

تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس زیلویی در بخش شمالی فروبار دزفول، جنوب باختر ایران

بهزاد دریکوند^{۱*}، سید احمد علوی^۲، حسین حاجی علی بیگی^۳، ایرج عبداللهی فرد^۴

۱- دانشجوی دکترای گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۴- دکترای گروه ژئوفیزیک، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۴/۱۱/۱۲

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۶/۲۰

چکیده

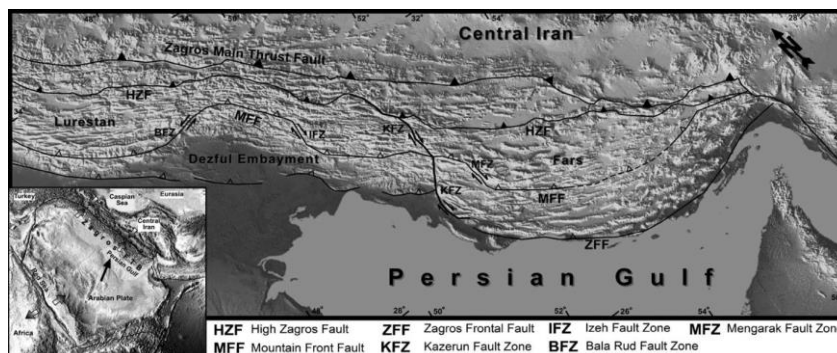
فروبار دزفول در بخش مرکزی کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس میادین نفتی متعددی را در خود جای داده است. تاقدیس زیلویی در شمال این فروبار هندسه متفاوتی را در بخش‌های مختلف خود نشان می‌دهد. تحلیل هندسی و جنبشی تاقدیس زیلویی با استفاده از پنج نیمرخ لرزه‌نگاری تقریباً عمود بر محور این تاقدیس انجام شده است. پارامتر نسبت اندازه (R) برای تاقدیس زیلویی نوع پهن و گسترده را پیشنهاد می‌کند. پارامتر توزیع خمیدگی یال (L) این تاقدیس در بازه $0/17 \leq L \leq 0/17$ قرار می‌گیرد. در ستون چینه‌شناسی منطقه، سازند گچساران به عنوان افق جدایشی بالایی و پاره‌سازند کلهر به همراه سازندهای پابده و گورپی و سازندهای گرو-دشتک به ترتیب به عنوان افق‌های جدایشی فرعی و میانی درگیر در دگرریختی تاقدیس زیلویی بوده‌اند. این تاقدیس در بخش‌های مختلف، هندسه‌ای مشابه چین‌های جدایشی، چین‌های انتشار گسلی، ساختارهای بالاجسته و چین‌های خم گسلی برشی را به نمایش گذاشته است. به دلیل وجود افق جدایشی گرو-دشتک در منطقه و از آنجایی که در برخی نیمرخ‌های لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی یک چین جدایشی می‌باشد، این تاقدیس در بخش میانی و پایانه جنوب خاوری به عنوان یک چین جدایشی گسل خورده و در پایانه شمال باختری به عنوان یک هندسه حد واسط بین چین جدایشی و چین خم گسلی برشی تحلیل شده است.

واژگان کلیدی: تاقدیس زیلویی، چین جدایشی، چین خم گسلی برشی، فروبار دزفول، زاگرس.

مقدمه

(مارت و بنتام، ۱۹۹۷). کمر بند چین خورده- رانده زاگرس در جنوب باختر ایران را می توان یک آزمایشگاه طبیعی بسیار شگفت انگیز از چین های مرتبط با گسل دانست. این کمر بند از شمال باختر به جنوب خاور به سه پهنه اصلی لرستان، خوزستان (ایده و فروبار دزفول) و فارس تقسیم می شود (پیروز و همکاران، ۲۰۱۱). فروبار دزفول از سمت شمال خاور و خاور به ترتیب توسط گسل های پیشانی کوهستان و ایده از پهنه ایده، از سمت شمال باختر توسط گسل بالارود از پهنه لرستان، از سمت جنوب خاور توسط گسل کازرون از پهنه فارس و از سمت جنوب باختر نیز توسط گسل پیش ژرفای زاگرس از دشت آبادان جدا می شود. (شکل ۱). این فروبار بخش اعظم مخازن هیدروکربوری زاگرس (۴۵ میدان بزرگ نفتی) را در خود جای داده است (ورجس و همکاران، ۲۰۱۱). در این پژوهش بر اساس نقشه های زمین شناسی، تصاویر ماهواره ای، خطوط لرزه نگاری بازتابی و داده های چاه به تحلیل هندسه تاقدیس زیلویی در بخش شمالی فروبار دزفول و شناسایی فاکتورهای مؤثر بر هندسه این تاقدیس پرداخته شده است.

بسیاری از رخنمون های سطحی و خطوط لرزه نگاری بازتابی ارتباط نزدیک گسل ها و چین ها را نشان می دهد که آن را چین خوردگی مرتبط با گسل نامیده اند (براندس و تنر، ۲۰۱۴). این چین ها علاوه بر رژیم های فشارشی در مناطق کششی (هوارد و جان، ۱۹۹۷؛ شارپ و همکاران، ۲۰۰۰؛ فریل و همکاران، ۲۰۱۲) و امتداد لغز (تیندل و دیویس، ۱۹۹۹) نیز دیده می شوند. بدون شک از نظر اقتصادی مهمترین این ساختارها، چین های تشکیل شده در رژیم های فشارشی یا چین های مرتبط با گسل های راندگی می باشند. چین های مرتبط با گسل های راندگی تله های هیدروکربنی را در بسیاری از کمر بندهای چین خورده - رانده تشکیل می دهند لذا درک و شناسایی هندسه دوبعدی و سه بعدی این ساختارها و چگونگی شکل گیری آنها برای اکتشاف و استخراج هیدروکربن ها ضروری می باشد (مک کلی، ۲۰۱۱). به طور کلی سه نوع چین مرتبط با گسل های راندگی را می توان تعریف نمود: چین های خم گسلی، چین های انتشار گسلی و چین های جدایشی (جیمسن، ۱۹۸۷). احتمال تشکیل ساختارهای مرکب نیز وجود دارد

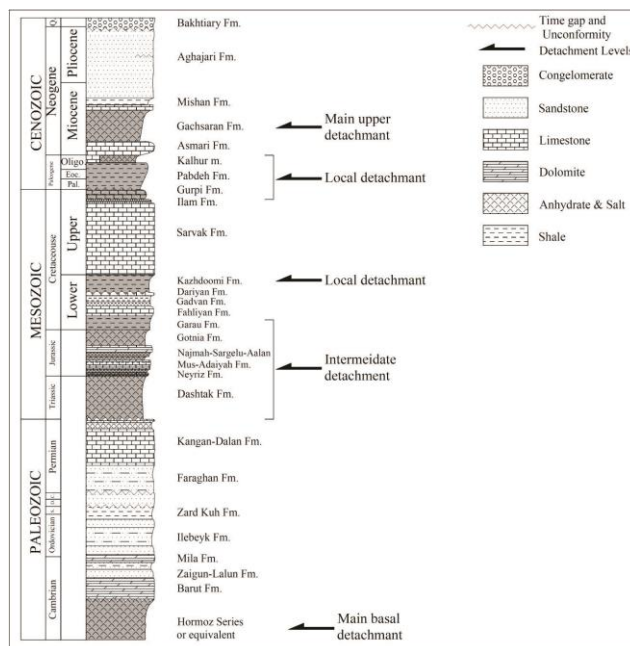


شکل ۱: نقشه ساختاری گسل های اصلی کمر بند زاگرس که پهنه های اصلی کمر بند را از هم جدا می کند (برگرفته از سپهر و همکاران، ۲۰۰۶). فروبار دزفول توسط گسل های پیشانی کوهستان (MFF)، بالارود (BFZ)، ایده (IFZ)، کازرون (KFZ) و پیش ژرفای زاگرس (ZFF) از سایر پهنه ها جدا شده است.

مواد و روش‌ها

پرقوام است که توسط افق‌های کم قوام تبخیری و شیلی با پتانسیل عملکرد به عنوان افق‌های جدایشی از هم جدا شده‌اند (شکل ۲).

چینه‌شناسی مکانیکی بخش شمالی فروبار دزفول: پوشش رسوبی فروبار دزفول ضخامتی بین ۱۰ تا ۱۶ کیلومتر دارد و شامل چندین مجموعه از لایه‌های



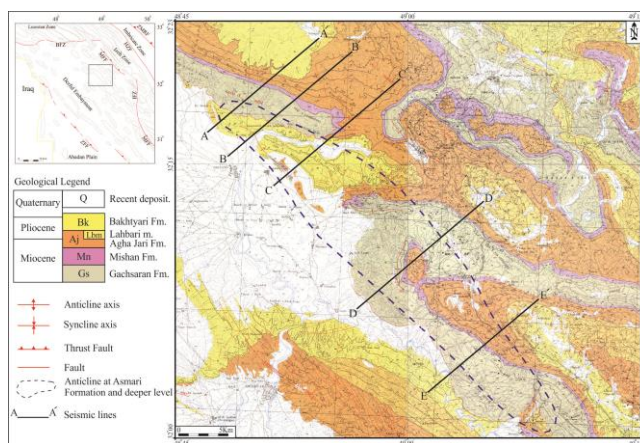
شکل ۲: ستون چینه‌شناسی ساده شده فروبار دزفول (برگرفته از عبداللهی فرد و همکاران (۲۰۰۶) با اندکی تغییرات). ستون شامل چندین واحد پر قوام است که توسط واحدهای کم قوام از هم جدا شده‌اند.

فروبار دزفول در نظر گرفته‌اند. تبخیری‌های سازند دشتک در اکثر نقاط کمربند زاگرس به استثنای زاگرس بلند که سازند خانه‌کت جایگزین آن می‌شود (زابو و خردپیر، ۱۹۷۸؛ ستوده‌نیا، ۱۹۷۸)، به عنوان افق جدایشی عمل کرده است (شرکتی و لتوزه، ۲۰۰۴؛ عبداللهی فرد، ۲۰۰۶؛ شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶؛ فرضی‌پور و همکاران، ۲۰۰۹؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۱؛ معتمدی و همکاران، ۲۰۱۲؛ نجفی و همکاران، ۲۰۱۴). واحدهای شیلی و تبخیری ژوراسیک (سازندهای عدايه، موس، علن، سرگلو و گوتنیا)، شیل‌های کرتاسه زیرین و میانی (سازند گرو

در فروبار دزفول شاهد سطحی از وجود سری هرمز قابل مشاهده نیست اما خطوط لرزه‌نگاری بازتابی بر روی تاق‌دیس دارخوین بازتابنده‌های تقریباً پرشیبی در مقایسه با بازتابنده‌های کم‌شیب بخش عمیق نشان می‌دهد. این بازتابنده‌های پرشیب احتمالاً در ارتباط با دی‌پایریسم سری هرمز می‌باشند (عبداللهی فرد، ۱۳۸۵). علاوه بر این، شواهدی دال بر دی‌پایریسم سری هرمز در منطقه مرزی عراق و کویت وجود دارد (النجیب، ۱۹۷۰). از سوی دیگر شرکتی و لتوزه (۲۰۰۴) رسوبات تبخیری ائوکامبرین یا شیل‌های کامبرین را به عنوان افق جدایشی اصلی قاعده‌ای برای

گروه فارس (تبخیری گچساران، مارنی میشان، آواری آغاچاری و گنگلومرای بختیاری) و رسوبات عهد حاضر است (شکل ۳). ساختارهای تاقدیسی زیرسطحی (زیر سازند گچساران) میادین نفتی بزرگی را در منطقه تشکیل داده‌اند. یکی از این میادین نفتی تاقدیس زیلویی می‌باشد. جهت بررسی هندسه تاقدیس زیلویی در بخش شمالی فروبار دزفول پنج نیمرخ لرزه‌نگاری، تقریباً عمود بر محور این تاقدیس انتخاب شده است (شکل ۳). به دلیل تغییرات هندسه تاقدیس در پایانه شمال باختری، سه نیمرخ لرزه‌نگاری بر روی این پایانه و دو نیمرخ لرزه‌نگاری دیگر بر روی بخش میانی و پایانه جنوب خاوری در نظر گرفته شده است (شکل ۳). کیفیت نیمرخ‌های لرزه‌نگاری اجازه شناسایی ساختارها را تا اعماق پرمین-تریاس می‌دهد. در ادامه هندسه تاقدیس زیلویی در هر یک از این نیمرخ‌های لرزه‌نگاری توصیف شده است.

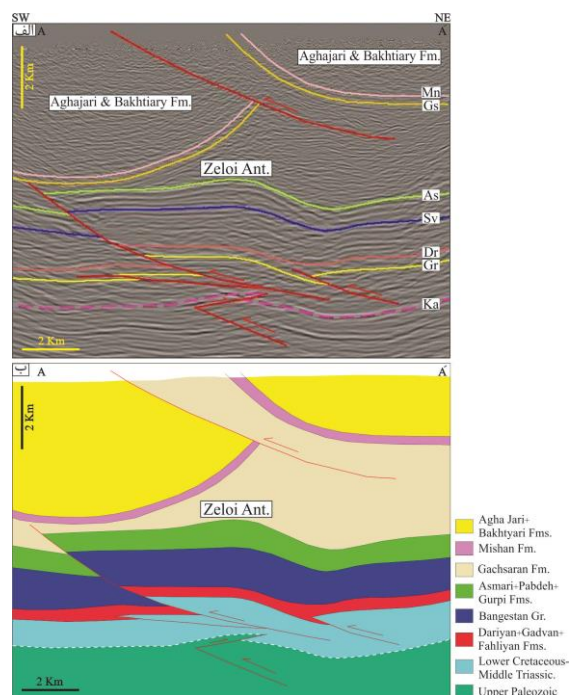
و کژدمی) (شکل ۲) پتانسیل عملکرد به عنوان افق جدایشی را در زمان دگرریختی داشته‌اند (عبداللهی فرد، ۲۰۰۶؛ شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶). در ادامه از این مجموعه سازندهای کرتاسه زیرین تا تریاس با عنوان سازندهای گرو-دشتک یاد خواهد شد. به سمت بالا شیل‌ها و مارن‌های کرتاسه‌بالایی- پالئوژن (سازندهای گورپی و پابده) (عبداللهی فرد، ۱۳۸۵) و پاره‌سازند کلهر (تبخیری‌های الیگوسن در قاعده سازند آسماری) پتانسیل عملکرد به عنوان افق جدایشی را دارند. لازم به ذکر است که پاره‌سازند کلهر تنها در بخش شمالی گستره وجود دارد و به سمت جنوب آهک‌های سازند آسماری به طور مستقیم بر روی سازند پابده قرار می‌گیرد. نقش افق جدایشی فوقانی را تبخیری‌های سازند گچساران (شکل ۲) در دگرریختی فروبار دزفول بر عهده داشته‌اند (شرکتی و لتوزه، ۲۰۰۴؛ عبداللهی فرد، ۲۰۰۶؛ شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶؛ سپهر و همکاران، ۲۰۰۶). هندسه ساختاری تاقدیس زیلویی: رخنمون سطحی در بخش شمالی دزفول به طور عمده شامل سازندهای



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی تاقدیس زیلویی. رخنمون منطقه شامل سازندهای گروه فارس و رسوبات عهد حاضر می‌باشد. خط‌چین آبی محدوده تاقدیس زیلویی را در سرسازند آسماری در عمق نشان می‌دهد (برگرفته از پری و ستوده‌نیا، ۱۹۶۷ الف و ب، با اندکی تغییرات).

زیلویی شامل سازندهای آغاچاری و باختیاری است. ضخامت این دو سازند در ناودیس جنوب باختری به بیش از ۴ هزار متر می‌رسد. عملکرد تبخیری‌های سازند گچساران به عنوان افق جدایشی باعث شده هندسه تاقدیس در زیر این سازند متفاوت از هندسه سطحی تاقدیس باشد (شکل ۴).

نیمرخ لرزه‌نگاری AA': این نیمرخ لرزه‌نگاری پایانه شمال باختری تاقدیس زیلویی را پوشش می‌دهد. در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری تبخیری‌های سازند گچساران در هسته تاقدیس توسط یک گسل راندگی بر روی کنگلومراهای سازند باختیاری رانده شده‌اند (شکل ۳ و ۴). این گسل ریشه در تبخیری‌های سازند گچساران دارد. هسته ناودیس‌های دو طرف تاقدیس



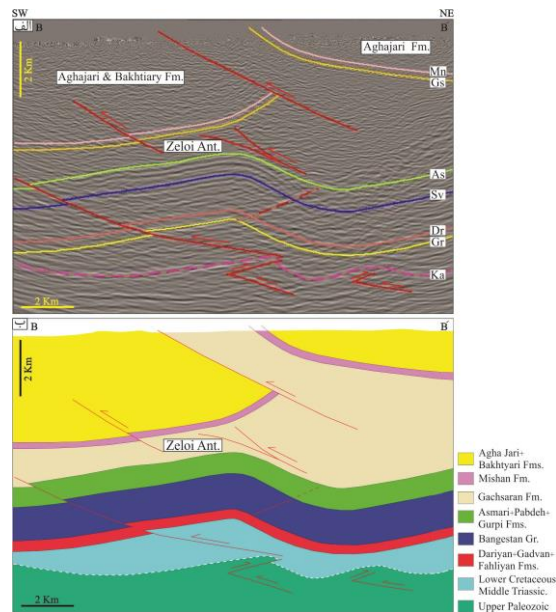
شکل ۴: الف) نیمرخ لرزه‌نگاری AA' بر روی پایانه شمال باختری تاقدیس زیلویی. ب) تصویر شماتیک از شکل الف. در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی مشابه یک چین تک‌شیب می‌باشد که یال جنوب باختری آن توسط یک گسل راندگی قطع و جابجا شده است. سرسازندهای میشان (Mn)، گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv)، داریان (Dr)، گرو (Gr) و کنگان (Ka).

باختری شیب ملایم تا نزدیک به افقی دارد (شکل ۴ و جدول ۱). یک گسل راندگی یال جنوب باختری تاقدیس را قطع و جابجا کرده است (شکل ۴). این گسل راندگی از داخل سازندهای گرو-دشتک منشأ

در زیر تبخیری‌های سازند گچساران تاقدیس زیلویی با تمایل به سمت شمال خاور هندسه‌ای مشابه چین‌های تک‌شیب را نشان می‌دهد به طوری که یال شمال خاوری آن کوتاه با شیب متوسط و یال جنوب

انتخاب شده است (شکل ۳). هم مانند نیمرخ لرزه‌نگاری AA'، در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری نیز در سطح سازند گچساران در هسته تاقدیس توسط گسل راندگی بر روی سازند بختیاری رانده شده است (شکل ۳ و ۵) و هسته ناودیس‌های دو سمت شامل سازندهای آجاجاری و بختیاری می‌باشد. در زیر سازند گچساران تاقدیس زیلویی به صورت یک چین نیمه متقارن (جدول ۱) با یال شمال خاوری کوتاه و یال جنوب باختری طویل تشکیل شده است (شکل ۵). یال جنوبی تاقدیس در مسیر این نیمرخ لرزه‌نگاری نیز توسط گسل راندگی که ریشه در سازند گرو-دشتک دارد، قطع و جابجا شده است (شکل ۵). اما میزان جابجایی گسل در مقایسه با جابجایی آن در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' بسیار کمتر است (شکل‌های ۴ و ۵).

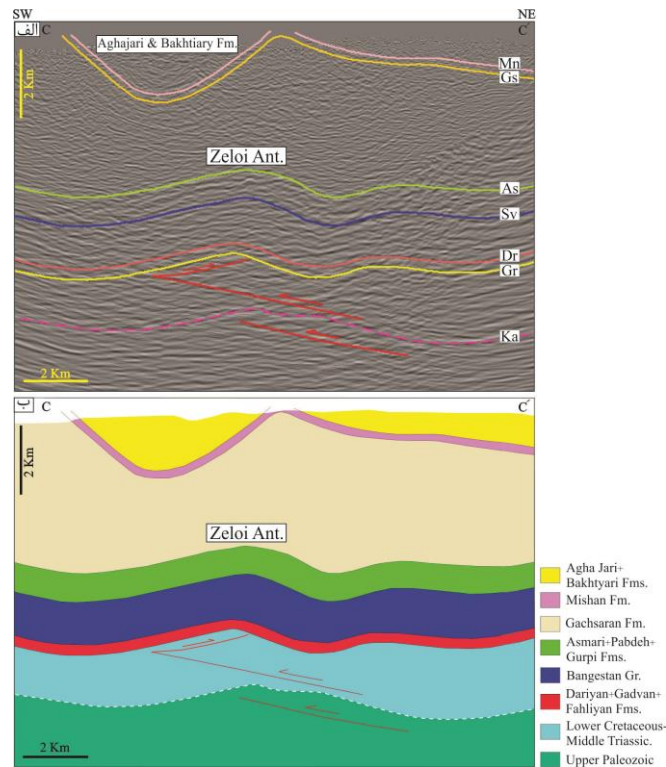
گرفته است. در منطقه لولایی تاقدیس در حد فاصل بین سرسازندهای آسماری و سروک یک افزایش ضخامت نسبت به یال‌های تاقدیس دیده می‌شود (شکل ۴). به نظر می‌رسد این امر به دلیل حرکت تبخیری‌های پاره‌سازند کلهر و شیل‌های سازندهای پابده و گورپی از یال‌ها به طرف منطقه لولایی تاقدیس باشد. به دلیل ویژگی‌های جریان‌شناختی، تبخیری‌های سازند گچساران در زیر ناودیس جنوب‌باختر تاقدیس زیلویی به دو طرف مهاجرت کرده‌اند و ضخامت آنها در این بخش به کمتر از ۲۰۰ متر رسیده است در حالی که ضخامت این سازند در زیر ناودیس شمال خاوری به بیش از ۳ هزار متر می‌رسد (شکل ۴). نیمرخ لرزه‌نگاری BB': این نیمرخ لرزه‌نگاری نیز از پایانه شمال‌باختری تاقدیس و با فاصله‌ای حدود ۳ کیلومتر از نیمرخ لرزه‌نگاری AA'



شکل ۵: الف) نیمرخ لرزه‌نگاری BB' بر روی پایانه شمال باختری تاقدیس زیلویی. ب) تصویر شماتیک از شکل الف. در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی یک چین نیمه متقارن است که یال جنوب‌باختری آن توسط یک گسل راندگی قطع و جابجا شده است. سرسازندهای میشان (Mn)، گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv)، داریان (Dr)، گرو (Gr) و کنگان (Ka).

۴ هزارمتر است (شکل ۶). تاقدیس زیلویی در زیر سازند گچساران یک چین جدایشی نامتقارن است که برخلاف تاقدیس سطحی، تمایل به سمت شمال خاور دارد (جدول ۱) و دارای دامنه و طول موج به مراتب بزرگتری نسبت به تاقدیس تشکیل شده در بالای سازند گچساران می باشد (شکل ۶). همچنین محور تاقدیس زیلویی در عمق نسبت به محور آن در سطح بیش از یک کیلومتر جابجایی به سمت جنوب را نشان می دهد و سطح محوری تاقدیس از سطح به عمق بر هم منطبق نیست (شکل ۶).

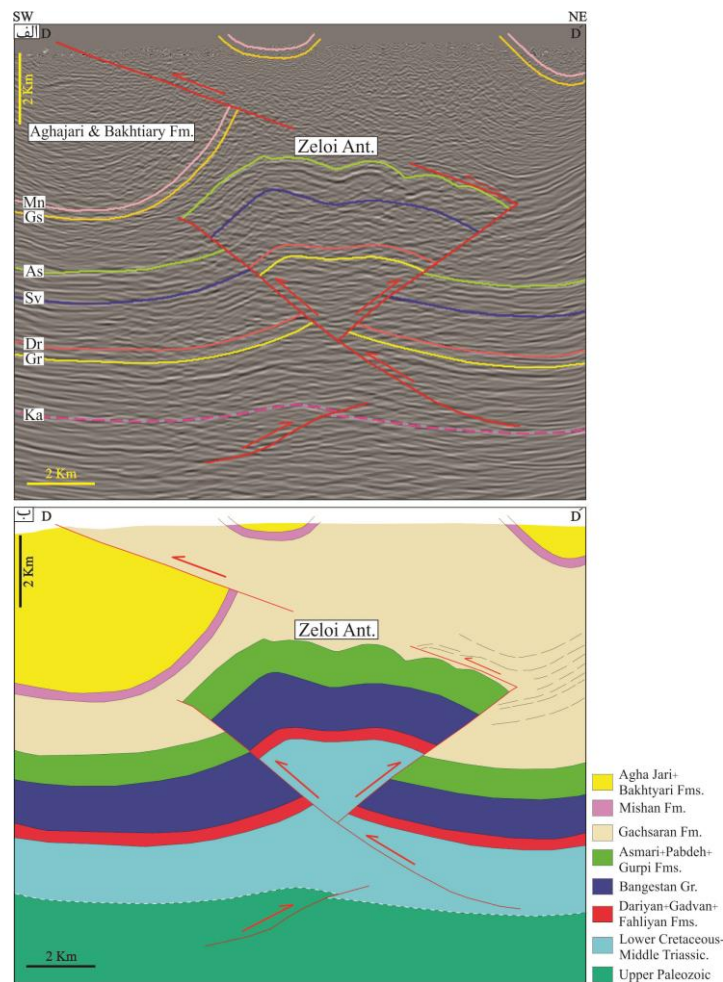
نیمرخ لرزه نگاری 'CC: نیمرخ لرزه نگاری در این راستا چین خوردگی ناهماهنگ را از سطح به عمق نشان می دهد (شکل ۶). در راستای این نیمرخ لرزه نگاری در سطح، تاقدیس زیلویی با دامنه و طول موج کوچک و تمایل به سمت جنوب باختر (جدول ۱) بر روی تبخیری های گچساران تشکیل شده است (شکل ۶). در جنوب این تاقدیس یک ناودیس متقارن و بزرگ شکل گرفته است که ضخامت رسوبات سازندهای آغا جاری و بختیاری در هسته این ناودیس به بیش از دو هزار متر می رسد. ضخامت تبخیری های سازند گچساران در این نیمرخ لرزه نگاری نیز بیش از



شکل ۶: الف) نیمرخ لرزه نگاری 'CC بر روی پایانه شمال باختری تاقدیس زیلویی. ب) تصویر شماتیک از شکل الف. در این نیمرخ لرزه نگاری تاقدیس زیلویی در سطح یک چین نامتقارن با تمایل به سمت جنوب باختر و در زیر سازند گچساران یک چین جدایشی با تمایل به سمت شمال خاور است. سرسازندهای میشان (Mn)، گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv)، داریان (Dr)، گرو (Gr) و کنگان (Ka).

تاقدیس جنوبی یک گسل راندگی تبخیری‌های سازند گچساران را بر روی رسوبات عهد حاضر رانده است (شکل‌های ۳ و ۷). ناودیس جنوبی یک ساختار بزرگ است که ضخامت سازندهای آغاچاری و بختیاری در هسته آن به بیش از ۴ هزار متر می‌رسد (شکل ۷).

نیمرخ لرزه‌نگاری DD': این نیمرخ لرزه‌نگاری بخش مرکزی تاقدیس زیلویی را پوشش می‌دهد (شکل‌های ۳ و ۷). در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری در سطح دو جفت ساختار تاقدیس-ناودیس تشکیل شده است. دو تاقدیس با هسته‌ای از سازند گچساران توسط یک ناودیس کوچک از هم جدا شده‌اند (شکل ۷). در هسته



شکل ۷: الف) نیمرخ لرزه‌نگاری DD' بر روی بخش میانی تاقدیس زیلویی. ب) تصویر شماتیک از شکل الف. در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی یک ساختار بالاجسته است که بر روی افق جدایشی گرو-دشتک تشکیل شده است. فعالیت پس‌راندگی باعث شکل‌گیری پهنه سه‌گوش در پس‌پال تاقدیس شده است. سرسازندهای میشان (Mn)، گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv)، داریان (Dr)، گرو (Gr) و کنگان (Ka).

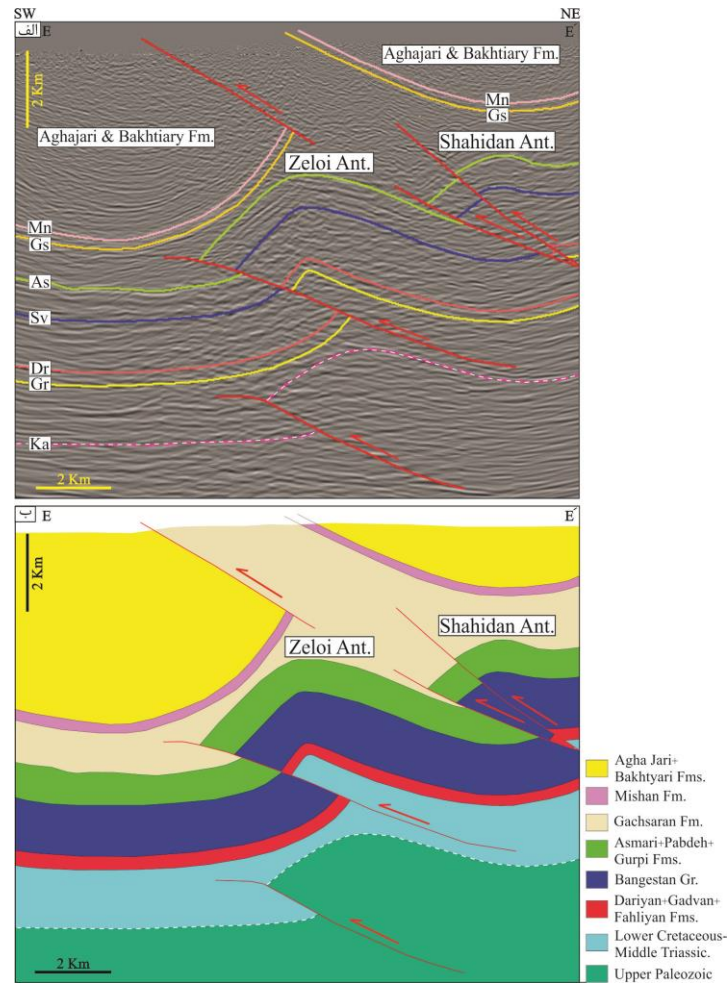
گسل راندگی بر روی یال شمالی تاقدیس زیلویی رانده شده است (شکل ۸).

نتایج

پارامترهای هندسی تاقدیس زیلویی: سطوح چین خورده طیف وسیعی از هندسه‌های گرد با توزیع نسبتاً یکنواخت خمیدگی تا هندسه‌های جناغی که خمیدگی در منطقه لولا متمرکز شده، را نشان می‌دهند. شکل چین‌ها محل ذخیره برخی از منابع مهم مانند نفت، گاز و نهشته‌های طلا را کنترل می‌کند. مطالعات متعددی (چپل، ۱۹۶۹؛ بیلی، ۱۹۷۴؛ رمزی، ۱۹۸۲؛ رمزی و هوبر، ۱۹۸۷؛ هادلستون و لن، ۱۹۹۴؛ باستیدا و همکاران، ۱۹۹۹؛ سریواستاوا و لایل، ۲۰۰۴؛ لیو و همکاران، ۲۰۰۹؛ قاسمی و همکاران، ۲۰۱۰) بر روی آنالیز و اهمیت ساختاری هندسه چین متمرکز شده‌اند. در این بخش با استفاده از چند روش مرسوم و ساده، پارامترهای هندسی برای تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف محاسبه شده است (جدول ۱). این پارامترها برای سرسازند آسماری (As) و در برخی از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری برای سرسازندهای گچساران (Gs) و سروک (Sv) استخراج شده است. از آنجا که تاقدیس زیلویی در اکثر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری هندسه نامتقارن دارد پارامترهایی مانند نسبت اندازه (R)، توزیع خمیدگی یال (L) و رده چین (رمزی و هوبر، ۱۹۸۷) برای هر یک از یال‌ها به طور جداگانه محاسبه شده است. تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری و اعماق مختلف بر اساس زاویه بین یالی (i) زاویه چین خوردگی (ϕ) و فشردگی (T) هندسه چین‌های باز و ملایم را نشان می‌دهد (جدول ۱). به طوری که این تاقدیس در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری (به همراه افق اندازه‌گیری شده) $CC'(Gs)$ ، $DD'(As)$ و $EE'(As)$

در زیر سازند گچساران، تاقدیس زیلویی به صورت یک ساختار بالاجسته نیمه متقارن می‌باشد (جدول ۱) که توسط دو گسل راندگی با شیب مخالف هم تشکیل شده است (شکل ۷). این گسل‌ها ریشه در سازندهای گرو-دشتک دارند. تاقدیس زیلویی در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری دارای دو کوهان ملایم می‌باشد که توسط یک ناودیس کوچک از هم جدا شده‌اند (شکل ۷). در بخش‌های بالایی سازند آسماری یک سری چین‌های پارازیتی تشکیل شده است (شکل ۷). به نظر می‌رسد این چین‌ها در اثر فعالیت پاره‌سازند تبخیری کله‌ر و سازندهای شیلی و مارنی پابده و گورپی به عنوان افق جدایشی تشکیل شده‌اند. عملکرد پس‌راندگی باعث رانده شدن یال شمالی تاقدیس زیلویی به داخل سازند گچساران و شکل‌گیری یک پهنه سه‌گوش شده است (شکل ۷). در این پهنه جهت برش در گسل پایینی و بالایی بر خلاف هم می‌باشد. نیمرخ لرزه‌نگاری EE' : این نیمرخ لرزه‌نگاری بر روی پایانه جنوب خاوری تاقدیس زیلویی انتخاب شده است (شکل‌های ۳ و ۸). در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری، تاقدیس زیلویی در سطح با هسته‌ای از سازند گچساران توسط دو ناودیس بزرگ که هسته آنها را سازندهای آغاچاری و بختیاری پر کرده احاطه شده است. هم مانند اکثر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری، در یال جنوب‌باختری این تاقدیس یک گسل راندگی سازند گچساران را بر روی سازند بختیاری رانده است (شکل‌های ۳ و ۸). در زیر تبخیری‌های گچساران و بالای سازند گرو-دشتک تاقدیس زیلویی یک چین نامتقارن با تمایل به سمت جنوب باختر می‌باشد (جدول ۱) که یال جنوبی آن توسط یک گسل راندگی که از سازند گرو-دشتک منشأ گرفته، قطع و جابجا شده است (شکل ۸). در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس شهیدان توسط یک

در دسته چین‌های باز و در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری (به همراه افق اندازه‌گیری شده) AA'(As)، AA'(Sv)، در دسته چین‌های ملایم قرار می‌گیرد (جدول ۱).



شکل ۸: الف) نیمرخ لرزه‌نگاری EE' بر روی پایانه جنوب‌خاوری تاقدیس زیلویی. ب) تصویر شماتیک از شکل الف. در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی یک چین نامتقارن با تمایل به سمت جنوب‌باختر است که پیش‌یال آن توسط یک گسل راندگی قطع و جابجا شده است. سرسازندهای میشان (Mn)، گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv)، داریان (Dr)، گرو (Gr) و کنگان (Ka).

منطقه لولایی آن، تمامی پنج رده چین‌ها ارائه شده توسط رمزی و هوبر (۱۹۸۷) را به نمایش گذاشته‌اند (جدول ۱). این تنوع در رده‌ها چین‌ها برای تاقدیس

براساس پارامتر کندی (b) تاقدیس زیلویی با واژه نیمه زاویه‌دار توصیف شده است (جدول ۱). همچنین تغییرات ضخامت یال‌های تاقدیس زیلویی نسبت به

عطف) ارائه شده است. در مورد چین‌های متقارن می‌توان یک عدد را به عنوان نسبت اندازه کل چین در نظر گرفت. اما در مورد چین‌های نامتقارن به دلیل تفاوت بین شیب و طول دو یال‌ها، یک عدد نمی‌تواند بیانگر نسبت اندازه برای چین باشد. بر این اساس سریواستاوا و لایل (۲۰۰۴) پیشنهاد کردند که این نسبت برای هر یک از یال‌های چین به صورت جداگانه ارائه شود. پارامتر L توزیع خمیدگی را در یال چین نشان می‌دهد. $L=0$ نشان دهنده یال مستقیم و تمرکز خمیدگی در لولا است که در چین‌های جناغی دیده می‌شود و $L=1$ مربوط به هندسه‌های دایره‌ای یا گرد است. پارامترهای $L>1$ نشان دهنده یال‌های با شیب منفی است. برای تاقدیس زیلویی نسبت اندازه برای هر یک از یال‌ها در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف محاسبه شده است. پارامتر هندسی نسبت اندازه (R) برای یال‌های تاقدیس زیلویی از $0/09$ تا $0/59$ متغیر است (جدول ۱). بر این اساس تاقدیس زیلویی با واژه‌های پهن و گسترده توصیف شده است (جدول ۱). پارامتر توزیع خمیدگی یال (L) محاسبه شده برای تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری و افق‌های مختلف در بازه $0/7 \leq L \leq 0/17$ قرار گرفته‌اند. پارامترهای L و R و زاویه بین یالی استخراج شده برای تاقدیس زیلویی بر روی نمودار ارائه شده توسط سریواستاوا و لایل (۲۰۰۴) پیاده شده‌اند (شکل ۹). همان‌طور که در شکل ۹ مشاهده می‌شود داده‌های مربوط به نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف در بخش پایینی نمودار و در بین محدوده چین‌های جناغی و کسینوسی تمرکز یافته‌اند. قرارگیری تاقدیس زیلویی در رده چین‌های باز و ملایم (بر اساس زاویه بین یالی) و نیز موقعیت یال‌های این تاقدیس در نمودار سریواستاوا و لایل (۲۰۰۴) نشان دهنده شدت کم دگرریختی در این تاقدیس می‌باشد. البته در نیمرخ

زیلویی در ارتباط با چینه‌شناسی مکانیکی سازندها مختلف می‌باشد که نقش اصلی را در تعیین مدل جنبشی چین خوردگی دارد. تاقدیس زیلویی در حد فاصل دو افق جدایشی گچساران و گرو-دشتک، از سازندهای مختلف با ویژگی‌ها متفاوت مکانیکی شکل گرفته است (شکل ۲). در این مجموعه سازندهای آسماری، ایلام، سروک، داریان و فهلیان واحدهای پرقوام و پاره‌سازند کلهر به همراه سازندهای پایده، گورپی و کژدمی واحدهای کم‌قوام را شکل می‌دهند (شکل ۲). در این گونه شرایط واحدهای پرقوام به صورت یک گروه با چین خوردگی خمشی-لغزشی دگرریخت می‌شوند و لغزش بین لایه‌ای با دگرریختی در واحدهای کم‌قوام اعمال می‌شود (توئیس و مورز، ۱۹۹۲). این امر باعث می‌شود واحدهای کم‌قوام در یال‌ها و منطقه لولا به ترتیب تحت برش و تخت‌شدگی قرار گیرند. این فرایند همراه با تغییرات نسبت ضخامت واحدهای سنگی پرقوام به کم‌قوام موجب شکل‌گیری رده‌های مختلف چین می‌شود (توئیس و مورز، ۱۹۹۲). روش‌های متعددی برای مقایسه میزان خمیدگی سطوح چین خورده بر اساس توابع ریاضی ارائه شده است. برای نمونه استیلر (۱۹۶۸) و هادلستون (۱۹۷۳ الف) عنوان کردند که دو معادله از سری فوریه برای دسته‌بندی چین‌ها کافی است. اما استو (۱۹۸۸) معتقد است توصیف دقیق شکل چین نیازمند بیش از ۱۰ ضریب فوریه می‌باشد. سریواستاوا و لایل (۲۰۰۴) بر اساس منحنی بزیر سطوح خمیده، دو پارامتر R و L را برای توصیف هندسه چین‌ها ارائه نموده‌اند. این پارامترها برای هر یال چین در حد فاصل نقطه لولا تا نقطه عطف ارائه شده است. پارامتر R (نسبت اندازه)، نسبت دامنه به نصف طول موج می‌باشد. پارامتر نسبت اندازه توسط توئیس و مورز (۱۹۹۲) برای یک چین (بین دو نقطه

می‌باشد. باید توجه داشت که به طور کلی چین‌های فروبار دزفول در مقایسه با سایر بخش‌های کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس دگرریختی کمتری را تحمل کرده‌اند (حاجی علی بیگی، ۱۳۸۸، ۱۳۹۴؛ ورجس و همکاران، ۲۰۱۱) (جدول ۱).

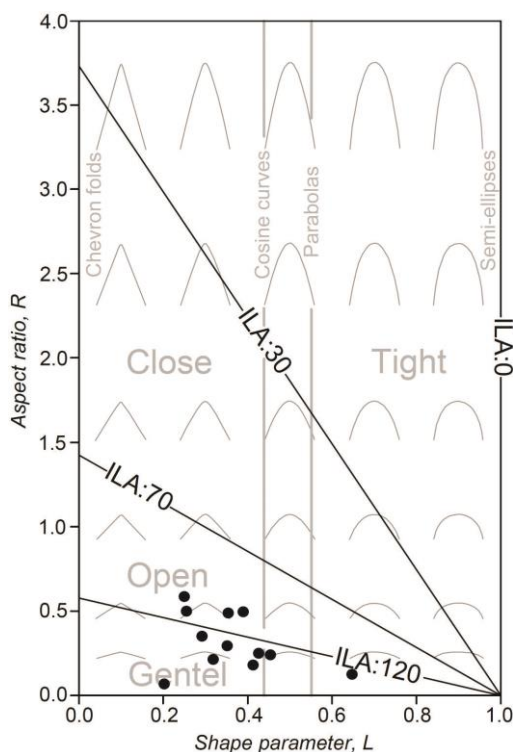
لرزه‌نگاری DD' که بخش میانی تاقدیس را پوشش می‌دهد به دلیل شکل‌گیری چین‌های پارازیتی محاسبه پارامترهای هندسی امکان‌پذیر نمی‌باشد. اما شکل‌گیری ساختار بالاجسته و چین‌های پارازیتی در راستای این نیمرخ لرزه‌نگاری نشان دهنده شدت بالای دگرریختی در بخش میانی تاقدیس زیلویی

جدول ۱: پارامترهای هندسی استخراج شده از هر یک نیمرخ‌های لرزه‌نگاری به همراه افقی که پارامترهای هندسی آن اندازه‌گیری شده است. گچساران (Gs)، آسماری (As)، سروک (Sv).

EE'(As)	DD'(As)	CC'(As)	CC'(Gs)	BB'(As)	AA'(Sv)	AA'(As)	نیمرخ لرزه‌نگاری پارامتر هندسی
۱۰۷	۹۷	۱۳۸	۱۱۷	۱۴۲	۱۵۶	۱۴۵	زاویه بین یالی (درجه)
۷۳	۸۳	۴۲	۶۳	۳۸	۲۴	۳۵	زاویه چین خوردگی (Φ)
نامتقارن	نیمه‌متقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	تقارن
۷۷	۸۷	۸۳	۸۲	۸۳	۸۱	۸۳	زاویه تمایل
SW	SW	NE	SW	NE	NE	NE	جهت تمایل
باز	باز	ملایم	باز	ملایم	ملایم	ملایم	فشردگی (T)
۲۱	۳۲	۲۳	۲۳	۲۶	۱۸	۲۴	شیب یال شمال خاوری
۴۶	۳۹	۱۵	۴۰	۱۲	۳	۱۱	شیب یال جنوب‌باختری
۰/۴۶	-	۰/۱۸	۰/۵۱	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۵	yal شمال خاوری
-۰/۳۳	-	-۰/۷۲	-۰/۲۹	-۰/۵۲	-۰/۶۷	-۰/۵۹	LogR
گسترده	-	پهن	گسترده	گسترده	پهن	گسترده	واژه توصیفی
۰/۵۹	-	۰/۲۸	۰/۵	۰/۲۳	۰/۰۹	۰/۱۸	yal جنوب‌باختری
-۰/۲۲	-	-۰/۵۴	-۰/۳	-۰/۶۴	-۱/۰۴	-۰/۷۲	LogR
گسترده	-	گسترده	گسترده	پهن	پهن	پهن	واژه توصیفی
۰/۳۷	-	۰/۷	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۴۵	۰/۴۳	yal شمال خاوری
۰/۲۶	-	۰/۱۷	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۲	۰/۴۱	yal جنوب‌باختری
۰/۲۹	-	۰/۲۴	۰/۳۳	۰/۲۶	۰/۲	۰/۲۵	$T_c T_0$
نیمه	-	نیمه	نیمه	نیمه زاویه‌دار	نیمه زاویه دار	نیمه	واژه توصیفی
زاویه‌دار	-	زاویه‌دار	زاویه‌دار				کندی (چاقی) (b)
۳۳	-	۱۸	-	۱۹	۱۲	۱۷	α
۱/۰۲	-	۱/۰۳	-	۰/۹۷	۱	۰/۸۴	t'_α یال شمال خاوری

۱/۱۷	-	۱/۰۵	-	۱/۰۴	۱/۰۴	۰/۸۹	T'_α یال شمال خاوری	Ramsay & Huber (1987) رده بندی
1A	-	1A	-	1C	1B	3	رده چین	
۳۳	-	۱۸	-	۱۹	۱۲	۱۷	α	
۰/۹۱	-	۰/۹۵	-	۱	۰/۹۸	۰/۹۵	t'_α یال جنوب باختری	
۱/۰۳	-	۱	-	۱/۰۲	۰/۹۸	۰/۹۷	T'_α یال جنوب باختری	
1C	-	2	-	1B	3	3	رده چین	

تأثیر افق‌های جدایشی را بر روی هندسه چین‌ها در پارامترهای هندسی محاسبه شده برای تاقدیس زیلویی می‌توان مشاهده نمود. با مقایسه پارامترهای هندسی محاسبه شده برای سرسازندهای آسماری (As) و سروک (Sv) برای نیمرخ لرزه‌نگاری AA' می‌توان تأثیر عملکرد پاره‌سازند کلهر و سازندهای پابده و گورپی را به عنوان افق جدایشی مشاهده نمود (جدول ۱). این تأثیر در تمامی پارامترهای هندسی محاسبه قابل مشاهده است. این امر در مورد تأثیر افق جدایشی فوقانی (تبخیری‌های گچساران) بر روی میزان پارامترهای هندسی محاسبه شده برای سرسازندهای گچساران (Gs) و آسماری (As) در نیمرخ لرزه‌نگاری CC' نیز صدق می‌کند (جدول ۱).



شکل ۹: نمایش پارامتر توزیع خمیدگی یال (L) در برابر نسبت اندازه (R) (سریواستوا و لایل، ۲۰۰۴) یال‌های تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری. تاقدیس زیلویی در محدوده بین چین‌های جناغی و کسینوسی قرار گرفته است.

لرزه‌نگاری BB' و CC' تاقدیس زیلویی در نمودار چین‌های جدایشی با نسبت $a/f=1$ (a، دامنه چین و f، ضخامت افق جدایشی) در بخش غیر قابل قبول واقع شده است. این نیمرخ‌های لرزه‌نگاری در نمودارهای چین جدایشی با ضخامت ثابت، در محدوده نسبت a/f کمتر از ۰/۲ قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). نیمرخ لرزه‌نگاری DD' در نمودار چین‌های انتشار گسلی کمتر از ۲۵ درصد ضخیم‌شدگی پیش‌یال و در نمودار چین‌های انتشارگسلی انتقال یافته کمتر از ۲۵ درصد نازک‌شدگی پیش‌یال را نشان می‌دهد (شکل ۱۰). با توجه به تشکیل چین‌های پارازیتی (شکل ۷) محاسبه تغییرات ضخامت و به تبع آن تعیین یکی از این دو سازوکار چین‌خوردگی برای تاقدیس زیلویی در راستای نیمرخ لرزه‌نگاری DD' امکان‌پذیر نمی‌باشد. نیمرخ لرزه‌نگاری EE' در نمودار چین‌های انتشار گسلی، بین ۲۵ تا ۵۰ درصد ضخیم‌شدگی و در نمودار چین‌های انتشار گسلی انتقال یافته کمتر از ۲۵ درصد ضخیم‌شدگی را برای پیش‌یال پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۰). این نیمرخ لرزه‌نگاری حدود ۱۲ درصد ضخیم‌شدگی پیش‌یال را نشان می‌دهد (جدول ۲). بنابراین سازوکار چین انتشار گسلی انتقال یافته برای تاقدیس زیلویی در راستای نیمرخ لرزه‌نگاری EE' بر اساس روش جمیسن (۱۹۸۷) مناسب‌تر است. میترا (۲۰۰۲) چین‌های جدایشی گسل‌خورده با ظاهری شبیه به چین‌های انتشار گسلی را معرفی کرده است. این چین‌ها حالت انتقالی از چین‌های جدایشی به انتشار گسلی را نشان می‌دهند. ایشان معتقد است در صورت عدم وجود اطلاعات کافی ممکن است در تفسیر هندسه چین اشتباه رخ دهد. میترا (۲۰۰۲) با مقایسه این دو نوع چین، ویژگی‌های کلیدی هر یک از این چین‌ها را جهت تمایز آنها از یکدیگر معرفی می‌نماید.

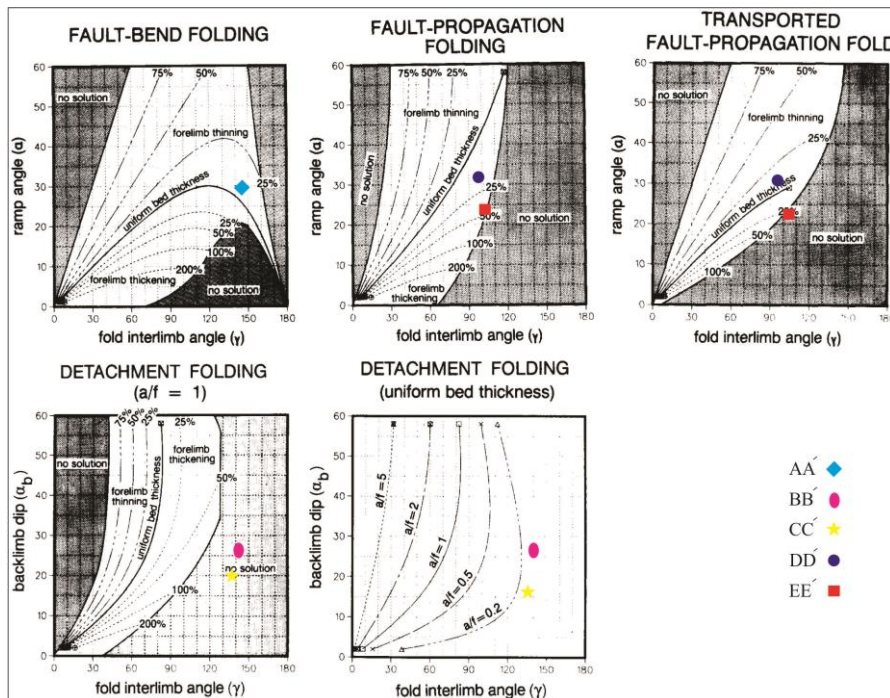
سازوکار چین‌خوردگی تاقدیس زیلویی: تاقدیس زیلویی در پنج نیمرخ لرزه‌نگاری ارائه شده، هندسه متفاوتی را در افق آسماری به عنوان سنگ مخزن اصلی منطقه نشان می‌دهد (شکل‌های ۴ تا ۸). این تاقدیس در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' هندسه‌ای مشابه چین‌های خم گسلی برشی (سایپ و همکاران، ۲۰۰۴) دارد (شکل ۴). تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری BB' و CC' هندسه‌ای شبیه به چین‌های جدایشی به نمایش گذاشته است (شکل‌های ۵ و ۶) اما یال جنوب باختری آن در نیمرخ لرزه‌نگاری BB' تحت-تأثیر یک گسل راندگی قرار گرفته است (شکل ۵). در نیمرخ لرزه‌نگاری DD' تاقدیس زیلویی یک ساختار بالاچسته می‌باشد (شکل ۷). هندسه این تاقدیس در نیمرخ لرزه‌نگاری EE' شبیه به چین‌های انتشار گسلی است (شکل ۸). جمیسن (۱۹۸۷) با استفاده از پارامترهای هندسی و تغییرات ضخامت یال‌ها برای سازوکارهای اصلی چین‌خوردگی مرتبط با گسل نمودارهایی ارائه کرده است. پارامترهای مورد استفاده در این نمودارها شامل زاویه پلکان گسل (α) یا شیب پس‌یال (α_b)، زاویه بین یالی چین (γ) و تغییرات ضخامت پیش‌یال نسبت به پس‌یال می‌باشند. این پارامترها در انواع چین‌های مرتبط با گسل به هم وابسته‌اند. این پارامترها برای هر یک از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی در جدول ۲ آورده شده است. موقعیت هر یک از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی با استفاده از این پارامترها بر روی نمودارهای جمیسن (۱۹۸۷) مشخص شده است (شکل ۱۰). نیمرخ لرزه‌نگاری AA' بر روی نمودار مربوط به چین‌های خم گسلی کمتر از ۲۵ درصد نازک‌شدگی پیش‌یال را نشان می‌دهد (شکل ۱۰) که با مقدار تغییرات ضخامت به دست آمده از نیمرخ لرزه‌نگاری AA' همخوانی دارد (جدول ۲). نیمرخ‌های

فرود یوارهای در برخی از نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مانند DD' و EE' (شکل‌های ۷ و ۸)، به نظر می‌رسد هندسه چین‌جایی گسل خورده برای این تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری DD' و EE' مناسب‌تر از چین انتشار گسلی می‌باشد.

با توجه به اینکه تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری CC' هندسه یک چین‌جایی را نشان می‌دهد و اختلاف چینه‌شناسی مکانیکی (شکل ۲) و در نتیجه وجود افق‌های جدایشی قوی در منطقه، عدم تقارن تاقدیس در اکثر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری، جابجایی نسبتاً کم گسل‌های راندگی و وجود ناودیس‌های

جدول ۲: داده‌های مربوط به نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف جهت استفاده از نمودارهای جمیس (۱۹۸۷).

EE'	DD'	CC'	BB'	AA'	پارامتر لرزه‌نگاری
۱۰۷	۹۷	۱۳۸	۱۴۲	۱۴۵	زاویه بین یالی (γ)
۲۱	۳۲	۱۵	۱۲	۲۴	شیب پس‌یال (α _b) یا شیب پلکان گسل (α)
۱۲ ضخیم‌شدگی	-	۹ ضخیم‌شدگی	۱۰ نازک‌شدگی	۱۱ نازک‌شدگی	تغییرات ضخامت پیش‌یال (درصد)



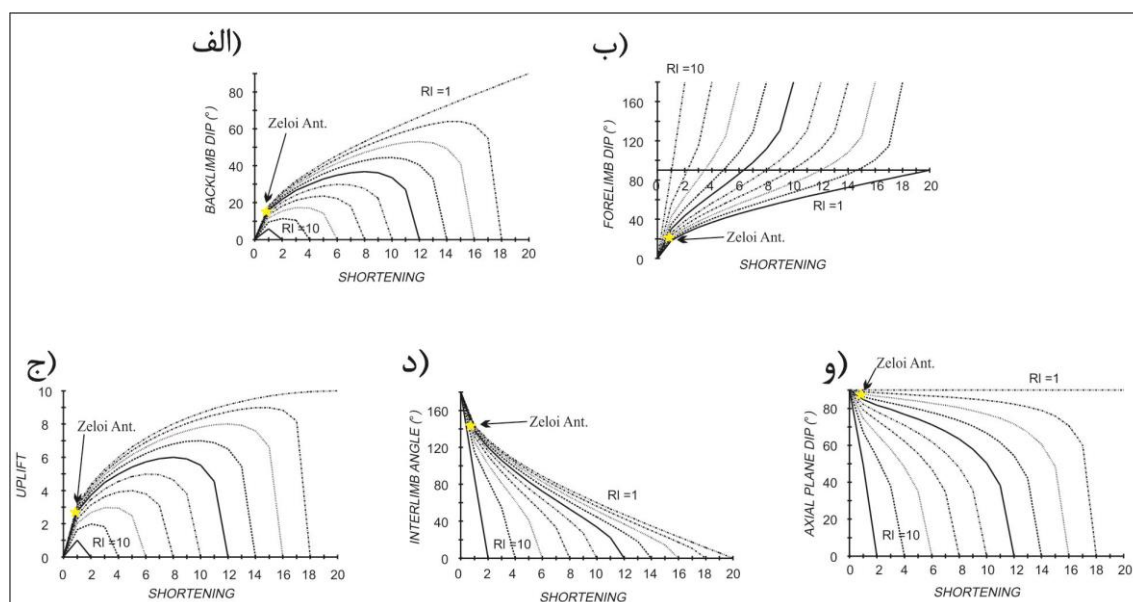
شکل ۱۰: نمایش موقعیت نیمرخ‌های لرزه‌نگاری بازتابی مختلف تاقدیس زیلویی بر روی نمودارهای جمیس (۱۹۸۷).

را ارائه کرده‌اند. ایشان معتقدند چنان چه میزان شیب و نسبت سینوسی (RI) آن‌ها اندازه‌گیری شود و بر پایه طول یال‌ها نرمالیزه شوند، می‌توان با استفاده از نمودارهای معادلات میزان کوتاه‌شدگی، برخاستگی، نصف زاویه بین یالی و زاویه بین سطح محوری و سطح جدایشی لایه پرقوام بالای لایه جدایشی که دچار چین‌خوردگی شده است را محاسبه کرد. اگر مقادیر به دست آمده از نمودارها با مقادیر محاسبه شده (با استفاده از معادلات ارائه شده) برای برشی از چین مورد نظر همخوانی داشته باشد نشان دهنده آن است که هندسه و تحول چین مورد نظر با مدل سازگاری دارد. پارامترهای مورد نیاز برای استفاده در روش پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) از نیمرخ لرزه‌نگاری CC' استخراج و در جدول ۳ ارائه شده است. این پارامترها بر روی نمودارهای شکل ۱۱ نمایش داده شده‌اند. داده‌های استخراج شده از این نمودارها نرمالیزه شده و مقادیر کوتاه‌شدگی، برخاستگی، نصف زاویه بین یالی و زاویه بین سطح محوری و سطح جدایشی برای تاقدیس زیلویی محاسبه شد (جدول ۴). این مقادیر تطابق نزدیکی با مقادیر به دست آمده از طریق معادلات برای نیمرخ لرزه‌نگاری CC' نشان می‌دهد. بر این اساس هندسه چین جدایشی و تکامل جنبشی آن برای تاقدیس زیلویی، بر مبنای مدل پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) معتبر است. به عبارت دیگر، با افزایش کوتاه‌شدگی تکامل جنبشی تاقدیس زیلویی تحت‌تأثیر هردو فرایند افزایش طول و شیب یال‌ها صورت گرفته است.

تحلیل جنبشی تاقدیس زیلویی بر اساس مدل پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶): تاقدیس زیلویی در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری CC' هندسه یک چین جدایشی را به نمایش گذاشته است (شکل ۶). در سه مدل اصلی هندسی و جنبشی برای چین‌های جدایشی ارائه گردیده است (پابلت و مک‌کلی، ۱۹۹۶). بر پایه مدل اول که توسط میشل و وودورد (۱۹۸۸) ارائه شده است چین جدایشی با افزایش طول یال‌ها و ثابت ماندن شیب آن‌ها شکل می‌گیرد. در مدل دوم که به وسیله (دی سیتز، ۱۹۵۶) عنوان شده است، چین جدایشی با افزایش شیب یال‌ها و ثابت ماندن طول آن‌ها به وجود می‌آید. در مدل سوم که به وسیله دالستروم (۱۹۹۰) ارائه گردیده است، رشد چین جدایشی بر اساس قانون ثابت بودن حجم لایه‌های پرقوام و با افزایش تدریجی طول و شیب یال‌های چین صورت می‌گیرد. پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) بر این باورند که تحول جنبشی چین‌های جدایشی در اکثر کمربندهای چین‌خورده-رانده با مدل سوم سازگار است. زیرا مدل‌های اول و دوم به دلیل تغییر در مساحت گستره شکل‌پذیر چین از نظر تحول جنبشی امکان‌پذیر نبوده و لذا قابل قبول نمی‌باشد. چرا که در فرآیند تکامل چین جدایشی لایه شکل‌پذیر از پایین‌ترین بخش ناودیس به سمت بالاترین بخش تاقدیس مهاجرت می‌نماید تا چین متمرکز به وجود آید. پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) برای تحلیل هندسی چین‌های جدایشی به‌وجود آمده بر پایه تکامل جنبشی مدل دالستروم (۱۹۹۰) نمودارها و معادلاتی

جدول ۳: پارامترهای هندسی نیمرخ لرزه‌نگاری CC' تاقدیس زیلویی برای تحلیل هندسی و جنبشی بر مبنای مدل پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶).

پارامترهای هندسی	طول پس‌یال (Lb) به متر	طول پیش‌یال (Lf) به متر	شیب پس‌یال (Vb) به درجه	شیب پیش‌یال (Vf) به درجه	$RI = \sin V_f / \sin V_b$
نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی CC'	۵۱۴۰	۲۹۷۰	۱۵	۲۳	۱/۳۸



شکل ۱۱: نمودارهای تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (پابلت و مک‌کلی، ۱۹۹۶). منحنی‌های نمودارها، منطبق بر مقادیر RI به ترتیب ۱، ۱۱، ۱، ۲۵، ۱، ۴۳، ۱، ۶۷، ۲، ۵۰، ۳، ۳۳ و ۱۰ می‌باشند.

جدول ۴: داده‌های استخراج شده از نمودارها و معادلات ارائه شده توسط پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) برای نیمرخ لرزه‌نگاری CC' تاقدیس زیلویی.

پارامترهای محاسبه شده	کوتاه شدگی (S) (متر)	برخاستگی (U) (متر)	نصف زاویه بین یالی (γ) (درجه)	زاویه بین سطح محوری و سطح جدایش (δ) (درجه)
با استفاده از معادلات	۴۱۱،۱	۱۳۳۰	۷۱	۸۶
با استفاده از نمودارها	۴۳۶	۱۳۶۲	۷۱،۵	۸۷،۵

رانده مانند زاگرس، آیداهو-وایومینگ-یوتا و کارپات میزبان منابع هیدروکربوری می‌باشند (میترا، ۲۰۰۲). جنبش‌شناسی چین‌خوردگی در مراحل مختلف

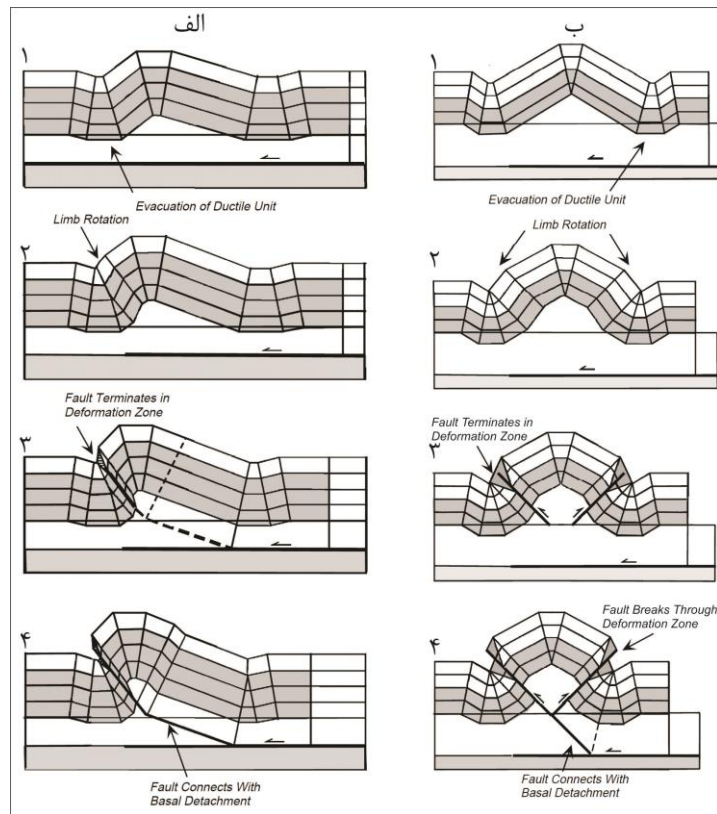
تحلیل جنبشی تاقدیس زیلویی با استفاده از مدل‌های میترا (۲۰۰۲) و سایی و همکاران، (۲۰۰۴): چین‌های جدایشی گسل‌خورده در چندین کمربند چین‌خورده-

می‌شود. در این حالت ساختار بالاجسته هندسه نامتقارن دارد. با توجه به اینکه تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری DD' هندسه تقریباً متقارن دارد (شکل ۷). به نظر می‌رسد پس‌راندگی و به تبع آن ساختار بالاجسته در این نیمرخ لرزه‌نگاری تحت سازوکار اول تشکیل شده است به گونه‌ای که در مراحل اولیه چین خوردگی یک چین (تاقدیس) جدایشی متقارن که توسط دو ناودیس هم اندازه احاطه شده است بر روی افق جدایشی شکل گرفته است (شکل ۱۲ ب-۱). در ادامه با افزایش کوتاه‌شدگی تاقدیس توسعه یافته و ناودیس‌ها کوچک شده‌اند. این فرایند با چرخش یال‌ها و در نتیجه تنگ‌شدگی تاقدیس همراه بوده است (شکل ۱۲ ب-۲). به نظر می‌رسد در این مرحله تنگ‌شدگی تاقدیس باعث فعال شدن پاره‌سازند کلهر به همراه سازندهای پایده و گورپی به عنوان افق جدایشی فرعی باعث تشکیل چین‌های پارازیتی در افق آسماری تاقدیس زیلویی شده‌اند (شکل ۷). با افزایش دگرریختی، هر دو یال تاقدیس دچار گسل خوردگی شده‌اند (شکل ۱۲ ب-۳) و گسل راندگی قطع کننده یال جنوب باختری به قاعده افق جدایشی وصل شده و یک ساختار بالاجسته متقارن شکل گرفته است (شکل ۱۲ ب-۴). تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' (شکل ۴) هندسه شبیه به چین‌های خم گسلی برشی دارد. چین‌های خم گسلی برشی در مناطق با یک افق جدایشی کم ضخامت در قاعده تشکیل می‌شوند و شیب رمپ گسلی آنها بیشتر از مقدار شیب پس‌یال می‌باشد (سایپ و همکاران، ۲۰۰۴). در مورد تاقدیس زیلویی شیب رمپ گسلی (میانگین ۳۰ درجه) بیشتر از شیب پس‌یال (میانگین ۲۴ درجه) می‌باشد که با مدل چین‌های خم گسلی برشی سازگار است. اما وجود افق جدایشی گرو-دشتک با میانگین ضخامت

تکامل چین‌های جدایشی گسل خورده تغییر می‌کند. چرخش یال، مهاجرت لولا و برش داخلی مهمترین سازوکارهای دگرریختی در مراحل مختلف رشد یک چین جدایشی گسل خورده هستند و چین خوردگی در ارتباط با گسلش تنها در مراحل پایانی چین‌خوردگی حائز اهمیت است (میترا، ۲۰۰۲). تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری EE' هندسه‌ای مشابه مدل ۱ میترا (۲۰۰۲) چین‌های جدایشی گسل خورده نشان می‌دهد (شکل‌های ۸ و ۱۲). براساس این مدل تاقدیس زیلویی در مسیر این نیمرخ لرزه‌نگاری ابتدا به صورت یک چین جدایشی با دامنه کم تشکیل شده است (شکل ۱۲ الف-۱). در ادامه با افزایش میزان کوتاه‌شدگی، یال‌های چین (به ویژه یال جنوب باختری) دچار چرخش شده‌اند (شکل ۱۲ الف-۲). این چرخش باعث تمرکز کرنش در یال جنوب باختری و گسل خوردگی این یال شده است (شکل ۱۲ الف-۳). سرانجام این گسل به قاعده افق جدایشی متصل شده است (شکل ۱۲ الف-۴). اما تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری DD' روند تکاملی متفاوتی را تجربه کرده است. در این نیمرخ لرزه‌نگاری تاقدیس زیلویی یک ساختار بالاجسته می‌باشد که در اثر عملکرد یک جفت گسل راندگی و پس‌راندگی تشکیل شده است (شکل ۷). میترا (۲۰۰۲) این گونه ساختارها را با عنوان چین‌های جدایشی گسل خورده متقارن معرفی می‌کند. به طور کلی پس‌راندگی‌ها به دو روش شکل می‌گیرند (میترا، ۲۰۰۲): در روش اول پس‌راندگی به صورت مستقل در نتیجه چرخش پس‌یال چین و تمرکز کرنش در این یال توسعه می‌یابند. در این حالت ساختار بالاجسته هندسه تقریباً متقارن دارد. در روش دوم حرکت لایه بر روی خم گسل در مراحل پایانی رشد چین باعث برش در پس‌یال و تشکیل پس‌راندگی

و چین خم گسلی برشی را به نمایش گذاشته است. این تاقدیس در نیمرخ لرزه‌نگاری EE' یک چین جدایشی گسل خورده نامتقارن است. در بخش میانی تاقدیس انتظار می‌رود شدت دگرریختی بالا باشد و شکل‌گیری یک ساختار بالاجسته متقارن همراه با چین‌های پارازیتی موید این موضوع است. این هندسه مشابه چین‌های جدایشی گسل خورده متقارن می‌باشد. به سمت پایانه شمال خاوری با کاهش میزان دگرریختی در نیمرخ لرزه‌نگاری CC' هندسه تاقدیس زیلویی به یک چین جدایشی با دامنه کم تبدیل شده است. چین‌های جدایشی گسل خورده در مناطق با اختلاف مقاومت زیاد بین واحدهای مختلف ستون چینه‌شناسی مانند کمر بند چین خورده-رانده زاگرس از فراوانی بالایی برخوردار هستند (میترا، ۲۰۰۲). در فروبار دزفول به دلیل وجود افق‌های جدایشی قوی، چین‌های جدایشی و جدایشی گسل خورده، ساختارهای متداول می‌باشند (عبداللهی فرد، ۱۳۸۵؛ شرکتی و لتوزه، ۲۰۰۴؛ کریوبا و همکاران، ۲۰۰۶). مطالعات انجام شده در این پژوهش بر روی تاقدیس زیلویی نشان می‌دهد سازوکار چین‌خوردگی در اکثر بخش‌های این تاقدیس به مانند سایر چین‌های فروبار دزفول چین‌خوردگی جدایشی و جدایشی گسل خورده است. اما تاقدیس زیلویی به سمت بخش‌های انتهایی پایانه شمال‌خاور در نیمرخ لرزه‌نگاری AA'، هندسه‌ای شبیه به چین‌های خم گسلی برشی را نشان می‌دهد. همان‌طور که در بالا بحث شد این امر ناشی از تغییرات ضخامت افق جدایشی گرو-دشتک می‌باشد. تاکنون، این سازوکار چین‌خوردگی نه تنها در فروبار دزفول بلکه در سایر پهنه‌های کمر بند چین خورده-رانده زاگرس گزارش نشده است.

۶۰۰ متر در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' با این مدل سازگار نیست. نکته قابل ذکر تغییرات ضخامت افق جدایشی است. نیمرخ‌های لرزه‌نگاری نشان می‌دهند در محدوده تاقدیس زیلویی ضخامت افق جدایشی گرو-دشتک از جنوب خاور به شمال باختر کاهش می‌یابد (شکل‌های ۴ تا ۸). با در نظر گرفتن این تغییر ضخامت و نگاهی سیستماتیک به تغییر هندسه تاقدیس در پایانه شمال باختری (شکل‌های ۴ تا ۶) می‌توان به روند تکامل تاقدیس زیلویی را در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' پی برد. تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری CC' یک چین جدایشی با تمایل به سمت شمال خاور است (شکل ۶). در نیمرخ لرزه‌نگاری BB' گسل راندگی یال جنوب باختری (یال کم‌شیب) این چین را قطع و به میزان کمی جابجا نموده است (شکل ۵). افزایش جابجایی این گسل راندگی در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' باعث برخاستگی یال جنوب باختری و در نتیجه کم شیب شدن این یال شده است (شکل ۴). به عبارت دیگر، کاهش ضخامت افق جدایشی گرو-دشتک موجب شده است دگرریختی به سمت بخش انتهایی پایانه شمال باختری تاقدیس زیلویی بیشتر به صورت گسل خوردگی یال جنوبی تاقدیس اعمال شود و در نتیجه تاقدیس زیلویی در مسیر نیمرخ لرزه‌نگاری AA' هندسه‌ای شبیه به چین‌های خم گسلی برشی پیدا کرده است. بر اساس این تحلیل‌ها می‌توان تاقدیس زیلویی را در نیمرخ لرزه‌نگاری AA' حالت حدواسط بین چین جدایشی و چین خم گسلی برشی در نظر گرفت. براساس تحلیل انجام شده تاقدیس زیلویی در موقعیت‌های متفاوت ساختاری خود چهار هندسه چین جدایشی، چین جدایشی گسل خورده متقارن و نامتقارن و یک هندسه حدواسط بین چین جدایشی



شکل ۱۲: الف) مدل ۱ تکامل جنبشی چین‌های جدایشی گسل خورده نامتقارن: (۱) شکل‌گیری چین اولیه، (۲) رشد چین با چرخش پیش‌یال، (۳) انتشار گسل در واحدهای پرقوام پیش‌یال، (۴) اتصال گسل به افق جدایشی. ب) مدل تکامل جنبشی چین جدایشی گسل خورده متقارن: (۱) شکل‌گیری تاقدیس متقارن، (۲) تنگ‌شدگی تاقدیس و چرخش هر دو یال تاقدیس، (۳) انتشار گسل در واحدهای پرقوام یال‌ها، (۴) اتصال یکی از گسل‌ها به افق جدایشی (برگرفته از میتر، ۲۰۰۲).

لولای تاقدیس زیلویی در بخش‌های مختلف باعث شده این تاقدیس تمامی پنج رده چین 1A، 1B، 1C، 2 و 3 را به نمایش بگذارد. این امر در ارتباط با وجود واحدهای سنگی پرقوام و کم‌قوام در توالی چین‌شناسی این تاقدیس می‌باشد. رفتار متفاوت این واحدها در طی دگرریختی باعث شکل‌گیری رده‌های مختلف چین می‌شود. سازند گچساران، پاره‌سازند کلهر به همراه سازندهای پابده و گورپی و سازندهای گرو-دشتک به ترتیب به عنوان افق جدایشی بالایی، فرعی و میانی در دگرریختی تاقدیس زیلویی ایفای

نتیجه‌گیری

براساس زاویه بین یالی تاقدیس زیلویی در دسته چین‌های ملایم و باز قرار می‌گیرد. همچنین پارامتر کندی (b) برای تاقدیس زیلویی واژه نیمه زاویه‌دار را پیشنهاد می‌کند. نسبت اندازه (R) برای تاقدیس زیلویی واژه‌های توصیفی پهن و گسترده را پیشنهاد می‌کند. پارامتر توزیع خمیدگی یال L برای این تاقدیس در نیمرخ‌های لرزه‌نگاری مختلف از ۰/۱۷ تا ۰/۷ متغیر می‌باشد. تغییرات ضخامت یال‌ها نسبت به

میانی و پایانه جنوب خاوری در مراحل اولیه دگرریختی به صورت یک چین جدایشی شکل گرفته است و با افزایش کوتاه‌شدگی یال‌های این چین دچار گسل‌خوردگی شده و هندسه چین‌های جدایشی گسل‌خورده را به خود گرفته است. این نوع چین‌ها، ساختار متدوال در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس می‌باشند. تاقدیس زیلویی در پایانه شمال باختری، هندسه‌ای مشابه چین‌های خم گسلی برشی دارد. اما بر اساس هندسه این تاقدیس در بخش‌های دیگر و نیز تغییرات ضخامت افق جدایشی گرو-دشتک، این هندسه را باید حالت حدواسط بین چین جدایشی و چین خم گسلی برشی در نظر گرفت.

نقش داشته‌اند. تاقدیس زیلویی چهار هندسه متفاوت چین جدایشی، چین جدایشی گسل‌خورده متقارن و نامتقارن و یک حالت حدواسط چین جدایشی و چین خم گسلی برشی را در بخش‌های مختلف نشان می‌دهد. این هندسه‌های متفاوت نتیجه تغییر میزان دگرریختی در بخش‌های مختلف تاقدیس، وجود واحدهای کم‌قوام و پرقوام در ستون چین‌شناسی منطقه و تغییرات ضخامت افق جدایشی گرو-دشتک می‌باشد. بر اساس مدل پابلت و مک‌کلی (۱۹۹۶) تکامل جنبشی تاقدیس زیلویی در نیمرخ لرزه‌نگاری CC' تحت تأثیر هر دو فرایند افزایش طول و چرخش یال صورت گرفته است. تاقدیس زیلویی در بخش

منابع

پایان‌نامه دکتری زمین‌شناسی- تکتونیک، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۹۱ ص.
-عبداللهی فرد، ا.، ۱۳۸۵. مدل‌های ساختاری جنوب خوزستان با استفاده از داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی، پایان‌نامه دوره دکتری زمین‌شناسی-تکتونیک، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۴ ص.

-حاجی‌علی‌بیگی، ح.، ۱۳۹۴. تصویری از منطقه گسلی ژرف بالارود، شمال اندیمشک، جنوب‌باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، شماره ۹۷، ص ۳۱۳ - ۳۲۸.

-حاجی علی بیگی، ح.، ۱۳۸۸. زمین‌ساخت و الگوی دگرریختی منطقه گسلی بالارود (شمال دزفول)،

-Abdollahi Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M. and Alavi, S. A., 2006. Interaction of the Zagros Fold thrust belt and the Arabian type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran: Petroleum Geoscience, v. 12, p. 347-62.
-Al-Naqib, K. M., 1970. Geology of Jabal Sanam (South Iraq): Journal of the Geological Society of Iraq, v. 3(1), p. 9-36.
-Bastida, F., Aller, J. and Bobillo-Ares, N.C., 1999. Geometrical analysis of folded surfaces using simple functions: Journal of Structural Geology, v. 21, p. 729-742.

-Bayly, M.B., 1974. An energy calculation concerning the roundness of folds: Tectonophysics, v. 24, p. 291-316.
-Brandes, C. and Tanner, D.C., 2014. Fault-related folding: A review of kinematic models and their application: Earth-Science Reviews, v. 138, p. 352-370.
-Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R. and Naini, M., 2006. Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran): Geological Society of America, Special Papers, v. 414, p. 11-32.

- Chapple, W.M., 1969. Fold shape and rheology; the folding of an isolated viscous-plastic layer: *Tectonophysics*, v. 7, p. 97-116.
- Dahlstrom, C. D. A., 1990. Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 74, p. 336-344.
- De Sitter, L. V., 1956. *Structural Geology*: New York, McGraw-Hill, 552 p.
- Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S. and Koyi, H., 2009. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran: *Journal of the Geological Society*, v. 166(6), p. 1101-1115.
- Ghassemi, M.R., Schmalholz, S.M. and Ghassemi, A.R., 2010. Kinematics of constant arc length folding for different fold shapes: *Journal of Structural Geology*, v. 32(6), p. 755-765.
- Ferrill, D.A., Morris, A.P. and McGinnis, R.N., 2012. Extensional fault-propagation folding in mechanically layered rocks: The case against the frictional drag mechanism: *Tectonophysics*, v. 576, p. 78-85.
- Howard, K.A. and John, B.E., 1997. Fault-related folding during extension: Plunging basement-cored folds in the Basin and Range: *Geology*, v. 25(3), p. 223-226.
- Hudleston, P.J., 1973a. Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development: *Tectonophysics*, v. 16, p. 1-46.
- Hudleston, P.J. and Lan, L., 1994. Rheological controls on the shapes of single layer folds: *Journal of Structural Geology*, v. 7, p. 1007-1021.
- Jamison, W.R., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes: *Journal of Structural Geology*, v. 9(2), p. 207-219.
- Liu, C., Zhang, Y. and Shi, B., 2009. Geometric and kinematic modeling of detachment folds with growth strata based on Bézier curves: *Journal of Structural Geology*, v. 31(3), p. 260-269.
- Marrett, R. and Bentham, P.A., 1997. Geometric analysis of hybrid fault-propagation/detachment folds: *Journal of Structural Geology*, v. 19(3), p. 243-248.
- McClay, K., 2011. Introduction to thrust fault-related folding: In: *Thrust Fault Related Folding* (Ed. by McClay, K. R., Shaw, J. and Suppe, J.), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Memoir 94, p. 1-19.
- Motamedi, H., Sherkati, S. and Sepehr, M., 2012. Structural style variation and its impact on hydrocarbon traps in central Fars, southern Zagros folded belt, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 37, p. 124-133
- Mitchell, M. M. and Woodward, N. B., 1988. Kink detachment fold in the southwest Montana fold and thrust belt: *Geology*, v. 16, p. 162-165.
- Mitra, S., 2002. Structural models of faulted detachment folds: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 86(9), p. 1673-1694.
- Najafi, M., Yassaghi, A., Bahroudi, A., Vergés, J. and Sherkati, S., 2014. Impact of the Late Triassic Dashtak intermediate detachment horizon on anticline geometry in the Central Frontal Fars, SE Zagros fold belt, Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 54, p. 23-36.
- Perry, J.T. and Setudehnia, A., 1967a. 1:100000 Geological map of Lali, National Iranian Oil Company (NIOC).
- Perry, J.T. and Setudehnia, A., 1967b. 1:100000 Geological map of Shushtar, National Iranian Oil Company (NIOC).

- Pirouz, M., Simpson, G., Bahroudi, A. and Azhdari, A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system: *Geological Magazine*, v. 148(5-6), p. 838-853.
- Poblet, J. and McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 80(7), p. 1085-1109.
- Ramsay, J.G., 1982. Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts: In: *Mountain Building Processes* (Ed. Hsu, K.), Academic Press, London, p. 111-127.
- Ramsay, J.G. and Huber, M.I., 1987. The techniques of modern structural geology: *Folds and fractures* (v. 2): Academic press.
- Sepehr, M., Cosgrove, J. and Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt: *Tectonophysics*, v. 427(1), p. 265-281.
- Setudehnia, A., 1978. The mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1(1), p. 3-42.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Underhill, J.R. and Gupta, S., 2000. Fault-propagation folding in extensional settings: examples of structural style and synrift sedimentary response from the Suez rift, Sinai, Egypt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 1877-1899.
- Sherkati, S. and Letouzey, J. 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful Embayment), Iran: *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 535-554.
- Sherkati, S., Letouzey, J. and Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling: *Tectonics*, 25, TC4007, doi: 10.1029/2004TC001766.
- Srivastava, D.C. and Lisle, R.J., 2004. Rapid analysis of fold shape using Bézier curves: *Journal of Structural Geology*, v. 26(9), p. 1553-1559
- Stabler, C.L., 1968. Simplified Fourier analysis of fold shapes: *Tectonophysics*, v. 6, p. 343-350.
- Stowe, C.W., 1988. Application of Fourier analysis for computer representation of fold profiles: *Tectonophysics*, v. 156, p. 311-333.
- Suppe, J., Connors, C. D. and Zhang, Y., 2004. Shear fault-bend folding: in *Thrust tectonics and hydrocarbon systems* (Ed. by McClay, K. R.), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 82*, p. 303- 323.
- Szabo, F. and Kheradpir, A., 1978. Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran: *Journal of Petroleum Geology*, v. 1(2), p. 57-82
- Tindall, S.E. and Davis, G.H., 1999. Monocline development by oblique-slip fault-propagation folding: the East Kaibab monocline, Colorado Plateau, Utah: *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1303-1320.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*: W. H. Freedman & Co., New York, 532 p.
- Verges, J., Goodarzi, M. G. H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J. and Gillespie, P., 2011. Multiple detachment folding in Pusht-e Kuh arc, Zagros: role of mechanical stratigraphy, In: *Thrust Fault Related Folding* (Ed. by McClay, K. R., Shaw, J. and Suppe, J.), *American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 94*, p. 69-94.