوبی مسبب اصلی رویدادهای ژئودینامیک اخیر در منطقه البرز مرکزی می‌باشد که باعث ایجاد رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی چپ‌بر در این گستره شده است (Jackson et al, ۲۰۰۲; Allen et al, ۲۰۰۳). البرز مرکزی در دو راستای شمالی- جنوبی و خاوری– باختری در حال دگرریختی است (Djamour et al., ۲۰۱۰). برپایه برداشت‌هایGPS، میزان کوتاه‌شدگی شمالی- جنوبی در البرز مرکزی ۵±۲ mm/yr و دگرریختی برشی چپ بر ۲±۴ mm/yr است.



شکل ۲. گستره البرز مرکزی و گسل‌های اصلی آن، گستره رومرکزی زمین‌لرزه‌های تاریخی رخ داده در پهنه تهران نمایش داده شده است. زمین‌لرزه ۹۵۸ ری- طالقان و ۱۹۳۰ مبارک‌آباد از (Ambraseys and Melville, ۱۹۸۲**) و زمین‌لرزه ۱۸۳۰ دماوند- شمیرانات از (**Berberian and Yeats, ۱۹۹۹**). برگرفته از (**Ghassemi et al., ۲۰۱٤**).**

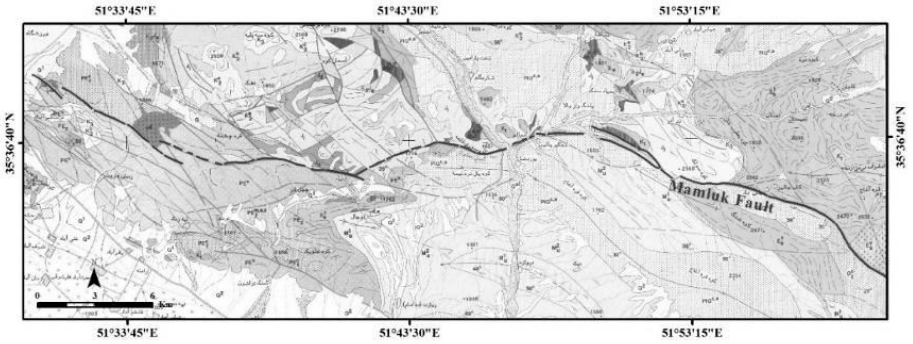
زمین‌لرزه‌های تاریخی و پیش از تاریخ در رشته کوه البرز ثبت شده‌اند که به زمین‌لرزه‌های شدید با دوره بازگشت طولانی اشاره دارند (Negahban, ۱۹۷۷; Ambrasyes and Melville, ۱۹۸۲; Berberian, ۱۹۹٤; Talai, ۱۹۹۸;

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

Berberian and Yeats, ۱۹۹۹, ۲۰۰۱). در منطقه تهران که قبلا شهر ری نامیده می‌شد چندین زمین‌لرزه تاریخی ویرانگر همانند ۹۵۸ پیش از میلاد ثبت شده است. زمین‌لرزه‌ها در ۹۵۸ پس از میلاد (Ms=۷،۷, Io=X)، ۱۱۷۷ پس از میلاد (Ms=۷،۲, Io=VIII+)، ۱۶۶۵ پس ازمیلاد (Ms=٦،٥, Io=VIII+) و ۱۸۳۰ پس ازمیلاد (Ms=۷،۱, Io=VIII+) در بررسی‌های محدودی که توسط Ambraseys and Melville (۱۹۸۲) and Berberian and Yeats (۱۹۹۹, ۲۰۰۱) صورت گرفت، توصیف شده‌اند. وقایع لرزه‌ای مربوط به ۹۵۸ پس از میلاد، ۱۶۶۵ پس ازمیلاد، ۱۸۳۰ پس از میلاد به ترتیب با گسل‌های مشا، شمال تهران و طالقان در مجاورت منطقه تهران مرتبط بوده است (شکل ۲).

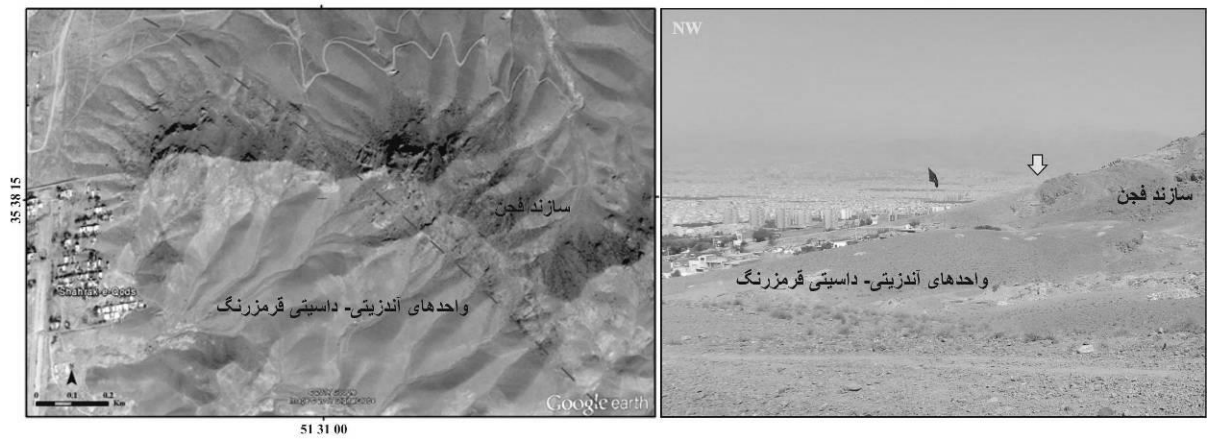
این زمین‌لرزه‌های تاریخی ویرانگر نشانگر اهمیت خطر لرزه‌ای است که کلان شهر ایران امروزه با آن روبروست. دویست سال قبل در ۱۸۰۷ پس از میلاد، شهر قدیمی تهران در حدود ۲ کیلومتر مربع وسعت و ۵۰۰۰۰ نفر جمعیت داشته است. امروزه تهران و مناطق اطراف آن نشانگر یک منطقه شهری وسیع با بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع مساحت است با رشدی سریع‌تر از هر روز و جایی است که بیش از ۱۵ میلیون نفر در آن زندگی می‌کنند.



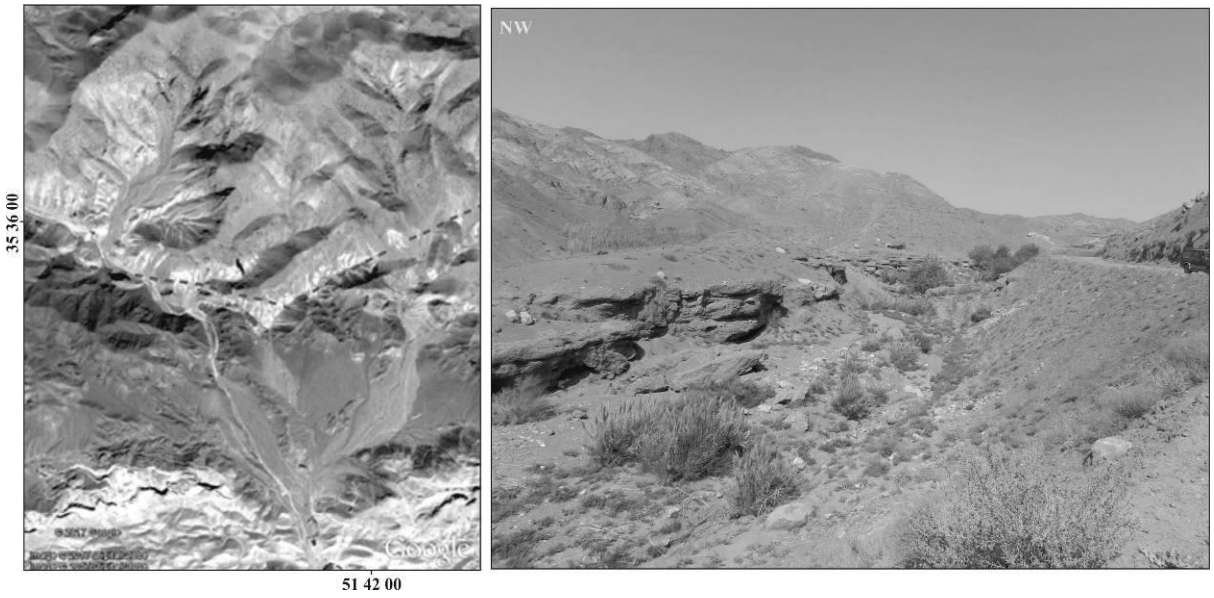
Legend					
Cenezoic	Quaternary	Holocene		Q_h^{al}	آبرفت های سخت نشده (منجمله آبرفت های عهدحاضر – واحد D)
		Pleistocene		Q^t	مخروط افکنه ها و بادگانه های آبرفتی قدیم (منجمله سازند کهریزک – واحد B)
	Tertiary	Neogene	Pliocene	$Pl_{Q_1}^{c,s}$	کنگلومرا، ماسه سنگ، درون لایه های ماسه‌سنگ (منجمله سازند هزاردره – واحد A)
			Miocene		
		Paleogene	Oligocene	$:O_L^{sc}$	سازند قرمز پایینی : کنگلومرای قرمز، ماسه سنگ، مارن
			Eocene	E_k^t	سازند گرج : توف سبز شکیم لایه، شیل توفی، کمی گدازه، آذرآواری ها، توف – برش (عمدتاً شامل عضو توف میانی)
				$:E_k^{sc}$	سازند گرج : سنگ های آتشفشانی به طور محلی بازی، اگلومرا، توف
			Paleocene	PE^v	سنگ های آذرینی- دامیتی، اگلومرای قرمز- بنفش، آذرآواری ها، توف ها
				$PE_{T_{sd}}^{m,s,c}$	سازند فاجان : مارن، ماسه سنگ، کنگلومرا، گچ
				PE_L^{sc}	سازند فاجان : کنگلومرای ضخیم لایه تا توده ای شکل با دانه های از منشاء گوناگون، ماسه سنگ، به طور محلی طبقات سنگ آهک
Mesozoic	Cretaceous			K_k	سازند تیزکوه : سنگ آهک اربیتولیناکار (آلبین – آلبین)
	Jurassic			J_l	سازند لار : سنگ آهک نازک لایه تا توده ای شکل؛ در برخی نقاط ممکن است شامل سازند دلیچای تفکیک نشده هم باشد.
				J_d	سازند دلیچای : سنگ آهک مارنی نازک لایه، مارن؛ آمونیت دار
	Triassic			$Tr_{sh}^{s,l}$	سازند شمشک : شیل، ماسه سنگ، سیلت سنگ، رس سنگ، به طور محلی درون لایه های سنگ آهک؛ زغال دار
Paleozoic	Permian				
	Carboniferous				
	Devonian				
	Ordovician				
	Cambrian				
Tertiary (Mostly Oligocene)			Igneous Rocks	$\tau_{Q_1}^{d,t}$	دولریت، آندزیت
				β_{Q_1}	دیوریت، میکرودیوریت
Mesozoic? (Probably Late Triassic / Cretaceous)				$M_{Z_1}^{a,d,t}$	آندزیت، دولریت، دیوریت، توف سنگی، آذرآواری ها

شکل ۳. گسل ماملوک و قصر فیروزه (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ شرق تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور- دلنباخ و وحدتی، ۱۹۶۴ و بربریان و همکاران، ۱۳۷۱)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]



شکل ۴. تصویر ماهواره‌ای از گسل مملوک و رانده شدن واحدهای پالئوسن زیرین فجن بر روی واحدهای آندزیتی- داسیتی قرمز رنگ به سن پالئوسن بالایی در منطقه غرب مسگرآباد.



شکل ۵. رودخانه فصلی بستر کاویده که نشان از پویایی گستره دارد در شمال روستای توچال- پاکدشت.

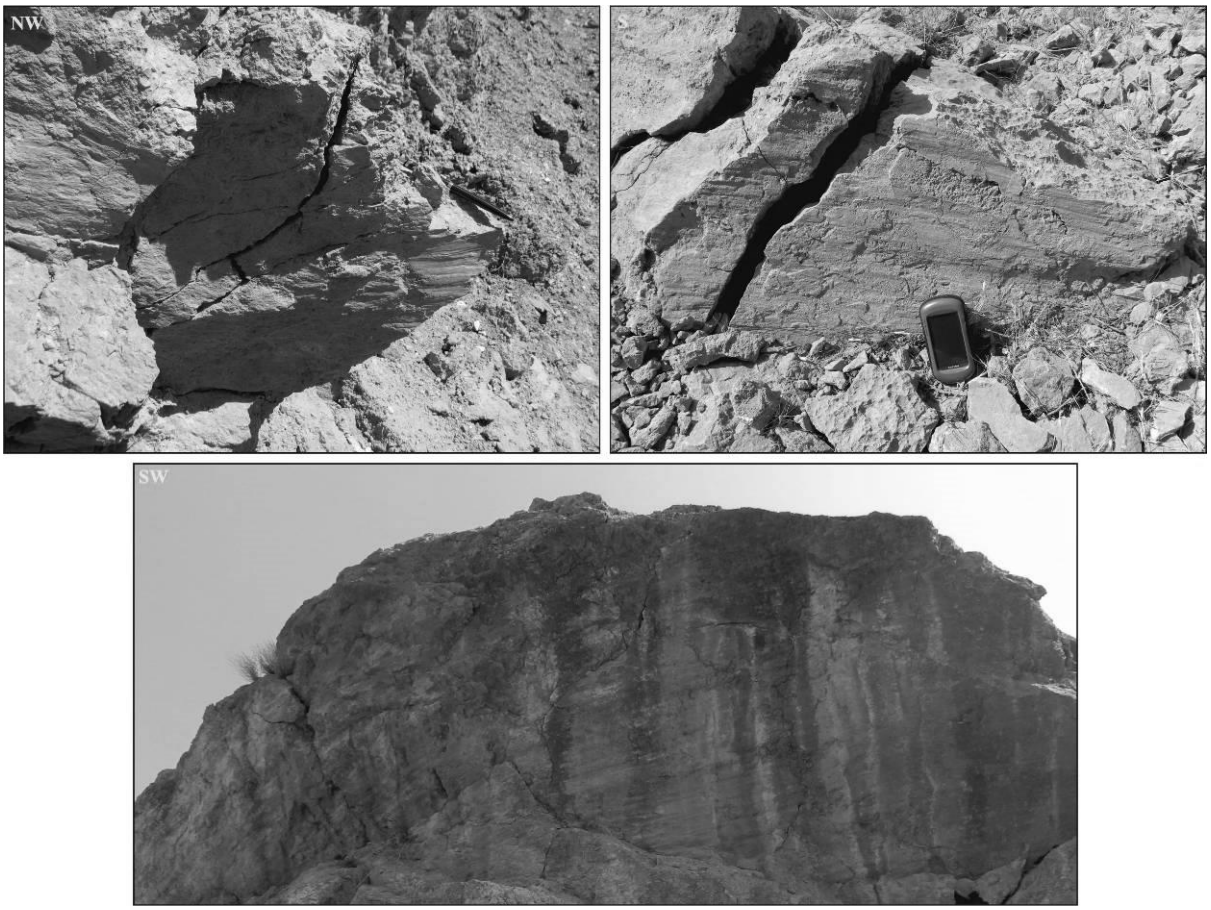
نظر به این که بخش خاوری گسل ماملوک در محدوده نظامی قرار گرفته است و امکان دسترسی و برداشت داده‌ها وجود نداشت، بنابراین بخش باختری گسل که گسل قصر فیروزه را نیز در بر می‌گیرد، جهت انجام مطالعه برگزیده شد.

داده‌ها و روش کار

بعد از بازدید میدانی و بر اساس اطلاعات جمع‌آوری شده، گسل‌های خش‌دار به منظور برداشت و آنالیز تنش دیرین انتخاب شد، چون تمامی مراحل دگرریختی را در طول دگرریختی پیشرونده ثبت می‌کنند، از این رو در این پژوهش، توجه ویژه ای به آن‌ها شده و برداشت گسل‌های خش‌دار در اولویت کار میدانی قرار گرفت و برداشت‌های دقیق از خش‌های گسلی در گستره انجام شد. (شکل۶).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]



شکل ۶. نمونه‌هایی از خش‌لغزهای برداشت شده در گستره. بالا چپ: خاور مسگرآباد، بالا راست: باختر روستای توتک. پایین: شمال باختر سد مملوک

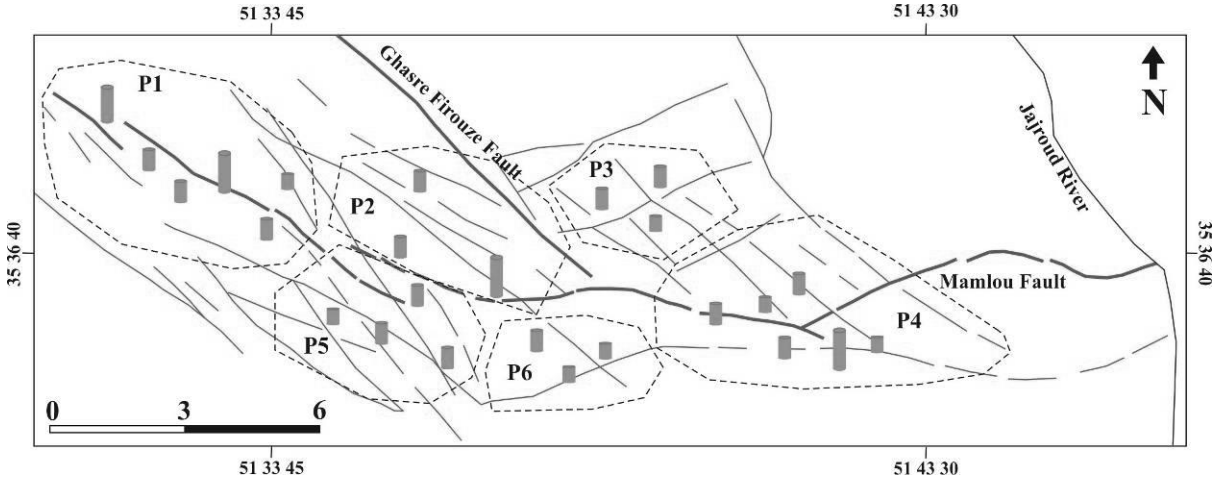
پس از برداشت داده‌های گسلی، آن‌ها را با استفاده از روش MIM (Multiple Inverse Method) و محدوده‌بندی منطقه، پایدار کردیم و با رسم دایره مور بدون مقیاس برای هر محدوده، تحلیل پتانسیل لرزه‌ای محدوده‌ها ممکن شد. سپس برای برگرداندن ساختارها به شرایط زمان تشکیل، خش‌های گسلی چرخانده شده و نقشه گذرگاه‌های تنش اصلی افقی (Trajectory map) رسم شد. این نقشه، سنجش همگرایی گذرگاه‌های تنش و در نتیجه بالا بودن پتانسیل لرزه‌ای را در هر محدوده ممکن می‌سازد (e.g. Katsushi Sato, ۲۰۱۱; Yamada and Yamaji, ۲۰۰۲; Yamaji, ۲۰۰۰; Sippel et al., ۲۰۰۹ و اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴)

شرح و تفسیر نتایج

برای تفکیک فازهای تنش، به دست آوردن تنسور تنش کاهش یافته، به دست آوردن پارامترهای گوناگون استرس و استرین و رسم گذرگاه‌های تنش، منطقه مورد مطالعه می‌بایست به محدوده‌های کوچکتری تقسیم شود (شکل۷).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]



شکل ۷. موقعیت محدوده‌های تفکیک شده در منطقه مورد مطالعه ستون‌های نارنجی رنگ، تعداد نسبی و محل برداشت داده‌ها

هرگاه با افزایش یا کاهش تعدادی گسل به مجموعه‌ای از گسل‌ها، بردار تنش کاهش یافته و در نتیجه زاویه عدم انطباق این مجموعه تغییر آشکاری نشان دهد، این مجموعه گسلی ناپایدار خوانده می‌شود (Yamaji,۲۰۰۳). برای تقسیم منطقه به محدوده‌های کوچک‌تر، به روش آزمون و خطا، مشخصات گسل‌ها اضافه و محدوده‌های پایدار شناسایی و بر این اساس دسته‌بندی شده و در نهایت منطقه مورد مطالعه به محدوده‌های کوچک‌تر تقسیم شد (شکل ۷). برپایه عملیات فوق بر روی داده‌ها در نرم‌افزار MIM، شش محدوده مختلف که دارای دسته گسل‌های پایدار شده هستند، تفکیک شد. شرایط تنش میانگین در هر محدوده در جدول ۱ آمده است.

جدول ۱ . محدوده‌های تفکیک شده با نرم‌افزار MIM و میانگین موقعیت تنش‌های اصلی و اندازه فاکتور شکل میدان

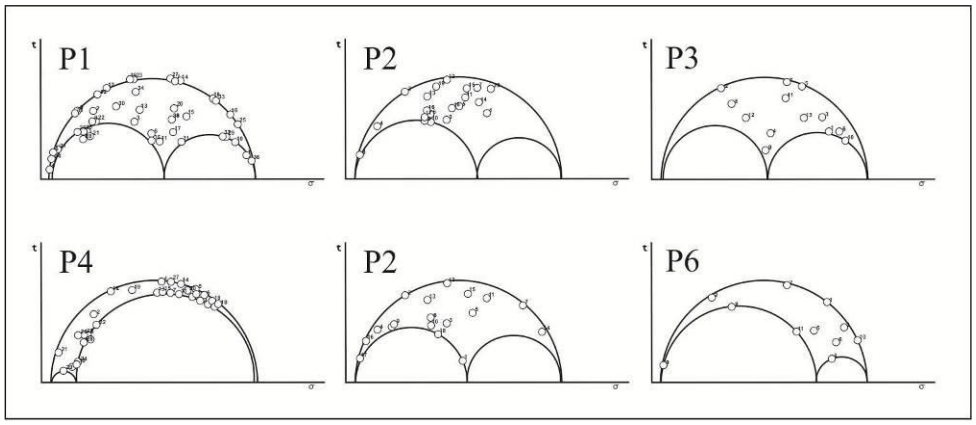
محدوده	تعداد داده	σ_1	σ_3	Φ
P۱	۳۸	۲۴۵.۷ / ۵۴.۵	۰۳۵.۸ / ۳۱.۸	۰.۵۳
P۲	۲۰	۹۶.۱ / ۵۳.۶	۳۴۵.۴ / ۱۴.۶	۰.۶۴
P۳	۱۳	۱۸۸.۸ / ۰۳.۵	۲۸۷.۷ / ۶۸.۷	۰.۷۴
P٤	۳۱	۰۵۸.۴ / ۰۹.۳	۱۸۹.۹ / ۷۶.۲	۰.۱۱
P٥	۱۸	۱۸۲.۵ / ۶۷.۶	۲۹۹.۵ / ۱۰.۶	۰.۴۵
P٦	۱۱	۰۶۸.۸ / ۰۲.۷	۳۰۶.۷ / ۸۵.۰	۰.۷۱

- **دایره مور بدون مقیاس**

تعیین اندازه مولفه‌های تنش و تنش‌های اصلی به وسیله روش‌های تنش دیرینه امکان‌پذیر نیست و امکان رسم دایره مور مقیاس‌دار نیز وجود ندارد. از این رو تنها می‌توان برای داده‌های گسلی، دایره مور بدون مقیاس رسم کرد (شکل۸). این دایره تحلیل کلی شکل میدان، آرایش داده‌ها در نمودار و مقایسه مولفه‌های نسبی تنش داده‌های گسلی را ممکن می‌کند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]



شکل ۸. نمودار دایره مور رسم شده برای ۶ محدوده تفکیک شده.

با استفاده از نرم‌افزار Tectonic FP، برای هریک از محدوده‌های تفکیک شده، دایره مور بدون مقیاس رسم شد (شکل ۸). در این روش، تنش اصلی کمینه و اختلاف تنش بیشینه ($\sigma_1 - \sigma_3$) به ترتیب مبنا (صفر) و واحد (یک) در نظر گرفته شده و با توجه به رابطه محاسبه شکل میدان ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$)، تنش میانه و فاکتور شکل میدان اندازه یکسانی به خود می‌گیرند.

برای تحلیل جنبشی داده‌های گسلی، نمی‌توان به طور دقیق از معیارهای مکانیک سنگ مانند زوایه اصطکاک داخلی و معیار آمونتون- کولمب استفاده کرد. اما با توجه به آرایش داده‌های گسلی می‌توان تا حدود زیادی مقایسه‌ای بین ویژگی‌های جنبشی و به ویژه پویایی گسل‌های هر محدوده انجام داد (اکبرزاده و همکاران، ۱۳۹۷؛ عبادی و همکاران ۱۳۹۴)

بر این پایه و با دقت در آرایش گسل‌ها در دایره مور، آشکار است که در محدوده ۳، نسبت اندازه تنش برشی نسبی به تنش نرمال نسبی (Slip Tendency) میانگین داده‌های گسلی از دیگر محدوده‌ها کم‌تر است. بنابراین به نظر می‌رسد گسل‌های موجود در این محدوده مقاومت بیشتری در برابر لغزش داشته و پتانسیل پویایی آن‌ها نسبت به گسل‌ه ای دیگر محدوده‌ها کم‌تر باشد.

- **چرخش داده‌ها بر اساس تئوری آندرسون**

با توجه به این که خش‌لغزهای ثبت شده تاریخچه دگریختی طولانی داشته و پدیده‌هایی مانند چین‌خوردگی، گسلش و چرخش لایه‌ها را در خود ثبت کرده‌اند، بنابراین موقعیت امروزی ساختارهای قابل مشاهده در سطح زمین که نتیجه چنین تاریخ دگریختی هستند، با موقعیت زمان تشکیل، بسیار متفاوت است.

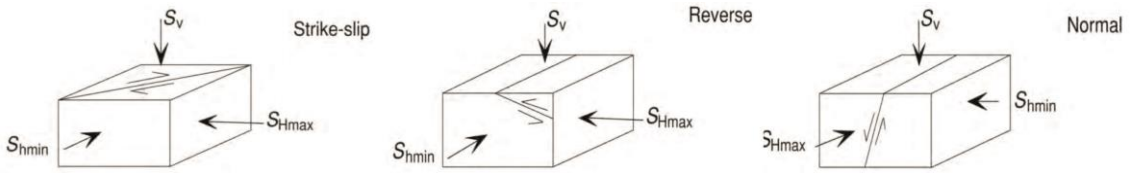
با توجه به این که همه برداشت‌ها از سطح زمین انجام شده و دگریختی چیره سنگ‌های منطقه از نوع شکننده بوده و در شرایط دما و فشار کم اعمال شده است، می‌توان تئوری آندرسون را برای این بخش از پوسته بالایی معتبر دانست. آندرسون سه رژیم تنش در مجاورت با گسل ها ارائه کرده است (شکل ۹):

۱. در رژیم گسلش نرمال تنش وزنی موجب گسلش شده و لغزش در امتداد گسل زمانی رخ می‌دهد که تنش حداقل با توجه به میزان فشار منفذی و عمق به اندازه کافی کوچک باشد؛

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

۲. در حالتی که میدان تنش خیلی فشاری باشد، هردو مقدار تنش افقی از تنش قائم فراتر می‌رود و گسلش معکوس رخ می‌دهد در این حالت تنش افقی حداکثر به اندازه کافی بزرگ می‌باشد و به آن رژیم گسلش معکوس می‌گویند؛

۳. در حالت سوم تنش قائم، تنش متوسط بوده و گسلش زمانی رخ می‌دهد که تفاوت بین تنش افقی حداقل و حداکثر به اندازه کافی بزرگ بوده و این رژیم را امتدادلغز می‌گویند.



شکل ۹: تصویر شماتیک شکل گیری گسل ها برپایه تئوری آندرسون

جدول ۳ . موقعیت محورهای تنش اصلی پیش و پس از چرخش داده‌ها برپایه تئوری آندرسن

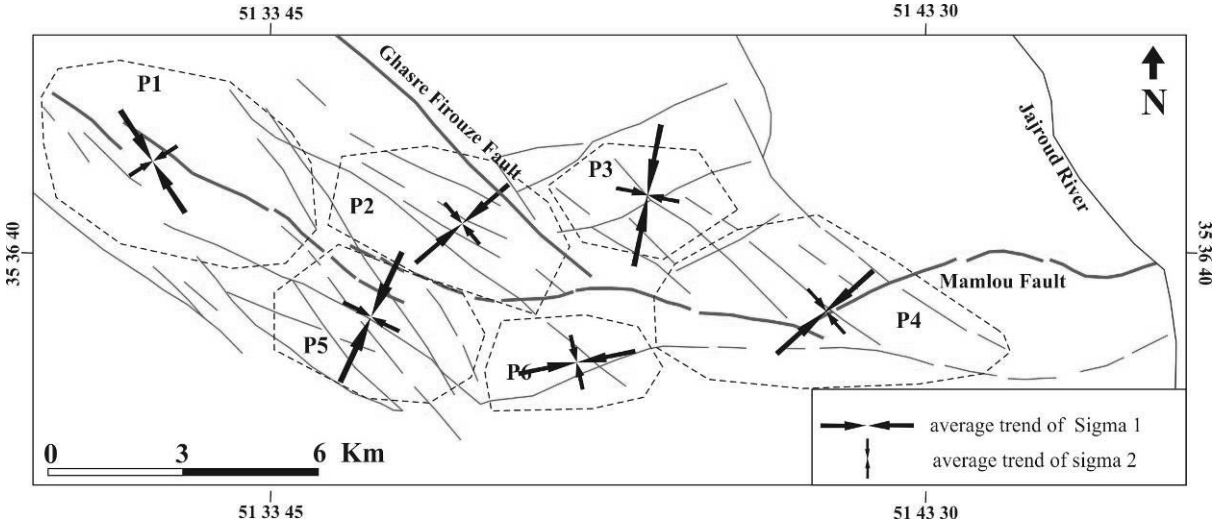
محدوده	پیش از چرخش		پس از چرخش		میزان چرخش (درجه)
	σ_1	σ_3	σ_1	σ_3	
P۱	۲۴۵.۷ / ۵۴.۵	۰۳۵.۸ / ۳۱.۸	۲۳۴/۰۰	۱۲۹/۸۹	۵۸.۲
P۲	۹۶.۱ / ۵۳.۶	۳۴۵.۴ / ۱۴.۶	۲۳۱/۰۱	۱۰۹/۸۷	۷۵.۴
P۳	۱۸۸.۸ / ۰۳.۵	۲۸۷.۷ / ۶۸.۷	۱۹۰/۰۱	۳۲۱/۸۹	۲۱.۳
P٤	۰۵۸.۴ / ۰۹.۳	۱۸۹.۹ / ۷۶.۲	۰۴۸/۰۰	۱۶۳/۸۹	۱۳.۸
P٥	۱۸۲.۵ / ۶۷.۶	۲۹۹.۵ / ۱۰.۶	۰۲۶/۰۱	۲۲۳/۸۹	۷۹.۴
P٦	۰۶۸.۸ / ۰۲.۷	۳۰۶.۷ / ۸۵.۰	۲۵۸/۰۱	۱۰۷/۸۹	۰۵

بررسی‌ها نشان می‌دهد ساختارهای زمین‌ساختی کششی، ساختارهای چیره منطقه نیستند. بنابراین تنش بیشینه اصلی باید افقی باشد. با فرض هم زمان بودن تشکیل همگی گسل‌ها و بر پایه تئوری آندرسن که تنش اصلی کمینه را در رژیم تنش فشاری قائم می‌داند، موقعیت محورهای تنش اصلی هر محدوده به شرایط زمان تشکیل گسل‌ها (تنش کمینه قائم) برگردانده شد.

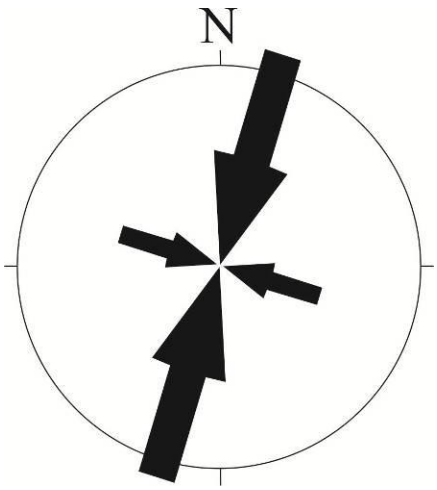
موقعیت محورهای تنش، پیش و پس از چرخش محورها با دقت ۱ درجه در جدول ۳ آمده است. شکل ۱۰ موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه و میانه را در کل منطقه مورد مطالعه و به تفکیک محدوده‌ها نشان می‌دهد. در همه محدوده‌ها، تنش اصلی کمینه نزدیک به قائم است. شکل ۱۱ موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه (۰۲ / ۰۱۷) و میانه (۰۰ / ۱۰۷) به دست آمده از کل داده‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه پس از چرخش داده‌ها را نمایش می‌دهد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]



شکل ۱۰. موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه و میانه در محدوده‌های تفکیک شده، پس از چرخش داده‌ها بر پایه تئوری آندرسن. (تنش اصلی کمینه در همه محدوده‌ها قائم است.)



شکل ۱۱. موقعیت تنش‌های اصلی بیشینه (۰۱۷/۰۲) و میانه (۱۰۷/۰۰) به دست آمده از کل داده‌های گسلی در منطقه مورد مطالعه پس از چرخش داده‌ها.(محور تنش اصلی کمینه قائم است.)

- **گذرگاه‌های تنش**

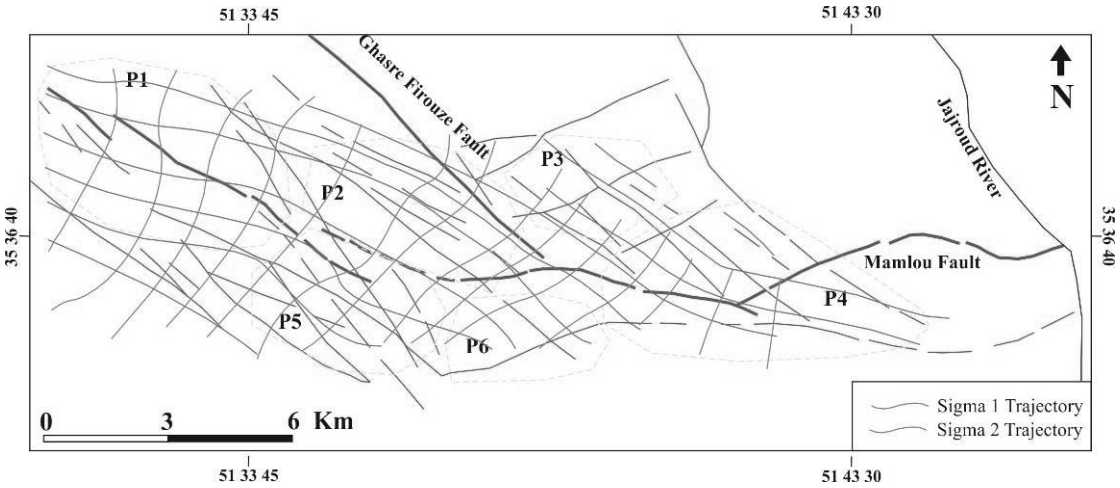
پس از چرخش داده‌ها، و قائم شدن محور تنش اصلی کمینه، نقشه گذرگاه‌ها برای تنش‌های افقی (تنش‌های اصلی بیشینه و میانه) رسم شد.

از آن جا که محورهای تنش اصلی به دست آمده در هر محدوده، میانگین میدان‌های تنش کوچک و محلی در آن محدوده است و موقعیت آن در سراسر محدوده صادق نیست، نقشه حاصل در نهایت با ساختارهای موجود در منطقه مطابقت داده شد و برای هم‌خوانی بیش‌تر با میدان تنش سازنده ساختارها، اصلاحاتی بر روی آن انجام گرفت (شکل ۱۲).

در نقشه نهایی (شکل۱۲) گذرگاه‌ها تطابق خوبی با میانگین شرایط تنش و ساختارهای بزرگ زمین‌ساختی دارند. در بیشتر نقاط، گذرگاه‌های تنش بیشینه عمود بر راستای گسل‌ها و مطابق با راستای حرکت شیب‌لغز و راستالغز

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

گسل‌های ماملوک، قصرفیروزه و سایرگسل‌ها است. به نظر می‌رسد برخی ناهماهنگی ها در این روند، به سبب دگریختی های محلی و فرانهاده (Super imposing) رخ داده باشد.



شکل ۱۲. نقشه ساختارها و گذرگاه‌های تنش‌های اصلی افقی.

روند محور تنش اصلی بیشینه و تنش اصلی میانه به ویژه در بخش مرکزی و باختری به تقریب با روند تنش کلی حاکم بر پوسته ایران در البرز مرکزی هماهنگی دارد (Tavakoli, ۲۰۰٦).

نتیجه‌گیری

مطالعه صورت گرفته بر پایه بررسی‌های تنش دیرین و تئوری آندرسن، روند تنش اصلی بیشینه را N۰۱۷E معرفی می‌کند که با روند کوتاه‌شدگی کلی پوسته ایران در البرز مرکزی(Vernant et al., ۲۰۰٤) هماهنگی قابل قبولی دارد. بنابراین گسل‌های بزرگ منطقه تاثیر چشم‌گیری در برهم زدن موقعیت میدان تنش درون منطقه نداشته و در حقیقت، همگرایی این گسل‌ها سبب همگرایی گذرگاه‌های تنش نمی‌شود.

جای‌گیری قطب صفحات گسلی بر روی صفحات تنش‌های اصلی حاکی از آن است که هم‌زمان با دگریختی پوسته در این بخش از البرز، ساختارهای منطقه، دچار چرخش شده و از حالت اولیه خود خارج شده‌اند. در حقیقت دلیل جای‌گیری قطب صفحات گسلی بر روی صفحات اصلی تنش که میزان تنش برشی روی آن‌ها صفر است، چرخش و تغییر موقعیت گسل‌ها همزمان با چرخش و دگریختی ساختارها و پدیده‌های دیگر زمین‌شناسی مانند محور چین‌ها و درزه‌ها است.

آرایش قطب صفحه‌های گسلی در دایره‌های مور نشان می‌دهد که گسل‌های محدوده ۳، پتانسیل پویایی کم‌تری نسبت به دیگر نقاط دارند.

درصورتی که تنش در محل همگرایی دو گسل ماملوک و قصر فیروزه در حال تجمع باشد، با نزدیک شدن به محل تلاقی دو گسل و افزایش احتمالی اندازه تنش‌ها، گذرگاه‌های تنش اصلی می‌بایست همگرا شوند. این پدیده به میزان ضعیفی دیده می‌شود؛ بنابراین به نظر می‌رسد در محل برخورد این دو گسل، افزایش تنش بارزی رخ نداده و پتانسیل لرزه‌ای گسل‌ها در این محل‌ها تفاوت چندانی با سایر بخش‌های محدوده ندارد.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

منابع

اکبرزاده، انیس؛ شهرام شفیعی بافتی، و شهباز رادفر.۱۳۹۷. فعالیت مجدد گسل‌های نرمال در آهک‌های کرتاسه (شمال خاور کرمان) دلایل جنبشی و تحلیل تنش دیرینه. *فصلنامه زمین ساخت*، **۲(۵)**: ۶۱-۸۱.

امینی، بهروز. ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ . سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

بربریان، مانوئل؛ منوچهر قریشی، بهرام ارژنگ روش و مهاجر اشجعی. ۱۳۷۱. بررسی ژرف نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه- گسلش درگستره تهران و پیرامون. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.*

پریزادی، طاهر و لیلا بیگدلی. ۱۳۹۵. سنجش زیست‌پذیری محلات منطقه ۱۷ شهرداری تهران. *فصلنامه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، **۳(۱)**: ۶۵-۹۰.

دلنباخ، جورج و فرهاد وحدتی دانشمند. ۱۹۶۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (۶۳۶۱). سازمان زمین شناسی کشور.

ساسان پور، فرزانه؛ نوید آهنگری و صادق حاجی نژاد. ۱۳۹۶. ارزیابی تاب‌آوری منطقه ۱۲ کلانشهر تهران در برابر مخاطرات طبیعی. *فصلنامه تحلیل فضایی مخاطرات محیطی*، **۴(۳)**: ۸۵-۹۸.

شیخ‌الاسلامی، محمدرضا؛ حمیدرضا جوادی، مریم اسدی سرشار، احمد آقاحسینی، علی کوهپیما و فرهاد وحدتی دانشمند. ۱۳۹۲. دانشنامه گسله‌های ایران. *سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.*

عبادی، لیلا؛ سید احمد علوی و محمدرضا قاسمی.۱۳۹۴.تحلیل تنش دیرینه گستره منصورآباد (جنوب باختر رفسنجان- استان کرمان) به روش وارون سازی چندگانه. *فصلنامه زمین شناسی ایران*، **۹(۳۵)**: ۴۳-۵۹.

Abbassi, M. R. and Shabanian-B., E. ۱۹۹۹. Evolution of the stress field in Tehran region during the Quaternary. *Proceeding of the 3 rd international conference on Seismology and Earthquake Engineering* (Tehran-Iran).

Abbassi, M. R., Farbod, Y. ۲۰۰۹. Faulting and folding in quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran). *Journal of Asian Earth Science*, ۳٤: ٥۲۲–٥۳۱.

Alavi, M. ۱۹۹٦. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics*, ۲۱: ۱–۳۳.

Allen, M.B., Ghassemi, M.R., Shahrabi, M., Qorashi, M., ۲۰۰۳b. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology, ۲٥: ٦٥۹–٦۷۲.

Ambraseys, N.N., Melville, C.P. ۱۹۸۲. A History of Persian Earthquakes. *Cambridge University Press, New York.*

Anderson E.M. ۱۹٥۱. The dynamic of faulting and dyke formation with application to Britain, Oliver and Boyd, *Edinburg*, ۲۰٦ p.

Angelier J. ۱۹۹٤. Fault slip analysis and paleostress reconstruction: in "continental deformation" *P.L. Hancock, ed., Pergamon, Axford.* ٥۳-۱۰۰

Berberian, M., King, G.C.P. ۱۹۸۱. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, ۱۸: ۲۱۰–۲٦٥.

Berberian, M., Yeats, R.S. ۱۹۹۹. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranianplateau. *Bulletin of the Seismological Society of America*, ۸۹:۱۲۰–۱۳۹.

Berberian, M., Yeats, R.S. ۲۰۰۱. Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau. *Journal of Structural Geology*, **۲۳:** ٥٦۳–٥۸٤.

Bishop A.W. ۱۹٦٦. The strength of soils as engineering materials. *Geotechnique*, **۱٦:** ۹۱-۱۳۰.

Dunne W.M., Hancock P.L. ۱۹۹٤. Paleostress analysis of small-scale brittle structure: In "continental deformation" *P.L. Hancock, ed., Pergamon, Axford*, ۱۰۱-۱۲۰.

Ghassemi, M.R., Fattahi, M., Ahmadi, M and Ballato, P. ۲۰۱٤. Kinematic links between the Eastern Mosha Fault and the North Tehran Fault, Alborz Range, northern Iran, *Tectonophysics*.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]

Guest, B., Axen, G.J., Lam, P.S., Hassanzadeh, J. ۲۰۰٦. Late Cenozoic shortening in the west central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike–slip and thin-skinned deformation. *Geosphere* **۲:** ۳٥–٥۲. **doi**:۱۰,۱۱۳۰/GES۰۰۰۱۹,۱.

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M. ۲۰۰۲. Activetectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International*, **۱٤۸:** ۲۱٤–۲٤٥.

Katsushi, S, ۲۰۱۲, Fast multiple inversion for stress analysis from fault-slip data, Computers & Geosciences, Volume ٤۰, March ۲۰۱۲, Pages ۱۳۲-۱۳۷.

Keller, E.A and Pinter, N. ۱۹۹٦. Active tectonics, Earthquakes, Uplift and Landscape, *Prentice Hall*, ۳۳۸

Negahban, E.O. ۱۹۷۷. Report of Preliminary excavations at Tapeh Sagzabadin the Qazvin plain. Marlik. *Journal of the Institute and Department of Archaeology*, Faculty of Letters and Humanities, Tehran University, **۲٦**: ٤٥.

Nemcok M, Lisle R.J. ۱۹۹٥. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets, *Journal of Structural Geology*, **۱۷**: ۱٤٤٥-۱٤٥۳.

Nogol Sadat, M.A.A and Almasian, M. ۱۹۹۳. Tectonic Map of Iran, Scale ۱:۱۰۰۰۰۰۰, *Geological Survey of Iran.*

Ritz, J.F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., Vernant, P. ۲۰۰٦. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics. Geology, **۳٤:** ٤۷۷–٤۸۰.

Sippel, J., Scheck-Wenderoth, M., Reicherter, K., Mazur, S., ۲۰۰۹. Paleostress states at the south- eastern margin of the Central European Basin System – Application of fault-slip analysis to unravel a polyphase deformation pattern. Tectonophysics ٤۷۰ (۱-۲), ۱۲۹ – ۱٤٦.

Stöcklin, J. ۱۹۷٤. Northern Iran: Alborz Mountains. In: Spencer, A.M. (Ed.), Mesozoic–Cenozoic Belts: *Geological Society of London,* **٤:** ۲۱۳–۲۳٤.

Talai, H. ۱۹۹۸. Preliminary report of the ۱۰th excavation season. ۱۹۹۸. Tappeh Sagzabad, Qazvin Plain. Archaeological Institute, *Tehran University, unpublished internal report*, ۳۱ p.

Talebian, M., Ghorashi, M and Nazari, H. ۲۰۰۹. Seismotectonic Map of the Central Alborz, Research *Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran*.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Che'ry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., Tavakoli, F. ۲۰۰٤. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, **۲۲۳:**۱۷۷–۱۸٥.

Yamaji A. ۲۰۰۳. Are the solution of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stress from heterogeneous fault-slip data, *Journal of Structural Geology*, **۲٥:** ۲٤۱-۲٥۲.

Yamada, Y., Yamaji, A., ۲۰۰۲. Determination of palaeostresses from mesoscale shear fractures in core samples using the multi-inverse method, Journal of Petroleum Geology, **۲٥** (۲), ۲۰۳–۲۱۸.

Yamaji, A., ۲۰۰۰. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. Journal of Structural Geology, **۲۲** (٤), ٤٤۱–٤٥۲.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOI: 10.29252/jsaeh.6.3.161]