

ساختار سامانه گسلی فغان شاهی بر جنبش‌شناختی سنوزویک پسین در شمال بلوک لوت، ایران مرکزی

محمدرضا مزینانی^۱، علی یساقی^{۱*} و رضا نوزعیم^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
^۲ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

سامانه گسلی فغان، با طولی بالغ بر ۱۸۰ کیلومتر، متشکل از پهنه‌ای از گسل‌ها و با راستای تقریباً خاوری-باختری در مرز شمالی بلوک لوت و جنوب گسل دورونه قرار دارد. اثر عملکرد این سامانه گسلی ضمن برنزد واحدهای سنگی پالئوزویک و مزوزویک، موجب قطع و جابه‌جایی واحدهای کنگلومرای-ماسه‌سنگی ننوژن و آبرفت‌های کواترنری نیز شده است. با توجه به جایگاه زمین‌ساختی سامانه گسلی فغان، تحلیل دقیق سازوکار و موقعیت محورهای تنش برآورد شده عامل گسل‌خوردگی آن داده‌های مناسب بر جنبش‌شناختی سنوزویک پسین بلوک لوت را ارائه می‌نماید. نتایج به‌دست آمده از چنین تحلیلی در این مطالعه نشان می‌دهد که این سامانه از پهنه‌ای از گسل‌های اصلی با سازوکار غالب راستالغز راست‌بر با روند خاوری-باختری و گسله‌های کوچک‌تر چپ‌بر، راست‌بر و شیب‌لغز به‌صورت گسل‌های ریدل تشکیل شده است. بر همین اساس سامانه گسلی فغان و به عنوان یکی از پهنه‌های گسلی بنیادین در شمال بلوک لوت در بازه زمانی سنوزویک پسین همانند پهنه گسلی کوه سرهنگی، موجب تقسیم‌شدگی دگرریختی بلوک لوت شده است. در نتیجه سامانه راستالغز راست‌بر گسل فغان ضمن جدا کردن ریزبلوک‌های بردسکن-کاشمر و گناباد از یکدیگر، موجب انتقال دگرریختی مابین بلوک اصلی لوت و ریزبلوک‌های حاشیه‌ای شمالی آن به‌صورت فرار درون ورقی شده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۳/۱۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۰/۰۸

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۷/۰۱

کلیدواژه‌ها:

سامانه گسلی فغان

گسل دورونه

ریز بلوک بردسکن-کاشمر

ریز بلوک گناباد

بلوک لوت

سنوزویک پسین

۱- پیش‌نویس

از طریق گسل‌های بنیادین راستالغز در آن صورت می‌گیرد (برای مثال Calzolari et al., 2016; Allen et al., 2003; Walker and Jackson, 2004; Walpersdorf et al., 2014). در مثلث میانی گسل‌های راستالغز راست‌بر شمالی جنوبی چون پهنه‌های گسلی نه، نایبند، کلمرد و پهنه‌های گسلی چپ‌بر خاوری-باختری چون دورونه و دشت بیاض در انتقال این دگرشکلی از پهنه برخوردی زاگرس به خاور ایران عمل می‌نمایند. این گسل‌های راستالغز راست‌بر شمالی-جنوبی ایران مرکزی را به بلوک‌هایی تقسیم نموده‌اند به گونه‌ای که دگرشکلی‌ها در مرزهای این بلوک‌های متمرکز است و جابه‌جایی و چرخش این بلوک توسط چنین گسل‌های راستالغزی صورت می‌گیرد. سه مدل ژئودینامیکی در اثر عملکرد این گسل‌ها و در نتیجه آن جابه‌جایی و چرخش بلوک‌ها ارائه شده است. در مدل اول ژئودینامیکی، انتقال دگرریختی با چرخش ساعت‌گرد بلوک‌ها در راستای گسل‌های راستالغز صورت می‌گیرد (Walker and Jackson, 2004; Naimi-Ghassabian et al., 2015). اثر چنین چرخشی با افزایش دگرریختی گسل‌ها از باختر به خاور همراه است. در مدل دوم ژئودینامیکی، دگرریختی بلوک‌های مثلث میانی با چرخش پادساعت‌گرد این بلوک‌ها صورت

مثلث میانی ایران مرکزی از جمله خرده قاره‌های کیمیرین در پهنه برخوردی قاره‌ای عربی-افریقای گندوانایی با اوراسیا است که در طی جدایش از ابرقاره گندوانا و حرکت به سمت حاشیه جنوبی اوراسیا سبب بسته شدن اقیانوس پالئوتیس در شمال و پیدایش نئوتیس در بخش جنوب این خرده قاره شده است (Sengör, 1987; Stampfli, 2000; Stampfli and Borel, 2002; Brunet et al., 2003; Bagheri and Stampfli, 2008). این خرد قاره از خاور به باختر از سه بلوک لوت، طیس و یزد تشکیل شده است (شکل ۱). بلوک لوت خاوری‌ترین بخش از خرده قاره ایران مرکزی است که در بین گسل‌های نه‌بندان در خاور، نایبند در باختر، دورونه در شمال و فرونشست جازموریان در جنوب محصور است (آقاباتی، ۱۳۸۳). سامانه گسلی فغان در جنوب گسل دورونه و به صورت یک درون‌نهشته متشکل از سنگ‌های رسوبی دوران پالئوزویک و مزوزویک بین نهشته‌های میوسن بالایی (سازند قرمز بالایی) قرار گرفته است (شکل ۱).

انتقال دگرشکلی سنوزویک پسین از پهنه برخورد عربی-اوراسیایی در زاگرس به بخش‌های درونی‌تر فلات قاره‌ای ایران و مثلث میانی آن عمدتاً

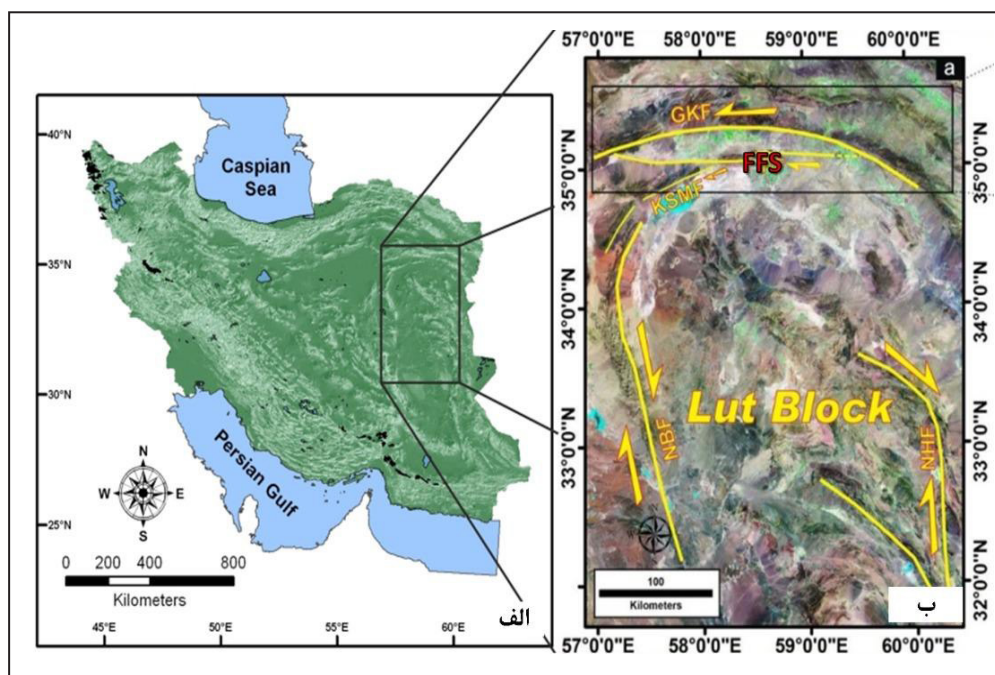
درونهشته شده‌اند. به‌طور کلی این نهشته‌های جوان شامل دو بخش، کنگلومرایی با سن میوسن و بخش مارنی گچی با سن پلیوسن است.

سامانه گسلی فغان اولین بار در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ ساختاری ایران به نقشه درآمده (Nogol-e-Sadat and Almasian, 1993) ولی سازوکار آن مشخص نشده است. همچنین در نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰۰ فیض‌آباد (بهریزی و علوی نایینی، ۱۳۶۶)، ۱:۲۵۰۰۰۰ تربت‌حیدریه (واعظی‌پور و همکاران، ۱۳۷۰) و ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشمر (Eftekhar-Nezhad et al., 1976) سازوکار حرکتی برای آن ذکر نشده است.

در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (Taheri et al., 2001)، سامانه گسلی فغان به‌عنوان گسل شوراب معرفی شده و به‌عنوان یکی از شاخه‌های، گسل دورونه سازوکار راستالغز چپ‌بر برای آن منظور شده است. در نقشه گسل‌های فعال ایران (Hessami et al., 2003) این گسل به‌عنوان گسل دوج‌آباد با سازوکار رانندگی و با شیب به سمت جنوب و (زارع، ۱۳۷۹) این گسل را به‌عنوان گسل رانندگی کاسب با شیب به سمت شمال معرفی شده است. این برداشت‌ها نشان می‌دهد که داده مشخصی برای ویژگی‌های هندسی - جنبشی گسل کوه فغان وجود ندارد. اولین برداشت‌های ساختاری و هندسی - جنبشی از سامانه گسلی فغان توسط نوزعیم (۱۳۹۱) ارائه شد که آن را گسل راستالغز با مؤلفه راستالغز راست‌بر غالب معرفی نمود و در این پژوهش هندسه و سازوکار پهنه سامانه گسلی فغان به‌صورت جزئی‌تر و دقیق‌تر تحلیل گردیده است و با توجه به مطالعات تنش دیرین موجود در منطقه، نهایتاً تأثیر جنبش‌شناختی سامانه گسلی فغان به‌عنوان یکی از گسل‌های کنترل‌کننده توزیع دگرریختی‌های سنوزوئیک پسین در نیمه شمالی بلوک لوت بررسی شده است.

می‌گیرد (Walpersdorf et al., 2014) و در راستای گسل‌های راست‌گرد شمالی جنوبی که منتقل‌کننده دگرریختی‌های حاصل از این چرخش به بخش‌های شمالی و جنوبی این گسل‌ها و توسعه گسل‌های راستالغز چپ‌بر می‌شود. در این مدل نرخ جابه‌جایی گسل‌ها در طول زمان و براساس داده‌های به دست آمده از GPS ثابت فرض شده است. در هر دو مدل‌ها مرز شمالی بلوک لوت گسل دورونه است. در مدل سوم انتقال دگرریختی از پهنه برخوردی زاگرس به بلوک‌های قاره‌ای ایران مرکزی فقط با چرخش بلوک‌ها صورت نمی‌گیرد بلکه چنین چرخشی با فرار بخشی برخی از بلوک‌ها نیز همراه است و این مسئله به دلیل تقسیم‌شدگی دگرشکلی در بلوک‌ها صورت می‌گیرد (Nozaem et al., 2013; Calzolari et al., 2016). بر اساس این مدل نه تنها گسل‌های مرزی چون دورونه کنترل‌کننده دگرریختی‌های درون قاره‌ای بلوک‌ها هستند بلکه دیگر گسل‌های راستالغز که در مدل‌های اول و دوم به‌عنوان گسل‌های حاصل از اثر دگرریختی‌های گسل‌های اصلی بوده‌اند، در این فرایند انتقال دگرریختی مؤثرند. بنابراین با توجه به این مدل دیگر گسل‌ها نیز در این انتقال دگرریختی اهمیت خواهند داشت. بر اساس همین مدل، گسل‌های کوه سرهنگی و فغان که در جنوب گسل دورونه قرار دارند در این انتقال دگرریختی اهمیت داشته و مطالعه کینماتیک این گسل‌ها داده‌های مورد نیاز تبیین این چنین توزیع دگرریختی را فراهم می‌نمایند. در این نوشتار مطالعه هندسی و جنبشی سامانه گسلی فغان که شواهد مناسب بر جنبش شناختی بلوک لوت و به‌عنوان یکی از بلوک‌های درون قاره‌ای فلات برخوردی عربی - اوراسیایی است ارائه شده است.

در ناحیه مورد مطالعه نهشته‌های میوسن بالایی (سازند قرمز فوقانی) به صورت دگرشیب بر روی نهشته‌های کامبرین - دونین قرار گرفته‌اند و باعث تشکیل یک



شکل ۱- الف) مدل ارتفاعی رقومی ایران و ب) تصویر ماهواره‌ای لندست از بلوک لوت که موقعیت سامانه گسلی فغان در بالای تصویر با کادر مشکی مشخص شده است. NHF: گسل نهپندان، NBF: گسل نایبند، KSMF: گسل اصلی کوه سرهنگی، GKF: گسل بزرگ کویر یا گسل دورونه و FFS: سامانه گسلی فغان.

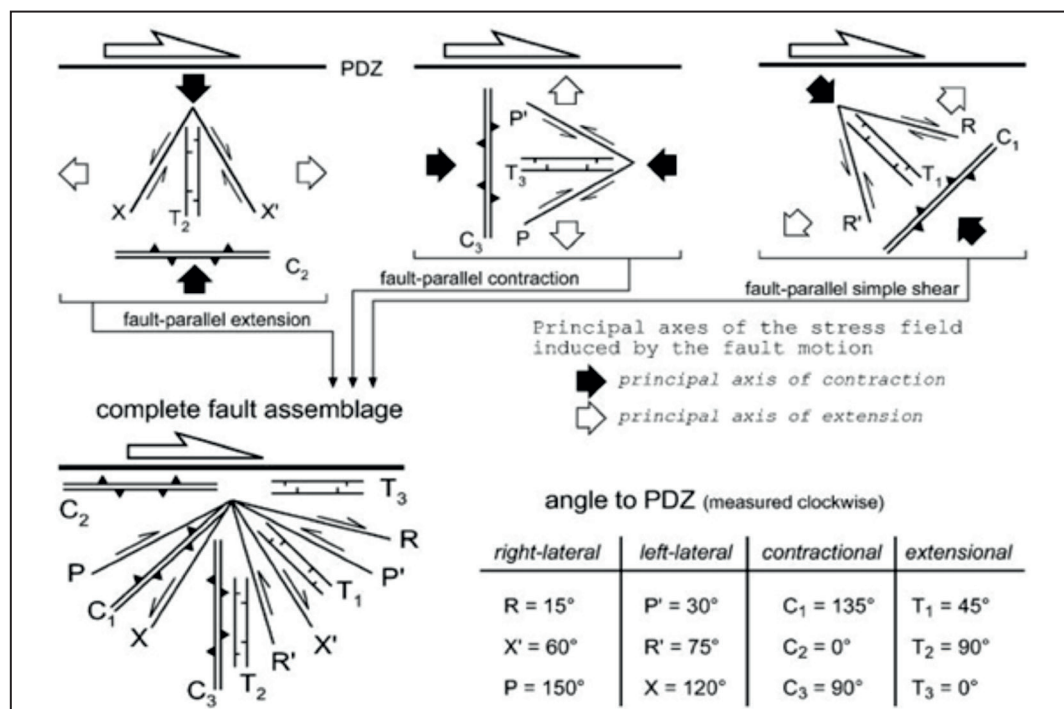
۲- روش کار

به‌طور معمول سامانه‌های گسلی راستالغز داخل ورق‌های کمربندهای تقریباً مستقیمی هستند که در بخش‌های مختلف خود به‌طور متناوب دارای خم و پله‌اند که هر بخش از آنها دارای آرایه‌های در هم پیچیده در این بخش‌ها می‌باشند (Deng et al., 1986; Vauchez et al., 1995; Ludman, 1998;).

سازوکار این سامانه‌ها به جهت‌گیری میدان تنش کل در طول زون اصلی جابه‌جایی (PDZ) بستگی دارد (Tchalenko, 1970). در یک سامانه گسلی میدان تنش کلی نتیجه برهم‌کنش بین میدان تنش اصلی (حاصل از فعالیت گسل) و

سامانه گسلی را می‌دهد (Rispoli, 1981; Aydin and Schultz, 1990). با این حال، تنوع پویایی و جنبشی ممکن، در سامانه‌های گسلی راستالغز شامل شرایط تنش در طول بخش‌های گسلی و بی‌نظمی هندسی آنها، حاکی از آن است که کلیت به‌دست آمده در مورد میدان تنش در مقیاس محلی ممکن است سبب تعمیم در مقیاس کل سامانه گسلی شود (Storti et al., 2006). روند محورهای اصلی فشارش و کشش نسبت به یک سامانه گسلی راستالغز می‌تواند حالات مختلفی داشته باشد که بر این مبنا در هر حالت ساختارهای فشارشی، کششی و برشی مربوط آن با آرایش خاص خود تشکیل می‌شوند بر این مبنا اسوانسون (Swanson, 1988) با مطالعه دقیق پهنه برشی Forster در New Hampshire و استورتی (Storti et al., 2006) در قطب جنوب به معرفی روابط دقیق هندسی و جنبشی مجموعه کامل ساختارهای شکننده ایجاد شده در این سامانه‌های گسلی پرداخته‌اند و الگو، موقعیت و جهت‌گیری این ساختارها را در حالت‌های مختلف قرارگیری محورهای اصلی ارائه کرده‌اند (شکل ۲).

میدان تنش محلی است (Davis, 1984; Mandl, 2000). در طول یک سامانه گسلی راستالغز داخل ورق‌های بخش‌های ترافشارش و تراکشش وجود دارد (Woodcock and Schubert, 1994). که ممکن است در مقیاس‌های مختلف و الگوهای پیچیده (از نظر زمان، مکان و جنبش) توسعه پیدا کنند (Sylvester, 1988). در بسیاری موارد در سامانه‌های گسلی راستالغز گسل‌های دارای جابه‌جایی بزرگ به علت پیشرفت فعالیت‌های زمین‌ساختی یا فرسایشی و یا رسوب‌گذاری در بخش‌های شکسته گسلی، حفظ نمی‌شوند (Price and Carmichael, 1986; Umhoefer, 2000). در حالی که گسل‌های فرعی به طور گسترده در زون شکستگی سامانه گسلی اصلی باقی می‌مانند (McGrath and Davison, 1995; Keller et al., 1995; Little, 1996; Kim et al., 2004). کار میدانی دقیق، در طول سامانه‌های گسلی، در مورد ساختار ۳ بعدی گسل‌های فرعی، اطلاعات مهمی را در مورد روش انتشار گسل‌ها و محل تجمع جابه‌جایی‌ها (Deng and Zhang, 1984; Pachell and Evans, 2002)، نقش گسل در فعالیت دوباره (Holdsworth et al., 2001)، و شرایط تنش همراه، در طول



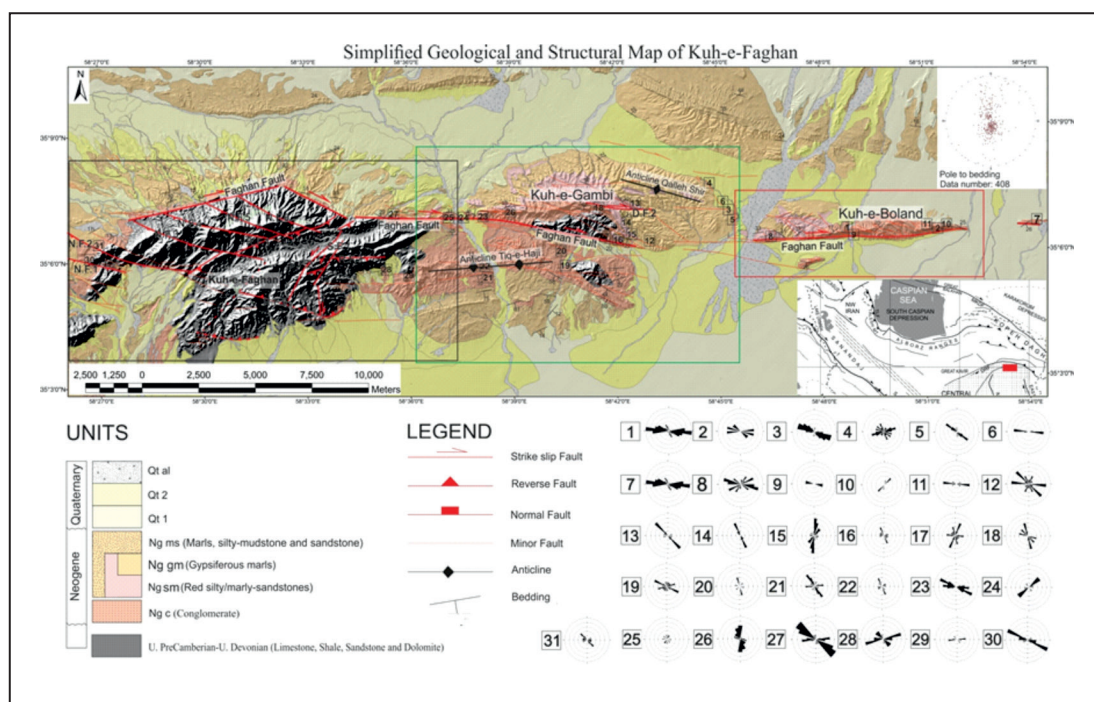
شکل ۲- الگوهای مختلف مطرح شده در مورد نسل‌های مختلف گسلی در سامانه‌های راستالغز (e.g., Swanson, 1988; Storti et al., 2006).

جنبش حرکتی دسته‌بندی و توسط نرم‌افزار Daisy3 روند، میزان شیب و زاویه افتادگی این گسل‌ها محاسبه شد. به این صورت که پس از ورود تمامی اطلاعات به نرم‌افزار گسل‌های مختلف به صورت جداگانه مورد پردازش قرار گرفته و سپس خروجی نرم‌افزار به صورت استریونوت، نمودار میله‌ای یا نمودار گل‌سرخی به نمایش در می‌آید. نهایتاً با مقایسه الگوی به دست آمده و الگوی شاخص، الگوی فعالیت سامانه گسلی فغان در سنوزوئیک مشخص می‌شود. این نرم‌افزار به صورت رایگان در پایگاه اینترنتی <http://host.uniroma3.it/progetti/fralab> قابل دسترس است.

در این نوشتار، نیز سعی شده، ساختارهای فرعی سنوزوئیک مرتبط با سامانه گسلی کوه فغان بررسی و دسته‌بندی شوند و با مقایسه این ساختارها روند و الگوی جنبشی این گسل‌ها با الگوی ارائه شده توسط استورتی و همکاران (Storti et al., 2006)، هندسه و جنبش سامانه گسلی فغان در سنوزوئیک محاسبه شد. به این منظور برداشت‌های ساختاری در نهشته‌های نوژن واقع در کوه‌های گمبی و بلند و حاشیه کوه فغان در طی ۱۳۱ ایستگاه انجام و موقعیت، خش‌خط و جنبش گسل‌های فرعی در آنها برداشت شد (جدول ۱) (شکل ۳). در گام بعدی گسل‌ها با توجه به

جدول ۱- تعداد و سازوکار گسل‌های برداشت‌شده در نهشته‌های سنوزونیک.

ردیف	نام ایستگاه	تعداد					سن نهشته‌ها
		راست‌بر	چپ‌بر	نرمال	معکوس	نامشخص	کل
1	IR_1_2b_12	22	7	2	2	-	نئوژن
2	IR_1_3b_12	7	-	2	1	1	نئوژن
3	IR_2_10_12	-	-	1	-	6	کواترنری
4	IR_2_11_b_12	-	-	-	-	11	کواترنری
5	IR_2_14_12	1	-	7	-	5	کواترنری
6	IR_2_16_12	6	-	-	-	3	کواترنری - نئوژن
7	IR_2_16b_12	11	-	4	1	3	نئوژن
8	IR_2_8_12	8	5	1	-	3	نئوژن
9	IR_2_9_12	7	-	1	-	-	نئوژن
10	IR3_44	1	3	-	-	-	نئوژن
11	IR3_45	7	2	1	-	-	نئوژن
12	IR_1_7_12	6	4	4	2	3	نئوژن
13	IR_1_7b_12	4	-	1	-	3	نئوژن
14	IR3_22	-	-	14	1	-	نئوژن
15	IR3_23	2	9	1	2	2	نئوژن
16	IR3_19	5	1	5	1	-	نئوژن
17	IR3_46	6	4	2	2	1	نئوژن
18	IR3_18	4	-	4	2	1	نئوژن
19	IR3_48	3	-	-	-	5	نئوژن
20	IR3_49	3	1	-	-	-	نئوژن
21	IR3_28	8	4	-	-	-	نئوژن
22	IR3_29	4	2	-	-	-	نئوژن
23	IR_1_4_12	10	-	-	-	4	نئوژن
24	IR_1_5_12	-	-	-	-	5	کواترنری
25	IR3_30	3	2	-	1	-	نئوژن
26	IR4_1	18	12	7	2	-	نئوژن
27	IR3_8	8	14	-	-	-	نئوژن
28	IR3_31	7	9	-	-	-	نئوژن
29	IR3_32	3	1	-	-	-	نئوژن
30	IR_2_23_12	8	-	15	-	6	نئوژن
31	IR3	2	-	3	-	3	نئوژن
	مجموع	174	80	75	17	65	411



شکل ۳- نقشه ساده شده زمین ساختی کوه فغان، شماره ۱ تا ۳۱ روند گسل های برداشت شده در هر ایستگاه را نشان می دهد.

۳- ویژگی های هندسی و جنبشی سامانه گسل ها

در مجموع تعداد ۴۱۱ گسل در ۳۱ ایستگاه مورد بررسی قرار گرفت (جدول ۱) (شکل ۴). نتایج حاصل از آنالیز گسل ها در شکل ۵ به نمایش درآمده است. در شکل ۵- الف نمودار فراوانی زاویه افتادگی رسم شده که محور Y فراوانی و مقدار عادی شده داده ها بر مبنای منحنی های گوس است. محور X زاویه افتادگی خش خط گسل ها بر اساس قانون دست راست (۰-۱۸۰ درجه) است. هیستوگرام قرمز رنگ پراکندگی داده های اصلی (زاویه افتادگی) و خطوط منحنی رنگی، منحنی های گوس برازش شده توسط نرم افزار هستند. مؤلفه های گوسی عبارت اند از: % در صد داده های برازش شده توسط منحنی های گوس؛ Nor H: ارتفاع عادی شده پیک های گوسی مرتبط با مرتفع ترین پیک؛ Max H: بیشترین ارتفاع پیک گوسی؛ Mean: جهت میانگین برازش شده و S.d: انحراف معیار.

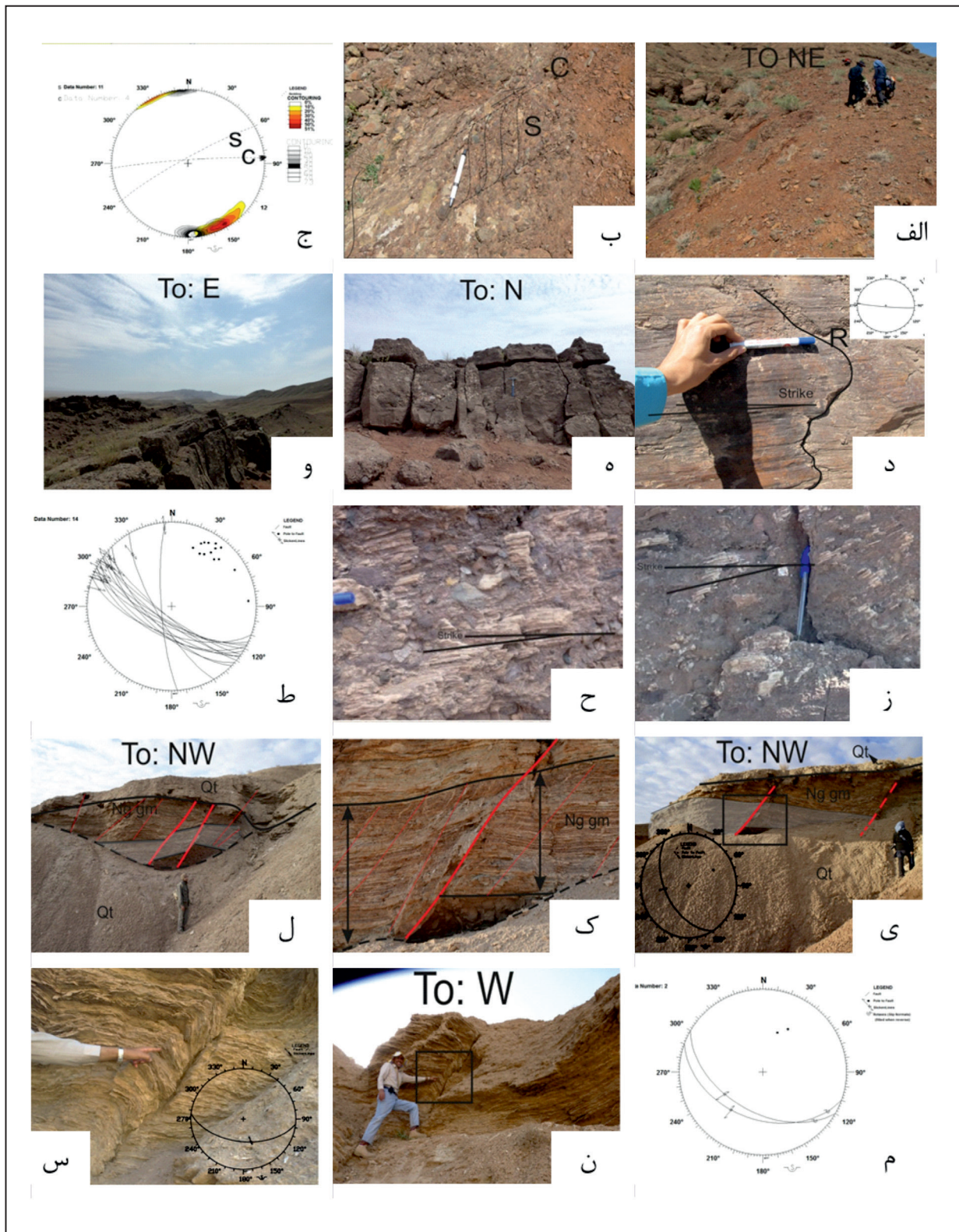
در شکل ۵- ب نمودار گل سرخی راستای گسل ها به نمایش درآمده است. که هیستوگرام قرمز فراوانی راستای گسل ها (فاصله ۱ درجه) و منحنی های رنگی تعداد دسته راستای برازش شده توسط نرم افزار بر مبنای گوس است. که با توجه به نمودار به دست آمده ۷ دسته جهت توسط نرم افزار برازش شد. که جهت میانگین کلی محاسبه شده توسط نرم افزار $N114^{\circ}$ است. در شکل ۵- ج کانتور قطب گسل ها و صفحات گسل به همراه خش خط به نمایش درآمده است، که رنگ قرمز معرف بیشترین تعداد و رنگ سفید کمترین تعداد قطب گسل است. در شکل ۵- د نمودار فراوانی شیب گسل ها به نمایش درآمده است، که در آن محور X زاویه شیب و محور Y فراوانی گسل ها است. هیستوگرام قرمز فراوانی شیب گسل ها و منحنی های رنگی، منحنی های گوس محاسبه شده توسط نرم افزار است.

۳-۱- گسل های راست بر

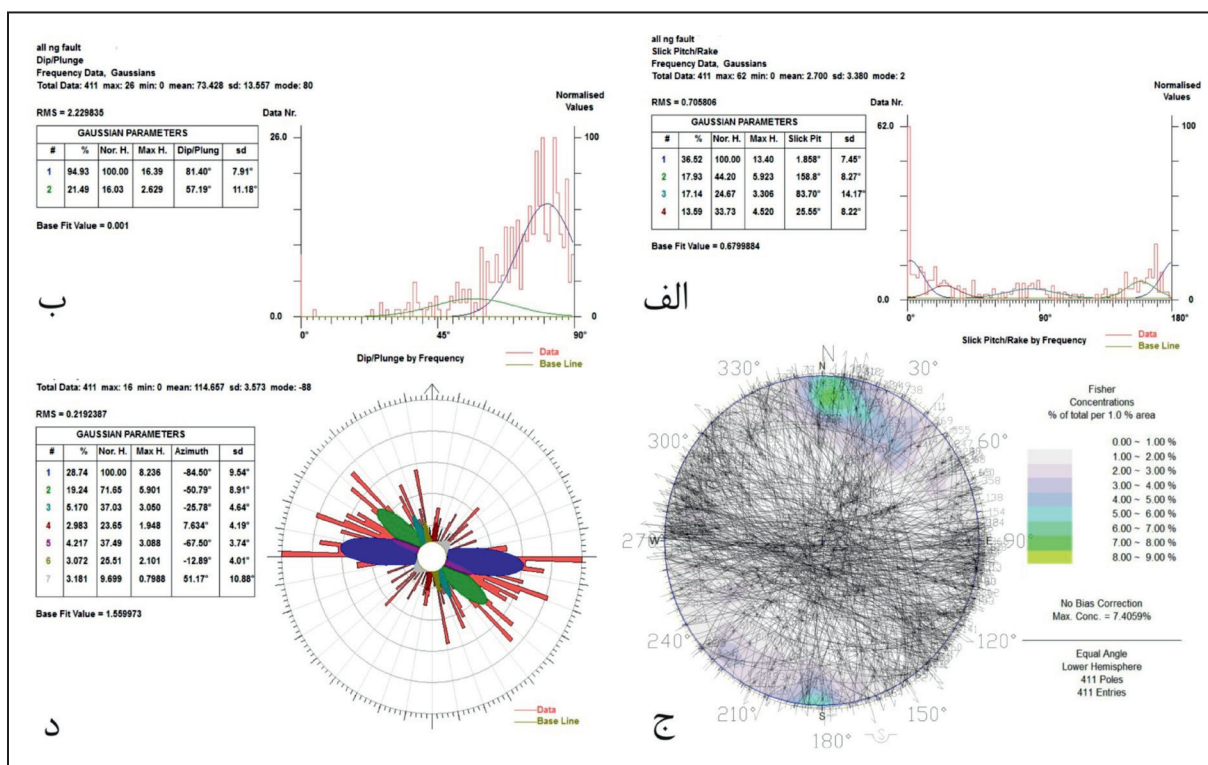
بیشترین تعداد گسل ها را به تعداد ۱۷۴ عدد شامل می شود (شکل های ۴- الف تا د). در شکل ۶- الف نمودار فراوانی زاویه افتادگی گسل ها به نمایش درآمده است. همان طور که مشاهده می شود زاویه افتادگی 2° برای گسل ها برازش شده که بیانگر حرکت راستالغز آن ها است. در شکل ۶- ب نمودار فراوانی شیب گسل ها به نمایش درآمده است که شیب 75° برای گسل ها برازش شده است. این شیب زیاد نیز نشان دهنده حرکت راستالغز گسل ها است. در شکل ۶- ج کانتور دیاگرام قطب گسل ها به همراه تصویر استریوگرافیکی آنها به نمایش درآمده است. در شکل ۶- د نمودار گل سرخی راستای گسل ها به نمایش درآمده و در آن روند میانگین $N103^{\circ}$ با انحراف معیار ۲ درجه ای برای این دسته از گسل ها برازش شده است.

۳-۲- گسل های چپ بر

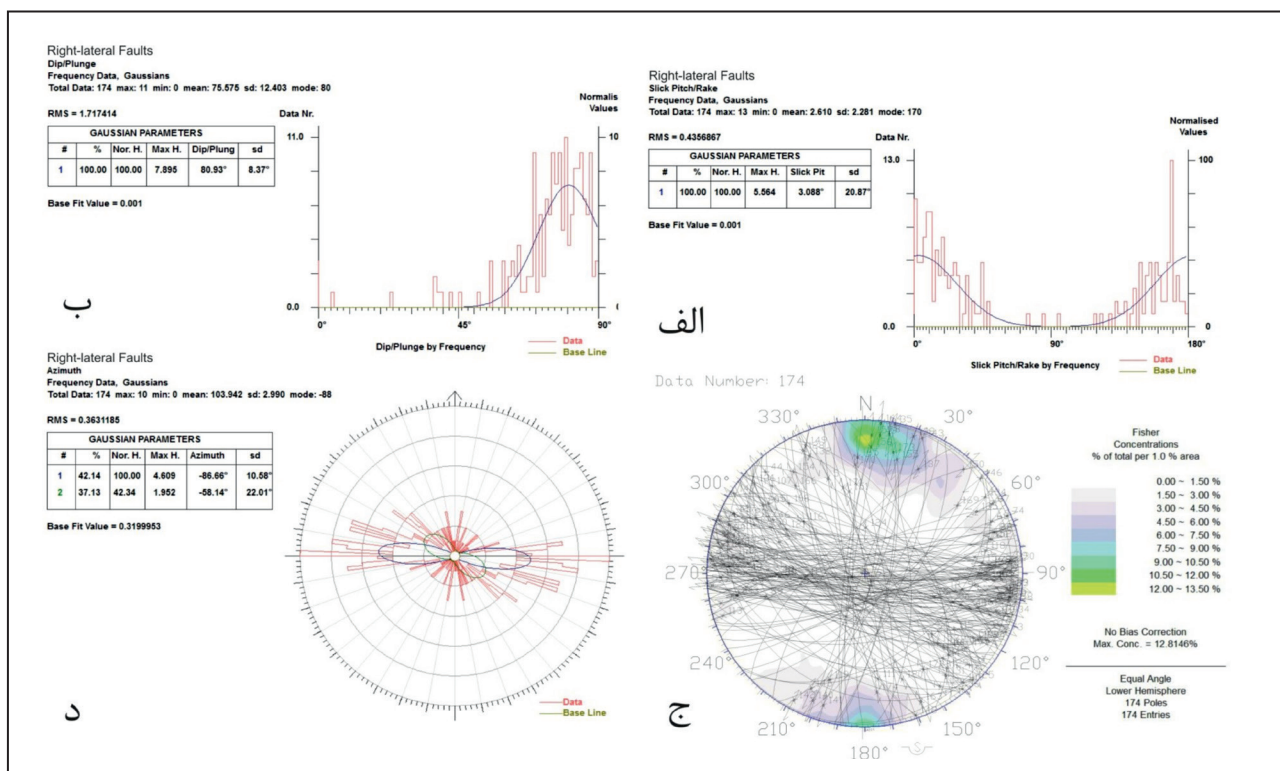
این دسته از گسل ها با تعداد ۸۰ گسل در درجه دوم فراوانی قرار دارند (شکل های ۱ و ۴- ه تا ح). در شکل ۷- الف نمودار فراوانی زاویه افتادگی گسل ها به نمایش درآمده است. همان طور که مشاهده می شود زاویه افتادگی میانگین 179° برای گسل ها برازش شده که بیانگر حرکت راستالغز آن ها است. در شکل ۷- ب نمودار فراوانی شیب گسل ها به نمایش درآمده است که شیب 76° برای گسل ها برازش شده است. این شیب زیاد نیز نشان دهنده حرکت راستالغز گسل ها است. در شکل ۷- ج کانتور دیاگرام قطب گسل ها به همراه تصویر استریوگرافیکی آنها به نمایش درآمده است. در شکل ۷- د نمودار گل سرخی راستای گسل ها به نمایش درآمده است که در آن روند میانگین $N327^{\circ}$ با انحراف معیار ۳ درجه ای برای این دسته از گسل ها برازش شده است.



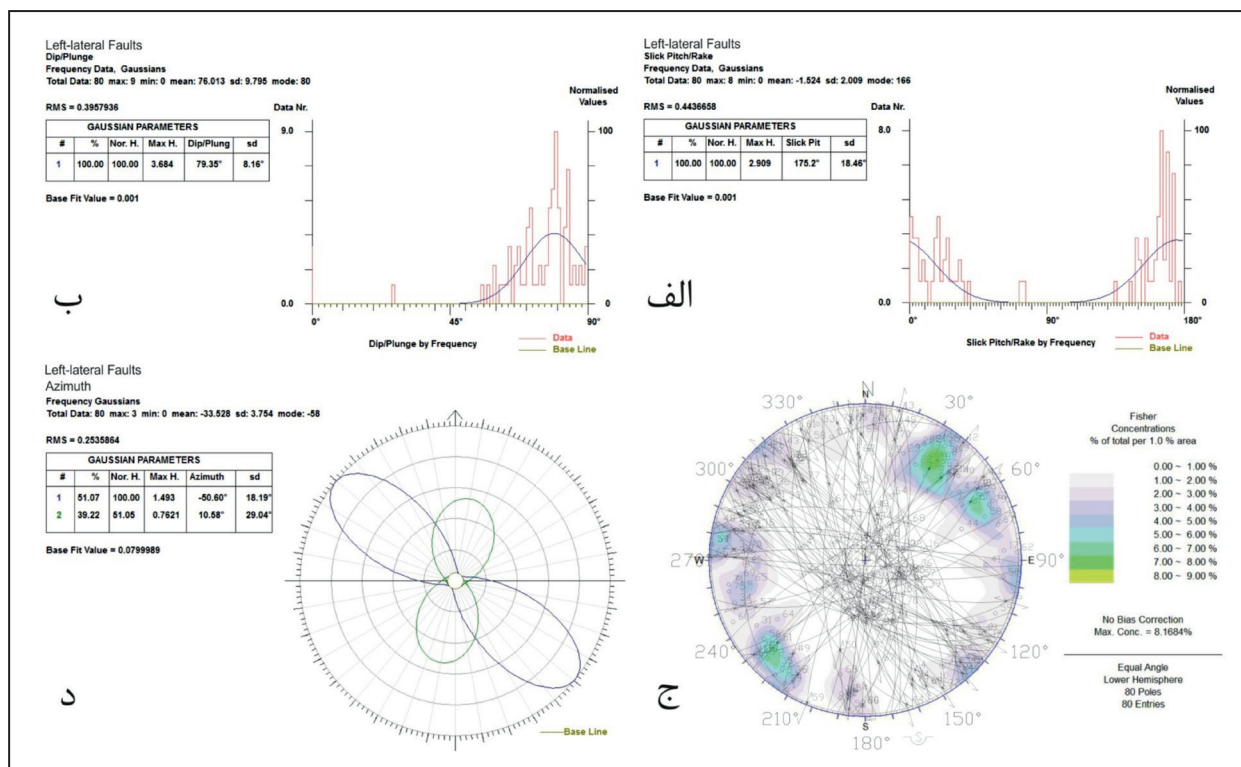
شکل ۴- الف) گسل راست‌بر کوه بلند، ایستگاه ۸ در شکل ۳؛ ب) ساختار S-C در پهنه گسل کوه بلند؛ ج) تصویر استریوگرافیک موقعیت صفحات در پهنه S-C گسل کوه بلند؛ د) گسل راست‌بر DF2 و شکستگی ریدل و تصویر استریوگرافیک آن، موقعیت ایستگاه ۱۳ در شکل ۳؛ ه) نمای رو به شمال ایستگاه ۲۷؛ و) نمای رو به خاور ایستگاه ۲۷؛ ز و ح) خش خط‌های برداشت‌شده در ایستگاه ۲۷، که نمایانگر حرکت چپ‌گرد هستند؛ ط) تصویر استریوگرافیک گسل‌های چپ‌گرد ایستگاه ۲۷؛ ی) نمایی از ایستگاه ۳۰ و گسل عادی NF1 به همراه تصویر استریوگرافیک آن؛ ک) نمای نزدیک از گسل NF1؛ ل) نمایی از ایستگاه ۳۱ و گسل عادی NF2؛ م) تصویر استریوگرافیک گسل عادی NF2؛ ن) گسل معکوس RF4 موقعیت ایستگاه ۲۵؛ س) گسل RF4 به همراه تصویر استریوگرافیک از صفحه آن.



شکل ۵- ویژگی های گسل های موجود در نهشته های نوژن- کوآترنری منطقه کوه فغان. (الف) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل ها؛ (ب) نمودار تغییرات شیب گسل ها؛ (ج) کانور دیاگرام قطب گسل ها به همراه رسم استریوگرافیکی صفحات گسلی؛ (د) نمودار گل سرخی راستای گسل ها.



شکل ۶- ویژگی های گسل های راست بر موجود در نهشته های نوژن- کوآترنری منطقه کوه فغان. (الف) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل ها؛ (ب) نمودار تغییرات شیب گسل ها؛ (ج) کانور دیاگرام قطب گسل ها به همراه رسم استریوگرافیکی صفحات گسلی؛ (د) نمودار گل سرخی راستای گسل ها.

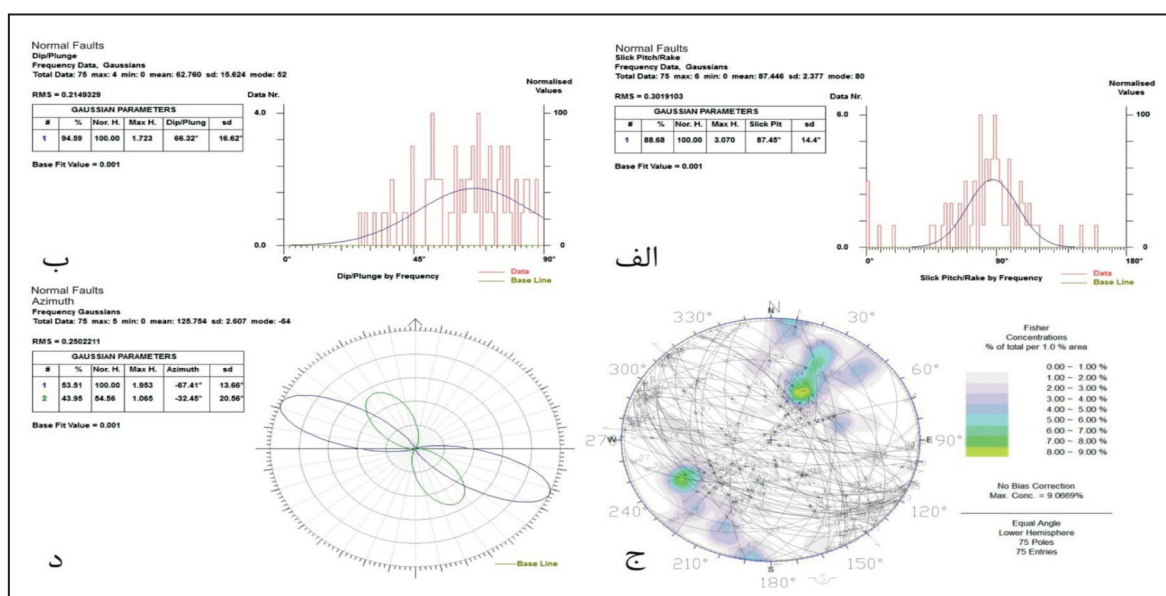


شکل ۷- ویژگی‌های گسل‌های چپ‌بر موجود در نهشته‌های ننوژن - کواترنری منطقه کوه فغان. (الف) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل‌ها؛ (ب) نمودار تغییرات شیب گسل‌ها؛ (ج) کانتور دیاگرام قطب گسل‌ها به همراه رسم استریوگرافیکی صفحات گسلی؛ (د) نمودار گل سرخی راستای گسل‌ها.

۳-۳- گسل‌های نرمال

که شیب 62° برای گسل‌ها برازش شده است. در شکل ۸- ج کانتور دیاگرام قطب گسل‌ها به همراه تصویر استریوگرافیکی آنها به نمایش درآمده است. در شکل ۸- د نمودار گل سرخی راستای گسل‌ها به نمایش در آمده است و در آن روند میانگین $N125$ با انحراف معیار 2 درجه‌ای برای این دسته از گسل‌ها برازش شده است.

تعداد ۷۵ گسل دارای حرکت عادی هستند (شکل‌های ۴- ط تا ل). در شکل ۸- الف نمودار فراوانی زاویه افتادگی گسل‌ها به نمایش در آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود زاویه افتادگی 87° برای گسل‌ها برازش شده که بیانگر حرکت شیب‌لغز آنها است. در شکل ۸- ب نمودار فراوانی شیب گسل‌ها به نمایش درآمده است

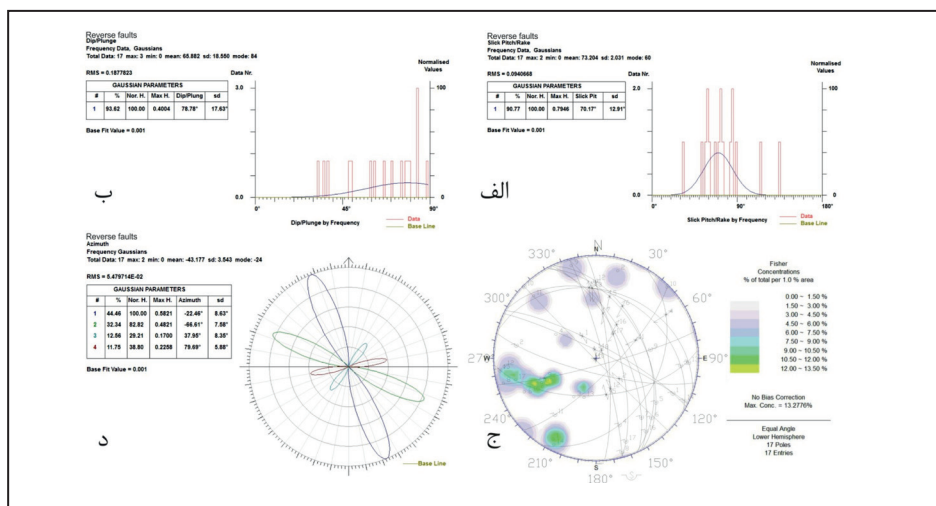


شکل ۸- ویژگی‌های گسل‌های عادی موجود در نهشته‌های ننوژن - کواترنری منطقه کوه فغان. (الف) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل‌ها؛ (ب) نمودار تغییرات شیب گسل‌ها؛ (ج) کانتور دیاگرام قطب گسل‌ها به همراه رسم استریوگرافیکی صفحات گسلی؛ (د) نمودار گل سرخی راستای گسل‌ها.

۳-۴- گسل های معکوس

در شکل ۹- ج کانتور دیاگرام قطب گسل ها به همراه تصویر استریوگرافیکی آنها به نمایش در آمده است. در شکل ۹- د نمودار گل سرخی راستای گسل ها به نمایش در آمده و در آن روند میانگین $N317$ برای این دسته از گسل ها برازش شده است. با توجه به تعداد کم داده ها و پراکندگی زیاد روندهای برازش شده این گونه به نظر می رسد گسل های معکوس در این منطقه به تکامل نرسیده اند.

این دسته از گسل ها کم ترین فراوانی را داشته و شامل ۱۷ گسل می شوند (شکل های ۴- م تا ن). در شکل ۹- الف نمودار فراوانی زاویه افتادگی گسل ها به نمایش در آمده است. همان طور که مشاهده می شود زاویه افتادگی 73° برای گسل ها برازش شده که بیانگر حرکت شیب لغز آنها است. در شکل ۹- ب نمودار فراوانی شیب گسل ها به نمایش در آمده است که شیب 65° برای گسل ها برازش شده است.

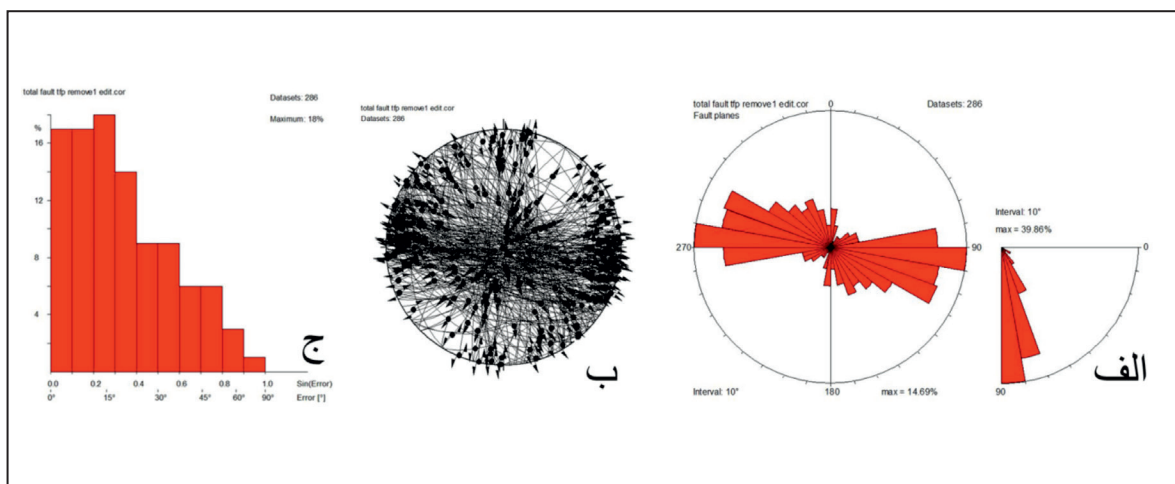


شکل ۹- ویژگی های گسل های معکوس موجود در نهشته های نوژن- کوآترنری منطقه کوه فغان. (الف) نمودار تغییرات زاویه افتادگی گسل ها؛ (ب) نمودار تغییرات شیب گسل ها؛ (ج) کانتور دیاگرام قطب گسل ها به همراه رسم استریوگرافیکی صفحات گسلی؛ (د) نمودار گل سرخی راستای گسل ها.

۴- تعیین جهت بیشینه تنش دیرین

تصویر ارتوگرافیک خش خط بر روی گسل است (شکل ۱۰- ب). در آخر برای اطمینان از صحت داده ها و اینکه تمامی گسل های استفاده شده در یک میدان تنش یکنواخت ایجاد شده اند، نمودار هیستوگرام داده ها رسم شد که به خوبی از منحنی گوس تبعیت می کرد (شکل ۱۰- ج). این نمودار میزان اختلاف زاویه نابرازش را نشان می دهد که تبعیت آن از منحنی گوس مؤید میدان تنش یک نواخت در گسل های استفاده شده است.

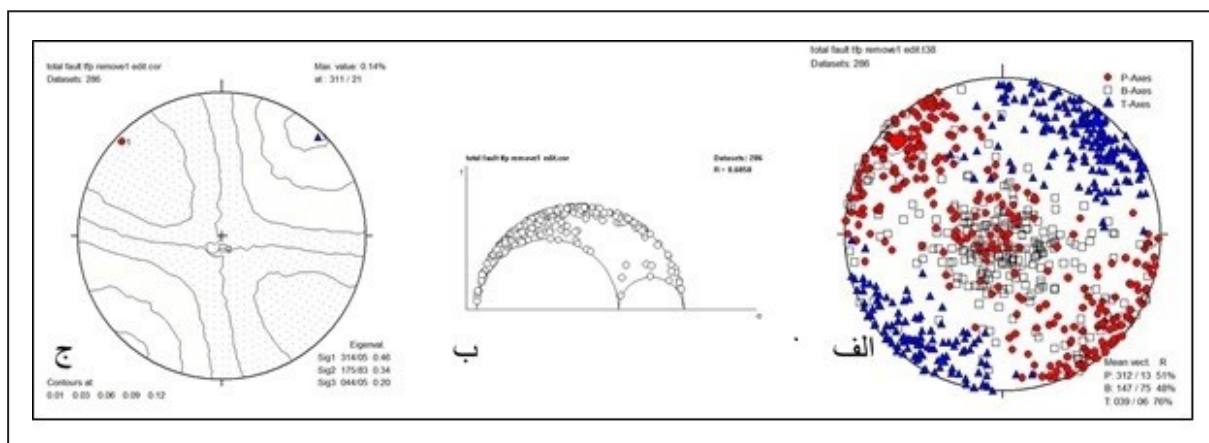
از میان ۴۱۱ گسل برداشت شده، تعداد ۲۸۶ گسل که دارای پراکندگی یکنواخت همگن و میدان تنش یکنواخت در حین فعالیت گسل بودند، انتخاب شد (شکل ۱۰). با توجه به اینکه در بهترین شرایط عملی همواره اندازه گیری ها کمی دارای خطاست و امکان دارد خط خش های برداشت شده بر روی گسل قرار نگیرد. به همین منظور در ابتدا تصحیحاتی بر روی داده ها صورت گرفت، به این صورت که از قطب صفحه گسل و خش خط دایره عبور داده شد که محل تلاقی آن با گسل



شکل ۱۰- ویژگی های گسل های مورد استفاده در تحلیل تنش دیرین، (الف) نمودار گل سرخی گسل های استفاده شده جهت محاسبه تنش های دیرین. به شیب گسل ها توجه شود ۴۰ درصد گسل ها دارای شیب بین 80° - 90° درجه هستند؛ (ب) نمودار استریوگرافیک رسم شده برای گسل ها؛ (ج) نمودار هیستوگرام داده ها که به خوبی از منحنی گوس تبعیت می کند.

باشد تانسور به دست آمده به تانسور واقعی نزدیک تر است. مارت و المندینگر (Marret and Allemendinger, 1990) باور دارند که با رسم صفحه گسل و قطب آن و سپس رسم دایره‌ای که از قطب گسل و خط‌خش می‌گذرد می‌توان موقعیت محورهای P و T را مشخص کرد. با این روش موقعیت محور فشارش یا P برابر با (۱۳/۳۱۲)، محور کشش یا T برابر با (۰۶/۰۳۹) و محور خنثی یا B برابر با (۷۵/۱۴۷) محاسبه شد (شکل ۱۱-الف). برای به دست آوردن شکل میدان از دایره مور ۳ بعدی بدون مقیاس استفاده شد (Angelier, 1975) (شکل ۱۱-ب) که برای این منطقه معادل ۰/۶۸ می‌باشد که نمایانگر تیپ دگربرختی راستالغز می‌باشد. در نهایت با استفاده از نتایج به دست آمده جهت تنش‌های دیرین به دست آمد شامل 61: 314.05 و 62: 175.83 و 63: 044.05 می‌باشد (شکل ۱۱-ج).

برای به دست آوردن جهت تنش‌های دیرین، از تانسور تنش تقلیل یافته استفاده شد که دارای ۴ مؤلفه شامل موقعیت محورهای اصلی تنش و شکل میدان تنش می‌باشد. از آنجا که شکستگی در سنگ نشان‌دهنده حاصل چیره شدن مؤلفه تنش به چسبندگی سنگ است و وجود خط‌خش و جهت آن مؤید فائق آمدن تنش برشی بیشینه بر مقاومت برشی و سازوکار گسلش می‌باشد. برای تحلیل تنش دیرین در منطقه از گسل‌های خط‌خش‌دار استفاده شد. با اتکا به نظریه والاس و بوت (Wallace, 1951; Bott, 1959) خط‌خش در راستای تنش برشی حداکثر قرار می‌گیرد. به همین دلیل ابتدا از راه محاسبه، موقعیت تنش برشی بیشینه تعیین شد و سپس با موقعیت خط‌خش گسل‌ها روی زمین مقایسه شد. اختلاف به دست آمده زاویه نابرازش نامیده می‌شود (Angelier, 1989) هر چه این زاویه کوچک‌تر



شکل ۱۱- الف) موقعیت محورهای کینماتیک افزایشی؛ ب) نمودار بدون مقیاس مور نشان‌دهنده شکل میدان تنش؛ ج) موقعیت محورهای اصلی تنش که نشان‌دهنده گسلش راستالغز می‌باشد.

۵- بحث

گسلی و برابر الگوی توزیع آن‌ها طبق الگوی Fault parallel simple shear (Storti et al., 2006) نسبت روند اصلی خاوری- باختری سامانه گسلی فغان به عنوان PDZ (شکل ۱۲) در نظر گرفت.

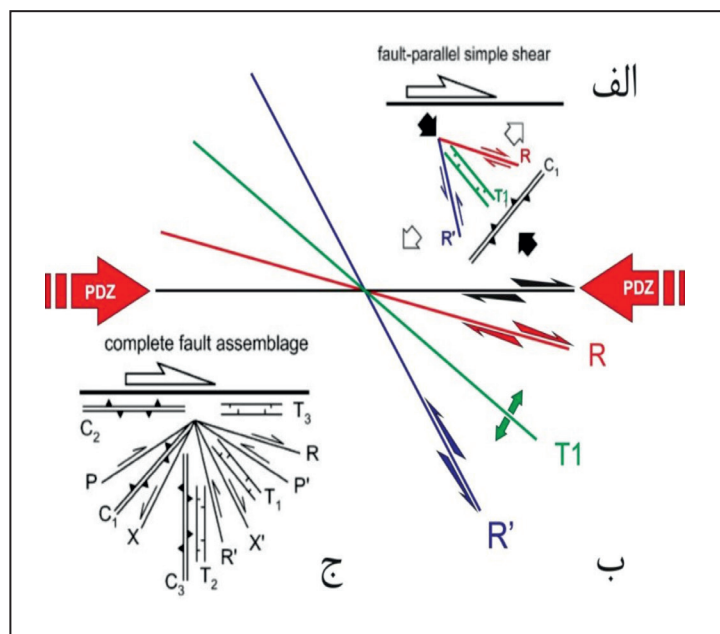
سازوکار راستالغز راست‌بر سامانه گسلی فغان با چرخش ساعت‌گرد در راستای محور قائم بلوک لوت (Walker and Jackson, 2004) هم‌خوانی ندارد ولی می‌تواند شاهی بر چرخش پادساعت‌گرد این بلوک (Walpersdorf et al., 2014; Nozaem et al., 2013; Sheikholeslami et al., 2021) باشد (شکل‌های ۱۳ و ۱۴). زمان فعالیت پهنه گسل فغان با توجه به اینکه نهشته‌های قرمز بالایی را قطع و جابه‌جا نموده است، میوسن پسین برآورد شده است. این برآورد با تعیین سن بخش خردشده پهنه گسل و به روش U-Th/He که سن ۱۸-۴ میلیون سال را نشان می‌دهد (Calzolari et al., 2018) هم‌خوانی دارد. این چنین تعیین سنی همچنین با سن برآورد شده برای حرکت به سمت شمال بلوک لوت نسبت به بلوک پایدار افغان و بر اساس جابه‌جایی‌های به دست آمده از اندازه‌گیری‌های GPS و از زمان ۱۲ میلیون سال (Walpersdorf et al., 2014) نیز هم‌خوانی دارد. با توجه به توسعه شکستگی‌های برشی ریدل در پهنه گسل (شکل ۱۲) زمان فعالیت گسل فغان در پالس‌های حرکتی متفاوتی صورت گرفته است که قدیمی‌ترین آن در میوسن پسین و مرتبط با برخورد قاره- قاره عربی با ایران مرکزی (Allen et al., 2011; Madanipour et al., 2013) است که این برخورد و در راستای گسل‌های بنیادین راستالغز راست‌گرد شمالی جنوبی چون پهنه گسلی نابیند (شکل ۱) به بلوک لوت منتقل شده و موجب جابه‌جایی و جنبش پهنه گسلی فغان شده است و بنابراین با تعیین سن صورت گرفته بر پهنه خردشده گسل و به روش

دگرشکلی سنوزونیک پسین بلوک لوت به عنوان یکی از بلوک‌های ساختاری درون ورقه پهنه برخوردی ورقه‌های عربی- آفریقایی با اوراسیا در فلات ایران به چرخش درون بلوک متفاوت ساعت‌گرد و پادساعت‌گرد آن نسبت داده شده است (برای مثال Walker and Jackson, 2004 و Walpersdorf et al., 2014). تبیین سازوکار گسل‌های بنیادین مرز این بلوک‌ها، همچون سامانه گسلی فغان، که چنین چرخش‌هایی با جابه‌جایی‌های راستالغز در راستای آنها صورت می‌گیرد، می‌تواند به راستی آزمایشی جنبش شناختی این بلوک کمک نماید.

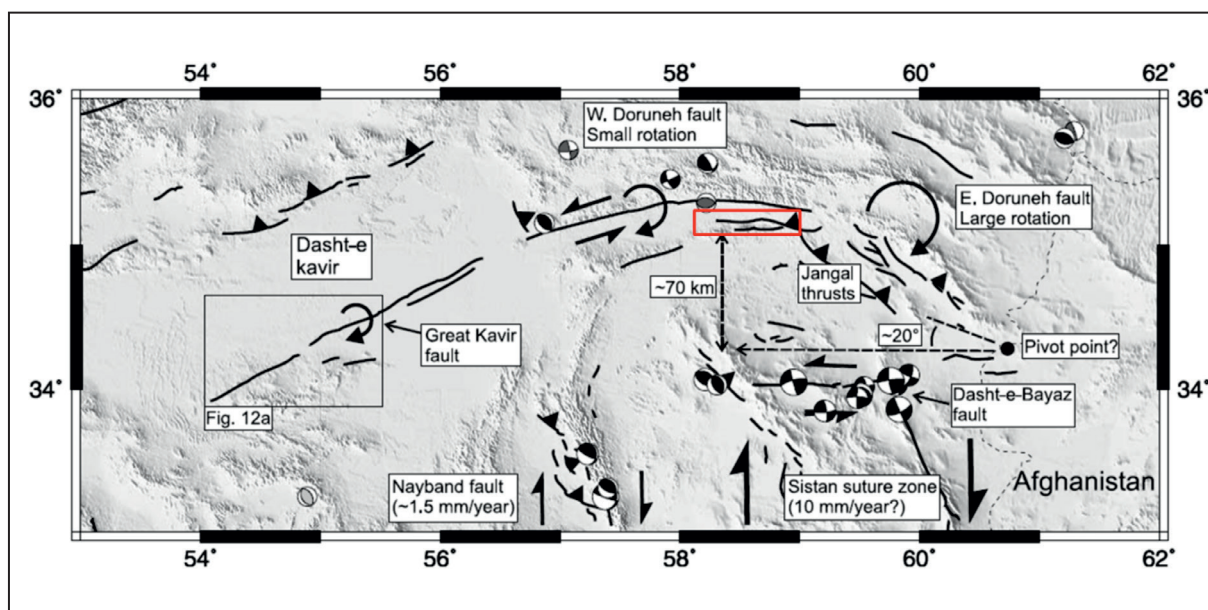
در مطالعات پیشین سازوکارهای متفاوت راستالغز چپ‌بر و رانندگی برای سامانه گسلی فغان پیشنهاد شده است (زارع، ۱۳۷۹؛ Hessami et al., 2003 و Taheri et al., 2001). داده‌های ساختاری از تحلیل هندسی و جنبشی قطعات گسلی سامانه گسل کوه فغان در این مطالعه نشان دادند که این سامانه گسلی با سازوکار راستالغز راست‌بر از حداقل سه قطعه گسلی که به صورت چپ پله آرایش یافته‌اند تشکیل شده است (شکل ۳). این سامانه گسلی از شکستگی‌های متعددی تشکیل شده که با توجه به ارتباط هندسی و جنبشی آن‌ها با پهنه اصلی گسل به عنوان شکستگی‌های ریدل مرتبط با این پهنه تحلیل شده است (شکل ۳). بر اساس این تحلیل گسلش راستالغز راست‌بر (N۱۰۳) را به عنوان شکستگی برشی ریدل همسو (R) سامانه گسلی فغان، گسلش عادی و با روند آزمون‌ی (N۱۲۵) به عنوان گسل‌های عادی (T۱)، گسلش راستالغز چپ‌بر با روند آزمون‌ی (N۳۲۷) به عنوان شکستگی برشی ریدل ناهمسو (R') پهنه گسل فغان در نظر گرفته شده است (شکل ۱۲-ب). چنین پراکندگی از گسل‌های فرعی در پهنه گسل فغان را می‌توان به عنوان شکستگی‌های ریدل برشی حاصل از مراتب فعالیت این پهنه

بلوک یزد (Calzolari et al., 2016) و در راستای پهنه‌های گسلی کوه سرهنگی و فغان از شمال بلوک لوت شود (شکل ۱۴). بنابراین شواهد ساختاری تحلیل شده و محورهای تنش محاسبه شده در این مطالعه و بر اساس دگرشکلی پیشرونده سامانه گسلی فغان از زمان میوسن پسین مؤید هم‌زمانی چرخش در بلوک‌های اصلی قاره‌ای همچون بلوک‌های لوت و طبس و جابه‌جایی جانبی و فرار بلوک‌های کوچک‌تر مجاور چون ریزبلوک بردسکن (Nozaem et al., 2013) در بخش شمالی بلوک طبس در راستای گسل فغان باشد (شکل ۱۴).

U-Th/He که سنی ۱۸ میلیون سال (Calzolari et al., 2018) و یا جوان‌تر نشان می‌دهد مطابقت دارد. تعیین سن‌های جوان‌تر از این سن و تا ۴ میلیون سال و به همین روش (Calzolari et al., 2018) به حرکات جوان‌تر گسل که با توسعه شکستگی‌های ریدل مراتب جوان‌تر گسل همراه است نسبت داده می‌شود. این حرکات جوان گسل می‌تواند هم‌زمان با بازسازی مجدد بلوک‌های قاره‌ای در فلات درگیر ایران از زمان پلیوسن (Allen et al., 2011) همراه باشد. چنین بازسازی در مقیاس ناحیه‌ای موجب شده که افزون بر چرخش پادساعت‌گرد بلوک‌های لوت و طبس با فرار



شکل ۱۲- الف) آرایش هندسی گسل‌های محتمل در یک سامانه راستالغز ساده (Storti et al., 2006; Swanson, 1988)؛ ب) آرایش هندسی گسل‌های منطقه کوه فغان در نئوژن-کواترنری؛ ج) آرایش هندسی کلیه گسل‌های محتمل در یک سامانه راستالغز (Storti et al., 2006; Swanson, 1988).



شکل ۱۳- الگوی زمین‌ساختی ارائه شده برای خاور ایران به چرخش ساعت‌گرد در راستای محور قائم شمال بلوک لوت توجه شود (Walker and Jackson, 2004). موقعیت سامانه گسلی فغان با کادر قرمز نشان داده شده است.

۶- نتیجه گیری

باختری سامانه گسلی فغان به عنوان PDZ (شکل ۱۲) می باشد.

- جهت تنش های دیرین به دست آمده شامل 62: 175.83، 61: 314.05 و 63: 044.05 می باشد (شکل ۱۱-ج).

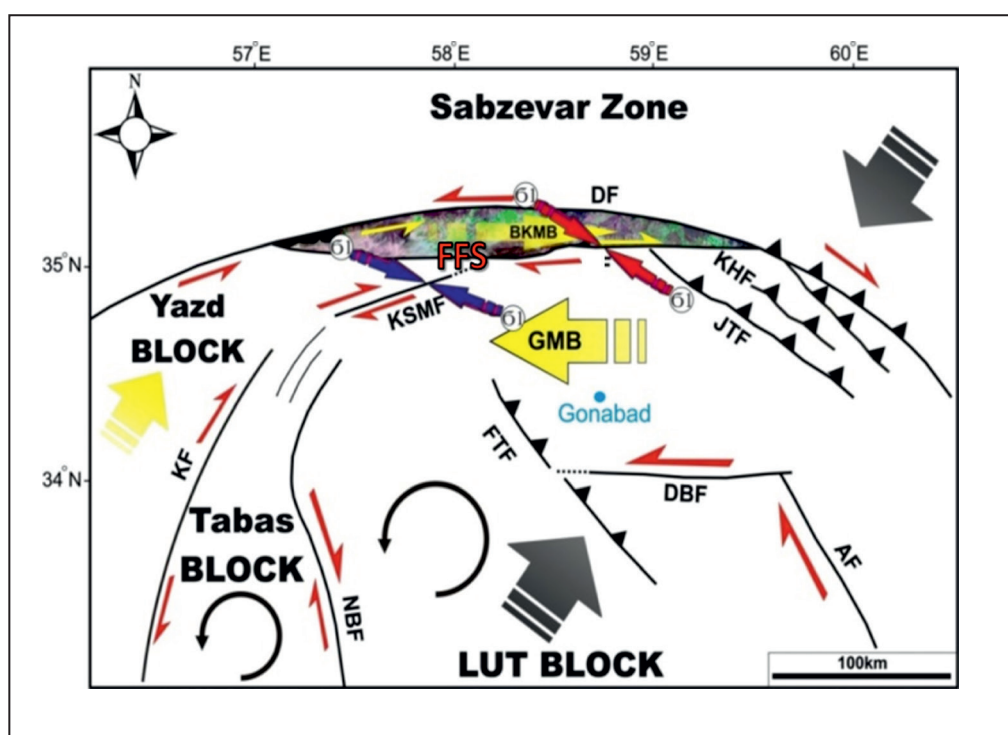
- شواهد ساختاری تحلیل شده و محورهای تنش محاسبه شده در این مطالعه و بر اساس دگرشکلی پیشرونده سامانه گسلی فغان از زمان میوسن پسین مؤید هم زمانی چرخش در بلوک های اصلی قاره ای همچون بلوک های لوت و طبس و جابه جایی جانبی و فرار بلوک های کوچک تر مجاور چون ریز بلوک بردسکن (Nozaem et al., 2013) در بخش شمالی بلوک طبس در راستای گسل فغان است (شکل ۱۴).

بر اساس مطالعات انجام شده در این پژوهش می توان به نتایج زیر دست یافت:

- سامانه گسلی کوه فغان با سازوکار راستالغز راست بر از حداقل سه قطعه گسلی که به صورت چپ پله آرایش یافته اند تشکیل شده است.

- اجزای این سامانه گسلی شامل گسلش راستالغز راست بر (N۱۰۳) را به عنوان شکستگی برشی ریدل همسو (R)، گسلش عادی و با روند آزمونتی (N۱۲۵) به عنوان گسل های عادی (T۱) و گسلش راستالغز چپ بر با روند آزمونتی (N۳۲۷) به عنوان شکستگی برشی ریدل ناهمسو (R').

- الگوی پراکنندگی گسل های فرعی در پهنه سامانه گسل فغان طبق (Storti et al., 2006) Fault parallel simple shear نسبت روند اصلی خاوری-



شکل ۱۴- الگوی زمین ساخت جوان نیمه شمالی بلوک لوت (اقتباس با تغییرات از نوزعیم، ۱۳۹۱ و Nozaem et al., 2013). برادر دوسویه قرمز رنگ جهت تنش بیشینه دیرین گسل فغان (داده های این مطالعه) و برادر دوسویه بنفش رنگ جهت تنش بیشینه دیرین در کوه سرهنگی را نشان می دهد (نوزعیم، ۱۳۹۱). برادر خاکستری بر مبنای داده های کانونی زمین لرزه ها (Hessami et al., 2003; Tchalenko et al., 1973) ساختارهای فشارشی گسل های جنگل، خواف و فردوس ترسیم شده اند. برادرهای زرد رنگ جهت حرکت ریز بلوک بردسکن- کاشمر (BKMB) و ریز بلوک گناباد (GMB) و بلوک یزد را نشان می دهد (نوزعیم، ۱۳۹۱). برادرهای چرخشی برگرفته از مطالعات دیرینه مغناطیس در نهشته های نوژن برگرفته از (Mattei et al., 2012) است. FTF: گسل راندگی فردوس، DBF: گسل دشت بیاض، JTF: گسل تراستی جنگل، KHF: گسل خواف، DF: گسل دورونه، AF: گسل آبی، NBF: گسل نایبند، KSMF: گسل اصلی کوه سرهنگی، FFS: سامانه گسلی فغان.

سپاسگزاری

و همچنین از زحمات سردبیر محترم و کارشناسان فصلنامه علوم زمین و داوران گرامی که با ارائه نظرات ارزشمند خود موجب پر بارتر شدن این پژوهش شدند، سپاسگزاری کنند و در آخر نیز یاد و خاطره زنده یاد مرحوم دکتر محمد محجل را گرامی می دارند.

این تحقیق به واسطه پایان نامه ثبت شده در دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، نگاشته شده است. از این رو نگارندگان بر خود لازم می دانند از ریاست و کارکنان محترم دانشکده علوم پایه و امور نقلیه دانشگاه تربیت مدرس برای تهیه امکانات لازم

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی، ۵۸۶ ص.
- بهروزی، ا. و علوی‌نایینی، م.، ۱۳۶۶، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فیض‌آباد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زارع، م.، ۱۳۷۹، تحلیل لرزه‌زمین‌ساختی سیستم گسله دورونه و بررسی زلزله‌های، کاشمر، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله، پژوهشنامه ۱۳۷۹/۴/۱.
- نوزعیم، ر.، ۱۳۹۱، تحلیل دگرریختی گستره کوه سرهنگی در شمال باختر بلوک لوت، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۰۰ ص.
- نوزعیم، ر.، ۱۳۹۲، نگرشی نو بر جایگاه مرزهای بلوک لوت در بخش شمالی و معرفی ریزبلوک‌های بردسکن کاشمر و گناباد، دومین همایش ملی زمین‌ساخت، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- واعظی‌پور، م.ج.، علوی‌تهرانی، ن.، بهروزی، الف.، خلقی، م. ح. و علوی‌نایینی، م.، ۱۳۷۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ تربت حیدریه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi, M., 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of structural geology*, 25(5), 659-672. doi:10.1016/S0191-8141(02)00064-0.
- Allen, M., Kheirikhah, M., Emami, M.H., and Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophys. Journal. International*, 184, p.555-574. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04874.x.
- Angelier, J., 1975, Sur l'analyse de mesures recueillies dans des sites failles: l'utilite d'une confrontation entre les methodes dynamiques et cinematiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, D281, 1805-1808.
- Angelier, J., 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data: *Journal of Structural Geology*, v. 11, no. 1, p. 37-50. doi:10.1016/0191-8141(89)90034-5.
- Aydin, A., and Schultz, R.A., 1990. Effect of mechanical interaction on the development of strike-slip faults with echelon patterns. *Journal of Structural Geology* 12, 123-129. doi:10.1016/0191-8141(90)90053-2.
- Bagheri, S., and Stampfli, G. M., 2008. The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451. doi:10.1016/j.tecto.2007.11.047.
- Bott, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting: *Geological Magazine*, v. 96, no. 02, p. 109-117. doi:10.1017/S0016756800059987.
- Brunet, M., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., and Nikishin, A. M., 2003. The south Caspian basin: a review of its evolution from subsidence modeling. *Sedimentary Geology* 156, 119-148. doi:10.1016/S0037-0738(02)00285-3.
- Calzolari, G., Della Seta, M., Rossetti, F., Nozaem, R., Vignaroli, G., Cosentino, D., and Faccenna, C., 2016. Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran. *Tectonics*, 35(1), 76-102. doi:10.1002/2015TC003869.
- Calzolari, G., Rossetti, F., Ault, A. K., Lucci, F., Olivetti, V., and Nozaem, R., 2018. Hematite (U-Th)/He thermochronometry constrains intraplate strike-slip faulting on the Kuh-e-Faghan Fault, central Iran. *Tectonophysics*, 728, 41-54. doi:10.1016/j.tecto.2018.01.023.
- Davis, G.H., 1984. *Structural Geology of Rocks and Regions*. Wiley, New York. 492pp.
- Deng, Q., and Zhang, P., 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. *Journal of Geophysical Research* 89, 5699-5710. doi:10.1029/JB089iB07p05699.
- Deng, Q., Wu, D., Zhang, P., and Chen, S., 1986. Structure and deformational character of trike-slip fault zones. *Pure and Applied Geophysics* 124, 203-223. doi:10.1007/BF00875726.
- Eftekhari-Nezhad, J., Aghanabati, A., Hamzeshpour, B., and Baroyant, V., 1976. Geological map of Kashmar 1:250,000 : Geological survey of Iran Press.
- Faulkner, D.R., Lewis, A.C., and Rutter, E.H., 2003. On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeastern Spain. *Tectonophysics* 367, 235-251. doi:10.1016/S0040-1951(03)00134-3.
- Hessami, K., Jamali, F., and Tabassi, H., 2003. Major active faults of Iran: International institute of earthquake engineering and seismology of Iran press.
- Holdsworth, R.E., and Pinheiro, R.V.L., 2000. The anatomy of shallow crustal transpressional structures: insights from the Archaean Carajas Fault Zone, Amazon, Brazil. *Journal of Structural Geology* 22, 1105-1123. doi:10.1016/S0191-8141(00)00036-5.
- Holdsworth, R.E., Stewart, M., Imber, J., and Strachan, R.A., 2001. The structure and rheological evolution of continental fault zones: a review

- and case study. In: Miller, J.A., Holdsworth, R.E., Buick, I.S., Hand, M. (Eds.), *Continental Reactivation and Reworking* Geological Society, London, Special Publication 184, pp. 115–137. doi:10.1144/GSL.SP.2001.184.01.07.
- Keller, J.V.A., Hall, S.H., Dart, C.J., and McClay, K.R., 1995. The geometry and evolution of a transpressional strike-slip system: the Carboneras Fault, SE Spain. *Journal of the Geological Society, London* 152, 339–351. doi:10.1144/gsjgs.152.2.0339.
- Kim, Y-S., Peacock, D.C.P., and Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503–517. doi:10.1016/j.jsg.2003.08.002.
- Li, J.W., Zhou, M.F., Li, X.F., Fu, Z.R., and Li, Z.J., 2001. The Hunan-Jangxi strike-slip fault system in southern China: southern termination of the Tan-Lu fault. *Journal of Geodynamics* 32, 333–354. doi:10.1016/S0264-3707(01)00033-3.
- Little, T.A., 1996. Faulting-related displacement gradients and strain adjacent to the Awatere strike-slip fault in New Zealand. *Journal of Structural Geology* 18, 321–340. doi:10.1016/S0191-8141(96)80053-8.
- Ludman, A., 1998. Evolution of a transcurrent fault system in shallow crustal metasedimentary rocks: the Norumbega fault zone, eastern Maine. *Journal of Structural Geology* 20, 93–107. doi:10.1016/S0191-8141(97)00094-1.
- Madanipour, S., Ehlers, T.A., Yassaghi, A., Rezaeian, M., Enkelmann, E., and Bahroudi, A., 2013. Synchronous deformation on orogenic plateau margins: insights from the Arabia–Eurasia collision. *Tectonophysics* 608, 440–451. doi: 10.1016/j.tecto.2013.09.003.
- Mandl, G., 2000. *Faulting in Brittle Rocks. An Introduction to the Mechanics of Tectonic Faults*. Springer, Berlin. 434pp.
- Marret, R., and Allmendinger, R. W., 1990, Kinematic analysis of fault slip data, *J. Struct. Geol.*, 12, 973-986. doi:10.1016/0191-8141(90)90093-E.
- Mattei, M., Cifelli, F., Muttoni, G., Zanchi, A., Berra, F., Mossavvari, F., and Eshraghi, S. A., 2012. Neogene block rotation in central Iran: Evidence from paleomagnetic data: *Geological Society of America Bulletin*, v. 124, no. 5-6, p. 943-956 doi:10.1130/B30479.1.
- McGrath, A.G., and Davison, I., 1995. Damage zone geometry around fault tips. *Journal of Structural Geology* 17, 1011–1024. doi:10.1016/0191-8141(94)00116-H.
- Naimi-Ghassabian, N., Khatib, M. M., Nazari, H., and Heyhat, M. R., 2015. Present-day tectonic regime and stress patterns from the formal inversion of focal mechanism data, in the North of Central–East Iran Blocks". *Journal of African Earth Sciences*, 111, 113-126. doi:10.1016/j.jafrearsci.2015.07.018.
- Nogole Sadat, M.A.A., and Almasian, M., 1993. *Tectonic map of Iran (1:1000,000)*. Geological survey of Iran.
- Nozaem, R., Mohajjel, M., Rossetti, F., Della Seta, M., Vignaroli, G., Yassaghi, A., Salvini, F., and Eliassi, M., 2013. Post-Neogene right-lateral strike–slip tectonics at the north-western edge of the Lut Block (Kuh-e–Sarhangi Fault), Central Iran. *Journal of Tectonophysics*. 589. 220-233. doi:10.1016/j.tecto.2013.01.001.
- Pachell, M.A., and Evans, J.P., 2002. Growth, linkage, and termination processes of a 10 km-long strike-slip fault in jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California. *Journal of Structural Geology* 24, 1903–1924. doi:10.1016/S0191-8141(02)00027-5.
- Price, R.A., and Carmichael, D.M., 1986. Geometric test for Late Cretaceous–Paleogene intracontinental transform faulting in the Canadian Cordillera. *Geology* 14, 468–471. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<468:GTFLCI>2.0.CO;2.
- Rispoli, R., 1981. Stress fields about strike-slip faults inferred from stylolites and tension gashes. *Tectonophysics* 75, T29–T36. doi:10.1016/0040-1951(81)90274-2.
- Sengör, A.M.C., 1987. Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15, 213–244. doi:10.1146/annurev.ea.15.050187.001241.
- Sheikholeslami, M. R., Mobayen, P., Javadi, H. R., and Ghassemi, M. R., 2021. Stress field and tectonic regime of Central Iran from inversion of the earthquake focal mechanisms. *Tectonophysics*, 813, 228931. doi:10.1016/j.tecto.2021.228931.
- Stampfli, G.M., and Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17–33. doi:10.1016/S0012-821X(01)00588-X.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt E., Winchester G.A., Piper G.D.A. (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*. Geological Society of London, Special Publication, pp. 1-23.
- Storti, F., Rossetti, F., Laufer, A.L., and Salvini, F., 2006. Consistent kinematic architecture in the damage zones of intraplate strike-slip fault systems in North Victoria Land, Antarctica and implications for fault zone evolution, *Journal of Structural Geology* 28 ,50–63. doi:10.1016/j.jsg.2005.09.004.

- Swanson, M.T., 1988. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone of southernmost Maine. *Journal of Structural Geology* 10, 813–828. doi:10.1016/0191-8141(88)90097-1.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1666–1703. doi:10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2.
- Taheri, J., Shamanian, G.H., Shojai Kaveh, N., Bahremand, M., and Amir Razavi, M., 2001. Geological map of Kashmar 1:100,000 : Geological survey of Iran Press.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin* 81, 1625–1640.
- Umhoefer, P.J., 2000. Where are the missing faults in translated terranes? *Tectonophysics* 326, 23–35. doi:10.1130/0016-7606(1970)81[1625:SB SZOD]2.0.CO;2.
- Vaucher, A., Pacheco-Neves, S., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M., and Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247–266. doi:10.1016/0895-9811(95)00012-5.
- Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting: *The Journal of Geology*, p. 118-130 doi:10.1086/625831.
- Walker, R., and Jackson, J., 2004. Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran. *Tectonics*, V. 23, TC5010, doi:10.1029/ 2003TC001529.
- Walpersdorf, A., Manighetti, I., Mousavi, Z., Tavakoli, F., Vergnolle, M., Jadidi, A., and Sedighi, M., 2014. Present day kinematics and fault slip rates in eastern Iran, derived from 11 years of GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(2), 1359-1383. doi:10.1002/2013JB010620.
- Woodcock, N.H., and Schubert, C., 1994. Continental strike-slip tectonics. In: Hancock, P.L. (Ed.), *Continental Tectonics*. Pergamon Press, Oxford, pp. 251–263.

Original Research Paper

Faghan fault system, constrain on the late Cenozoic kinematics of the Northern Lut Block, Central Iran

Mohammad Reza Mazinani¹, Ali Yassaghi^{1*} and Reza Nozaem²

¹Department of Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

²School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 June 01

Accepted: 2021 December 29

Available online: 2022 September 23

Keywords:

Faghan Fault System

Dorouneh Fault

Bardacan-Kashmar Microblock

Gonabad Microblock

Lut Block

Late Cenozoic

ABSTRACT

The E-W trending Faghan fault system with >180 km in length located in the northern part of the Lut Block and south of the Dorouneh Fault in central Iran. The fault cut through basement rocks and all other younger units from Cambrian to Cenozoic. Kinematic and dynamic analyses of the Faghan fault system is crucial for understanding the tectonic framework of the northern part of the Lut Block. These field based investigation analyses of the Faghan fault system indicates the E-W trending dextral strike-slip shear kinematics for the fault system and as Principal Deformation Zone (PDZ) along which minor sinistral, dextral and dip slip faults have also formed as second order riedel shears. Therefore, like the Kuh-e-Sarhangi fault zone, the Faghan fault system is considered as one of the fundamental fault zone in the north of the Lut Block caused the deformation partitioning in the block during Late Cenozoic. Accordingly, the Faghan fault system divorces the Bardacan-Kashmar and Gonabad micro-blocks from each other and transfers the deformation from the main Lut Block into its northern micro-blocks by Intraplate escaping tectonics.

* Corresponding author: Ali Yassaghi; E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

doi: 10.22071/GSJ.2021.287830.1910

dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.3.3.7



This is an open access article under the by-nc/4.0/ License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>)