

رویکرد زمین‌ریخت‌شناسی زمین‌ساختی در ارزیابی سازوکار رشد چین‌ها در زاگرس چین و راندگی، مطالعه موردی دو تاق‌دیس در گستره فارس

علی فقیه^(*)، آرش جمشیدی^۱، معصومه وطن دوست^۲، بهنام اویسی^۳

۱. استادیار بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۲. دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۳. دانشجوی دکترای تکتونیک، بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

۴. رئیس بخش لرزه‌زمین‌ساخت و زلزله‌شناسی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

تاریخ دریافت: ۹۲/۲/۲

تاریخ پذیرش: ۹۳/۲/۱۷

چکیده

زاگرس چین و راندگی شامل مجموعه‌ای از چین‌های مرتبط با گسل است که ذخایر هیدروکربنی مهمی در ارتباط با آن‌ها شکل گرفته است. شناخت هندسه و الگوی رشد چین‌ها از پارامترهای موثر در برنامه‌های اکتشافی و حفاری مخازن هیدروکربنی می‌باشد. در این پژوهش از الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها و شاخص‌های کمی ریخت‌سنجی به‌عنوان نشانگرهای زمین‌ریختی جهت شناخت سازوکار رشد چین استفاده شده است. نتایج بررسی‌های زمین‌ریختی بیانگر غالب بودن الگوی چین‌خوردگی جدایشی در فارس ساحلی می‌باشد. همچنین اثر تغییر در ضخامت افق جدایشی بر روی الگوی چین‌خوردگی مورد ارزیابی قرار گرفته است.

واژه‌های کلیدی: الگوی چین‌خوردگی جدایشی، چین مرتبط با گسل، رشد چین، نشانگر زمین‌ریختی.

مقدمه

اکثر تله‌های نفتی شناخته شده در دنیا از نوع ساختاری مرتبط با چین‌خوردگی است (Allen and Allen, 2005). بنابراین شناخت هندسه چین‌خوردگی در آن‌ها برای بررسی پتانسیل و ارائه راهکارها در برنامه‌های اکتشافی مناطق نفت‌خیز از اهمیت به‌سزایی برخوردار است. در طی دهه‌های اخیر الگوهای چین‌خوردگی متعددی برای تفسیر نحوه تکامل چین‌ها و ارتباط آن‌ها با گسلش معرفی گردیده که از مهمترین آن‌ها می‌توان به الگوی‌های چین خم‌گسلی (Suppe, 1983)، چین انتشارگسلی (Suppe and Medwedeff, 1990) و چین جدایشی (De Sit-ter, 1956; Hardy and Poblet, 1994) اشاره کرد. برای تفسیر رشد و تکامل چین در الگوهای فوق از مدل‌های چرخش یال و مهاجرت لولا استفاده می‌گردد. درک صحیح این الگوها در

رسم برش‌های عرضی ساختاری و موازنه آن‌ها بسیار مفید خواهد بود (Dahlstrom, 1969; Suppe, 1985). روش‌های مختلفی برای تشخیص سازوکار رشد چین‌ها در طبیعت وجود دارد. لایه‌های رسوبی که قبل از دگرشکلی نهشته شده‌اند نشان‌دهنده هندسه نهایی چین‌خوردگی‌اند (Jamison, 1987)، در حالی که نشانگرهای جنبش‌شناختی که در طی چین‌خوردگی به وجود می‌آیند قابلیت ثبت مراحل تکامل ساختار را دارند و می‌توان مراحل متوالی رشد را از الگوهای موجود در آن‌ها استخراج نمود (Scharer et al., 2006). هدف از انجام این پژوهش کاربرد روش‌های کمی در ارزیابی نشانگر زمین‌ریخت‌شناسی به‌منظور تعیین سبک چین‌خوردگی و نحوه تکامل الگوی چین‌خوردگی در منطقه زاگرس چین و رانده می‌باشد.

* نویسنده مرتبط afaghhi@shirazu.ac.ir

جایگاه زمین‌ساختی

کوه‌زاد زاگرس به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همیالیا، یکی از فعال‌ترین نواحی لرزه‌خیز در دنیا محسوب می‌گردد (شکل ۱) و بسته‌شدن اقیانوس نئوتتیس و برخورد صفحه آفر-عربی به ریزقاره‌های ایران مرکزی سبب شکل‌گیری آن گردیده است (Berberian and King, 1981; Alavi, 1994). دگرشکلی‌های اولیه در مرز بین صفحات متمرکز بوده (Gavillot et al., 2010; Khadivi et al., 2012) و سپس به سمت جنوب باختر انتشار پیدا کرده است (Mouthereau et al., 2006; Oveisi et al., 2007; Hatzfeld et al., 2010). در حال حاضر نیز دگرشکلی‌های جدید در بخش پیشانی زاگرس متمرکز است (Walpersdor et al., 2006; Oveisi et al., 2007).

کوتاه‌شدگی در زاگرس توسط چین‌خوردگی و گسلش به‌طور هم‌زمان صورت می‌گیرد. درگیر بودن پی‌سنگ در زاگرس همواره یکی از موارد مورد تردید بوده است. مطالعه عمق زمین‌لرزه‌ها (Sherka et al., 2004)، مطالعات صحرایی (Talebian and Jackson, 2004) و اندازه‌گیری‌های GPS (Hatzfeld et al., 2010) همگی دگرشکلی پی‌سنگ را مطرح می‌کنند. البته باید ذکر شود که درجه دگرشکلی پی‌سنگ در سرتاسر زاگرس یکسان نیست و از جنوب خاور به سمت شمال باختر افزایش می‌یابد (Mouthereau et al., 2006). داده‌های حاصل از مقاطع موازنه‌شده بیان می‌کند که پهنه‌های زمین‌شناسی فارس و لرستان بطورکامل از پی‌سنگ جدا شده‌اند

و درگیری پی‌سنگ فقط در پس‌بوم رخ داده است (McQuarrie, 2004). مطالعات زمین‌ریختی کمی نیز این نتایج را در ناحیه فارس تایید می‌کنند (Oveisi et al., 2007). ناحیه مورد بررسی به مساحت ۲۰۰۰ کیلومتر مربع در باختر استان هرمزگان شامل تاقدیس‌های چارک و خلفانی است که از سمت جنوب توسط حوضه پیش‌بوم خلیج فارس و از شمال توسط تاقدیس هرنگ احاطه می‌گردد. این ناحیه از لحاظ آب و هوایی جزو نواحی گرم و خشک است (شکل ۱).

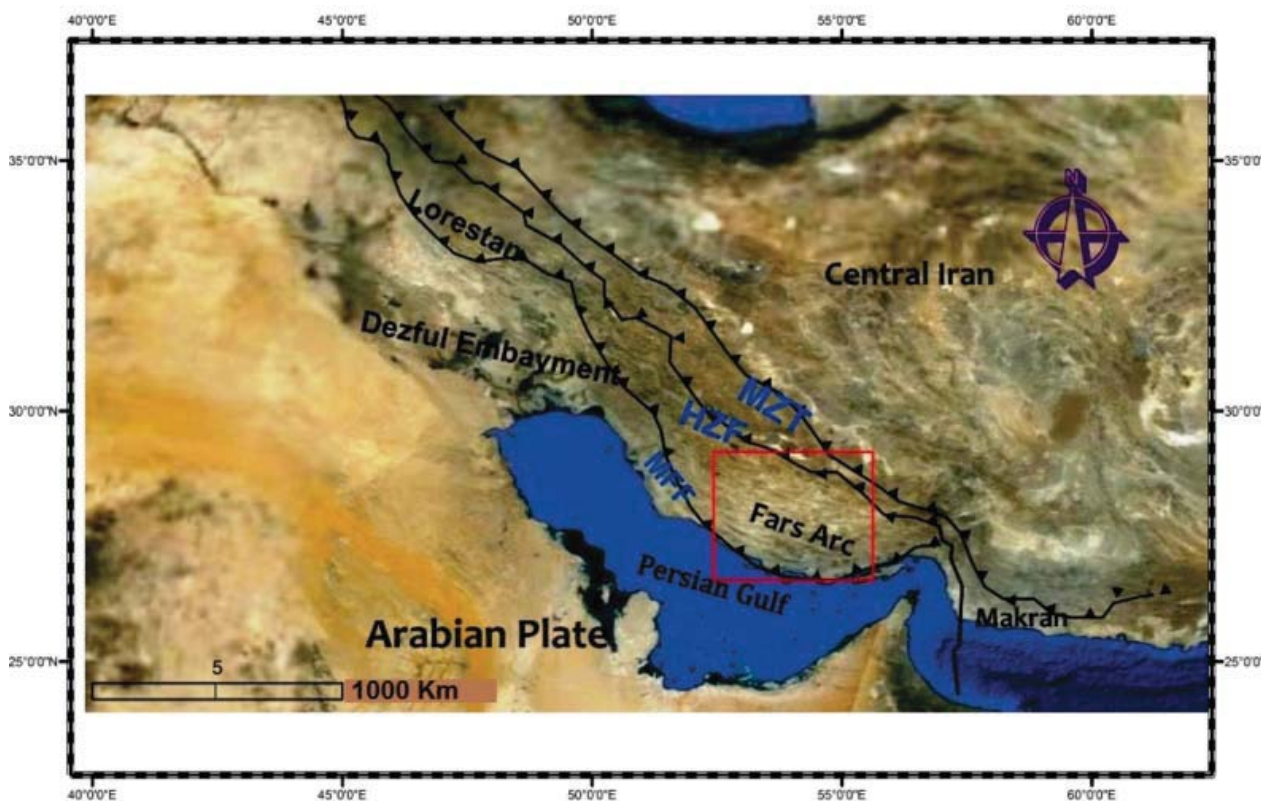
روش مطالعه

در این پژوهش به‌منظور بررسی سازوکار رشد چین و نحوه تکامل آن‌ها از الگوی فرسایش بستر آبراهه و نشانگرهای کمی زمین‌ریخت‌شناسی استفاده گردیده است که هر کدام از این روش‌ها بطور مختصر در ذیل تشریح می‌گردد. به‌منظور دستیابی به پارامترهای مورد نیاز در این پژوهش از تصاویر سنجنده استر با وضوح تصویر ۳۰ متر استفاده شده است.

الف - الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها

الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها در نیم‌رخ طولی رودخانه‌ها آشکار می‌گردد. فرسایش بستر یک آبراهه تابعی از قدرت جریان است که به‌صورت رابطه ساده‌شده زیر بیان می‌گردد (Oskin and Burbank, 2007):

$$E = KXp^m n^s$$

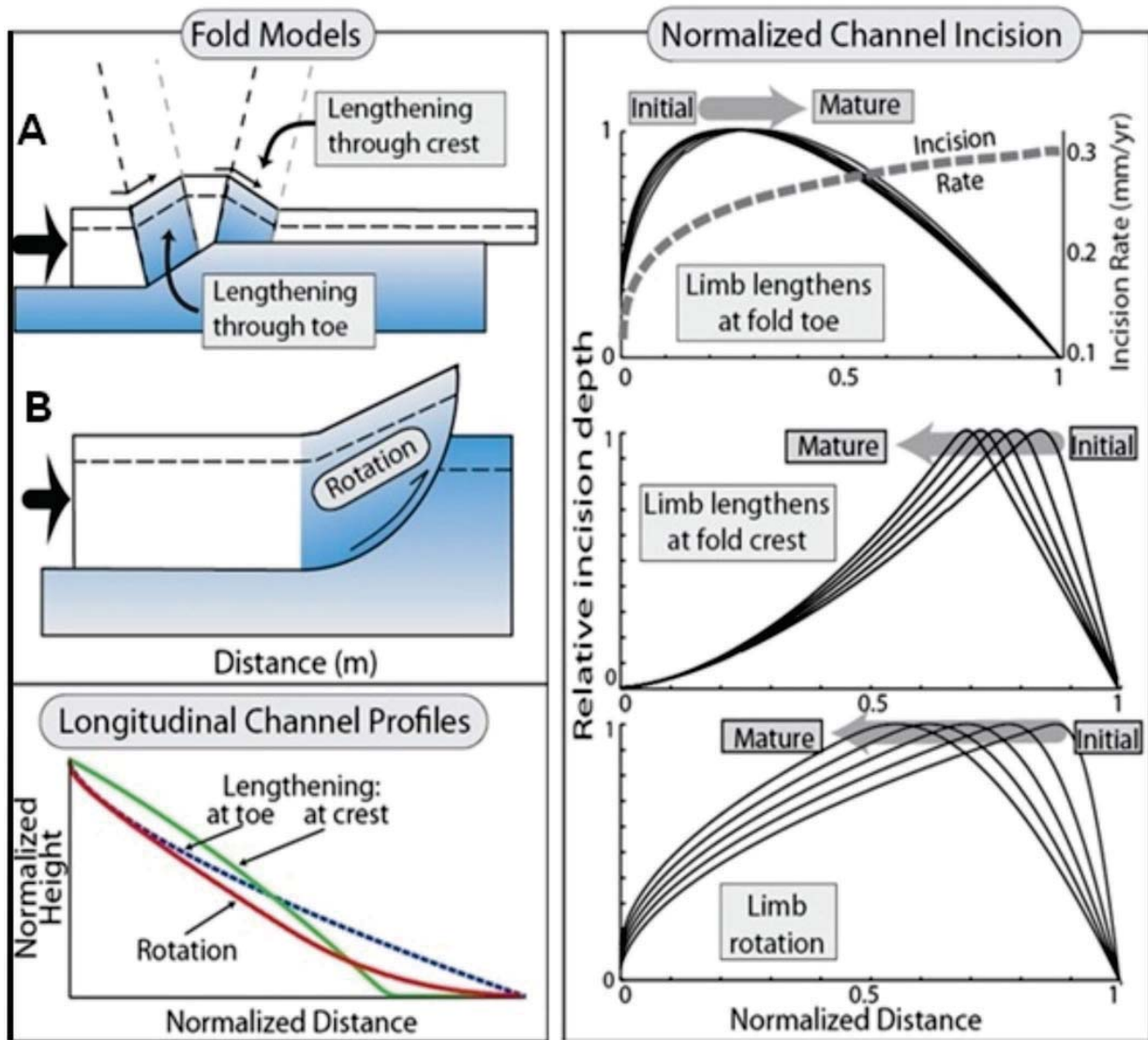


شکل ۱. موقعیت ساختاری ساده شده زاگرس شامل لرستان، فروافتادگی دزفول و کمان فارس (ناحیه مورد بررسی در مستطیل قرمز رنگ)

به سمت پایین دست افزایش پیدا کند (شکل ۲-۱). در حالتی که افزایش طول یال از سمت لولای ناودیس باشد (پایین)، مواد جدید فرسایش نیافته به طول یال اضافه می شود. به همین دلیل می توان انتظار داشت که میزان فرسایش برای پایین دست یال کاهش یابد (شکل ۲-۱). در مدل چرخش یال ها، کوتاه شدگی باعث پرشیب تر شدن یال ها می شود. با افزایش شیب، قدرت جریان افزوده شده و فرسایش به سمت پایین نیز افزایش پیدا می کند (شکل ۲-۲). تعیین مقدار دقیق فرسایش نیازمند داشتن سطح قبل از فرسایش بستر است. بدین منظور خط الراس آبراهه ها شناسایی و از درون یابی بین آن ها سطح قبل از فرسایش بازسازی می گردد. از تفاضل سطح بازسازی شده و سطح فرسایش یافته، حجم ماده ای که در طی رشد چین توسط آبراهه ها حمل شده، به دست می آید. در مرحله بعد نیم رخ آبراهه ها بر روی این حجم فرسایش یافته استخراج می گردد.

که در آن K به عنوان ضریب ثابت در نظر گرفته شده و مساحت بالا دستی زهکشی شده و نماینده شار رودخانه بصورت X_p بیان می شود. X فاصله قائم بین نقطه اندازه گیری قدرت جریان رودخانه و خط تقسیم حوضه است. P توصیف کننده نرخ افزایش مساحت حوضه به سمت پایین دست، S شیب بستر آبراهه و n و θ نشان دهنده افزایش غیرخطی نرخ فرسایش نسبت به مساحت و شیب حوضه می باشد.

اگر متغیرهای شیب بستر و مساحت تحت زهکشی به عنوان پارامترهای تاثیرگذار بر فروکاوای بستر در نظر گرفته شود، با تغییر این پارامترها در طی رشد چین، الگوهای فرسایشی خاصی پدید می آید. با توجه به نتایج مدل سازی برهم کنش چین در حال رشد و فرسایش بستر (Goode and Burbank, 2011)، اگر قسمت های جدید از سمت لولای تاقدیس (بالا) به طول یال اضافه شود، مساحت حوضه آبریز نیز دائما بطرف پایین دست یال افزایش می یابد. براین اساس انتظار می رود که میزان فرسایش نیز



شکل ۲. نتایج حاصل از مدل سازی برهم کنش رشد چین و فرسایش بستر (Goode and Burbank, 2011).

نسبی حاصل می‌شود (Strahler, 1952). شکل منحنی فراسنجی برای ارزیابی مراحل توسعه حوضه آبریز و تشخیص نواحی فعال زمین‌ساختی به کار می‌رود (Keller and Pinter, 2002; El-Ham-douni et al., 2008).

ب-۳- انتگرال فراسنجی

این شاخص به عنوان مساحت سطح زیر منحنی فراسنجی تعریف می‌شود و بیانگر حجمی از حوضه است که تحت تاثیر فرسایش قرار نگرفته است (Keller and Pinter, 2002) و مقدار آن طبق رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Hi = \frac{(Ave. \text{ elevation} - \text{Min. elevation})}{(\text{Max. elevation} - \text{Min. elevation})}$$

مقادیر بالای این شاخص نشان‌دهنده حوضه‌های جوانی است که فرسایش چندانی را تجربه نکرده‌اند و یا در اثر فعالیت‌های زمین‌ساختی و نهشته‌شدن رسوبات جدید بر ارتفاع آن‌ها افزوده شده است (El-Hamdouni et al., 2008).

یافته‌های پژوهش

نتایج حاصل از به‌کارگیری نشانگرها و شاخص‌های کمی زمین‌ریختی ذکر شده برای بررسی نحوه رشد و تکامل چین‌خوردگی در تاقدیس‌های چارک و خلفانی در ذیل تشریح می‌گردد:

الف) الگوی فروکاوای بستر الف-۱- تاقدیس چارک

تاقدیس چارک تاقدیسی متقارن با هندسه نیمه‌استوانه‌ای است و دارای یال‌هایی با شیب ملایم می‌باشد. این تاقدیس با روند خاوری-باختری و طول ۳۵ کیلومتر دارای طول موجی حدود ۳۰ کیلومتر می‌باشد. در دماغه شمالی و جنوبی این چین، دو گنبد نمکی برون‌زد دارد. الگوی آبراهه‌ای نامتقارن چنگالی در دماغه‌های خاوری و باختری چین شاهدی مبنی بر گسترش جانبی

ب- شاخص‌های ریخت‌سنجی حوضه‌های آبریز
در مدل چرخش یال طول یال در طی فرایند رشد چین ثابت می‌ماند و تنها شیب آن با افزایش کوتاه‌شدگی زیادتر می‌شود. بنابراین آبراهه‌ها همواره بر روی مساحت ثابتی، گسترش و بستر خود را فروکاو می‌نمایند. آغاز فرسایش از قسمت پایین یال و گسترش تدریجی آن به سمت بالادست یال، باعث ایجاد حوضه‌هایی مستطیلی‌شکل و کشیده می‌گردد. درحالی‌که در طی سازوکار مهاجرت لولا بخش‌های جدید و فرسایش نیافته به طول یال اضافه می‌شود. در حالت دوم شکل حوضه و میزان فرسایش آن در عرض یال دستخوش تغییر می‌شود و

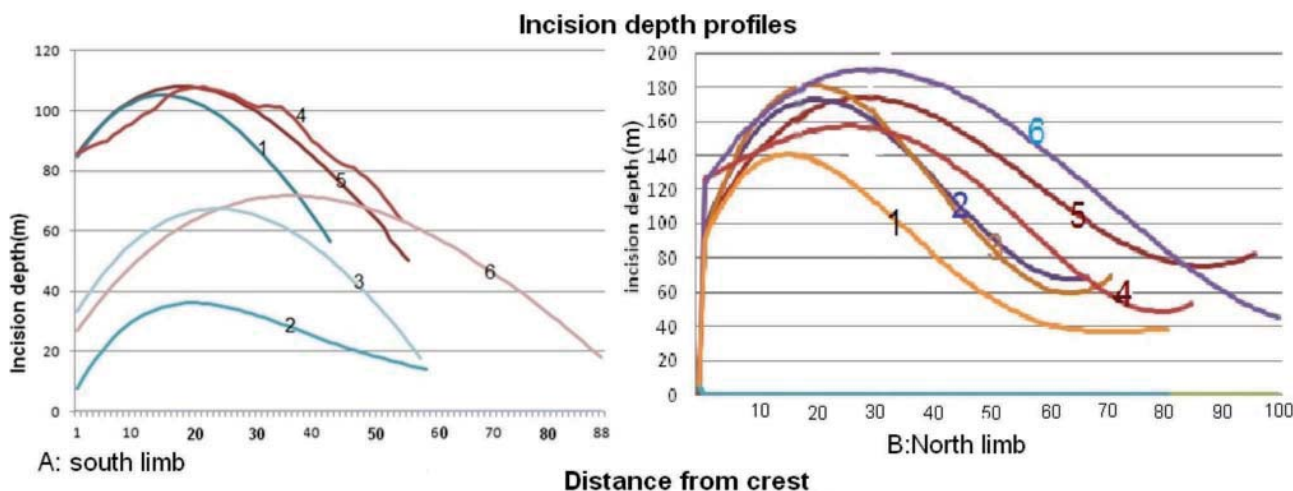
میزان کشیدگی حوضه‌ها کاهش می‌یابد و مثلثی تا مربعی شکل می‌شود (Ahmadi et al., 2006). در این حالت برحسب این‌که بخش‌های جدید از کدام سمت به طول یال اضافه شده باشد، کمترین مقدار فرسایش در آن بخش از حوضه آبریز قابل مشاهده خواهد بود (شکل ۳). براساس توضیحات فوق، شاخص‌های شکل حوضه آبریز (Ahmadi et al., 2006)، منحنی فراسنجی و انتگرال فراسنجی (El-Hamdouni et al., 2008) به عنوان پارامترهای مناسب برای ثبت فرایند رشد چین در منطقه مورد مطالعه محاسبه و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

ب-۱- نسبت دایره‌ای بودن حوضه آبریز (RC)

این شاخص از تقسیم مساحت حوضه (Ab) بر مساحت دایره‌ای (Ac) که محیط آن برابر با محیط حوضه است به دست می‌آید. براساس این شاخص هرچه مقدار RC بیشتر باشد، مقدار کشیدگی حوضه کمتر است. شاخص RC متأثر از پارامترهای شیب، وضعیت ساختاری، زمین‌ساخت جنبا و سازندهای زمین‌شناسی منطقه می‌باشد (Miller, 1953).

ب-۲- منحنی فراز سنجی

این منحنی توصیف‌کننده توزیع ارتفاعات در یک ناحیه یا حوضه آبریز است و از نمایش ارتفاع نسبی نسبت به مساحت



شکل ۳. الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها برای یال جنوبی و شمالی تاقدیس چارک (واحد فاصله در محور افقی متر است).

علی فقیه و همکاران

داده شده است (شکل ۴). نقطه حداکثر فروکاوگی بستر در این چین در فاصله دور از ستیغ و نزدیک به پایین دست یال قرار دارد.

ب) شاخص های زمین ریختی

ب-۱- منحنی فراسنجی و شاخص HI

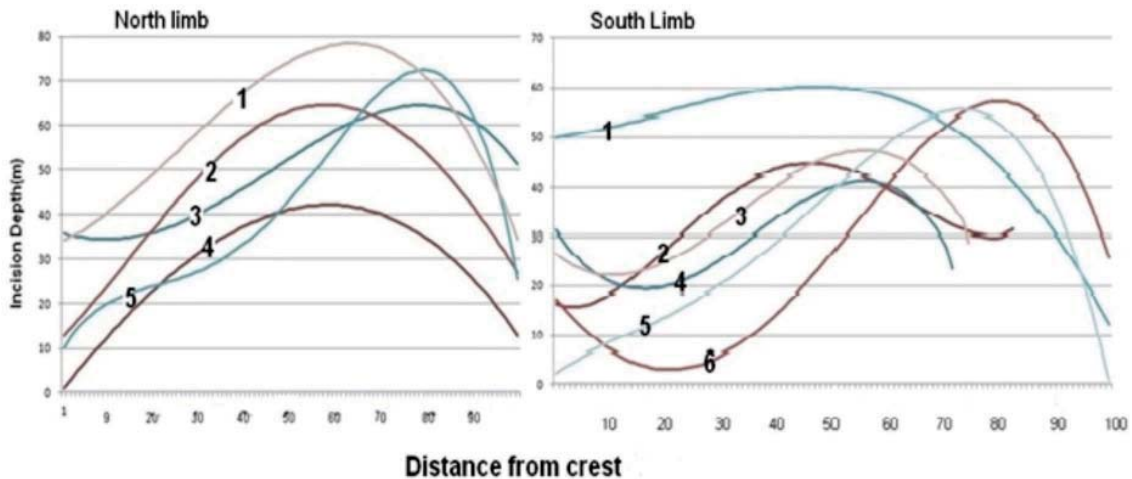
منحنی های فراسنجی مربوط به تاقدیس چارک همگی کوژ و نشان دهنده حوضه های جوان اند (مقدار HI بزرگتر از ۵۰) (شکل ۵). حوضه های آبریز موجود در تاقدیس خلفانی دارای فرسایش بیشتر (شکل ۶) و HI کمتری می باشند (شکل ۷). همچنین در نمودارهای تغییرات HI، مقادیر مربوط به تاقدیس چارک بالاتر از مقادیر تاقدیس خلفانی قرار دارند (شکل ۷). این امر ناشی از تکامل تاقدیس چارک در نتیجه مهاجرت لولا و اضافه شدن بخش های جدید فرسایش نیافته به پایین دست یال است.

از قسمت میانی تاقدیس به سمت گنبد های نمکی را فراهم آورده است. الگوی فروکاوگی بستر برای آبراهه های اصلی در شکل ۳ نمایش داده شده است. براین اساس نقطه حداکثر فروکاوگی بستر نزدیک به ستیغ تاقدیس قرار دارد.

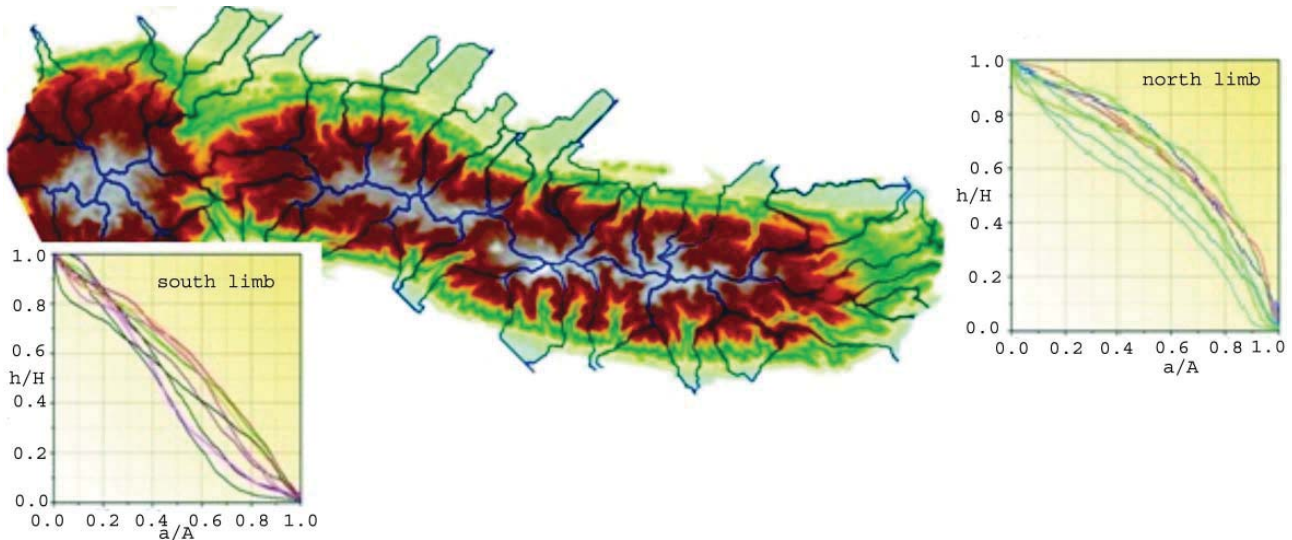
الف-۲- تاقدیس خلفانی

این تاقدیس در مرز خاوری بلندی کهن گاو بندی قرار دارد. برخلاف تاقدیس چارک، هیچ گنبد نمکی در ارتباط با آن وجود ندارد. خمشی نیز به موازات امتداد آن دیده نمی شود. مهمترین ویژگی ظاهری آن تغییر شدید طول موج تاقدیس در دو طرف بلندی قدیمی گاو بندی است که در نتیجه تغییر ضخامت نمک هر مز در دو سمت این بلندی به وجود آمده است (Motamedi et al., 2012). الگوی فرسایش بستر آبراهه ها برای یال های شمالی و جنوبی این چین استخراج شده و بر نمودارهای جداگانه نمایش

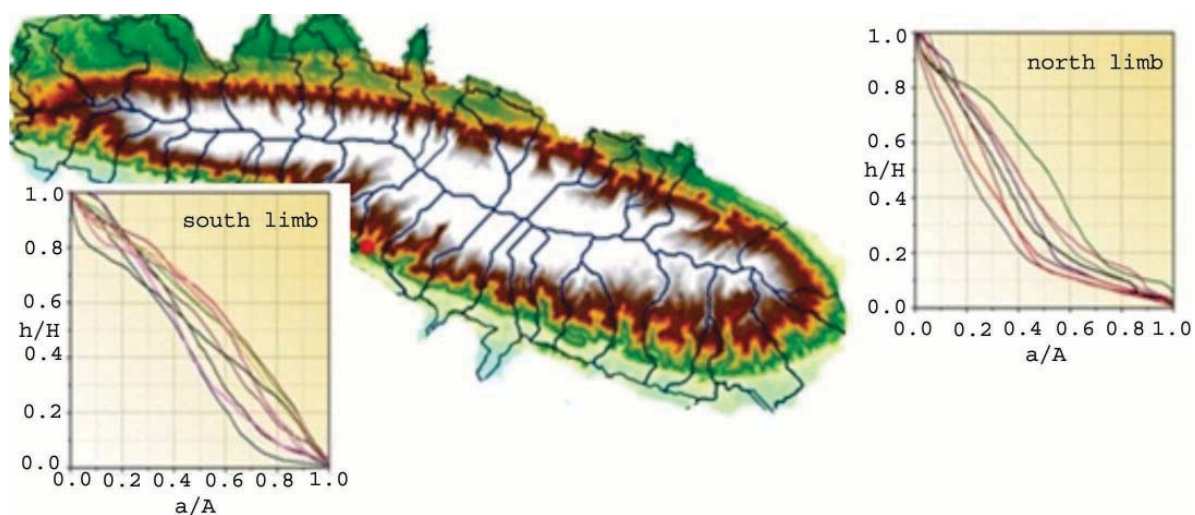
Incision depth profiles



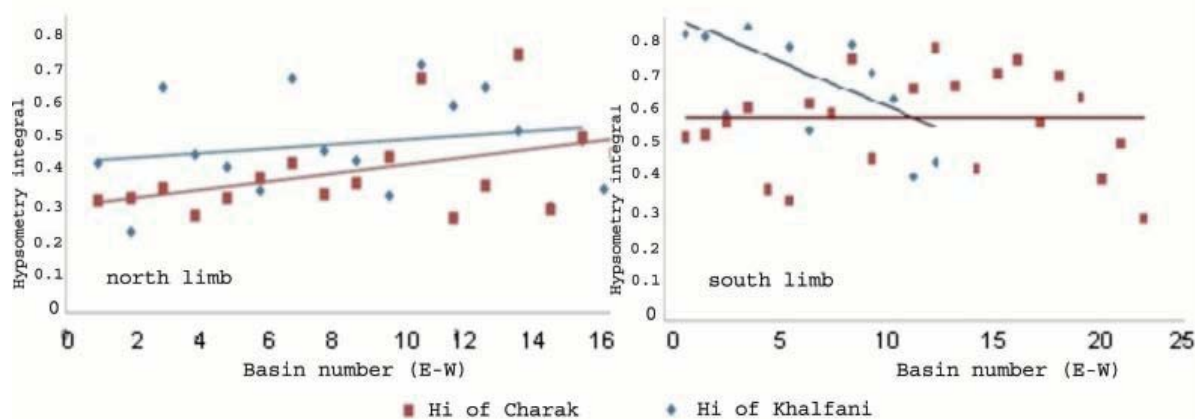
شکل ۴. الگوی فرسایش بستر برای آبراهه های یال شمالی و جنوبی تاقدیس خلفانی (واحد فاصله در محور افقی متر است).



شکل ۵. منحنی های فراسنجی برای یال های شمالی و جنوبی تاقدیس چارک



شکل ۶. منحنی‌های فراسنجی برای یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس خلفانی.

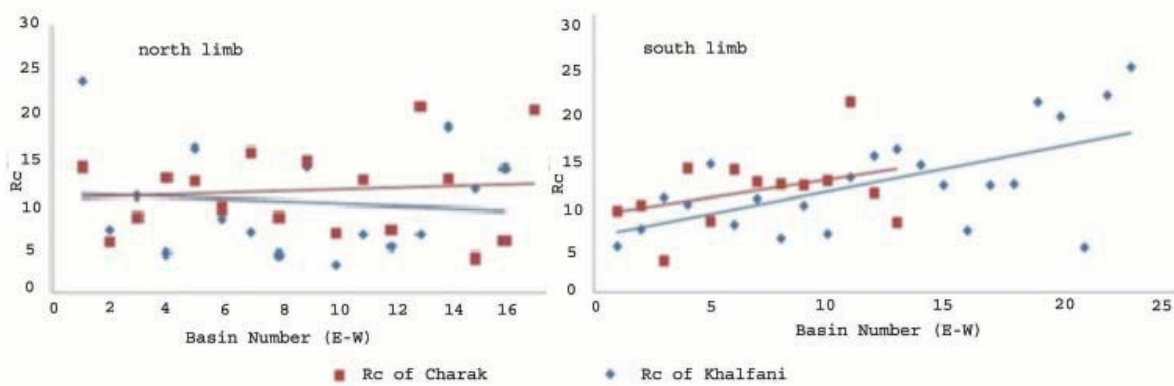


شکل ۷. نمودار تغییرات مقادیر HI برای حوضه‌های یال‌های شمال و جنوبی تاقدیس چارک و خلفانی.

از تاقدیس خلفانی است. حوضه‌های آبریز شکل‌گرفته بر روی تاقدیس خلفانی دارای کشیدگی بیشتری نسبت به حوضه‌های موجود بر روی تاقدیس چارک می‌باشند.

ب-۲- شاخص RC

مقادیر RC برای حوضه‌های آبریز یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس‌های چارک و خلفانی بر روی شکل ۸ نشان داده شده است. در هر دو نمودار مقادیر RC مربوط به تاقدیس چارک بیشتر



شکل ۸. نمودار تغییرات مقادیر RC حوضه‌های آبریز تاقدیس‌های چارک و خلفانی.

بحث

تاکنون برای توصیف نحوه رشد و تکامل الگوی‌های مختلف چین‌خوردگی از مدل‌هایی نظیر چرخش یال و مهاجرت لولا استفاده شده است (Poblet and McClay, 1996). در مدل چرخش یال، محل لولاها در طول چین‌خوردگی ثابت است و کوتاه‌شدگی باعث چرخش یال‌ها، افزایش شیب یال و تنگ‌تر شدن چین می‌گردد

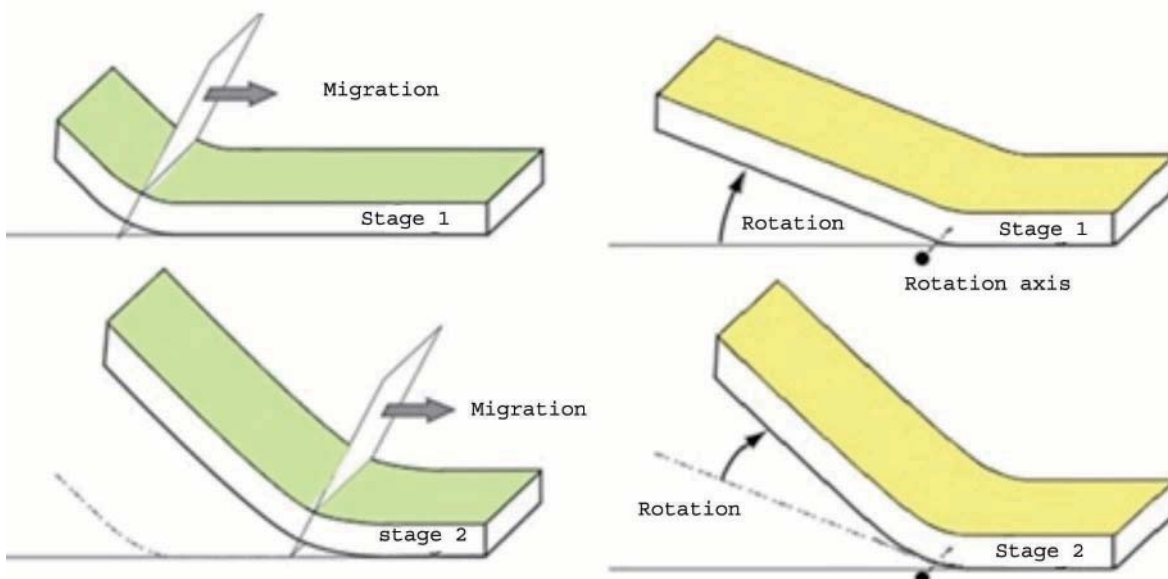
(De Sitter, 1956; Hardy and Poblet, 1994; Epard and Groshong, 1993; Homza and Wallace, 1997; Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003) (شکل ۹). در مدل مهاجرت لولا، محل لولاها ثابت نیست و دائماً در طول لایه‌های چین‌خورده جابجا می‌شود. با جابجایی لولا به سمت بیرون، بخش‌های جدیدی به طول یال اضافه می‌شود. در این حالت با وجود ثابت بودن شیب یال‌ها، تداوم کوتاه‌شدگی منجر به شکل‌گیری چینی با طول موج و دامنه بزرگتر نسبت به مراحل قبل می‌گردد (شکل ۱۲) (Jami-son, 1978; Mitra and Namson, 1989; Suppe, 1983; Suppe and Meddweeff, 1990; Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003). علاوه بر این دو سازوکار، حالات پیچیده‌تری که ترکیبی از هر دو سازوکار فوق است به‌طور هم‌زمان و به نسبت‌های مختلف در طی مراحل رشد یک چین رخ می‌دهد (Mitra, 2003; Poblet and McClay, 1996) (شکل ۹).

یکی از نشانگرهای مفید برای ارزیابی رفتار لولا در طی فرایند چین‌خوردگی، هندسه چینه‌های رشدی است (Suppe et al., 1992; Hardy and Poblet, 1994). مهاجرت لولا سبب ایجاد الگوی کتف‌مانند در چینه‌های رشدی می‌گردد. درحالی‌که کاوی رو به بالا در این لایه‌ها بیان‌گر چرخش یال‌هاست (Rafini and Mercier, 2002). از دیگر نشانگرهای جنبش‌شناختی مورد استفاده در تعیین سازوکار رشد چین‌ها می‌توان به الگوی پادگانه‌های

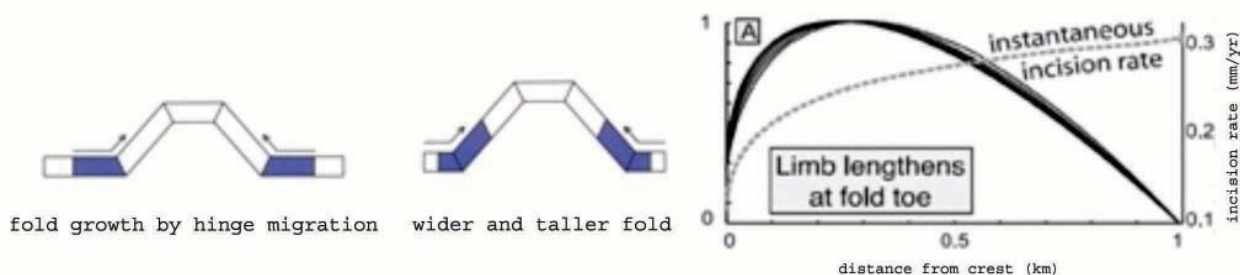
آبرفتی کج‌شده اشاره کرد. هر یک از مدل‌های چین‌خوردگی، شکل خاصی از پادگانه‌ها را ایجاد می‌کنند که با سن‌یابی آن‌ها می‌توان مقدار دگرشکلی را برای مراحل مختلف تکامل ساختار چین‌خورده محاسبه نمود (Lave and Avouac, 2000; Scharer et al., 2006). نشانگر جنبش‌شناختی دیگری که در صحرا برای تشخیص سازوکار رشد به‌کار می‌رود، ساختار ریزشی است که در نتیجه مهاجرت لولای چین شکل می‌گیرد. استفاده از نشانگرهای ذکرشده همگی با محدودیت‌هایی مواجه است. چینه‌های رشدی شدیداً تحت تاثیر شرایط محیط رسوبگذاری‌اند و ممکن است ناحیه ستیغ تاقدیس‌ها را پوشش ندهند. پادگانه‌های آبرفتی در اثر فرسایش از بین می‌روند و تنها سازوکار بخشی از تاقدیس را مشخص می‌کنند که توسط رودخانه قطع شده باشد و ساختارهای ریزشی در همه‌جا وجود ندارند. به‌همین دلیل روش‌های جدیدی مورد آزمون قرار گرفته‌اند که یکی از این روش‌ها استفاده از الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها در تعیین سازوکار چین‌خوردگی است (Ahmadi et al., 2006; Goode and Burbank, 2011). آبراهه‌ها در اکثر نقاط چین وجود دارند و بخش بزرگی از ساختار را پوشش می‌دهند.

از مقایسه نمودارهای به‌دست‌آمده با نتایج حاصل از مدل‌سازی رشد چین و الگوی فرسایش بستر (Goode and Burbank, 2011)، می‌توان مدل مهاجرت لولا و اضافه شدن لایه‌ها از سمت ناودیس مجاور برای هر دو یال شمالی و جنوبی تاقدیس چارک را پیشنهاد نمود (شکل ۱۰).

همچنین با توجه به قرارگیری نقطه حداکثر فروکاوی بستر در تاقدیس خلفانی در فاصله دور از ستیغ و نزدیک به پایین‌دست یال و مقایسه الگوی فروکاوی بستر این چین با مدل‌های تئوری ارائه‌شده (Goode and Burbank, 2011)، انتظار می‌رود که مدل چرخش یال سبب شکل‌گیری و تکامل این چین شده باشد



شکل ۹. نمایش هندسی رشد چین در دو حالت مهاجرت لولا و چرخش یال (Mitra, 2003).



شکل ۱۰. شکل‌گیری یک چین‌جدايشی در نتیجه مهاجرت لولا و اضافه شدن لایه‌ها از پایین و الگوی فرسایش بستر آبراهه‌ها در این حالت (Goode and Burbank, 2011).

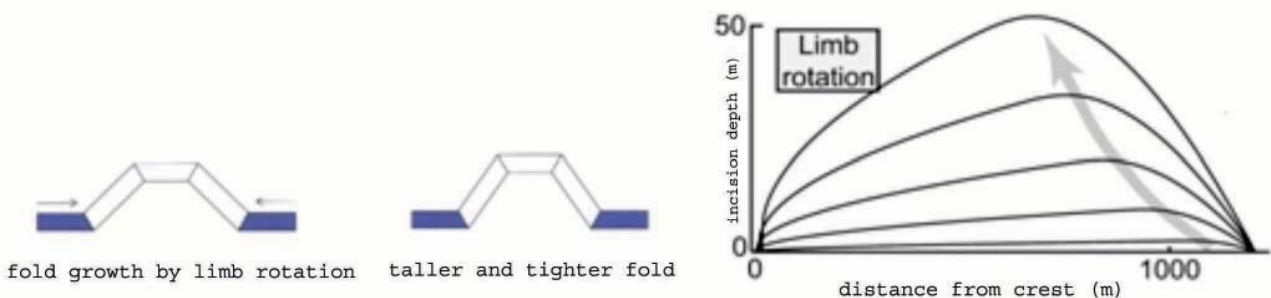
مساحت ناحیه چین‌خورده بیشتر از مساحتی خواهد بود که در اثر حرکت رانندگی کوتاه شده است. از سوی دیگر اگر این چین‌ها با طول موج کوتاه شروع به رشد کنند به‌علت چرخش یال‌ها به سرعت تنگ می‌شوند و رشد آن‌ها متوقف می‌گردد (Dahlstrom, 1990).

برای حل این مشکل، جریان مواد از زیر لولای ناودیس به درون هسته تاقدیس توسط عده‌ای از نویسندگان مطرح شد. براساس این تئوری خمش ناودیس‌های احاطه‌کننده تاقدیس به‌سمت پایین سبب می‌شود که مواد نامقاوم زیر آن به اطراف جریان پیدا کند و مساحت خالی زیر تاقدیس را پرکنند (شکل ۱۲). این مدل با شکل‌گیری چین در تاقدیس چارک مطابقت دارد. در مراحل بعدی، ادامه چرخش یال‌ها سبب می‌شود که تاقدیس تنگ‌تر شده و مساحت ناحیه چین‌خورده کاهش یابد. جهت جریان مواد نامقاوم در این مرحله برعکس شده و از تاقدیس‌ها به ناودیس‌ها صورت می‌گیرد (De sitter, 1956; Hardy and Poblet, 1994; Epard and Groshong, 1995; Homza and Wallace, 1997; Poblet and McClay, 1996).

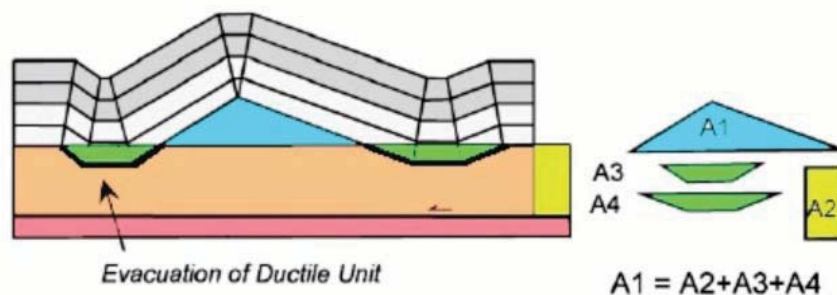
براساس مدل مهاجرت لولا، چین‌های جدايشی با طول موج کوتاه شکل می‌گیرند. ادامه کوتاه‌شدگی سبب می‌شود که مواد کم‌قوام از قسمت کوتاه‌شده به درون هسته تاقدیس جریان یابد. بنابراین لازمه تداوم چین‌خوردگی افزایش مساحت ناحیه چین‌خورده است که با مهاجرت لولا به سمت بیرون و افزایش طول یال‌ها امکان‌پذیر خواهد شد (Jamison, 1978; Mitra and Namson, 1989; Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003).

(شکل ۱۱). با توجه به موارد فوق احتمالاً الگوی چین‌خوردگی در تاقدیس‌های چارک و خلفانی از الگوی چین‌های جدايشی تبعیت می‌نماید.

چین‌های جدايشی در واحدهای رسوبی که اختلاف ضخامت و مقاومت واحدها نسبت به هم زیاد است، به‌وجود می‌آید. واحدهای زیرین معمولاً نامقاوم و از جنس شیل و نمک است که توسط واحدهای مقاوم و ضخیم مانند ماسه‌سنگ و کربنات‌ها پوشیده می‌شود (Mitra, 2003). در چنین محیط‌هایی، رانندگی‌ها به موازات افق‌های جدايشی کم‌قوام شکل می‌گیرند. توقف جابجایی در نوک گسل سبب انتقال کوتاه‌شدگی به لایه‌های بالایی و چین‌خوردگی آن‌ها می‌شود. هسته این چین‌ها توسط مواد نامقاوم زیرین پر می‌شود (Poblet and McClay, 1996; Mitra, 2003). بنابراین چین‌های جدايشی نتیجه تحمیل واتنش در ضخامتی از لایه‌هاست که از دیدگاه مکانیکی کم‌قوام می‌باشند. مدل‌هایی که تاکنون برای رشد این چین‌ها مطرح شده شامل مهاجرت لولا و چرخش یال‌هاست. در مدل چرخش یال‌ها چین‌های جدايشی با طول موج بلند شکل می‌گیرند، سپس کوتاه‌شدگی سبب چرخش یال‌ها و تنگ‌تر شدن چین و افزایش دامنه آن می‌گردد (De Sitter, 1956; Homza and Wallace, 1997). این مدل از چین‌خوردگی توسط Dahlstrom (1990) به‌دلیل در نظر نگرفتن قانون حفظ مساحت غیرقابل پذیرش تلقی شد. براساس این قانون در تمامی مراحل رشد، مساحت ناحیه چین‌خورده باید با مساحت ناحیه کوتاه‌شده برابر باشد. اگر چین در اثر چرخش یال‌ها تشکیل شود به‌دلیل اینکه در همان مراحل ابتدایی طول موج زیادی دارند،



شکل ۱۱. شکل‌گیری چین‌جدايشی در نتیجه چرخش یال‌ها (Goode and Burbank, 2011).



شکل ۱۲. جریان مواد از زیر ناودیس‌ها به درون هسته تاقدیس (Mitra, 2003).

HI بزرگتر از ۵۰ و جوان بودن حوضه‌ها به دلیل بالاآمدگی ناشی از اضافه شدن بخش‌های جدید به طول یال می‌باشد. همچنین مقادیر HI مربوط به حوضه‌های آبریز موجود در تاقدیس خلفانی بیان‌کننده تکامل چین در نتیجه چرخش یال‌ها است. بررسی الگوهای فرسایشی و شاخص‌های ریخت‌سنجی در بخش پیشانی کمربند چین و رانده زاگرس نشان می‌دهد که دگر شکلی فعال در پوشش رسوبی سبب ایجاد چین‌های جدایشی طولیل شده است. سازوکار رشد در این ناحیه به شدت متأثر از کارایی افق‌های جدایشی در ستون چینه‌شناسی ناحیه و عملکرد گنبد‌های نمکی است. به گونه‌ای که سبب تغییر سازوکار مهاجرت لولا در تاقدیس چارک (خاور بلندی گاو بندی) به سازوکار چرخش یال‌ها در تاقدیس خلفانی (باختر بلندی گاو بندی) شده است.

منابع

Ahmadi, R., Ouali, J., Mercier, E. Mansy, J.L., Van Vliet Lanoe, B., Launeau, P. Rhekhiss, F. and Rafini S., 2006. The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology*, 28, 721–728.

Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation. *Tectonophysics*, 229, 211–238.

Allen, P.A. and Allen, J.R., 2005. *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell, Oxford.

Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.

Contreras, J., 2010. A model for low amplitude detachment folding and syntectonic stratigraphy based on the conservation of mass equation. *Journal of Structural Geology*, 32, 566-579.

Dahlstrom, C.D.A., 1969. Balanced cross-sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 743-757.

Dahlstrom, C.D.A., 1990. Geometric constraints de-

چین سازوکاری با الگوی چین خوردگی در تاقدیس خلفانی قابل مقایسه است. هرچند به آسانی نمی‌توان برآورد نمود که ایجاد و رشد ساختارهای تاقدیسی چارک و خلفانی در یک سیستم نازک و یا ضخیم پوست بوده است، ولی پیش‌بینی می‌گردد که اندازه طول موج ساختارهای مورد بررسی نتیجه تفاوت در رفتار مکانیکی (تفاوت در واکنش) در واحدهای پوشش رسوبی و به‌ویژه میان واحد تبخیری هرمز و پوسته شکننده بوده است. همچنین می‌توان پیش‌بینی نمود که کوتاه‌شدگی رده دوم در شکل گسل خوردگی در مغزه این دو ساختار حاصل گردیده باشد که این می‌تواند به دلیل امکان وجود ناهم‌خوانی میان حجم مواد مهاجر به‌سوی مغزه تاقدیس و اندازه فضای خالی در مغزه باشد. بدیهی است که وجود چین کوتاه‌شدگی رده دوم، شکل و حجم ذخایر نفتی را در ساختارهای جدایشی کنترل می‌کند.

نتیجه‌گیری

با توجه به الگوهای فروکاوای بستر در تاقدیس‌های چارک و خلفانی الگوی‌های چین خم‌گسلی و انتشارگسلی در مورد این دو تاقدیس مصداق ندارد. در مدل‌های ارائه شده در مورد چین‌های خم‌گسلی همواره یکی از یال‌ها با اضافه شدن لایه‌ها از بالا و یال دیگر با اضافه شدن لایه‌ها از پایین رشد می‌نمایند. در مورد چین‌های انتشارگسلی نیز رشد یال پیشانی با اضافه شدن توام لایه‌ها از بالا و پایین به یال صورت می‌گیرد. در این حالت می‌بایست در نظر داشت که ضخامت واحدهای چین‌خورده در ساختارهای تاقدیسی مورد بررسی نیز می‌تواند دستخوش تغییر گردیده باشند. برخی از پژوهشگران چین تغییر در ضخامت را پاسخ اولیه ساختار به فرایند کوتاه‌شدگی و تلاش برای حفظ حجم مواد جابجا شده می‌دانند. تحلیل شاخص‌های زمین‌ریختی نیز نتایج فوق را تأیید می‌نماید. با توجه به مقادیر بیشتر RC در تاقدیس چارک نسبت به تاقدیس خلفانی می‌توان چنین استنباط نمود که مدل مهاجرت لولا در شکل‌گیری تاقدیس چارک موثر بوده است. زیرا مهاجرت لولا سبب شکل‌گیری حوضه‌هایی مربعی تا مثلثی می‌شود در حالی که حوضه‌های آبریز حاصل از چرخش یال‌ها عمدتاً مستطیلی شکل و دارای کشیدگی بیشتر هستند. کوژی منحنی‌های فراسنجی مربوط به تاقدیس چارک و مقادیر

rived from the law of conservation of volume and applied to evolutionary models of detachment folding. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 74, 336–344.

De Sitter, L.U., 1956. Structural Geology. Mc-Graw-Hill, New York, 552.

El-Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernandez, T., Chacón, J. and Keller, E.A., 2008. Assessment of relative active tectonics, southwest border of Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150–173.

Epard, J. L. and Groshong, R.H., 1993. Excess area and depth to detachment, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 77, 1291–1302.

Gavillot, Y., Axen, G.J., Stockli, D.F., Horton, B.K. and Fakhari, M.D., 2010. Timing of thrust activity in the High Zagros fold-thrust belt, Iran, from (U–Th)/He thermochronometry. *Tectonics*, 29 (TC4025). doi:10.1029/2009TC002484.

Goode, K. J. and Burbank, D.W., 2011. Kinematic implications of consequent channels on growing folds. *Journal of Geophysical Research*, 156, 665–678.

Hardy, S. and Poblet, J., 1994. Geometrical and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, 371–373.

Hatzfeld, D.C., Authemayou, C., Van der beek, P., Bellier, O., Lave, J., Oveisi, B., Tatar, M. Tavakoli, F., Walpersdorf A. and Yamini-fard F., 2010. The kinematics of the Zagros mountains (Iran). Geological Society, London, Special Publications, 330, 19–42.

Homza, T.X. and Wallace, W.K., 1997. Detachment folds with fixed hinges and variable Detachment depth, northeastern Brooks Range, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 19, 337–354.

Jamison, W.J., 1987. Geometric analysis of fold development in over thrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 9, 207–219.

Keller, E.A. and Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey.p

Khadivi, S., Mouthereau, F., Barbarand, J., Adatte, T. and Lacombe, O., 2012. Constraints on paleodrainage evolution induced by uplift and exhumation on the southern flank of the Zagros–Iranian Plateau. *Journal of the Geological Society*, 169, 1. doi:10.1144/0016-76492011-031.

Lave, J. and Avouac, J.P., 2000. Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *Journal of Geophysical Research*, 105, 5735–5770.

McQuarrie, N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 26, 519–535.

Miller, V. C., 1953. A quantitative geomorphic study of drainage-basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. Off. Nav. Res. (U. S.), Geogr. Branch, Project 389-042, Tech. Rep., 3.

Mitra, S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology*, 25, 1659–1673.

Mitra, S. and Namson, J.S., 1989. Equal-area balancing. *American Journal of Science*, 289, 563– 599.

Motamedi, H., Sherhati, S. H. 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*, 37, 124–133.

Mouthereau, F., Lacombe, O. and Meyer, B., 2006. The Zagros folded belt (Fars, Iran): constraints from topography and critical wedge modelling. *Geophysical Journal International*, 165, 336–356.

Mouthereau, F., Tensi, J., Bellahsen, N., Lacombe, O., De Boisgrollier, T. and Kargar, S., 2007. Tertiary sequence of deformation in a thin-skinned/thick-skinned collision belt. *Tectonics*, 126, 5006.p

Oskin, M. and Burbank, D. W., 2007. Transient landscape evolution of basement cored uplifts: Example of the Kyrgyz Range, Tian Shan. *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S03, doi:10.1029/2006JF000563.

Oveisi, B., Lave, J. and Van der Beek, P., 2007. Rates and Processes of Active Folding Evidenced by Pleistocene Terraces at the Central Zagros Front (Iran), in Thrust Belts and Foreland Basins: From Fold Kinematics to Hydrocarbon Systems, edited by O. Lacombe et al., 267–287, Springer, New York.

Poblet, J. and McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single-layer detachment folds. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80, 1085–1109.

Rafini, S. and Mercier, E., 2002. Forward modeling of foreland basins progressive unconformities. *Sedimentary Geology*, 146, 75– 89.

Scharer, K. M., Burbank, D. W., Chen, J. and Weldon, R. J., 2006. Kinematic models of fluvial terraces over ac-

tive detachment folds: Constraints on the growth mechanism of the Kashi-Atushi fold system, Chinese Tian Shan. Geological Society of America Bulletin, 118, 1006–1021.

Sherkati, S., Molinaro, M., Frizon de Lamotte, D. and 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, 27, 1680–1696.

Strahler, A.N., 1952. Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63, 1117–1142.

Suppe, J., 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. American Journal of Sciences, 283, 684–721.

Suppe, J., 1985. Principles of Structural Geology. Prentice-Hall, Inc.p

Suppe, J., and Medwedeff, D. A., 1990. Geometry and kinematics of fault propagation folding, Swiss Journal of Geosciences, 83, 3, 409–454.

Suppe, J., Chou, T.G. and Hook, S.C., 1992. Rates of folding and faulting determined from growth strata. In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman and Hall, London, 105–121.

Talebian, M. and Jackson, J.A., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran. Geophysical Journal International, 156, 506–526.

Walpersdor, F., Authemayou, C. Nankali, H.R. and Hatzfeld, D., 2006. Difference in the GPS deformation pattern of North and Central Zagros (Iran). Geophysical Journal International, 167, 1077–1088.