

تأثیر سطح جدایش بالایی در تغییر هندسه ساختاری تاقدیس عمقی و سطحی سرگلان، لرستان، باختر زاگرس

رضا علی پور

گروه زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

نسیم رحمانیان کوشکی

کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

عارف شمس زاده

دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه شیراز، شیراز

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۷/۱۱/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۰۴/۱۲

rezaalipoor116@gmail.com

چکیده

تاقدیس سرگلان با پتانسیل هیدروکربنی در جنوب باختر پهنه لرستان و باختر کمربند چین خورده-رانده زاگرس واقع شده است. در این مطالعه جهت تحلیل هندسی تاقدیس سرگلان از تفسیر نیمرخ‌های لرزه نگاری دوبعدی و ترسیم چهار نیمرخ ساختاری عمود بر محور تاقدیس استفاده شده است. تفسیر نیمرخ‌های ساختاری نشان دو سطح جدایش بالایی (سازند امیران) و میانی (سازند گرو) است. سطوح جدایشی و راندگی‌ها تأثیر زیادی بر هندسه و کینماتیک ساختارها داشته است، به طوری که راندگی بال جنوب باختری تاقدیس شکل گرفته و شروع به پلکانی شدن می‌کند. جابجایی این راندگی، تاقدیس را به سمت بالا حمل می‌کند، پس تاقدیس سرگلان از نوع چین‌های جدایشی انتقالی است. ضخامت زیاد سطح جدایش بالایی باعث تشکیل چین خوردگی ناهماهنگ گردیده به طوری که تاقدیس عمقی سرگلان نسبت به تاقدیس سطحی بیشتر از حدود ۱۰ کیلومتر و در زیر ناودیس سطحی به سمت شمال باختر ادامه پیدا کرده است. اندازه‌گیری پارامترهای هندسی نشان می‌دهد که تاقدیس سرگلان یک چین نامتقارن، استوانه‌ای است و از نظر نسبت ابعادی پهناور و از نظر کندی چین نیمه‌گرد شده است. تفسیر نیمرخ‌های لرزه نگاری نشان می‌دهد که یک تاقدیس عمقی به موازات تاقدیس سرگلان در زیر سطح جدایش بالایی تشکیل شده و در این مطالعه به عنوان تاقدیس سرگلان جنوبی معرفی می‌گردد.

کلمات کلیدی: تاقدیس، سرگلان، جدایش، لرستان، زاگرس

مقدمه

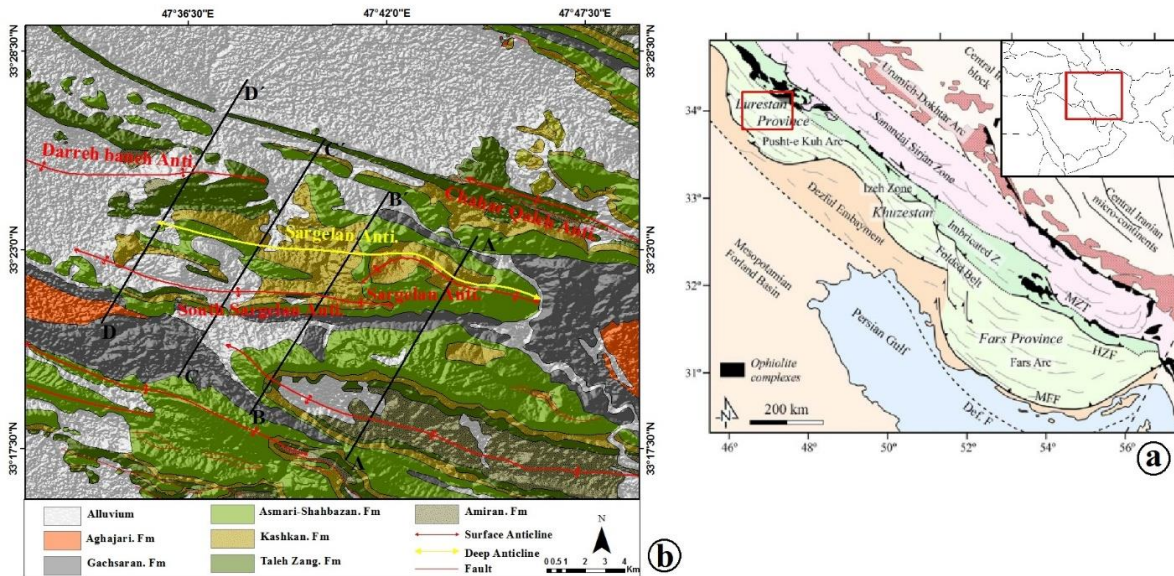
در کمربند زاگرس، این کمربند را به پهنه‌های مختلفی تقسیم کرده است (Stocklin, 1968; Falcon, 1974; Berberian and King, 1981;) (Motiei, 1994). کمربند زاگرس مرتفع که در بخش شمالی کمربند چین-خورده-رانده زاگرس است، از شمال خاور به وسیله گسل معکوس اصلی زاگرس محدود شده است (Alavi, 1994; Berberian, 1995).

در جنوب کمربند زاگرس مرتفع دومین پهنه اصلی کمربند چین خورده-رانده زاگرس کمربند چین خورده ساده است که شامل پهنه لرستان و همچنین بخشی از حوضه فورلند بین النهرین می‌باشد (McQuillan, 1991;) (Berberian, 1995). تقریباً ۱۵ درصد از ذخایر هیدروکربونی جهان در کمربند چین خورده-رانده زاگرس در امتداد ایران و کردستان عراق متمرکز شده است و می‌توان این منطقه را یکی از بزرگ‌ترین ذخایر نفتی در میان دیگر کمربند‌های چین خورده-رانده در جهان دانست (Bordenave and Hegre, 2005). همچنین حدود ۸ درصد از ذخایر هیدروکربونی جهان در دو مخزن کربناته (سازند آسماری الیگوسن میوسن و گروه بنگستان کرتاسه بالایی) در زاگرس چین خورده رانده ذخیره شده است که از سنگ‌های با منشا آلی مثل سازند کژدمی و بخش بالایی سازند پابده منشا گرفته‌اند (Bordenave and Hegre, 2005). با توجه به اینکه غالب مخازن هیدروکربوری کمربند زاگرس

کمربند کوهزایی زاگرس با طولی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر با روند شمال-باختر-جنوب خاور از ترکیه در شمال باختر تا تنگه هرمز در جنوب خاوری ایران گسترش دارد. (Alavi, 2004, 2007; Berberian and king, 1981;) (Golanka, 2004). برخورد بین ورقه‌های عربی و اوراسیا باعث ایجاد دگرشکلی شدید در پوشش رسوبی با ضخامت حدود ۱۰ تا ۱۲ کیلومتری در طی زمان کرتاسه پسین شده است (Allen et al., 2004; Vernant et al., 2004; Agard et al., 2011; Mouthereau, 2011; Verges et al., 2012; Mouthereau et al., 2011). جبهه تغییرشکل در حال حاضر تقریباً موازی با خط ساحلی خلیج فارس است که از بخش‌های جنوبی کمربند سنندج - سیرجان آغاز شده و به سمت پیش‌بوم انتشار یافته است. این تغییرشکل هم اکنون نیز ادامه دارد، به طوری که در زاگرس حدود ۲۰ میلیمتر در سال کوتاه‌شدگی برآورد می‌گردد و به باز شدن دریای سرخ نسبت داده می‌شود (Vita-Finzi, 2001). تفسیر داده‌های لرزه‌نگاری زیرسطحی نشان می‌دهد که چین خوردگی در پوشش رسوبی کمربند زاگرس در زمان سنوزویک در بخش شمال خاوری خلیج فارس تشکیل می‌شود (Soleimany and Sabat, 2010). گسل معکوس اصلی زاگرس، گسل جوان اصلی زاگرس که در شمال خاور کمربند چین خورده رانده زاگرس قرار دارد و دیگر گسل‌های موجود

در نفتگیرهای تاکدیس متمرکز هستند، شناخت ساختارها و تحلیل هندسی و جنبشی این تاکدیس‌ها از مهم‌ترین موضوعات زمین‌شناسی زاگرس می‌باشد. در پهنه لرستان حفاری‌های اکتشافی در تاکدیس‌های نفتی و همچنین تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری دوبعدی نشان دهنده پیچیدگی‌های ساختاری و تفاوت‌های هندسی و کینماتیکی در ساختارهای سطحی و عمقی است، به طوری که تشکیل چین‌خوردگی ناهماهنگ و عدم انطباق بین تاکدیس‌های بالا و پایین

در لرستان با توجه به مطالعات زمین‌شناسی (Takin et al., 1970; Macleod, 1970) در پهنه لرستان که موقعیت نیمرخ‌های ساختاری ترسیم شده با خطوط سیاه مشخص شده است. خطوط قرمز و زرد به ترتیب محور تاکدیس‌های سطحی و عمقی را نشان می‌دهند.



شکل ۱. (a) نقشه پهنه‌های ساختاری کمر بند چین‌خورده-رانده زاگرس (Casciello et al, 2009). چهار گوش قرمز رنگ موقعیت منطقه مورد مطالعه و شکل b را نشان می‌دهد. (b) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (Takin et al., 1970; Macleod, 1970) در پهنه لرستان که موقعیت نیمرخ‌های ساختاری ترسیم شده با خطوط سیاه مشخص شده است. خطوط قرمز و زرد به ترتیب محور تاکدیس‌های سطحی و عمقی را نشان می‌دهند.

چارچوب زمین‌شناسی و توالی چینه‌شناسی

در کمر بند چین‌خورده ساده زاگرس ضخامت پوشش رسوبی حدود ۱۰-۱۲ کیلومتر است (Falcon, 1974; Colman-Sadd, 1978) و معمولاً تحت تاثیر فشردگی و گسل‌های راندگی تغییر شکل پیدا کرده‌اند (Blance et al., 2003; Sepehr and Cosgrove, 2005; Sherkaty et al., 2005; Casciello et al, 2009). این کمر بند در شمال‌خاور به وسیله گسل زاگرس مرتفع (Berberian, 1995) و در جنوب‌باختر به وسیله گسل جبهه کوهستان (Falcon, 1961; Berberian, 1995) محدود شده است. گسل جبهه کوهستان کمر بند چین‌خورده ساده را به سه بخش کمان فارس در جنوب‌خاور، فروافتادگی دزفول در بخش میانی، کمان لرستان در شمال‌باختر و همچنین فروافتادگی کرکوک که بیشتر در عراق قرار دارد تقسیم می‌کند (Hessami et al., 200; Blance et al., 2003).

کمان فارس و لرستان از لحاظ تکامل چینه‌شناسی و حوضه رسوبی دو منطقه کاملاً مجزا و متمایز از لحاظ رسوبگذاری هستند. در زمان ژوراسیک و کرتاسه پیشین در منطقه فارس و در شرایط نریتیک رسوبگذاری سازندهای فلهلیان و سورمه دیده می‌شود در حالیکه لرستان محصور در شیل و ماسه-سنگ‌های پلاژیک است و تبخیری‌ها و دیگر رسوبات بر روی آن‌ها به طور متناوب ته‌نشین می‌شوند (James and Wynd, 1965; Setudehnia, 1978; Szabo and Kheradpir, 1978; Koop and Stoneley,

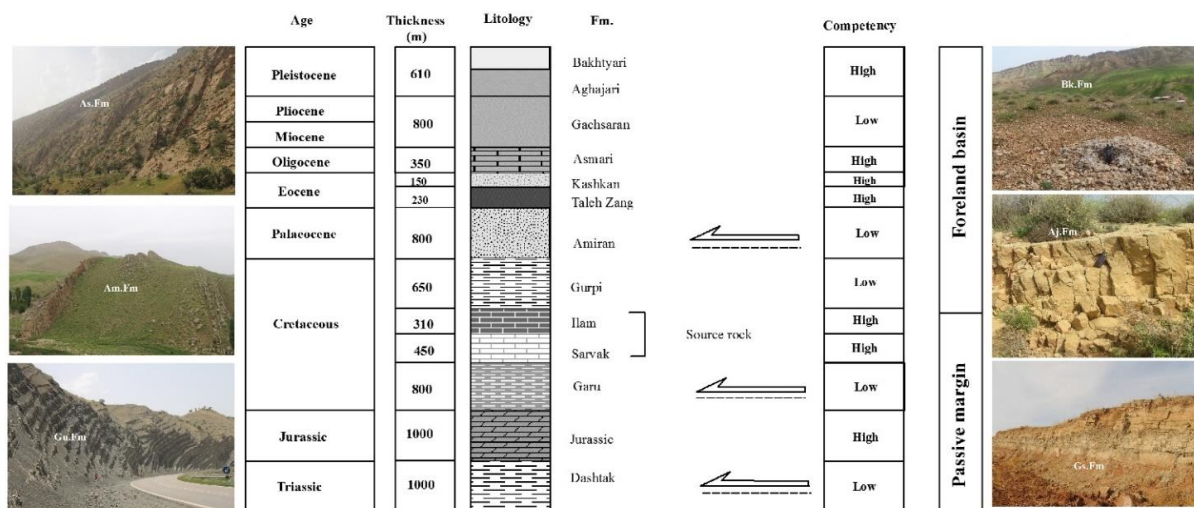
1982). در کمان لرستان و در منطقه بین تاکدیس خرم آباد و چناره مکان مناسبی برای مطالعه حوضه فورلند زاگرس است که در این منطقه تاکدیس و ناودیس‌ها توالی مداوم و بسیار خوب سازندهای گورپی، امیران، تله‌زنگ، کشکان، آسماری و شهبازان را نشان می‌دهند (James and Wynd, 1965; Homke et al., 2009). در لرستان تبخیری‌های گچساران با ضخامت حدود ۸۰۰ متر به وسیله سازندهای بختیاری و آغاچاری پوشیده شده است و پس از آن سازند آهکی آسماری به طور ناپیوسته بر روی سازند شهبازان قرار گرفته است که تشخیص این ناپیوستگی در صحرا بسیار دشوار است بنابراین این دو واحد را به صورت یک واحد منفرد با نام آسماری-شهبازان در نظر می‌گیرند. این رسوبات کریناته به عنوان سنگ مخزن بالایی شناخته می‌شوند که به وسیله تبخیری‌های گچساران و سازند آغاچاری پوشیده شده‌اند (Homke et al., 2004; Carruba et al., 2006). رخنمون سطحی اکثر تاکدیس‌های لرستان (مانند ماله کوه، چناره، سرگلان) را سازند آهکی آسماری-شهبازان تشکیل می‌دهد. سازند کشکان یک واحد برجسته قاره‌ای و قرمز رنگ همراه با شیل، ماسه و کنگلومرا است که عمدتاً از مجموعه رادیولاریت-افیولیت از زون فلسی منشا می‌گیرد (James and Wynd, 1965). سازند تله‌زنگ به سن

اوبراین (۱۹۵۷، ۱۹۵۰) با برقراری ارتباط بین سبک دگرشکلی و پروفیل توالی‌های رسوبی، زاگرس را به پنج بخش تقسیم کرد گروه پی‌سنگی، گروه متحرک پایینی (تبخیری هرمز) که در منطقه لرستان شیل‌های کامبرین به عنوان سطح جدایش پایه معرفی می‌شود، گروه مقاوم (سنگ‌های کامبرین تا الیگوسن)، گروه متحرک بالایی (سازند گچساران) و گروه غیرفعال (سازندهای آگاجاری و بختیاری). در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس جدایش پایه احتمالاً درون لایه‌های پالئوزویک زیرین (سازند هرمز) واقع شده است همچنین در مناطق ساحلی تبخیری‌های تریاس سازند دشتک به عنوان سطوح جدایش عمیق عمل می‌کند (Sherkati et al., 2006; Carruba et al., 2006; Sepehr et al., 2006). با توجه به تقسیم‌بندی کمربند زاگرس به بخش‌های مختلف، منطقه مورد مطالعه که شامل تاکدیس‌های سرگلان و سرگلان جنوبی است، در کمان لرستان قرار گرفته است. تاکدیس سطحی سرگلان با راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارای طولی حدود ۸ کیلومتر و عرض ۱/۵ کیلومتر است که بین دو تاکدیس چهارقلعه در شمال‌خاور و تاکدیس سرکان در جنوب واقع شده است (شکل ۱). از نظر چینه‌شناسی نیز سازندهای رخنمون یافته در هسته و یال‌های این تاکدیس شامل آسماری، کشکان، تله‌زنگ و نهشته‌های عهدحاضر است و سازند گچساران نیز در هسته ناودیس‌های مجاور رخنمون دارد.

پالئوسن-اوسن میانی که فقط در منطقه لرستان دیده می‌شود شامل سنگ‌های آهکی است. مرز زیرین این سازند را سازند امیران که در منطقه لرستان سن این سازند پالئوسن می‌باشد تشکیل می‌دهد که در منطقه لرستان تغییرات ضخامت قابل توجهی دارد (آقاناتی، ۱۳۸۵).

بخش زیرین سازند امیران را سازند گورپی که شامل آهک‌های رسی و شیل‌های بخش امام حسن است تشکیل می‌دهد که رخنمون کمی در منطقه مورد مطالعه دارد. گسترش رخساره‌های کرناته نریتیک در حوضه لرستان از جنوب آغاز شده است و باعث رسوبگذاری سازند سروک با ضخامت میانگین ۶۰۰ تا ۸۰۰ متر در منطقه لرستان می‌شود که این سازند به عنوان پایین‌ترین مخزن نفتی شناخته شده است (شکل ۲) (James and Wynd, 1965; Setudehnia, 1978).

در زیر گروه بنگستان (سازند آهکی و شیلی ایلام، سازند شیلی پیریتی سورگاه و همچنین سازند آهکی سروک) گروه خامی که شامل سازندهای فهلپان، گدون و سنگ‌آهک‌های داریان است وجود دارد که در لرستان به سازند شیلی گرو تبدیل می‌شوند؛ در بخش‌های عمیق‌تر گروه کارزون (سازند شیلی دشتک به سن تریاس بالایی و سازند نیریز) و گروه دهرم (سازندهای دالان به سن پرمین میانی و کنگان به سن دونین-پرمین‌زیرین و فراقان به سن دونین-پرمین‌زیرین) و واحدهای پالئوزویک زیرین (کرنات و سری هرمز به سن پروتروزویک) قرار دارد.



شکل ۲. ستون چینه‌شناسی پهنه لرستان که ضخامت و میزان مقاومت رخساره‌های رسوبی و همچنین سطوح جدایشی اصلی را نشان می‌دهد.

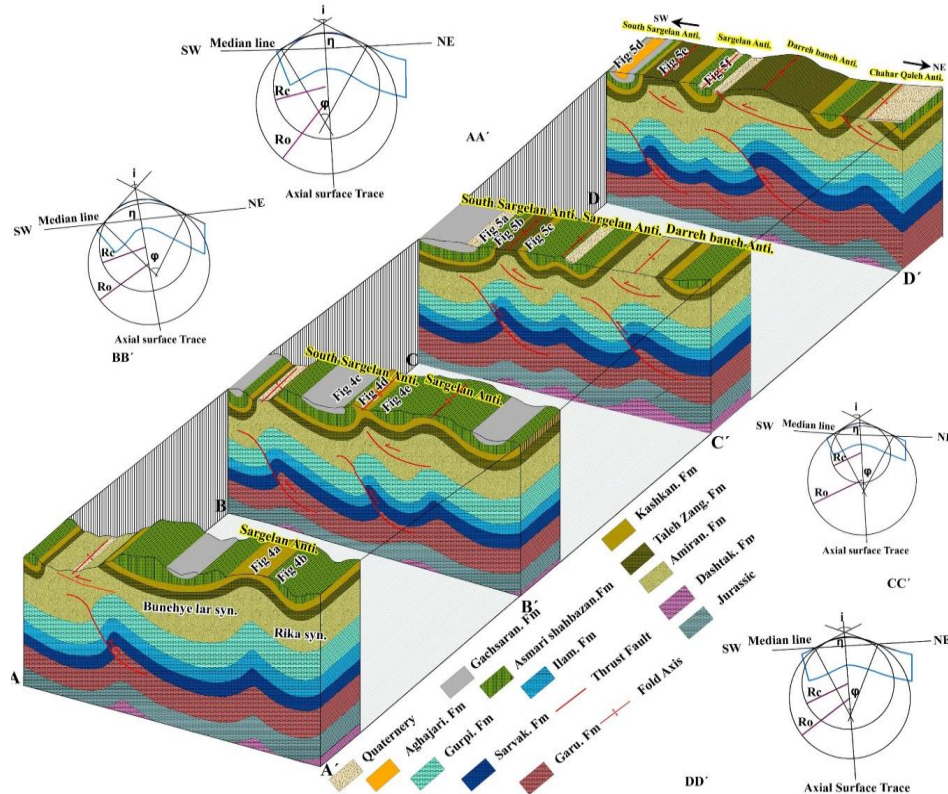
روش مطالعه

بازسازی برخی چین‌ها مخصوصاً چین‌های موازی استفاده می‌شود. اصول روش کینک به ما اجازه می‌دهد که هر شیب اندازه‌گیری شده را مرز یک پهنه در نظر بگیریم. مرز پهنه‌ها و لولای چین براساس نیمساز زاویه بین دو شیب مجاور تعیین می‌گردد. همچنین پارامترهای هندسی و درصد کوتاه شدگی در تاکدیس سرگلان محاسبه گردیده و در پایان چهار نیمرخ ساختاری عمود بر تاکدیس سرگلان به صورت بلوک دیاگرام نشان داده شده تا تغییرات ساختارهای منطقه به صورت جانبی و از سطح به عمق بهتر قابل مشاهده باشد.

در این پژوهش با استفاده از داده‌های سطحی (نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یک‌صد هزار، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های مدل ارتفاع رقومی (DEM) و زیر سطحی (تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری دوبعدی و اطلاعات چاه-های حفاری شده در تاکدیس‌های نفتی مجاور) به مطالعه و بررسی جنبشی و هندسی ساختارهای تاکدیس و معرفی سطوح جدایش و ارتباط آن با چین-خوردگی پرداخته شده است. با استفاده از این داده‌ها چهار نیمرخ ساختاری عرضی عمود بر روند تاکدیس‌های منطقه مورد مطالعه با روش کینک ترسیم شده و سبک ساختاری و هندسه چین‌خوردگی مورد بررسی قرار گرفته است. روش کینک یک روش رایج در ترسیم نیمرخ‌های زمین‌شناسی است که برای

هندسه ساختاری تاقدیس سرگلان

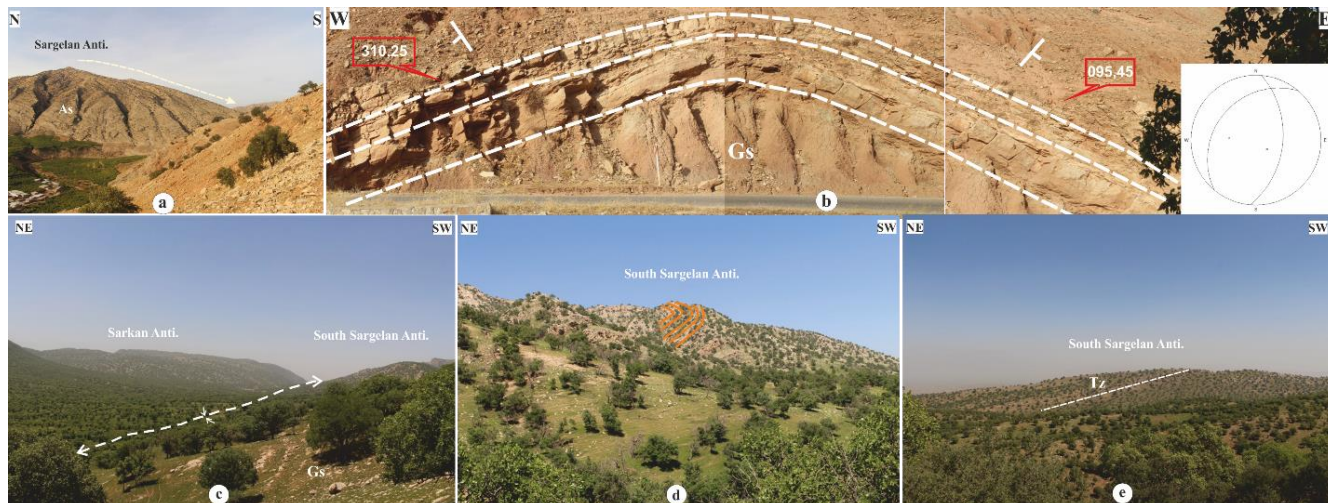
در این مطالعه به منظور بررسی جنبشی و هندسی تاقدیس سرگلان و با کمک اطلاعات چاه‌های حفاری شده، برداشت‌های صحرایی و تفسیر نیمرخ‌های لرزه نگاری دوبعدی، چهار نیمرخ عرضی ساختاری عمود بر محور این تاقدیس ترسیم شده است. برای ترسیم این نیمرخ‌های عرضی از روش کینک استفاده شده است که با بررسی این نیمرخ‌ها می‌توان هندسه ساختاری چین-



شکل ۳. بلوک دیاگرام نیمرخ‌های عرضی ساختاری در منطقه مورد مطالعه که محل این نیمرخ‌ها در (شکل ۱) مشخص شده است. شکل نحوه محاسبه پارامترهای هندسی و محل تصاویر صحرایی در هر نیمرخ نشان داده شده است.

(سطح جدایش میانی) یال جنوب‌باختری آن را بریده و در سازند امیران (سطح جدایش بالایی) افقی شده است. این تاقدیس در این مطالعه به عنوان تاقدیس سرگلان جنوبی معرفی می‌گردد که علاوه بر راندگی عمقی، راندگی کم‌عمق سطحی با ریشه در سازند امیران نیز به سمت بالا منتشر شده و باعث دگر شکلی تاقدیس سطحی گردیده است. در واقع این نیمرخ ساختاری عمود بر راستای تاقدیس‌های سرگلان، سرگلان جنوبی، و ناودیس‌های بنیه لار در یال جنوب‌باختری سرگلان جنوبی و ریکا در یال شمال‌خاوری سرگلان و در فاصله حدوداً ۴ کیلومتری شمال‌باختری نیمرخ AA' ترسیم شده است. رخنمون سطحی تاقدیس سرگلان در این نیمرخ را سازند آهکی آسماری و رخنمون سطحی تاقدیس سرگلان جنوبی را سازند ماسه‌سنگی کشکان همچنین جوان‌ترین سازند رخنمون یافته در هر دو ناودیس ریکا و بنیه لار تبخیری‌های گچساران تشکیل می‌دهند (شکل ۴). یال جنوبی تاقدیس سرگلان جنوبی به دلیل شیب زیاد لایه‌ها و تاثیر راندگی‌های عمقی برگشته است (شکل ۴) در این نیمرخ تاقدیس سرگلان با موقعیت محوری ۱۱۳/۰ و سطح محوری ۰۳۰/۸۲ مشخص می‌شود.

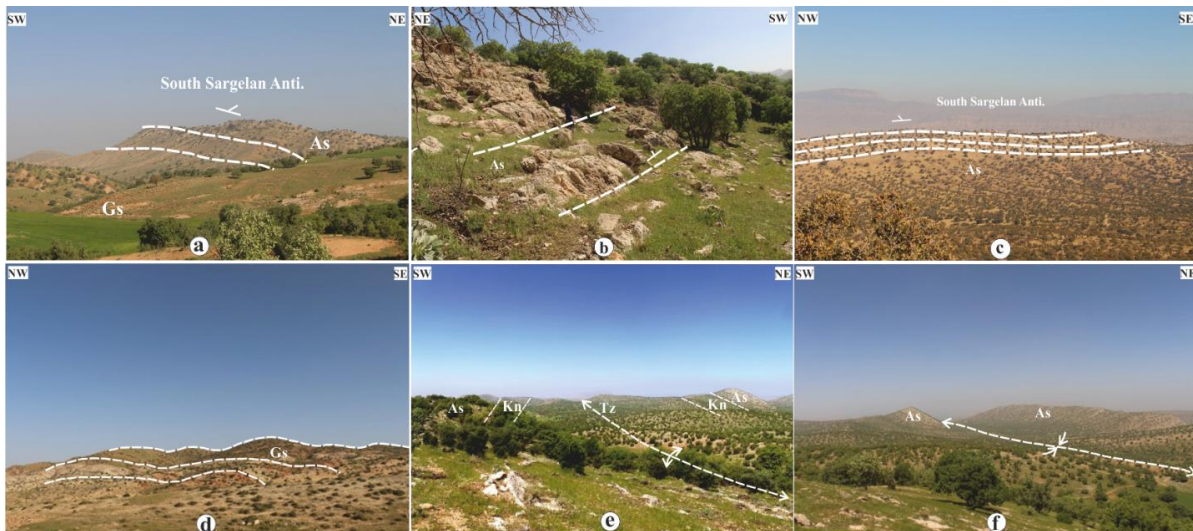
با توجه به بلوک دیاگرام (شکل ۳) نیمرخ AA' با درازای حدوداً ۱۳ کیلومتری عمود بر راستای تاقدیس سرگلان و ناودیس‌های بنیه لار و ریکا ترسیم شده است. در امتداد این نیمرخ رخنمون سطحی تاقدیس سرگلان را بیشتر سازند ماسه‌سنگی کشکان و سازند آهکی آسماری تشکیل داده‌اند (شکل ۴) و جوان‌ترین رخنمون‌های سطحی مربوط به سازند گچساران و آسماری در ناودیس بنیه‌لار (یال جنوب‌باختری تاقدیس سرگلان) و ناودیس ریکا (یال شمال‌خاوری تاقدیس سرگلان) است. تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری دوبعدی نشان می‌دهد که در این بخش از منطقه مورد مطالعه گسلش راندگی در یال جنوبی تاقدیس سرگلان وجود ندارد. همچنین با توجه به پارامترهای هندسی و ترسیم استریوگراف چین، در امتداد این نیمرخ موقعیت محوری تاقدیس سرگلان ۱۱۵/۰ و شیب سطح محوری آن ۰۳۰/۸۶ درجه است (جدول ۱). نیمرخ ساختاری بعدی که در منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است نیمرخ BB' با درازای حدوداً ۱۳ کیلومتری است. بررسی این نیمرخ ساختاری نشان می‌دهد که در جنوب‌باختری تاقدیس عمقی سرگلان یک تاقدیس عمقی دیگر دیده می‌شود که یک گسل راندگی با ریشه در سازند گرو



شکل ۴. (a) پلانژ تاقدیس سرگلان در امتداد نیمرخ ساختاری AA' با رخنمون سازند آسماری. (b) تاقدیس سطحی تشکیل شده در سازند گچساران در امتداد نیمرخ ساختاری AA' به علت عملکرد سطح جدایش بالایی به همراه تصویر استریوگرام. (c) محور ناودیس بین دو تاقدیس سرکان و سرگلان جنوبی با رخنمون سازند آسماری و گچساران در امتداد نیمرخ BB'. (d) یال جنوبی و برگشته تاقدیس سطحی سرگلان جنوبی با رخنمون سازند آسماری در امتداد نیمرخ BB'. (e) یال شمالی تاقدیس سرگلان جنوبی با رخنمون سازند آسماری و تله‌زنگ در امتداد نیمرخ BB'.

می‌دهد. در این نیمرخ ساختاری نیز تاقدیس عمقی سرگلان بین سطح جدایش بالایی (سازند فلیشی امیران) و سطح جدایش میانی (سازند گرو) تشکیل شده، که در سطح و بالای آن یک ساختار ناودیسی با رخنمون سازند آهکی آسماری و نهشته‌های کواترنری تشکیل شده است. بنابراین با بررسی این چهار نیمرخ عرضی ساختاری مشاهده می‌شود که تاقدیس عمقی سرگلان نسبت به تاقدیس سطحی حدود ۱۰ کیلومتر بیشتر به سمت شمال باختر ادامه پیدا می‌کند. در واقع از نیمرخ ساختاری دوم به سمت شمال باختر تشکیل چین‌خوردگی ناهماهنگ و قرار گرفتن ساختار تاقدیس عمقی و عمقی سرگلان در زیر ساختار ناودیسی دیده می‌شود. دلیل این تغییر در هندسه چین‌خوردگی به ضخامت بسیار زیاد سطح جدایش بالایی در منطقه مورد مطالعه است که سازند امیران بیش از ۱۰۰۰ متر ضخامت دارد. در امتداد این نیمرخ همچنین یال جنوبی تاقدیس سرگلان جنوبی به دلیل شیب زیاد لایه‌ها و تاثیر راندگی‌های سطحی برگشته است و رخنمون سطحی در ناودیس شکل یافته در یال جنوب باختری تاقدیس سرگلان جنوبی سازند آغاجاری و تبخیری گچساران است (شکل ۵). موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس سرگلان به ترتیب ۱۲۵/۰ ، ۰۳۰/۶۸ می‌باشد. به طور کلی در تمامی نیمرخ‌های ترسیم شده به دلیل اینکه سازند امیران از واحدهای نامقاوم و ضخامت زیاد تشکیل شده است به عنوان سطح جدایش بالایی در نظر گرفته می‌شود. سطح جدایش میانی در این بخش از منطقه مورد مطالعه سازند گرو است که راندگی‌های عمقی با ریشه در این سازند به سمت بالا منتشر شده‌اند.

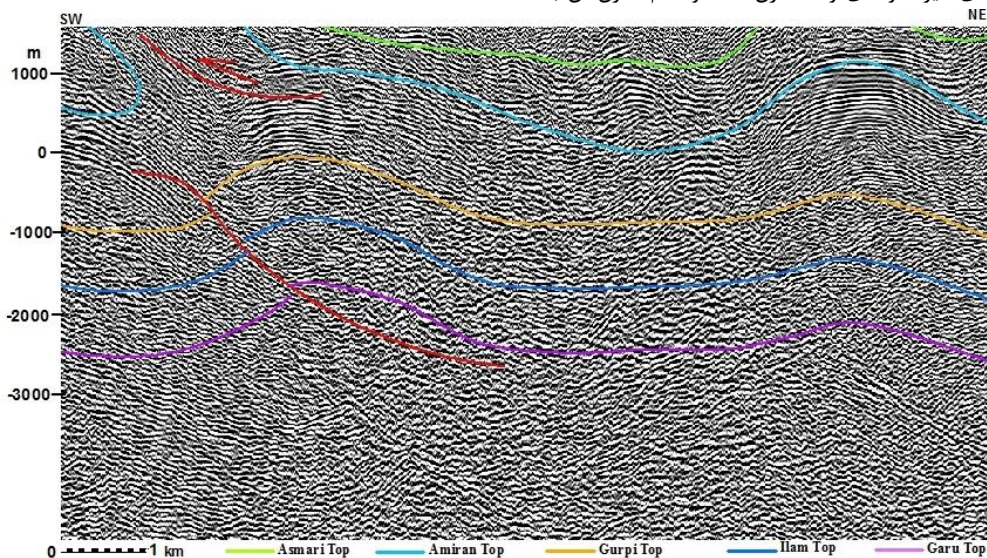
نیمرخ عرضی ساختاری سه بعدی که در منطقه مورد مطالعه ترسیم و مورد بررسی قرار گرفته نیمرخ CC' با طولی حدود ۱۳/۷ کیلومتر است. این نیمرخ در ۴ کیلومتری شمال باختری نیمرخ BB' قرار گرفته است و عمود بر راستای تاقدیس‌های سرگلان و سرگلان جنوبی و دره‌بانه و همچنین ناودیس بنیه لار در یال جنوب باختری تاقدیس سرگلان جنوبی ترسیم شده است (شکل ۳). رخنمون سطحی تاقدیس سرگلان و سرگلان جنوبی در این نیمرخ ساختاری به ترتیب سازند آهکی آسماری و سازند تله‌زنگ می‌باشد همچنین رخنمون سطحی ناودیس تشکیل شده را تبخیری‌های گچساران تشکیل می‌دهد (شکل ۵). راندگی عمقی در یال جنوب باختری تاقدیس سرگلان جنوبی با ریشه در سطح جدایش میانی (سازند گرو) با قطع کردن توالی‌های موجود به سمت بالا انتشار یافته و در سطح جدایش بالایی حالت هموار پیدا کرده است. نکته مهم در این نیمرخ تشکیل چین‌خوردگی ناهماهنگ و تشکیل تاقدیس عمقی سرگلان در زیر ناودیس سطحی است. این موضوع بیانگر این است که تاقدیس عمقی سرگلان تا این نیمرخ و به سمت شمال باختر ادامه دارد. موقعیت محور و سطح محوری تاقدیس سرگلان در امتداد این نیمرخ به ترتیب ۱۱۳/۰ ؛ ۰۳۰/۷۳ می‌باشد. آخرین نیمرخ ساختاری که در این پژوهش و در انتهای شمال باختری منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است، نیمرخ DD' با طول حدود ۱۴ کیلومتر است. این نیمرخ در راستای تاقدیس‌های سرگلان، سرگلان جنوبی، دره‌بانه و چهارقلعه و در حدود ۴ کیلومتری شمال باختر نیمرخ ساختاری CC' ترسیم شده است (شکل ۳). رخنمون سطحی تاقدیس سرگلان جنوبی را سازند تله‌زنگ و نهشته‌های عهد حاضر تشکیل



شکل ۵. (a) سازندهای رخنمون یافته در امتداد نیمرخ ساختاری CC' یال جنوبی تاقدیس سرگلان جنوبی با شیب به سمت شمال باختر با رخنمون سازند آهکی آسماری و تبخیری گچساران. (b) یال برگشته تاقدیس سرگلان جنوبی با رخنمون سازند آسماری در امتداد نیمرخ CC'. (c) یال جنوبی تاقدیس سرگلان جنوبی با رخنمون سازندهای آسماری و تله زنگ با شیب به سمت شمال خاور در امتداد نیمرخ CC'. (d) رخنمون سازند گچساران در یال جنوب باختری تاقدیس سرگلان جنوبی با شیب به سمت شمال خاور در امتداد نیمرخ DD'. (e) هسته تاقدیس سرگلان جنوبی با رخنمونی از سازندها مختلف در یال ها در امتداد نیمرخ DD'. (f) ناودیس تنگ شکل گرفته بین تاقدیس های دره بانه و سرگلان جنوبی در امتداد نیمرخ DD'.

دلیل تفاوت در شیب و طول یال هاست. مقادیر بدست آمده برای زاویه بین-یالی و زاویه چین خوردگی نشان می دهد که این تاقدیس از نظر فشردگی از نوع چین های باز و ملایم است. محاسبات لازم برای بدست آوردن کندی چین در چهار برش ساختاری نشان می دهد که $b < 0.1/4$ است و اصطلاح توصیفی آن نیمه گرد شده می باشد و همچنین مقادیری که از نسبت ابعادی بدست آمد و لگاریتم آن در تمام برش ها در محدوده $0.63 < p \leq 0.25$ و $0.2 < \log p \leq 0.6$ می باشد که اصطلاح توصیفی آن پهناور است.

با توجه به تفسیر نیمرخ های لرزه نگاری دوبعدی (شکل ۶) و نیمرخ های ساختاری تفسیر شده، سازندهای امیران و گرو به ترتیب از سطوح جدایشی بالایی و میانی در منطقه مورد مطالعه هستند که هندسه چین خوردگی را کنترل می کنند. بنابراین در این مطالعه برای بررسی هندسه تاقدیس عمقی سرگلان از اندازه گیری پارامترهای هندسی یک سطح چین خورده و ترسیم نمودار استریوگرافیک چین های مربوطه استفاده شده است که مقادیر آن در (جدول ۱) نشان داده شده است. با توجه به داده های بدست آمده تاقدیس سرگلان از نوع چین های غیراستوانه ای و نامتقارن است و عدم تقارن آن به



شکل ۶. تفسیر نیمرخ لرزه نگاری دوبعدی از بخش جنوبی منطقه مورد مطالعه که سطوح جدایش بالایی (سازند امیران) و میانی (سازند گرو) را نشان می دهد. راندگی سطحی نیز با ریشه در سازند امیران به سمت سطح منتشر شده و باعث دگرریختی شده است (شمس زاده و همکاران ۱۳۹۵).

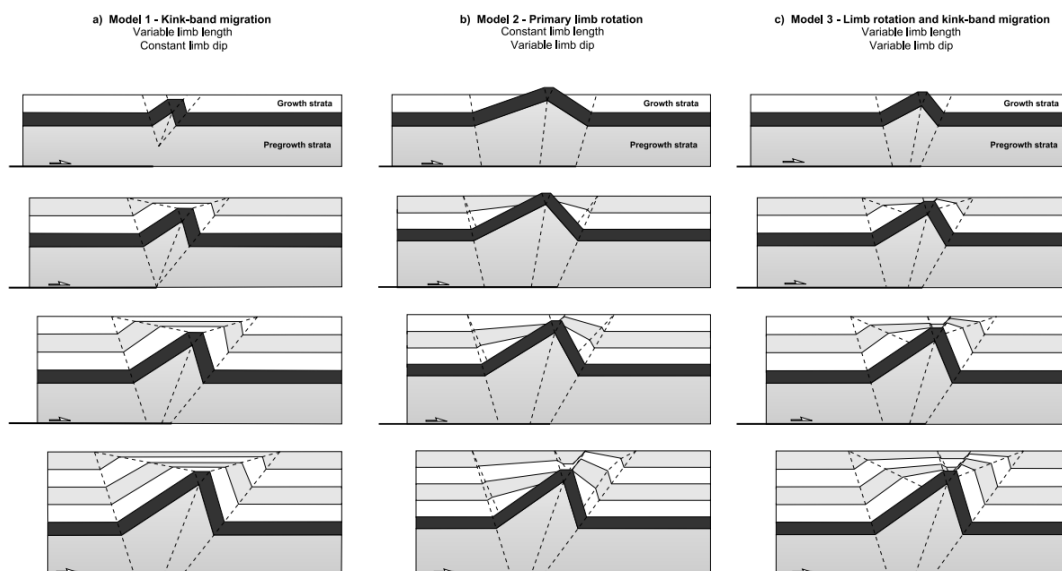
بحث

است که استفاده از نمودارهای چین‌های مرتبط با گسل (Jamison, 1987) و نمودارهای تحلیل هندسی (Mouthereau et al., 2012) از روش‌های معمول است. در این مطالعه برای استفاده از نمودارهای تحلیل هندسی (Mouthereau et al., 2012) از نیمرخ‌های ساختاری ترسیم شده پارامترهای هندسی لازم محاسبه شده است. این پارامترها شامل طول پیش-یال، طول پس‌یال، شیب پیش‌یال، شیب پس‌یال و نسبت RL برای محاسبه کوتاه‌شدگی می‌باشد که در جدول ۱ ارائه شده است. مقدار کوتاه‌شدگی واقعی و نسبت RL نیز از طریق معادلات زیر محاسبه شده است.

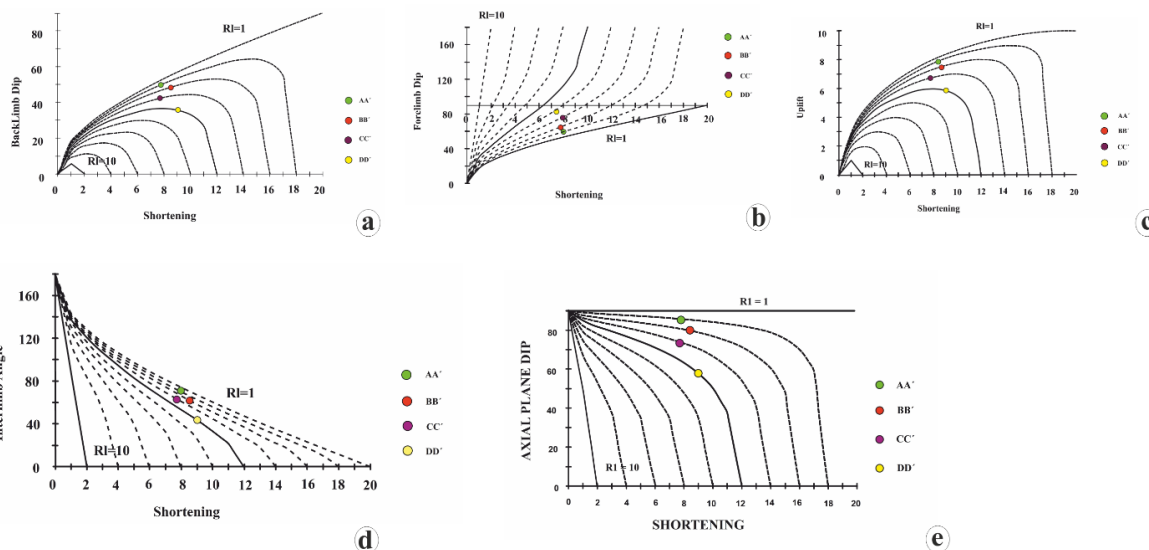
$$RL = \sin(vf / vb) \quad S = (\text{Calculated Shortening} * Lb) / 10$$

مقادیر کوتاه‌شدگی بدست آمده از روی نمودار می‌بایست در معادله جایگزین شود تا مقدار کوتاه‌شدگی واقعی بدست آید. همچنین این مقدار باید با مقادیر کوتاه‌شدگی بدست آمده از موازنه نیمرخ‌های ساختاری مطابقت داشته باشد و در این صورت می‌توان بیان نمود که هندسه چین مورد نظر منطبق بر مدل می‌باشد. با توجه به پارامترهای هندسی محاسبه شده موقعیت تاقدیس سرگلان جهت برآورد میزان کوتاه‌شدگی بر روی نمودارهای (شکل ۸) مشخص شده است. مقدار کوتاه‌شدگی که تقریباً در هر دو نمودار یکسان است باید بر مبنای طول پهلوی پیشانی تاقدیس نرمالیزه گردد تا میزان کوتاه‌شدگی واقعی بدست آید. با توجه به مقدار RI بدست آمده برای تاقدیس سرگلان مقدار کوتاه‌شدگی برای یال پشتی حدود ۸/۳ درصد و یال جلویی حدود ۸/۵ درصد است. با جایگزینی این مقدار کوتاه‌شدگی در نمودارهای (شکل ۸) مقدار برخاستگی، زاویه بین یالی و شیب سطح محوری بدست می‌آید. با مقایسه نتایج بدست آمده از نمودار و روابط هندسی، تاقدیس سرگلان مشابه چین‌های جدایشی مطرح شده بوسیله دالستروم (Dahlstrom, 1970) و مدل پابلت و مک‌کلی (Poblet and McClay, 1996) می‌باشد.

بررسی‌های چین‌های تشکیل شده در کمربندهای چین‌خورده-راندنه نشان می‌دهد که بیشتر چین‌های تشکیل شده در اثر حرکت گسل‌ها در عمق به وجود آمده‌اند. در کمربندهای چین‌خورده-راندنه بسته به شرایط حرکت و هندسه رمپ و فلت سه نوع چین تشکیل می‌شود. چین‌های مرتبط با گسل با تغییرات زاویه‌ای در سطح گسل تشکیل می‌شوند. چین‌های جدایشی چین‌هایی هستند که در بالای یک سطح جدایش یا نوک یک راندگی که به موازات لایه‌بندی است توسعه می‌یابد (Jamison, 1997; Poblet et al., 1987). تشکیل یک چین جدایشی معمولاً نیازمند اختلاف مقاومت بین واحد مقاوم بالایی و واحد نامقاوم پائینی است. زمانیکه جابجایی در طول سطح جدایش کاهش می‌یابد، استرین بصورت چین خوردگی در واحد مقاوم بالایی تظاهر پیدا می‌کند (Rowan, 1999; Bulnes and Poblet, 1997; Dahlstrom, 1970). شکل ۷ خلاصه‌ای از سه مدل چین جدایشی اصلی که به وسیله (Poblet and McClay, 1996) ارائه شده است را نشان می‌دهد: براساس تغییرات شیب و طول یال چین‌های جدایشی به سه مدل اصلی تقسیم‌بندی می‌شوند (Poblet and McClay, 1996). در مدل یک (شکل ۷) شیب یال ثابت است و چین به وسیله مهاجرت کینک باند و با پیشرفت کوتاه‌شدگی رشد می‌کند. در مدل دو طول یال ثابت است و چین به وسیله چرخش یال رشد می‌کند و در مدل سه هر دو طول یال و چرخش یال باعث تقویت چین می‌شود. مدل دو و سه الگوی رشد لایه‌ای را با چرخش یال پیشرونده نشان می‌دهند و به طور کلی این مدل‌ها ممکن است باعث تشکیل ناودیس‌های کوچک در توالی‌های رشدی و در بالای تاقدیس‌ها شوند (McClay, 2011). مطالعه نیمرخ‌های عرضی ساختاری یکی از روش‌های مهم برای بررسی هندسه ساختاری چین‌های جدایشی در عمق است. روش‌های متفاوتی برای بررسی هندسه چین‌ها مورد استفاده قرار گرفته



شکل ۷. سه مدل توصیفی رشد چین‌های جدایشی (Poblet et al, 1997; Poblet and McClay, 1996) که تکامل پیشرونده چین‌های جدایشی با افزایش کوتاه‌شدگی و نرخ بالای رسوبگذاری همزمان با تکتونیک را نشان می‌دهد، (a) مدل ادگرشکلی با مهاجرت کینک باند و تغییر در طول یال، (b) مدل ادگرشکلی با چرخش یال پیشرونده و طول یال ثابت، (c) مدل ۳ ترکیب چرخش یال و تغییر طول یال (McClay, 2011).



شکل ۸. نمودارهای تعیین پارامترهای هندسی چین‌های جدایشی (Poblet and McClay, 1996) منحنی‌های نمودارها، منطبق بر مقادیر R_f به ترتیب ۱، ۱۰، ۱۱، ۱۲، ۱۳، ۱۴، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱، ۲۲، ۲۳، ۲۴، ۲۵، ۲۶، ۲۷، ۲۸، ۲۹، ۳۰، ۳۱، ۳۲، ۳۳ و ۳۴ هستند (موقعیت تاقدیس سرگلان براساس پارامترهای هندسی آن بر روی نمودار نشان داده شده است).

جدول ۱. مشخصات هندسی چین‌های سطحی منطقه مطالعاتی تاقدیس سرگلان و پارامترهای هندسی لازم جهت استفاده از نمودارهای جمیسون و پابلت و مک کلی (Jamison, 1987; Poblet and McClay, 1996).

نام مقطع	AA'	BB'	CC'	DD'
زاویه میان‌یالی (i)	۱۱۵	۱۱۹	۱۲۰	۱۱۰
زاویه چین‌خوردگی (Φ)	۶۶	۶۰	۶۰	۶۳
فشردگی (T)	باز	باز	باز	باز
زاویه تمایل (η)	۹۰	۸۶	۸۳	۸۲
تقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن	نامتقارن
Cylindricity	استوانه‌ای	استوانه‌ای	استوانه‌ای	استوانه‌ای
موقعیت فضایی محور	۱۱۵/۰	۱۱۳/۰	۱۲۱/۵	۱۲۵/۰
سطح محوری	۰۳۰/۸۶	۰۳۰/۸۲	۰۳۰/۷۳	۰۳۰/۶۸
نسبت ابعادی	A	۲۳	۲۷	۲۰
	$1/2\lambda$	۸۸	۱۰۷	۸۰
	P	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۵
	R_c	۳۰	۳۹	۴۶
کندی چین	R_o	۷۵	۹۱	۸۵
	B	۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۵۴
		نیمه‌گرد شده	نیمه‌گرد شده	نیمه‌گرد شده
		۴۲	۵۳	۵۰
طول پس یال	۴۰	۴۷	۴۷	۴۱
طول پیش یال	۵۰	۴۷	۴۲	۳۶
شیب پس یال	۵۸	۶۴	۷۷	۸۰
شیب پیش یال	۵۸	۶۴	۷۷	۸۰
$R_l = \sin(vf/vb)$	۱/۱	۱/۲۵	۱/۴۳	۱/۶۷
کوتاه‌شدگی محاسبه شده از روی نمودار (نرمالیزه شده بر پایه پیش‌یال)	۸	۸/۵	۷/۸	۹
کوتاه‌شدگی محاسبه شده از روی برش	۸	۸	۸/۰۳	۱۰/۵

نتیجه گیری

نمیرخ‌های عرضی ساختاری مشخص می‌شود که تاقدیس عمقی سرگلان حدود ۱۰ کیلومتر از انتهای محور تاقدیس سطحی به سمت شمال‌باختر ادامه پیدا می‌کند. در واقع در منطقه مورد مطالعه از نیمرخ ساختاری دوم به سمت شمال‌باختر و قرار گرفتن ساختار تاقدیسی و عمقی سرگلان در زیر ساختار ناودیسی و تشکیل چین‌خوردگی ناهماهنگ دیده می‌شود که به علت ضخامت بسیار زیاد سطح جدایش بالایی در منطقه مورد مطالعه است. در جنوب‌باختری تاقدیس عمقی سرگلان یک تاقدیس عمقی دیگر با یک گسل راندگی در یال جنوب‌باختری آن دیده می‌شود که در این مطالعه این تاقدیس به عنوان تاقدیس سرگلان جنوبی معرفی می‌گردد. با توجه به قرار گرفتن تاقدیس سرگلان و تاقدیس سرگلان-جنوبی در مجاورت میادین نفتی بزرگ پهنه لرستان و همچنین تحولات ساختمانی که بر روی لایه‌ها صورت گرفته و باعث ایجاد چین‌خوردگی و گسل-خوردگی شده است، این تاقدیس‌ها می‌توانند به عنوان میادین نفتی مستعد مورد مطالعه دقیق قرار گیرند.

تاقدیس سرگلان با پتانسیل نفتی یکی از تاقدیس‌های مهم در پهنه لرستان است که در مجاورت میادین نفتی مهمی مثل میدان نفتی سرکان قرار گرفته است. با توجه به نیمرخ‌های عرضی ساختاری ترسیم شده، تفسیر نیمرخ‌های لرزه-ای و تحلیل‌های هندسی انجام شده و همچنین وجود اختلاف مقاومت بین واحدهای مقاوم و نامقاوم و توسعه راندگی در پهلوی تاقدیس‌ها، تاقدیس سرگلان از نوع چین‌های جدایشی انتقالی است. دو سطح جدایش اصلی که باعث دگرریختی و تشکیل چین‌خوردگی ناهماهنگ در منطقه گردیده‌اند شامل سازند فلیشی امیران به عنوان سطح جدایش بالایی و سازند شیلی گرو به عنوان سطح جدایش میانی است. پارامترهای هندسی انجام گرفته بر روی سازند مقاوم سروک در تاقدیس سرگلان نشان می‌دهد که این تاقدیس از نظر فشردگی باز و از نظر نسبت ابعادی از نوع چین‌های پهن و همچنین از نظر کندی چین در رده نیمه‌گرد شده قرار دارد. با توجه به مطالعه و تفسیر نیمرخ‌های لرزه‌نگاری دوبعدی و ترسیم

منابع

- آقباتی، ع؛ ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- شمس‌زاده، ع، علوی، آ، ولی‌نژاد، م، توکلی‌یرکی، م؛ ۱۳۹۵، سبک چین‌خوردگی و پیچیدگی‌های ساختاری در زیرپهنه لرستان مرکزی (مطالعه‌ی موردی یکی از میادین نفتی ناحیه)، ماهنامه علمی-ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۴۴، صفحه ۵۳-۴۸.
- Agard, P. J., Omrani, L., Jolivet, H., White church, B., Vrielynck, W., Spakman, P., Monie, B., Meyer, Wortel, R., 2011, Zagros orogeny: A subduction-dominated process, *Geol. Mag*, Vol: 148, p: 692–725.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectono physics*, Vol: 229, p: 211–238.
- Alavi, M., 2004, Regional stratigraphy of the Zagros fold–thrust belt of Iran and its pro foreland evolution, *American Journal of Science*, Vol: 304, p: 1–20.
- Alavi, M., 2007, Structures of the Zagros fold and thrust belt in Iran. *Am. J. Sci*, Vol: 307, p: 1064–1095.
- Allen, M., Jackson, J., Walker, R., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC2008, doi: 2010.1029/2003TC001530.
- Berberian, M., 1995, Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics: *Tectonophysics*, Vol: 241, p: 193-224.
- Berberian, M., King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol: 18, p: 210–265.
- Blanc, E.J.P., Allen, M.B., Inger, S., Hassani, H. 2003, Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran. *Journal of the Geological Society*, London, Vol: 160, p: 401–412.
- Bordenave, M. L., Hegre, J. A., 2005, The influence of tectonics on the entrapment of oil in the Dezful Embayment, *Zagros Fold belt*, Iran: *Journal of Petroleum Geology*, Vol: 28, p: 339-368.
- Bulnes, M., Poblet, J., 1999. Estimating the detachment depth in cross sections involving detachment folds. *Geology*, Vol: 136, p: 395-412.
- Carruba, S., Perotti, C.R., Buonaguro, R., Calabro, R., Carpi, R. Naini, M., 2006. Structural pattern of the Zagros foldand- thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran): Styles of continental contraction: *Geological Society of America Special Paper*, Vol: 414, p: 11–32.
- Casciello, E., Vergés, J., Saura, E., Casini, G., Fernández, N., Blanc, E., Homke, S., Hunt, D.W., 2009, Fold patterns and multilayer rheology of the Lurestan Province, Zagros simply folded Belt (Iran). *J. Geolog. Soc.* 166, 947e959.
- Colman-Sadd, S.P., 1978, Fold development in Zagros simply folded belt, Southwest Iran. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, Vol:62, No: 6b, p: 984-1003.
- Dahlstrom, C. D., 1970, Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol:18, No: 3, p: 332-406.
- Dahlstrom, C.D.A., 1990, Geometric constraints derived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models for detachment folding. *AAPG, Bulletin*, Vol: 74, No: 3, p: 336-344.
- Desitter, L.U., 1956, *Structural geology*. McGraw-Hill. London.
- Falcon, N. L., 1961, Major earth-flexuring in the Zagros Mountains of south-west Iran. *Quarterly Journal of the Geological Society*, Vol: 117, No: 1-4, p: 367-376.

- Falcon, N.L., 1974, Southern Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A.M. (ed.) Mesozoic–Cenozoic Orogenic Belts. Data for Orogenic Studies. Geological Society, London, Special Publications, Vol: 4, p: 199–211.
- Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, Vol: 381, p: 235-273.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., Shabanian, E., 2001, Progressive unconformities within an evolving foreland fold-and-thrust belt, Zagros Mountains: Geological Society, London, Vol: 158, p: 969-981.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H., Karpuz, R., 2004, Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran): *Earth and Planetary Science Letters*, Vol: 225, p: 397–410.
- Homke, S., Vergés, J., Serra-Kiel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garcés, M., Goodarzi, M. H., 2009, Late Cretaceous–Paleocene formation of the proto–Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin*, Vol: 121, No: 7-8, p: 963-978.
- James, G. A., Wynd, J. G., 1965, Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, Vol: 49, p: 2182-2245.
- Jamison, W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in over thrust terranes. *Journal of Structural Geology*, Vol: 9, p: 207-219.
- Koop, W. J., Stoneley, R., 1982, Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian to Recent, in P. E. Kent, M. P. Bott, D. P. McKenzie, and C. A. William, eds., *Philosophical Transactions of Royal Society London, Part A*, Vol: 305, p: 149-168.
- Macleod, J. H., 1970, Kabir Kuh geological map, 1:100 000. National Iranian Oil Company, Tehran.
- McClay, K., 2011, Introduction to thrust fault-related folding, in K. McClay, J. Shaw, and J. Suppe, eds., *Thrust fault-related folding: AAPG Memoir Vol: 94*, p: 1 – 19.
- McQuillan, H., 1991, The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural patterns and salt plug emplacements in the Zagros fold belt of Southwest Iran: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, Vol: 5, p: 453-463.
- Motiei, H., 1994, Stratigraphy of Zagros Geological Survey of Iran, 536 p.
- Mouthereau, F., 2011, Timing of uplift in the Zagros belt/Iranian plateau and accommodation of late Cenozoic Arabia-Eurasia convergence, *Geol. Mag.*, Vol: 148, p: 726–738.
- Mouthereau, F., Lacombe, O., Vergés, J., 2012, Building the Zagros collisional orogeny: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia convergence, *Tectonophysics*, Vol: 532, p: 27–60.
- O'Brien, C. A.E., 1957, Salt diapirism in south Persia. *Geol. Mijnbouw.*, Vol: 19, p: 357–376.
- O'Brien, C.A.E., 1950, Tectonic problems of the oil belt of southwest Iran. In: 18th International Geological Congress, Proceedings, Great Britain.
- Poblet J.A., McClay, K.R., 1996, Geometry and kinematics of single layer detachment folds, *AAPG Bulletin*, p: 1085-1109.
- Poblet, J., McClay, K., Storti, F., Muñoz, J. A., 1997, Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds. *Journal of Structural Geology*, Vol: 19, No: 3-4, p: 369-381.
- Rowan, M., 1997, Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan fold belt, Gulf of Mexico: *Journal of Structural Geology*, Special Issue on Fault-Related Folding, Vol: 19, p: 463-480.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., 2005, Role of the Kazerun Fault Zone in the formation and deformation of the Zagros Fold–Thrust Belt, Iran. *Tectonics*, 24, TC5005, doi: 5010.1029/2004TC001725.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., Moieni, M., 2006, The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt. *Tectonophysics*, Vol: 427, p: 265–281.
- Setudehnia, A., 1978, The Mesozoic sequence in southwest Iran and adjacent area. *Journal of Petroleum Geology*, Vol: 1, p: 3–42.
- Sherkati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006, Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics* 25, TC4007.
- Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D., Letouzey, J., 2005, Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control: *Journal of Structural Geology*, Vol: 27, p: 1680-1696.
- Soleimany, B., Sabat, F., 2010, Style and age of deformation in the NW Persian Gulf, *Pet. Geosci*, Vol: 16, p: 31–39.
- Stöcklin, J., 1968, Salt Deposits of the Middle East: Geological Society of America Special Paper, Vol: 88, p: 158-181.
- Suppe, J., Med wedeff, D. A., 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, Vol: 83, No: 3, p: 409-454.
- Szabo, F., Kheradpir, A., 1978, Permian and triassic stratigraphy, Zagros basin, south-west Iran. *Journal of Petroleum Geology*, Vol: 1, No: 2, p: 57-82.
- Takin, M., Akbari, Y., Macleod, J. H., 1970, Pul-e-Dukhtar geological map 1:100 000. National Iranian Oil Company, Tehran.
- Vergés, J., Goodarzi, M.G.H., Emami, H., Karpuz, R., Efstathiou, J., Gillespie, P., 2011, Multiple Detachment Folding in Pusht-e Kuh Arc, Zagros: role of Mechanical Stratigraphy. *AAPG Mem. 94*, 69e94 (Chapter 4).
- Vernant, P., et al. 2004, Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Iran, *Geophys. J. Int.*, Vol: 157, p: 381–398.
- Vita-Finzi, C., 2001, Neotectonics at the Arabian plate margins. *Journal of Structural Geology*, Vol: 23, No: 2, p: 521-530.