

الگوی چین خوردگی در رادیولاریت‌های کرمانشاه و اهمیت آن در زمین‌ساخت بر خوردی در شمال باختر ایران

محمد محجل^{۱*} و مسعود بیرالوند^۱

^۱گروه تکتونیک، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۰/۰۴

چکیده

چین‌های جناغی فراوانی در سنگ‌های سرخ رنگ سیلیسی رادیولردار، دارای لایه‌بندی با ستبراهای یکسان در منطقه کرمانشاه برنزد دارند. درون لایه‌های شیل رادیولاریتی و آهک متوسط تا سستبر لایه در آن، به دلیل تنوع جنس لایه‌ها و تغییر ستبرای آنها، تأثیر شگرفی در سازوکار چین خوردگی و هندسه آنها بویژه در منطقه لولای چین‌ها داشته است. به دلیل ستبرای چند سانتی‌متری یکسان و ثابت لایه‌ها در رادیولاریت‌ها، چین‌ها بیشتر، شکل چین‌های موازی را دارند و اما تفاوت سازوکار و هندسه چین خوردگی در ترفادی از سنگ‌های آهکی سستبر لایه و توده‌ای از یک سو و تناوب لایه‌های نازک یکنواخت چرتی رادیولردار با شیل‌های رادیولاریتی و دارای درون لایه‌های آهک سستبر لایه از سوی دیگر، در مجموعه نهشته‌های حوضه رادیولاریتی دیده می‌شود. انواعی از گسل‌های در ارتباط با چین (fold accommodation faults) در ادامه چین خوردگی به وجود آمده‌اند. بررسی هندسه و سازوکار چین خوردگی در این نهشته‌ها مشخص می‌کند که دگربرختی در رادیولاریت‌های منطقه کرمانشاه با ایجاد چین‌های جناغی با سازوکار خمش (buckling) و با تمایل (vergence) به سمت جنوب باختری صورت گرفته و گسل‌های رانده در آن، در مراحل بعدی، بخش‌هایی از رادیولاریت‌های چین خورده را تغییر مکان داده‌اند.

کلید واژه‌ها: چین خوردگی، چین‌های جناغی، رادیولاریت، زمین‌ساخت بر خوردی، زمین‌ساخت سستبر پوسته، کرمانشاه.

*نویسنده مسئول: محمد محجل

۱- مقدمه

رادیولاریت‌های کرمانشاه در شمال باختر ایران، در گستره‌ای با پهنای ۳۵ کیلومتر میان آهک‌های بیستون در شمال و نهشته‌های زاگرس برجا در جنوب قرار دارند. شواهد دقیق دگربرختی در این سنگ‌ها تاکنون معرفی نشده اما در نقشه‌های زمین‌شناسی تهیه شده از رادیولاریت‌ها در مقیاس‌های مختلف، چین خوردگی (Broud, 1987) و ساختار دوبلکس تراستی (کریمی‌باوندپور، ۱۳۷۸؛ شهیدی و نظری، ۱۳۷۵) نشان داده شده‌اند. در این بررسی ضمن برداشت دقیق ساختاری، هندسه و سازوکار چین خوردگی در رادیولاریت‌ها، با ارائه شواهد کافی از تأثیر دو عامل تغییر ستبرای و درجه سختی لایه‌ها در چین خوردگی (Ramsay & Huber, 1983)، معرفی شده است. برش‌های ساختاری در پهنای حوضه رادیولاریتی ارائه شده و نوع چین خوردگی در آنها با ارائه شواهد کافی مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. همچنین براساس شواهد ساختاری، جایگاه زمین‌ساختی و الگوی چین خوردگی در حوضه رادیولاریتی در ارتباط با زمین‌ساخت بر خوردی در کرتاسه پایانی در این منطقه مورد بحث قرار گرفته است.

۲- روش مطالعه

این بررسی در چهارچوب تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از منطقه ضمن برداشت نوع سنگ‌ها و ویژگی‌های چینه‌شناسی آنها اندازه‌گیری‌های ساختاری شامل شیب و امتداد لایه‌بندی در لایه‌ها، محور و سطح محوری چین‌ها، شیب و امتداد گسل‌ها انجام گرفته است. تعداد ۲۶ برش زمین‌شناسی که با حروف الفبای انگلیسی نامگذاری شده‌اند و هر کدام شامل چندین ایستگاه اندازه‌گیری هستند در برنزدهای حوضه رادیولاریتی انجام گرفته که نقاط برداشت شده هر کدام با ویژگی‌های جغرافیایی ثبت شده‌اند (شکل ۱). برش‌های ساختاری برای به‌دست آوردن هندسه چین‌ها با استفاده از داده‌های سطحی به روش کنگره‌ای رسم شده و براساس داده‌های سطحی برش‌های زمین‌شناسی تکمیل شده‌اند.

۳- زمین‌شناسی و موقعیت زمین‌ساختی رادیولاریت‌ها

حوضه رادیولاریتی، جنوبی‌ترین زیر پهنه، در پهنه سنندج - سیرجان معرفی شده است (محجل و سهندی، ۱۳۷۸). رادیولاریت‌های کرمانشاه در منتهی‌الیه شمال باختری این زیرپهنه در برنزدی با پهنای متفاوت ۴۰-۱۰ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر، از جنوب باختر بروجرد شروع و تا مرز ایران و ترکیه ادامه می‌یابد. رادیولاریت‌ها در لبه شمالی ورق عربی از جنوب خاور (حواسینا در عمان) تا شمال (آنتالیا در جنوب ترکیه) و شمال باختر (قبرس و بخشی از ایتالیا) به نام حوضه رادیولاریتی بر روی لبه شمالی ورق عربی معرفی شده‌اند (Kazmin et al., 1986; Dercourt et al., 1993; Mohajjel et al., 2003). در موقعیت کنونی، رادیولاریت‌های کرمانشاه توسط دو گسل رانده که شیب آنها به شمال خاور است، در میان دو زیرپهنه بیستون در شمال و زاگرس بلند در جنوب محدود شده است. در جنوب و جنوب خاور شهر کرمانشاه در روی دامنه شمال خاوری کوه سفید، رادیولاریت‌ها توسط گسل کوه سفید بر روی سازندهای زاگرس برجا، با سن کرتاسه بالا- پالئوسن رانده شده‌اند. همه برنزدهای واقع در بخش جنوبی حوضه رادیولاریت‌ها که در جنوب گسل کوه سفید قرار می‌گیرند، به زاگرس برجا نسبت داده شده‌اند (Broud, 1987). قطعات رادیولاریتی و سنگ‌های افیولیتی در لایه‌های آواری سازند امیران در حوضه پیش‌بوم کوهزاد زاگرس وجود دارد (مطیعی، ۱۳۷۲). وجود این قطعات در سازند تخریبی امیران با سن پالئوسن، دلیل رخداد بر خورد در زمان کرتاسه پسین بوده و مشخص می‌کند که این سازند تخریبی موجود در پیش بوم با رخداد بر خورد تشکیل شده است (Broud, 1987; Berberian and King, 1981; Alavi 1994). در منتهی‌الیه جنوبی حوضه رادیولاریتی، مجموعه‌های آهک سستبر لایه مربوط به کرتاسه زیرین (کریمی‌باوندپور، ۱۳۷۸) با میان‌لایه‌های رادیولاریتی وجود دارند، که در بخش شمالی گسل بزرگ راندگی کوه سفید دیده می‌شوند (شکل ۱). تعداد گسل‌های رانده در این بخش بیشتر است (راندگی‌های F1 تا F8 در شکل ۱). در نواحی درونی تر حوضه رادیولاریتی، از مقدار لایه‌های آهکی کاسته شده و در بعضی برنزدها به‌صورت درون‌لایه در لایه‌های منظم رادیولاریت

۵- ب دیده می‌شود، مطابق آنچه که در بالا گفته شد، در مرکز چین‌های به نسبت مدور، چین‌ها حالت جناغی دارند، اما در ادامه روند چین خوردگی در چین‌های مدور، دو منطقه لولای تاقدیسی نیز در بخش بیرونی این چین‌ها ایجاد می‌شود که میان آنها به شکل ناوی شکل پایین افتاده است. در مورد تشکیل این نوع چین‌های جناغی در قسمت بیرونی منطقه لولایی چین‌های مدور می‌توان به مدل (Sherkati et al., 2005) برای چین‌های گوش‌خروگوشی و تشکیل راندگی through-going اشاره کرد، وجود یک سطح ضعف در میان لایه‌های مقاوم در هنگام چین خوردگی، موجب تشکیل گسل‌های راندگی در این لایه‌های نامقاوم می‌شود؛ در ادامه، فعالیت این راندگی موجب ایجاد بالاآمدگی در لایه‌های مقاوم و تشکیل چین‌هایی به شکل گوش‌های خروگوش می‌شود. در حوضه رادیولاریتی نیز به دلیل وجود شیل در میان لایه‌های رادیولاریتی مقاوم، راندگی through-going در لایه‌های شیلی رخ داده، این راندگی‌ها در دو طرف یک مجموعه مدور چین خورده تشکیل شده‌اند. در برخی موارد چین جناغی در بالای هر دو راندگی به یک اندازه رشد کرده‌اند، یعنی جا به جایی هر دو راندگی به یک اندازه است، اما گاه جا به جایی در یکی از راندگی‌ها بیشتر بوده و موجب تشکیل چین بال موازی isocline شده است (شکل ۵-ب).

۴-۳. ساختارهای همراه چین‌های جناغی

لایه‌ها بیشتر، هم‌ستبر و یک‌دست هستند. چین‌های جناغی ایجاد شده، مقارن بوده و لایه‌های نامقاوم موجود در میان آنها مجاله می‌شوند. با فرض این که لایه‌ها پیوسته مانده و گسیخته نشوند، کوتاه‌شدگی نهایی و زاویه شیب پهلوهای چین، تابعی از ستبرای لایه مقاوم است (Ramsay & Huber, 1987). در نتیجه اگر در یک منطقه، لایه‌ها ستبرای متغیر داشته باشند، در این حالت چین منظم تشکیل نمی‌شود، لایه‌ای که ستبرای بیشتری دارد، در طول چین خوردگی شیب بیشتری می‌گیرد و دامنه چین ایجاد شده بلندتر از لایه‌های کناری خواهد بود، در این حالت اگر توده سنگ بسیار چسبنده باشد و باز شدن یک فضای باز، میان لایه‌های مقاوم و فضای اطرافش ممکن نباشد، عملاً دو شیوه برای رفع این مشکل روی می‌دهد: bulbos hinge structure و limb thrust.

در شکل ۶-الف، باز شدن فضای خالی در منطقه لولا و فرونشست منطقه لولا در این بخش ساختار، bulbos hinge structure ایجاد کرده است. در شکل ۶-ب، به دلیل اختلاف ستبرای لایه‌های مقاوم، گسلش در ناحیه لولا موازی لایه ستبرتر دیده می‌شود، این ساختار limb thrust خوانده شده است.

از دیگر ساختارهای همراه این چین‌ها تشکیل گسل‌هایی به موازات سطح محوری چین‌های جناغی است. در اثر فشردگی زیاد در چین‌هایی که تمایل به یک سمت دارند پهلو بالایی در امتداد این سطح بر روی پهلو زیرین رانده می‌شود، گاه این راندگی با راندگی‌های دیگری در پهلوهای چین همراهی می‌شود (شکل ۶-ج).

۵- برش‌های ساختاری

با توجه به داده‌های برداشت شده از رادیولاریت‌ها در منطقه کرمانشاه (شکل ۷)، با استفاده از روش کینک (به دلیل جناغی بودن چین‌ها، این روش انتخاب شده است) تعداد ۱۶ نیمرخ ساختاری (محل نیمرخ‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است)، از بخش‌های مختلف در پهنه رادیولاریت‌ها رسم شده است (شکل ۸). برش‌ها از A-A' در بخش جنوبی در همسایگی زاگرس تا برش U-U' در بخش آهکی شمالی رادیولاریت‌ها در همسایگی زیرپهنه بیستون رسم شده‌اند.

برش A-A' از گسل کوه سفید در همسایگی سازند امیران در زاگرس شروع می‌شود و به درون حوضه رادیولاریتی ادامه یافته است. مهم‌ترین ویژگی این منطقه، وجود آهک‌هایی با ستبرای زیاد، دارای گرهک‌های چرت و درون‌لایه‌های

دیده می‌شود، همچنین شدت گسلش کمتر شده و چین خوردگی به نسبت منظمی در رادیولاریت‌ها دیده می‌شود. سن رادیولاریت‌ها تریاس تا کرتاسه پسین گزارش شده است (Broud, 1987).

۴-۲. چین خوردگی

از نظر مقیاس دو نوع چین خوردگی در رادیولاریت‌ها وجود دارد. چین‌های بزرگ مقیاس چند ده متری، با طول موج‌های متفاوت و چین‌هایی در مقیاس متری، با طول موج‌های به نسبت کوتاه. در بخش‌های آهکی نیز بسته به ستبرای آنها در بخش‌های مختلف، چین‌هایی در مقیاس‌های متفاوت با هندسه گوناگون دیده می‌شوند (شکل ۲). چین‌ها در رادیولاریت‌ها از نوع جناغی و در برخی مناطق به صورت جعبه‌ای هستند که ناحیه لولا در آنها حالت تاخوردگی دارد و کمتر می‌توان منطقه لولای مدور در رادیولاریت‌های چین خورده دید (شکل ۳-الف). در سنگ‌های منطقه هر دو نوع چین خوردگی، منظم و نامنظم را می‌توان مشاهده کرد، در مناطقی که لایه‌ها ستبرای به نسبت ثابتی دارند، به صورت منظم چین خورده‌اند، اما در برخی بخش‌ها به دلیل تغییراتی که در ستبرای لایه‌بندی وجود دارد، لایه‌ها به صورت نامنظم چین خورده‌اند (شکل ۳-ب).

۴-۱. هندسه چین‌ها

میل محور چین‌ها در این منطقه تغییرات زیادی نشان می‌دهند، اما چین‌های با میل محور زیاد، دیده نمی‌شوند و بیشتر محور چین‌ها نزدیک به حالت افقی بوده و یا دارای میل ملایم هستند. شیب سطح محوری نیز در این چین‌ها متغیر بوده و بیشتر آنها، شیب متوسط و زیاد دارند (شکل ۴). مقدار شیب لایه‌بندی در بیشتر برونزدهای منطقه به سمت شمال خاور است. در نمایش استریوگرافیک، تمرکز قطب کلیه شیب و امتدادهای اندازه‌گیری شده، به دو دسته مجزا تقسیم شده است که یک دسته نشانگر شیب کمتر و دسته دیگر نشانگر شیب بیشتر و نمایانگر کلی هندسه یال‌های چین‌های منطقه هستند (شکل ۴). با توجه به وجود دو تمرکز در قطب صفحه‌های لایه‌بندی، سطح محوری چین‌ها به طور کلی در منطقه $35^{\circ}/60^{\circ}$ (شیب و جهت شیب) و زاویه بین یالی متوسط در این چین‌ها حدود 28° درجه است. در طبقه‌بندی چین‌ها بر اساس زاویه بین یالی (Fleuty, 1964)، بیشتر چین‌های این منطقه در رده چین‌های تنگ تا بسته قرار می‌گیرند (شکل ۴).

۴-۲. نحوه تشکیل چین‌های جناغی

برای تشکیل چین‌های جناغی دو مدل پیشنهاد شده است که در مدل اول، چین‌های جناغی در اثر به هم رسیدن و تقاطع کینک‌های مزدوج پدید می‌آیند (Paterson & Weiss, 1966)، در مدل دوم چین‌های جناغی در اثر سازوکاری که شبیه چین خوردگی برشی - خمشی است، ایجاد می‌شوند (Twiss & Moores, 1992). در رادیولاریت‌های کرمانشاه شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهند، چگونه در برخی موارد چین‌های جناغی از چین‌های مدور به وجود می‌آیند (شکل ۵-الف)، این هندسه قابل مقایسه با نظر Johnson & Honea (1975) است، که عقیده دارند چین‌های جناغی در مرکز چین‌های هم مرکز شروع به گسترش می‌کنند. برهم کنش مکانیکی بین لایه‌ها در طول چین خوردگی منجر به تشکیل چین‌های جناغی می‌شود (Bastida et al., 2007)، مرکز چین‌های مدور محل مناسبی برای این برهم کنش است، به طوری که مدل‌های آزمایشگاهی نیز آن را تأیید کرده‌اند (Ramberg, 1963, 1964; Ghosh, 1968; Johnson & Ellen, 1974; Johnson & Honea, 1975; Ramberg & Johnson, 1976; Dubey & Cobbold, 1977; Fowler & Winsor, 1996). در این منطقه افزون بر هسته چین‌های مدور، چین‌های جناغی در قسمت خارجی این چین‌ها نیز تشکیل شده‌اند. به نظر می‌رسد تکامل این نوع چین‌ها مراحل پیچیده‌تری نسبت به تشکیل آنها در هسته چین‌های مدور داشته باشد. همان‌طور که در شکل

شمال خاور است. اثر گسل F11 بر روی لایه‌ها، به صورت بریدگی و خمش آنها بر روی فرادیواره، در همسایگی این گسل مشخص است. شیب این گسل معکوس به نسبت زیاد، و در حدود 60° درجه به سمت شمال خاور است. از این گسل به سمت شمال خاور تا انتهای این برش، لایه‌ها همگی شیب نسبتاً یکسانی به سمت شمال خاور دارند، تنها در بخشی از آن، ریزچین‌هایی محلی و جابه‌جایی در اثر عملکرد گسل در آنها دیده می‌شود (شکل ۸). به نظر می‌رسد یک چین جعبه‌ای در این محل تشکیل شده و جابه‌جایی در محل یکی از لولاهای آن توسط این گسل صورت گرفته است. برش Q-Q'، آخرین برش ساختاری است که در رادیولاریت‌ها، در بخش میانی حوضه قرار دارد (شکل ۱). در شمال برش Q-Q'، آهک‌های ستبرلایه در منطقه پدیدار می‌شوند (شکل ۱)، آنها در سه ردیف، ارتفاع بلندی را ایجاد کرده‌اند. همان‌گونه که در برش نشان داده شده واحد آهکی با چین خوردن در سه محل بروزند یافته است. لایه‌های رادیولاریتی در بخش زیرین و روی این آهک ستر وجود دارند. ستر برای این آهک‌ها به‌نسبت زیاد بوده و در شمالی‌ترین بروزند، از آن برای مصارف ساختمانی بهره‌برداری می‌شود (شکل ۱۰). در شمال ردیف‌های آهکی تا گسل بیستون، رادیولاریت‌ها بروزند یافته‌اند. این رادیولاریت‌ها از نظر ساختاری، چین‌های جناغی مزوسکوپی را ایجاد کرده‌اند که تمایل آنها برخلاف چین‌های منطقه به سمت شمال‌خاوری است (شکل ۱۱). در بیشتر این چین‌ها پس از چین خوردگی، گسل‌های راندگی در منطقه لولای آنها تشکیل شده و جابه‌جایی بین دو پهلوی این چین‌ها در امتداد این گسل‌ها روی داده است. برش U-U' در بین ترادف آهکی قرار دارد (شکل ۱). رادیولاریت‌های این بخش تحت تأثیر لایه‌های آهکی قرار گرفته‌اند و شیب زیادی نشان می‌دهند. چین‌ها در این برش، به‌صورت بسته و دارای شیب سطح محوری زیاد هستند (شکل ۸).

۶- بحث

زیر پهنه رادیولاریتی در بین دو مجموعه آهک‌های بیستون (سکوی قاره‌ای) در شمال خاور و سازندهای تشکیل شده در ژرفای کم در زاگرس در جنوب باختر قرار دارد (Kazmin et al., 1986; Mohajjel et al., 2003). در طول تریاس تا اواخر کرتاسه، وجود این دو حوضه کم‌ژرفا در طرفین حوضه رادیولاریتی تشکیل شده در محیط ژرف، متفاوت بودن ژرفا در این سه حوضه را مشخص می‌کند. در مورد نوع پوسته محل تشکیل حوضه رادیولاریتی در امتداد زمین‌دز تیس جوان هنوز اتفاق نظری وجود ندارد، برخی تشکیل آن را بر روی پوسته اقیانوسی (Cooper 1988, 1990)، برخی قاره‌ای (Bechenec et al., 1990) و عده‌ای پوسته حد واسط (Graham, 1980) در نظر می‌گیرند.

Bechenec et al. (1990) برای حواسینا در عمان دو فاز کافت‌زایی در نظر می‌گیرند، یکی در پرمین پسین که باعث جدا شدن یک سکوی قاره‌ای کربناتی از فلات عربی شده و یک حوضه وسیع ژرف درون قاره‌ای را به‌وجود آورده است. دیگری در تریاس میانی- ژوراسیک پیشین همراه با آتشفشانی تولیتی روی داده که باعث قطعه قطعه شدن سکوی کربناتی به فراپوم‌های آهکی کوچک‌تر شده و دریایی ژرف این دو فراپوم را از یکدیگر جدا می‌کرده است. در نتیجه، بالآمدگی درون حوضه را مشابه سکوی کربناتی بیستون در شمال باختر ایران، جدا شده از سکوی کربناتی می‌دانند. در این حوضه که همزمان با کشش‌های ایجاد کننده تیس جوان باز شده است، از زمان تریاس تا آخر کرتاسه نهشته‌های تجمع یافته‌اند. حوضه رادیولاریتی در تریاس پایانی کم‌ژرفا بوده سپس در اثر فرونشینی سریعی که در آن رخ داده است در ژوراسیک و شروع کرتاسه به‌طور کامل ژرف شده است. نهشته‌های آتشفشانی در حوضه رادیولاریتی در کرمانشاه دیده نشده اما در جنوب ازنا و نیریز

رادیولاریتی است که به‌وسیله گسل‌های موازی هم جابه‌جا شده‌اند. ستر برای این پهنه آهک‌دار در بخش جنوب باختری متفاوت است. مهم‌ترین گسل‌های این برش، گسل کوه سفید و گسل شیرازی (گسل F3 در شکل ۱) هستند که به‌طور تقریبی موازی هم امتداد یافته‌اند.

در برش B-B' به‌هم‌ریختگی زیادی در لایه‌بندی‌ها در محل گسل F5 دیده می‌شود. تمام برش C-C' در نهشته‌های رادیولاریتی قرار دارد و درون لایه آهک ستبرلایه در این برش دیده نمی‌شود. در بخش میانی این برش، منطقه لولایی چین با طرح W به‌خوبی مشخص است (شکل ۸). گسل F6 (شکل‌های ۱ و ۸) گسلی معکوس است که موجب جابه‌جایی در این بخش شده و اختلاف شیب لایه‌بندی در دو طرف این گسل به‌وجود آمده است. ویژگی‌های صفحه این گسل 55° درجه به سمت N08E است و خش لغزهای روی این سطح با میل 45° درجه، جهت میل N35E را نشان می‌دهند. برش D-D' در شمال برش C در رودخانه قره‌سو ادامه دارد (شکل ۱). در این محل، چین‌ها و گسل‌های مختلفی وجود دارد؛ در فرودیواره گسل F7، یک تاقدیس بزرگ قرار دارد که بر روی پهلوی سمت راست این تاقدیس ریزچین‌هایی با طرح S تشکیل شده‌اند. گسل F7، گسلی معکوس است که در فرادیواره آن خمش لایه‌ها در اثر حرکت گسل به‌خوبی آشکار است. با فاصله چند متر از این گسل به سمت شمال خاور، در اثر خمش لایه‌ها، گسستگی و جابه‌جایی اندکی رخ داده است که در نیم‌رخ به‌صورت نقطه‌چین نشان داده شده‌اند. گسل F8، که گسل حاجی علی نامیده شده است (کریمی باوندپور، ۱۳۷۸)، باعث به‌هم‌ریختگی رسوبات و نبود هماهنگی لایه‌ها در این بخش شده است.

در فاصله بین رودخانه قره‌سو و آهک‌های ستبرلایه واقع در شمال آن، چین خوردگی به‌نسبت منظمی در رادیولاریت‌ها دیده می‌شود؛ در این ناحیه، منطقه لولایی چین‌ها و تکرار لایه‌بندی‌ها را می‌توان در چندین نقطه آشکارا دید. داده‌های برداشت شده، هندسه کامل این ساختارها را مشخص می‌کند. برش E-E' از رود قره‌سو شروع می‌شود (شکل ۱). در بریدگی به‌وجود آمده توسط رودخانه قره‌سو در امتداد خاوری باختری در محل نقطه E، منطقه لولایی تاقدیس در فرادیواره گسل قره‌سو دیده می‌شود. چین‌هایی که در این برش هستند نسبت به دیگر چین‌های حوضه رادیولاریتی، شیب سطح محوری و زاویه بین یالی کمتری دارند. گسل F9 نیز در این محل نسبت به گسل‌های منطقه، شیب بسیار کمتری دارد (شکل ۸). برش F-F' ناودیس در بخش جنوبی و تاقدیسی در بخش شمالی دارد که لایه‌ها در پهلوهایی آن شیب زیاد دارند (شکل ۷ و ۸). برش L-L' در راستای برش F-F' (شکل ۱) و شبیه آن، از یک ناودیس و تاقدیس تشکیل شده است؛ با این تفاوت که چین‌ها کمی خوابیده‌تر از برش پیشین هستند، از سمت برش F به سمت برش L، کاهش شیب لایه‌بندی رخ داده است، در این برش روی پهلوی سمت راست تاقدیس، ریزچین‌های با طرح S دیده می‌شود (شکل ۸). در برش H-H' (شکل ۱) یک ناودیس و تاقدیس بزرگ مقیاس دیده می‌شود که در بخش میانی این برش، ریزچین‌هایی با طرح‌های S, Z, روی پهلوهایی این چین‌ها در نیم‌رخ رسم شده آمده است (شکل ۸). در محل مقاطع I و بخش‌های میانی M که در عرض یکدیگر هستند، لایه‌بندی‌هایی با شیب به‌نسبت زیاد دیده می‌شوند که توپوگرافی بلندی را در بخش میانی حوضه ایجاد کرده‌اند. در این بخش که بین دو گسل F10 و F11 قرار می‌گیرد، در روی زمین لایه‌هایی به‌طور کامل موازی دیده می‌شود. همه این لایه‌ها به سمت شمال خاوری شیب دارند. در برخی مناطق می‌توان منطقه لولایی چین‌های بسته تا یال موازی را دید.

در برش M-M' تناوبی از شیل و رادیولاریت وجود دارد که رادیولاریت‌ها، بلندی‌ها، و شیل‌ها، دره‌ها را ایجاد کرده‌اند. شیب لایه‌ها و گسل F11 به سمت

دیده می‌شود و پس از این مجموعه گسلی، برونزدی از این آهک‌های سبتر دارای چرت به سمت شمال خاور وجود ندارد.

در مورد گسل‌های وارون شده، تغییر از هندسه راندگی‌های میانبر فرودپاره‌ای به برگه‌های راندگی فرادپاره‌ای، موضوعی است که در بخش‌های مختلف پیرنه و آلپ توسط Coward (1994) تحلیل شده است. گسل‌های راندگی میانبر فرودپاره‌ای به‌طور معمول زمانی حاصل می‌شوند، که شیب گسل فعالیت دوباره یافته زیاد باشد. در صورتی که اگر به دلایلی از شیب گسل فعالیت دوباره یافته کاسته شود، در آن صورت تغییر شکل به فرادپاره منتقل می‌شود و همراه با گسترش برگه‌های راندگی از نوع نازک پوسته، منشأ یافته از افق‌های جدایشی خواهد شد. با توجه به آنچه که در مورد گسل کوه سفید گفته شد به احتمال، وضعیت گسل‌های دو طرف حوضه رادیولاریتی در منطقه کرمانشاه در مراحل اولیه برخورد، شبیه مدلی است که Searle et al. (1980) برای حوضه حواسینا ارائه داده‌اند.

۷- نتیجه‌گیری

- همان‌گونه که در چندین شکل و برش ساختاری ارائه شد، الگوی چین‌خوردگی در لایه‌های نازک و منظم رادیولاریت‌ها، به‌صورت چین‌های جناغی است و در محل‌هایی که آهک متوسط لایه به‌صورت درون‌لایه در آن است، هندسه چین از هندسه چین‌های موجود در رادیولاریت‌ها پیروی می‌کند و حتی شکل منطقه لولایی نیز به‌صورت گوشه‌ای شده است.

- بررسی هندسه و سازوکار چین‌خوردگی در این نهشته‌ها مشخص می‌کند که چین‌ها با خمش (buckling) و با تمایل (vergence) به سمت جنوب باختری ساخته شده و در برخی موارد نیز این فرایند موجب گسترش گسل خوردگی و راندگی در ناحیه لولایی آنها شده است. انواعی از چین‌های موزون و ناموزون (Harmonic & Disharmonic) ، بسته به سبتر لایه‌ها و سختی آنها در این منطقه دیده می‌شود. ساختارهای منطقه لولای چین، همچون Bulbos hinge structure و limb thrust (Ramsay & Huber, 1987) در چین‌های جناغی این منطقه به‌وجود آمده‌اند.

- نوع چین‌خوردگی در رادیولاریت‌ها مشخص می‌کند که آنها در اثر راندگی‌های فلسی ایجاد نشده‌اند، بلکه گسل‌های محلی در چین‌ها در ادامه چین خوردن و در ارتباط با آن به دلیل کمبود فضا ایجاد شده‌اند (Mitra, 2002) و مجموعه چین‌خوردده رادیولاریت‌ها، خود توسط گسل راندگی کوه سفید به سمت پیش‌بوم رانده شده است.

سیاسگزار

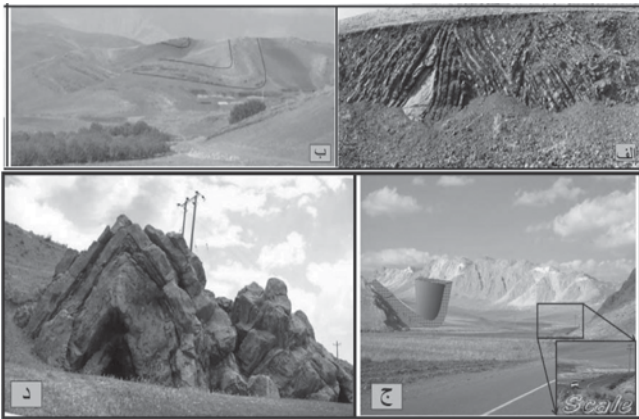
از دانشگاه تربیت مدرس و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، به دلیل همکاری در زمینه امکانات صحرایی و وسیله نقلیه برای انجام این پروژه، بسیار تشکر می‌نماید. از آقای دکتر فرزاد قریب و دیگر همکارانی که ما را در انجام برداشت صحرایی این پژوهش یاری رساندند، قدردانی می‌شود.

جزو مجموعه رادیولاریتی است (Mohajjel et al., 2003). رادیولاریت‌ها در کرمانشاه به دو بخش (بخش زیرین دارای آهک بیشتر و بخش بالایی دارای چرت رادیولاریتی فراوان‌تر) تقسیم شده است (Braud, 1987). وضعیت حوضه رادیولاریتی و نهشته‌های آن در کرتاسه زیرین - میانی به‌صورت نمایشی در شکل ۱۲ نشان داده شده است. زمین‌ساخت کششی به‌وجود آورنده اقیانوس تئیس جوان باعث شده است تا در اواخر مزوزویک، حوضه فرونشست بیشتری داشته باشد و رادیولاریت‌ها تشکیل شوند. ادامه برخورد قاره‌ای در کرتاسه پایانی و افزایش فشار در منطقه، چین‌خوردگی منظمی در رادیولاریت‌ها و آهک‌های درون رادیولاریت‌ها رخ می‌دهد که در برخی مناطق نیز به دلیل چین‌خوردگی با هندسه چین‌های موازی و کمبود فضا، گسل‌هایی در بین این چین‌ها ایجاد می‌شدند (Mitra, 2002). پهنه برشی گسترده‌ای در همبری زیرپهنه رادیولاریتی با زاگرس برجا در پیش‌بوم این منطقه ساخته شده است (بیرالوند و همکاران، ۱۳۸۶) و این موضوع راندگی زیرپهنه رادیولاریتی را در راستای گسل کوه سفید بر روی سازندهای زاگرس نشان می‌دهد.

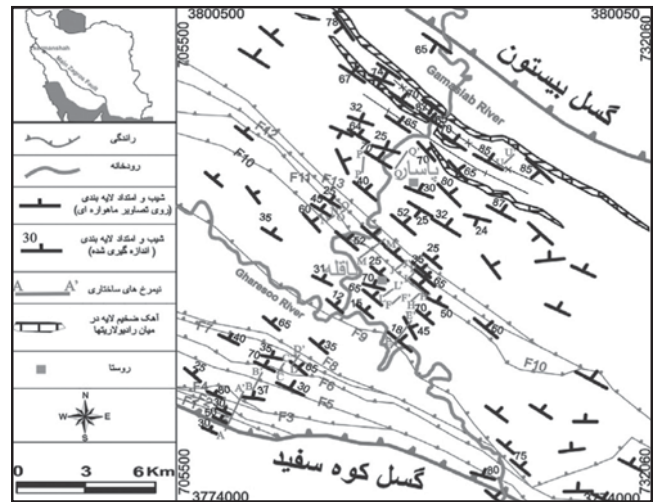
دو خطواره پی‌سنگی موازی هم در نقشه مغناطیس‌هوایی از این منطقه دیده می‌شود (Yousefi & Friedberg, 1978). این دو گسل چیره و پی‌سنگی می‌توانند مرز شمال‌خاوری (گسل بیستون) و جنوب‌باختری (گسل کوه سفید) حوضه رادیولاریتی را در زمان باز شدن اقیانوس تئیس جوان با سازوکار عادی تشکیل دهند (شکل ۱۲). از طرفی حضور قطعات تخریبی حمل شده از رادیولاریت‌ها در سازند امیران در حوضه پیش‌بوم، که سن کرتاسه پایانی دارد (مطبعی، ۱۳۷۲)، نشانگر چین خوردن و برخاسته شدن حوضه رادیولاریتی در اثر واقعه برخورد در آن زمان است. با حادثه برخورد در کرتاسه پسین، گسل کوه سفید تغییر سازوکار داده و این بار به‌صورت معکوس عمل می‌کند و مجموعه‌های رادیولاریتی چین‌خورده را بر روی سازندهای زاگرس می‌راند؛ زیرا سازند امیران با سن پالئوسن در حوضه پیش‌بوم زاگرس که قطعات حمل شده رادیولاریت‌ها در آن هستند، اکنون در زیر سفره رادیولاریتی قرار گرفته است.

تنها مجموعه‌های چین‌خورده با تمایل به سمت شمال خاور و گسل‌هایی با شیب به سمت جنوب باختر در بخش شمال‌خاوری حوضه رادیولاریتی در مجاورت گسل بیستون دیده می‌شود (شکل‌های ۹ و ۱۱). این موضوع نشانگر معکوس عمل کردن گسل عادی اولیه است که در همبری شمالی حوضه رادیولاریتی در زمان تشکیل حوضه به‌وجود آمده است. گسلی که اکنون به نام گسل بیستون نامیده می‌شود و آهک‌های بیستون را بر روی رادیولاریت‌ها رانده است، گسلی به‌طور کامل مجزا و بدون ارتباط با گسل عادی اولیه حد شمالی حوضه رادیولاریتی است و حتی روی آن رانده شده است.

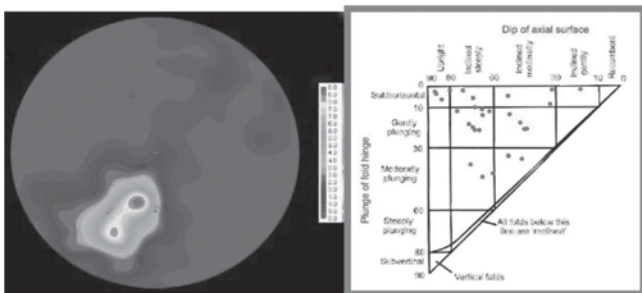
با مقایسه محل گسل کوه سفید در نقشه مغناطیس‌هوایی با موقعیت آن در سطح زمین، جابه‌جایی افقی زیادی نسبت به محل آن در سطح زمین آشکار است. شیب این گسل در سطح زمین ۵۰° درجه اندازه‌گیری شده است، اما میزان این جابه‌جایی بیشتر از مقدار متداول است. در نتیجه به احتمال، گسل کوه سفید در ژرفا، شیب کمتری دارد و فرادپاره این گسل جابه‌جایی زیادی داشته است. همان‌طور که در بخش‌های پیشین اشاره شد، در بخش جنوب‌باختری حوضه رادیولاریتی، پهنه آهکی جنوبی معرفی شد که ویژگی آن وجود آهک‌هایی است که از نظر سنی جزو قدیمی‌ترین نهشته‌های حوضه رادیولاریتی هستند. ویژگی ساختاری این پهنه، وجود چند گسل اصلی، شامل گسل کوه سفید تا گسل شیرازی است که این مجموعه گسلی، آهک‌های قدیمی را از ژرفا بالا آورده‌اند (شکل‌های ۱ و ۸). در نتیجه، به‌نظر می‌رسد گسل‌های کوه سفید تا گسل شیرازی (F3)، برگه‌های راندگی فرادپاره‌ای از گسل فعالیت دوباره یافته کوه سفید باشند؛ زیرا به هم‌ریختگی زیادی در این پهنه



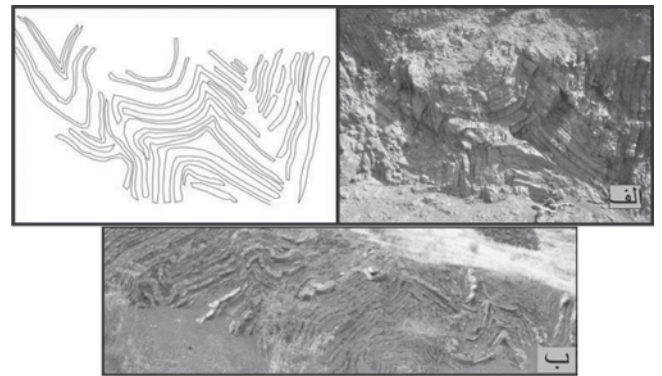
شکل ۲- الف) چین جناغی در مقیاس متری در رادیولاریت‌ها، پهنای تصویر حدود ۲۰ متر، جاده کرمانشاه به هرسین در محل روستای باقله، نگاه به سمت باختر. ب) چین با مقیاس چند ده متری در رادیولاریت‌ها، در محل روستای باقله. ج) چین در آهک‌ها که توسط شکل نمایشی روی آن، هندسه چین نشان داده شده است. در محل روستای پاسار. نگاه به سمت شمال. د) چین جناغی در مقیاس متری در آهک‌های متوسط تا ستر لایه به صورت درون‌لایه در رادیولاریت‌ها. در محل آهک‌های شکل (ج) در کنار رود گاماسیاب، نگاه به سمت جنوب.



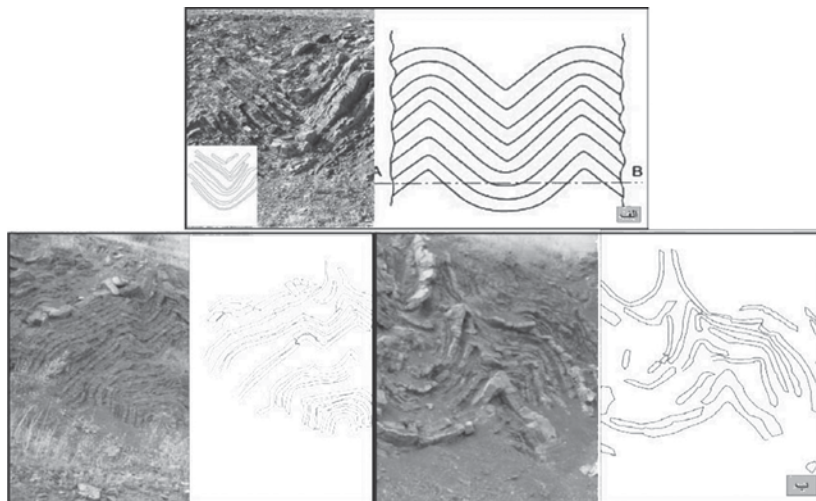
شکل ۱- نقشه ساختاری زیر پهنه رادیولاریتی در منطقه کرمانشاه و موقعیت نیمرخ‌های ساختاری در آن (برای ویژگی‌های دقیق برش‌های ساختاری به شکل ۷ مراجعه شود).



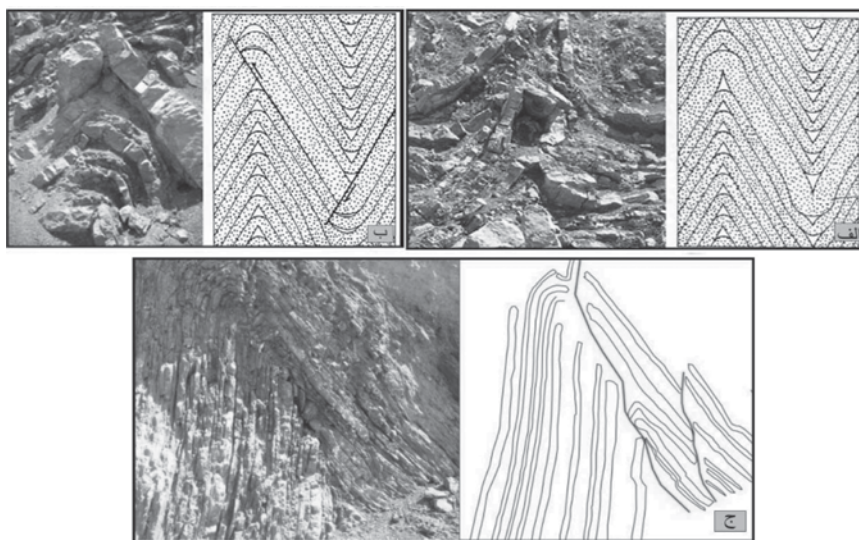
شکل ۴- موقعیت هندسی محور و سطح محوری چین‌های منطقه در روی نمودار (Fluty 1964) و نمایش استریوگرافیک قطب صفحه‌های لایه‌بندی چین‌خورده در منطقه (حدود ۵۰۰ شیب و امتداد اندازه‌گیری شده).



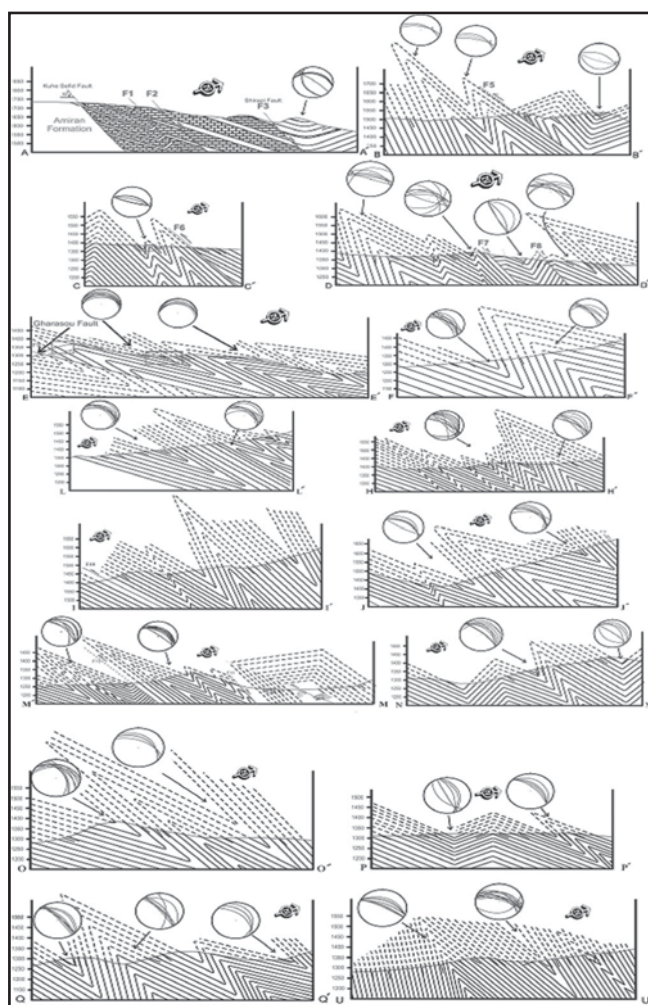
شکل ۳- الف) چین جعبه‌ای در رادیولاریت‌های بخش شمالی حوضه، نگاه به سمت خاور، پس از روستای باقله؛ ب) چین جناغی و نمایش چین‌خوردگی منظم و نامنظم در رادیولاریت‌های بخش میانی حوضه، نگاه به سمت خاور.



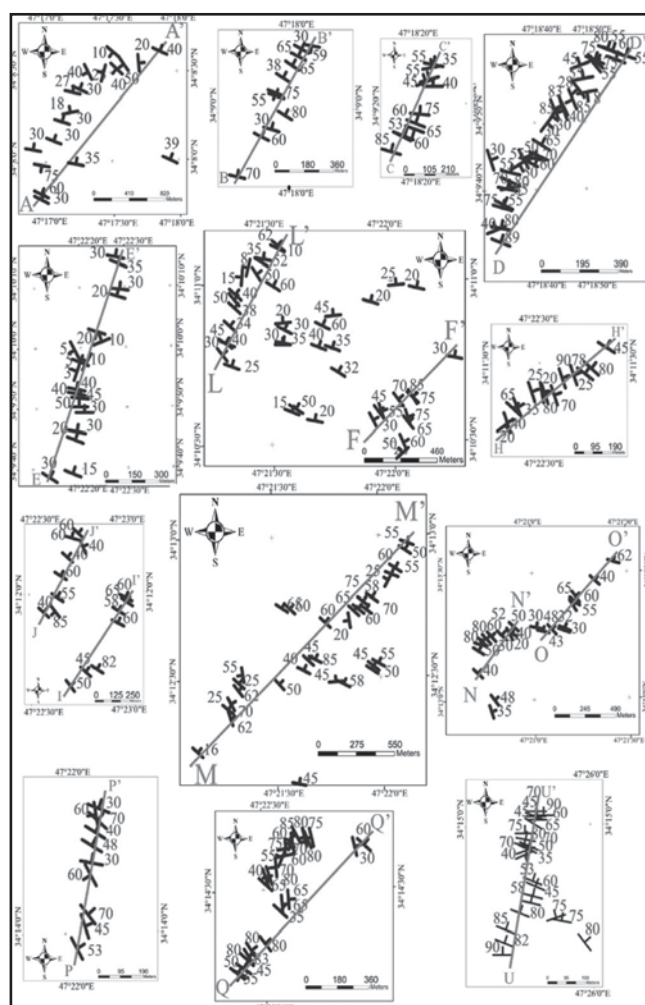
شکل ۵- الف) تشکیل چین جناغی در هسته چین‌های مدور، شکل نمایشی از (Johnson & Honea (1975). ب) تشکیل چین جناغی در بخش بیرونی چین‌های مدور. یکی از چین‌های گوش خرگوشی به حالت یال موازی رسیده است (تصاویر از بخش میانی حوضه رادیولاریتی در دیواره خاوری رودخانه گاماسیاب).



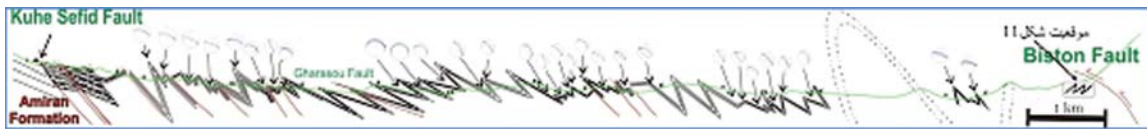
شکل ۶- الف) bulbos hinge structure (ب) limb thrust (اشکال سمت راست در الف و ب با اقتباس از Ramsay & Huber, 1987) در بخش میانی حوضه رادیولاریتی، نگاه به سمت خاور. ج) ساختار limb thrust در چین‌های بناگی پهنای شکل حدود هفت متر، نگاه به سمت جنوب خاوری. در بخش میانی حوضه رادیولاریتی، نگاه به سمت خاور.



شکل ۸ - برش‌های ساختاری در رادیولاریت‌ها (خطوط سیاه نمایشگر لایه‌بندی هستند). استریوگرام‌ها موقعیت هندسی لایه‌بندی‌ها و چین‌ها را نشان می‌دهند.



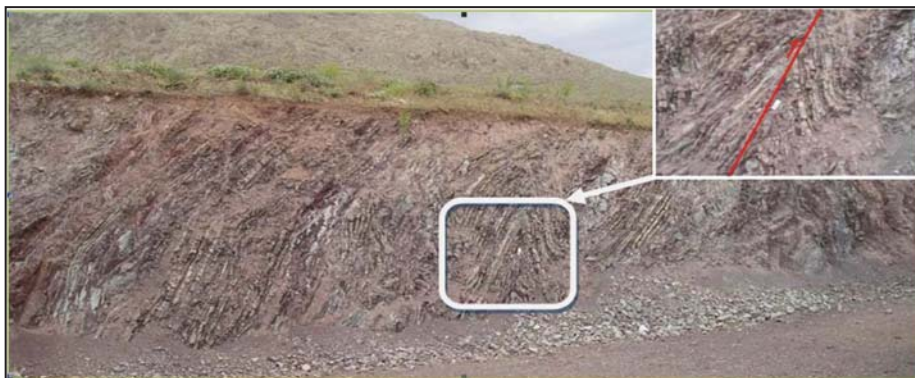
شکل ۷- شیب و امتداد لایه‌بندی در مسیر برش‌های ساختاری (محل برش‌ها در شکل ۱).



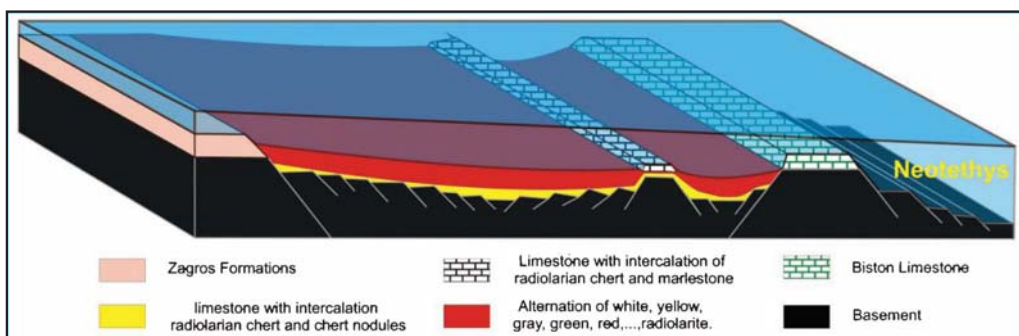
شکل ۹- برش ساختاری در رادیولاریت‌ها در فاصله بین دو گسل بیستون در شمال خاور و کوه سفید در جنوب باختر (این برش از ترکیب برش‌های ارائه شده در شکل ۸ رسم شده است).



شکل ۱۰- نهشته آهکی در شمال خاور رادیولاریت‌ها و الگوی چین خوردگی در آن. تصویر سمت راست، شمالی‌ترین برونزد واحد آهکی را نشان می‌دهد که لایه‌بندی در آن قائم است. تصویر ماهواره‌ای مرکزی موقعیت واحد آهکی را در جنوب آهک‌های بیستون در شمال منطقه نشان می‌دهد. برش زمین‌شناسی در شکل سمت چپ، چگونگی چین خوردن واحد آهکی درون رادیولاریت‌ها را نمایش می‌دهد که در امتداد رودخانه گاماسیاب رسم شده است (در هر سه شکل دید به سمت شمال باختر).



شکل ۱۱- چین خوردگی در رادیولاریت‌های جنوب آهک‌های بیستون (دید عکس به سمت شمال باختر)، تمایل چین‌ها در این شکل به سمت شمال خاور است (برای موقعیت آن به شکل شماره ۹ رجوع شود).



شکل ۱۲- نمایشی از تشکیل حوضه رادیولاریتی در حاشیه صفحه عربی که توسط آب‌های تیس جوان پوشیده شده است. رسوبگذاری در این حوضه از تریاس تا کرتاسه میانی ادامه داشته است. سکوی قاره‌ای بیستون در همبری شمالی و حوضه زاگرس در همبری جنوبی آن قرار دارند. دو گسل بیستون در همبری حوضه رادیولاریتی با سکوی قاره‌ای بیستون و گسل کوه سفید در جنوب در همبری با حوضه زاگرس جدا کننده حوضه رادیولاریتی هستند (برش در امتداد شمالی- جنوبی است).

کتابنگاری

- بیرالوند، م.، محجل، م.، یساقی، ع.، ۱۳۸۶- الگوی چین‌خوردگی در رادیولاریت‌های کرمانشاه، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- بیرالوند، م.، محجل، م.، یساقی، ع.، الیاس‌زاده، ر.، ۱۳۸۶- بررسی ساختار و جایگاه تکتونیکی رادیولاریت‌های کرمانشاه در پهنه برخوردی زاگرس، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین ایران.
- شهیدی، ع.، نظری، ح.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- کریمی‌باوندپور، ع.، ر.، ۱۳۷۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کرمانشاه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- محجل، م.، سهندی، م.، ر.، ۱۳۷۸- تکامل تکتونیکی پهنه سندج-سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن؛ فصلنامه علوم زمین تابستان شماره ۳۲ صفحه ۴۹-۲۸. مطبعی، ه.، ۱۳۷۲- چینه‌شناسی زاگرس. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation, *Int. J. Earth Sci.*, 94, 401 – 419, doi: 10.1007/S00531-005-0481-4.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229, 211–238.
- Bastida, F., Aller, J., Toimil, N. C., Lisle, R. J., Bobillo-Ares, N. C., 2007- Some consideration on the kinematics of chevron folds. *Journal of Structural Geology*, 29, 1185-1200.
- Bechennec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Bourdillon-de-Grissac, Ch., De Weaver, P., Beurrier, M., Villey, M., 1990- The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin. In: Robertson, R.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *the Geology and Tectonics of the Oman Region*, Geological Society of London. Special Publication, 49, pp. 213–223.
- Berberian, M., and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, V. 18, pages, 210– 265.
- Braud, J., 1987- Paléogéographie, magmatique et structural de la région Kermanshah. Iran these the etate, universite de Paris france, 489p. Bugq.j.p and cheng.GM, 1984- tectonic and structural zonation of southern Tibet, *nature*, 311:219-255.
- Cooper, D. J. W., 1988- Structure and sequence of thrusting in deep- water sediments during ophiolite emplacement in the south-central Oman Mountains, *J. Struct. Geol.* 10, 473-485.
- Cooper, D. J. W., 1990- Sedimentary evolution and palaeoceanographic reconstruction of the Mesozoic continental rise in Oman: evidence from the Hamrat Duru Group. In: Robertson, A.H.F., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *the Geology and Tectonics of the Oman Region*. Special Publication-Geological Society of London, vol. 49, pp. 161– 168.
- Coward, M., 1994 - Inversion tectonics. In: Hancock, p. (Ed) *Continental deformation*. Pergamon press, p.421.
- Dercourt, J., Ricou, L. E., Vrielynck, B., (Eds.), 1993- Atlas Tethys plaeoenvironmental maps. Gauthier-Villars, 260 pp, 14 maps.
- Dubey, A. K., Cobbold, P. R., 1977- Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment. *Tectonophysics* 38, 223-239.
- Fluty, M. J., 1964 - The description of folds geological Society of London. 75, 461-492.
- Fowler, T. J., Winsor, C. N., 1996 - Evolution of chevron folds by profile shape changes: comparison between multilayer deformation experiments and folds of the Bendigo-Castlemaine goldfields, Australia. *Tectonophysics* 258, 125-150.
- Ghosh, S. K., 1968 - Experiments of buckling of multilayers which permit interlayer gliding. *Tectonophysics*, 6, 207-249.
- Graham, G., 1980 - Ophiolites. In: Panayiotou, A. (Ed.), *Proceedings International Ophiolite Symposium Cyprus 1979*. Cyprus Geological Survey Department, pp. 414– 423.
- Johnson, A. M., Ellen, S. D., 1974 - Theory of concentric, kink and sinusoidal folding introduction. *Tectonophysics* 21, 301-339.
- Johnson, A. M., Honea, E., 1975 - A theory of concentric, kink, and sinusoidal folding and of monoclin flexuring of compressible, elastic multilayers. Part III, transition from sinusoidal to concentric-like to chevron folds. *Tectonophysics* 27, 1-38.
- Kazmin, V. G., Ricou, L. F., Sborshikov, I. M., 1986 - Structure and evolution of the passive margin of the eastern Tethys. *Tectonophysics* 123, 153–179.
- Mitra, S., 2002 - Fold-accomodation faults. *AAPG bull.* 86(4), 671-693.
- Mohajjel, M., Fergosson, C. L., Sahandi, M. R., 2003 - Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397–412.
- Paterson, M. S., Weiss, L. E., 1966 - Experimental deformation and folding in phyllite. *Geological society of America Bulletin*, Vol. 77, pp 343-374.
- Ramberg, H., 1963 - Strain distribution and geometry of folds. *Upps Univ Geol Inst Bull* 42:1–20.
- Ramberg, H., 1964 - Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties. A theory for simultaneous formation of several orders of folds. *Tectonophysics* 1, 307-341.
- Ramberg, I. B., Johnson, A. M., 1976 - Asymmetric folding in interbedded chert and shale of the Franciscan Complex, San Francisco Bay area, California. *Tectonophysics* 32, 295-320.
- Ramsay, J. G., Huber, M., 1983 - *The Techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press, v. 1, p. 1-308.
- Ramsay, J. G., Huber, M., 1987 - *The Techniques of Modern Structural Geology*. Academic Press, v. 2, p. 309-700.
- Sherkati, S., Molinaro, M., deLamotte, D. F., Letouze, J., 2005 - Detachment folding in the central and eastern Zagros fold belt (Iran): salt mobility, multiple detachment, late basement control. *Journal of Structural Geology*, 27, 1680-1696
- Twiss, J. R., Moores, M., 1992 - *Structural Geology*. Academic Press, v. 2, p. 1_532.
- Yousefi, E., Friedberg, J. L., 1978- Aeromagnetic map of Iran, Quadrangle no.c6. Kermanshah.

index of mountain front sinuosity (Smf). Results from the analysis are accumulated and expressed as an index of relative active tectonics (Iat), which divided into four classes from relatively low to highest tectonic activity. The study area along the south flank of the central Alborz mountain range in north Iran is an ideal location to test the concept of an index to predict relative tectonic activity on a basis of area rather than a single valley or mountain front. The recent investigations show that neotectonism has played a key role in the geomorphic evolution of this part of the Alborz mountain range. Geomorphic indices indicate the presence of differential uplifting in the geological past. The high class values (low tectonic activity) for Iat mainly occur in the south and southeast of the Karaj drainage basin, while the rest of the study area has classes of Iat suggesting moderate to high tectonic activity. Around the Amirkabir Lake, Iat has the highest value. The distribution of the indices defines areas associated with different mountain fronts and estimates of relative rates of tectonic activity. More than half of the study area is classified into classes 2 or 1 of high to very high tectonic activity in terms of the apparent geomorphic response. In different tectonic environments with greater rates of active tectonics, the values of indices would differ as well as their range in value. The stream network asymmetry (T) was also studied using morphometric measures of Transverse Topographic Symmetry. Analysis of the drainage basin and a number of sub-basins in the study area results in a field of T-vectors that defines anomalous zones of the basin asymmetry. We test the hypothesis that areas with great stream migration are associated with indicative values of Iat.

Keywords: Geomorphic Indices of Active Tectonics, Drainage Basin, Asymmetry, Central Alborz.

For Persian Version see pages 67 to 74

* Corresponding author: R. Khavari; E_mail: Re_khavari@yahoo.com

Folding Style in Kermanshah Radiolarites and its Significance in Collision Tectonic of Northwest Iran

M. Mohajjel¹* & M. Biralvand¹

¹Tectonic Group, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Received: 2008 June 30

Accepted: 2008 December 24

Abstract

Abundant chevron folds were produced in well-bedded red thin layers radiolarites in Kermanshah area. Various fold hinge area structures were produced due to competency contrast and change of thickness in radiolarian shale and thick-bedded limestone intercalation in radiolarite sequence. Different styles of folding exist in massive to thick-bedded limestone and shale where they are inter-bedded with radiolarites. Unique thin layers of the radiolarite layers were folded in parallel shape but change of folds shape and mechanism were produced where thick bedded limestone or thin layers of radiolarian shale intercalations exist. Fold accommodation faults were generated in cases during folding. Geometry and style of folding indicate that deformation in radiolarites was produced by parallel folding due to buckling mechanism with southwest vergence. Thrust faults were generated during later stages, displacing some parts of the folded radiolarites.

Keywords: Folding, Chevron folds, Radiolarite, Collision Tectonic, Thick-skinned tectonic, Kermanshah.

For Persian Version see pages 75 to 82

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

Application of SOM Neural Network for Numerical Tectonic Zoning: A New Approach for Tectonic Zoning of Iran

A. Zamani¹* & M. Nedaei¹

¹ Earth Sciences Department, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

Received: 2008 August 09

Accepted: 2008 December 24

Abstract

One of the basic discussions in geosciences is construction of different tectonic zoning maps. In conventional tectonic zoning, not only the great amounts of subjective judgment are involved but also accurate interpretation of high-dimensional data is so difficult and out of human capability. To alleviate these deficiencies, quantitative scientific methods in data mining domain can be applied as an effective and useful tool to construct the new numerical maps in geosciences. In this paper self-organizing map (SOM) neural network that is one of the common methods in data mining has been applied for numerical tectonic zoning of Iran. SOM is an unsupervised artificial neural network particularly adept at pattern recognition and clustering of high-dimensional data. Visualization of high-dimensional data in two-dimensional topological-preserving feature map is another specific capability of SOM that represent both homogeneity within