

دگرشکلی جوان ستبر پوسته و نازک پوسته زاگرس شرقی (کمان فارس)

سید عباس عطاپور فرد

دانشجوی دکتری تکتونیک دانشگاه تربیت مدرس

علی یساقی

دانشیار گروه تکتونیک دانشگاه تربیت مدرس

مهناز رضائیان

استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان

ماسیمیلیانو زاتین

دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه پادوا، ایتالیا

تاریخ دریافت: ۹۴/۱۱/۸ تاریخ پذیرش: ۹۵/۲/۴

ata_pourfard@yahoo.com

چکیده

وجود چین‌های مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی در مرز زیر زون‌های ساختاری زاگرس شرقی شرایط مناسبی را برای بررسی تقدم و تأخر دگرشکلی ستبر و نازک پوسته فراهم آورده‌است. پارامترهای هندسی چین (نسبت ظاهری، نمایه تقارن، تغییرات ضخامت پهلوهای پیشانی چین‌های مرتبط با گسلش)، تغییر ضخامت و رخساره سازندهای گروه فارس، هندسه و ویژگی‌های جنبشی گسل‌ها و مطالعات زمان دما سنجی با روش‌های رد شکافت هسته‌ای آپاتیت - هلیوم و زیرکن هلیوم نشان می‌دهند که درگیر شدن کامل ورقه‌های ایران و عربی قبل از ۱۶/۵ میلیون سال پیش آغاز شده و در اثر آن گسل‌های نرمال پی‌سنگی کنترل کننده تنشست در حوضه رسوبی زاگرس، بصورت معکوس فعال گردیده‌اند. در نزدیکی مرز زاگرس و مکران و مرز فارس ساحلی و داخلی؛ در اثر این دگرشکلی، چین‌های تک شیب با مکانیسم برش مثلثی (trishear model) بوجود آمده‌است. دگرشکلی نازک پوسته کمان فارس در ائوسن - میوسن میانی آغاز شده‌است. در ادامه جبهه دگرشکلی به سمت جنوب غرب حرکت نموده و در ۷ میلیون سال پیش به مرز فارس ساحلی و داخلی رسیده‌است.

کلمات کلیدی: دگرشکلی ستبر پوسته، دگرشکلی نازک پوسته، زاگرس شرقی، رد شکافت هسته‌ای آپاتیت - زیرکن - هلیوم

مقدمه

از این رو هر دو نوع دگرشکلی نازک و ضخیم پوسته در دگرشکلی زاگرس نقش دارند. زمان دگرشکلی با استفاده از روش‌های متعددی از جمله تعیین سن واحدهای چینه‌ای همزمان با کوهزائی، تغییرات رخساره‌ای و تغییرات چینه‌شناسی آنها؛ ناپیوستگی‌ها، تعیین سن سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی و افیولیت‌ها، بازسازی موقعیت مکانی اقیانوس نئوتتیس و ورق‌های قاره‌ای، داده‌های چینه‌نگاری مغناطیسی و سیستم‌های مختلف زمان دماسنجی در زاگرس تعیین شده است. (Berberian and King, 1981; Alavi, 2007; Hessami et al., 2001; Fakhari et al., 2008; Agard et al., 2011; McQuarrie et al., 2003; Homke et al., 2007; Khadivi et al., 2011; Okay et al., 2010; Mouthereau et al., 2007; Gavillot et al., 2010; Wrobel Daveau, 2011)

اما در این میان تقدم و تأخر زمانی و مکانی عملکرد این دو نوع دگرشکلی و تأثیر آن در هندسه ساختارهای زاگرس و مخصوصاً زاگرس شرقی کمتر مورد مطالعه قرار گرفته است.

از طرفی مطالعات ارائه شده در این باره محدود به ژئومورفولوژی چین‌ها و شبکه آبراهه‌های آنها (Mouthereau et al., 2007)، ترسیم

برخی محققین دگرشکلی نازک پوسته را به تنهایی (Bahroudi Hessami et al., 2001; Davis and Engelder, 1985; Koyi et al., 2001) و برخی دیگر عملکرد توأم دگرشکلی نازک و ستبر پوسته (Mouthereau et al., 2007; Molinaro et al., 2005) را عامل دگر ریختی زاگرس می‌دانند.

وجود سری نمکی هرمز با ضخامت بالا در قاعده ستون رسوبی بر روی پی‌سنگ زاگرس شرقی؛ شرایط را برای جدایش پوشش رسوبی از پی‌سنگ و دگرشکلی نازک پوسته فراهم آورده و در نتیجه چین‌های جدایشی بزرگ در پوشش رسوبی ایجاد شده‌اند (Bahroudi and Koyi, 2003; Hessami et al., 2001; Davis and Engelder, 1985). از طرفی داده‌های غیر مستقیم از قبیل عمق کانونی و سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها، داده‌های مغناطیس سنجی هوایی، بررسی الگوی شکستگی‌ها، هندسه چین‌ها، بررسی مقاطع لرزه‌ای و غیره حاکی از فعالیت واژگون برخی از گسل‌های پی‌سنگی پس از برخورد قاره‌ها است (Authemayo et al., 2006; Talebian and Jackson, 2002; Carminati et al., 2016; Lacombe et al., 2011).

2005). چین‌های این محدوده عموماً از نوع چین‌های جدایشی بوده و در دگرشکلی آن زون‌های جدایشی میانی از جمله سازندهای دشتک، کژدمی و گوربی نیز مؤثر بوده‌اند (Sherkati et al., 2005) (نجفی و همکاران، ۱۳۹۲).

عملکرد گسل‌های پی‌سنگی سبب چرخش محور چین‌ها شده و در برخی از نقاط در پایانه گسل‌های با امتداد شمالی- جنوبی و شرقی- غربی رخنمون سازندهای مزوزوئیک و حتی پالئوزوئیک نیز قابل‌مشاهده‌اند (Berberian, 1995).

تاق‌دیس‌های فراقان و سورمه از جمله تاق‌دیس‌هایی هستند که بر روی گسل‌های پی‌سنگی قرار گرفته و توسط آنها بریده شده‌اند. تاق‌دیس سورمه در بخش میانی کمان فارس (در مرز بین زاگرس ساحلی و داخلی) بر روی گسل قیر قرار گرفته و دماغه شرقی آن توسط پایانه جنوبی یکی از قطعات گسل کره‌بس برش خورده است (شکل ۱). گسل کره‌بس دارای شیب زیاد، ساز و کار غالب امتداد لغز بوده و دارای فعالیت‌های لرزه‌ای است و پایانه جنوبی قطعه مذکور؛ بصورت یک گسل معکوس است که در فرادایره آن سازندهای پالئوزوئیک رخنمون یافته‌اند (Hessami, Yassaghi, 2006; Berberian, 1995; et al., 2001). تاق‌دیس فراقان در جنوب شرق کمان فارس و بر روی گسل پی‌سنگی HZF قرار گرفته و توسط آن برش خورده است (شکل ۱). در هسته تاق‌دیس فراقان نیز فعالیت گسل HZF سبب رخنمون سازندهای پالئوزوئیک شده‌است (شکل ۱). گسل‌های HZF و QF گسل‌های پی‌سنگی سیستم نجد هستند که در زمان بازشدگی نئوتتیس فعالیت نرمال داشته و بعد از برخورد قاره‌ها بصورت گسل‌های معکوس با شیب زیاد دچار وارونگی شده‌اند (Talebian and Jackson, 2004).

ابزار و روش‌ها

روش‌های زمین‌شناسی

با توجه به این امر که اغلب چین‌های زاگرس از نوع چین‌های خمشی (Buckle Fold) و یا تحمیلی پی‌سنگی (Basement Involved Forced Fold- BIFF) می‌باشند (Berberian, 1995)؛ معیارهای نسبت ظاهری (Aspect Ratio) نسبت طول لولای چین به نصف طول موج (آن) و نمایه تقارن (Symetry Index) پهنای یال پیشانی به نصف طول موج چین (Cosgrove and Ameen, 2000)؛ (Sattarzadeh et al., 2000)؛ از طرفی دیگر با توجه به تأثیر هر دو مکانیسم مذکور بر چین‌خوردگی پوشش رسوبی موجود بر روی گسل‌های پی‌سنگی (Ahmadhadi et al., 2007; Mouthereau et al., 2007; Molinaro et al., 2005)؛ برای تعیین تقدم و تأخر عملکرد دو مکانیسم مذکور، از میزان نازک‌شدگی یال پیشانی (بر اساس هندسه تاق‌دیس‌ها) در مقاطع ساختاری موازنه شده چین‌ها بهره گرفته شده‌است (Hardy and Finch, 2006; Jamison, 1987). تغییر ضخامت واحدهای رسوبی همزمان با کوهزایی حاصل تغییر نرخ رسوب‌گذاری، شکل کف حوضه رسوبی و وارونگی گسل‌های پی‌سنگی و ... است. با توجه به امکان استفاده از نقشه‌های هم‌ضخامت (Isopach) همراه با سایر شواهد زمین‌شناسی و زمان داماسنجی؛ برای تعیین زمان وارونگی معکوس گسل‌های پی‌سنگی در داخل حوزه‌های پیش بوم

مقاطع ساختاری و موازنه نمودن آنها (Molinaro et al., 2005) و بررسی الگوی شکستگی در چین‌ها (Ahmadhadi et al., 2007) است. از این رو داده‌های سن‌سنجی دقیق (همانند روش زمان دما سنجی) از آغاز زمان دگرشکلی در چین‌های متأثر از گسل‌های پی‌سنگی و تفکیک زمان و مکان وقوع دو نوع دگرشکلی مذکور ارائه نشده است. در دست داشتن اطلاعات مناسب از زمان و مکان عملکرد دو نوع دگرشکلی و تأثیر آنها در ایجاد هندسه ساختارها می‌تواند کمک شایانی به ارائه تفسیرهای عمقی مناسب از ساختارها و کاهش عدم قطعیت‌های موجود در این باره (بدلیل عدم وجود و یا مناسب نبودن کیفیت داده‌های زیرسطحی) نماید. از طرفی نتایج حاصله برای ارائه مدل‌های مناسب‌تر برای تفسیر تکامل حوزه‌های پیش بوم در مناطق برخوردی کاربرد قابل توجهی دارد. در این مقاله بر اساس شواهد ساختاری و چینه‌شناسی و همچنین داده‌های زمان داماسنجی در تاق‌دیس‌های فراقان (بر روی گسل پی‌سنگی زاگرس مرتفع- HZF) در نزدیک‌ترین نقطه به محل بخیه شدگی و سورمه در بخش میانی زاگرس چین‌خورده (بر روی گسل پی‌سنگی قیر- QF) و پایانه گسل پی‌سنگی کره‌بس- KF) (Berberian et al., 2004; Molinaro et al., 2005; Tavakoli Shrazi, 2012) تقدم و تأخر مکانی و زمانی دگرشکلی سبتر و نازک پوسته زاگرس پس از برخورد قاره‌ها تعیین گردیده است (شکل ۱).

موقعیت تکتونیکی و ویژگی‌های زمین‌شناسی

کوهزاد زاگرس در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد ورق‌های عربی- آفریقائی با اوراسیا در لبه شمال شرقی صفحه عربی بوجود آمده‌است (Berberian and King, 1981). دگرشکلی در لبه صفحه عربی با رانده شدن پوسته اقیانوسی بر روی آن در کرتاسه فوقانی آغاز شده و در همین زمان حوزه پیش‌بوم ایجاد شده‌است. برخورد بین قاره‌ها در الیگوسن- میوسن زیرین آغاز شده و از آن زمان دگرشکلی پی‌سنگ و پوشش رسوبی زاگرس با چین‌های ساده آغاز گردیده‌است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). گسل اصلی زاگرس محل بخیه شدگی بین صفحات ایران و عربی- آفریقائی بوده و مجموعه‌های افیولیتی، رادیولاریت‌ها و سنگ‌های ولکانیکی (بخش‌هایی از پوسته اقیانوسی رورانده شده نئوتتیس) در جنوب غرب این خطواره دیده می‌شوند (Ziegler, 2001). پهنه دگرگونی- آتشفشانی سنندج - سیرجان در شمال شرق گسل اصلی زاگرس، معرف لبه فعال صفحه ایران می‌باشد. در جنوب این پهنه، زاگرس مرتفع (HZ) و کمربند چین‌خورده زاگرس (ZFBF) (بخش‌های خارجی کوهزاد) بر روی لبه ریفتی شده صفحه عربی (در پرمو تریاس) بوجود آمده‌اند. پژوهش حاضر در کمان فارس صورت گرفته است. این محدوده در حد فاصل بین گسل زاگرس مرتفع و گسل پیشانی کوهستان قرار داشته و عرض آن بالغ بر ۲۳۰ کیلومتر است. پهنه مذکور از شرق به گسل میناب و از غرب به گسل کازرون محدود می‌گردد. وجود یک خطواره شرقی- غربی در بخش‌های میانی آن (که گسل‌های قیر و سورمه بخشی از آن است)، این پهنه را به فارس ساحلی و داخلی تقسیم کرده است (Tavakoli-Shirazi, 2012) (شکل ۱). در این محدوده توالی رسوبی به ضخامت بالغ بر ۱۰ کیلومتر شامل نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک در بالای زون جدایشی ضخیمی که بر روی پی‌سنگ قرار دارد (سری هرمز) چین‌خورده‌اند (Sherkati et al.,

مذکور می‌توان تاریخچه حرارتی آنها را تعیین نموده و با بررسی زمان تغییرات نرخ سردشدگی در طول زمان، ارتباط آنها را با زمان دگرشکلی و تغییرات شرایط دگرشکلی تعیین نمود. برای انجام مطالعات زمان - دماسنجی ۱۶ نمونه از ماسه سنگ‌های کوارتز آرانایتی سازندهای سیاهو و فراقان (که در هسته تاقدیس‌های مورد مطالعه رخنمون یافته‌اند) برای آنالیز روش‌های (Th-Sm)/He در آپاتیت و زیرکن و Fission track در آپاتیت جمع آوری شد.

خردایش نمونه‌ها و شست و شوی آنها در آزمایشگاه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت مدرس، جدایش کانی‌های سنگین توسط مایع سنگین بروموفرم (چگالی ۲/۸۵ گرم بر سانتی متر مکعب) در آزمایشگاه دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان، جدایش مغناطیسی و کانی‌های سنگین با استفاده از مایع سنگین دیودومتان Diiodomethane (چگالی ۳/۳۲۵ گرم بر سانتی متر مکعب) در دانشگاه Padova صورت پذیرفت (کلیه مراحل مطابق دستورالعمل (Donelick et al., 2005) بوده است. در ادامه با توجه به وجود و یا عدم وجود کانی‌های آپاتیت و زیرکن و همچنین کیفیت آنها در نمونه‌ها، ۲ نمونه برای تعیین سن به روش AFT، ۲ نمونه برای تعیین سن به روش AHe و ۵ نمونه برای تعیین سن به روش ZHe انتخاب شدند. جدایش دستی بلورهای آپاتیت و اندازه‌گیری ابعاد آنها برای اصلاح تشعشعات آلفا مطابق روش (Brandon and Reiners, 2006) (Hourigan et al., 2005) در دانشگاه Padova صورت پذیرفت. بلورهای منتخب (۳ بلور زیرکن و ۵ بلور آپاتیت برای هر نمونه) در داخل لوله‌های نیوبیوم به طول ۰/۸ mm بسته بندی شدند. سن سنجی با روش (U-Th-Sm)/He در آزمایشگاه تعیین سن He دانشگاه آریزونا (Tucson) صورت پذیرفت. در این آزمایشگاه گاز هلیوم بلورها تحت خلاء با حرارت دادن بوسیله لیزر Nd-YAG خارج گردید. مقدار He^4 به وسیله اختلاط با ایزوتوپ He^3 و اندازه‌گیری نسبت He^4/He^3 با عبور از اسپکترومتر جرمی چهار قطبی تعیین گردید. برای اندازه‌گیری مقدار Sm، Th، U؛ بلورهای آپاتیت در اسید نیتریک (HNO_3) و زیرکن‌ها در اسید فلوریدریک (HF) حل شده و مقادیر عناصر مذکور با بکارگیری طیف‌سنجی جرمی متصل به پلاسمای جفت شده القایی (Inductively coupled plasma mass spectrometry-ICPMS) در دانشگاه آریزونا آمریکا اندازه‌گیری شد. با توجه به انتشار ذرات آلفا از سطح بلور، سن (U-Th-Sm)/He براساس شعاع مؤثر هر بلور اصلاح گردید.

سن سنجی AFT در دانشکده علوم زمین دانشگاه Padova صورت گرفت. در این روش برای تعیین شارش نوترونی در زمان تشعشع به نمونه، از شیشه CN5 استفاده شد. طول Dpar (سطح مقطع trackها به موازات محور طویل بلور) برخی از بلورها برای تعیین پارامترهای جنبشی اندازه‌گیری شد. برای تعیین سن مرکزی نمونه‌ها از روش Galbraith and Laslet, 1993) با بکارگیری نرم افزار Trackkey- version 4.2 (Dunkl, 2002) استفاده شد و همگن بودن سن بلورهای نمونه در آزمون ۲٪ و سطح اعتماد ۵٪ مورد بررسی قرار گرفته است.

(Moutherreau et al., 2007؛ Ahmadhadi et al., 2007) نقشه هم‌ضخامت سازندهای گروه فارس (سازندهای همزمان با دگرشکلی حوزه پیش بوم) تهیه و نحوه تغییرات رخساره‌های سنگ‌شناسی آنها معین گردید و بدین ترتیب زمان وارونگی گسل‌های پی‌سنگی تحلیل شد. با توجه به امکان بازسازی وقایع تکتونیکی از جمله دگرشکلی ستبر و نازک پوسته براساس بازسازی نمودن مقاطع ساختاری تهیه شده از داده‌های هندسی و جنبشی گسل‌ها و چین‌ها (Molinario et al., 2005)؛ (Mazzoli et al., 2000؛ Tavakoli Shirazi, 2012) چند مقطع ساختاری از تاقدیس‌های مورد مطالعه تهیه و پس از بازسازی و موازنه نمودن آنها با نرم افزار Move 2011 زمان وقایع تکتونیکی ستبر و نازک پوسته تعیین گردید.

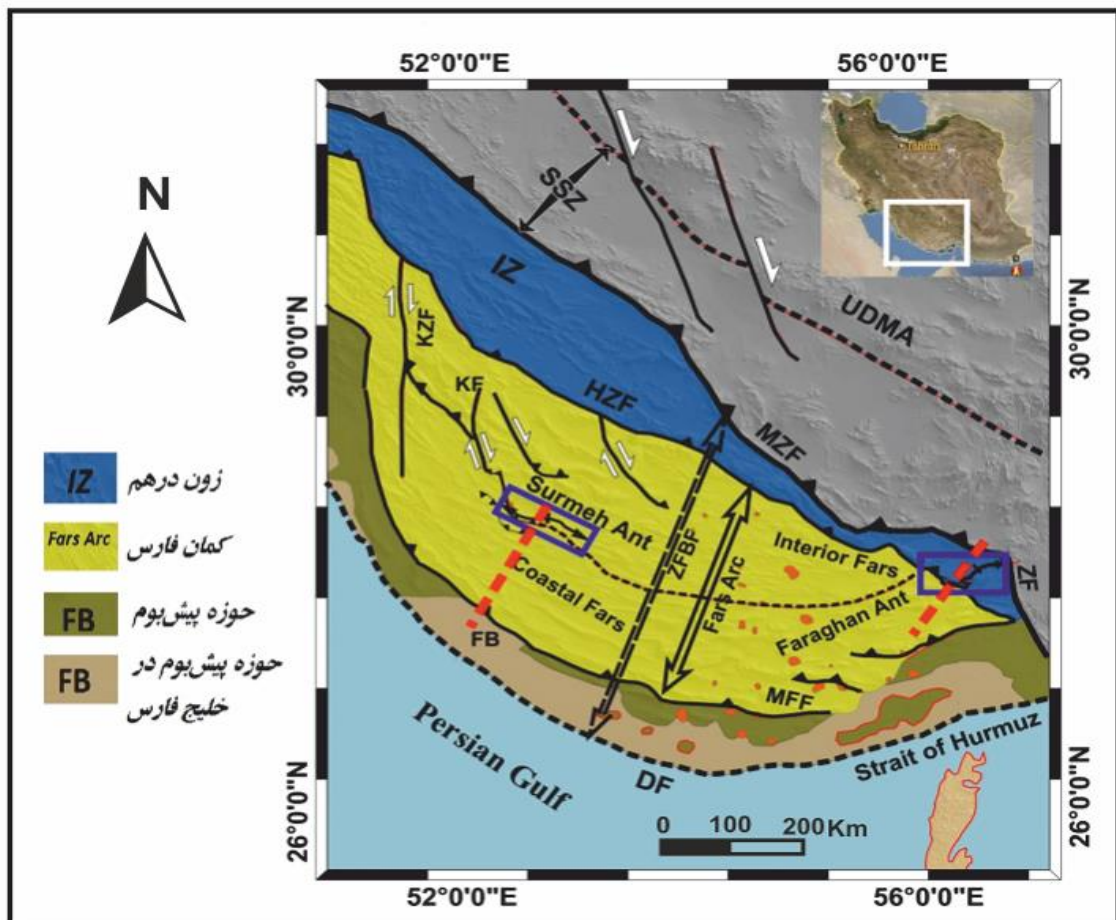
زمان - دماسنجی سازندهای پالئوزوئیک

سیستم‌های زمان دماسنجی درجه حرارت پائین مثل (U-Th-Sm)/He در آپاتیت و زیرکن و همچنین Fission track در آپاتیت قادر به ارائه داده‌های مفیدی از تاریخچه حرارتی سنگ (که حاصل فرسایش و افرازش ساختاری است) می‌باشند. با تفسیر مناسب داده‌های مختلف زمان دماسنجی همراه با سایر داده‌های چینه‌شناسی و ساختاری، می‌توان زمان آغاز دگرشکلی (McQuarrie et al., 2006؛ Sobel et al., 2006؛ Gavillot، Khadivi et al., 2011؛ Homke, 2007؛ al., 2003؛ et al., 2012) و نوع دگرشکلی (ستبر و یا نازک پوسته) را تعیین نمود (Gautheron et al., 2013).

تعیین سن حرارتی به روش He^4 در آپاتیت بر مبنای تشکیل پرتوهای آلفا (هسته‌های He^4) در اثر واپاشی U^{235} ، U^{238} ، Th^{232} و Sm^{147} می‌باشد. در درجه حرارت‌های بالاتر از $60^{\circ}C$ تقریباً کل He^4 تولیدی از شبکه بلوری خارج شده و در درجه حرارت‌های پایین‌تر از $20^{\circ}C$ تقریباً کل He^4 ساطع شده در شبکه بلوری باقی می‌ماند که به این بازه حرارتی، محدوده حفظ نسبی (PRZ: Partial Retention Zone) گفته می‌شود (به عنوان مثال Wolf et al., 1998 و Farley, 2002). حرارت بسته شدن این روش (Clouser temperature) $40^{\circ}C$ - $80^{\circ}C$ تعیین شده است (Reiners and Brandon, 2006). از این رو با فرض درجه حرارت متوسط $20 \pm 5^{\circ}C$ برای سطح زمین، و گرادیان حرارتی $17^{\circ}C$ - $22^{\circ}C/km$ برای محدوده‌های مورد مطالعه، می‌توان تاریخچه حرارتی سنگ‌های عبور کرده از $1-3.5 km$ پوسته فوقانی را با این سیستم بررسی نمود

در سیستم Apatite Fission Track، حرارت بسته شدن سیستم معمولاً در محدوده بین $80-120^{\circ}C$ تغییر کرده و تغییرات آن تحت تأثیر تغییرات ترکیب شیمیایی است (Ketcham et al., 1999).

در سیستم ZHe (اتساع ذرات آلفا در بلور زیرکن) که دارای مکانیسمی مشابه به AHe است، محدوده حفظ نسبی بین $90^{\circ}C$ (برای زمان عبور بیشتر از ۲۵۰ میلیون سال) و $185^{\circ}C$ (برای زمان عبور حداقل) بوده و حرارت بسته شدن سیستم در محدوده بین $140^{\circ}C$ و $200^{\circ}C$ قرار می‌گیرد (Reiners and Brandon, 2006). بنابراین با در دست داشتن اطلاعات کافی از زمان عبور نمونه‌های سنگ از سه PRZ



شکل ۱. تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختاری کمان فارس که موقعیت تاقدیس‌های سورمه و فراقان در آن با مستطیل‌های آبی رنگ نمایش داده شده‌اند. UDM: کمان آتشفشانی ارومیه- دختر، SSZ: زون دگرگونی سنندج- سیرجان، HZB: پهنه زاگرس مرتفع، ZFBF: کمربند چین‌خورده- رانده زاگرس، FB: حوزه پیش‌بوم، MZF: گسل اصلی زاگرس، HZF: گسل زاگرس مرتفع، MFF: گسل پیشانی کوهستان، ZFF: گسل پیشانی زاگرس، KZF: گسل کازرون، KF: گسل کره بس، ZF: گسل زندان

آن کمتر از این مقدار (Cosgrove and Ameen, 2000)؛ Sattarzadeh et al., 1999) بوده و نمایه تقارن اندک است (Sattarzadeh et al., 2000؛ Cosgrove and Ameen 2000)؛ لذا گسل‌ها پی‌سنگی در چین‌خوردگی این دو تاقدیس نقش تعیین‌کننده‌ای داشته‌اند.

در بخش شرقی تاقدیس‌های فراقان و سورمه طول یال خلفی به مقدار قابل توجهی از یال پیشانی بیشتر بوده و شیب یال‌های مذکور تفاوت چندانی با یکدیگر نداشته و زاویه بین یال‌ها بیش از 90° است (شکل‌های ۳A و ۳B). با توجه به هندسه چین در مقطع ساختاری بازسازی شده، چین‌ها از نوع جدایشی هستند.

ضخامت سازندهای غیر مقاوم پابده و گورپی در یال پیشانی هر دو تاقدیس به مقدار قابل توجهی نسبت به یال خلفی کمتر است (شکل‌های ۳A و ۳B). اما در چین‌های جدایشی با هندسه مشابه، باید یال پیشانی دچار کوتاه‌شدگی شده و ضخامت آن افزایش یابد (Jamison, 1987)، لذا نازک‌شدگی غیر معمول یال پیشانی، باید تحت عامل دیگری ایجاد شده باشد (شکل‌های ۳C و ۳D).

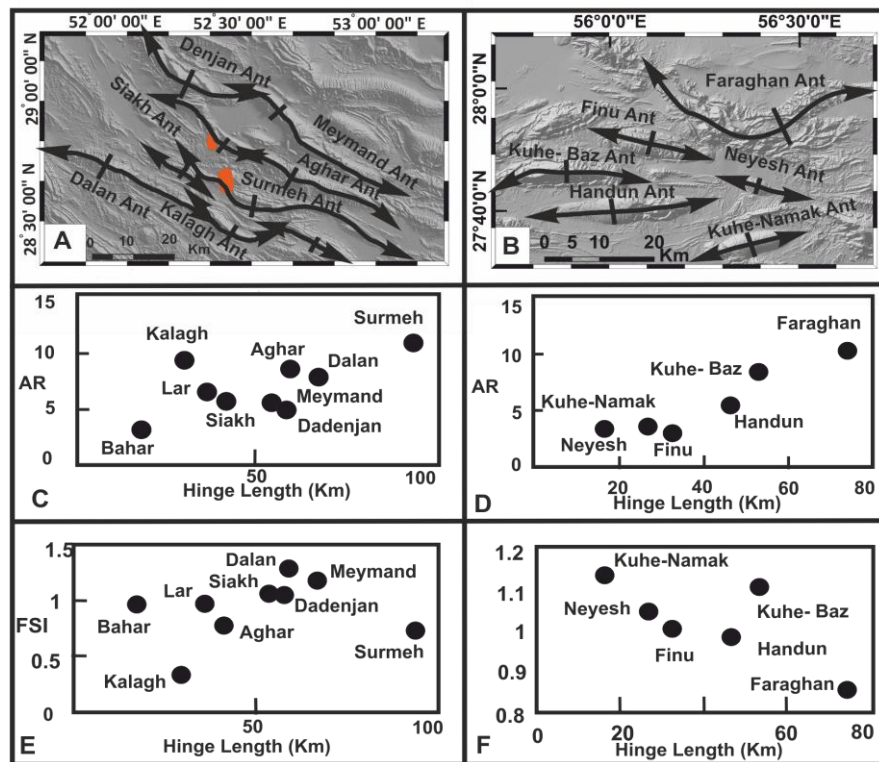
با توجه به اهمیت تاریخچه حرارتی نمونه‌ها در تعیین زمان دگر شکلی یک نمونه از هر تاقدیس که در آن داده مناسبی از هر سه سیستم مورد استفاده در این پژوهش وجود داشت انتخاب شده و نمودار تاریخچه حرارتی آنها با روش معکوس سازی داده‌های حرارتی (inverse modeling) و بکارگیری نرم افزار HeFTy (Ketchman, 2005) تهیه شد.

نتایج

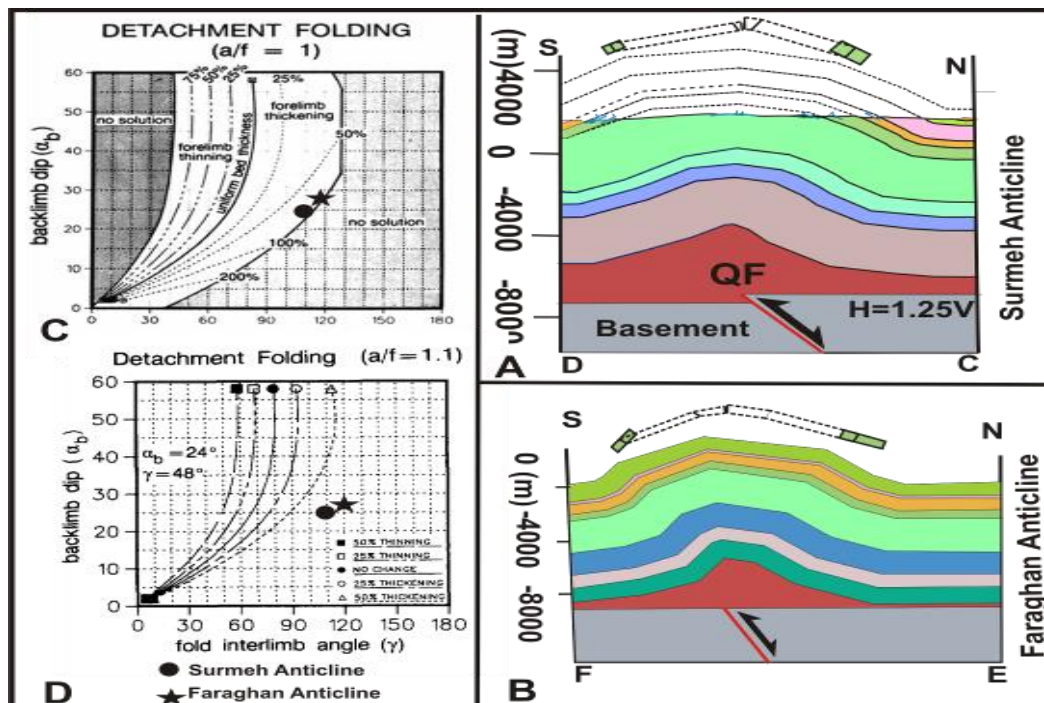
ویژگی‌های زمین‌شناسی

هندسه و مکانیسم چین‌خوردگی

طول محور تاقدیس‌های فراقان و سورمه بیشتر از چین‌های جدایشی اطراف و بیشتر از ۷۰ کیلومتر بوده (۲A، ۲B) و نسبت ظاهری هر دو چین بیشتر از ۱۰ است (شکل ۲C و ۲D). از طرفی نمایه تقارن چین‌های مذکور کمتر از ۰/۸۵ بوده و از اغلب چین‌های اطراف کمتر است (شکل ۲E و ۲F). با توجه به این که در چین‌های مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی نسبت ظاهری چین بیشتر از ۱۰ و در چین‌های جدایشی مقدار



شکل ۲. نقشه تاقدیس‌های سورمه (A) و فراقان (B) و چین‌های جدایشی اطراف؛ نمودار نسبت ظاهری (AR) در برابر طول لولای چین در محدوده تاقدیس سورمه (C) و تاقدیس فراقان (D)؛ نمودار نمایه تقارن چین (FSI) در برابر طول لولای چین‌ها در محدوده تاقدیس سورمه (E) و فراقان (F).



شکل ۳. برش عرضی تاقدیس‌های سورمه (A) و فراقان (B) که در آنها ضخامت سازندهای پایده و گورپی بایکدیگر مقایسه شده‌اند، موقعیت تاقدیس‌های سورمه و فراقان در نمودار چین‌های جدایشی (Jamison, 1987) با نسبت دامنه چین (a) به ضخامت زون جدایشی قاعده‌ای (f) و (C) و (D). مطابق نمودارها باید در بال پیشانی هر دو تاقدیس ضخیم شدگی مشاهده شود، اما مطابق برش‌های ساختاری در واحدهای نامقاوم همانند سازندهای پایده و گورپی نازک‌شدگی دیده می‌شود.

تغییرات رخساره و ضخامت سازندهای گروه فارس

در میوسن زیرین در فارس داخلی (تاقدیس فراقان) سازند رازک و بطور همزمان در فارس ساحلی (تاقدیس سورمه) سازند گچساران ته نشین می‌گردد. بخش قاعده‌ای سازند رازک متشکل از آهک مارنی و شیل بوده و در یک سکناس درشت شونده به ماسه‌سنگ (همرا با لایه‌بندی زاویه‌دار) و کنگلومرا تبدیل می‌گردد که در آن لایه‌های انیدریت به فراوانی دیده می‌شود. کاهش ضخامت سازند از یال شمالی به یال جنوبی تاقدیس، نوع لیتولوژی سازند و وجود فسیل‌های گاستروپود در لایه‌های شیلی نشان دهنده محیط دلتایی در درون محیط رسوبی سبخایی است (حسن شاهی، ۱۳۸۳). وجود قطعات افیولیت و روند لایه‌بندی زاویه‌دار، نشانگر منشا گرفتن آن از واحدهای افیولیتی در شمال تاقدیس فراقان است (Khadivi et al., 2011). ته نشست واحدهای کربناته - تبخیری (سازند گچساران) همزمان با ته نشست سازند رازک، در بخش‌های جنوبی‌تر حوزه پیش‌بوم، نشان دهنده وجود محیط رسوبی لاگون نیمه باز و بسته (هلاکویی و همکاران، ۱۳۸۹)، در این محدوده است. عدم هم‌روندی خطوط هم ضخامت سازند رازک با روند چین‌خوردگی زاگرس و عدم تغییر ضخامت در دو سوی HZF (شکل ۴A، ۴B) نشان دهنده عدم تأثیرگذاری فعالیت این گسل در محیط رسوبی بوده و تغییر ضخامت سازند گچساران در دوسوی گسل QF و افزایش همزمان آن به سمت شمال و جنوب گسل (شکل ۵A و ۵B) مربوط به قرارگیری برآمدگی حوزه پیش‌بوم در این محل است (با توجه به هم‌روندی آن با برآمدگی پیش‌بوم در فروباردزفول).

در اواخر میوسن زیرین همزمان با پیش‌روی دریا در ۲۳ میلیون سال پیش (Nahle, 2007) آهک ریفی غنی از فسیل‌های دو کفه‌ای و گاستروپود (بخش گوری) در محیط رسوبی لبه ساحلی کربناته، در تاقدیس‌های فراقان و سورمه ته نشین می‌گردد (ظفرزاده و همکاران، ۱۳۹۰). بخش قاعده‌ای سازند میشان در تاقدیس فراقان دارای رخساره آواری با رنگ قرمز، و حاوی خرده سنگ و دانه بندی تدریجی است، لذا این بخش از سازند در رخساره محیط کانال مانداری پهنه بین جزر و مدی ته نشین شده است (لاسمی و رستگار لاری، ۱۳۸۵). روند عمومی ته نشست این سازند در تاقدیس‌های فراقان شرقی - غربی و در تاقدیس سورمه شمال غربی - جنوب شرقی است (شکل‌های ۴C و ۵C). با توجه به غالب بودن واحدهای کربناته (مارن خاکستری و آهک فسیل دار)، محیط رسوبی آن در تاقدیس سورمه فلات قاره حاشیه‌دار کربناته (Carbonate Rimmed Shelf) است (لاسمی و رستگار لاری، ۱۳۸۵).

ضخامت این سازند در فرودپواره گسل HZF در تاقدیس فراقان F ۲۰۰۰ بوده و در فرودپواره آن به ۴۰۰۰F افزایش می‌یابد (شکل‌های ۴C و ۴D). در فرودپواره گسل QF در تاقدیس سورمه ضخامت آن ۳۰۰ متر بوده و در فرودپواره به ۸۰۰ متر افزایش می‌یابد (شکل‌های ۵C و ۵D). از این رو گسل‌های مذکور با فعالیت واژگون خود سبب ایجاد بلندای قدیمه (Paleohigh) در فرودپواره خود شده و الگوی ته نشست رسوبات در محیط رسوبی را تغییر داده‌اند.

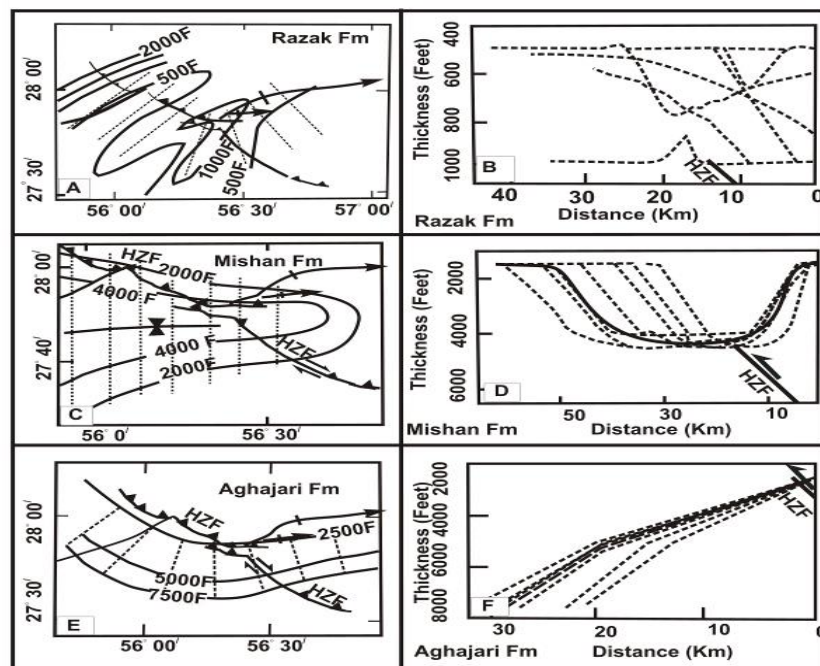
در میوسن فوقانی سازند آغاچاری با لیتولوژی مارن‌های سیلتی قرمز رنگ (محیط رسوبی جزر و مدی) و سیلتستون (محیط رسوبی مصب رودخانه‌ای) (با سکناس درشت شونده به سمت بالا) ته نشین گردیده است (Mouterau et al., 2007). ضخامت این سازند در فرودپواره گسل‌های HZF و QF به ترتیب ۲۵۰۰F و ۵۰۰F و در فرودپواره آنها به ترتیب ۷۵۰۰F و ۸۰۰۰F می‌باشد (شکل‌های ۴E، ۴F، شکل‌های ۵E و ۵F). الگوی تغییرات ضخامت مذکور، نشان دهنده فعالیت گسل‌ها و ایجاد بلندای قدیمه در فرودپواره است. افزایش ناگهانی ضخامت این سازند از ۱۰۰۰F در شرق KF به ۳۰۰۰F در غرب آن، نشان دهنده تأثیر گسل کره بس در تشکیل بلندای قدیمه می‌باشد (شکل‌های ۴E و ۴F).

ضخامت سازندهای گچساران و میشان در فرودپواره گسل قیر (QF) کم بوده و در فرودپواره آن بطور ناگهانی افزایش یافته و با حرکت به سمت جنوب غرب مجدداً کاهش می‌یابد که این امر می‌تواند دلیلی بر فعالیت گسل مذکور و یا قرارگیری برآمدگی حوضه پیش‌بوم (Bulge) در این محدوده باشد. برخلاف سازندهای فوق، ضخامت سازند آغاچاری در فرودپواره گسل بطور یکنواخت به سمت جنوب غرب افزایش می‌یابد، لذا بخش‌های جنوب شرقی گسل نیز در این زمان افزایش یافته‌اند.

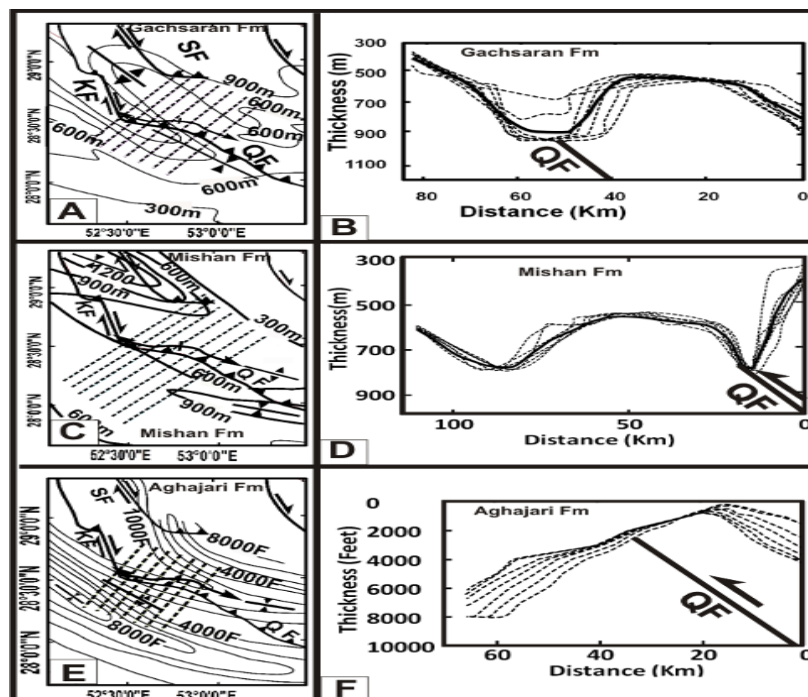
شواهد ساختاری

تاقدیس سورمه دارای روند شرقی- غربی است که دماغه شرقی آن توسط پایانه جنوبی گسل کره بس برش خورده است. شواهد لرزه‌ای حاکی از وجود یک گسل پی‌سنگی معکوس با شیب زیاد در سرتاسر طول تاقدیس تحت عنوان گسل قیر (QF) می‌باشد که شواهدی از برش پوشش رسوبی توسط این گسل در سطح نمایان نیست (Berberian, 1994). گسل کره بس دارای روند شمالی- جنوبی، شیب زیاد و جهت شیب غربی است. مولفه غالب آن راست گرد است (Evers et al., 1977). این گسل دماغه غربی تاقدیس را با هندسه افشان و بصورت معکوس برش داده (Compresional imbricate fan) و سبب رخنمون سازندهای پالئوزوئیک در پایانه خود شده است (نقشه زمین‌شناسی و شکل ۶F).

فعالیت گسل کره بس، سبب بسته‌تر شدن بخش غربی تاقدیس نسبت به بخش شرقی آن شده (E- ۶C). در نتیجه این فعالیت، زون‌های جدایشی میانی فعال شده‌اند (شکل ۶F). ایجاد چین‌های پلکانی (en-enchelon fold) در بخش گوری سازند میشان و سازندهای قدیمی‌تر نیز از شواهد فعالیت این گسل است. چین‌های مذکور تنها در هسته باز ناودیس Dow Rod حفظ شده و در سایر نقاط؛ آثار آن در اثر چین‌خوردگی پوشش رسوبی کم اثر شده‌است (شکل‌های ۶ و ۷A). جهت تنش اصلی در بخش مرکزی تاقدیس (شکل ۷B) با امتداد محور چین‌های پلکانی همخوان است (شکل ۷C). پایانه جنوبی این گسل سبب برش خوردن و راندگی سازندهای مزوزوئیک بر روی سازند آغاچاری شده و در ادامه فعالیت خود، سازند بختیاری را نیز بریده است (شکل ۶F). تاقدیس فراقان دارای روند عمومی شمال‌غربی؛ در بخش غربی و شرقی- غربی؛ در بخش شرقی بوده و به سمت شرق دوشاخه‌ای (Bifurcated) می‌شود. یال جنوبی تاقدیس توسط گسل‌های فراقان (FF)، پایانه شمالی گسل کوش (HZF) و قطعه غربی گسل زاگرس مرتفع (HZF1) برش خورده است (شکل‌های ۸A- ۸A).



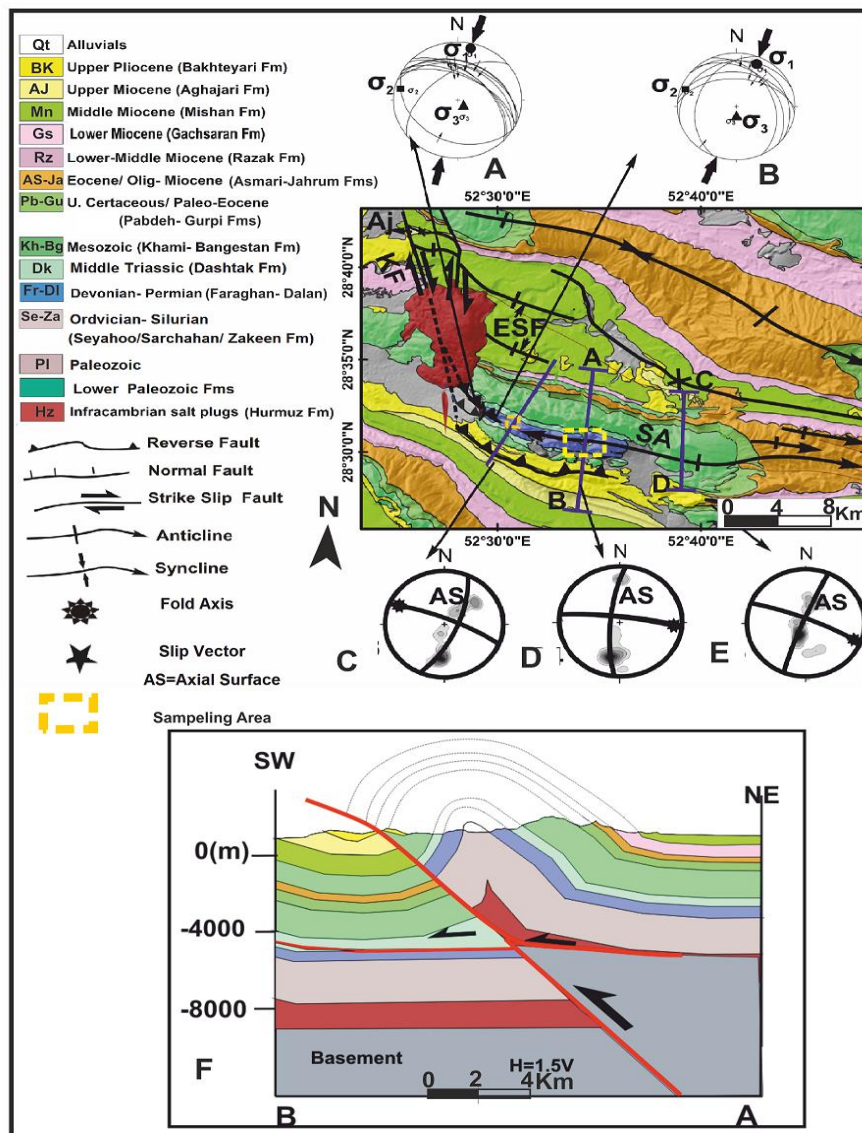
شکل ۴. نقشه خطوط هم‌ضخامت و مقاطع ترسیم شده از سازندهای رازک (A و B)، میشان (C و D) و آغاچاری (E و F) (براساس داده‌های چاه‌های اکتشافی مدیریت اکتشاف) در اطراف تاقدیس فراقان. از هر نقشه ۷ برش ترسیم شده و خطوط پرنگ نشان‌دهنده میانگین ضخامت است در نقشه هم‌ضخامت و برش‌های تهیه شده از سازند رازک تغییر مشخصی در دو طرف گسل زاگرس مرتفع (HZF) دیده نمی‌شود، اما ضخامت سازند میشان در فرودپایه گسل مذکور افزایش یافته و به سمت شمال و جنوب کاهش می‌یابد. ضخامت سازند آغاچاری از سمت شمال به جنوب افزایش یافته و در فرادپایه گسل حداقل است. تغییرات مذکور را می‌توان با فعالیت گسل و چین خوردگی پوشش رسوبی قبل و یا همزمان با ته‌نشست سازند میشان در ارتباط دانست.



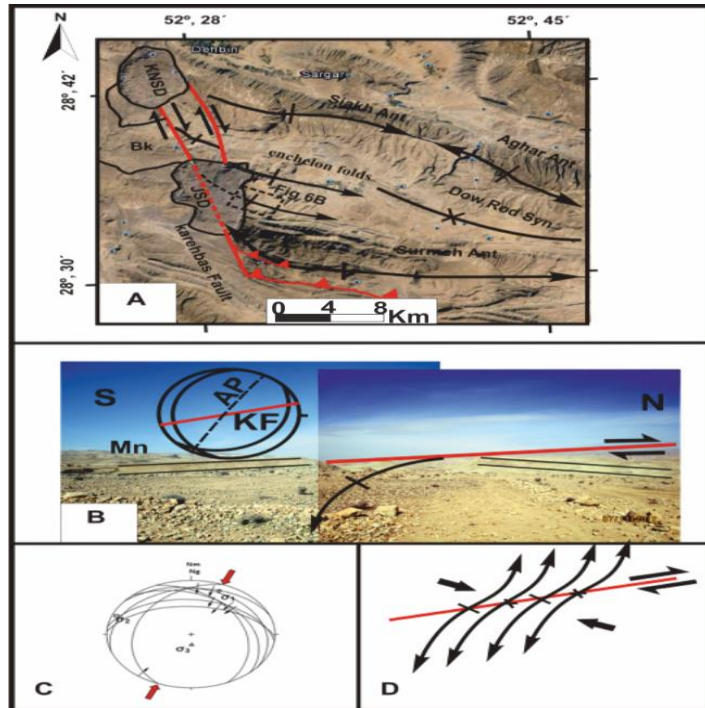
شکل ۵. نقشه خطوط هم‌ضخامت (تهیه شده توسط Motiei, 1993 و بیان شده توسط Mouthereau et al., 2007) و برش‌های ترسیم شده از سازندهای گچساران (A و B)، میشان (C و D) و آغاچاری (E و F) در اطراف تاقدیس سورمه. ۷ برش از هر نقشه تهیه شده و خطوط پرنگ نشان‌دهنده میانگین ضخامت است.

(۸A) و ساز و کار امتداد لغز غالب در بخش شرقی آن (شکل ۸C) و چین خوردگی مجدد تاقدیس بعد از ته نشست سازند بختیاری (شکل ۸B) می توان چنین نتیجه گرفت ساز و کار گسل در پلیوسن- پلیستوسن امتداد لغز با اندکی مؤلفه واژگون است. چنین مکانیسمی قادر به راندن سازندهای فرافان و دالان (پریمین) بر روی سازند میشان (میوسن میانی) در بخش مرکزی تاقدیس نیست (شکل ۸H)، لذا مؤلفه شیب لغز معکوس گسل قبل از ته نشست سازند بختیاری بیشتر بوده است. پس فعالیت این گسل در میوسن فوقانی آغاز شده و در پلیوسن ادامه داشته است.

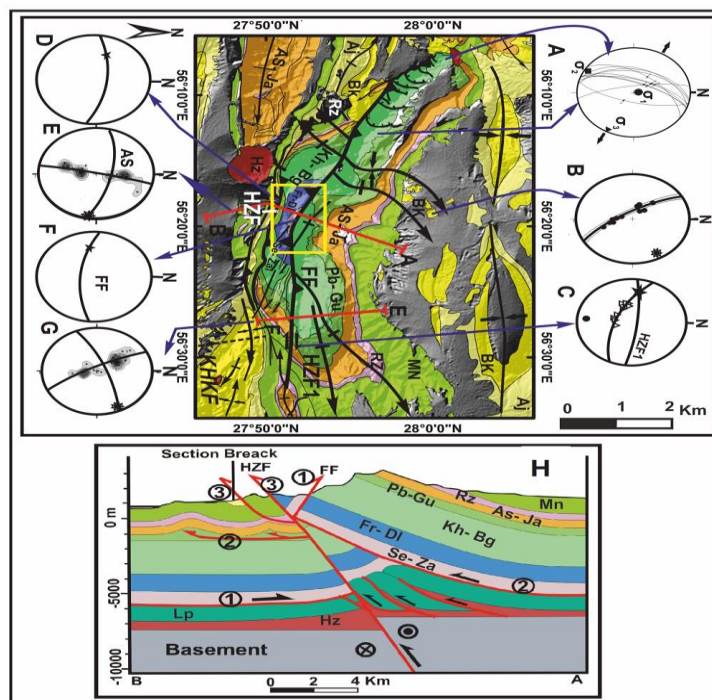
گسل HZF در مرحله اول فعالیت خود با ورود به زون جدایشی میانی پاینده - گورپی سبب ایجاد چین های جدایشی در لایه های روی آن شده است که در هسته ناودیس های مذکور سازند آغاچاری مشاهده می شود (شکل ۸H). در اثر فعالیت مجدد این گسل با ساز و کار معکوس، پوشش رسوبی بطور کامل برش خورده و سازند میشان بر روی آغاچاری رانده شده است، لذا فعالیت این گسل همزمان و یا بعد از ته نشست سازند آغاچاری آغاز شده است (شکل ۸H). گسل HZF1 سبب رانده شدن سازندهای مزوزوئیک بر روی سازند میشان شده است (شکل ۸). با توجه به هندسه افشان نرمال (extensional imbricate fan) در پایانه غربی آن (شکل



شکل ۶. نقشه ساختاری تاقدیس سورمه: موقعیت گسل ها، خشل لغزها و موقعیت محورهای اصلی تنش در پایانه گسل کره بس (A) و گسل های موجود در هسته چین (B)، استریوگرام قطب لایه بندی در سه مقطع از چین (C-E)، مقطع ساختاری بخش شرقی تاقدیس سورمه (A-B) که در پایانه گسل کره بس سازندهای مزوزوئیک بر روی سازند آغاچاری رانده شده و سازند بختیاری نیز توسط گسل بریده شده است (F). SA: تاقدیس سورمه، KF: گسل کره بس، ESF: چین های پلکانی حاصل از فعالیت گسل کره بس.



شکل ۷. A: گسل کره‌بس و چین‌های پلکانی حاصل از فعالیت آن که قبل از چین‌خوردگی پوشش رسوبی توسعه یافته و آثار آنها در هسته باز و گسترده ناودیس Dow Rod حفظ شده‌اند ، B: استریوگرام و موقعیت یال‌های یکی از چین‌های پلکانی (موقعیت عکس در شکل ۶A نمایش داده شده‌است. C: موقعیت تنش‌های اصلی بدست آمده بر اساس تحلیل گسل‌های خش‌دار در هسته تاقدیس سورمه. D: همخوانی موقعیت تنش حداکثر با چین‌های پلکانی حاصل از اولین مرحله فعالیت گسل کره‌بس. KNSD: گنبد نمکی کوه نمک، JSD: گنبد نمکی جهانی، BK: سازند بختیاری



شکل ۸. نقشه زمین‌شناسی ساختاری تاقدیس فراقان (راهنما مانند شکل ۶). A: موقعیت گسل‌های نرمال، خش‌لغز آنها و محورهای تنش اصلی در پایانه شمال غربی گسل HZF1. B: موقعیت قطب‌ها و محور چین‌خوردگی مجدد در سازند بختیاری نشانگر چین‌خوردگی مجدد تاقدیس بعد از ته‌نشست این سازند است. C: موقعیت خش‌لغز براساس چین کشیده استوانه‌ای در قطعه شرقی گسل HZF1 که ریک اندک خش‌لغز بیانگر مکانیسم امتداد لغز گسل است. D: پایانه شمالی گسل کوش (KHKF). E: استریوگرام محور و سطح محوری چین در بخش مرکزی تاقدیس، F: موقعیت گسل و خش‌لغز گسل فراقان، G: استریوگرام محور و سطح محوری در بخش شرقی تاقدیس، H: برش ساختاری در امتداد مسیر A-B که مراحل دگرشکلی شکننده با اعداد نمایش داده شده‌است.

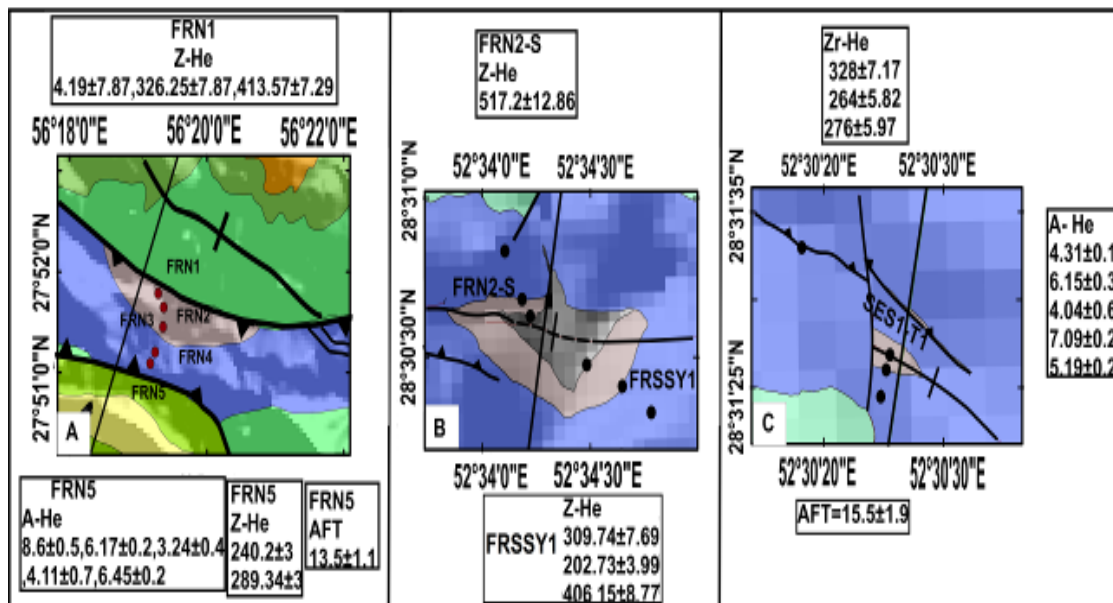
تاریخچه حرارتی

نمونه‌ها برای این سیستم کاملاً بازسازی شده‌اند. بررسی ارتباط بین مقدار اورانیوم موجود ($eU=U+0.24Th$) با سن بلورهای آپاتیت و زیرکن حاکی از عدم وجود همبستگی مناسب بین آنها است، از این رو آسیب ناشی از واپاشی بیش از حد U^{238} و T^{232} (radiation damage) در آنها صورت نگرفته است (Flowers et al., 2009) (شکل‌های ۱۱A و ۱۱B). نتایج حاصل از سیستم ZHe حاکی از این امر است که در نمونه‌های سازند پرمین، سن برخی از بلورها از سن چینه‌شناسی بیشتر و برخی کمتر از این سن است (جدول ۱)، لذا نمونه‌های زمان دماسنج مذکور در هر دو منطقه نسبت به این سیستم بطور کامل بازسازی نشده- است (Partially Reset). سن ZHe در نمونه‌های اردویسین تاقدیس سورمه، کمتر از سن چینه‌شناسی است (جدول ۱)، لذا زمان دماسنج مذکور در بلورهای نمونه Ses1-T1 بطور کامل بازسازی شده است (Fully Reset) اما بازسازی آنها در پرمین اتفاق افتاده است.

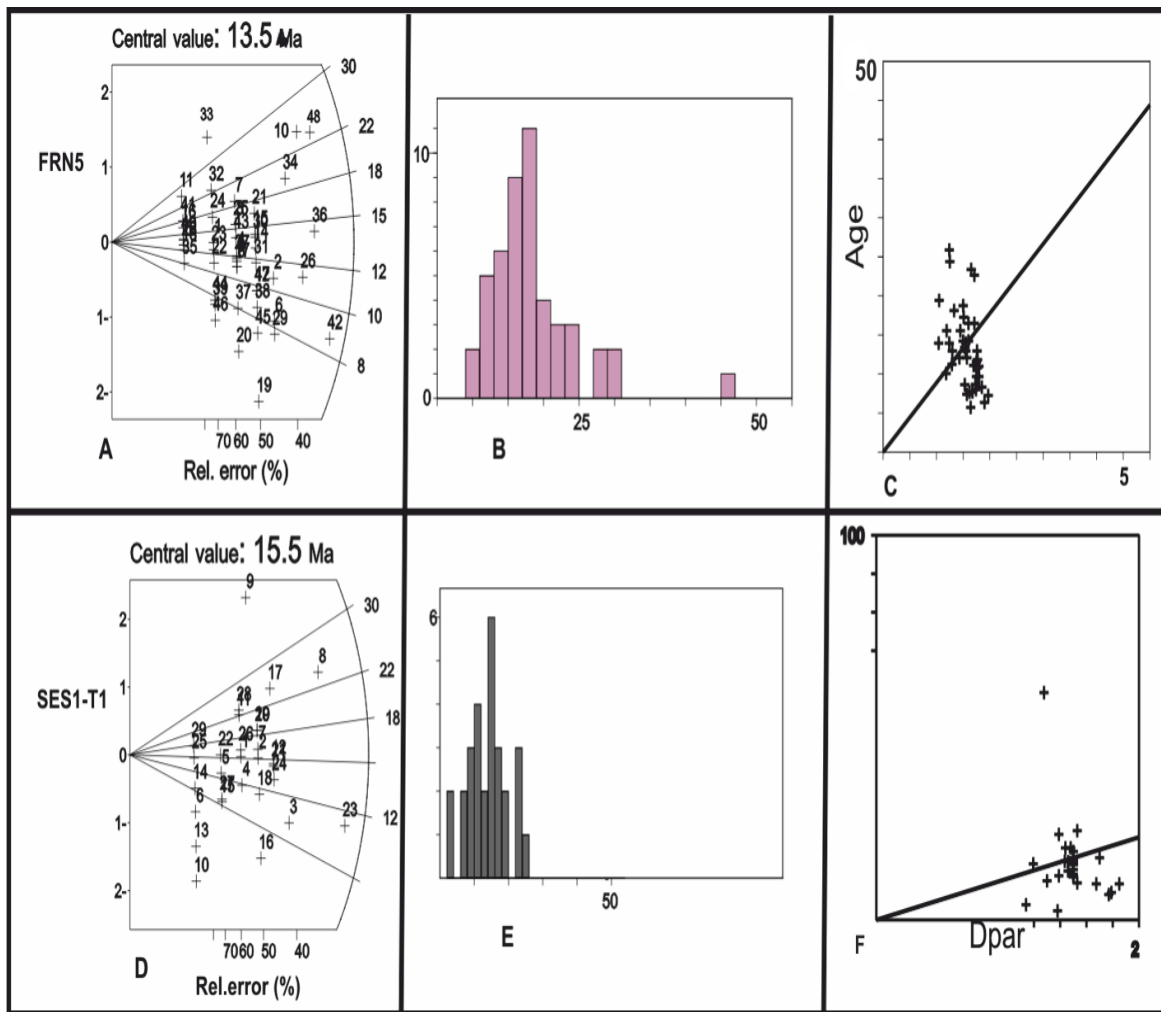
با استفاده از داده‌های زمان دماسنجی بدست آمده، نمودار تاریخچه حرارتی نمونه‌های سازند فراقان و سورمه در بازه زمانی ۲۵ میلیون سال پیش تا زمان حاضر تهیه شده است. با توجه به در دست داشتن PAZ و PRZ سیستم‌های زمان دماسنجی مورد استفاده و سن بدست آمده از آنها محدوده تغییرات قابل قبول برای تاریخچه حرارتی بوسیله مستطیل‌های سرمه‌ای رنگ در شکل ۱۲ محدود شده است. نتایج حاصله حاکی از مدل‌سازی حرارتی حاکی از آغاز سردشدگی ناشی از برپایی در یک زمان تقریباً مشابه در هر دو تاقدیس است (شکل ۱۲).

واحدهای چینه‌اثری زاگرس غالباً متشکل از سنگ‌های کربناته بوده و دلیل عدم وجود فعالیت‌های ولکانیک و پایین بودن درجه زمین گرمایی و همچنین سن جوان و عمق تدفین اندک سازندهای گروه فارس، یافتن کانی‌های مناسب برای انجام مطالعات زمان دماسنجی چه از نظر فراوانی کانی‌ها و چه از نظر بازسازی زمان دماسنج‌ها (Reset) با مشکل مواجه است. از این رو این پژوهش به منظور یافتن کانی‌های آپاتیت و زیرکن و همچنین اطمینان از بازسازی آنها، از سازندهای پالئوزوئیک (سازندهای سیاهو، سرچاهان، فراقان و زکین) تاقدیس‌های سورمه و فراقان نمونه‌گیری شد (شکل‌های ۹A، ۹B و ۹C). در تعدادی از نمونه‌های جمع آوری شده سن حرارتی با استفاده از سیستم‌های AFT، ZHe، AHe و تعیین گردید. نتایج حاصله در سیستم AFT حاکی از این امر است که در سطح اعتماد ۹۰٪ سن بلورهای هر نمونه همگن است. لذا نمونه‌های بطور کامل بازسازی شده‌اند (شکل‌های ۱۰A، ۱۰B، ۱۰D، ۱۰E و جدول ۱). برای بررسی سهم ترکیب شیمیایی (مقدار فلور و کلر) در دمای بازسازی، مقدار Dpar در بلورها اندازه‌گیری شد. در نمونه FRN5 $1.04 - 1.97$ و میانگین آن 1.53 میکرون و در نمونه SES1-T1 مقدار Dpar $0.715 - 1.185$ و میانگین آن 1.46 میکرون بوده و ارتباط مشخصی بین سن بلورها و مقدار تغییرات Dpar وجود ندارد، از این می‌توان چنین نتیجه گرفت که در بلورها مقدار F بالا بوده و روند ترمیم (annealing) آسیب‌های شبکه‌ای ناشی از واپاشی U^{238} (Tracks) در تمام بلورهای تقریباً شبیه یکدیگر بوده است (شکل‌های ۱۰F و ۱۰C).

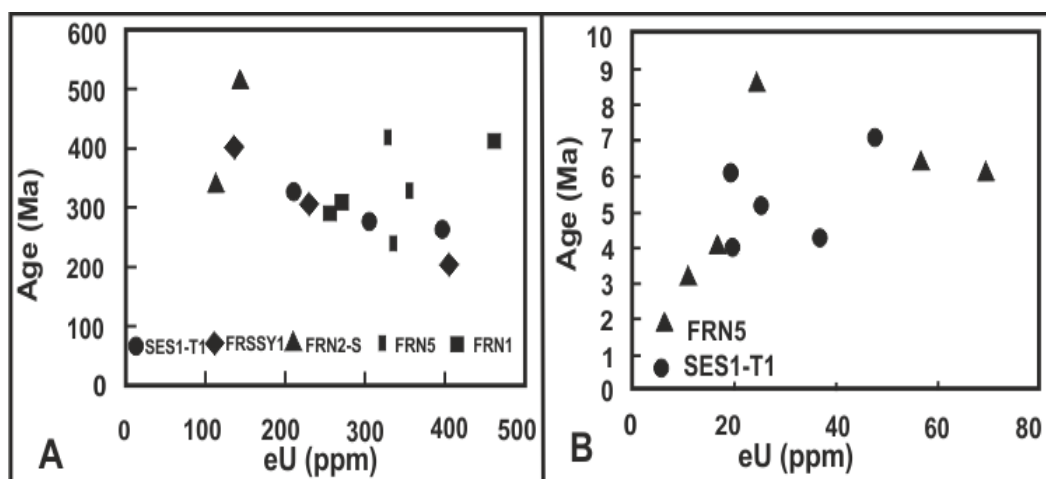
در سیستم AHe نیز سن نمونه‌های بدست آمده جوان‌تر از سیستم AFT بوده و از سن چینه‌شناسی کمتر است (جدول ۱). از این رو



شکل ۹. موقعیت نمونه‌ها و نتایج سن سنجی با سیستم‌های A-He، Zr-He، AFT و Z-He در هسته تاقدیس فراقان (A)، هسته تاقدیس سورمه در بخش مرکزی (B) و هسته تاقدیس سورمه در بخش شرقی (C).



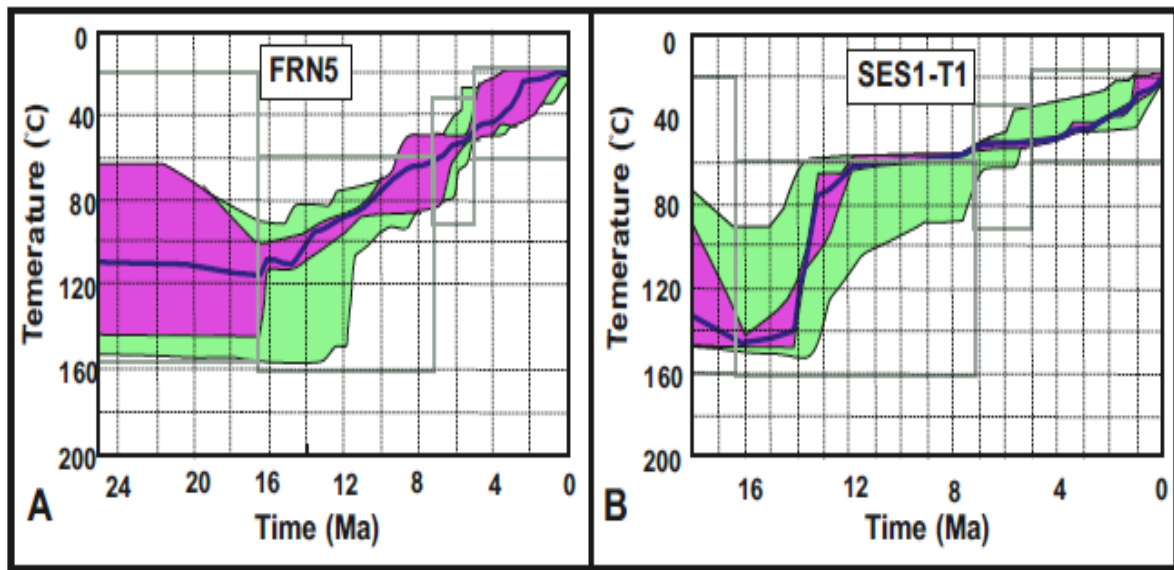
شکل ۱۰. نمودار Radial plot (A و D)، نمودار فراوانی سن (B و E) و نمودار Etch Pit (C و F) بلورهای آپاتیت در سیستم AFT.



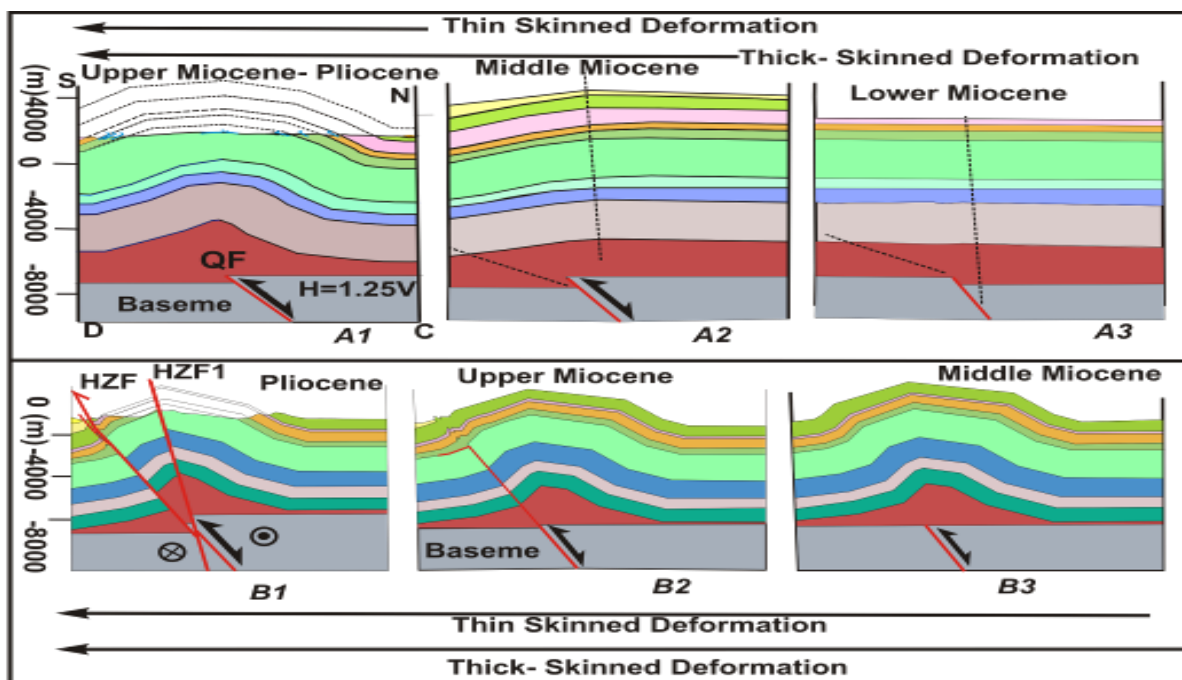
شکل ۱۱. نمودار مقدار اورانیوم مؤثر (eU) در برابر سن بلورهای زیرکن (A) و آپاتیت (B) در نمونه‌های تاقدیس فراکان و سورمه. همبستگی مناسبی بین مقدار eU و سن زمان دماسنجی در دو سیستم A-He و Z-He دیده نمی‌شود.

جدول ۱: داده‌های AFT, AHe و ZHe در نمونه‌های پالئوزئوئیک تاقدیس‌های سورمه و فراقان

زمان رسوب‌گذاری	سن (P/2) AFT	Dpar	تعداد بلورها	AFT سن (Ma)	تعداد بلورها	خطای سن (Ma)	سن AHe (Ma)	میانگین تعداد 4He/g	میانگین Sm (PPm)	میانگین Th (PPm)	میانگین U (PPm)	نام سازند	شماره نمونه	موقعیت
اردوئین (۴۵۵-۴۶۸ Ma)	۶۵/۳	۰/۷۱۵- ۱/۸۵	۲۹	۱۵/۵±۱/۹	۵	۰/۳	۵/۲۵	۰/۸۰	۱۰۲/۴۷	۷۹/۲	۱۷/۱	Seyahoo	SESI-T1	تاقدیس سورمه
پرمین (۲۸۰-۲۹۹ Ma)	۹۹/۱	-۱/۰۴- ۱/۹۷	۴۸	۱۳/۵±۱/۹	۵	۰/۲	۶/۰۴	۰/۶۲	۱۳۸۹۸	۸۶/۸	۹/۳۹	Faraghan	FRN5	تاقدیس فراقان
اردوئین (۴۵۵-۴۶۸ Ma)					۳	۶/۳۲	۲۸۹/۹۳	۳۵۰/۷۱		۱۹۷/۳۷	۲۵۸/۸۱	Seyahoo	SESI-T1	تاقدیس سورمه
پرمین (۲۸۰-۲۹۹ Ma)					۳	۶/۸۲	۳۰۶/۲۰	۲۸۲/۹۵		۱۶۱/۵۶	۲۱۹/۸۳	Faraghan	FRSSY1	
پرمین (۲۸۰-۲۹۹ Ma)					۳	۱۰/۴۵	۴۲۹/۷۲	۲۴۷/۸۰		۱۳۳/۹۰	۹۶/۷۷	Faraghan	FRN2-S	
پرمین (۲۸۰-۲۹۹ Ma)					۳	۳/۴۳	۲۷۰/۹۰	۳۰۸/۹۲		۲۶۹/۸۳	۲۴۴/۱۱	Faraghan	FRN5	تاقدیس فراقان
اردوئین (۴۵۵-۴۶۸ Ma)					۳	۳۸۶/۵۸	۳۸۶/۵۸	۶۱۴/۵۹		۲۵۸/۸۵	۳۲۱/۰۱	Seyahoo	FRN1	



شکل ۱۲. تاریخچه حرارتی نمونه FRN5 در تاقدیس فراقان (A) و SES1-T1 در تاقدیس سورمه (B). رنگ ارغوانی و رنگ سبز به ترتیب نشانگر برازش خوب و قابل قبول داده‌ها با مدل است.



شکل ۱۳. مراحل دگرشکلی ستبر پوسته (A1-A3) و نازک پوسته (A1) در بخش شرقی تاقدیس سورمه. مراحل دگرشکلی ستبر پوسته (B1-B3) و نازک پوسته (B3) در بخش شرقی تاقدیس فراقان (راهنما مانند شکل ۵).

(Cosgrove and Ameen, 2000; Sattarzadeh et al., 2000).

ایجاد چنین هندسه‌ای در چین‌های مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی در بخش مرکزی زاگرس (Ahmadhadi et al., 2007)، بخش‌های مختلف زاگرس (Sattarzadeh et al., 2000) و در بخش غربی کمان فارس (Burberby et al., 2010) گزارش شده است.

بحث

تقدم و تأخر دگرشکلی ستبر پوسته و نازک پوسته

ویژگی‌های هندسی تاقدیس‌های فراقان و سورمه، شامل نسبت ظاهری، نمایه تقارن و طول محور، در مقایسه با چین‌های اطراف نشان می‌دهند که چین‌های مذکور بر خلاف چین‌های جدایشی اطراف خود (شکل ۲)، از نوع چین‌های مرتبط با گسل‌های پی‌سنگی هستند (Blanc et al., 2003).

افزایش ضخامت قابل توجه این سازند در فرودپواره گسل نسبت به فرادپواره آن (شکل ۴B و ۱۲B3) و فعالیت گسل پی سنگی زاگرس در زون‌های جدایشی میانی تاقدیس بعد از تنشست این سازند (شکل ۱۲B2) از شواهد زمان آغاز دگرشکلی در محل تاقدیس فراقان است. سن دگرشکلی این محدوده براساس بررسی ناپیوستگی‌ها نیز میوسن میانی تعیین شده است (Hessami et al., 2001).

همزمان با دگرشکلی ستمبر پوخته تاقدیس فراقان، پوشش رسوبی در محل تاقدیس سورمه نیز در اثر حرکت واژگون گسل قیر و پایانه جنوبی گسل کره‌بس، بصورت چین تک شیب دگرشکل شده است (شکل ۱۴B). پارامترهای هندسی چین (نسبت ظاهری و نمایه تقارن) نشان‌دهنده تأثیر گسل‌های پی سنگی در ایجاد هندسه اولیه و طول چین هستند. از طرفی بازسازی هندسه تاقدیس قبل از چین خوردگی آن با مکانیسم جدایشی بر اساس اختلاف شیب بین بخش فوقانی سازند آجاجاری و سازندهای قدیمی‌تر، هندسه یک چین تک شیب را نشان می‌دهد (شکل ۱۳A3). از طرفی دیگر هندسه چین در مقطع شرقی تاقدیس سورمه (شکل ۱۳A1) نشان‌دهنده چین جدایشی باز است، لذا ضخامت سازندهای پایده-گورپی و دشتک باید در یال پیشانی افزایش یابد، اما در عمل نازک شدگی قابل توجهی مشاهده می‌شود (شکل ۳A1 و ۶). نازک شدگی مذکور را می‌توان، حاصل دگرشکلی پوشش رسوبی با مدل برشی مثلثی ناشی از وارونگی واژگون گسل پی سنگی قیر دانست. تشکیل چین‌های پلکانی در سازند میشان، در اطراف گسل کره‌بس (شکل ۷) نیز از شواهد فعالیت گسل‌های پی سنگی مذکور قبل چین خوردگی جدایشی پوشش رسوبی است. همروندی ضخامت نهشته‌های سازند میشان با گسل قیر و پایانه جنوبی گسل کره بس، افزایش ضخامت آن در فرودپواره گسل نسبت به فرادپواره آن، از شواهد آغاز دگرشکلی در میوسن میانی است. زمان آغاز دگرشکلی در تاقدیس سورمه توسط (Mouthreau et al., 2007) و نیز اوایل میوسن تعیین شده است.

در میوسن فوقانی جبهه دگرشکلی نازک پوخته به محل تاقدیس سورمه رسیده (شکل ۱۴C) و سبب چین خوردگی پوشش رسوبی در این محل و خروج تاقدیس از آب شده و در نتیجه آن هندسه کنونی تاقدیس، بصورت چین جدایشی باز (در بخش شرقی) ایجاد شده است (شکل ۱۳A) وجود چین‌های رشدی در بخش فوقانی سازندهای آجاجاری و بختیاری (Mouthreau et al., 2007) حاکی از آغاز دگرشکلی نازک پوخته تاقدیس سورمه در این زمان است. همروندی ضخامت نهشته‌های سازند آجاجاری با گسل قیر و پایانه جنوبی گسل کره بس و افزایش ضخامت آنها در فرودپواره گسل نیز وجود بلندای قدیمه در یال شمالی تاقدیس را تأیید می‌نماید (شکل ۴C). تغییر همه جانبه محیط رسوبی از فلات قاره حاشیه‌دار کریناته (آجاجاری زیرین) به محیط رودخانه‌ای (آجاجاری فوقانی) در یال شمالی و جنوبی تاقدیس و همچنین سایر چین‌ها اطراف نیز در اثر چین خوردگی پوشش رسوبی کل محدوده اطراف تاقدیس بوجود آمده است. بیشتر بودن ضخامت سازندهای میشان و آجاجاری در بخش غربی گسل (محل انطباق گسل‌های قیر و پایانه جنوبی کره‌بس) حاکی از افزایش بیشتر این محدوده نسبت به بخش شرقی تاقدیس است (شکل ۵).

چین خوردگی پوشش رسوبی با مدل برش مثلثی در اثر حرکت واژگون گسل‌های پی سنگی، سبب ایجاد چین‌های تک شیب می‌شود (Hardy and Finch, 2006). مگر در صورتیکه گسل پی سنگی بصورت محلی هندسه فاشقی داشته باشد که با توجه به مقیاس ناحیه‌ای گسل‌های پی سنگی زاگرس ایجاد چنین (Mouthreau et al., 2007; Sherkati et al., 2005; Johnson and Jhonson, 2002; Hardy and Finch, 2006) چین‌هایی بصورت محلی امکان پذیر نیست از طرفی نازک شدگی یال پیشانی تاقدیس‌های مورد مطالعه با چین‌های جدایشی تطابق ندارد. لذا با توجه به اثبات نقش گسل‌های پی سنگی در چین خوردگی پوشش رسوبی (براساس نسبت ظاهری، نمایه تقارن و طول محور چین) و امکان نازک شدگی یال پیشانی در چین‌های تک شیب حاصل از چین خوردگی با مدل برشی مثلثی می‌توان چنین عنوان نمود که چین خوردگی پوشش رسوبی در محل تاقدیس‌های مورد مطالعه، در ابتدا در اثر فعالیت واژگون گسل‌های پی سنگی صورت گرفته و در ادامه پوشش رسوبی با مدل خمشی بصورت هم محور دچار چین خوردگی شده است (شکل‌های ۱۳A1 و ۱۳A2).

شواهد ساختاری و چینه‌شناسی زمان آغاز دگرشکلی، تقدم و تأخر دگرشکلی ستمبر و نازک پوخته

در اوایل میوسن توده افیولیتی رانده شده برلبه صفحه عربی از آب خارج شده و قطعات فرسایش یافته آن در محیط دلتایی ته نشین شده و سازند رازک را ایجاد نموده‌اند (شکل ۱۴A). وجود قطعات افیولیت در داخل سازند و مطالعات پتروگرافیکی صورت گرفته، سنگ مادر سازند رازک را کمپلکس‌های افیولیتی و سری هرمز (قطعات بالا آمده توسط گنبد‌های نمکی) نشان می‌دهد (Khadivi et al., 2011).

در میوسن میانی (پس از تنشست سازند رازک) در محل تاقدیس فراقان در اثر حرکت واژگون گسل پی سنگی زاگرس مرتفع (HZF) و HZF1 پوشش رسوبی روی آنها، با هندسه چین تک شیب دگرشکل شده است. پارامترهای هندسی چین (نسبت ظاهری و نمایه تقارن) نشان‌دهنده تقدم دگرشکلی ستمبر پوخته بر نازک پوخته بوده و بیانگر این مطلب است که هندسه اولیه چین و طول محور آن متأثر از گسل‌های پی سنگی است. از طرفی دیگر با توجه به این امر که هندسه چین منطبق بر هندسه چین‌های جدایشی باز است (شکل ۱۳B3)، می‌توان انتظار ضخیم شدگی سازندهای پایده و گورپی (قبل از آغاز دگرشکلی پوشش رسوبی نهشته شده‌اند) در یال پیشانی چین را داشت، اما یال پیشانی، دچار نازک شدگی قابل توجهی شده است، لذا نازک شدگی مذکور را می‌توان با دگرشکلی پوشش رسوبی با مدل برش مثلثی ناشی از فعالیت قطعات گسل پی سنگی زاگرس مرتفع در ارتباط دانست. بلافاصله پس از دگرشکلی ستمبر پوخته، دگرشکلی پوشش رسوبی که از محل راندگی اصلی زاگرس آغاز شده به این مکان رسیده و پوشش رسوبی، مجدداً بصورت چین جدایشی دگرشکل شده است (شکل ۱۴B و ۱۳B3).

تغییر محیط رسوبی از محیط دلتایی (سازند رازک) به کانال‌ها مئاندردی محیط بین جذر و مدی (سازند میشان) با وجود آغاز پیش‌روی آب دریا‌های آزاد از ۲۳ میلیون سال پیش (Nahle, 2008) و همروندی خطوط هم ضخامت سازند میشان با دگرشکلی در زاگرس (شکل ۴B)،

سورمه برای تعیین زمان دگرشکلی براساس مقاطع ساختاری موازنه شده و شواهد چینه‌شناسی نیز زمان آغاز دگرشکلی را اوایل میوسن معرفی می‌کند (Moutherau et al., 2007).

در تاق‌دیس فراقان پس از آغاز دگرشکلی، روند سردشدگی (C/MY) (۵/۵) یکنواخت است (شکل ۱۲A). قبل از ته‌نشست سازند آجاجاری زیرین محیط رسوبی دریایی بوده و نقش فرسایش در سردشدگی ناچیز است، اما با توجه به خروج تاق‌دیس از محیط رسوبی در اواخر میوسن فوقانی (همزمان با ته‌نشست بخش فوقانی سازند آجاجاری) سردشدگی برآیند افزایش ساختاری و فرسایش است. لذا ثابت ماندن نرخ سردشدگی نشان‌دهنده نقش اساسی‌تر افزایش ساختاری در نرخ سردشدگی قبل از ته‌نشست سازند آجاجاری فوقانی است که می‌توان آن را با برش تاق‌دیس توسط قطعات گسل زاگرس مرتفع در ارتباط دانست (شکل ۱۳B1 و ۱۴C).

در حد فاصل زمان ۱۳ الی ۷ میلیون سال پیش نرخ سردشدگی کند است که آن را می‌توان با حد فاصل زمانی دگرشکلی ستبر پوسته و تا آغاز دگرشکلی نازک پوسته در ارتباط دانست که فعالیت گسل‌های پی‌سنگی قیر و کره‌بس کند است. افزایش نرخ سردشدگی از ۷ میلیون سال پیش تاکنون با آغاز دگرشکلی نازک پوسته در ارتباط است که همزمان با ته‌نشست بخش فوقانی سازند آجاجاری است (شکل ۱۴B). وجود چینه‌های رشدی در این بخش از سازند (Moutherau et al., 2007) صحت نتیجه بدست آمده را تأیید می‌کند. مطالعات زمان دما سنجی صورت گرفته در شمال غرب زاگرس توسط (Homke, 2007)، زمان آغاز دگرشکلی نازک پوسته در مرکز زاگرس با چین‌های ساده از ۷ میلیون سال پیش نشان داده و نتایج مطالعات (Wrobel Daveau, 2011) زمان آغاز دگرشکلی در ابتدا و انتهای کمان لرستان را ۱۲-۵ میلیون سال پیش می‌دهد. لذا نتایج بدست آمده با نتایج مطالعات زمان دماسنجی در کمان لرستان همخوان است.

الگوی دگرشکلی ستبر و نازک پوسته در حوزه پیش بوم زاگرس

حوزه پیش‌بوم زاگرس در اواخر کرتاسه در اثر رانده شدن پوسته اقیانوسی بر روی لبه صفحه آفریقا -عربی (Alavi, 1994)، بوجود آمده و دگرشکلی زاگرس مرتفع از این زمان آغاز شده است (Berberian, 1994). دگرشکلی پوشش رسوبی در زاگرس با چین‌های ساده همزمان با اولین مرحله از برخورد قاره‌های ایران و آفریقا -عربی در مرز آن با زاگرس مرتفع، از اواخر الیگوسن آغاز شده و زمان آغاز دگرشکلی در نقاط مختلف کمان فارس در مرز آن با زاگرس مرتفع متفاوت است (Hessami et al., 2001). داده‌های چینه‌شناسی، ساختاری و زمان دماسنجی پژوهش حاضر نشان می‌دهد که دگرشکلی تاق‌دیس‌های فراقان (در مرز زاگرس مرتفع و کمان فارس) و تاق‌دیس سورمه در مرز بین فارس ساحلی و داخلی تقریباً بطور همزمان و در میوسن میانی آغاز شده‌است. در هر دو منطقه دگرشکلی ستبرپوسته در اثر فعالیت گسل‌های پی‌سنگی شمال غربی - جنوب شرقی (گسل‌های زاگرس مرتفع و قیر) و شمالی - جنوبی (گسل کره‌بس) قبل از دگرشکلی نازک پوسته روی داده‌است. نتایج مطالعات زمان دماسنجی بر روی گسل زاگرس مرتفع در زاگرس مرکزی (Gavillot et al., 2011) و شمال غربی (Wrobel Daveau, 2011)

در اواخر میوسن فوقانی پس از ته‌نشست سازند آجاجاری، فعالیت قطعات گسل‌های پی‌سنگی زاگرس مرتفع در تاق‌دیس فراقان و گسل‌های قیر و پایانه جنوبی گسل کره‌بس در تاق‌دیس سورمه تشدید شده که در نتیجه آن، سازندهای مزوزوئیک تا پالئوژن بر روی نهشته‌های نئوژن در تاق‌دیس‌های فراقان و سورمه رانده شده است (شکل ۸، شکل ۱۳A1 و ۱۳B1).

در پلیوسن همزمان و پس از ته‌نشست سازند بختیاری دگرشکلی پوشش رسوبی و فعالیت گسل‌های پی‌سنگی ادامه داشته است. فعالیت پایانه جنوبی گسل کره‌بس سبب بریده شدن سازند بختیاری در یال جنوبی بخش غربی تاق‌دیس سورمه شده (شکل ۸) و در تاق‌دیس فراقان مکانیسم شیب لغز غالب گسل به امتداد لغز تغییر یافته که در نتیجه آن بخش غربی تاق‌دیس فراقان دچار چین‌خوردگی مجدد شده است (شکل ۸A، ۸C و ۱۳B1). در همین زمان طول موج تاق‌دیس‌های فراقان و سورمه کاهش و دامنه آنها افزایش یافته است که از شواهد آن می‌توان به ایجاد چینه‌های رشدی و چین‌خوردگی سازند بختیاری در هسته ناودیس‌های شمالی و جنوبی هر دو تاق‌دیس اشاره نمود.

شواهد زمان دماسنجی

مدل‌سازی حرارتی نمونه معرف تاق‌دیس فراقان (FRN5) نشان می‌دهد (شکل ۱۲A) که سردشدگی ناشی از افزایش تاق‌دیس، از عمق تقریبی ۶ کیلومتر در ۱۶/۵ میلیون سال پیش آغاز شده است. با توجه به عدم خروج تاق‌دیس از آب در این زمان، می‌توان سردشدگی مذکور را متأثر از افزایش ساختاری ناشی از دگرشکلی دانست. لذا می‌توان چنین نتیجه گرفت که دگرشکلی این محدوده همزمان با ته‌نشست سازند میشان آغاز شده است (شکل ۱۴B). شواهد چینه‌شناسی و ساختاری نیز آغاز دگرشکلی تاق‌دیس در این زمان را تأیید می‌نماید. پژوهش‌های زمان دماسنجی صورت گرفته توسط (Gavillot et al., 2010) در قطعات گسل زاگرس مرتفع در زون ایزه زمان آغاز دگرشکلی را ۱۸/۸ میلیون سال پیش، نشان داده و سن دگرشکلی تعیین شده برای همین گسل در بخش‌های مرکزی و شمال غربی زاگرس توسط (Wrobel Daveau, 2011) نیز ۱۴/۵ میلیون سال پیش تعیین شده‌است. لذا می‌توان چنین نتیجه گرفت که نتیجه داده‌های زمان دماسنجی پژوهش حاضر با سایر نقاط زاگرس همخوان بوده و دگرشکلی در محدوده گسل زاگرس مرتفع (در نقاط مختلف زاگرس) در زمان ۱۸/۸ - ۱۴/۵ میلیون سال پیش آغاز شده‌است. مطالعات مغناطیس سنجی قدیمه سازند رازک در کمان فارس (Khadivi et al., 2011) و فسیل‌شناسی سازند بختیاری در زیر پهنه ایزه (Fakhari et al., 2008) نتایج مشابهی را نشان می‌دهند.

اختلاف سن اندک داده‌های زمان دماسنجی پژوهش حاضر با داده‌های (Gavillot et al., 2010) و همچنین، (Fakhari et al., 2008) ممکن است با اختلاف زمان درگیر شدن ورقه‌های ایران و عربی در بخش مرکزی و شرقی زاگرس و همچنین دقت روش‌های مختلف در ارتباط باشد. مدل‌سازی حرارتی نمونه معرف تاق‌دیس سورمه (SES1-T1) نیز زمان آغاز دگرشکلی تاق‌دیس را ۱۶ میلیون سال پیش نشان می‌دهد. داده‌های ساختاری و چینه‌شناسی تأیید کننده زمان تعیین شده بوده و سن آغاز دگرشکلی در تاق‌دیس را همزمان با ته‌نشست سازند میشان نشان می‌دهد (شکل‌های ۱۳B، ۱۴A2). نتیجه مطالعات در محل تاق‌دیس

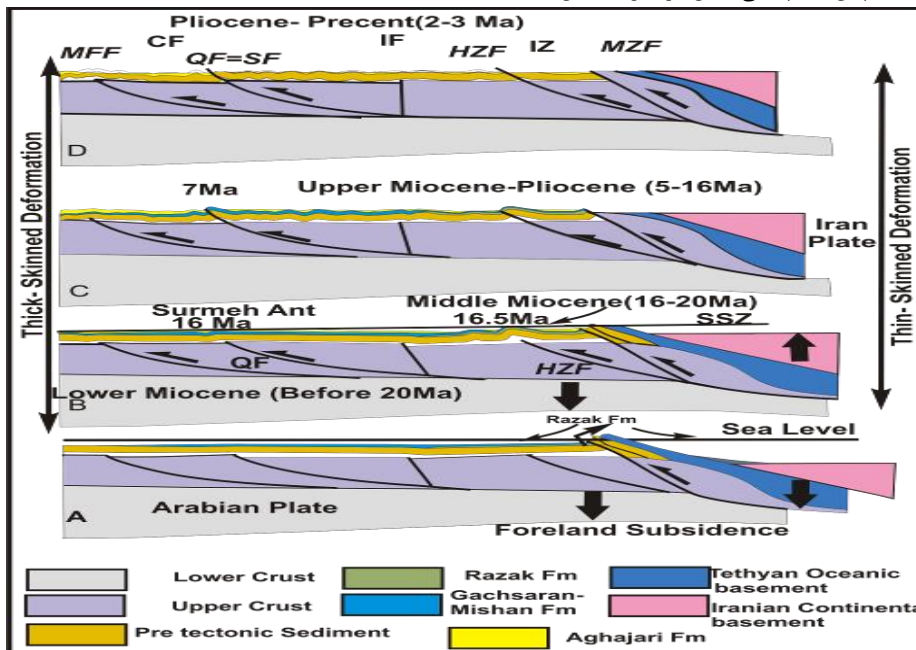
کره‌س و همچنین وجود ارتفاع قدیمه در فرادپواره گسل قیر) با توجه به تغییر ضخامت سازند میشان در دو طرف گسل) نشان می‌دهد که در اثر فعالیت گسل‌های زاگرس مرتفع و قیر (همچنین پایانه جنوبی گسل کره بس) در ابتدا چین‌های تک شیب با مدل برش مثلثی در فرادپواره هر دو گسل ایجاد شده و در ادامه پوشش رسوبی با مدل خمشی بصورت چین‌های جدایشی سبب چین‌خوردگی هم محور تاقدیس‌های اولیه شده است. با توجه به داده‌های زمان دماسنجی، زمان دگرشکلی ستبر پوسته در هر دو تاقدیس بطور همزمان و در ۱۶/۵-۱۶ میلیون سال پیش و دگرشکلی نازک پوسته تاقدیس فراقان در میوسن میانی و تاقدیس سورمه در میوسن فوقانی (۷ میلیون سال پیش) آغاز شده است.

دگرشکلی ستبرپوسته کمان فارس در اثر فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی با روند شمال غربی- جنوب شرقی و شمالی- جنوبی پس از درگیر شدن کامل ورق‌های قاره‌ای ایران و آفریقا عربی در اواخر میوسن زیرین - اوایل میوسن فوقانی روی داده است. با توجه به صلب بودن پوسته زمان آغاز این دگرشکلی در تمام نقاط کمان فارس تقریباً یکسان است. با توجه به داده‌های زمان دماسنجی پژوهش حاضر و مطالعات پیشین، زمان آغاز این دگرشکلی در زاگرس ۱۶/۵-۱۶ میلیون سال پیش بوده است. دگرشکلی نازک پوسته از مرز راندگی اصلی زاگرس و یا مرز زاگرس مرتفع با فارس داخلی در میوسن میانی آغاز شده و جبهه دگرشکلی به سمت فارس ساحلی حرکت کرده است. بدین ترتیب در مرکز کمان فارس (در مرز آن با زاگرس مرتفع) دگرشکلی نازک پوسته قبل از ستبر پوسته آغاز شده و با حرکت به سمت جنوب شرق (مرز مکران- تاقدیس فراقان) و فارس ساحلی (تاقدیس سورمه) دگرشکلی ستبر پوسته قبل از نازک پوسته آغاز شده است.

نیز زمان آغاز دگرشکلی در امتداد آن را اواخر میوسن زیرین- اوایل میوسن میانی نشان می‌دهد. بنابراین زمان آغاز دگرشکلی ستبرپوسته در زاگرس همزمان با درگیر شدن کامل بین ورق‌های قاره‌ای ایران و آفریقا- عربی در ۱۶/۵-۱۸/۸ میلیون سال پیش آغاز شده است (شکل ۱۴B). آغاز زمان دگرشکلی نازک پوسته در مرز بین زاگرس مرتفع و فارس داخلی (تاقدیس فراقان) در میوسن میانی و در مرز بین فارس داخلی و ساحلی (تاقدیس سورمه) در میوسن فوقانی بوده است. بنابراین می‌توان چنین نتیجه گرفت که دگرشکلی ستبر پوسته با توجه به صلب بودن پی‌سنگ در تمام نقاط کمان فارس همزمان آغاز شده است، اما دگرشکلی نازک پوسته از محل برخورد (راندگی اصلی زاگرس) و یا مرز کمان فارس با زاگرس مرتفع آغاز شده و جبهه دگرشکلی به سمت فارس ساحلی حرکت کرده است. لذا تقدم و تأخر دگرشکلی ستبر و نازک پوسته زاگرس در نقاط مختلف آن متفاوت است. بطوریکه در بخش‌های مرکزی کمان فارس در مجاورت گسل زاگرس مرتفع، دگرشکلی نازک پوسته قبل از دگرشکلی ستبر پوسته صورت گرفته، اما با حرکت به سمت مرز زاگرس و مکران و همچنین حرکت به سمت فارس ساحلی، دگرشکلی ستبرپوسته بر نازک پوسته تقدم می‌یابد.

نتیجه‌گیری

در مرز بین کمان فارس و زاگرس مرتفع (تاقدیس فراقان) و مرز فارس داخلی و ساحلی (تاقدیس سورمه) دگرشکلی ستبر پوسته قبل از نازک پوسته آغاز شده است. شواهد هندسی چین (نسبت ظاهری، طول لولای چین و نمای تقارن) و نازک شدگی غیر همخوان یال پیشانی تاقدیس‌ها با هندسه جدایشی کنونی آنها (در هر دو تاقدیس)، کاهش عمق حوزه رسوبی برخلاف افزایش سطح آبهای آزاد همزمان با ته نشست سازند میشان (در تاقدیس فراقان)، ایجاد چین‌های پلکانی شکل در اطراف گسل



شکل ۱۴A: ته نشست سازند رازک در اثر فرسایش پوسته اقیانوسی رانده شده بر روی لبه ورق عربی در حوزه پیش بوم. B: درگیر شدن ورق‌های قاره‌ای، آغاز وارونگی گسل-های پی‌سنگی و تشکیل چین‌های تک شیب با مدل برش مثلثی شکل در پوشش رسوبی آنها و آغاز دگرشکلی نازک پوسته از سمت شمال شرق. C: دگرشکلی نازک پوسته. D: افزایش دامنه چین‌ها و فعالیت گسل‌های پی‌سنگی. زمان‌های بدست آمده از داده‌های زمان دماسنجی در شکل درج شده‌اند. IZ: زون درهم، IF: فارس داخلی، CF: فارس ساحلی، HZF: گسل زاگرس مرتفع، QF: گسل قیر، SF: گسل سورمه، MFF: گسل پیشانی کوهستان

منابع

- حسن شاهی، ح.ر، ۱۳۸۲، زمین شناسی و محیط رسوبی سازند رازک در اطراف شیراز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران شمال، ۱۵۲ ص.
- ظفرزاده، ن، موسوی حرمی، س.ر، جهانی، د، غفرانی، ا، ۱۳۹۰، بررسی رخساره ها و محیط رسوبی بخش گوری از سازند میشان، سی امین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- هلاکویی، ز، صیوفیان، ع، وزیری مقدم، ح، ۱۳۸۹، زیست چینه نگاری و سکناس های رسوبی سازند گچساران (بخش های چمپه و مول) در جنوب شرق فیروزآباد، فارس، پژوهش های دانش زمین، دوره ۱، شماره ۴، ص ۵۰-۳۳
- لاسمی، ی، لاری، ر، ۱۳۸۵، محیط رسوبی و چینه نگاری سکناسی سازند میشان (نهشته های حوشه ی رسوبی جوی کمربند چین خورده) در منطقه باختر فارس و خاور بوشهر، فصلنامه علوم زمین سال ۱۶، شماره ۶۱- صفحه ۶۸-۷۷
- نجفی، م، یساقی، ع، ورجس، ج، بحرودی، ع، شرکتی، ش، ۱۳۹۲، تحلیل ساختاری سه بعدی از تاقدیس سفیدزاور در پهنه فارس، به منظور تعیین هندسه افق مخزن گازی پرموتریاس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۰- صفحه ۱۰-۱۸
- Agard, P., Omrani, J., Jolives, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., Wortel, R., 2011. Onset of subduction as the cause of rapid Pliocene –Quaternary subsidence in the SouthCaspianBasin. *Geology*, 148 (5–6), 692–725.
- Ahmadhadi.F., Lacombe.O., Daniel.J.M., 2007, Early reactivation of basement faults in Central Zagros (SW Iran): evidence from pre-folding fracture populations in Asmari Formation and lower Tertiary paleogeography. In: Thrust Belts and Foreland Basins. Springer, pp 205-228
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, vol. 229, p. 211-238.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307, pp1064–1095, doi: 10.2475/09.2007.02.
- Authemayou.C., D.Chardon, O.Bellier, Z. Malekzadeh, E.Shabanian, Abbassi.M.R., 2006, Late Cenozoic partition-ing of oblique plate convergence in the Zagros fold-and-thrust belt (Iran), *Tectonics*, vol: 25, TC3002, doi:10.1029/2005TC001860
- Bahroudi.A., H.A.Koyi, 2003, Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: An analogue modeling approach, *J. Geol. Soc.*, NO: 160, P:1 – 15.
- Berberian.F., King.G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* No:5, P:101–117.
- Berberian.M., 1995, Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds : active basement tectonics and surface morphotectonic, *Tectonophysics*, No:241, p:193-224.
- Blanc.E.J.-P., Allen.M.B.,Inger.S., Hassani.H., 2003, Structural styles in the Zagros Simple Folded Zone, Iran, *Journal of geological society*, No:160, 401-412.
- Burberry.C., Cosgrove.J.W., Guo Liu.J., 2010, A study of fold characteristics and deformation style using the evolution of the land surface: Zagros Simply Folded Belt Iran, *Earth and Atmospheric Sciences*, paper 295.
- Cosgrove.J.W., Ameen.M.S., 2000, A comparison of the geometry, spatial organisation and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds. In: Cosgrove, J.W. and Ameen, M.S. (eds) *Forced Folds and Fractures*, Geological Society, London, Special Publications, No:169,p: 7–21.
- Carminati.E., Aldega.L., Bigi. S., Minelli. G., Shaban.A, 2016, the role of pre-collisional extensional faulting, salt tectonics and multi-stage thrusting in the sarvestan transfer zone (Fars, Iran), *Tectonophysics*, Accepted Manuscript.
- Davis.D.M., Engelder.T, 1985, The role of salt in fold-and-thrust belts,*Tectonophysics*, No:119, P:67–88.
- Donelick.R.A., O’Sullivan.P.B., Ketcham. R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis, in Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.). *Low Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications*. Rev. Min. Geochem. No:58, P:49-94.
- Dunkl.I., 2002, TRACKKEY: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Comput. Geosc.* No: 28/2, P:3–12.
- Fakhari.M.D., Gary.J.A., Horton.B.K., Hassanzadeh.J., Amini.A., 2008. Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics*, No: 451,P:170-185
- Farley.K.A., 2002, (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry*. Rev. Min. Geochem. No:47,P: 819–44.
- Gavillot.Y. G., Axen.G. J., Stockli.D. F., Horton.B. K., Fakhari, M.,2010, Timing of thrust activity in the High Zagros fold-thrust belt, Iran, from (UTh)/ He thermochronometry. *Tectonics*, No:29, TC4025, doi: 10.1029/2009TC002484
- Galbraith.R.F.,Laslett.G.M, 1993, Statistical models for mixed fission track ages. *Nucl. Tracks*. No: 5, P:3–14.
- Gautheron.C., Espurt.N., Barbarand.J., Roddaz.M., Baby.P., Brusset.S., Douville. E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry:*Basin Research*,vol:25, No:4, p:419–435.

- Hardy.S., Finch.E., 2006, Mechanical stratigraphy and the transition from trishear to kink-band fault-propagation fold forms above blind basement thrust faults: A discrete-element study, *Marine and Petroleum Geology*, No:24, P:75 -90.
- Hessami, KH, Koyi.H.A., Talbot.C.J., Tabasi.H., Shabani.E., 2001, Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains, *Journal of the Geological Society*, Vol: 158, No:6, p: 969-981.
- Homke.S., 2007, Timing Of Shortening And Uplift Of The Pusht-e-Kuh Arc In The Zagros Fold-and-Thrust Belt (IRAN), A Combined Magnetostratigraphy And Apatite Thermochronology Analysis, [PhD. Thesis]: Universitat of Barcelona, 195p.
- Hourigan.J.K., Reiners.P.W., Brandon. M.T., 2005, U-Th zonation-dependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry. *Geoch. Cosm. Acta*, No:69, P:3349-3365.
- Jamison.W.R., 1987, Geometric analysis of fold development in overthrust terranes, *J. Struct. Geol.*, No:9: P:207-219.
- Johnson.K.M., Johnson.A.M., 2002. Mechanical models of trishear-like folds. *Journal of Structural Geology*, No:24, P:277-287.
- Khadivi.S., Moutherau.F., Barbarand.J., Addate, Lacombe.T., 2011, Constraints on palaeodrainage evolution induced by uplift and exhumation on the southern flank of the Zagros-Iranian Plateau, *ournal of the Geological Society, London*, Vol:XX, P:1 -15.
- Ketcham.R.A, Donelick.R.A, Carlson. W.D.,1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III, Extrapolation to geological time scales, *Am Mineral*, No:84: P:1235-1255
- Lacombe.O., Bellahsen.N., Moutherau.F, 2011, Fracture patterns in the Zagros Simply Folded Belt (Fars, Iran): constraints on early collisional tectonic history and role of basement faults, *Geological Magazine*, No:148, P:940-963.
- Lacombe.O., Moutherau.F., 2002, Basement-involved shortening and deep detachment tectonics in forelands of orogens: insights from recent collision belts (Taiwan, western Alps, Pyrenees), *Tectonics*, Vol:21, No:4, P:12-1-12-22.
- Mazzoli. S., Corrado.S., Donatis. M. De., Scrocca.D., Butler.R.W.H., Bucci.D.Di, Naso.G., Nicolai.C., Zucconi, V., 2000, Time and space variability of "thin skinned" and "thick skinned" thrust tectonics in the Apennines (Italy), *Rend, Accad. Naz. Lincei*, Vol:11, No: 1, p: 5-39.
- McQuarrie.N., Stock.J.M., Verdel.C., Wernicke.B.P. , 2003, Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, No: 30, P:1-6.
- Molinaro.M., Leturmy.P., Guezou.J. C., Frizon de Lamotte.D., Eshraghi.S.A., 2005, The structure and kinematics of the south-eastern Zagros fold thrust belt; Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics, *Tectonics*, p:ains, *J. Geol*, vol:24., Soc., No:158, P: 969 - 981.
- Moutherau.F., Tensi. J., Bellahsen.N., Lacombe.O., Deboisgrollier.T., Kargar.S., 2007, Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt: the Zagros Folded Belt (Fars, Iran), *Tectonics, J. Struct, Geol*, Vol:26., No:28, p:419-466.
- Nahle.N., 2007, Cycles of Global Climate Change. *Biology Cabinet Journal Online*. Article, No: 295.
- Okay.A.I., Zattin.M., Cavazza.W., 2010, Apatite fission-track data for the Miocene Arabai-Eurasia collision., *Geology*, vol: 38, p:35-38.
- Reiners.P.W., Brandon.M.T., 2006, Using Thermochronology to Understand Orogenic Erosion, *Annu. Rev. Earth Sattarzadeh.Y., Cosgrove.J.W., Vita-Finzi, C., 2000. The interplay of faulting and folding during the evolution of the Zagros. Geological Society, London, Special Publications, No: 169, P:187-196.*
- Sherkati.S., Molinaro.M., Frizon de amotte.D., Letouzey.J., 2005, Detachment folding in the central and eastern Zagros fold-belt (Iran), *Jour. Struct, Geol.*, No: 27, P:1680 - 1696.
- Talebian.M., Jackson.J., 2002, A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran, *Geophys. J. Int*, No:156, P:506-526.
- Tavakoli Sherazi.S., 2012. The Geology of the High Zagros (Iran) Tectonic and Thermal Evolution during the Paleozoic, [PhD. Thesis]: University of Cergy-Pontoise, 234p.
- Wolf.R.A., Farley.K.A., Kass.D.M., 1998, Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/ He thermochronometer, *Chem, Geol*, No:148, P: 105-114.
- Wrobel Daveau.J.C., 2011, From the Rifting to the Current Collision, Vertical Movements and Propagation of the Deformation in the Zagros Belt, Iran, Unpublished PhD thesis.
- Yassaghi.A., 2006, Integration of Land sat imagery interpretation and geomagnetic dada on verification of deep-seated transverse fault lineament in SE Zagros, Iran, *International Journal of Remote Sensing*, No:27, P:4529-4544.
- Ziegler.M.A, 2001, Late Permian to Holocene Paleofacies Evolution of the Arabian Plate and its Hydrocarbon Occurrences. *GeoArabia*, Vol:6, No:3, P:445-504.