

# تغییر سبک چین خوردگی در پوشش رسوبی پوشاننده گسل‌های مورب پی‌سنگی، مطالعه موردی تاقدیس قیتوله در شمال باختر زاگرس

صالح رضایی<sup>۱</sup> و علی یساقی<sup>۲\*</sup>

<sup>۱</sup> کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

<sup>۲</sup> دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۹/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۰/۱۷

## چکیده

نسبت شکلی چین‌ها از مهم‌ترین عامل‌های نشان‌دهنده ویژگی‌های هندسی چین‌هاست. چین‌ها بر پایه نسبت شکلی به دو گروه چین‌های تاخورد و تحمیلی تقسیم‌بندی می‌شوند. تاقدیس قیتوله که با روند عمومی شمال باختر- جنوب خاور در شمال باختر زیرپهنه ساختاری لرستان و در مجاورت گسل زاگرس مرتفع قرار گرفته است، دارای ویژگی بی‌همتایی است که آن را از دیگر چین‌های بخش چین‌خورده زاگرس متمایز می‌سازد. این تاقدیس در مجموعه‌های سنگی کهن‌تر از کرتاسه هندسه تاخورد داشته و از چهار چین با آرایه پلکانی تشکیل شده ولی در مجموعه‌های سنگی ترشیری از یک تاقدیس بزرگ با نسبت شکلی بالا و هندسه تحمیلی تشکیل شده است. چنین تغییری در سبک چین خوردگی از سطح تا زرفای افق‌های چین‌خورده این تاقدیس به دلیل اثر پهنه گسلی وارون زاگرس مرتفع بر افق‌های جدایشی میانی تحلیل شده است. چنین سبکی از چین خوردگی که در دیگر تاقدیس‌های مجاور گسل وارون زاگرس مرتفع در جنوب خاور زاگرس نیز دیده شده می‌تواند الگویی برای مناطق مجاور گسل‌های وارون بنیادین پی‌سنگی در دیگر بخش‌های زاگرس باشد.

**کلیدواژه‌ها:** کمربند چین - رانده زاگرس، گسل پی‌سنگی، گسل زاگرس مرتفع، چین‌های پلکانی، تاقدیس قیتوله.

\*نویسنده مسئول: علی یساقی

E-mail: yassaghi@modares.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

یکی از مهم‌ترین عامل‌های تحلیل و بررسی چین‌ها، ویژگی‌های هندسی آنهاست. بر پایه نسبت شکلی چین یعنی نسبت طول محور چین به نصف طول موج آن (aspect ratio)، چین‌ها را در دو گروه چین‌های تاخورد (buckle folds) و چین‌های تحمیلی (forced fold) قرار می‌دهند (Sattarzadeh et al., 2000; Cosgrove & Ammen, 2000). در چین‌های تاخورد، این نسبت کمتر از ۱۰ است در حالی که در چین‌های تحمیلی بیش از ۱۰ است. در چین‌های تاخورد که در اثر فشارش ناحیه‌ای تشکیل می‌شوند وقتی تکامل یک چین به پایان می‌رسد چین خوردگی با تشکیل یک چین دیگر، که دارای محوری موازی با محور چین پیشین است و نسبت به آن جابه‌جایی دارد، دنبال می‌شود. لازم به یادآوری است که گاهی دو چین به هم متصل می‌شوند و تشکیل یک چین واحد تاخورد را می‌دهند که در این صورت نسبت شکلی چین به دو برابر نیز می‌رسد. بیشتر چین‌های تاخورد روی سطوح جدایشی تشکیل می‌شوند؛ به همین علت Sattarzadeh et al. (2000) چین‌های جدایشی (Detachment Folds) را در این گروه قرار می‌دهند. چین‌های تاخورد نیز می‌توانند مرتبط با فعالیت گسل‌های تراگذر و پی‌سنگی، جایی که لایه‌های شکل‌پذیر در پوشش رسوبی وجود ندارد، نیز تشکیل شوند. این چین‌ها در نمای نقشه نسبت به هم یک جابه‌جایی هماهنگ به چپ یا راست دارند و به صورت پلکانی هستند. چنین هندسه‌ای از این چین‌ها ملاکی برای جدایش آنها از انواع تاخورد حاصل از فشارش ناحیه‌ای است (Sattarzadeh et al., 2002).

طول، روند و شکل پایانی چین‌های تحمیلی بیشتر توسط نیروهایی که از زیر و در اثر جابه‌جایی در راستای گسل در زرفا اعمال می‌شوند کنترل می‌شود. با چنین تفسیری چین‌های خم‌گسلی و انتشارگسلی می‌توانند در این گروه قرار گیرند (Sattarzadeh et al., 2000). اگر چه این چین‌ها در برش‌های عرضی مانند چین‌های تاخورد هستند ولی در نمای نقشه بیشتر طویل هستند و بستگی به طول گسلش راندگی موجود در زیر آنها دارند. چین‌های تحمیلی موجود در بالای گسل‌های مایل لغز که دارای هر دو مؤلفه امتدادلغز و شیب‌لغز هستند، دو ویژگی بی‌همتا دارند؛ اثر سطح محوری این چین‌ها (مانند چین‌های تاخورد) حالت پلکانی دارد

ولی اندازه نسبت شکلی چین بیشتر از چین‌های تاخورد است (داودی، ۱۳۹۰). نمونه‌ای از این چین‌ها را می‌توان در بالای گسل پی‌سنگی میناب دید؛ این گسل یک گسل مایل لغز با مؤلفه چیره امتدادی راست بر است که ادامه حرکت و چرخش آن در جهت حرکت عقربه‌های ساعت سبب ایجاد الگوی پلکانی چین‌ها شده است (Sattarzadeh et al., 2000).

تاقدیس قیتوله در شمال باختر زاگرس چین - رانده (زیرپهنه ساختاری لرستان) در فرودپواره گسل زاگرس مرتفع واقع شده است (شکل ۱). این تاقدیس با طول حدود ۳۲ کیلومتر یک چین باریک و طویل با روند عمومی شمال باختر، جنوب خاور است که از چهار چین کوچک‌تر با آرایه پلکانی تشکیل شده است (شکل ۱). رخنمون‌های سنگی آن بیشتر از نهشته‌های کرتاسه و سنوزویک هستند و به ترتیب از قدیم به جدید سازندهای سروک و ایلام در هسته تاقدیس‌های شماره ۱، ۲ و ۳ و سازند امیران در هسته تاقدیس شماره ۴ و سازند گورپی در پهلوهای آن قرار دارند (شکل ۲). در این مطالعه با ارائه شواهدی از هندسه و سبک چین خوردگی تاقدیس‌های قیتوله و چین‌های مجاور در قالب برش‌های ساختاری ناحیه‌ای (شکل ۲)، سبک چین خوردگی این چین در افق‌های جوان و کهن تحلیل شده است.

## ۲- تحلیل هندسی چین‌های تاقدیس قیتوله

تاقدیس قیتوله در رخنمون سطحی و در واحدهای جوان خود (سازند پالئوسن امیران)، از یک چین و در رخنمون هسته و در واحدهای سنگی دیرین خود (گروه بنگستان به سن کرتاسه)، دست کم از چهار چین با طول کمینه ۴ کیلومتر و با آرایه پلکانی تشکیل شده است (شکل ۲). با اعمال نسبت شکلی برای واحدهای جوان تاقدیس قیتوله که پوسته خارجی این چین را تشکیل می‌دهند، این نسبت بیش از ۱۰ خواهد شد (جدول ۱) در این صورت تاقدیس قیتوله جزو گروه چین‌های تحمیلی قرار می‌گیرد. در حالی که در چین‌های چهارگانه تاقدیس قیتوله در واحدهای سنگی دیرین، این نسبت میان ۵ تا ۱۰ است (جدول ۱). بنابراین تاقدیس‌های چهارگانه قیتوله جزو گروه چین‌های تاخورد قرار می‌گیرند.

### ۳- ارتباط تاقدیس‌های قیتوله با گسل زاگرس مرتفع

از ساختارهای معمول که در پوشش رسوبی پوشاننده گسل‌های مورب لغز پی‌سنگی شکل می‌گیرند، چین‌ها هستند. نسبت شکلی چین‌هایی که در توالی رسوبی پوشاننده گسل‌های پی‌سنگی ایجاد می‌شوند بسیار همانند چین‌های تاخورد (Buckle folds) است. البته این چین‌ها با نمونه چین‌های تاخورد نمونه از دید ویژگی‌های هندسی و سه بعدی متفاوت و مجزا هستند. آنها به‌طور کلی به‌صورت آرایه خطی در بالای گسل پی‌سنگی شکل می‌گیرند. این چین‌ها بر پایه نوع حرکت چپ‌گرد یا راست‌گرد گسل پی‌سنگی معمولاً نسبت به هم جابه‌جایی‌هایی به چپ یا راست دارند. بنابراین بر پایه نما و نوع قرارگیری چین‌ها نسبت به هم می‌تواند به عنوان شاخصی در تعیین سازوکار گسل‌های پی‌سنگی امتدادلغز استفاده شود. از این نوع چین‌ها نمونه‌های طبیعی بسیاری وجود دارند، از جمله می‌توان به چین‌های بزرگ مقیاسی که به‌صورت پلکانی روی گسل پی‌سنگی چپ‌گرد در حوضه داریان در خاور پاناما تشکیل شده‌اند و یا به چین‌های پلکانی تشکیل شده روی گسل اینگلوود در نزدیکی لس‌آنجلس و کالیفرنیا در ایالات متحده آمریکا اشاره کرد (شکل ۵). همان‌گونه که در شکل ۵ دیده می‌شود، با وجود همانندی چین‌های نمونه تاخورد با این چین‌ها در نسبت شکلی، در هندسه سه‌بعدی تفاوت‌های قابل توجهی با هم دارند و به جای توزیع یکنواخت چین‌ها، آنها در راستای پهنه‌ای خطی شکل آرایش پیدا کرده‌اند و چین خوردگی همراه با چین‌هایی از نوع تاخورد است.

تاقدیس‌های قیتوله از بخش جنوب خاور (تاقدیس ۴؛ شکل ۲) به سوی شمال باختر (تاقدیس ۱؛ شکل ۲) از دید هندسی تغییراتی را نشان می‌دهند. به‌گونه‌ای که افزون بر تغییر در روند اثر سطح محوری تاقدیس‌ها، ابعاد هندسی آنها نیز شامل طول، پهنای چین، ناحیه لولای، میزان برخاستگی (که بیانگر میزان رشد چین نیز است) و رخنمون سنگی در هسته چین‌ها تغییر پیدا کرده است (جدول‌های ۱ و ۳) (شکل ۲). این تغییرات هندسی و روند ساختاری تاقدیس‌های قیتوله از جنوب خاور به سوی شمال باختر به گونه‌ای است که با نزدیکی به گسل زاگرس مرتفع روند اثر سطح محوری تاقدیس‌ها با روند گسل موازی و همسو می‌شود (شکل ۲). راستای اثر سطح محوری این چین‌ها نسبت به هم از سوی جنوب خاور به سوی شمال باختر تغییر پیدا کرده است و چرخشی پادساعت‌گرد حدود ۱۰ تا ۱۵ درجه را نشان می‌دهد (جدول ۳). Titus et al. (2007) چرخش محور و هندسه کلی چین‌ها را ناشی از مراحل تکاملی و رشد چین‌ها در بالای گسل‌های پی‌سنگی و در رابطه با حرکات امتدادلغز این گسل‌ها می‌دانند (شکل ۶). چرخش و تغییر در راستای محور تاقدیس‌های قیتوله در جنوب گسل زاگرس مرتفع رامی‌توان در ارتباط با عملکرد گسل زاگرس مرتفع دانست. همان‌گونه که از شکل ۶ و ۷ دریافت می‌شود، توزیع دگرشکلی در پوشش رسوبی و سازوکار گسل پی‌سنگی عاملی بنیادین در ایجاد ساختارهایی از جمله چین‌ها و انواع مختلفی از شکستگی‌ها است. به‌گونه‌ای که با تغییر سازوکار از فشارش به مورب‌لغز، چین‌هایی که در ابتدا عمود بر راستای فشارش شکل می‌گیرند در ادامه برش خوردگی گسل پی‌سنگ، چرخش حاصل می‌کنند و توسط آرایه‌ای پلکانی مشخص می‌شوند.

نظرات مختلفی در ارتباط با چگونگی پاسخ به حرکات شیب‌لغز گسل وجود دارد. در حالتی که مؤلفه حرکتی (راستالغز) گسل که محور چین را ساخته با اثر سطحی گسل زاویه برابر ۴۵ درجه تشکیل دهد، حرکات مورب‌لغز گسل می‌تواند سبب سوگیری راستای چین به موازات راستای گسل، به واسطه مؤلفه افقی گسل پی‌سنگی شود. احتمالاً طیف کاملی از حرکات گسل پی‌سنگی از حرکات شیب‌لغز محض و یا حرکات وارون مایل و شیب‌لغز (مورب‌لغز) به حرکات امتدادلغز محض وجود دارد. بنابراین مطابق آن، طیف گسترده‌ای از چین‌ها از انواع تاخورد تشکیل شده روی گسل‌های پی‌سنگی امتدادلغز تا چین‌های تحمیلی موجود در بالای گسل‌های وارون پی‌سنگی وجود خواهند داشت (Oliver, 1987; Richard, 1990).

به منظور تحلیل هندسی چین‌های تاقدیس قیتوله در ارتباط با گسل‌های رانندگی مقادیر متغیرهای هندسی چون زاویه شیب‌راهِ (شیب پیشانی گسل)، زاویه میان‌پهلویی، شیب پهلوهای پشتی و پیشانی و میزان تغییرات ستبرای سازند کراتاسه بالایی - ترشیری گورپی مربوط به تاقدیس‌های قیتوله به دست آمده است (جدول ۲). اندیس  $\alpha$  نیز میزان تغییرات ستبرای سازند گورپی را بر پایه مقدار برش نمونه به‌نچار شده نشان می‌دهد که بر این اساس می‌توان میزان نازک‌شدگی و ستبرشدگی پهلوهای چین را به دست آورد. به‌طور کلی بر پایه مقطع نمونه، ستبرای واقعی شیل‌های گورپی در لرستان حدود ۴۴۰ متر به دست آمده است (James & Wynd, 1965). در برش‌های رسم شده (شکل ۲) در تاقدیس ۱ قیتوله، ستبرای سازند گورپی (پوسته خارجی) در پهلو پشتی برابر با ۴۲۲ متر به دست آمده در حالی که در پهلو پیشانی این مقدار ۵۳۰ متر است. مقایسه تغییرات ستبرای به دست آمده در سازند گورپی نشان از ستبرشدگی حدود ۱۷ درصدی پهلو پیشانی دارد.

داده‌های به دست آمده از جدول ۲ روی نمودارهای چین‌های در ارتباط با رانندگی (Jamison (1987) قرار داده شده است (شکل ۳). تاقدیس قیتوله با توجه به ستبرشدگی ۱۷ درصدی سازند گورپی، هندسه چین‌های گسترش‌گسلی را برای این تاقدیس نشان می‌دهد که این ستبرشدگی با ستبرشدگی به دست آمده برای پهلو پیشانی این چین همخوانی دارد (شکل ۳- الف).

تاقدیس ۱ قیتوله در نمودار چین‌های جدایشی ستبرشدگی حدود ۱۰ درصد را نشان می‌دهد که با ستبرشدگی پهلو پیشانی این چین همخوانی دارد (شکل ۳- ب) ولی هندسه این چین با چین‌های خمش‌گسلی، گسترش‌گسلی حمل شده و انتشار گسلی، نازک‌شدگی را نشان می‌دهد که با اندازه‌گیری‌های انجام شده همخوانی ندارد (شکل‌های ۳- ج و د) همچنین داده‌های به دست آمده از تاقدیس‌های ۲، ۳ و ۴ قیتوله تنها روی نمودار مربوط به چین‌های خمش‌گسلی قرار می‌گیرند و بیانگر مقدار ستبرشدگی ۲۵ تا ۵۰ درصدی هستند که با مقادیر محاسبه شده همخوانی ندارد (شکل‌های ۳- ج و د) بنابراین هندسه تاقدیس قیتوله ۱ بر پایه نمودارهای شکل ۳ با هندسه چین‌های جدایشی همخوانی بیشتری دارد ولی در مورد هندسه تاقدیس قیتوله در پوسته بیرونی و همچنین تاقدیس‌های ۲، ۳ و ۴ نمودار (Jamison (1987) جوابگوی نتایج مطلوب نیست. بنابراین برای تحلیل هندسه آنها از روش نسبت شکلی چین‌ها استفاده شده است. بر پایه این روش و بر پایه داده‌های ارائه شده در جدول ۱، تاقدیس‌های چهارگانه تاقدیس قیتوله با نسبت شکلی کمتر از ۱۰ همگی جزو چین‌های جدایشی به شمار می‌روند. همچنین تاقدیس قیتوله (پوسته خارجی) با نسبت شکلی بیشتر از ۱۰ جزو چین‌های تحمیلی قرار می‌گیرد که با تحلیلی که بر پایه نمودارهای (Jamison (1987) صورت گرفت نیز همخوانی دارد.

تاقدیس‌های قیتوله ۱ و ۲ در پایانه به یکدیگر نزدیک می‌شوند و با هندسه پلکانی به یکدیگر می‌پیوندند (شکل ۲). بر پایه نظر Price & Cosgrove (1990) چنین هندسه‌ای از چین‌ها زمانی روی می‌دهد که فاصله میان محور چین‌ها از نصف طول موجشان کمتر باشد. با ادامه رشد، چین‌ها به یکدیگر متصل می‌شوند و پیوسته‌ای ایجاد می‌کنند که در محل اتصال خمشی میان دو چین دیده می‌شود. این اتصال نشان‌دهنده تشکیل دو چین همزمان با هم بوده و با این ویژگی این دسته چین‌ها از چین‌های منفرد جدا می‌شوند (شکل ۴- الف). در حالی که اگر فاصله میان محور چین‌ها از نصف طول موج آنها بیشتر باشد در خلال رشد، چین‌ها به یکدیگر متصل نشده و تنها به هم نزدیک و با پوشش همدیگر سبب حالت پلکانی می‌شوند. در این حالت چین‌ها از رشد همدیگر جلوگیری می‌کنند و به اصطلاح Lock up رخ می‌دهد (شکل ۴- ب). دیگر تاقدیس‌های قیتوله، یعنی تاقدیس‌های ۲، ۳ و ۴ نسبت به یکدیگر، به دلیل بیشتر بودن فاصله میان محور چین‌ها از نصف طول موج آنها، در این دسته قرار می‌گیرند (شکل ۴- ب).

#### ۴- بحث

##### ۴-۱. هندسه جدایشی چین‌های قیتوله

سبک چین خوردگی به میزان زیادی متأثر از ویژگی‌های مکانیکی توالی‌های رسوبی درگیر در فرایند چین خوردگی است (Verges et al., 2006). عدم همخوانی و هماهنگی هندسه تاقدیس قیتوله در افق‌های جوان‌تر با تاقدیس‌های توسعه یافته در افق‌های کهن‌تر می‌تواند مرتبط با چینه‌نگاری مکانیکی توالی‌های رسوبی منطقه باشد. با توجه به اینکه بیشتر سازندهای موجود در لرستان دارای رخساره پلاژیک و گاه تبخیری هستند، بنابراین بیشتر آنها به لحاظ وضعیت سنگ‌شناسی می‌توانند پتانسیل عملکرد به عنوان سطوح جدایشی در فرایند چین خوردگی را داشته باشند (Farzipour-Saein et al., 2009). با توجه به جدایشی بودن هندسه تاقدیس‌های قیتوله (جدول ۱ و شکل ۳)، افق‌های شکل‌پذیر مناسبی در توالی رسوبی منطقه مطالعه وجود دارند که موجب تغییر هندسه ژرفایی ساختمان‌ها با هندسه سطحی آنها می‌شود. در برش ساختاری رسمی از منطقه (شکل ۲)، چنین تغییر هندسی به اثر چندین افق شکل‌پذیر نسبت داده شده است. اگر نمک هرمز در لرستان قاعده پوشش رسوبی در نظر گرفته شود، احتمالاً شیل‌های کامبرین نقش سطح جدایشی قاعده‌ای (Basal decollement level) را ایفا می‌کنند. این شیل‌ها با این ویژگی در زاگرس مرتفع (شمال شهر لرگان) دیده می‌شوند (Sherkati & Letouzey, 2004). همچنین با توجه به محدودیت‌های هندسی در رسم برش‌های ساختاری، بخش‌های دیگری از نهشته‌های پالئوزوئیک زیرین، به صورت سطح جدایشی به شمار آمده‌اند (شکل ۲). از سطوح جدایشی مهم میانی (Intermediate decollement) می‌توان به تبخیری‌های تریاس اشاره کرد که در بخش‌های مختلف زاگرس از جمله فارس و ایذه، بر پایه مطالعات لرزه‌ای و چاه‌های حفاری شده، به عنوان سطح جدایشی میانی در نظر گرفته شده‌اند (Comby et al., 1977; Letouzey et al., 2002; Sherkati & Letouzey, 2004). در لرستان نیز (بر پایه اطلاعات به دست آمده از چاه‌های پاتاق و کبیرکوه) عملکرد نهشته‌های تریاس به صورت سطح جدایشی در نظر گرفته شده است (Farzipour-Saein et al., 2009).

با این توصیف پس از شیل‌های کامبرین به عنوان افق جدایشی قاعده‌ای، سازند دشتک به عنوان یک سطح جدایش میانی دومین افق اصلی جدایشی است. در این مطالعه این سازند به عنوان افق جدایشی اصلی کنترل‌کننده سبک چین خوردگی چین‌های موجود در گروه بنگستان در نظر گرفته شده که موجب تغییر سبک چین خوردگی در زیر و بالای آن در برش ساختاری شده است (شکل ۲). نهشته‌های ژوراسیک و سازندهای گرو و سروک نیز (بر پایه اطلاعات به دست آمده از چاه انجیر، باباقیر، شاه‌آباد شمالی، پاتاق، ویزنان و امام حسن) به عنوان دومین افق جدایشی میانی در نظر گرفته شده است (شکل‌های ۲ و ۸). سازند گرو (کرتاسه بالایی) دارای مواد آلی فراوان و به صورت کربنات‌های میکرایتی نارک لایه و شیلی است و در شمال محدوده مورد مطالعه در ساختار شیخ‌صه در اثر عملکرد صفحات راندگی در سطح برونزد پیدا کرده است. در مشاهدات صحرایی شیل‌های آهکی سروک (کرتاسه بالایی) در هسته تاقدیس از گله با ستبرایی حدود ۱۰ متر رخنمون دارند که در برخی نقاط سبب سترشدگی‌های محلی می‌شود و با هندسه‌ای مشابه با ساختارهای دم ماهی (Fish tail) در هسته چین‌ها دیده می‌شود (شکل ۲).

سازند گورپی نیز که در بیشتر بخش‌های کم‌ارتفاع منطقه رخنمون دارد، به عنوان سومین سطح جدایش میانی در نظر گرفته می‌شود که بر تغییر سبک هندسه تاقدیس قیتوله مؤثر است (شکل‌های ۲ و ۸). این افق جدایشی روی چین‌های اصلی محدوده تأثیری نداشته و تنها سبب تشکیل چین‌های فرعی و کوچکی در خود سازند گورپی یا امیران و افق‌های بالاتر شده است (شکل ۸). در سازند گورپی بخش آهکی-مارنی سیمره در بخش میانی و آهک امام‌حسن در بخش بالایی آن قرار دارد که رفتار مکانیکی مقاوم‌تری نسبت به لایه‌های شیلی دارند. سازند گورپی

در رخنمون، دگرشکلی را به صورت چین‌های با طول موج کوچک (سترشدگی) روی چین‌های با طول موج بزرگ‌تر مربوط به سازندهای زیرین در پهلوی شمالی تاقدیس‌های تازه‌آباد و پهلوی جنوبی چین ۱ تاقدیس قیتوله نشان می‌دهد (شکل ۸). بنابراین چندین افق جدایشی در توالی رسوبی، هندسه و سبک چین خوردگی منطقه را تحت تأثیر قرار داده‌اند. در واقع ویژگی‌های هندسی چین‌های منطقه، مانند طول موج، دامنه و تمایل آنها نشان می‌دهد که افزون بر سازند دشتک به عنوان افق جدایش میانی اصلی در زاگرس و لرستان، سازند گورپی نیز به عنوان دیگر افق جدایشی میانی هندسه و سبک چین خوردگی تاقدیس‌های قیتوله را کنترل می‌کند. به گونه‌ای که واحدهای سنگی جوان‌تر از این افق جدایشی (آهک امام حسن؛ شکل ۲)، پوسته بیرونی تاقدیس بزرگ قیتوله که دارای نسبت شکلی بیش از ۱۰ است (جدول ۱) را تشکیل می‌دهند در حالی که افق‌های کهن‌تر از سازند گورپی متأثر از افق جدایش میانی اصلی دارای نسبت شکلی کمتر از ۱۰ (جدول ۱) است.

##### ۴-۲. آرایه پلکانی تاقدیس‌های قیتوله

قرارگیری تاقدیس‌های قیتوله در مجاورت پهنه گسلی زاگرس مرتفع می‌تواند با آرایش پلکانی آنها مرتبط باشد. از اواخر پلیوسن (دست کم ۵ میلیون سال پیش) تغییر در حرکت نسبی صفحات سنگ‌کره‌ای موجب شده تا راستای همگرایی صفحات عربی-اوراسیا از شمال خاور به حرکت رو به شمال متمایل شود (Talebian & Jackson, 2002; McQuarrie et al., 2003) (شکل ۹). تغییر شکل‌های مرتبط با چنین همگرایی شمالی-جنوبی در شمال باختری زاگرس و در زیرپهنه ساختاری لرستان به دو مؤلفه عمود بر راستای ساختارهای اصلی زاگرس و به موازات آن تفکیک شده است. بردار عمود بر راستا، گسل‌های راندگی و چین‌های مرتبط را موجب می‌شود و بردار در راستای زاگرس حرکت راستالغز راست‌گرد را در راستای گسله‌های بنیادین زاگرس جوان سبب می‌شود. بازسازی آبراه‌ها در راستای گسل جوان زاگرس جابه‌جایی کلی راست‌گرد به میزان دست کم ۵۰ کیلومتر را نشان می‌دهد (Talebian & Jackson, 2002). بررسی داده‌های میدانی و شواهد لرزه‌ای در منطقه بیانگر وجود حرکات امتدادی برای گسل زاگرس مرتفع است (Nemati & Yassaghi, 2010). در پهلوی جنوبی تاقدیس قیتوله شواهدی از حرکات امتدادی راست‌گرد بر پایه تفسیر مراکز کانونی زمین‌لرزه‌های رخ داده موجود است که موقعیت آن در شکل ۹-الف نشان داده شده است. در واقع حرکات جوان پس از پلیوسن این گسل دارای مؤلفه امتدادی راست‌گرد است که این موضوع می‌تواند در ارتباط با چگونگی توزیع همگرایی دو صفحه عربی-اروسیا در راستای شمال در منطقه مطالعه باشد. حرکت جدید این گسل تا حد زیادی همانند تاریخچه گسل زاگرس جوان است. بنابراین توسعه تاقدیس‌های قیتوله با آرایش پلکانی در مجاورت پهنه گسلی زاگرس مرتفع را می‌توان به حرکت جوان پس از پلیوسن این گسل نسبت داد. توسعه چنین چین‌هایی در مدل‌های آزمایشگاهی ناشی از حرکت راستالغز گسل‌های پی‌سنگی بر پوشش رسوبی نیز بررسی شده است (Naylor et al., 1986). چین‌هایی با آرایه پلکانی مشابه با هندسه تاقدیس قیتوله در دیگر نقاط کمربند چین‌خورده زاگرس و در مجاورت گسل زاگرس مرتفع نیز دیده می‌شود (شکل ۹-ب) که با این تفسیر احتمال نقش حرکت راستالغز گسل زاگرس مرتفع بر توسعه چین‌های تاقدیس قیتوله پررنگ‌تر می‌شود.

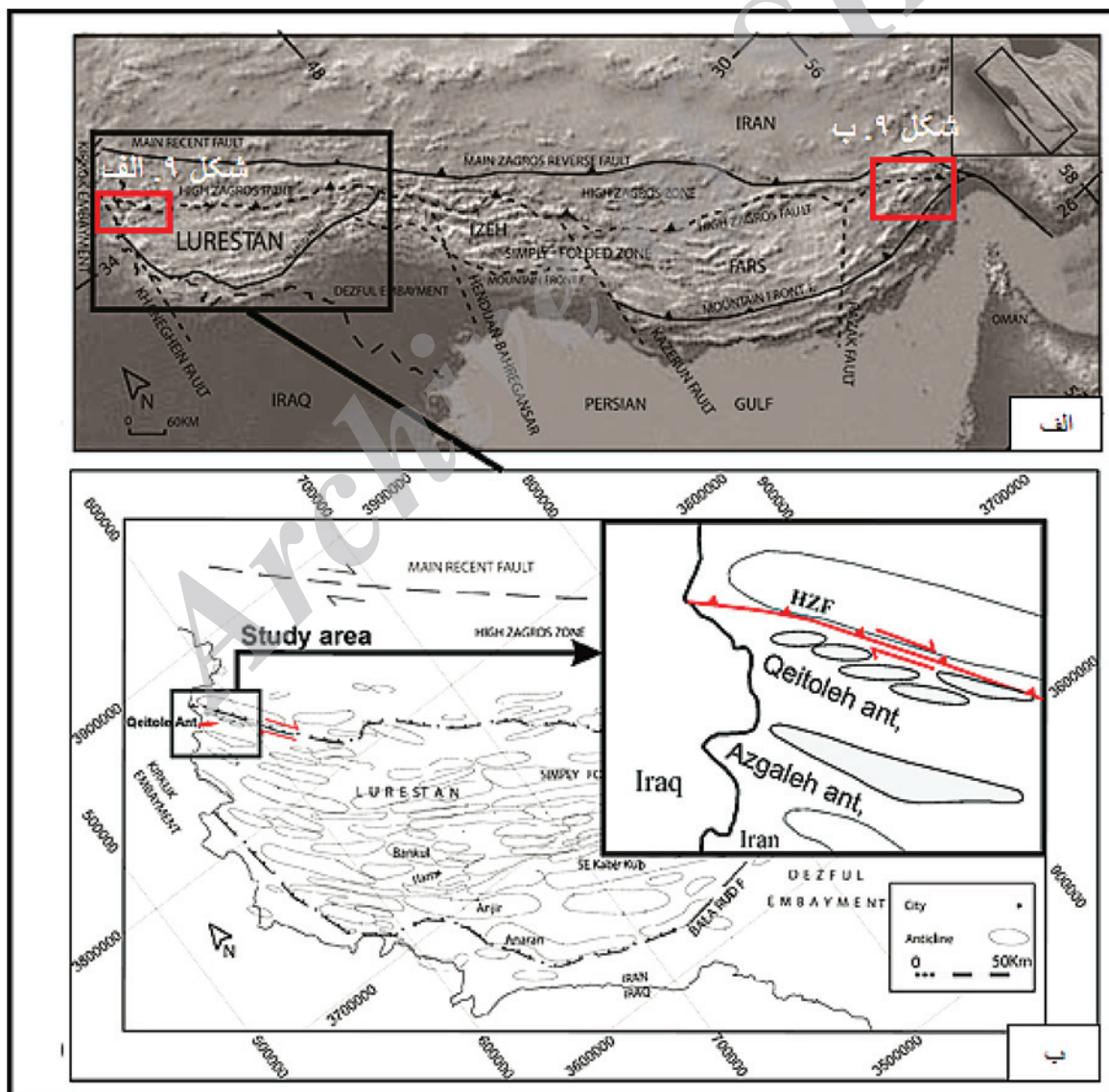
چین‌های تاقدیس قیتوله نسبت به هم جابه‌جایی به سمت راست دارند بنابراین بر پایه نوع قرارگیری چین‌ها نسبت بهم می‌توان از آن به عنوان شاخصی در تعیین سازوکار گسل پی‌سنگی زاگرس مرتفع استفاده کرد که بر طبق آن حرکات راست‌گرد ناشی از آن سبب شکل‌گیری این هندسه در چین‌های تاقدیس قیتوله شده است.



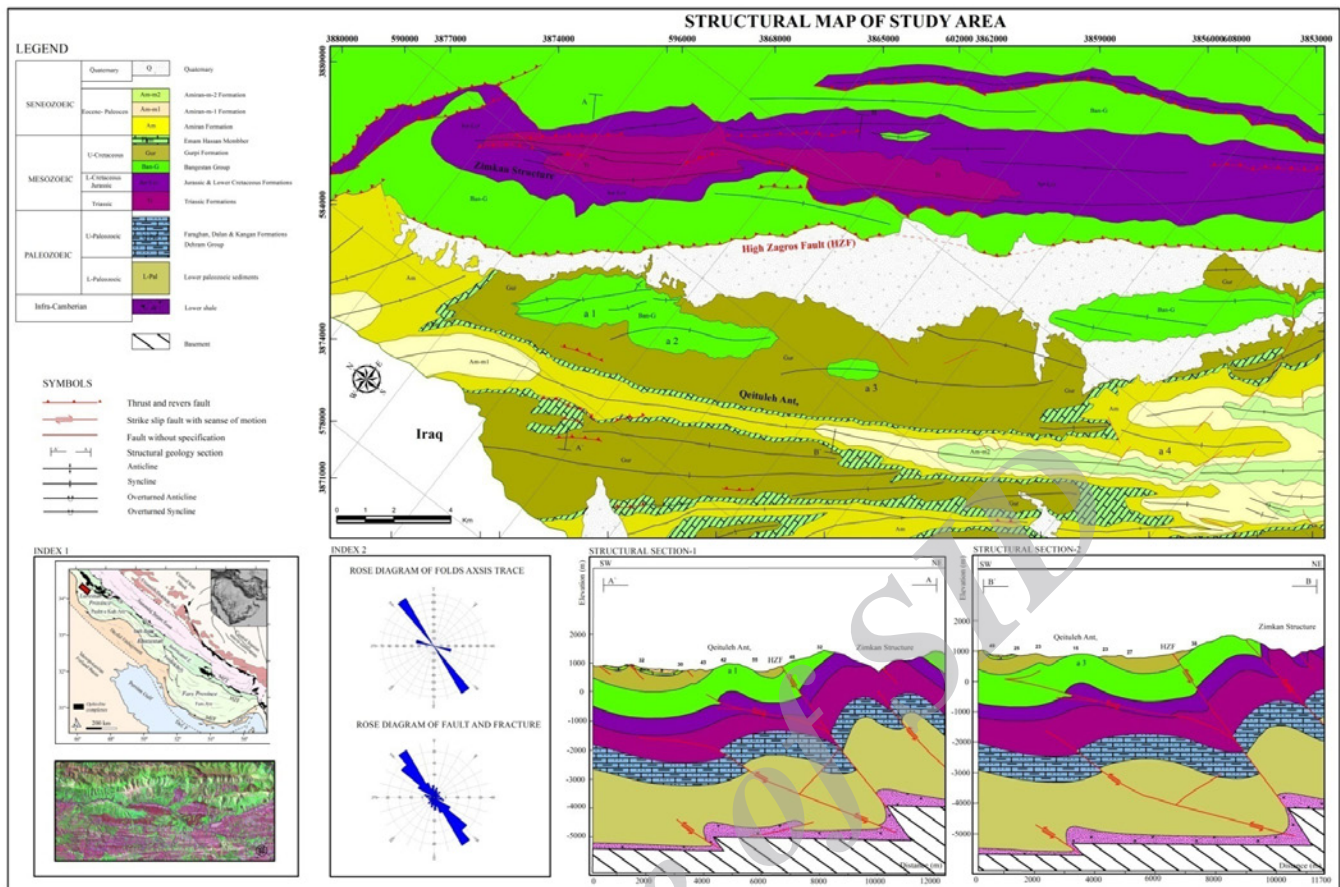
## ۵- نتیجه‌گیری

وجود چندین افق جدایشی مختلف در توالی رسوبی شمال باختر لرستان، نقش مهمی در تشکیل چین‌هایی با سازوکار چین‌های جدایشی و تغییر سبک ساختاری از سطح تا ژرفا با هندسه‌های متفاوت دارند. تحلیل هندسی تاقدیس قیتوله در پوسته خارجی و تاقدیس‌های قیتوله در پوسته درونی جدایشی بودن این چین را نشان می‌دهد. برای تاقدیس‌های قیتوله در پوسته درونی که آرایه پلکانی دارند، افق‌های پایین‌تر از گروه بنگستان که از واحدهای شیلی-مارن و گچ‌دار ژوراسیک تشکیل شده‌اند، به عنوان افق جدایشی و تأثیرگذار بر هندسه آنها تحلیل می‌شود. این آرایه پلکانی در پوسته بیرونی تاقدیس قیتوله ایجاد نشده است. از آنجا که چنین ویژگی از هندسه تاقدیس قیتوله در دیگر تاقدیس‌های شمال باختر لرستان دیده نمی‌شود، حرکت راست‌الغز راست‌گرد پس از پلیوسن پهنه گسلی زاگرس مرتفع به عنوان عاملی در چنین تغییر هندسه‌ای در این تاقدیس تحلیل شده است و وجود چین‌هایی با آرایه پلکانی در

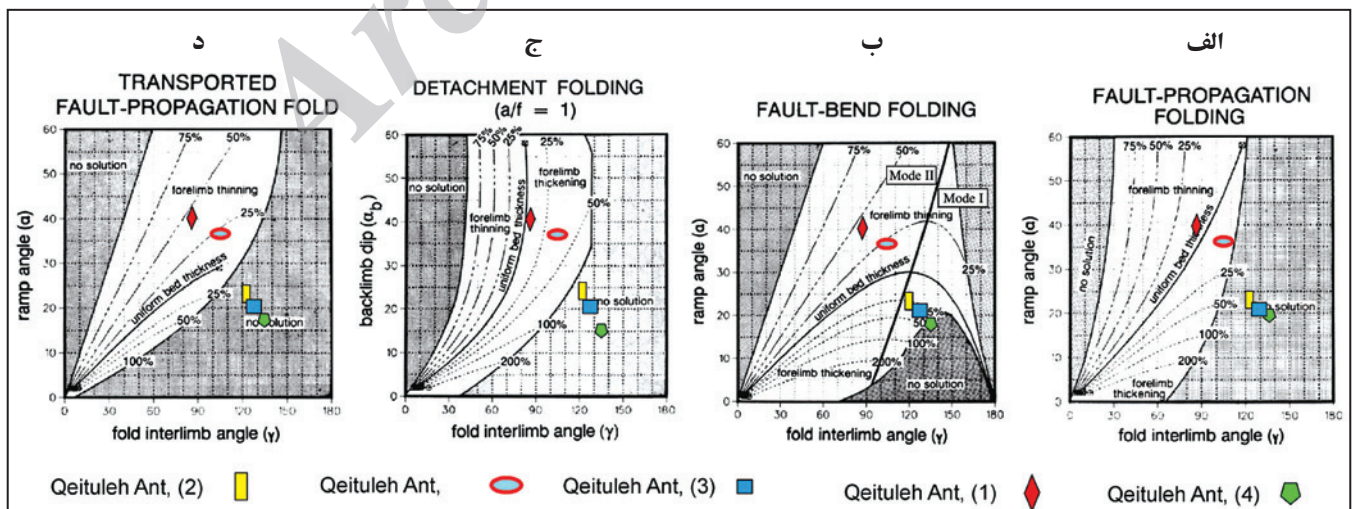
جنوب خاور زاگرس و در پهنه گسلی زاگرس مرتفع این تحلیل را تأیید می‌کند. بنابراین تاقدیس قیتوله با هندسه جدایشی و در خلال چین خوردگی در میوسن پایانی تشکیل شده است و در تشکیل این چین، افق‌های جدایشی قاعده‌ای و دشتک مؤثر بوده است. فعالیت دوباره گسل‌های پی‌سنگی در پهنه گسلی زاگرس از راندگی به مورب‌الغز سبب شده است که جابه‌جایی راست‌گرد این گسل‌ها روی تاقدیس‌های مجاور آنها در جنوب خاور زاگرس و شمال باختر لرستان با پلکانی شدن آرایه آنها همراه شود. وجود سطح جدایشی سازند گورپی و قرارگیری آن در حد فاصل دو پوسته بیرونی و درونی تاقدیس قیتوله به عنوان عاملی کنترل‌کننده در انتقال این جابه‌جایی راست‌گرد به سطح رفتار کرده و واحدهای شیلی-مارنی گورپی به عنوان یک واحد نامقاوم اثرات حرکات راست‌الغز را به شدت کاهش داده و هندسه پلکانی پوسته درونی به پوسته بیرونی منتقل نشده است.



شکل ۱- الف) کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس (بر گرفته از (Farzipour-Saein et al. (2009)؛ ب) تاقدیس قیتوله در فرودپواره گسل زاگرس مرتفع در بخش شمال باختری زیرپهنه ساختاری لرستان.

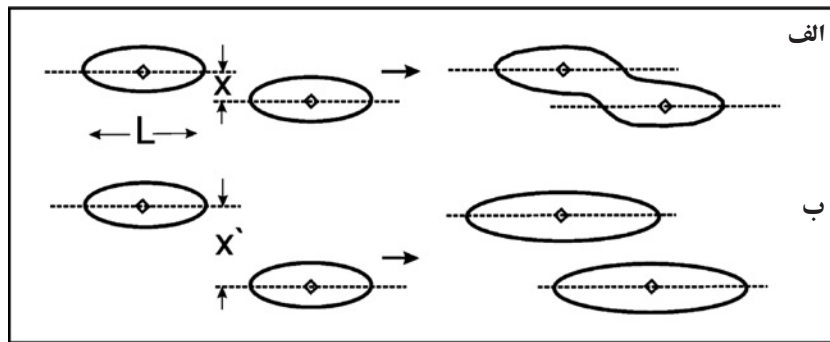


شکل ۲- نقشه ساختاری رسم شده از تاق‌دیس قیتوله.

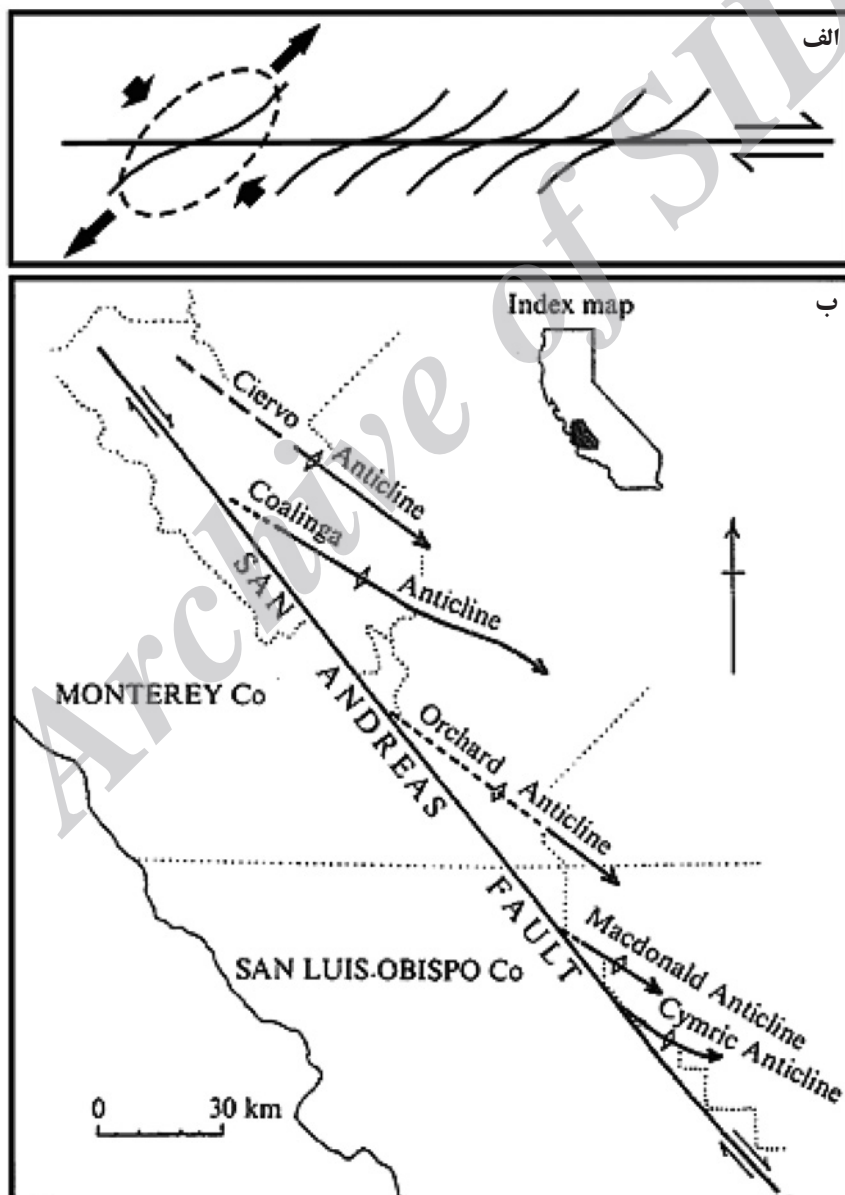


شکل ۳- نمودار سبترشدگی و نازک‌شدگی پهلو پیشانی برای چین‌های (الف) گسترش گسلی حمل‌شده؛ (ب) خمش گسلی؛ (ج) جدایشی؛ (د) گسترش گسلی (انتشاری) و موقعیت چین‌های تاق‌دیس قیتوله در این نمودارها (برگرفته از (Jamison (1987).

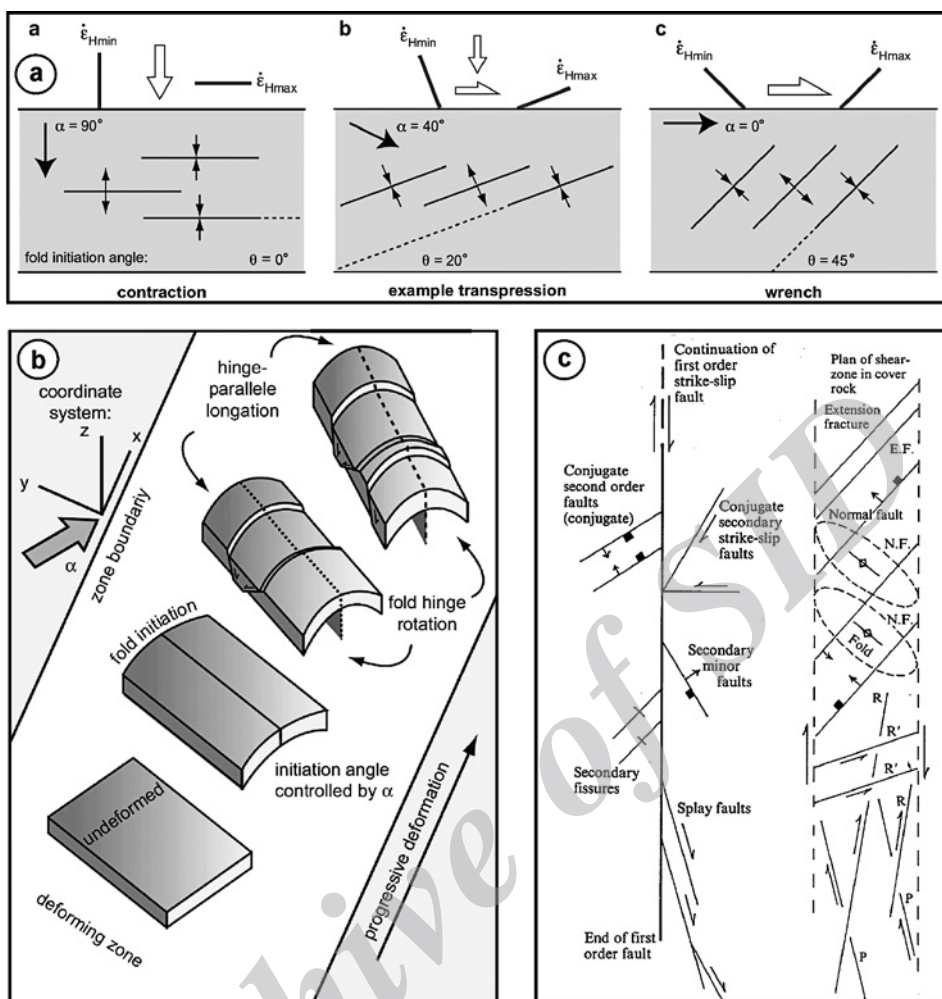




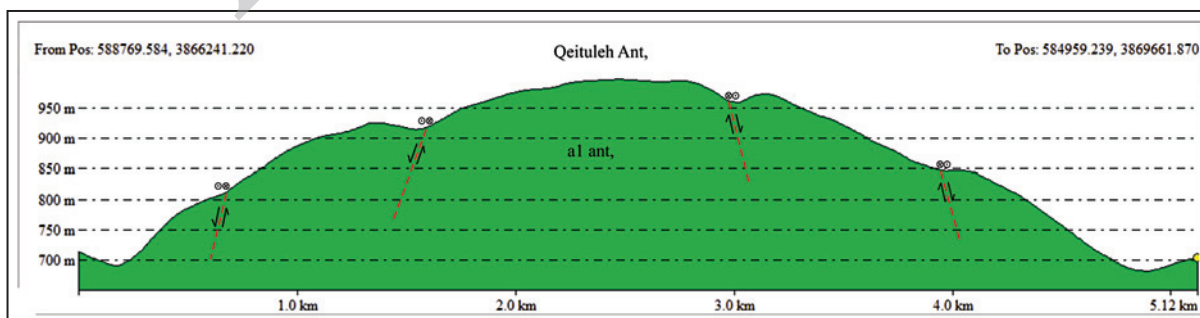
شکل ۴- تلاقی میان چین‌ها و رشد چین‌های پلکانی، در ارتباط با فاصله محوری و نصف طول موج. برای شرح شکل به متن مراجعه شود (برگرفته از Price & Cosgrove (1990)).



شکل ۵- الف) نمودار نمادین که پیش‌بینی راستای محور چین‌های تشکیل شده در بالای گسل پی‌سنگی راست‌گرد را نشان می‌دهد (منحنی خطوط مایل)؛ ب) چین‌های پلکانی بالای گسل سان‌آندریاس (برگرفته از Price & Cosgrove (1990)).



شکل ۶- مدل نمادین از Titus et al. (2007) که چرخش و رشد چین ها را در ارتباط با زوایا و جهت وارد شدن نیروها و توزیع دگرشکلی های ناشی از فعالیت گسل ها و پیشرفت دگرشکلی نشان می دهد.

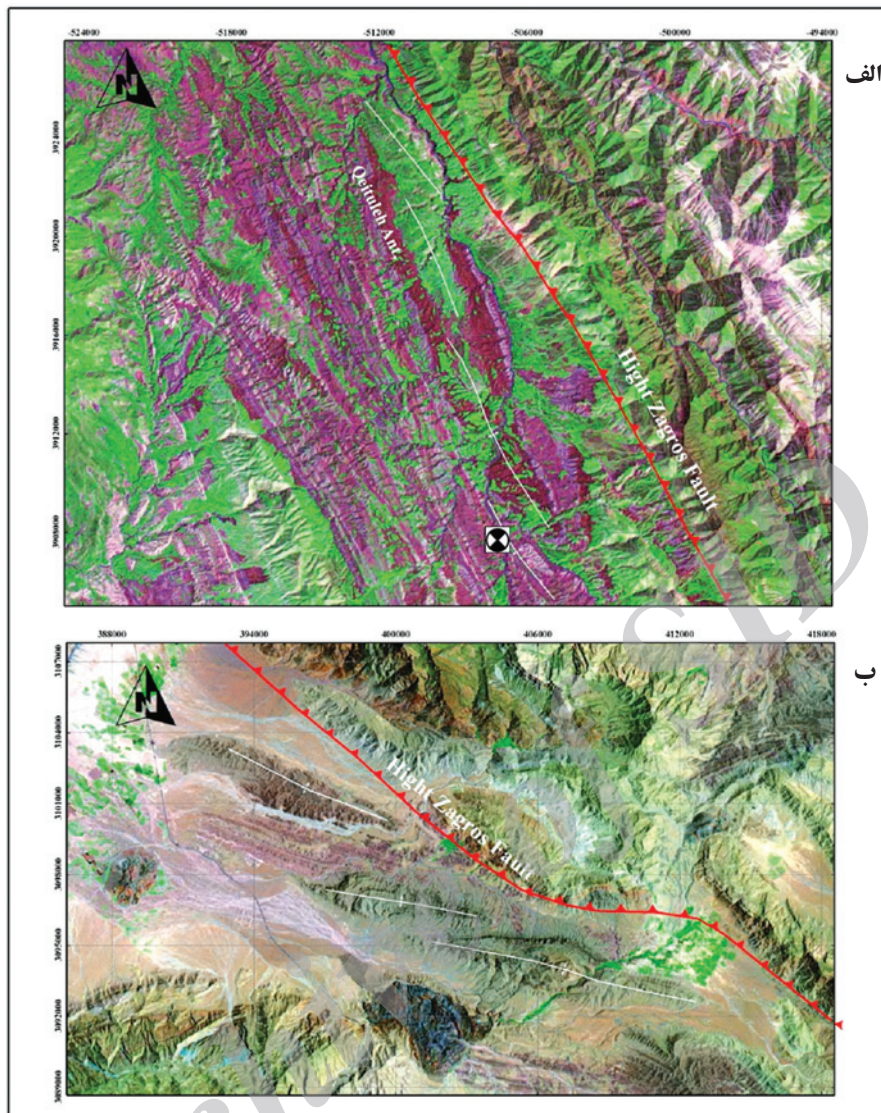


شکل ۷- هندسه پله ای و گسترش گسلش عادی در مقطع طولی از چین a1 تا قنادیس قیتوله.

	AGE	STRUCTURAL CHARACTERISTIC	FORMATION	
CENOZOIC	PALEOCENE	<p>Disharmonic Folding Upper decollement level</p>	Amiran Fm,	
			Emam Hassan Fm,	
MESOZOIC	UPPER CRETACEOUS		Gurpi Fm,	
MESOZOIC	UPPER CRET.	<p>Disharmonic (interlayer) Folding Intermediate decollement level</p>	Bangestan Group	
	LOWER CRETACEOUS			
	JURASSIC	UPPER	<p>Local decollement level</p>	Jurassic Fm,
		MIDDLE		
	LOWER			
TRIASSIC		<p>Intermediate decollement level</p>	Triassic Fm.	
PALEOZOIC	PERMIAN	<p>Thrust-Folding Pop-up structures Faulted detachment folds</p>	Permian Fm,	
	LOWER PALEOZOIC	<p>Main and regional decollement level</p>	Lower Paleozoic Sediments, (Lpz sed,)	
			Lower Paleozoic shales	
PRECAMBRIAN		<p>BASEMENT</p>		

شکل ۸- چینه‌شناسی مکانیکی واحدهای سنگی موجود در ناحیه به همراه ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ساختاری آنها بر پایه داده‌های چاه‌های مناطق هم‌جوار با منطقه مورد مطالعه و شواهد صحرائی.





شکل ۹- الف) موقعیت گسل زاگرس مرتفع با تاقدیس قیتوله (در واحدهای کرتاسه- پالئوسن) و موقعیت یکی از مراکز کانونی زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه؛ ب) موقعیت گسل زاگرس مرتفع در شمال بندرعباس و چین‌های تشکیل شده در واحدهای رسوبی پلیوسن و جوان‌تر.

جدول ۱- ویژگی‌های هندسی چین‌های تاقدیس قیتوله.

تاقدیس	طول محور تاقدیس (km)	میانگین نصف طول موج تاقدیس (km)	نسبت طول محور چین به نصف طول موج	رخمون پوسته
تاقدیس قیتوله	۳۱/۸	۲/۳	۱۳/۷	امام حسن - امیران
تاقدیس قیتوله ۱	۴/۹۸	۰/۹۵	۵/۵۱	بنگستان
تاقدیس قیتوله ۲	۵/۴۱	۰/۶۹۵	۷/۴۴	بنگستان
تاقدیس قیتوله ۳	۱/۸۳	۰/۲۵	۷/۲۳	بنگستان
تاقدیس قیتوله ۴	۵/۱۳	۰/۵۵	۹/۲	امیران

جدول ۳- اندازه زاویه میان اثر سطح محوری چین‌های تاقدیس قیتوله با گسل زاگرس مرتفع.

a 4	a 3	a 2	a 1	چین‌های قیتوله
۱۴۶	۱۴۳	۱۴۱	۱۳۲	آزیموت اثر سطح محوری چین
۸	۵	۳	(-)۶	زاویه اثر سطح محوری با راستای گسل زاگرس مرتفع (آزیموت ۱۳۸)

جدول ۲- متغیرهای هندسی محاسبه شده برای تاقدیس قیتوله برای استفاده از نمودارهای Jamison (1987) بر پایه برش‌های ساختاری رسم و ارائه شده در شکل ۲.

برش ساختاری	میانگین شیب پهلوی پستی ( $\alpha_b$ )	زاویه میان پهلوها ( $\gamma$ )
Qeituleh Ant, (پوسته بیرونی)	۳۶	۱۰۴
a 1	۴۳	۸۹
a 2	۲۵	۱۰۲
a 3	۲۳	۱۲۱
a 4	۱۵	۱۳۴

### کتابنگاری

داودی، ز.، ۱۳۹۰- تحلیل هندسی و جنبشی پهنه گسلی ایذه در کمربند چین خورده- رانده زاگرس، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس.

### References

- Comby, O. L., Lamber, C. & CaoGon, A., 1977- An Approach to the structural studies of zagros fold belt in the ECOGO Agreement Area. S.n.e.a.p and Sufiran, paper presented at Secound sym of IRAN.
- Cosgrove, J. W. & Ameen, M. S., 2000- A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: Forced folds and fractures (edited by Cosgrove, J. W. & Ameen, M. S.) 169. Geol. Soc. Spec. Publ.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. & Koyi, H., 2009- Mechanical stratigraphy & folding style of the Lurestan region in the Zagros fold-thrust-belt, Iran. geological of society of London, Nowember 2009, V.166, p 1101-1115.
- James. G. A. & Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area. AAPG Bull., 49, 2182-2245.
- Jamison, W. R., 1987- "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes". Journal of Structural Geology, V. 9, 207-219.
- Letouzey, J. S., Sherkati, J. M., Mengus, H., Motiei, M., Ehsani, M., Ahmadnia, A. H. & Rudkiewicz, J. L., 2002- A regional structural interpretation of the Zagros mountain belt in northern Fars & High Zagros (SW Iran): AAPG Annual Meeting 2002 (abstract).
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. & Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys & implications for the causes of plate motion. Geophys.Res.Lett. 30 (20).
- Naylor, M. A., Mandl, G. & Sijpestenijn, C. H. K., 1986- Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress states. Journal of Structural Geology, 8, pp. 737-752.
- Nemati, M. & Yassaghi, A., 2010- Structural characteristics of the transitional zone from internal to external parts of Zagros orogen, Iran, Jurnal of Asian Science.
- Oliver, D., 1987- The development of structural patterns, above reactivated basement faults. Ph.D. thesis, University of London.
- Price, N. J. & Cosgrove, J. W., 1990- "Analysis of Geological Structures". Cambridge University Press, Cambridge.
- Richard, P., 1990- Champs de failles audessus d'un décrochement de socle: modelisation experimintale. Ph.D. Thesis, University of Rennes, France.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W. & Vita-Finzi, C., 2000- The interplay of faulting & folding during the evolution of the Zagros deformation belt. In: Cosgrove, J.W., Ameen, M.S. (Eds.), Forced Folds & Fractures Special Publication no. 169. Geological Society, London, 187-196.
- Sattarzadeh, Y., Cosgrove, J. W. & Vita-Finzi, C., 2002- The geometry of structures in the Zagros cover rocks & its neotectonic implications. In: The Tectonic & Climatic Evolution of the Arabian Sea Region (edited by Clift, P. D., Kroon, D., Gaedicke, C. & Craig, J.). Geol. Soc. Lon. Spec. Pub., London.
- Sherkati, S. & Letouzey, J., 2004- Variation of structural style & basin evolution in the central Zagros (Izeh zone & Dezful Embayment), Iran. Marine & Petroleum Geology, Vol. 21, No. 5, 535-554.
- Talebian, M. & Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran & Implications for the Late Cenozoic Tectonics of the Arabia-Eurasia Collision Zone. Geophys. Jour.Int., 150, P. 422-439.
- Titus, S. J., Housen, B. & Tikoff, B., 2007- "A kinematic model for the Rinconada fault system in central California based on structural analysis of en-echelon folds & paleomagnetism". Journal of Structural Geology 29, p. 961-982.
- Vergés, J., Karpuz, R., Efstatiou, J., Goodarzi, M. H., Emami, H. & Gillespie, P., 2006- Multiple Detachment Folding in Pusht-e Kuh Arc, Zagros. Role of Mechanical Stratigraphy, in K. McClay, J. Shaw, & J. Suppe, eds., AAPG Memoir on «Thrust Fault Related Folding».