

تحلیل ساختاری و تکتونیک برگشتی نواحی فرادیواره گسل شمال تهران

امیر ظهیریه؛ دانشجوی دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران

محمود الماسیان*؛ استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

محسن پورکرمانی؛ استاد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران

علی‌رضا شهیدی؛ استادیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۲۰

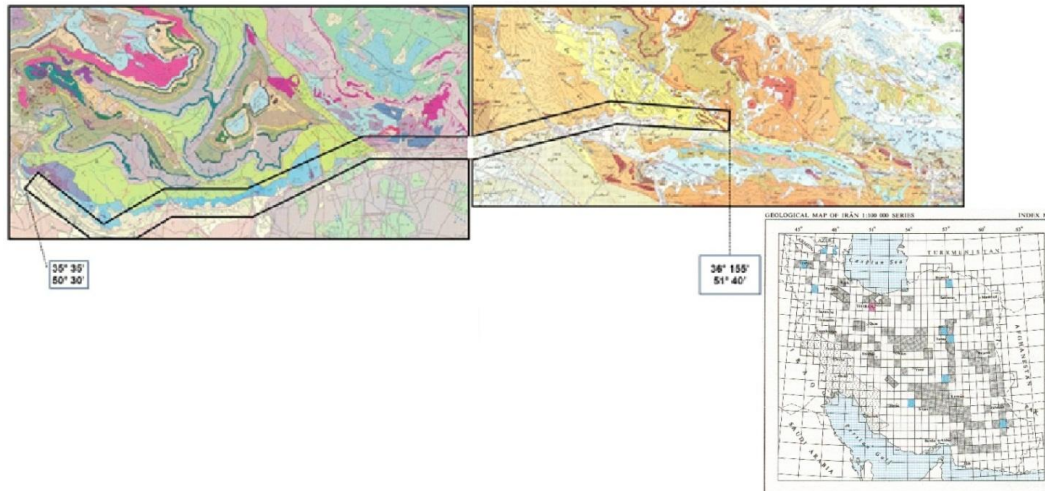
تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۷/۲۶

چکیده

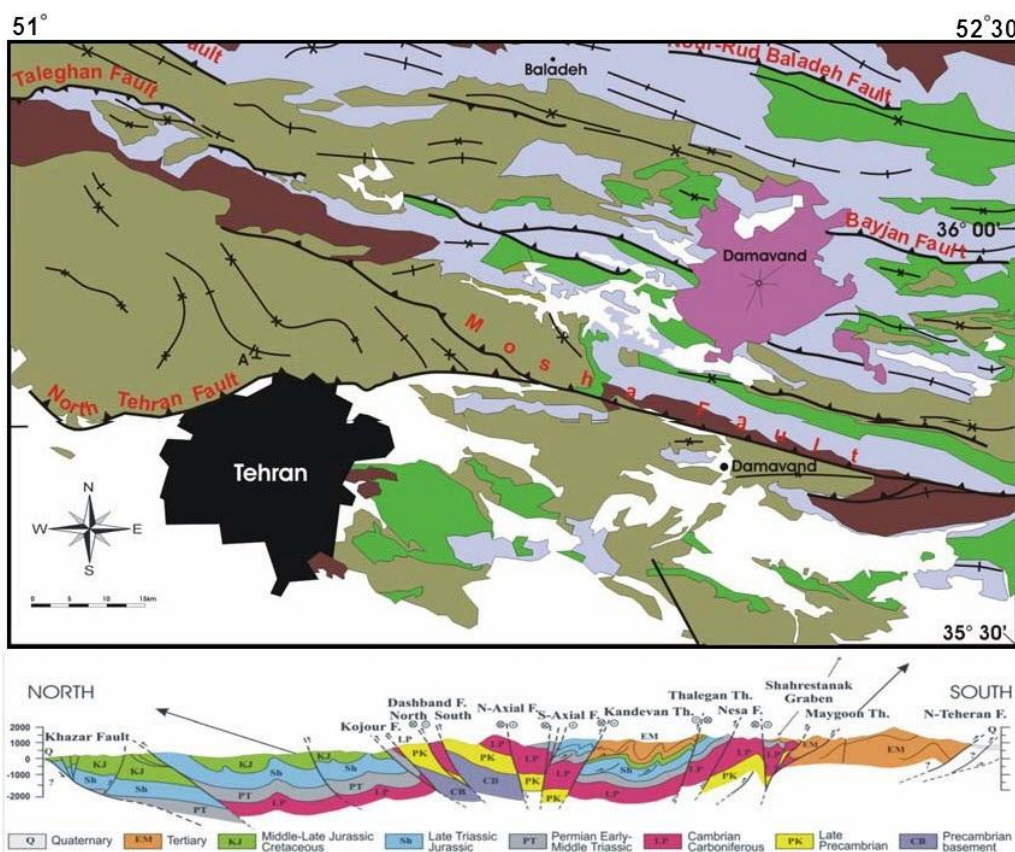
منطقه مورد بررسی مجموعه‌ای از ساختارهای زمین‌ساختی، به‌ویژه شکستگی‌های گوناگون و گسل‌ها و انواع چین‌خوردگی، را در خود جای داده است. ساختارها با سازوکار خاص متأثر از تنش‌ها (فشارشی-کششی) بوده‌اند. بر اساس شواهد زمین‌شناسی موجود در همه واحدهای سنگی سازند کرج و نهشته‌های آبرفتی کواترنری در پهنه گسلی شمال تهران، اعم از خش‌لغزها و ساختارهای S-C، سازوکار گسل شمال تهران تا قبل از پلیوسن به صورت مورب‌لغز راست‌گرد با مؤلفه عادی و پس از نئوژن به صورت مورب‌لغز است که در برخی مناطق مؤلفه معکوس غالب است و در برخی مناطق مؤلفه راست‌لغز چپ‌گرد غالب است. تحولات زمین‌ساختی گسترده مورد مطالعه با یک مدل قابل ارائه است. بر اساس این مدل، گستره بین دو گسل شمال تهران و مشاء به صورت یک ابر دوپشته در حال چرخش راست‌گرد (ساعت‌گرد) است. موقعیت تنش اصلی σ_1 (عمود بر محور چین‌خوردگی یا راستای کوتاه‌شدگی) در زمان تشکیل ساختارهای شکل‌پذیر منطقه راستای شمال باختر-جنوب خاور داشته است. کلیدواژگان: پالنواسترس، پهنه گسلی شمال تهران، زون گسلی، سازند کرج.

پیش‌گفتار

رشته‌کوه پیچ‌وخم‌دار البرز در شمال ایران، با طولی حدود ۶۰۰ کیلومتر و پهنایی حدود ۱۰۰ کیلومتر، منطقه‌ای با دگرشکلی فعال در حاشیه جنوبی دریای کاسپین است. این رشته‌کوه بخشی از کمربند کوه‌زایی فعال آلپ-همالیا در آسیای غربی را تشکیل می‌دهد که علت دگرشکلی فعال آن در البرز ناشی از هم‌گرایی و برخورد صفحه عربی با جنوب اوراسیا و نیز حرکت صفحه کاسپین جنوبی به سمت صفحه ایران مرکزی است. البرز مرکزی با تقعر به سمت شمال در جنوب دریای کاسپین قرار گرفته است. دامنه جنوبی رشته‌کوه البرز مرکزی از سمنان تا قزوین و دامنه شمالی آن از گرگان تا رشت ادامه دارد. گستره مورد مطالعه با مساحت تقریبی ۵۰۰ کیلومتر مربع در لبه جنوبی البرز مرکزی و در محدوده ۳۵ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۳۶ درجه و ۱۵ دقیقه عرض شمالی و ۵۰ درجه و ۳۰ دقیقه تا ۵۱ درجه و ۴۰ دقیقه طول خاوری قرار دارد.



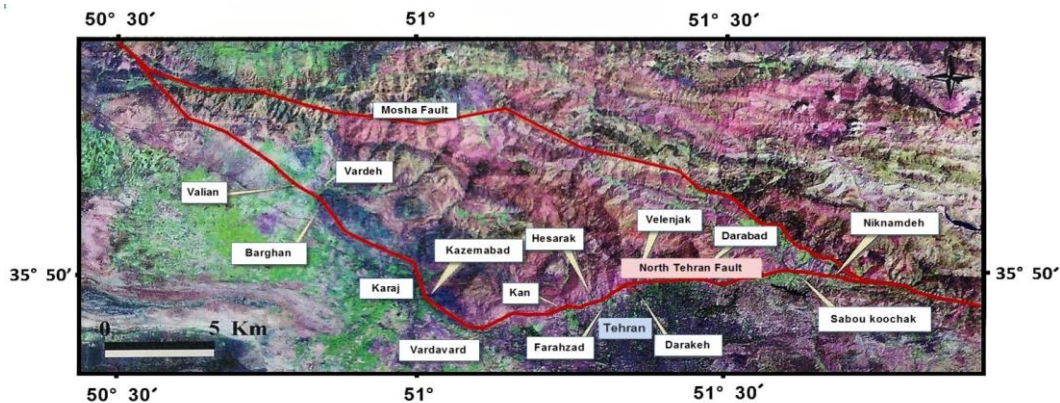
شکل ۱. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محدوده منطقه مورد مطالعه (برگه های تهران و شرق تهران)



شکل ۲. نقشه زمین شناسی البرز مرکزی و برش ساختاری (وحدتی دانشمند ۱۹۹۱؛ حقی پور ۱۹۸۷)

گسل های راستالغز با طولی بیشتر از ۱۰۰ کیلومتر در بسیاری نواحی فعال قاره ای شناخته شده اند و یکی از عناصر مهم ساختاری در تکامل کمربندهای کوهزایی محسوب می شوند. این گسل ها توانایی ایجاد زلزله های بزرگ ($M_w \geq 6$)

5). را دارند. در این منطقه گسل‌های فعال با توان لرزه‌زایی بالا دیده می‌شود که توالی‌های رسوبی نئوژن و پلیستوسن- هولوسن را بریده و جابه‌جا کرده‌اند. عملکرد اغلب این گسل‌ها راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس یا راندگی است. گسل شمال تهران با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر نزدیک‌ترین گسل فعال به کلان‌شهر تهران است. این گسل در کوهپایه‌های شمال تهران، از لواسانات و نیکنامده (شمال خاور تهران) تا باختر ولیان (باختر کرج)، گسترش دارد. نخستین بار ریین (۱۹۵۵) به وجود گسل شمال تهران در کوهپایه‌های ناحیه شمال تهران توجه کرد که در اثر عملکرد آن واحدهای سنگی سازند کرج بر نهشته‌های آبرفتی دشت تهران رانده شده است. چالنگو و همکارانش (۱۹۷۴) هم اختلاف ارتفاع ناگهانی آبرفت‌های دشت تهران با بلندی‌های توچال را ناشی از عملکرد گسل شمال تهران دانسته‌اند. بنا به گزارش ایشان، گسل شمال تهران از چند قطعه با آرایش نردبانی تشکیل شده که حرکت راستالغز چپ‌گرد دارند. قاسمی و همکارانش (۱۳۸۱) بر آن‌اند که پهنه گسلی واقع در شمال تهران از یک گسل راندگی اصلی (راندگی شمال تهران) و یک پهنه گسلی چپ‌گرد با مؤلفه معکوس تشکیل شده است که از راستای راندگی شمال تهران پیروی می‌کند. درازای پهنه مورد نظر ۶۲ کیلومتر است و از خاور به باختر از ۷ قطعه گسلی نیکنامده، سبو کوچک، سوهانک، سوهانک- محمودیه، دارآباد، سعادت‌آباد، گلاب‌دره- کن، باغ اناری، و ازگیل‌دره تشکیل شده است. بخش عمده این قطعه‌ها مرز بین سازند کرج در فرادیواره و سازند هزاردره در فرودیواره را تشکیل می‌دهند. اما در مواردی قطعه‌های یادشده به طور کامل درون سازند کرج یا سازند هزاردره و نهشته‌های آبرفتی پلیستوسن- هولوسن قرار می‌گیرند. خطی بودن این قطعه‌های گسلی، با وجود توپوگرافی متغیر، نشان‌دهنده شیب زیاد سطوح گسلی و چیره بودن مؤلفه راستالغز نسبت به مؤلفه شیب‌لغز آن‌هاست.



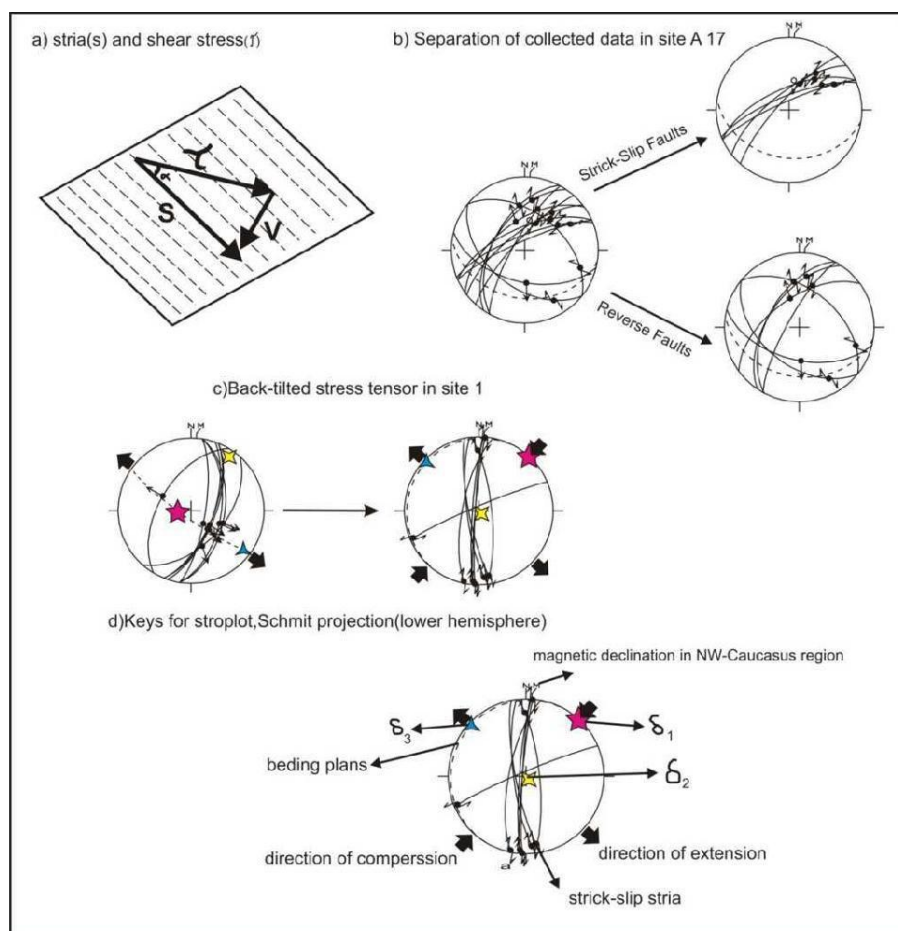
شکل ۳. موقعیت پهنه گسلی شمال تهران روی تصویر ماهواره‌ای Landsat-7

روش مطالعه

منطقه مورد مطالعه در البرز مرکزی با هدف دستیابی به تنش‌های دیرین عملکردده در این ناحیه در زمان ائوسن پیشین - میانی بررسی شد. داده‌های استفاده‌شده در این تحلیل شامل گسله‌های دارای خش‌لغز و محور و سطوح محوری چین‌ها و درزه‌ها و دایک‌ها بود. بررسی‌ها و تحلیل تنش دیرین در این منطقه بر اساس داده‌های لغزش گسلی دارای خش‌لغز

صورت گرفت. داده‌های لغزش گسلی برداشت‌شده با هدف دستیابی به تنش‌های دیرین عمل‌کرده در منطقه با روش معکوس‌سازی چندمرتبه‌ای مطالعه و بر مبنای شکل میدان تنش و موقعیت محورهای تنش اصلی محاسبه شد و فازهای تنش دیرین در این منطقه تفکیک و نتایج با سایر عوارض ساختاری دیده‌شده در منطقه کنترل شد. بررسی‌های مختلف شامل تحلیل رزیدیاگرام برای گسل‌های برداشت‌شده در هر محدوده و تحلیل آرایش ساختارهای موجود در منطقه شامل گسل‌ها نیز بخش‌های دیگر این پژوهش را تشکیل دادند.

برای تعیین جهت تنش در پهنه گسلی شمال تهران از شواهد زمین‌ساختی مختلف- اعم از خش‌لغزهای گسلی، گسل‌های مزدوج، چین‌های موجود در واحدهای سنگی ائوسن سازند کرج، و آبرفت‌های کواترنری- استفاده شد. بدین منظور صفحات گسلی و خش‌لغزهای برداشت‌شده با استفاده از نرم‌افزار Tectonic FP تجزیه و تحلیل شد و برای تحلیل پالئواسترس پهنه نرم‌افزار Angelier به کار رفت.



شکل ۴. برخی نشانه‌ها برای نشان دادن روش وارونگی لغزش گسلی: (a) تصویری از روش وارونگی بر اساس اصل والاس (۱۹۵۱): خش‌لغزها موازی با تنش برشی T هستند؛ (b) همه مجموعه به دو زیرمجموعه مطابق دو رژیم تنشی مختلف تقسیم می‌شود؛ (c) تنسور تنش پس از چرخش؛ (d) معرفی نشانه‌های به کاررفته در استروپلات

تحلیل هندسی و جنبشی گسل شمال تهران

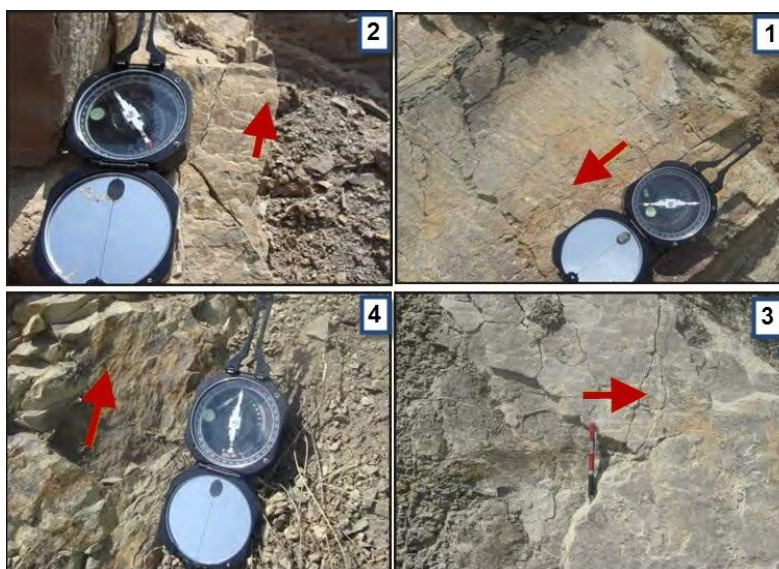
بنا به گزارش بربریان و همکارانش (۱۳۶۴) شیب گسل شمال تهران در اکثر مناطق به سمت شمال و بسیار متغیر است؛ طوری که در کاظم‌آباد ۳۰ درجه به سمت شمال خاوری، در باختر کن ۱۰ تا ۴۵ درجه به سمت شمال، در خاور کن ۲۷ تا ۴۰ درجه به سمت شمال، در فرحزاد ۷۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال باختری، در بخش باختری دره لشکرک ۴۰ درجه به سمت شمال-شمال باختری، و در شمال خاوری ده سبو در حدود ۳۰ درجه به سمت شمال شیب دارد. راستای این گسل از شمال باختری جنوب خاوری تا باختر جنوب باختری-خاور شمال خاوری متغیر است. در بیشتر مناطق، این گسل سبب راندگی واحدهای سنگی سازند ائوسن کرج بر آبرفت‌های پلیوسن سازند هزاردره و رسوبات آبرفتی ناهمگن شمال تهران شده است. در این پژوهش، به منظور تحلیل ساختاری پهنه گسلی شمال تهران، هندسه و جنبش ساختارهای مشاهده‌شده در واحدهای سنگی ائوسن سازند کرج و رسوبات آبرفتی کواترنری از خاور به باختر در مناطق نیکنامده، سبو کوچک، بیمارستان محک، باشگاه دیپلماتیک، شهرک شهید محلاتی، دارآباد، دره دربند، ولنجک، درکه، معدن سنگ درکه، ارتفاعات سعادت‌آباد، فرحزاد، حصارک، کن، شهرک باقری، وردیج، وردآورد، ولیان بررسی و اندازه‌گیری شد.

جدول ۱. موقعیت ساختارهای مورد مطالعه در برخی ایستگاه‌ها

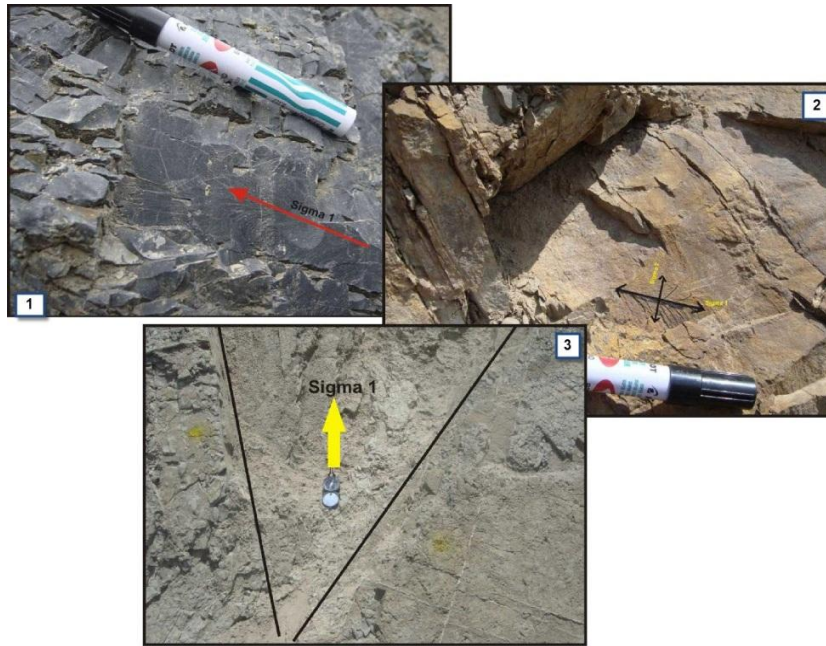
نام ایستگاه	نوع گسل	میانگین موقعیت هندسی گسل	میانگین موقعیت هندسی خط خش	واحدهای رسوبی اندازه‌گیری شده	سطح محوری چین	سطح محوری لولا
نیکنام ده	راستالغز چپ‌گرد	88,69 NW	20,080	توف، سیلتستون، سنگ آهک، ماسه‌سنگ سازند کرج		
سبو	مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس	108,33NE	17,081	تناوب شیل‌های سبز با سیلتستون و ماسه‌سنگ‌های سازند کرج	63,89NE	63,02
دارآباد	راستالغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس جزئی	101,72NE	8,095	شیل و توف‌های سازند کرج	74,75SE	76,02
ولنجک	معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد	102,41NE	37,039	آبرفت‌های نوع B		
درکه	معکوس با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد	101,38NE	34,042	توف میانی سازند کرج	225,85NW	52,228
فرحزاد	مورب‌لغز معکوس با مؤلفه چپ‌گرد	90,41N	34,036	توف سبز سازند کرج آبرفت‌های نوع C		
حصارک	راستالغز راست‌گرد	100,82NE	47,80	توف سبز سازند کرج	30,55SE	

72,331	18,77NW	آبرفت‌های نوع B			
38,53	31,85SE	توف سبز سازند کرج،	31,082	113,51NE	مورب‌لغز راست‌گرد
002,47	47,85SE	آبرفت‌های نوع C			با مؤلفه عادی
		آبرفت‌های نوع A	36,085	104,78NE	مورب‌لغز عادی با
					مؤلفه راست‌گرد
		آبرفت‌های نوع A	45,070	90,38N	معکوس با مؤلفه
					امتدادلغز چپ‌گرد
		آبرفت‌های نوع A		310,20NE	معکوس
		تناوب سنگ آهک و سیلتستون	52,358	99,53NE	معکوس
		سازند کرج			ولیان

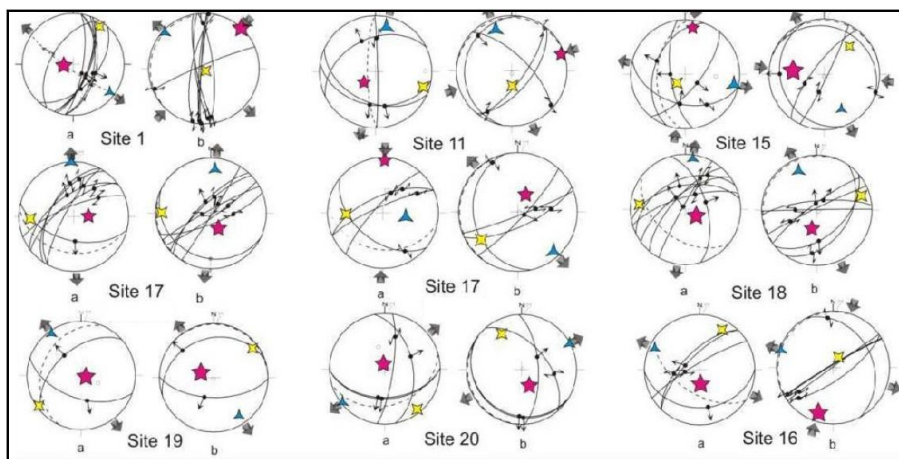
گسل‌های نرمال برداشت‌شده در منطقه مورد مطالعه به صورت بیشینه دارای راستای غالب شمال خاوری- جنوب باختری دیده می‌شوند. گسل‌های امتدادلغز برداشت‌شده با راستای غالب شمال باختری- جنوب خاوری دیده می‌شود و گسل‌های معکوس به صورت بیشینه با راستای غالب شمال خاوری- جنوب باختری دیده می‌شوند. بررسی‌ها نشان داد کشش چیره در منطقه مورد مطالعه با راستای کشش چیره شمال باختری- جنوب خاوری هم‌زمان با رسوب‌گذاری بوده است (شهیدی ۲۰۰۸) و فازهای تراکمی، که پس از تشکیل حوضه حاکم بوده است، طی دو فاز عمل کرده است: فاز ۱ یا فاز چیره با راستای شمال باختری- جنوب خاوری تا خاوری- باختری و فاز ۲ با راستای شمالی- جنوبی تا شمال خاوری- جنوب باختری پس از رسوب‌گذاری در منطقه.



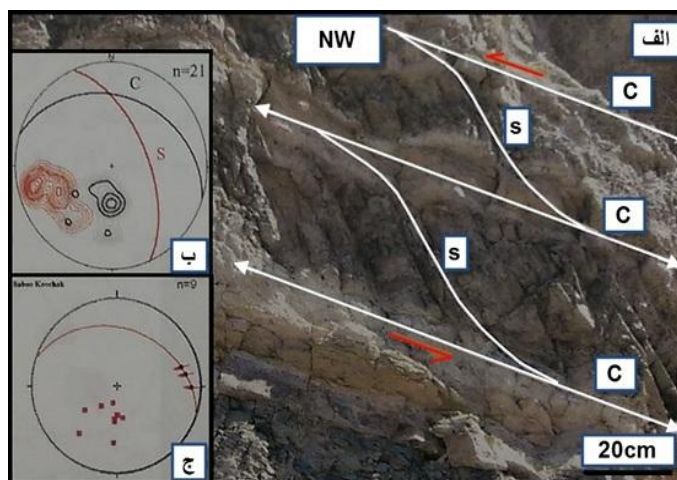
تصویر ۱. تصاویر مربوط به علائم و شاخص‌های تشخیص سوی لغزش: ۱. شکستگی‌های ریدل در ایستگاه ۵ سبو کوچک؛ ۲. بازشدگی‌های کششی در ایستگاه ۱۲؛ ۳. صفحه گسلی با سازوکار رانندگی در ایستگاه ۵؛ ۴. صفحه گسلی با سازوکار راستالغز راست بر در ایستگاه ۱۲. پیکان قرمز در جهت حرکت فرادیواره است.



تصویر ۲. ۱. درزه پرماند در ایستگاه ۷؛ ۲. درزه پرماند در ایستگاه ۳ نیکنام ده. پیکان در جهت محور (تنش اصلی) سایر معیارها، مانند دسته درزه‌های مزدوج، همزمان با رسوب‌گذاری یا درزه‌های در ارتباط با چین‌خوردگی‌ها همزمان یا پس از چین‌خوردگی نیز در این خصوص مد نظر قرار گرفته‌اند؛ ۳. گسل‌های مزدوج در ایستگاه ۱۴. پیکان زرد در جهت محور (در استریوپلات مربوط به هر یک از ایستگاه‌ها خط‌چین‌ها نمایانگر موقعیت لایه‌بندی، خطوط پیوسته همراه نقاط توپر نشان‌دهنده صفحه‌های لغزشی-گسلی، و خش‌لغزش و پیکان‌های مشخص‌شده نمایانگر سوی حرکت است. موقعیت‌ها در هر یک از استریوپلات‌ها به ترتیب با ستاره‌های پنج‌پر و چهارپر و سه‌پر مشخص شده‌اند و سرانجام جهت نهایی کشش یا فشارش با پیکان‌های توپر نشان داده شده است.



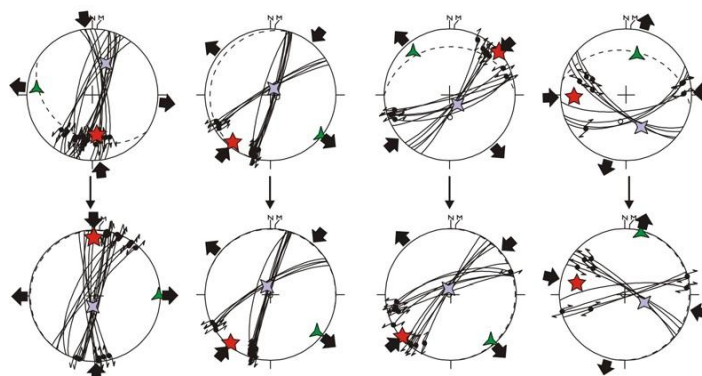
شکل ۵. ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده در منطقه نیکنام ده؛ (a) استریوپلات‌های ترسیم‌شده برای هر ایستگاه و میدان تنش مربوطه قبل از چرخش؛ (b) استریوپلات‌های ترسیم‌شده برای هر ایستگاه و میدان تنش مربوطه بعد از چرخش



شکل ۶. الف) ساختار S - C در شیل و ماسه‌سنگ سازند کرج در پهنه گسلی شمال تهران (سبو کوچک؛ ب) دواير میانگین سطوح C و S روی نیم‌کره زیرین شبکه هم مساحت اشمیت به همراه نمودار تراز قطب این سطوح با فواصل کنٹوری ۵ به ازای ۱ درصد مساحت کل شبکه. تعداد سطوح C و S به ترتیب ۹ و ۱۲ است؛ ج) دایره میانگین سطوح C همراه قطب‌ها و خش‌لغزهای مربوطه



شکل ۷. A) نمونه‌ای از گسل‌های نرمال در منطقه دارآباد؛ B) نمونه‌ای از گسل‌های شیب‌لغز معکوس در منطقه دارآباد



شکل ۸. استریوپلات‌های ردیف بالا وضعیت فعلی گسل‌های معکوس ایستگاه‌های منطقه را نشان می‌دهد و استریوپلات‌های پایین وضعیت این گسل‌ها را قبل از چرخش

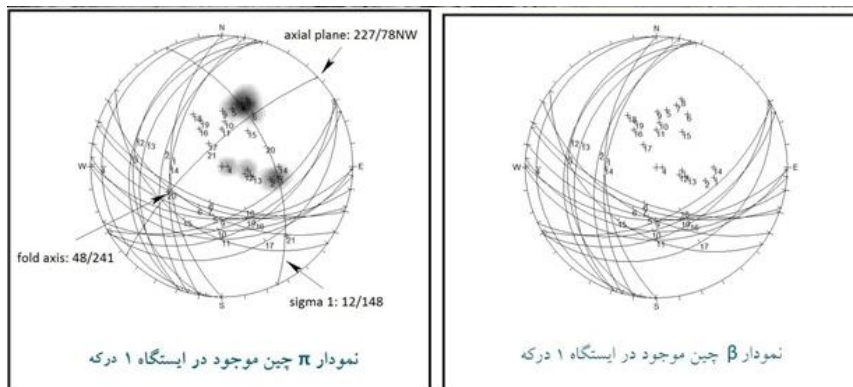
جدول ۲. بازسازی و تحلیل تنش دیرین در منطقه مورد مطالعه (اطلاعات مربوط به هر یک از ایستگاه‌ها)، داده‌های

لغزش گسلی ناهمگن، که شامل صفحه گسلی و خش لغز مربوط به دو سوی حرکت گسل برداشت شده است.

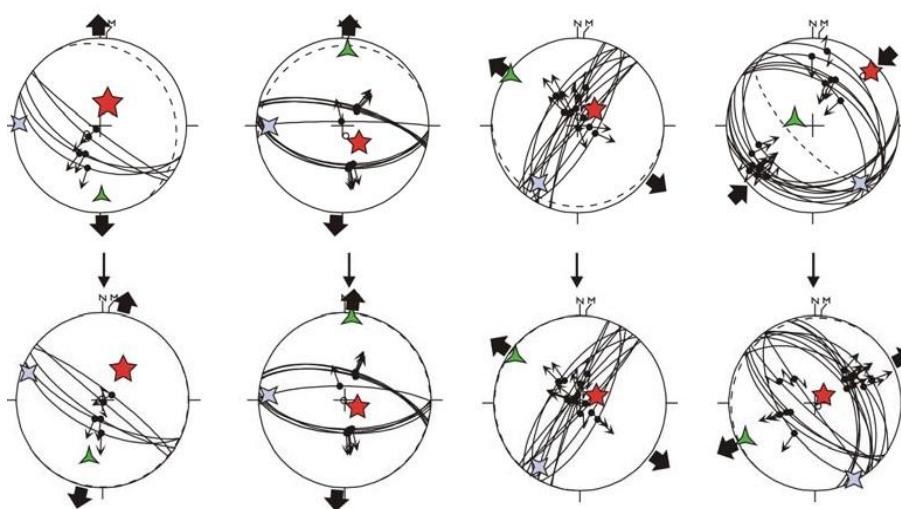
site	Stratigraphic Age	Regime	Lithology	O1		O2		O3		ϕ
				Dir.	Plung.	Dir.	Plung.	Dir.	Plung.	
A1	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	217	0	127	13	307	77	0.22
A2	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	281	35	188	4	93	55	0.08
A3	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	51	19	279	63	148	19	0.36
A4	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	291	19	201	1	109	71	0.47
A5	Middle Eocene	D	Mudstone, Tuff	23	32	202	58	293	0	0.57
A6	Middle Eocene	S	Tuff, Shale	269	8	75	82	179	2	0.27
A7	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	344	2	245	73	74	16	0.56
A8	Middle Eocene	N	Mudstone, Tuff	37	42	300	7	202	47	0.26
A9	Middle Eocene	I	Tuff, Shale	145	10	237	11	14	75	0.25
A10	Middle Eocene	N	Mudstone, Tuff	46	33	243	56		8	0.86
A11	Middle Eocene	N	Tuff	75	19	206	62	141	20	0.77
A12	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	211	32	78	48	338	24	0.21
A13	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	213	17	354	68	318	13	0.09
A14	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	276	43	154	30	119	32	0.03
A15	Middle Eocene	N	Tuff	201	1	110	44	42	46	0.29
A16	Middle Eocene	N	Tuff, Shale	153	65	271	12	292	21	0.31
A17	Middle Eocene	N	Tuff	194	68	71	12	5	18	0.22
A18	Middle Eocene	N	Tuff	271	64	80	26	337	4	0.29
A19	Middle Eocene	N	Tuff	154	63	331	27	172	1	0.33
A20	Middle Eocene	N	Tuff	145	10	237	11	62	75	0.25

چین گسلی درکه تاقدیسی نامتقارن و از نوع استوانه‌ای است که در فرادیواره پهنه گسلی شمال تهران و در واحدهای سنگی توف میانی سازند کرج توسعه یافته است. پهنه گسلی شمال تهران در این منطقه سبب رانده شدن توالی رسوبی سازند کرج بر آبرفت‌های ناهمگن شمال تهران شده است. یال‌های این چین به سمت جنوب و باختر شیب دارد. روی سطوح لایه‌بندی چین خش‌لغزهایی دیده شده که تقریباً عمود بر سطح محور چین توسعه یافته‌اند. این خش‌لغزها بیانگر این مطلب‌اند که این چین در اثر چین‌خوردگی لغزش خمشی ایجاد شده؛ طوری که حرکت لایه‌های متوالی در ارتباط با یک‌دیگر باعث ایجاد چنین شیارهایی روی سطوح لایه‌بندی شده است.

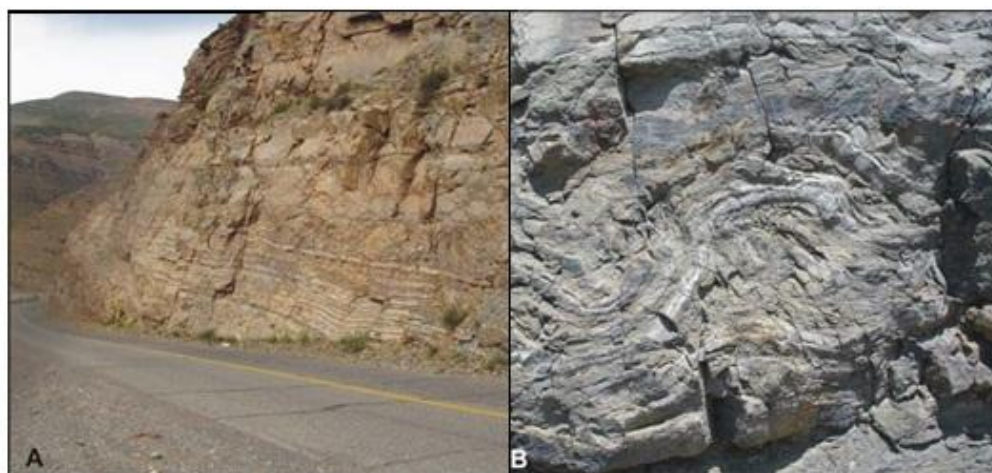


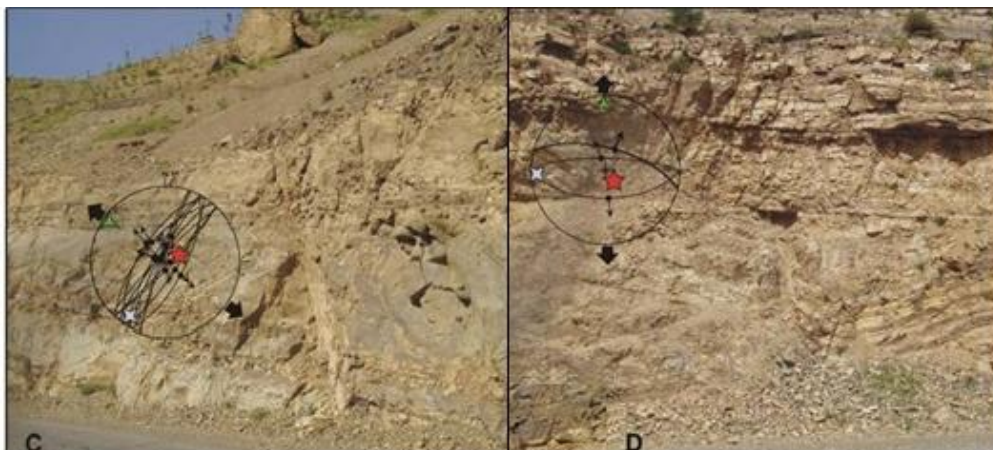


شکل ۹. نمایی از تاقدیس درکه، دید به سمت شمال باختر

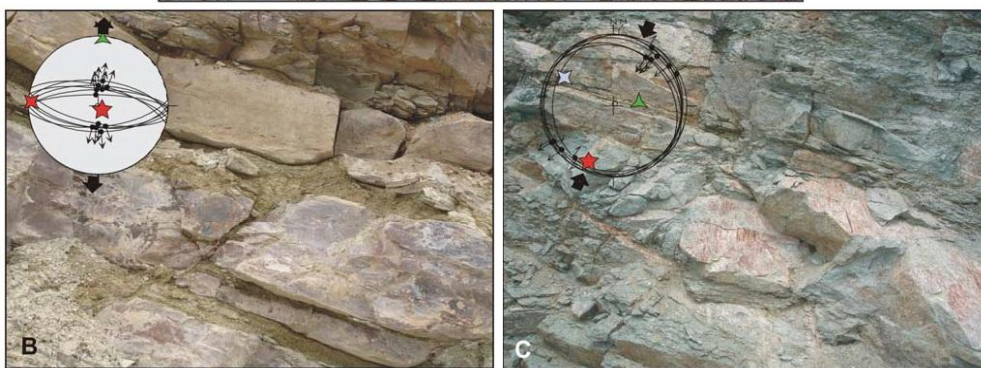


شکل ۱۰. استریوپلات‌های مربوط به تنش دیرین ۴ ایستگاه دره کن





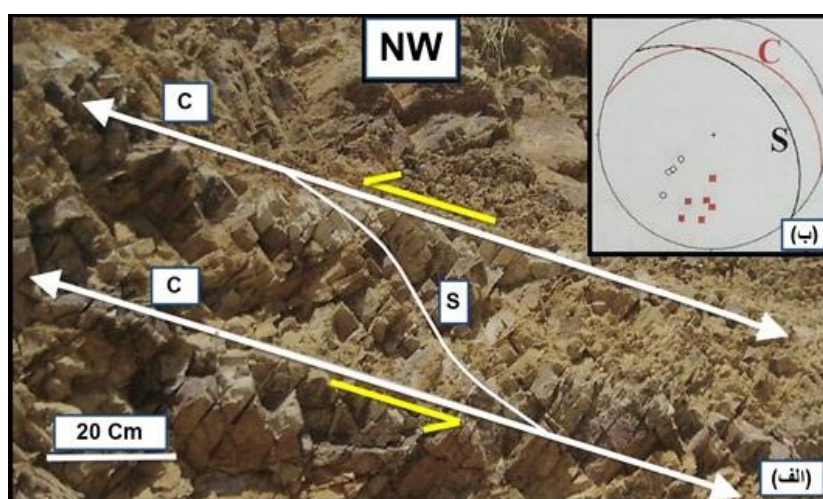
شکل ۱۱. گسل‌های نرمال و معکوس در دره کن: A و B) چین‌خوردگی در توف‌های سازند کرج؛ C و D) گسل‌های نرمال در رابطه با این چین‌ها



شکل ۱۲. A) ضخامت ۲۰۰۰ متری رسوبات سازند کرج، دره وردیج؛ B) گسل نرمال در ایستگاه ۳؛ C) نمونه‌ای از گسل‌های معکوس قبل از تغییر تنش (شهیدی ۲۰۰۸)

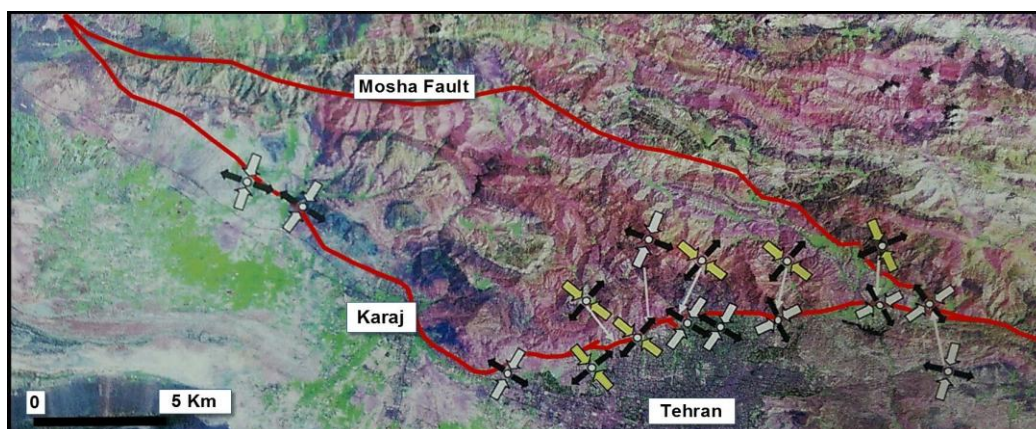
در شمال روستای ورده، در پهنه‌ای به طول تقریبی ۵۰ متر، گسل شمال تهران باعث راندگی آبرفت‌های دانه‌ریز نوع C با رنگ خاکستری تیره و جورشدگی خوب دارای طبقه‌بندی افقی روی تناوب سنگ آهک و سیلتستون‌های سازند کرج

با شیب حدود ۶۰ درجه به سمت شمال شده است. سازوکار گسل شمال تهران در این منطقه مورب لغز معکوس با مؤلفه چپ گرد بسیار جزئی است. میانگین موقعیت هندسی گسل شمال تهران در این منطقه $118^{\circ}42'NE$ و میانگین میل و روند خش لغزها $25^{\circ}41'$ است. ساختارهای S - C موجود در سنگ آهک های شمال روستای ولیان نشان دهنده سازوکار چپ گرد گسل شمال تهران است. موقعیت هندسی میانگین سطوح C و S به ترتیب $28^{\circ}NE$ ، $70^{\circ}W$ و $42^{\circ}NE$ و $44^{\circ}N$ است. تعداد سطوح C و S به ترتیب ۵ و ۴ است.



شکل ۱۳. الف) ساختار S - C در سنگ آهک و سیلتستون سازند کرج، واقع در پهنه گسلی شمال تهران (ولیان)؛ ب) دایره بزرگ میانگین سطوح C و S روی نیم کره زیرین شبکه اشمیت

شکل ۱۴ بر اساس مطالعات و اندازه گیری های به عمل آمده جهات تنش را در پهنه گسلی شمال تهران و در ایستگاه های مختلف نشان می دهد.



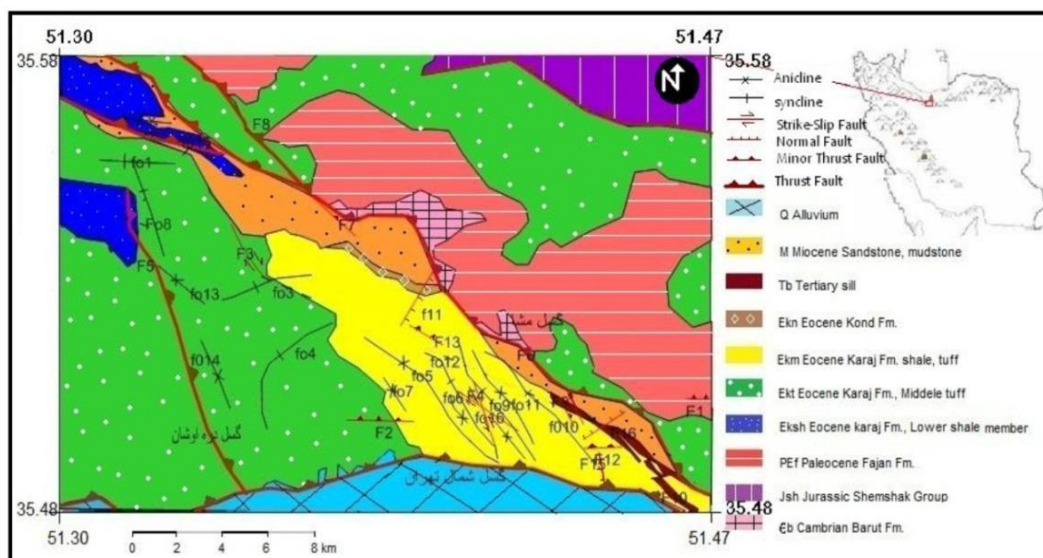
شکل ۱۴. جهات تنش در امتداد گسل شمال تهران. پیکان های سیاه و سفید نشان دهنده جهات تنش جدید (بعد از نئوژن) و پیکان های سیاه و زرد نشان دهنده جهات تنش قدیمی (قبل از نئوژن) هستند.

روابط ساختاری و جنبش‌های گسل مشاء و گسل شمال تهران

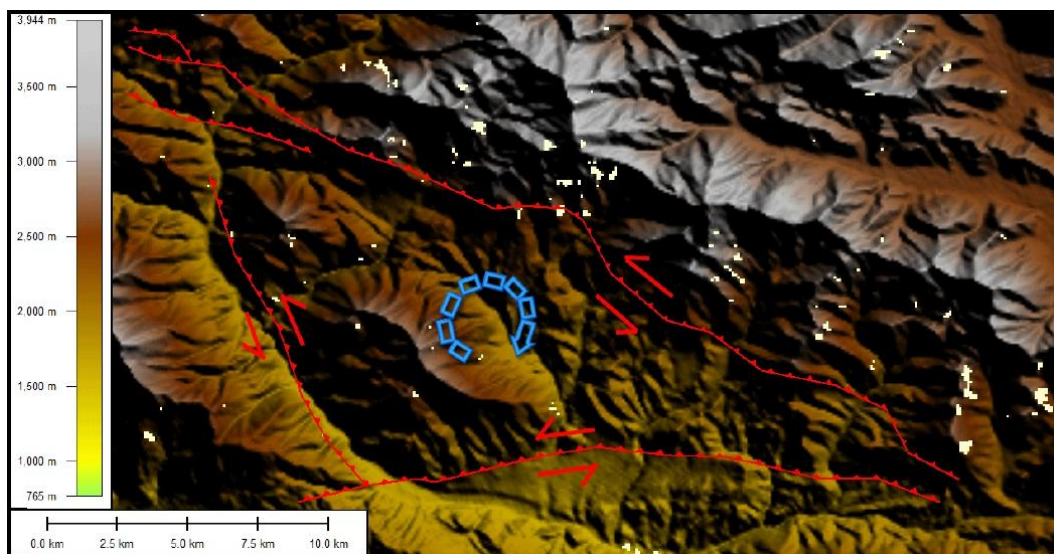
گسل‌های مشاء و شمال تهران در جنوب البرز مرکزی واقع شده‌اند و این دو گسل با شیب به سمت شمال و حرکت راندگی و راستالغز قابل شناسایی‌اند. در راستای گسل مشاء سازندهای با سن ژوراسیک و قدیمی‌تر روی سنگ‌های ائوسن و در گسل شمال تهران سازندهای با سن ائوسن روی رسوبات پلیوسن-کواترنری رانده شده است. این دو گسل در لواسان به هم پیوسته‌اند. مطالعات اخیر روی گسل مشاء حرکات راستالغز چپ‌بر را هویدا ساخته است (ریتز و همکاران ۲۰۰۶). این مطالعات بر اساس شواهد زمین‌ریختی و مه‌لرزه‌ای در خاور گسل مشابه به دست آمده است. حرکت چپ‌بر با مقدار کمی مؤلفه عادی همراه شده است که این مؤلفه عادی را با مورب بودن گسل نسبت به راستای اصلی رشته‌کوه می‌توان توجیه کرد (ریتز و همکاران ۲۰۰۶). لندگراف و همکارانش (۲۰۰۹) با استفاده از تحلیل‌های جنبشی سه مرحله گسلش را برای گسل مشاء و شمال تهران پیشنهاد کردند. اولین مرحله، یک ترافشارش راستالغز در جهت NW قبل از پلیوسن است که با دومین مرحله، یعنی کوتاه‌شدگی در جهت NE، دنبال شده است. این مرحله از پلیوسن تا حال حاضر ادامه داشته و در پی آن گسل شمال تهران و مشاء یک دوپلکس ترافشارشی را ایجاد کرده‌اند. در آخرین مرحله یک تراکشش به وجود آمده که کینماتیک گسل‌ها را معکوس کرده است (لندگراف و همکاران ۲۰۰۹).

در قسمت باختری این گسل فعالیت مه‌لرزه‌ای مشاهده نشده است و جنبش گسل در این بخش راندگی معرفی شده است (احتشامی و یساقی ۲۰۰۷). مطالعات روی گسل شمال تهران نیز حرکت چپ‌گرد همراه با راندگی را نشان می‌دهد (لندگراف و همکاران ۲۰۰۹). با مطالعات اخیر بر این گسل و گسل مشاء، مقدار جابه‌جایی چپ‌بر در سرتاسر دو گسل بین ۶/۵ تا ۹/۵ کیلومتر برآورد شده است (قاسمی و همکاران ۲۰۱۴) و با توجه به میزان لغزش ۲ میلی‌متر بر سال (ریتز و همکاران ۲۰۰۶) زمان آغاز حرکت چپ‌بر ۴/۷ تا ۳/۷ میلیون سال پیش تخمین زده شده است. این مقدار با نظر بالاتو و همکارانش (۲۰۰۸)، که آغاز حرکت صفحه خزر را ۶ تا ۷ میلیون سال پیش اعلام کرده‌اند، نزدیکی بیشتری دارد. گسلش امروزی در طول گسل مشاء و شمال تهران بیشتر در طول گسل‌های جدید با راستای ENE-WSW رخ می‌دهد. این گسل‌ها حرکات راستالغز چپ‌گرد دارند (سلیمانی و همکاران ۲۰۱۱). برخی محققان بر این باورند که رابطه گسل شمال تهران و مشاء نظیر گسل‌های سن آندریاس و سن جاسینتو در کالیفرنیاست؛ طوری که دوره‌های جابه‌جایی تجمعی روی یکی از گسل‌ها با کاهش دوره روی گسل دیگر همراه است (قاسمی و همکاران ۲۰۱۴).

تحولات زمین‌ساختی گستره گسل مشاء و گسل شمال تهران با یک مدل قابل ارائه است. این مدل نشان می‌دهد که گستره بین دو گسل شمال تهران و مشاء به صورت یک بلوک مثلثی در حال چرخش راست‌گرد (در جهت عقربه ساعت) است.



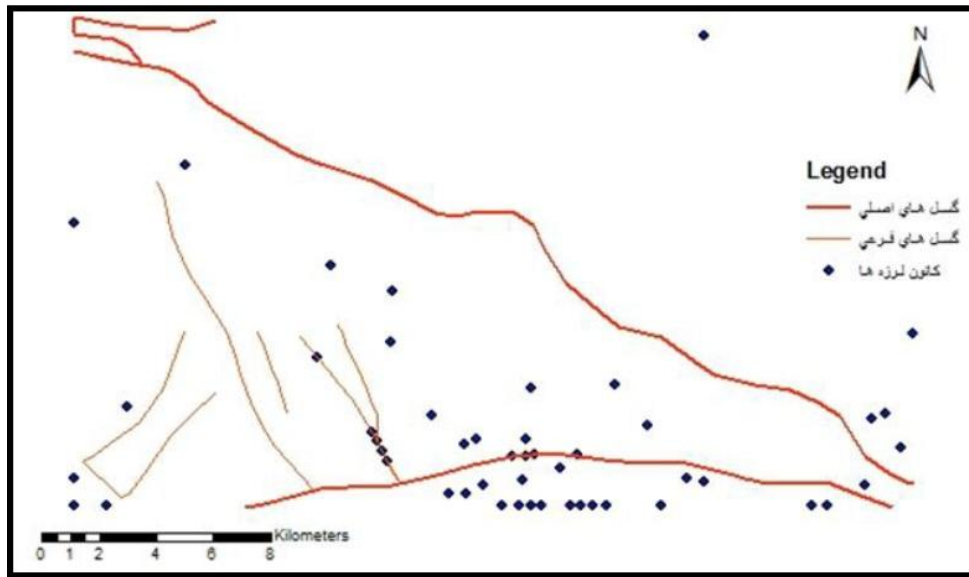
شکل ۱۵. نقشه ساختاری گستره بر اساس مطالعات و تطابق با نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خاور تهران (وحدتی دانشمند ۱۳۷۶)



شکل ۱۶. مدل چرخش ساعت گرد در گستره بین گسل شمال تهران و گسل مشاء

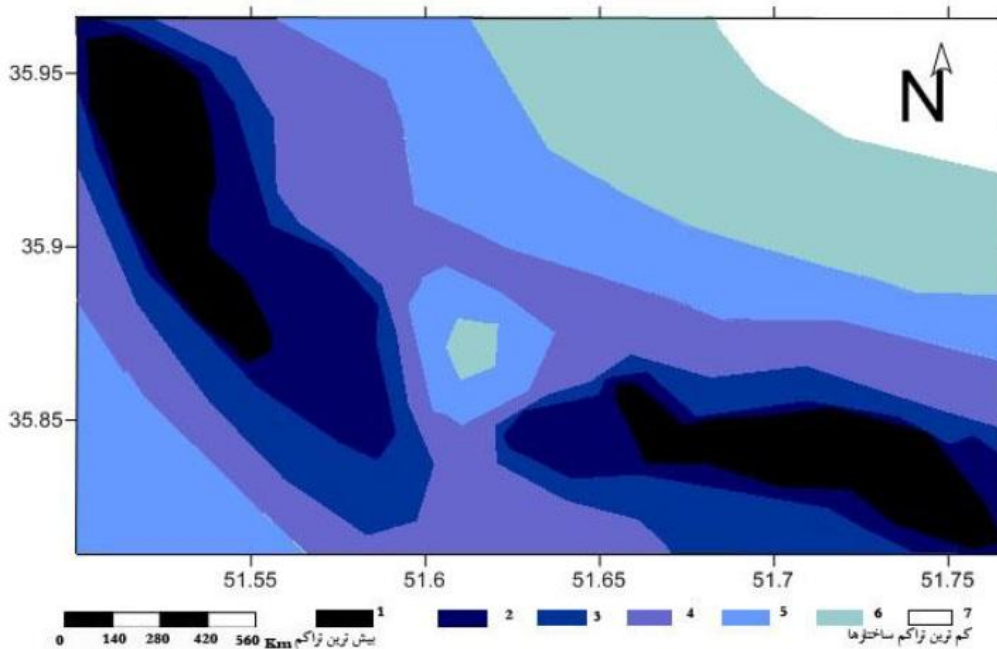
این مدل به استناد شواهد زمین ساختی مطرح شده در ادامه ارائه شده است: سرگذشت زمین ساختی البرز مرکزی در گستره مورد مطالعه به روشنی مشهود است و شواهد فشارش در جهت N - S، SE - NW، SW - NE بر جای مانده است. بیشترین ساختارها غلبه ترافشارش چپ بر در راستای SW - NE بر اثر هم گرایی صفحه عربستان و ایران را نشان می دهند.

داده های لرزه ای ثبت شده در مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بیشترین فعالیت لرزه ای را روی فرودپواره گسل شمال و پیوستگاه آن با گسل مشاء نشان می دهد.



شکل ۱۷. نقشه لرزه‌ای منطقه برگرفته از مؤسسه ژئوفیزیک تهران و تطابق آن در نقشه DEM گستره مورد مطالعه. این لرزه‌ها بزرگای کمتر از ۳٫۶ دارند و در بازه زمانی ۱۹۹۳ تا ۲۰۱۴ میلادی رخ داده‌اند.

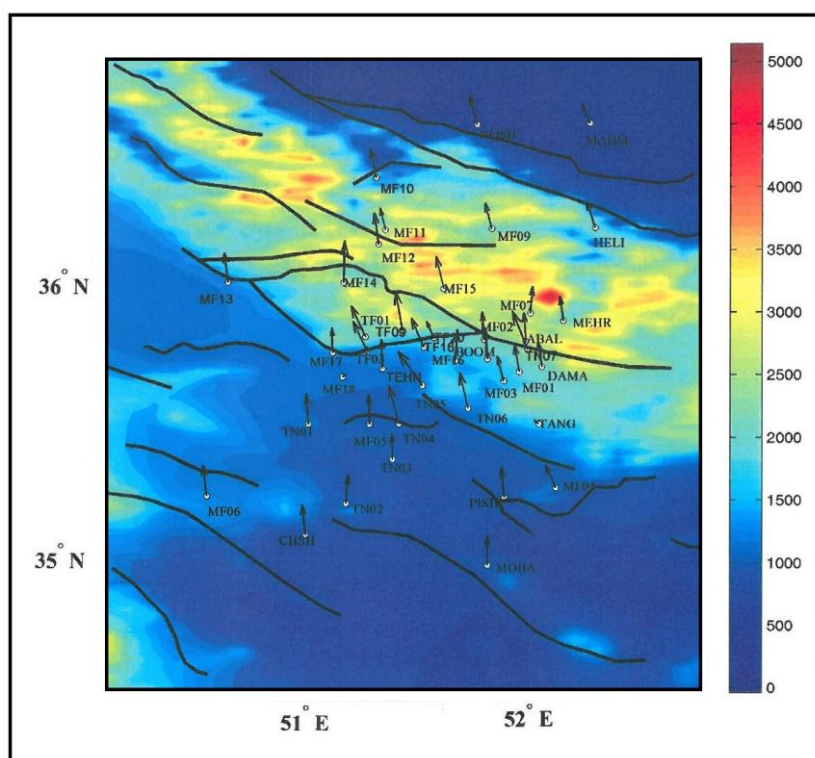
با مقایسه پهنه‌بندی منطقه از نظر تجمع ساختارهای زمین‌ساختی و داده‌های لرزه‌ای شکل مشاهده می‌شود که در مرکز گستره مورد مطالعه حوضه‌ای بیضوی وجود دارد که فعالیت زمین‌ساختی پایینی دارد.



شکل ۱۸. پهنه‌بندی گستره بر اساس تراکم ساختارهای زمین‌ساختی (این پهنه‌بندی بر اساس تراکم و تعداد چین‌ها و گسل‌ها در هر کیلومتر مربع با نرم‌افزار Surfers8 ترسیم شده است).

داده‌های GPS

در این پژوهش جهت به دست آوردن میزان لغزش ژئودتیک بخش خاوری گسل شمال تهران از داده‌های پردازش شده ایستگاه‌های دائمی GPS اطراف گسل شمال تهران در فواصل اکتبر ۲۰۰۲ تا جولای ۲۰۰۸ (برای ایستگاه‌های TF09، TF01، TF16) و آگوست ۲۰۰۲ تا جولای ۲۰۰۸ (برای ایستگاه TEHN) استفاده شد. متأسفانه محاسبه میزان لغزش گسل شمال تهران به دلیل عدم استقرار ایستگاه‌های دائمی GPS در بخش باختری ممکن نیست. مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های GPS پهنه گسلی شمال تهران و میزان مؤلفه جابه‌جایی بردارهای سرعت آن‌ها در راستای شمال (N - vel) و خاور (E - vel) در جدول ۳ آمده است (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح).



شکل ۱۹. موقعیت مکانی ایستگاه‌های دائمی GPS و بردارهای سرعت مربوطه در البرز مرکزی (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح)

جدول ۳. مختصات جغرافیایی ایستگاه‌های دائمی GPS محدوده گسل شمال تهران و میزان مؤلفه جابه‌جایی بردارهای سرعت آن‌ها در راستای شمال و خاور (سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح)

site	Lon	Lat	E-vel	N-vel
TF01	51.257	35.812	-6.490	11.170
TF09	51.425	35.833	-3.250	14.560
TF16	51.522	35.744	-5.780	10.650
TEHN	51.334	35.697	-0.510	10.580

تحلیل داده‌های GPS

برای محاسبه میزان لغزش پوسته در اطراف یک گسل ابتدا باید حداقل دو ایستگاه در طرفین گسل انتخاب شود که نزدیک‌ترین فاصله را به گسل داشته باشند. ایستگاه‌هایی که روی پهنه گسلی قرار گرفته‌اند، به دلیل حرکت مداوم گسل، در محاسبات مورد استفاده قرار نمی‌گیرند (عباسی، پژوهشگاه زلزله، ۲۰۱۱). در این پژوهش برای محاسبه میزان لغزش در بخش خاوری گسل شمال تهران از داده‌های ایستگاه‌های TFO1 و TF09 در شمال و TEHN و TF16 در جنوب گسل استفاده شد. داده‌های مربوط به ایستگاه‌های TF03 و TF20 به علت قرار گرفتن روی اثر گسل در محاسبات مورد استفاده قرار نگرفتند.

بر اساس محاسبات انجام‌شده میزان لغزش شمالی- جنوبی پهنه گسلی شمال تهران ۲/۵۲ میلی‌متر در سال و میزان لغزش چپ‌گرد موازی با اثر گسل ۱/۲۹۷ میلی‌متر در سال به دست می‌آید. میزان لغزش زمین‌شناسی در منطقه لواسانات با توجه به ۴۰۰ متر جابه‌جایی چپ‌گرد آبراهه‌ها حدود ۰/۲۵ میلی‌متر در سال و در مناطق حصارک و کن با توجه به ۳۰۰ متر جابه‌جایی چپ‌گرد آبراهه‌ها حدود ۰/۱۸ میلی‌متر در سال تخمین زده شد. در صورتی که با استفاده از محاسبات ژئودتیک میزان لغزش چپ‌گرد در راستای گسل شمال تهران ۱/۲۹۷ میلی‌متر در سال است؛ که تفاوت قابل توجهی با میزان لغزش‌های زمین‌شناسی به‌دست‌آمده دارد. یکی از دلایل توجیه این میزان اختلاف کمبود ایستگاه‌های GPS در راستای گسل شمال تهران است؛ به این دلیل که گسلی با چنین طول قابل توجهی در طول خود پیوسته نیست و از چندین قطعه مختلف تشکیل شده است که ممکن است در هر یک از این قطعات میزان لغزش به دلیل اختلاف در واحدهای سنگ‌شناسی و خصوصیات رئولوژیکی منطقه متفاوت باشد. از طرف دیگر از آنجا که ایستگاه‌های GPS استفاده‌شده در محاسبه میزان لغزش گسل شمال تهران در منطقه‌ای با گسل‌های اصلی و فرعی فراوان برپا شده‌اند میزان جابه‌جایی آن‌ها فقط تحت تأثیر حرکت گسل شمال تهران نیست و جابه‌جایی سایر گسل‌های منطقه نیز در محاسبات اثر خواهد گذاشت. علاوه بر کمبود داده‌های GPS، عدم اطلاع از سن دقیق واحدهای سنگی که آبراهه‌های منحرف‌شده در آن‌ها جریان دارند می‌تواند سبب ایجاد خطا در محاسبه میزان لغزش شود.

با استناد به خش‌لغزهای ثبت‌شده در قلوه‌سنگ‌های آبرفت‌های نوع A و B و C در مناطق ولنجک، فرحزاد، وردآورد، و ورده سازوکار گسل مورب‌لغز است که در برخی مناطق مؤلفه معکوس و در برخی مناطق مؤلفه راست‌لغز چپ‌گرد غالب است و از آنجا که این آبرفت‌ها جوان‌ترین رسوباتی هستند که در آن‌ها برداشت صورت گرفته و در آن‌ها گسل‌های موازی با گسل شمال تهران با مؤلفه راست‌لغز راست‌گرد مشاهده نشده است می‌توان سازوکار چپ‌گرد را جوان‌ترین سازوکار گسل شمال تهران دانست.

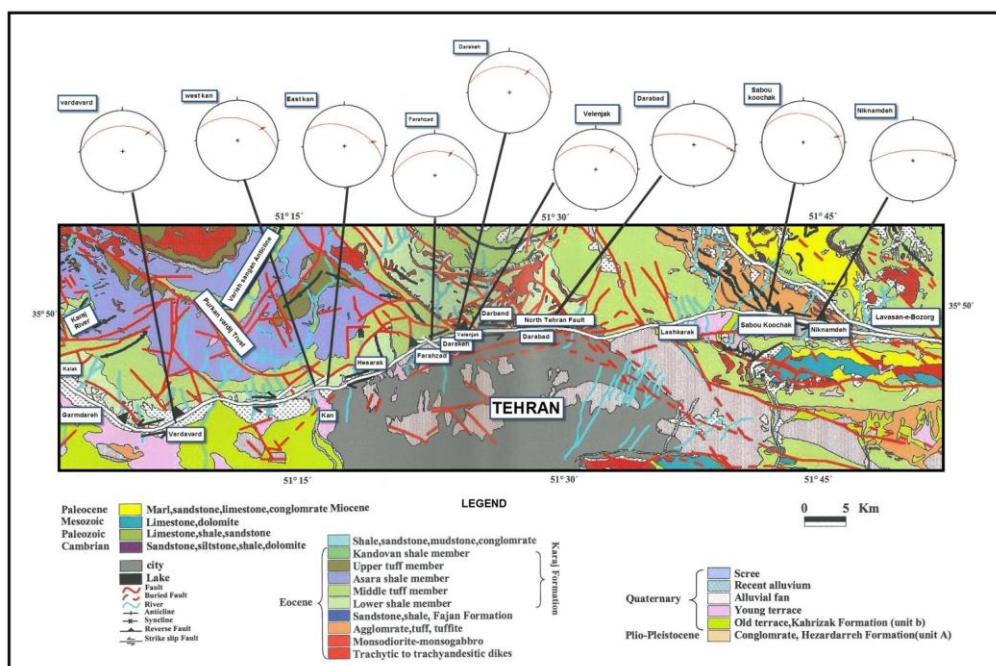
شواهد زمین‌شناسی موجود در همه واحدهای سنگی سازند کرج و نهشته‌های آبرفتی پلیستوسن- هولوسن در پهنه گسلی شمال تهران، اعم از خش‌لغزها و ساختارهای C-S، سازوکار گسل شمال تهران را تا قبل از پلیوسن به صورت مورب‌لغز راست‌گرد با مؤلفه عادی و پس از نئوژن به صورت مورب‌لغز در برخی مناطق با مؤلفه معکوس و در برخی مناطق با مؤلفه راست‌لغز چپ‌گرد غالب نشان می‌دهند. قطعه‌ای از گسل شمال تهران، که از مناطق کن و حصارک می‌گذرد، پس از نئوژن نیز حرکت راست‌لغز راست‌گرد داشته است و تحت تأثیر حرکت راست‌لغز چپ‌گرد اخیر قرار نگرفته

است. تطابق روند و سازوکار گسل‌های برداشت‌شده در منطقه با شکستگی‌های برشی ریدل نوع R و P و R و X سازوکار راستالغز گسل شمال تهران را تأیید می‌کند. با توجه به اینکه روند بخش باختری گسل شمال تهران شمال باختری- جنوب خاوری است احتمالاً این بخش قطعه‌ای مجزا از بخش خاوری گسل است. سازوکار گسل شمال تهران نیز در این مناطق مورب‌لغز معکوس با مؤلفه چپ‌گرد جزئی است.

بر اساس سازوکار متفاوت گسل شمال تهران احتمالاً این گسل حداقل از چهار قطعه مجزای بزرگ تشکیل شده است که از خاور به باختر شامل: ۱. لواسان بزرگ تا فرحزاد با سازوکار مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس، ۲. حصارک تا شمال شهرک راه‌آهن با سازوکار مورب راست‌گرد همراه با مؤلفه عادی، ۳. از شمال شهرک راه‌آهن تا وردیج با سازوکار مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس، ۴. از وردیج تا باختر ولیان با سازوکار مورب‌لغز معکوس همراه با مؤلفه چپ‌گرد جزئی است.

با توجه به برداشت‌های صورت‌گرفته در واحدهای سنگی ائوسن سازند کرج و آبرفت‌های جوان A و Bn و C در پهنه گسلی شمال تهران در جهت تنش شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری تشخیص داده شد. با استناد به اینکه در آبرفت‌های نوع A و Bn و C در مناطق ولنجک، فرحزاد، وردآورد، و ورده جهت تنش شمال خاوری- جنوب باختری است و این آبرفت‌ها جوان‌ترین رسوباتی هستند که از آن‌ها برداشت صورت گرفته، می‌توان این تنش را جوان‌ترین تنش حاکم بر منطقه دانست. تنش شمال باختری- جنوب خاوری که با استفاده از راستای شمال خاوری- جنوب باختری سطح محوری چین‌ها و موقعیت هندسی خشلغزهای ثبت‌شده در واحدهای سنگی ائوسن سازند کرج در پهنه گسلی شمال تهران در مناطق سبو، درکه، حصارک، و کن به دست آمده است در آبرفت‌های جوان سایر ایستگاه‌ها مشاهده نشده است (جز در آبرفت‌های C منطقه کن). بنابراین، می‌توان این تنش را قدیمی‌تر از تنش شمال خاوری- جنوب باختری کنونی دانست که تا نئوژن، یعنی قبل از شکل‌گیری آبرفت‌های نوع A، بر پهنه گسلی شمال تهران حاکمیت داشته است.

با توجه به شواهد تعیین‌کننده جهت تنش در مناطق مختلف در پهنه گسلی شمال تهران، از قبیل خشلغز و چین و گسل‌های مزدوج تا زمان نئوژن، در اغلب مناطق تنش شمال باختری- جنوب خاوری بوده است. در زمان پلیوسن- پلیستوسن جهت تنش از شمال باختری- جنوب خاوری به صورت شمال خاوری- جنوب باختری تغییر کرده است. جهت تنش در مناطق کن و حصارک در حال حاضر نیز به صورت شمال باختری- جنوب خاوری است و احتمال می‌رود این بخش از پهنه گسلی شمال تهران تحت تأثیر یک رژیم تنش محلی کوچک‌تر باشد و تنش ناحیه‌ای شمال خاوری- جنوب باختری اخیر، که ناشی از حرکت حوضه خزر جنوبی به سمت جنوب باختر است، بر آن اثر نگذاشته باشد. وجود گسل‌های مزدوج سازوکار راستالغز گسل شمال تهران را تأیید می‌کند.



شکل ۲۰. نقشه زمین‌شناسی گسل شمال تهران بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی سازمان زمین‌شناسی کشور (برگه‌های تهران و شرق تهران)

نتیجه

موقعیت تنش اصلی σ_1 (عمود بر محور چین‌خوردگی یا راستای کوتاه‌شدگی) در زمان تشکیل ساختارهای شکل‌پذیر منطقه راستای شمال باختر- جنوب خاور داشته است.

شواهد ساختاری موجود در همه واحدهای سنگی سازند کرج و نهشته‌های آبرفتی کواترنری در پهنه گسلی شمال تهران، اعم از خش‌لغزها و ساختارهای S - C، سازوکار گسل شمال تهران را تا قبل از پلیوسن به صورت مورب‌لغز راست‌گرد با مؤلفه عادی و پس از نئوژن به صورت مورب‌لغز در برخی مناطق با مؤلفه معکوس و در برخی مناطق با مؤلفه راستالغز چپ‌گرد غالب نشان می‌دهند (جز مناطق کن و حصارک).

سطح محوری همه چین‌ها و ریزچین‌های برداشت‌شده در واحدهای سنگی ائوسن سازند کرج در پهنه گسلی شمال تهران در مناطق سبو، درکه، حصارک، و کن امتداد تقریبی شمال خاوری- جنوب باختری دارند. با توجه به موقعیت هندسی سطوح محوری آن‌ها جهت تنش حاکم بر منطقه در گذشته شمال باختری- جنوب خاوری بوده است.

در پهنه گسلی شمال تهران تا قبل از نئوژن در اغلب مناطق تنش شمال باختری- جنوب خاوری حاکم و سازوکار گسل‌ها راستالغز راست‌گرد بوده و زمان تغییر جهت تنش نئوژن بوده است.

در منطقه کن بر اساس موقعیت هندسی خش‌لغزهای بررسی‌شده و چین کشیده موجود در رسوبات آبرفتی نوع C، که جدیدترین واحد رسوبی منطقه است، جهت تنش حاکم بر منطقه شمال باختری- جنوب خاوری است. پس می‌توان گفت در این منطقه پس از پلیوسن جهت تنش برخلاف سایر بخش‌های پهنه گسلی شمال تهران تغییر نکرده و تنش شمال

خاوری- جنوب باختری اخیر بر آن اثر نگذاشته است. این بخش از گسل به احتمال زیاد تحت تأثیر یک تنش محلی کوچک‌تر است.

با توجه به تطابق روند و سازوکار گسل‌های برداشت‌شده در منطقه با شکستگی‌های (ریدل) و نیز وجود گسل‌های مزدوج سازوکار راستالغز گسل شمال تهران تأیید می‌شود.

بر اساس سازوکار متفاوت گسل شمال تهران به نظر می‌رسد این گسل حداقل از چهار قطعه متفاوت تشکیل شده باشد که از خاور به باختر شامل: ۱. لواسان بزرگ تا فرحزاد با سازوکار مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس، ۲. حصارک تا شمال شهرک راه‌آهن با سازوکار مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس، ۳. از شمال شهرک راه‌آهن تا وردیج با سازوکار مورب‌لغز چپ‌گرد با مؤلفه معکوس، ۴. از وردیج تا باختر ولیان با سازوکار مورب‌لغز معکوس با مؤلفه چپ‌گرد جزئی است. نیروی فشارش خاوری- باختری باید چین‌هایی با روند شمالی- جنوبی در منطقه به وجود آورده باشد که با بررسی منطقه چین‌هایی با این روند دیده نمی‌شود. این ویژگی می‌تواند به دلیل چرخش بلوکی در ورقه مطالعه‌شده بین دو گسل راندگی شمال تهران و مشاء با مؤلفه‌های راستالغزی باشد که چین‌هایی با روند شمال باختری- جنوب خاوری را شکل داده است.

تحولات زمین‌ساختی گستره مورد مطالعه با یک مدل قابل ارائه است. بر اساس این مدل، گستره بین دو گسل شمال تهران و مشاء به صورت یک ابر دوپشته^۱ در حال چرخش راست‌گرد (ساعت‌گرد) است.

سرگذشت زمین‌ساختی البرز مرکزی در گستره مورد مطالعه به‌روشنی مشهود است و شواهد فشارش در جهت N-S, NW-SE, NE-SW بر جای مانده است. بیشترین ساختارها غلبه ترافشارش چپ‌گرد در راستای SW-NE بر اثر هم‌گرایی صفحه عربستان و ایران را نشان می‌دهند.

سامانه حرکتی گسل‌های شمال تهران- مشاء هر دو نرمال با مؤلفه چپ‌گرد است. بنابراین، حرکت هماهنگ این دو گسل گستره بین آن‌ها را درگیر چرخش کرده است.

داده‌های لرزه‌ای ثبت‌شده در مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران بیشترین فعالیت لرزه‌ای را روی فرودیواره گسل شمال و پیوستگاه آن با گسل مشاء نشان می‌دهد. با مقایسه پهنه‌بندی منطقه از نظر تجمع ساختارهای زمین‌ساختی و داده‌های لرزه‌ای مشاهده می‌شود که در مرکز گستره مورد مطالعه حوضه‌ای بیضوی وجود دارد که فعالیت زمین‌ساختی پایینی را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه منطقه از لحاظ سنگ‌شناسی دارای تفاوت شایانی نیست، این پدیده را با مدل چرخشی می‌توان توجیه کرد؛ به گونه‌ای که بیشترین تنش و نیروی اصطکاکی به حاشیه‌های این بلوک مثلثی و کمترین آن به مرکز گستره وارد می‌شود. به همین سبب در گستره یادشده در مرکز فعالیت زمین‌ساختی به حداقل رسیده است.

منابع

اطلاعات و داده‌های GPS، سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح.
امیری، ن. (۱۳۸۶). «زمین‌ساخت جنبای پهنه گسلی شمال تهران»، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- امینی، م؛ امامی، م. (۱۳۷۲). نقشه زمین‌شناسی برگه تهران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. آراین، ملکی (۱۳۸۸). تکتونیک، مرکز پژوهشی زمین‌شناسی فرازمین، ۱۵۰ صفحه.
- آقانباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- بربریان، م؛ قریشی، م؛ ارژنگ‌روش، ب؛ مهاجراشجعی، ا. (۱۳۶۴). «پژوهش و بررسی ژرف نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت، و خطر زمین‌لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون»، گزارش شماره ۵۶ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بربریان، م؛ قریشی، م؛ ارژنگ‌روش، ب؛ مهاجراشجعی، ا. (۱۳۷۱). «بررسی نو زمین‌ساخت، لرزه زمین‌ساخت، و خطر زمین‌لرزه- گسلش در ناحیه قزوین بزرگ و پیرامون»، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۱، ۱۹۷ صفحه.
- پدرامی، م. (۱۳۶۷). «سن مطلق مرز بین کواترنر ایران در حدود ۶۰۰ هزار سال است»، مجله علوم دانشگاه تهران، صص ۱۰۵ - ۱۱۴.
- پورکرمانی، م؛ ادیب، ا. (۱۳۸۶). زمین‌شناسی ساختمانی، دانشگاه پیام نور، ۲۷۸ صفحه.
- پورکرمانی، م؛ آراین، م. (۱۳۷۷). لرزه‌خیزی ایران، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۲ صفحه.
- سلیمانی، ش؛ فقهی، خ؛ شبانیان، ا؛ عباسی، م. ر؛ ریتس، ف. (۱۳۸۱). بررسی‌های دیرینه لرزه‌شناسی مقدماتی بر روی گسل مشاء در دره مشاء، پژوهشگاه ملی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله، ۸۹ صفحه.
- شهیدی، ع. (۲۰۰۸). «تکامل تکتونیک شمال ایران (البرز و کپه‌داغ) از مزوزوئیک»، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه ماری کوری.
- قرشی، م. (۱۳۵۸). «گسل‌های کواترنر تهران»، گزارش داخلی سازمان زمین‌شناسی کشور.
- قرشی، م؛ آراین، م. (۱۳۸۹). تکتونیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۳۶ صفحه.
- قرشی، م؛ قاسمی، م؛ سعیدی، ع. (۱۳۸۲). گسله‌های لرزه‌زای بنیادی البرز، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۸۲ صفحه.
- نظری، ح؛ شهیدی، ع. (۱۳۹۰). زمین‌ساخت ایران (البرز)، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۹۷ صفحه.
- Abbasi, A., Nasrabadi, A., Tatar, M., Yaminifard, F., Abbasi, M. R., Hadzfeld, D., Priestley, K. (2011). Crustal velocity structure in the southern edge of the central Alborz (Iran).
- Abbasi, M.R. & Shabanian, B. E. (1999). "Evolution of the stress field in Tehran region during the Quaternary", Proc. 3rd Int. Conf. Seism. Earthq. Enging.IIEES, 67-77, MA7 17-19, Tehran.
- Alavi, M. (1996). "Tectonostratigraphic synthesis and Structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran", *Journal of Geodynamics*, Vol. 21, pp. 1-33.
- Allen, M.B., Gassemi, M.R., Shahrabi, M., & Qorashi, M. (2003). "Accommodation of Late Cenozoic Oblique Shortening in the Alborz range, northern Iran", *J. Struct. Geol.* 25, pp. 659-672.
- Amiri, M. & Emami, M. (1993). Geological map of Tehran, scale 1:100000, Geological Survey of Iran Mineral Exploration.
- Amiri, N. (2006). Ground construction of the fault zone of northern Tehran, Master thesis, Shahid Beheshti University.
- Angelier, J. (1994). "Fault slip Analysis and Paleostress Reconstruction: In Continental Deformation", P. L. Hancock, ed., Pergamon, Axford, pp. 53-100.
- Aqanbati, AS. (2005). *Geology of Iran*, Geological Survey of Iran, p. 586.

- Assereto, R. (1966). "Geological map of upper Djadjerud and lar valleys (Central Elburz, Iran)", Inst. Geol. Univ. Milano, Serie G, Publ. N. 232, 86 p.
- Axen, G. J., Lam, P. S., Grove, M., Stockli, D. F., & Hassanzade, J. (2001). "Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision related tectonics". *Geology*, Vol. 29, No. 6, pp. 559-562.
- Bell, A. M. (1981). "Vergence: an evaluation", *J. Struc. Geol.*, Vol. 3, pp. 197-202.
- Berberian, M. & King, G. C. P. (1981). "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Can. J. Earth Sci.*, 18(2), pp. 210-265.
- Berberian, M. & Yeats, R. S. (2001). "Contribution of archaeological data to studies of earthquake history in the Iranian plateau", *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 563-584.
- Berberian, M. (1976). "Contribution to the seismotectonic of Iran", (part II), *Geol. Surv. Iran*, 39, 518 p.
- Berberian, M. (1983). "The Southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped", modified oceanic crust. *Can. J. Earth Sci.*, 20(2), pp. 163-183.
- Bozorgnia, F. (1973). "Paleozoic foraminiferal biostratigraphy of central and east Alborz Mountains, Iran", *Publication of national Iranian Oil Company (geological Laboratory)*, No. 4, pp. 1-185.
- Dedual, E. (1967). "Zur Geologie des mittleren und unteren Karaj-Tales, Zentral-Elburz (Iran)", Eidgen. Tech. Hochsch., Univ. Zurich, Mitt. Geol. Just., N.F. 76, 123 p.
- Ghorashi, M. & Arian, M. (2010). *Tectonic Iran*, Geological Survey of Iran, p. 336.
- Ghorashi, M. (1979). *Quaternary faults of Tehran*, Internal report, Geological Survey of Iran.
- Ghorashi, M., Ghasemi, M. R., & Saeidi, A. (2004). *Alborz Foundation Seismic Fault*, Geological Survey of Iran, p. 82.
- Ground area landslide information in the north of Tehran, forestry organization of pastures and watershed management of the country.
- Guest, B., Axen, G. J., Lam, P. S., & Hassanzadeh, J. (2006). "Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation", *Geosphere*, Vol. 2, pp. 35-52, doi: 10.1130/GES00019.1.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., & Williams, P. F. (1976). "An Outline of Structural Geology", John Wiley & Sons, New York, 571 p.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). "Active tectonics of the South Caspian Basin", *Geophys. J. Int.*, 148(2), pp. 214-245.
- Lorenz, C. (1964). "Die Geologie des oberen Karadj-Tales (Zentral-Elburz), Iran", Thesis Univ. Zurich, 113 p., 36 figs., 2 pls. 1 map.
- Marshak, K. S. & Mitra, G. (1988). "The Basic Methods of Structural Geology", Prentic Hall Inc, New Jersey.
- Nazari, H. & Shahidi, A. (2011). *Iran Land Construction (Alborz)*, Geological Survey of Iran, p. 97.
- Porkermani, M. & Adib, A. (2007). *Construction Geology*, Payame Noor University, p. 278.
- Pourkermani, M. & Arian, M. (1998). *Seismicity of Iran*, Shahid Beheshti University Press, p. 212.
- Ramsay, J. G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks", New York, Mc Graw-Hill 567 p.
- Rieben, E. H. (1955). "The geology of the Teheran plain", *Amer. J. Sci.* Vol. 253, No. 11, pp. 617-639.
- Rieben, E. H. (1966). "Geological observation on alluvial deposits in Northern Iran", *Geol. Survey of Iran, Rep. No. 9*, 40 p. 10 figs., 1 pl.

- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., & Vernant, P. (2006). "Active transtension inside central Alborz: A new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics", *Geology*, 34(6), pp. 477-480.
- Sharif, M. (2009). Seismic hazard zonation with respect to geological structures in northern Tehran using GIS, Master's thesis of Islamic Azad University, Tehran North Branch.
- Soleimani, Sh., Fegghi, Kh., Sheibani, A., Abbasi, M. R., & Rits, F. (2003). Long-term Reviews of Early Seismology on Masha Fault in Masha Valley, National Institute of Seismology and Earthquake Engineering, p. 89.