

تکوین چین خوردگی در سنگ‌های دگرگون منطقه لای‌بید، پهنه سندج - سیرجان

مهتاب افلاکی^۱ و محمد محجل^{۱*}

^۱دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۴/۳۰

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۰/۰۷

چکیده

سنگ‌های دگرگون منطقه لای‌بید (شمال باختر اصفهان) در زیرپهنه با دگرریختی پیچیده پهنه سندج - سیرجان قرار دارد که در آن سنگ‌های دگرگونی با سن پرمین توسط مرزهای گسلی در نزدیکی سنگ‌های دگرگونی جوان‌تر با سن تریاس - ژوراسیک قرار گرفته است. مطالعه ساختاری این سنگ‌ها مشخص می‌کند که در طی یک دگرریختی پیشرونده، سه گامه چین خوردگی در آنها روی داده است. دگرریختی گامه اول را چین‌های فشرده تا یال موازی، گامه دوم را چین‌های بسته تا باز و گامه سوم را چین‌های باز تا آرام تشکیل می‌دهند. با حرکت از دگرریختی گامه اول به گامه سوم به تدریج طول موج چین‌ها افزایش می‌یابد به گونه‌ای که نسبت نمود این چین‌ها از محدوده چین‌های کوتاه و بلند در گامه اول تا چین‌های پهن در گامه دوم و چین‌های فراخ در گامه سوم تغییر می‌کند. این تغییر هندسی در طول دگرریختی پیشرونده، نشان‌دهنده انتقال تدریجی سنگ‌ها از محیط تغییر شکل با شکل‌پذیری بیشتر به محیطی با شکل‌پذیری کمتر در اثر کاهش ژرفا در پوسته است. فرآیند گامه‌های مختلف چین خوردگی، سبب ایجاد الگوهای تداخلی از نوع هم‌محور است. به نظر می‌رسد در اواخر ژوراسیک چین‌های گامه اول، دوم و سوم، با کاهش تدریجی ژرفای پوسته در دگرریختی پیشرونده، به طور متوالی تشکیل و به صورت غیرفعال دچار چرخش شده‌اند. دایک‌ها به طور متناوب در گسستگی‌های کششی و سطوح ضعف بر گوارگی سطح محوری چین‌ها تزریق شده و به تدریج به شکل چین، بودین، بودین چین‌خورده و چین بودین شده دگرریخت شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: لای‌بید، سنگ‌های دگرگون، چین خوردگی دوباره، تکوین ساختاری، دگرریختی پیشرونده، پهنه سندج - سیرجان.

E-mail: Mohajjel@tmu.ac.ir

* نویسنده مسئول: محمد محجل

۱- مقدمه

و همکاران، ۱۳۸۴) شامل سنگ‌آهک ناخالص خاکستری با نوارها و گرکه‌های چرت تا کالک شیب‌های به شدت چین‌خورده و سنگ‌آهک‌های دولومیتی دگرگون و باز بلورین (مرمریت) به رنگ خاکستری روشن تا سفید و واحد P_3 شامل سنگ‌آهک‌های ناخالص دگرگون، فلیت خاکستری رنگ همراه با شیب‌توزینه ظریف و پورفیروبلاست‌های هوازده قهوه‌ای تا سرخ آمفیبول و سوزن‌های جهت‌دار آمفیبول است (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). از آن جا که واحد آهکی P_3 در ناحیه ناودیس لای‌بید (در بخش لای‌بید باختری) به طور مستقیم بر روی واحد P_2 قرار گرفته است در این جا به آنها سن پرمین بالایی داده شده است (شکل ۱- C).

۲-۲. واحدهای تریاس - ژوراسیک (TR-J)

این واحدها که توسط مرزهای گسلی واحدهای پرمین منطقه را محدود می‌کنند شامل فلیت‌های خاکستری تیره به میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ‌های دگرگون هستند که به طور محلی یک تا چند لایه از گدازه‌های پیروکسن آندزیتی دگرگون و دگرسان شده همراه آنها یافت شده است (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). مشاهده داینوفلاژله‌ها در فلیت‌های منطقه، سن احتمالی تریاس بالایی را برای این واحدها نشان می‌دهد (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). مشاهده ماکروفسیل *Claraia cf. Clari* (از دوکفه‌ای‌های شاخص تریاس آغازین) در واحدهای فلیتی متناسب به ژوراسیک در ناحیه شمالی لای‌بید خاوری (شکل ۲) و نیز مرز پیوسته این واحد با مرمرهای پرمین در خاور لای‌بید خاوری، سبب شد تا در بررسی حاضر به این واحد سن تریاس پایینی - ژوراسیک داده شود.

۲-۳. واحدهای کرتاسه (K)

واحدهای کرتاسه در خارج از مرزهای جنوبی منطقه رخنمون دارند و عبارتند از واحد K_1 (کنگولمرای کمی دگرگونه با قطعات سنگ‌های دگرگونه، سنگ‌آهک و قلوه‌های کوارتزی کاملاً گردشده) و واحد K_2 (سنگ‌آهک‌ماسه‌ای دولومیتی شده به سن آپتین و فسیل روزن‌داران *Orbitolina sp.* و *Lenticulina sp.* (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴).

منطقه لای‌بید در بخش باختری میمه اصفهان، در زیرپهنه با دگرریختی پیچیده (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) پهنه دگرگونی سندج - سیرجان، قرار دارد (شکل ۱- A). چین خوردگی دوباره به همراه دگرگونی در این زیر پهنه در منطقه‌های مختلف در بخش شمال باختری پهنه سندج - سیرجان مورد بررسی قرار گرفته است (Mohajjel, 1997; Mohajjel and Fergusson, 2000; Mohajjel et al., 2006). محجل و ایزدی‌کیان، ۱۳۸۷). سنگ‌های دگرگونی در منطقه لای‌بید به سن پرمین، با سنگ‌های جوان‌تر (مزوزویک و سنوزویک) توسط مرزهای گسلی محدود می‌شود. این سنگ‌های دگرگونی در یک روند خاوری - باختری، در سه بخش مجزای خاوری، مرکزی و باختری در منطقه رخنمون دارند (شکل ۱- B). تاکنون بررسی‌های ساختاری بر روی این مجموعه دگرگونی صورت نگرفته و اطلاعات موجود در چارچوب نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از منطقه مورد بررسی است (Thiele et al., 1967; موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). در این بررسی، ویژگی چین خوردگی‌ها در گامه‌های (Stages) مختلف در طول دگرریختی سنگ‌های منطقه، الگوهای فرآیند چین‌ها (Superposing patterns of folds) و در نهایت الگوی دگرریختی پیشرونده (Progressive deformation) در منطقه لای‌بید ارائه شده است.

۲- چینه‌شناسی

۲-۱. واحدهای پرمین (P)

واحدهای سنگی رخنمون یافته در بخش‌های سه گانه لای‌بید، که ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند، شامل واحدهای مختلف آواری و کربنات‌های دگرگون شده به سن پرمین هستند و در پژوهش حاضر به سه بخش تقسیم شده‌اند (شکل ۱- C). واحد P_1 شامل تناوب ماسه‌سنگ کوارتزی دگرگون شده با سیمان کربناتی و نازک لایه‌های فلیت کربناتی سیاه تا خاکستری، سنگ‌آهک دگرگون، کوارتر آرنایت ستبر لایه و گدازه ریولیتی دگرگون، واحد P_2 با سن احتمالی پرمین میانی و بالایی (موسوی

۲-۴. توده گرانیتی حسن رباط (gr)

گرانیت پگماتیته قلبایی با رگه‌های آپلیتی فراوان که قطعات آن در کنگلومرای ائوسن دیده شده است (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴).

۲-۵. دایک‌ها

عبارتند از دایک‌های متوسط تا بازی متاسوماتیزه و دگرگونه (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴) با امتداد چیره E-W و شیب زیاد به سمت N-NE که واحدهای پرمین را قطع کرده‌اند و بویژه در مرمریت‌ها بیشترین فراوانی را دارند. دارای رنگ سبز تیره تا روشن و ترکیب متغیر از آمفیبول سینیت تا دیاباز هستند (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). ستبرای این دایک‌ها تا ۱/۵ متر نیز می‌رسد. این دایک‌ها با فراوانی زیاد در واحد P_2 به چشم می‌خورند.

۳-۳. چین‌ها

با توجه به بررسی‌های صحرایی، الگوهای فرانهادگی دیده شده، نشان‌دهنده سه گامه چین‌خوردگی در واحدهای سنگی موجود در منطقه است. هندسه چین‌ها عامل تشخیص گامه‌های مختلف چین‌خوردگی از یکدیگر در منطقه است.

هر چند واحدهای سنگی منطقه، بیشتر شامل کوارتزیت، دولومیت دگرگون، آهک دولومیتی دگرگون، آهک دگرگون و فیلیت، از قوام (Competency) متفاوتی نسبت به یکدیگر برخوردارند، هندسه چین‌خوردگی گامه‌های مختلف دگرریختی را می‌توان در آنها به صورت مشابه دید. با این وجود، چنین اختلافی در قوام واحدها سبب ایجاد تفاوت‌هایی در دگرریختی آنها شده است. در واحدهای فیلیتی تریاس - ژوراسیک که به نسبت کم قوام هستند، برگوارگی سطح محوری چین‌های گامه دوم در بیشتر بخش‌های منطقه به صورت شاخص دیده می‌شود. در صورتی که در واحدهای آهکی و دولومیتی دگرگون منطقه، چین‌خوردگی گامه دوم دارای برگوارگی سطح محوری نیست.

۳-۱. چین‌های گامه اول

چین‌های گامه اول دارای روند محوری NW-SE تا E-W و شیب سطح محوری چیره به سمت NE هستند. از نظر هندسی از نوع چین‌های فشرده تا یال موازی با دامنه بلند و نیم طول موج (M) کوتاه هستند (شکل ۳) که در آنها نسبت نمود چین (Aspect Ratio $P=A/M$) در محدوده چین‌های کوتاه (Short) و چین‌های بلند (Tall) قرار می‌گیرد (Twiss, 1988). چین‌های گامه اول، با توجه به شکل هندسی آنها، بیشتر در رده Ramsay ۲ قرار می‌گیرند. این چین‌ها را می‌توان در مقیاس مزوسکوپی، از حد نمونه دستی تا چین‌های با دامنه‌های بیشتر از ۱۰ متر در دیواره‌های معادن منطقه دید. هندسه چین‌های گامه اول در بخش‌های سه‌گانه مجموعه سنگ‌های دگرگونی لای‌بید مشابه هستند.

در نهشته‌های پرمین بیشترین دگرریختی ناشی از چین‌خوردگی گامه اول را می‌توان در مرمریت‌های واحد P_2 دید که منجر به تشکیل الگوی برگوارگی انتقالی (Transposition foliation) شاخص در این واحد شده است (شکل ۴). الگوی برگوارگی انتقالی را می‌توان در بخش‌های دولومیتی نیز به صورت خفیف دید.

این گامه چین‌خوردگی در تمام واحدهای سنگ‌شناسی پرمین موجود در منطقه همراه با تشکیل برگوارگی سطح محوری است (شکل ۳). در فیلیت‌های تریاس - ژوراسیک واقع در بخش‌های خاوری، باختری و جنوبی لای‌بید باختری، برگوارگی سطح محوری گامه اول به دلیل تأثیر قوی برگوارگی گامه دوم از میان رفته است.

در منطقه لای‌بید خاوری، مشابه بخش‌های دیگر لای‌بید، هندسه چین‌ها از نوع فشرده تا یال موازی با دامنه بلند همراه با برگوارگی خوب گسترش یافته سطح محوری است. امتداد برگوارگی یادشده در اطراف توده گرانیتی حسن رباط از

خاوری - باختری (ایستگاه ۱ در شکل ۵) تا شمال خاور - جنوب باختر (ایستگاه‌های ۳ و ۴ در شکل ۵) و در نهایت شمالی - جنوبی (ایستگاه ۵ در شکل ۵) تغییر می‌کند. چین‌های گامه اول در لای‌بید مرکزی شامل چین‌های فشرده با سطح محوری افقی تا پر شیب به سمت شمال تا شمال خاور هستند (شکل ۳) که تغییر روندهایی را در اثر عملکرد گامه‌های پسین دگرریختی متحمل شده‌اند. با این وجود، بیشتر دارای محور یا میل کم تا متوسط به سمت شمال باختر هستند (شکل ۶).

در لای‌بید باختری چین‌های گامه اول بیشتر به صورت چین‌های یال موازی با سطح محوری دارای شیب به سمت شمال تا شمال خاور دیده می‌شوند که تحت تأثیر گامه‌های پسین چین‌خوردگی قرار گرفته‌اند. محور آنها دارای میل کم تا متوسط به سمت شمال باختر تا جنوب باختر است (شکل ۷).

۳-۲. چین‌های گامه دوم

شامل چین‌های بسته تا باز با روند چیره محور به سمت شمال باختر و جنوب خاور، و سطح محوری با شیب به سمت N تا NE است (شکل ۸). نسبت نمود این چین‌ها در محدوده چین‌های پهن (Broad) قرار می‌گیرد. چین‌های گامه دوم را می‌توان در مقیاس مزوسکوپی از ابعاد چند سانتی‌متر تا چین‌های بزرگ با طول موج بیش از ۱۰۰ متر دید. بیشتر چین‌های گامه دوم دیده شده در منطقه طول موج حدود ۲ تا ۵ متر دارند. این چین‌ها در سرتاسر منطقه در واحدهای مختلف گسترش دارند. چین‌خوردگی گامه دوم در واحدهای مختلف پرمین بدون برگوارگی سطح محوری است اما در واحدهای فیلیتی ژوراسیک که دارای مقاومت کمتر است، در بخش‌های با دگرریختی بیشتر دارای برگوارگی سطح محوری خوب گسترش یافته است.

در لای‌بید خاوری در فیلیت‌های ژوراسیک جنوب توده گرانیت حسن رباط چین‌های گامه دوم به طور محلی در یک ایستگاه (ایستگاه ۱ در شکل ۵)، به صورت چین‌های خوابیده‌ای دیده می‌شوند که برگوارگی پرشیب سطح محوری گامه اول را چین داده‌اند (شکل ۹). محور این چین‌ها دارای شیب کم به سمت شمال خاور است. الگوی تداخلی در آنها از type 3 است. وجود چنین پدیده‌ای را می‌توان به چرخش‌های پسین چین‌های این دو گامه، به دلیل پیچش (Torsion) حاصل از عملکرد گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد جوان با امتداد NW-SE، در بخش یادشده (شکل ۵) نسبت داد که منجر به پرشیب شدن سطح محوری گامه اول و خوابیدن سطح محوری گامه دوم شده است.

در دولومیت‌های پرمین جنوب خاور توده گرانیت حسن رباط (ایستگاه ۴ در شکل ۵)، سطح محوری چین‌های گامه دوم شیب بیش از ۸۰ درجه به سمت جنوب باختر و محور آنها میل متوسط به سمت جنوب خاور دارند. سطح محوری چین‌های گامه اول شیب ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت جنوب خاور دارند. در این بخش محور چین‌های گامه اول و دوم کم و بیش بر هم عمودند که منجر به تشکیل الگوی فرانهادگی بین type 1 و type 2 می‌شود (شکل ۱۰). چنین الگویی تنها در این بخش از سنگ‌های دگرگونی لای‌بید دیده شده است.

چین‌های گامه دوم در لای‌بید مرکزی شامل یک تاقدیس بزرگ مقیاس همراه با چین‌های پارازیتی S و Z در مقیاس مزوسکوپی تا کوچک‌تر است. الگوی تداخلی (Interference pattern) ناشی از فرانهادگی چین‌های گامه دوم بر روی چین‌های گامه اول را می‌توان در بخش شمال باختری لای‌بید مرکزی، در واحدهای آهکی ناخالص چرت‌دار، به طور مشخص دید (شکل ۸-D). در این بخش چین‌های گامه دوم شامل چین‌های نامتقارن با زاویه بین یالی حدود ۷۰ درجه از نوع چین‌های بسته با شیب سطح محوری ۵۰-۶۰ درجه به سمت شمال خاور هستند (شکل ۶). الگوی تداخلی از نوع هم محور (convergent-divergent pattern) type 3 است (شکل ۸-D).

لای بید مرکزی فرانهادگی چین‌های گامه سوم بر روی چین‌های گامه دوم قابل دیدن است (شکل ۱۲- E).

در منطقه لای بید باختری چین‌های باز گامه سوم را می‌توان به صورت فرانهاده بر روی چین‌های گامه اول و دوم، در مقیاس‌های مزوسکوپی تا بزرگ‌تر، دید (شکل ۱۲- A). الگوی Z on S ناشی از این فرانهادگی در برخی بخش‌ها به چشم می‌خورد (شکل ۱۵).

۴- دایک‌ها و چین‌خوردگی و بودین‌شدگی در آنها

دایک‌ها ترکیب متغیر از آمفیبول سینیت تا دیا باز داشته و متاسوماتیزه و دگرگون هستند (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴). دارای امتداد چیره W-E تا NW-SE، شیب زیاد به سمت N-NE و سبزی تا ۱/۵ متر هستند و با فراوانی زیاد در واحد P₂ دیده می‌شوند. امتداد دایک‌ها موازی بر گوارگی سطح محوری چین‌خوردگی گامه اول در واحد یادشده است. با بررسی دایک‌ها، بویژه در دیواره‌های معادن مرمریت منطقه، می‌توان آنها را با توجه به میزان دگرسانی و نوع تغییر شکل شکنا یا شکل‌پذیر، به سه دسته تقسیم نمود: دسته اول دارای رنگ سبز کمرنگ و رنگ هوازنگی کرم رنگ هستند. بیشترین میزان دگرسانی را نسبت به دایک‌های دیگر متحمل شده‌اند. هاله دگرگونی در دو طرف آنها دیده می‌شود. این دایک‌ها رفتاری به طور کامل شکل‌پذیر نشان داده و توسط دایک‌های دسته‌های دوم و سوم قطع شده‌اند (شکل ۱۶- C, A). دسته دوم دایک‌ها دارای رنگ سبز تیره بوده، هاله دگرگونی در اطراف آنها دیده می‌شود و نسبت به دسته اول دگرسانی بسیار کمتری را متحمل شده‌اند. این دایک‌ها دارای رفتاری نیمه‌شکل‌پذیر هستند (شکل ۱۶- B, A). دسته سوم دایک‌ها نیز دارای رنگ سبز تیره هستند. هاله دگرگونی در اطراف آنها دیده می‌شود. دگرسانی بسیار کمی را متحمل شده‌اند و دارای رفتاری شکنا هستند (شکل ۱۶- D, A).

با توجه به امتداد دایک‌ها و بر گوارگی سطح محوری گامه اول در واحد P₂، می‌توان از دیواره‌های خاوری و باختری معادن مرمریت در واحد یادشده، با امتداد N-S تا NNE-SSW، برای دیدن نیمرخ دایک‌ها و رابطه آنها با بر گوارگی اشاره شده استفاده کرد. دگرریختی در این دایک‌ها را می‌توان به شکل چین‌خوردگی، بودین‌شدگی، بودین‌های چین‌خورده و چین‌های بودین‌شده دید.

دایک‌های بودین‌شده موازی اثر بر گوارگی سطح محوری چین‌های گامه اول بوده و بیشتر شامل دایک‌های دسته دوم و سوم هستند (شکل ۱۶- A-D). دایک‌های دسته دوم دگرریختی نیمه شکل‌پذیر و دایک‌های دسته سوم دگرریختی شکنا دارند. هیچ یک از آنها بر گوارگی سنگ میزبان را قطع نکرده‌اند که می‌تواند نشان‌دهنده تزریق موازی سطوح یادشده باشد. در چین‌ها و چین‌های بودین‌شده (شکل ۱۶- A, B, C)، سطح محوری موازی بر گوارگی سطح محوری چین‌های گامه اول است. این دایک‌ها به طور عموم از دسته اول و دارای دگرریختی شکل‌پذیر هستند. چین‌ها زاویه بین یالی فشرده و هندسه‌ای مشابه هندسه چین‌های گامه اول دارند.

بودین‌های چین‌خورده منطقه با نمونه‌های طبیعی ارائه شده توسط Price and Cosgrove (1994) همخوانی دارند. این بودین‌های چین‌خورده، دارای زاویه بین یالی بسته و سطح محوری کم و بیش موازی بر گوارگی سطح محوری سنگ میزبان (شکل ۱۷) هستند و می‌توان آنها را در دایک‌های دسته دوم دید. افزون‌بر موارد یادشده، شکستگی‌های برشی راست‌گرد و چپ‌گرد نیز وجود دارند که به زیبایی در دایک‌های دسته سوم دیده می‌شوند (شکل ۱۶- A و D).

۵- بحث

در منطقه مورد بررسی چین‌های گامه اول به طور عموم شامل چین‌های برگشته دامنه

در بخش لای بید باختری و در واحدهای پرمین چین‌های گامه دوم از نوع باز تا بسته با شیب سطح محوری چیره به سمت شمال خاور هستند (شکل ۸- C, B, A). دگرریختی گامه دوم منجر به ایجاد الگوی تداخلی از نوع هم‌محور type 3 و چین‌خوردگی بر گوارگی سطح محوری چین‌های گامه اول شده است (شکل‌های ۵، ۶، ۷، ۸). در واحدهای فیلیتی ژوراسیک، واقع در بخش‌های خاوری، باختری و جنوبی لای بید باختری، بر گوارگی سطح محوری شاخصی در ارتباط با چین‌خوردگی گامه دوم در واحدهای فیلیتی تریاس- ژوراسیک به چشم می‌خورد. عدم مشاهده بر گوارگی سطح محوری چین‌های گامه دوم در دیگر واحدهای سنگ‌شناسی منطقه را می‌توان به دلیل قوام (competency) کمتر واحدهای فیلیتی و نیز تحمل میزان کرنش بیشتر واحدها در این بخش از منطقه نسبت داد. چین‌خوردگی در این سنگ‌ها به صورت چین‌های ریز در مقیاس نمونه دستی است که از نظر هندسی مشابه چین‌های گامه دوم در واحدهای مختلف پرمین هستند. چین‌های گامه اول در این بخش‌ها کاملاً هم‌شیب و موازی S₀ هستند (شکل ۱۱). شیب سطح محوری چین‌های گامه دوم در بخش خاوری به سمت خاور، در بخش جنوبی به سمت شمال و در بخش باختری به سمت شمال خاور است. مقدار شیب سطح محوری گامه دوم در بخش‌های یادشده بین ۵۰-۶۰ درجه است (ایستگاه‌های ۲۶، ۲۵، ۲۷ و ۴۲ در شکل ۷).

۳-۳. چین‌های گامه سوم

این چین‌ها از نظر هندسی شامل چین‌های آرام تا باز با طول موج بلند و دامنه کوتاه و نسبت نمود در محدوده چین‌های فراخ (wide) هستند (شکل ۱۲). وضعیت سطح محوری بیشتر قائم تا پرشیب به سمت N و محور با میل کمتر از ۱۰ درجه به سمت E یا W است (شکل‌های ۵، ۶ و ۷). افزون‌بر چین‌های یادشده که مقیاسی مزوسکوپی، با طول موج بیش از ۵ متر تا بزرگ‌تر (مقیاس نقشه) دارند، ریز چین‌های کنگره‌ای نیز وابسته به این گامه دیده می‌شود (شکل ۱۳). شیب زیاد سطح محوری گامه دوم و سوم و نیز هم جهت بودن تقریبی روند محوری آنها، منجر به ایجاد الگوی تداخلی نوع 0 شده است. فرانهادگی چنین چین‌هایی بر روی چین‌های گامه دوم، منجر به کاهش زاویه بین یالی در چین‌های گامه دوم موجود در پهلوی شمالی چین‌های گامه سوم، و باز شدن چین‌های گامه دوم موجود در پهلوی جنوبی چین‌های گامه سوم شده است (شکل ۱۲- E و ۱۴). الگوهای تداخلی گامه سوم بر روی چین‌های گامه اول از نوع هم‌محور است.

در منطقه لای بید خاوری، در فیلیت‌های تریاس- ژوراسیک جنوب گرانبیت حسن رباط، ریز چین‌های جناخی (Kink) قائم (Vertical) دیده می‌شود که امتداد سطح محوری آنها شمال باختر- جنوب خاور است (ایستگاه ۱ در شکل ۵). به نظر می‌رسد تشکیل این ریز چین‌ها در ارتباط با فعالیت گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد با امتداد شمال باختر- جنوب خاور در بخش بالا باشد. به دلیل چین‌خوردگی بر گوارگی گامه‌های قدیمی‌تر دگرریختی، توسط ریز چین‌های جناخی یادشده، به آنها گامه سوم نامیده شد. با این وجود باید توجه داشت که به دلیل سازوکار متفاوت تشکیل این چین‌ها و نیز پراکندگی محلی، از آنها برای الگوی تکوین چین‌خوردگی منطقه استفاده نشده است.

در بخش شمال خاور گرانبیت حسن رباط، چین‌های گامه سوم دیده شده مانند دیگر بخش‌ها از نوع چین آرام با دامنه کوتاه، سطح محوری قائم با راستای NW-SE و محور با میل متوسط به سمت شمال باختر است (ایستگاه ۶ در شکل ۵). در منطقه لای بید مرکزی ریز چین‌های گامه سوم با روند محوری خاوری- باختری، به طور پراکنده در بخش مرکزی قابل دیدن هستند (شکل ۱۳). روند یادشده نسبت به محور چین‌های گامه دوم زاویه حدود ۳۰-۴۰ درجه می‌سازد. چین‌های باز گامه سوم در فیلیت‌های ژوراسیک جنوب لای بید مرکزی دیده می‌شود. در بخش شمال باختری

چین‌خوردگی منطقه کمک کند، وجود چین‌های انتقالی در ارتباط با دگرریختی گامه اول است. مقایسه مدل برگوارگی انتقالی (Twiss and Moores, 1992) با مدل دگرریختی حاصل از تأثیر برش‌های ساده و محض بر یکدیگر (Ramsay and Huber, 1987) نشان می‌دهد که تشکیل چنین چین‌هایی ناشی از عملکرد هر دو کرنش برشی محض و ساده است. افزون‌بر برگوارگی انتقالی، تشکیل بودن‌های چین‌خورده (شکل ۱۷) نیز نشان‌دهنده تأثیر هر دو کرنش برشی ساده و محض در منطقه لایبید است. تشکیل چنین الگویی را می‌توان در یک پهنه ترفشارشی (Transpression) انتظار داشت.

هر سه گامه چین‌خوردگی را می‌توان در واحدهای سنی مختلف پرمین و تریاس- ژوراسیک رخنمون یافته در منطقه دید. واحدهای به سن کرتاسه در منطقه وجود ندارند. رخنمون این واحدها که در خارج از مرزهای جنوبی منطقه دیده شده‌اند چین‌خوردگی ندارند. لازم به یادآوری است مرز واحدهای فیلیتی تریاس- ژوراسیک با واحد کنگلومرای پایه کرتاسه K_1 در بخش اشاره شده ناپیوسته بوده و در جنوب خاوری روستای زرکان با دگرشیبی ۱۰-۱۵ درجه بر روی واحد TR-J قرار گرفته است (موسوی و همکاران، ۱۳۸۴).

بنابراین می‌توان چنین استنباط نمود که چین‌خوردگی در زمان حدفاصل بین مراحل پایانی نهشتگی واحدهای فیلیتی تریاس- ژوراسیک تا پیش از رسوب اولین نهشته‌های کرتاسه (آپتین-آلبین) صورت گرفته است که منطبق بر زمان همگرایی راست‌بر ورق عربی با ورق ایران مرکزی است (Mohajjel and Fergusson, 2000).

۶- نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر، سه گامه چین‌خوردگی در منطقه لایبید معرفی می‌شود. هندسه چین‌خوردگی، شاخص اصلی تمایز گامه‌های مختلف چین‌خوردگی در منطقه به‌شمار می‌آید. به طور عموم گامه اول شامل چین‌های دامنه بلند با زاویه بین یالی فشرده تا یال موازی هستند. شیب سطح محوری این گامه بیشتر به سمت شمال تا شمال خاور است. گامه دوم را چین‌های باز تا بسته با سطح محوری مایل تشکیل می‌دهند که دارای نسبت نمود در محدوده چین‌های پهن هستند. چین‌های گامه سوم طول موج بلند و سطح محوری قائم دارند. نسبت نمود این چین‌ها در محدوده چین‌های فراخ قرار می‌گیرد. راستای سطح محوری این سه گامه بیشتر NW-SE تا E-W است. این چین‌خوردگی‌ها در گامه‌های مختلف یک دگرریختی پیوسته در پهنه دگرریختی ترفشارشی، در حدفاصل زمانی بین اواخر ژوراسیک تا اواخر کرتاسه زیرین (آلبین-آپتین) و همزمان با حرکات ترفشارشی راست‌بر ناشی از همگرایی صفحه عربی با خرد صفحه ایران مرکزی، در منطقه لایبید تشکیل شده‌اند. چین‌های گامه اول در ژرفای بیشتر و در یک محیط شکل‌پذیر ایجاد شدند. با پیشرفت دگرریختی، کاهش تدریجی ژرفای دگرریختی و انتقال آن به محیط‌های با شکل‌پذیری کمتر در پهنه یادشده، هندسه چین‌خوردگی از چین‌های شکل‌پذیر یال موازی و دامنه بلند گامه اول به چین‌های با دامنه کوتاه‌تر و طول موج بلندتر در گامه‌های پسین تغییر یافته است. این تغییرات همراه با چرخش تدریجی محور چین‌ها به صورت غیرفعال (passive) در این پهنه منجر به تشکیل الگوهای تداخلی هم‌محور شده است. زمان جایگیری توده گرانیتی حسن رباط را می‌توان به حد فاصل زمانی بین چین‌خوردگی گامه اول و دوم نسبت داد.

سپاسگزاری

از دانشگاه تربیت مدرس به دلیل امکان انجام برداشت صحرایی این پژوهش قدردانی می‌شود. از خانم بهرام‌منش برای شناسایی و تعیین سن نمونه‌های ماکروفسیل، از خانم

بلند با زاویه بین یالی فشرده تا یال موازی هستند. هر چند این چین‌ها بیشتر دارای روند محوری خاوری- باختری تا شمال باختر و شیب سطح محوری به سمت شمال خاور هستند، تغییراتی را نیز در بخش‌های مختلف نشان می‌دهند (شکل‌های ۵، ۶ و ۷). در بخش لایبید خاوری محور چین‌های گامه اول از روند خاوری- باختری (با سطح محوری پر شیب به سمت جنوب) در بخش جنوبی توده گرانیتی حسن رباط (ایستگاه ۱ در شکل ۵) تا روند شمال خاور (و شیب سطح محوری به سمت خاور) در بخش جنوب خاوری توده (ایستگاه‌های ۳، ۴ و ۵ در شکل ۵) و روند شمال باختر در بخش‌های خاوری و شمالی توده (ایستگاه ۶ و ۷ در شکل ۵) تغییر می‌کند. چنین چرخشی پیرامون توده گرانیتی می‌تواند ناشی از بالا آمدن و جایگیری توده اشاره شده در زمان دگرریختی گامه اول باشد (محل و ایزدی کیان، ۱۳۸۷; Vernon et al., 2004). دیگر تغییر روندهای مرتبط با چین‌های گامه اول را می‌توان به فرانهادگی گامه‌های پسین چین‌خوردگی نسبت داد.

گامه دوم بیشتر چین‌های با زاویه بین یالی باز تا بسته و سطح محوری مایل، با شیب متوسط تا زیاد به سمت شمال تا شمال خاور هستند. در لایبید خاوری با وجود تغییرات زیاد جهت امتداد و شیب سطح محوری گامه اول در اطراف توده گرانیتی حسن رباط، در گامه دوم تغییر آشکاری دیده نمی‌شود (شکل ۵). چنین پدیده‌ای منجر به تغییر الگوی تداخلی از نوع چپه هم‌محور به type 1 در بخش جنوب خاوری توده گرانیت حسن رباط (شکل ۱۰) شده است. با توجه به موارد بیان شده به نظر می‌رسد زمان جایگیری توده گرانیت، پس از چین‌خوردگی گامه اول و پیش از چین‌خوردگی گامه دوم باشد.

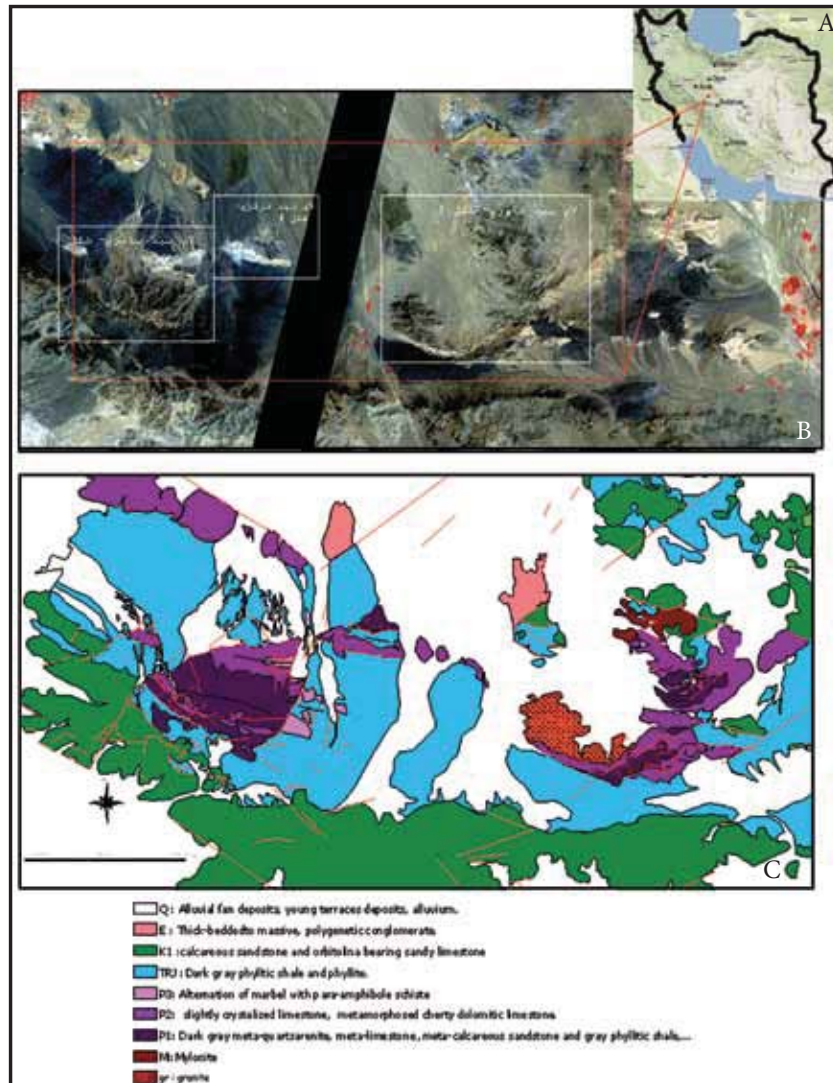
مسئله دیگر در رابطه با چین‌های گامه دوم در لایبید خاوری، چرخش الگوی تداخلی هم‌محور چین‌های گامه اول و دوم در بخش جنوبی توده گرانیت حسن رباط است که منجر به افقی شدن سطح محوری چین‌های گامه دوم و پر شیب شدن سطح محوری چین‌های گامه اول شده است (ایستگاه ۱ در شکل ۵ و ۹). مشاهده دگرریختی اشاره شده همراه با وجود ریزچین‌های جناغی قائم با امتداد سطح محوری شمال باختر- جنوب خاور را می‌توان به حرکات امتداد لغز راست‌گرد گسل‌های با امتداد شمال باختر- جنوب خاور در این بخش نسبت داد.

در فیلیت‌های تریاس- ژوراسیک خاور لایبید باختری (ایستگاه ۴۲ در شکل ۷)، چین‌های گامه دوم دارای برگوارگی سطح محوری با شیب به سوی خاور هستند. چرخش سطح محوری این چین‌ها را می‌توان به دلیل عبور گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد با روند NNE-SSW از این قسمت دانست. چین‌های گامه سوم چین‌های با طول موج بلند، دامنه کوتاه و دارای سطح محوری قائم هستند. محور به طور چپه دارای میل کمتر از ۱۰ درجه به سمت خاور و یا باختر است. از آن جا که این گامه آخرین گامه دگرریختی شکل‌پذیر در منطقه است، نسبت به گامه‌های پیشین از یکنواختی بیشتری برخوردار است.

کاهش میزان دگرریختی شکل‌پذیر از دایک‌های دسته اول به دایک‌های دسته سوم و همچنین تغییرات تدریجی هندسه گامه‌های چین‌خوردگی، از چین‌های شکل‌پذیر و یال موازی با نسبت نمود بلند به چین‌های با شکل‌پذیری کمتر و نسبت نمود فراخ، می‌تواند نشان‌دهنده کاهش تدریجی ژرفای دگرریختی باشد (شکل ۱۸). شکل ۱۹ مراحل مختلف دگرریختی و نحوه فرانهادگی گامه‌های مختلف را به ترتیب نشان می‌دهد. هماهنگی دیده شده در روند محوری چین‌های گامه‌های مختلف، به طور عموم خاوری- باختری تا شمال باختر- جنوب خاور، و سطح محوری، با شیب غالباً به سمت شمال تا شمال خاور، می‌تواند نشان‌دهنده اعمال یک دگرریختی پیوسته در منطقه باشد. الگوهای فرانهادگی هم‌محور گامه‌های مختلف چین‌خوردگی نیز شواهدی بر این مطلب است. از شواهد دیگری که می‌تواند به درک تکامل

شرکت نگین سنگ لای بید برای همکاری با این پژوهش برای ورود به معادن سنگ منطقه صمیمانه سپاسگزاری می شود.

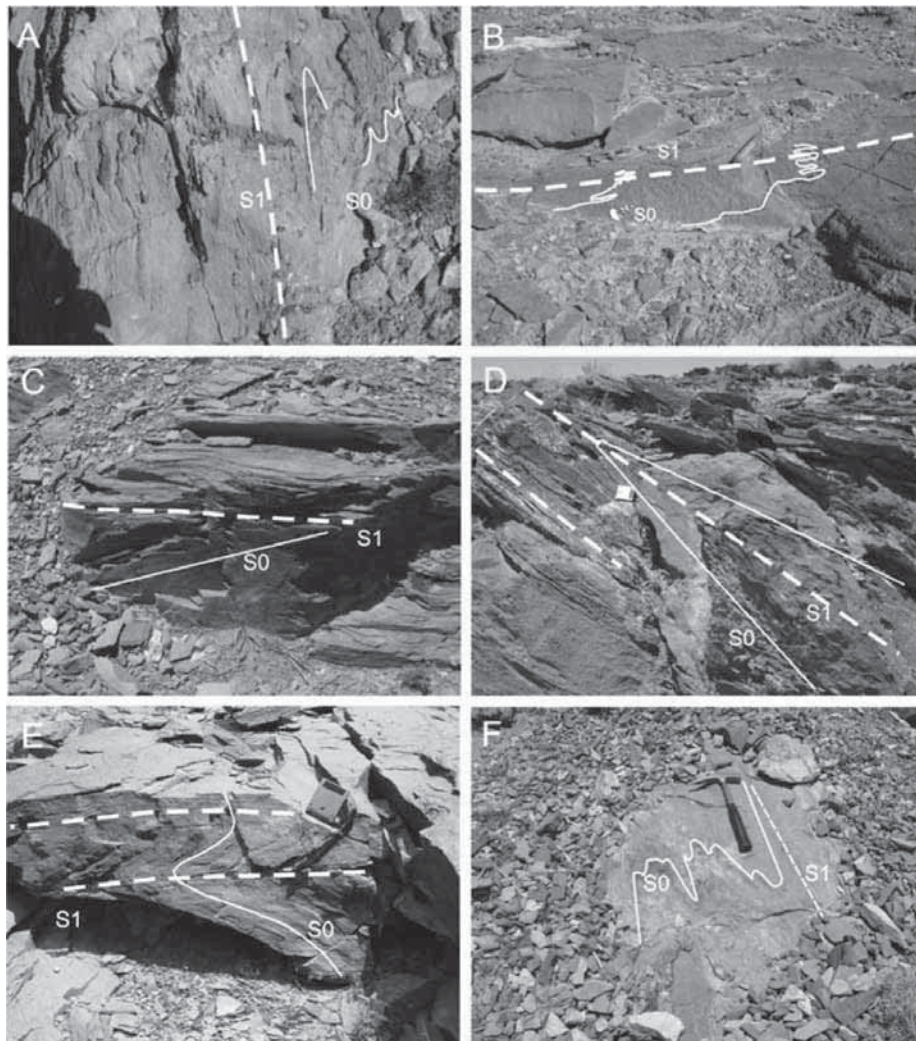
زینب داودی به دلیل همراهی در برداشت های صحرایی، از معاونت محترم معدن طلای موته و شورای محترم شهر لای بید در فراهم ساختن امکانات اسکان و نیز از



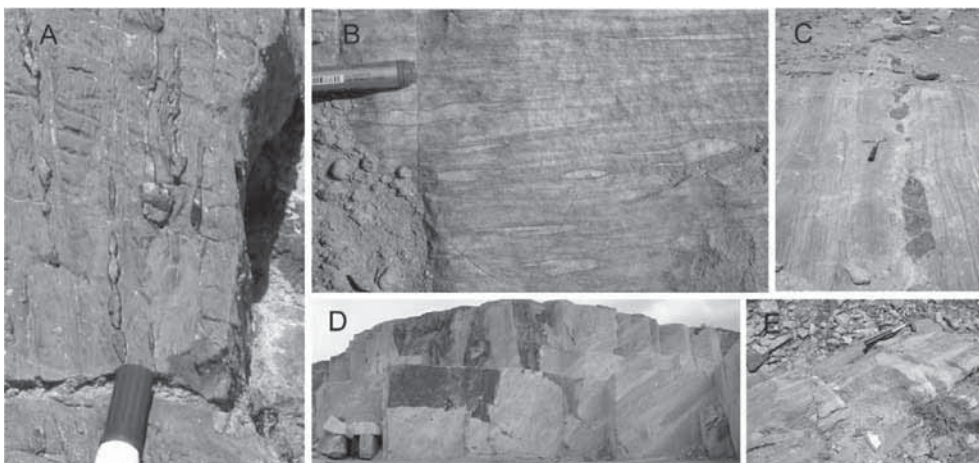
شکل ۱- (A) جایگاه منطقه مورد مطالعه. (B) تصویر ماهواره ای منطقه لای بید. بخش های مختلف منطقه در تصویر مشخص شده است. (C) نقشه زمین شناسی منطقه لای بید.



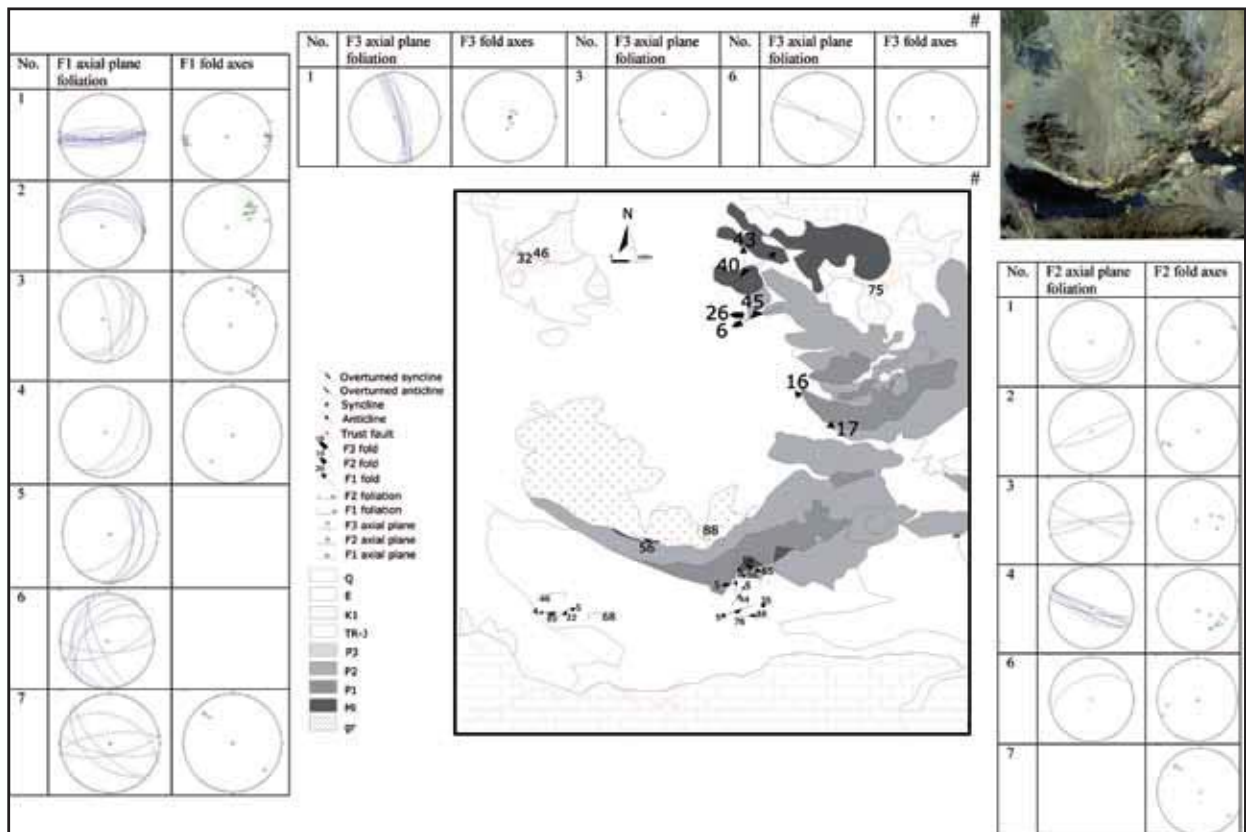
شکل ۲- فسیل *Claraia cf. Clari* یافت شده در واحدهای شیلی تریاس- ژوراسیک در شمال لای بید خاوری.



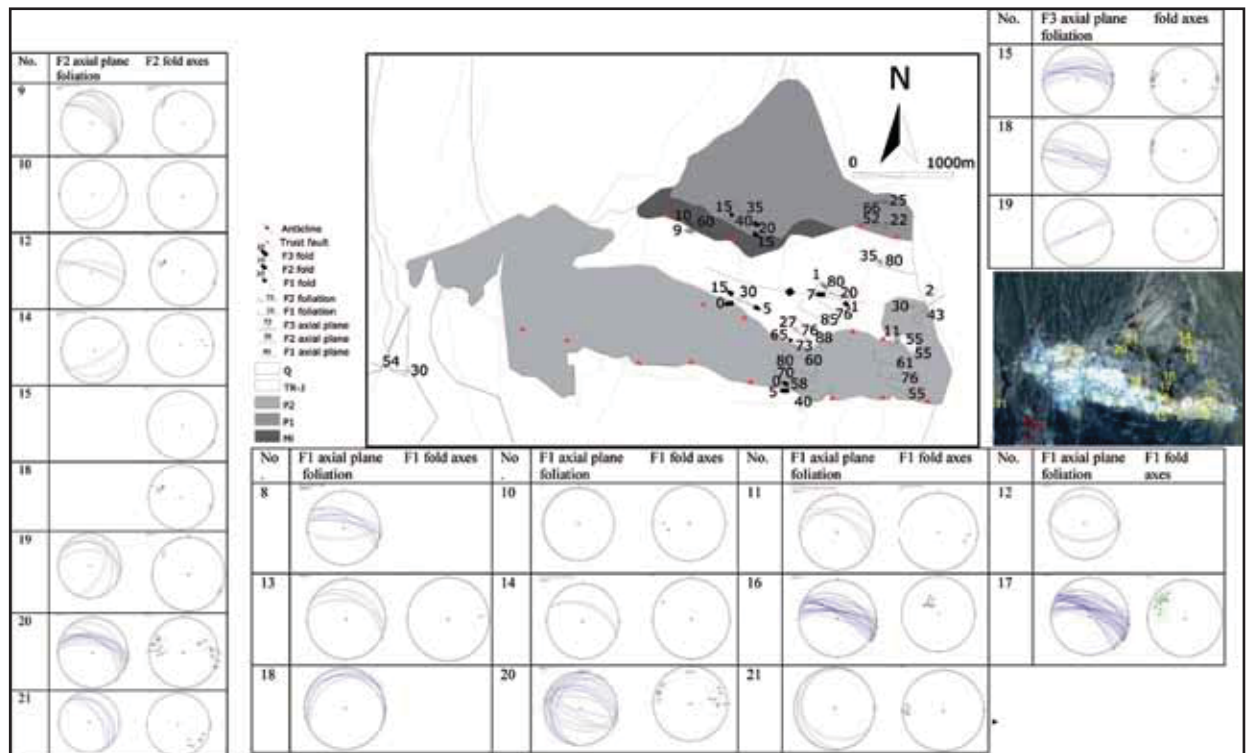
شکل ۳- نمایی از نمونه چین‌های گامه اول در واحدهای سنگی مختلف منطقه. برگوارگی سطح محوری گامه اول در تصاویر مشخص شده است. (A) واحد P_2 . لای‌بید مرکزی. نگاه به سوی باختر. (B) واحد P_3 . لای‌بید مرکزی. نگاه به سوی باختر. (C) واحد TR-J. لای‌بید مرکزی. نگاه به سوی باختر. (D) واحد P_3 . لای‌بید باختری. نگاه به سوی باختر. (E) واحد TR-J. لای‌بید مرکزی. نگاه به سوی باختر. (F) واحد P_2 . لای‌بید مرکزی. نگاه به سوی باختر.



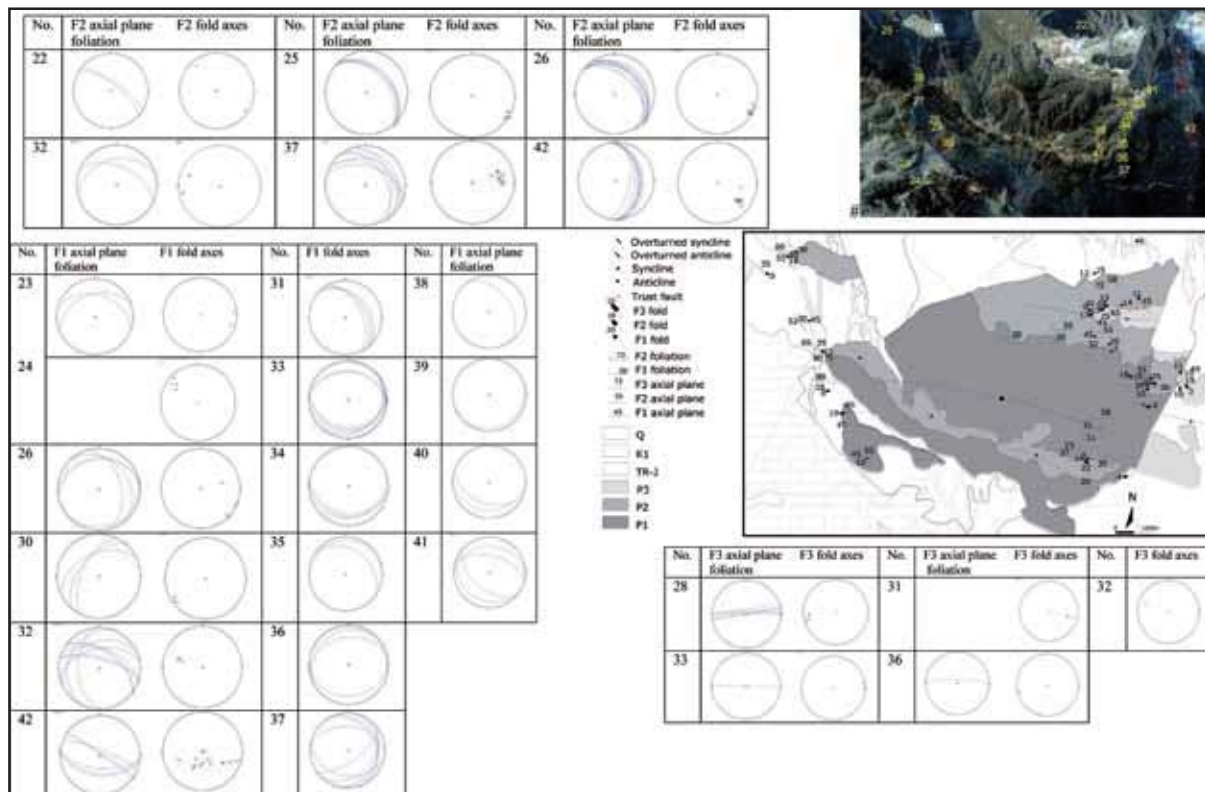
شکل ۴- چند نما از برگوارگی انتقالی ناشی از گامه اول دگرریختی. (A) لای‌بید مرکزی، نگاه به سوی باختر. (B) لای‌بید مرکزی، نگاه به سمت پایین. (C) لای‌بید باختری، نگاه به سوی باختر. (D) لای‌بید باختری، نگاه به سوی خاور. (E) لای‌بید باختری، نگاه به سوی خاور.



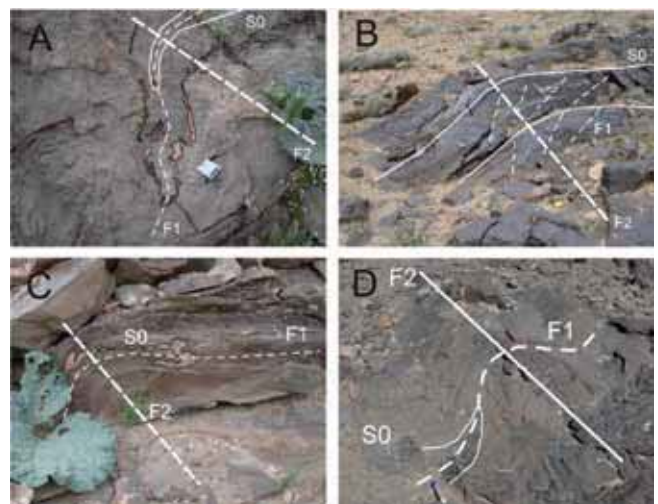
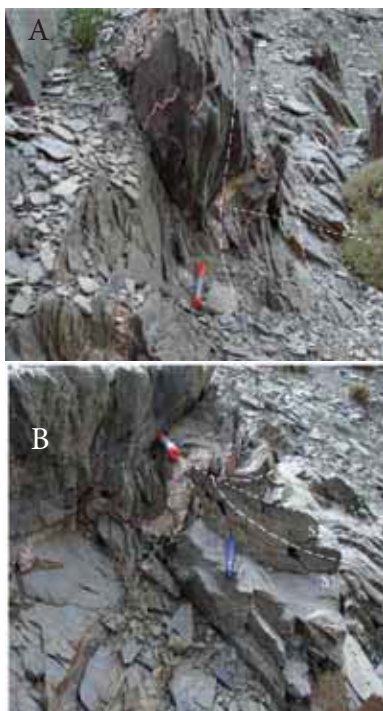
شکل ۵- نقشه ساختاری و تصاویر استریوگرافیک محور چین‌ها و برگوارگی سطح محوری گامه‌های مختلف چین‌خوردگی در بخش لای‌بید خاوری. محل برداشت‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است.



شکل ۶- نقشه ساختاری و تصاویر استریوگرافیک محور چین‌ها و برگوارگی سطح محوری گامه‌های مختلف چین‌خوردگی در بخش لای‌بید مرکزی. محل برداشت‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است.

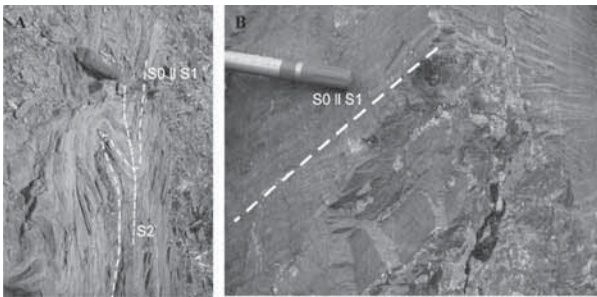


شکل ۷- نقشه ساختاری و تصاویر استریوگرافیک محور چین‌ها و برگوارگی سطح محوری نسل‌های مختلف چین‌خوردگی در بخش لای‌بید مرکزی. محل برداشت‌ها بر روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است.

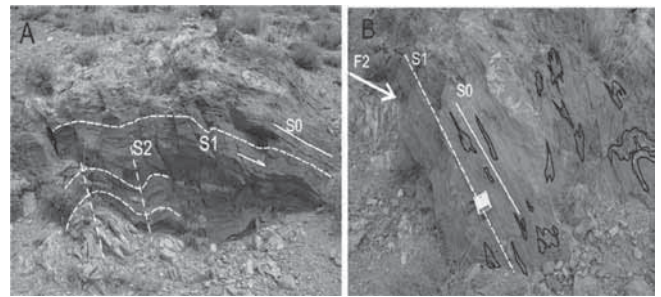


شکل ۸- نمایی از نمونه چین‌های گامه دوم که منجر چین‌خوردگی گامه اول و ایجاد الگوی تداخلی type 3 شده است. سوی نگاه تمام عکس‌ها به سمت باختر است.

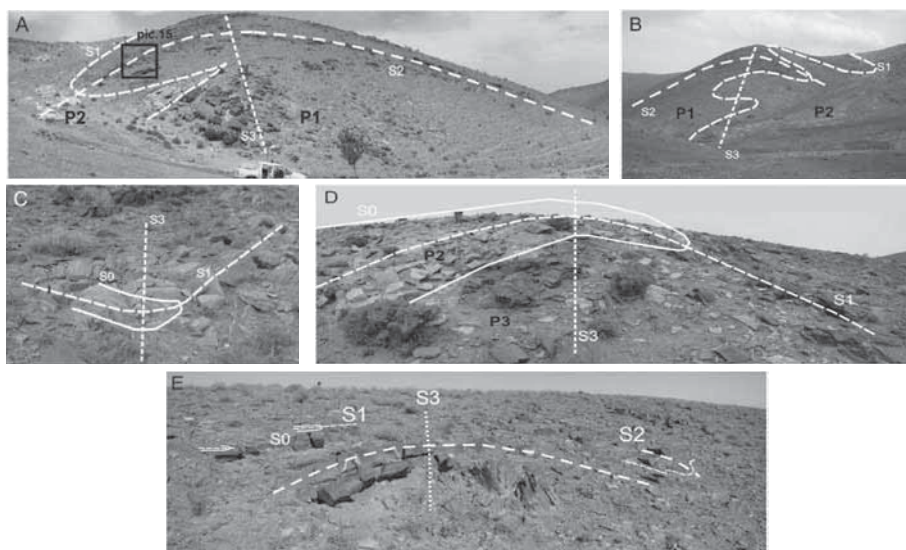
شکل ۹- عکس از محل ایستگاه ۱ در شکل ۱۷، لای‌بید خاوری. (A) چین‌های گامه اول با برگوارگی سطح محوری پرشیب و چین‌های گامه دوم با سطح محوری افقی که منجر به چین‌خوردگی برگوارگی سطح محوری گامه اول شده است. نگاه به سوی خاور. (B) چین خوابیده گامه دوم، نگاه به سوی خاور.



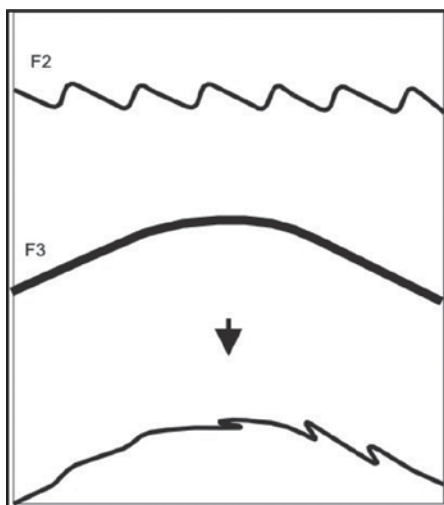
شکل ۱۱- موازی بودن برگوارگی گامه اول با لایه‌بندی اولیه S0 در فلیت‌های تریاس- ژوراسیک پیرامون لایه‌بند باختری. (A) خاور لایه‌بند باختری. نگاه به سمت پایین. (B) جنوب باختر لایه‌بند باختری. نگاه به سوی جنوب.



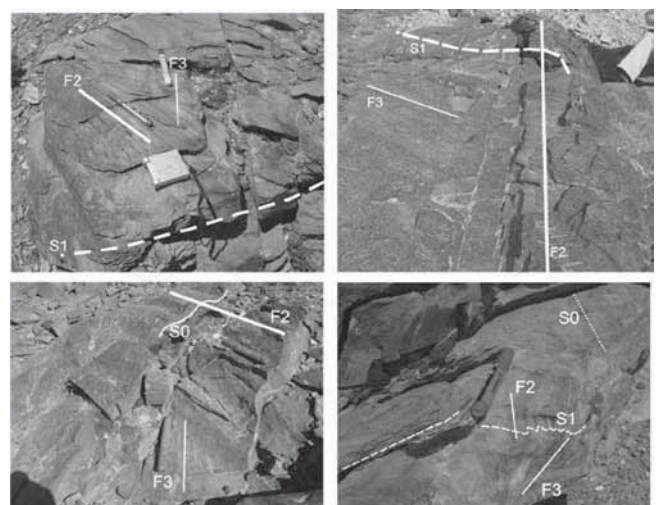
شکل ۱۰- الگوی فرانهادگی بین type 1 و type 2 ناشی از تداخل چین‌های مراحل اول و دوم. (A) چین‌های گامه دوم. نگاه به سوی جنوب. (B) چین‌های گامه اول با برگوارگی انتقالی. محور و سوی میل چین گامه دوم مشخص است نگاه به سوی خاور.



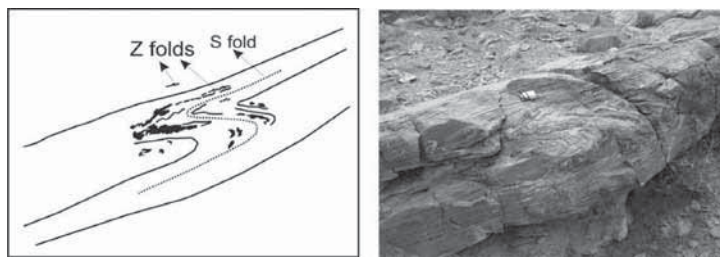
شکل ۱۲- نمایی از چین‌های نسل سوم در بخش‌های مختلف لایه‌بند. (A) جنوب خاور لایه‌بند باختری. نگاه به سوی باختر. (B) جنوب خاور لایه‌بند باختری. نگاه به سوی خاور. (C) و (D) شمال خاور لایه‌بند باختری. نگاه به سوی خاور. (E) باختر لایه‌بند مرکزی. نگاه به سوی باختر.



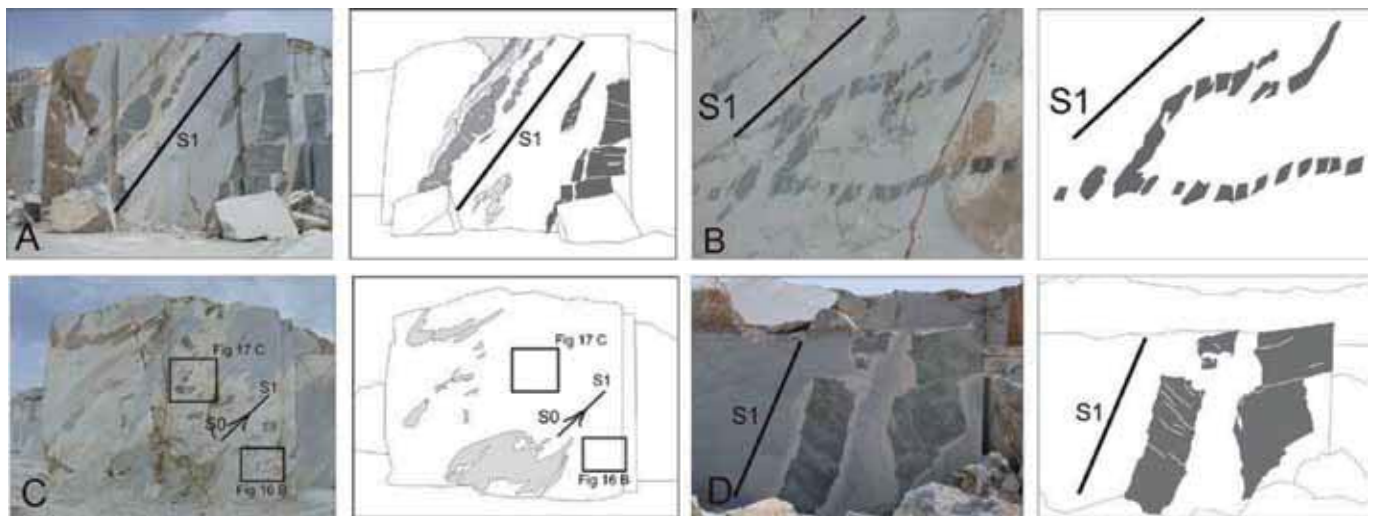
شکل ۱۴- تصویر نمادین از فرانهادگی گامه سوم چین خوردگی بر روی گامه دوم.



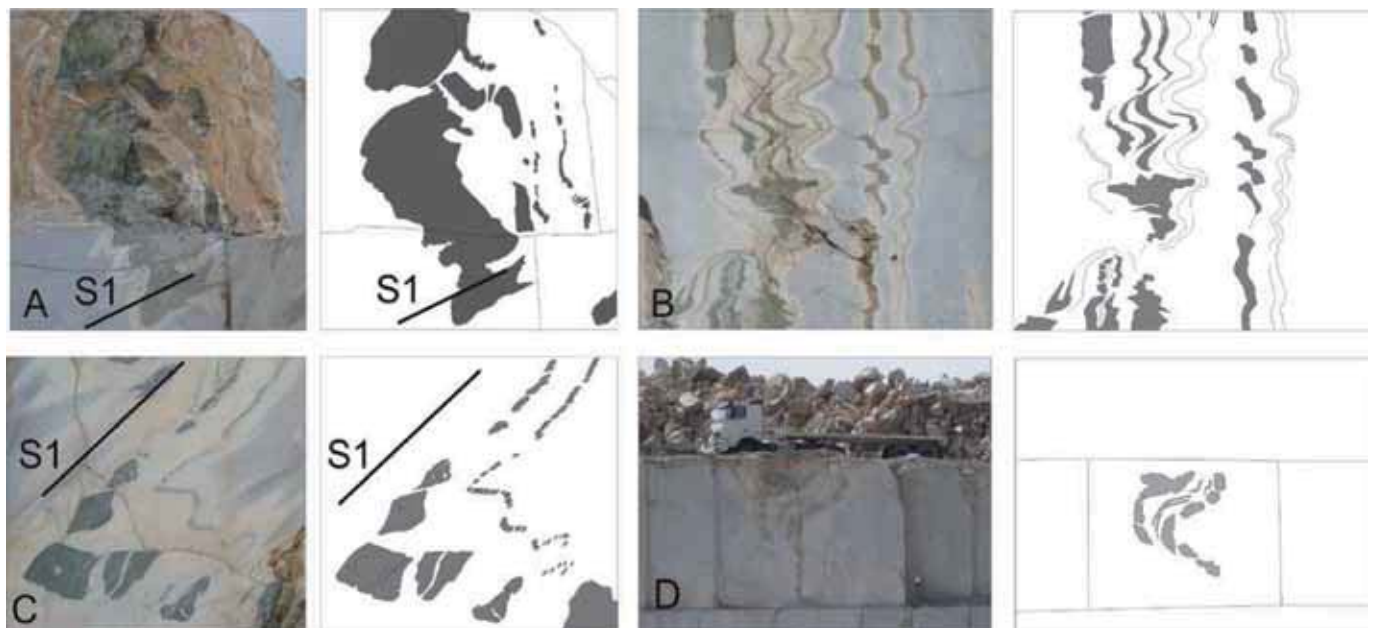
شکل ۱۳- ریز چین‌های گامه دوم و سوم در بخش‌های مختلف لایه‌بند مرکزی.



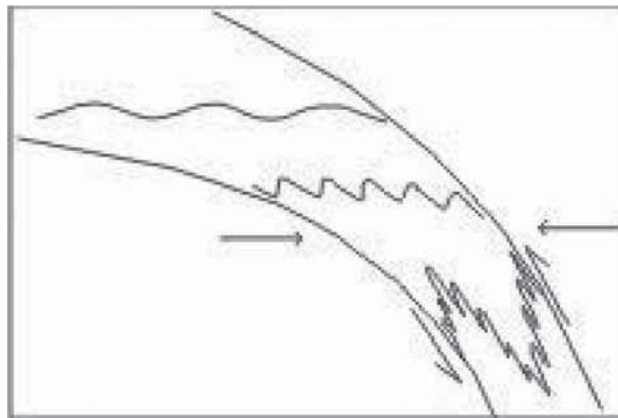
شکل ۱۵- الگوی Z on S در یال جنوبی چین شکل ۱۲- A. نگاه به سوی باختر.



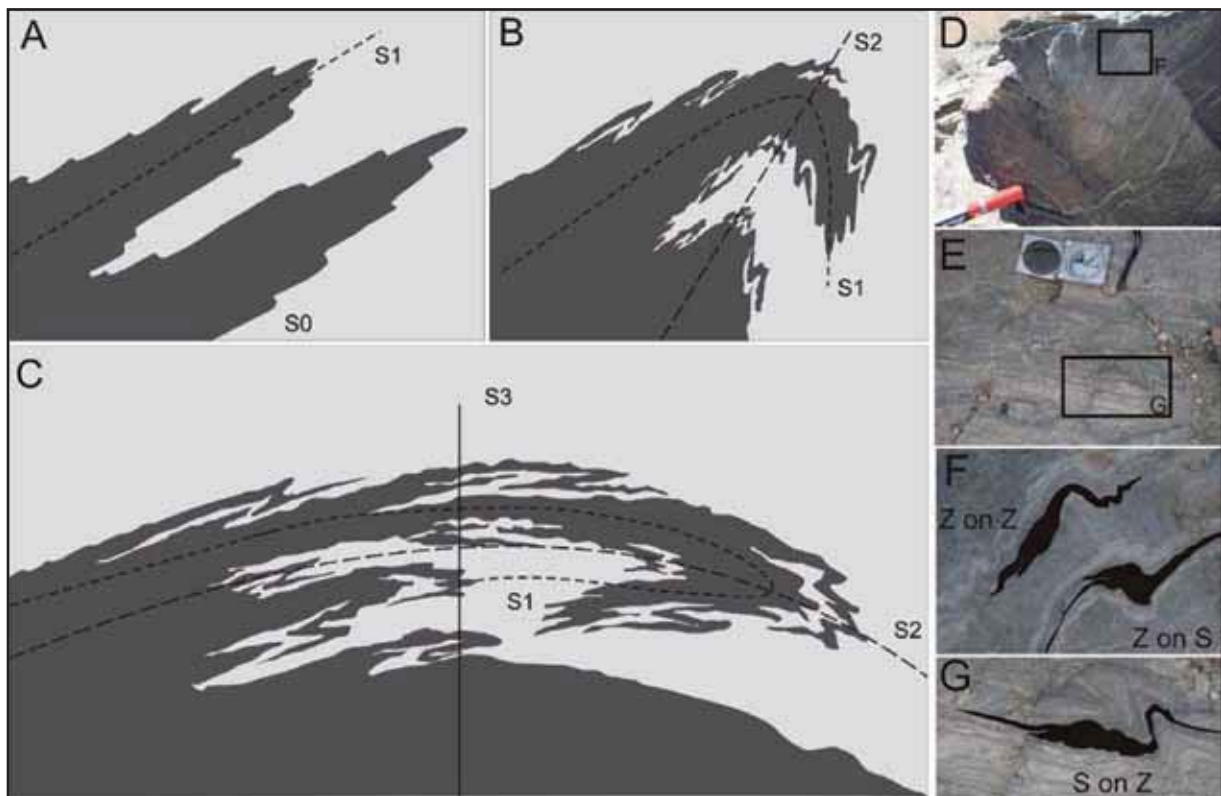
شکل ۱۶- چین‌خوردگی و بودین‌شدگی دسته دایک‌های رخنمون یافته در معادن مرمر منطقه. (A) قطع دایک‌های دسته اول توسط دایک‌های دسته دوم. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور. (B) چین بودین شده در دایک‌های دسته دوم. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور. (C) چین‌خوردگی و بودین‌شدگی دایک‌های دسته اول. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور. موقعیت شکل ۱۳- B و ۱۴- C بر روی شکل مشخص شده است. (D) بودین‌شدگی دایک‌های دسته سوم. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور.



شکل ۱۷- شواهد چین‌خوردگی در دایک‌های بودین شده دسته‌های دوم و سوم. (A) بودین‌های چین‌خورده در دایک‌های دسته سوم. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور. (B) بودین‌های چین‌خورده در دایک‌های دسته دوم. لایبید مرکزی. نگاه به سوی خاور. (C) بودین‌های چین‌خورده در دایک‌های دسته سوم. لایبید باختری. نگاه به سوی خاور. (D) بودین‌های چین‌خورده در دایک‌های دسته دوم. لایبید مرکزی. نگاه به سوی باختر.



شکل ۱۸- کاهش تدریجی ژرفای دگرریختی که با پیشروی دگرریختی می تواند باعث ایجاد رفتارهای شکننده تر در نسل های بعدی چین ها و نیز الگوهای فرانهادگی هم محور برای نسل های متوالی چین خوردگی شود.



شکل ۱۹- (A تا C) تصویر نمادینی از مراحل تکوینی چین خوردگی و فرانهادگی گامه های مختلف در طی دگرریختی پیشرونده در منطقه مورد مطالعه. (D تا G) چند نمونه از الگوهای فرانهادگی چین های نامتقارن S و Z گامه های اول و دوم در منطقه لای بید.

کتابنگاری

- تیله، ا.، علوی، م.، عاصفی، ر.، هوشمندزاده، ش.، زاهدی، م.، ۱۳۳۳- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش گلپایگان، سازمان زمین شناسی کشور .
 محجل، م.، ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۷- چین خوردگی های چند مرحله ای و سازو کار تشکیل آنها در تکتونیت های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (باختر همدان)، فصل نامه علوم زمین، شماره ۶۶، ص. ۱۱۶-۱۳۳.
 محجل، م.، سهندی، م.ر.، ۱۳۷۸- تکامل تکتونیک پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه های جدید در آن، فصل نامه علوم زمین، شماره ۳۱-۳۲، ص. ۲۸-۴۹.
 موسوی، ا.، سهندی، م.، ر.، نواجری، ش.، ۱۳۸۴- نقشه زمین شناسی برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دهق، سازمان زمین شناسی کشور.

References

- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural geology*, 22: 1125-1139.
- Mohajjel, M., 1997- Structural and tectonic evolution of Paleozoic Mesozoic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, Ph.D thesis, university of Wollongton, Wollongton, Australia.
- Mohajjel, M., Baharifar, A., Moinevaziri, H. & Nozaem, R., 2006- Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALS-bearing schists, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Geological Society of Iran*, 1: 11-19.
- Price, N. G. & Cosgrove, J. W., 1994- *Analysis of geological structures*, 3rd edition. Cambridge University Press, 502p.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1987- *The techniques of modern structural geology, Volume 1 Strain analysis*, 4th edition. Academic Press, London, 700p.
- Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-Zadeh, A., Seyed-Emami, K. & Zahedi, M., 1967- explanatory text of the Golpayegan Quadrangle Map, Geological Survey of Iran, Rept.No.E7, 24p.
- Twiss, R. J. & Moores E. M., 1992- *Structural Geology*, 1st edition. W. H. Freeman and company, New York, 532p.
- Twiss, R. J., 1988- Description and classification of folds in single surfaces. *Journal of Structural geology*, 10: 607-623.
- Vernon, R. H., Johnson, S. E. & Melis, E. A., 2004- Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: the San José tonalite, Baja California, México. *Journal of Structural Geology*, 26: 1867-1884.

Palaeobathymetry of the Ziarat-Kola Section at the Upper Maastrichtian, Central Alborz, through Planktonic and Benthic Foraminifera

M. Asgharian Rostami^{1*}, E. Ghasemi-Nejad² & M. Shafiee Ardestani¹

¹ Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² School of Geology, University College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2008 November 22

Accepted: 2009 April 18

Abstract

At this research are studied late cretaceous sediments at Ziarat-kola section, Central Alborz, in order to Palaeobathymetry and sea level change. These sediments are with about 200m thickness consist of monotonous Marl and limy marl. Based on Planktonic foraminifera gain Upper Maastrichtian stage (*Abathomphalus mayaroensis* zone). In order to Palaeobathymetry and sea level change used to three methods common consisting of morphotype Planktonic foraminifera, ratio Planktonic foraminifera to benthic foraminifera and assigning genus and benthic foraminifera species. With morphotype analysis was indicated that third morphotype which are more deep index increase at the initial part and first morphotype that are shallow index increasing at middle section. In this manner, depth change was examined to use two genus, *Globotruncana* (deep dweller) and *Pseudoguembelina* (Mixed layer dweller). In order to assign paleodepth at this area used to Planktonic foraminifera to total foraminifera minus infaunal Benthic foraminifera and the regression equation [$\text{Depth} = e(3.58718 + (0.03534 \times \%p))$]. examination genus and Benthic foraminifera species depth index and such results gain at above method were indicating that this sediments in upper bathyal and middle bathyal. Thus, results indicate that beginning and end of are deeper from middle section.

Keywords: Palaeobathymetry, Ziarat-kola section, Central Alborz, Late maastrichtian, Foraminifera, Sea level change

For Persian Version see pages 27 to 34

* Corresponding author: M. Asgharian Rostami; E-mail: masood.rostami@yahoo.com

Folding History in Laibid Metamorphic Rocks, Sanandaj-Sirjan Zone

M. Aflaki¹ & M. Mohajjel^{*}

¹ Department of Geology, Faculty of Basic Science, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Received: 2008 December 27

Accepted: 2009 July 21

Abstract

Laibid (northwest Esfahan) metamorphic rocks are situated in complexly deformed sub zone of the Sanandaj-sirjan zone, in which bounding faults emplaced Permian metamorphosed, beside the younger Triassic-Jurassic metamorphic rocks. Structural study of these units reveals three deformation stages of a progressive deformation in this area. The first stage includes tight to isoclinal folds, the second stage includes open to close folds and the third one includes gentle to open folds. From the first to the third stage, fold's wavelength gradually become longer, so that their aspect ratio change respectively from tall and short, for the first stage, to broad, for the second stage, and to wide, for the third one. Superposition of these fold generations caused in coaxial interference patterns. It seems that during Late Jurassic, these three folding stages consequently formed and passively rotated in a continuous deformation condition, by gradually decreasing deformation depth. Dikes alternatively injected into the extensional fractures and through the axial plane foliation and gradually deformed in to the fold, boudin, folded boudin, and boudined fold.

Keywords: Laibid, Metamorphic rocks, Poly-folding, Structural history, Progressive deformation, Sanandaj-Sirjan zone.

For Persian Version see pages 35 to 46

* Corresponding author: M. Mohajjel; E-mail: Mohajjel@tmu.ac.ir