

زمین‌شناسی ایران

تألیف: آقای دکتر آقائباتی

سال چاپ 1385

پهنه‌های اصلی رسوبی - ساختاری ایران

مقدمه

داده‌های زمین‌شناختی ایران نشانگر آن است که فرآیندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهایی متفاوت داشته‌اند و به همین رو، الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاص دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی تا بدانجا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد و به همین رو، از گذشته‌های دور، تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی - ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است.

نخستین بار اشتوکلین (1968)، با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضه رسوبی - ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی که بنیادی‌ترین تعبیر و تفسیر بود، مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی شد. بعدها، با آگاهی‌های بیشتر، حقایق روشن‌تری از ویژگی‌های رسوبی - زمین‌ساختی ایران به دست آمد که ارائه تقسیم‌بندی‌های جامع‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخت که از آن جمله می‌توان به کار نبوی (1355)، افتخارنژاد (1359)، اشتامفلی (1978)، بربریان (1981)، نوگل سادات (منتشر نشده)، علوی (1991)، آقائباتی (1379) اشاره کرد.

عواملی که در پهنه‌بندی ایران، به حوضه‌های رسوبی - زمین‌ساختی جدا نقش داشته‌اند، بسیار گوناگون‌اند که از میان آنها، موقعیت ویژه ایران در محل برخورد دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا، چیرگی زمین‌ساخت قطعه‌ای، بلوکی، جدایش و برخورد ورق‌های قاره‌ای، تحولات زمین‌ساختی وابسته و سرانجام تداوم عوامل کارآ، نقش بیشتری دارند. با این حال، در یک نگاه دقیق‌تر، عوامل زیر را می‌توان در تقسیم ایران، به حوضه‌های رسوبی - ساختاری جدا، مؤثر دانست.

* نوع پوسته (قاره‌ای - اقیانوسی)

* شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته

* تفاوت رخساره‌های سنگی - زیستی ترادف‌های «همزمان» در نواحی گوناگون

* تحولات زمین‌ساختی و پیامدهای آنها، مانند شدت و سازوکار چین‌خوردگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی (درونی- بیرونی)، فرآیندهای دگرگونی و ...

* الگوی ساختاریبا توجه به عوامل یاد شده و همچنین تلفیق و جمع‌بندی دیدگاه‌های گوناگون و به ویژه شواهد دو زمیندرز (Geo - Suture) عمده تتیس کهن (Paleo - Tethys) و تتیس جوان (Tethys - Neo)، ایران را می‌توان به پهنه‌های اصلی رسوبی- ساختاری زیر تقسیم کرد (شکل 2-1).

به این بخش‌ها، باید دو پهنه زابل و مکران را افزود که «زابل» بخشی از واحد زمین‌ساختی داری‌رود افغانستان و «مکران» یک منشور برافزایشی (Accretionary Prism) است که بر فرادیواره یک زون فرو رانش کم شیب قرار دارد. جدا از تقسیمات اصلی بالا که بیشتر بر پایه ویژگی‌های رسوبی - ساختاری است،

از نگاه لرزه‌زمین‌ساخت نیز می‌توان ایران را به چند واحد زیر تقسیم کرد (بربریان، 1976)

1- نوار چین‌خورده فعال زاگرس

2- ایران مرکزی شامل مثلث میانی، آذربایجان، لوت، کوه‌های شرق ایران و البرز

3- مکران

4- کپه‌داغ

ویژگی‌های عمومی هر یک از حوضه‌های «رسوبی - ساختمانی» عمده ایران، از نظر محدوده، جغرافیای دیرینه، زمین‌ساخت و ... به شرح زیر است.

ایران جنوبی (زاگرس)

مراد از ایران جنوبی زمین‌های واقع در جنوب باختری زمین‌درز تنیس جوان است که شامل بلندی‌های باختر و جنوب باختری ایران (زاگرس) است و گستره‌های لرستان، خوزستان و فارس را در بر دارد. از نگاه زمین‌شناسی، در باره مرز شمال خاوری ایران جنوبی، اتفاق نظر وجود ندارد. زمین‌شناسانی مانند فالکن (1961)، مک‌کوییلن (1974)، بُرو (1987)، علوی (1991)، بخش شمال خاوری زاگرس را زونی با ساختار پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی می‌دانند که در فرهنگ زمین‌شناسی ایران، به گونه‌ای فراگیر از آن به عنوان «زون سنج - سیرجان» یاد می‌شود. فرهودی (1978) و علوی (1994) مرز شمال خاوری زاگرس را کمربند آتشفشانی ارومیه - بزمان می‌دانند. به نظر فرهودی، این کمربند بخشی از سیستم کمانی کوه‌زاد زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمانی مکران جدا می‌شود. ولی، بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، از جمله اشتوکلین (1968)، نبوی (1355)، افتخارنژاد (1359)، بربریان (1981)، آقانیاتی (1379) با استناد به تحولات زمین‌ساختی، ماگماتیسم - دگرگونی، و شرایط رسوبی متفاوت دو سوی راندگی اصلی زاگرس، مرز شمال خاوری این پهنه را بر راندگی اصلی زاگرس منطبق می‌دانند.

دنباله جنوب خاوری پهنه زاگرس توسط گسل ترادیس درون‌قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضه فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال باختر، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های خاور عراق و جنوب خاور ترکیه دنبال کرد. به سوی جنوب - جنوب باختر، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختمانی تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد. نبود فعالیت‌های آذرین، وجود مادر سنگ‌های متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ‌پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد (افشارحرب، 1380). از نظر جغرافیایی زاگرس را می‌توان به نواحی لرستان، خوزستان و فارس تقسیم کرد: (شکل 2-2).

بربریان (1977) بر پایه انباشته‌های نمکی سری هرمز، زاگرس را به دو بخش جنوب خاوری، یا «حوضه هرمز» و بخش شمال باختری، یا «حوضه اهواز» تقسیم می‌کند که مرز جدایی این دو، بر خطواره قطر - کازرون است. از نظر زمین‌ریخت‌شناسی از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی)، زاگرس چین‌خورده (زاگرس بیرونی) و دشت خوزستان است. از نظر الگوی ساختمانی از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زون راندگی‌ها، کمربند چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان است.

تاریخچه چینه‌ای زاگرس

همه سنگ‌های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی‌سنگ دگرگونه پرکامبرین و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. اشتوکلین (1968)، مراحل سه گانه زیر را در تکوین حوضه زاگرس مؤثر می‌داند.

* مرحله فلات قاره (پرکامبرین پسین - تریاس میانی)

* مرحله بزرگ ناوديسي (تریاس میانی - پلیوسن)

* مرحله پس از کوهزایی (پلیوسن - زمان حال)

علوي (1994)، با توجه به رخساره‌هاي سنگي و پيامد رویدادهای زمین‌ساختي، سنگ‌هاي زاگرس را به واحدهای زمین‌ساختي-چینه‌شناختي (Tectonostratigraphy Units) زیر تقسیم می‌کند:

1- رخساره‌هاي سکوي قاره گندوانا، به سن پرکامبرین پسین - تریاس میانی

2- رخساره‌هاي فلات قاره جنوب تتیس جوان، به سن ژوراسیک - کرتاسه

3- رسوب‌هاي پیش‌خشکی (Foreland) سنوزوییک (دریایی - غیردریایی) که همزمان با کوهزایی آلپ و دریای پسروده به سمت جنوب باختر، انباشته شده‌اند.

اوبراین (1950)، بر پایه رفتارشناسی سنگ‌ها، ردیف‌هاي رسوبي زاگرس را به گونه زیر تقسیم می‌کند:

1- گروه پی‌سنگ (پرکامبرین)

2- گروه متحرک زیرین، شامل سری هرمز به سن پرکامبرین پسین - کامبرین، به ضخامت تا 4 هزار متر

3- گروه مقاوم، شامل سازندهای زمان کامبرین تا میوسن، به ضخامت 6 تا 7 هزار متر

4- گروه متحرک بالایی، شامل سازند گچساران، با 1600 متر ضخامت

5- گروه نامقاوم، شامل سازندهای میشان، آغاجاری، بختیاری، به ضخامت 3 تا 4 هزار متر

بررسی چینه‌نگاری ترادفی (Stratigraphy Sequence) پهنه زاگرس نشانگر آن است که این بخش از ایران، در فاصله زمانی پرکامبرین - تریاس میانی بخشی از ابرقاره گندوانا بوده است. از تریاس میانی، با تکوین تتیس جوان، شرایط دریایی ویژه‌ای بر آن حاکم بوده است. از کرتاسه پسین به بعد، پس از سرانجام گرفتن تتیس جوان و برخورد دو ورق زاگرس و ایران مرکزی، محیط‌هاي رسوبي از نوع همزمان با کوهزایی بوده‌اند. اگرچه پیشینه فاز کوهزایی در پلیوسن بوده است، ولی دگرشکلی، همچنان بر زاگرس تحمیل می‌شده است.

زیر پهنه‌هاي زاگرس

برای بیان ویژگی‌هاي عمومی زاگرس می‌توان از تلفیق دو دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری یاری جست و زاگرس را به دو زیرپهنه « زون راندگی‌ها » و « زاگرس چین‌خورده » تقسیم کرد.

الف) زیرپهنه راندگی‌ها (Thrust Zone)

این زون با پهنای 10، تا 65 کیلومتر، به صورت نواری کم پهن است که بلندترین قسمت کوه‌هاي زاگرس را تشکیل می‌دهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع (High Zagros) گفته می‌شود. زون راندگی‌ها (اشتوکلین، 1968)، زون راندگی‌هاي همپوشان (Imbricated Thrust Zone) (فالکن، 1969)، شمال خاور زاگرس (نوگل -منتشر نشده)، زاگرس داخلی و سرانجام زون خرد شده (Crushed Zone) نام‌هاي دیگری است که به این بخش داده شده است. مرز شمال خاوري این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبز و می‌گذرد (مطیعی، 1374).

در زاگرس مرتفع رخنمونی از سنگ‌هاي پرکامبرین دیده نشده است. سنگ‌هاي پرکامبرین پسین تا تریاس میانی آن رخساره گندوانایی دارند و همسان دیگر نواحی ایران هستند. ولی، سنگ‌هاي لیاث تا ائوسن آن، با سبترای نزدیک به 3500 متر بیشتر از نوع مارن‌هاي گلوبی ژرین‌دار، رادیولاریت، افیولیت و انباشته‌هاي آواری از نوع فلیشان‌دکه گاه

با فعالیت آتشفشانی زیر دریایی همراه اند. سنگ‌های یاد شده نشان می‌دهند که این بخش، بر خلاف امروز، در زمان مزوزویک تا اوایل سنوزویک گودترین بخش حوضه زاگرس بوده است. چنین می‌نماید که در اثر نیروهای کششی وابسته به رخداد کوهزایی سیمین پیشین، ستبرای پوخته در زون راندگی‌ها کاهش یافته، به طوری که در بخش شمال باختری آن (کرمانشاه) در طی تریاس پسین - کرتاسه، گودی باریک و عمیق پدیدار شده و در آن رسوب‌های شبه توریدیت، متشکل از آهک (سنگ‌آهک بیستون)، شیل، ماسه سنگ، رادیولاریت و روانه‌های آتشفشانی انباشته شده‌اند. ولی، در بخش جنوب خاوری این گودی (نیریز) شکستگی کامل پوخته، موجب اقیانوس‌زایی و تشکیل مجموعه‌های افیولیتی گردیده است. گفتنی است که در ناحیه نیریز، آمیزه‌های افیولیتی یاد شده، به گونه دگرشیب، با سنگ‌آهک مرجانی - ریفی کرتاسه بالایی (سازند تاربور) پوشیده شده‌اند، در حالی که بخش شمال باختری در نتیجه کوهزایی لارامید دچار چین‌خوردگی و دگرشکلی شده است. بدین‌سان می‌توان نتیجه گرفت که :

- 1- در زون راندگی‌ها، رفتار ساختاری و رویدادهای زمین‌ساختی یکسان و همزمان نبوده‌اند.
 - 2- دگرشکلی زاگرس مرتفع کهن‌تر از بخش چین‌خورده آن است. گفتنی است که فالکن (1974)، به دو فاز چین‌خوردگی در این بخش باور دارد. فاز نخست در اواخر کرتاسه رخ داده است که رابطه ناهمساز فلش‌های کرتاسه با رسوبات ائوسن میانی مبین آن است. فاز دوم را از اواخر میوسن تا امروز می‌داند که شدت آن در پلیوسن در بیشترین مقدار بوده است. یکی از ویژگی‌های زاگرس مرتفع، وجود راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌ها به سوی شمال خاوری است ولی مقدار جابه‌جایی آنها به خوبی دانسته نیست و تنها با ملاحظه راندگی سنگ‌های کامبرین بر روی ریف‌های پلیوسن می‌توان به تصویری از مقدار جابه‌جایی دست یافت (مطیعی، 1374).
- چنین وانمود می‌شود که در این محدوده، نخست چین‌ها در کرتاسه پسین شکل گرفته و سپس در فاز بعدی، راندگی‌ها به وجود آمده باشند (فالکن، 1974). ولی، بر خلاف شواهد موجود، هیتز و مک کوپیلن (1974) پدیده‌های چین‌خوردگی و راندگی را به حرکت‌های کوهزایی پس از پلیوسن نسبت می‌دهند. کامبرین و همکاران (1986)، فلس‌های روراندۀ زاگرس مرتفع را نهشته‌های انباشته در حاشیه غیر فعال سکوی عربستان می‌دانند که در محل جدایش ورق زاگرس و ورق ایران مرکزی در بخش‌های ژرف تتیس انباشته شده و پس از برخورد این دو ورق، به صورت سفره‌های نابرجا، بر روی سکوی عربستان رانده شده‌اند.

ب) زیرپهنه زاگرس چین‌خورده (Folded Zagros)

زاگرس چین‌خورده، به گفته‌ای دیگر «زاگرس بیرونی»، با پهنای 150 تا 250 کیلومتر، ناوه (Trough) حاشیه‌ای و کراتونی سپر عربستان است که در مزوزویک و سنوزویک در حال نشست پیوسته بوده و ترادف‌های ستبر رسوبی در آن انباشته می‌شده است. در گستره زاگرس چین‌خورده، سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، رخساره گندوانایی و مشابه با دیگر نواحی ایران دارند. ولی، توالی‌های مزوزویک و سنوزویک آن، با رسوب‌های همزمان دیگر نواحی ایران، رخساره‌های سنگی و حتی زیستی متفاوتی دارند و بیشتر معرف رخساره‌های جنوب تتیس جوان است. این نکته نشان می‌دهد که از تریاس میانی به بعد، شرایط رسوبی حاکم بر زاگرس چین‌خورده، نسبت به دیگر مناطق ایران، تفاوت داشته است.

در زاگرس چین‌خورده، رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده و حفاری‌های نفتی نیز تاکنون به پی‌سنگ نرسیده است. با توجه به بررسی‌های ژئوفیزیکی، باور بر این است که پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس ادامه شمال - شمال خاوری سپر نوبی - عربی (Arabian - Nubian Shield) است که از شمال خاور آفریقا تا عربستان و حتی در زیر حوضه زاگرس

ادامه دارد. پوشش رسوبي روي پي‌سنگ، با مجموعه‌اي از سنگ نمك، انديريت، سنگ‌آهك، دولوميت سنگ‌هاي آذرين (مجموعه هُرمز) آغاز مي‌شود كه تغييرات سني آن از پركامبرين پسين تا كامبرين ميانى است و بخشي از آنها به صورت حدود 115 گنبد نمكي، از زمان ژوراسيك به بعد به سطح زمين رسيده‌اند.

بين سنگ‌هاي كامبرين (سازند ميلا) و اردويسين (سازند ايلبيك)، نبود چينه‌نگاشتي مهمي وجود ندارد. به نظر مي‌رسد كه يك نبود چينه‌نگاشتي مهم به بزرگي حدود 40 ميليون سال، از اشكوب ترمادوسين از زمان اردويسين تا ميانه سيلورين در رديف پالئوزويك وجود دارد. يك نبود چينه‌شناختي ديگر به بزرگي بيش از 70 ميليون سال، بين اواخر فرازين از دوين، تامي كربنفر تا اشكوب ساكمارين (Sakmarian) از پرمين مشخص است.

در پرمين پسين تامي زاگرس در زير يك پيشروي گسترده قرار گرفته كه سازند دالان حاصل آن است. سنگ‌هاي ترياس زاگرس چين‌خورده، رخساره كربناتي- تبخيري دارد و شامل دو سازند كنگان (در زير) و دشتك (در بالا) است. رسوبات ژوراسيك تا نئوژن زاگرس چين‌خورده چند هزار متر ضخامت دارند و به طور همشيب بر روي توالي فلات قاره پالئوزويك قرار دارند. در توالي ژوراسيك - نئوژن اين ناحيه هيچگونه دگرشيبى ناحيه‌اي ديده نمي‌شود با اين حال، وجود گودي‌هاي مستقل جدا شده با پشته‌هاي برآمده، و به ويژه حركت‌هاي مشخص زمين‌ساختي، موجب تغييراتي در سنگ رخساره و ضخامت رسوبات گرديده است. چنين تغييراتي به حركت‌هاي خشكي‌زاي پيش از كوهزايي نسبت داده شده است كه گاهي سبب پسروي كامل دريا، نبوده‌هاي رسوبي و حتي پديده لاتريتني شدن گرديده است.

بررسي‌هاي ديرينه جغرافيا نشان مي‌دهد كه زاگرس چين‌خورده در همه جا ويژگي‌هاي زمين‌شناختي يكسان ندارد. با تخليص از كار مطيعي (1374)، زير پهنه‌هاي زير مي‌تواند معرف ويژگي‌هاي بيشتر زاگرس چين‌خورده باشد (شكل 2-3).

«فروافتادگي كركوك» در شمال باخترى لرستان و در خاك عراق است. اطلاعات كافي از آن در دست نيست ولي ويژگي‌هاي فروافتادگي دزفول مي‌تواند با آن همخواني داشته باشد.

«لرستان» بخشي از زاگرس چين‌خورده است كه روند كلي آن همراستا با زون راندگي‌ها است. مرز شمال خاوري آن محدود به مرز جنوبي زون راندگي‌ها و مرز خاوري آن مطابق بر خمش بالا رود و مرز باختر - شمال باخترى آن مطابق بر جنوبي‌ترين تاقديس زاگرس است كه بر نوار مرزي ايران - عراق منطبق است. مهم‌ترين ويژگي‌هاي حاكم بر منطقه لرستان عبارت است از:

* روند شمال باخترى - جنوب خاوري.

* ساختار متشكل از تناوب تاقديس‌هاي بزرگ (مانند كيبركوه و ...) و كوچك.

* فروريختگي‌هاي گرانشي فروريزشي (Gravity Collapse Structures).

* زمين‌لغزه‌هاي بزرگ مانند زمين لغزه سيمره.

* برخورداري از سه خط واره شمالي - جنوبي كه مي‌توانند در ارتباط با گسل‌هاي پي‌سنگ باشند.

* برداشتن تاقديس‌هاي متشكل از گروه بنگستان در جنوب و سازند فليشي اميران و سازند گرو (Garu Formation) در شمال.

«پهنه ايزه» بخشي از زاگرس چين‌خورده است كه از شمال به مرز جنوبي زون راندگي‌ها، از جنوب با مرز شمال فروافتادگي دزفول، از خاور با گسل كازرون و از باختر به امتداد فرضي گسل عامل خمش بالا رود، محدود مي‌شود. پهناي زون ايزه از 40 كيلومتر در باختر، 115 كيلومتر در شمال بهبهان و 70 كيلومتر در خاور متغير است.

از ویژگی‌های این زون در بر داشتن گسل ایذه است که نوعی گسل عرضی، امتداد لغز راستگرد، همسان گسل کازرون، است که در اثر آن زون ایذه به دو بخش شمال باختری و جنوب خاوری تقسیم می‌شود. در بخش شمال باختری هسته تاقدیس‌ها از سازندهای گروه بنگستان (کرتاسه) تشکیل شده و بدون تله‌های نفتی است ولی در بخش جنوب خاوری، سنگ‌آهک‌های آسماری (الیگوسن- میوسن) سازنده هسته تاقدیس‌هاست که بالآمدگی و فرسایش کمتری را نشان می‌دهد. داشتن میدان‌های نفتی و گازی از ویژگی‌های بارز بخش جنوب خاوری ایذه است.

«فروافتادگی دزفول (Embayment Dezful)» بخشی از پیش‌گودال (Fore Deep) زاگرس و دارای ویژگی‌های زیر است:

* یک پدیده ساختاری است که در جنوب باختری زون راندگی‌ها قرار دارد.

* بیشتر میدان‌های نفتی ایران را در بر دارد.

* بخشی از زاگرس چین‌خورده است که در آن سازند آسماری رخنمون ندارد.

* میان سه پدیده مهم ساختمانی: زون خمشی بالا رود (چپگرد)، زون خمشی جبهه کوهستانی، زون خمشی – گسلی کازرون (راستگرد) جای دارد.

* در فروافتادگی دزفول چند ساختمان مورب نسبت به روند کلی زاگرس وجود دارد که عبارتند از: سه برجستگی ساختمانی (Salient)، با روند شمالی – جنوبی، به نام‌های بلندی هفتگل، بلندی هندیجان و قوس خارك میش، کنترل شده به وسیله گسل‌های نرمال قطعه‌ای ژرف پی‌سنگ،

دو خطواره خاوری – باختری، در شمال فروافتادگی دزفول،

یک خطواره در شمال کازرون که قطعه جنوبی آن 2500 متر پایین افتادگی دارد،

ساختار کلی فروافتادگی دزفول و مرزهای آن (خمش بالارود، خمش جبهه کوهستانی، زون گسلی کازرون) و همچنین روندهای شمالی – جنوبی و خاوری – باختری آن، ممکن است در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگ باشند. کهن‌ترین شاهد حرکتی این ساختارهای خطی، متعلق به کرتاسه بالا است. ولی، ساختارهای پیرامون فروافتادگی دزفول و خطواره‌های درون آن، به احتمال در ژوراسیک و تریاس و حتی شاید پیش از آن فعال بوده‌اند. این ساختمان‌های خطی، تا الیگوسن یا میوسن میانی همچنان پویا بوده‌اند.

* فروافتادگی دزفول بین 3000 تا 6000 متر پایین افتادگی دارد، ولی نسبت به مناطق همجوار، از نظر زمین‌ساختی پایدارتر و چین‌خوردگی کمتری دارد.

* در شکل‌گیری این فروافتادگی عملکرد توأم خطواره قطر – کازرون (راستگرد) و خطواره بالارود (چپگرد) نقش اساسی داشته‌اند.

* زمان فروافتادگی پس از آکیتانین (آدامز و بورژوا، 1969)، بوردیگالین (مطیعی، 1374) و کرتاسه پیشین (قلاوه، 1375) دانسته شده است. تأیید یکی از این نظرها دشوار است.

«پهنه فارس» از نگاه جغرافیایی، پهنه فارس به دو بخش فارس داخلی (Interior Fars) و فارس بیرونی (External Fars) تقسیم می‌شود. فارس بیرونی به دو زیر پهنه کوچک‌تر به نام فارس ساحلی (Coastal Fars) و فارس به تقریب ساحلی (Sub-coastal Fars) تقسیم می‌شود. بسیاری از زمین‌شناسان، فارس را گستره واقع در میان دو گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور می‌دانند. ولی، مطیعی (1374)، ویژگی‌های زمین‌شناسی بخش خاوری فارس را متفاوت می‌داند و به آن پس خشکی بندرعباس نام داده است (شکل 3-2) بدین‌سان مرز باختری پهنه فارس با زون گسلی کازرون بسته می‌شود و مرز خاوری آن خطی فرضی است که از حوالی بندر نخلو آغاز و نزدیک کوه فینو، شمال بندرعباس،

تا راندگی اصلی زاگرس ادامه می‌یابد. مرز شمالی فارس، زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن، خط ساحلی خلیج فارس است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنه فارس عبارت است از:

* داشتن شرایط سکویی، به دلیل تداوم پی‌سنگ عربستان که از قطر به فارس می‌رسد و از آن به نام « بلندی گاویندی» یاد می‌شود.

* تاقدیس‌ها جهت‌یافتگی گوناگون، E-W، NW-SE و حتی NE-SW، دارند. تغییر روند ساختارها نتیجه عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بُردار حرکت صفحه عربی نسبت به صفحه ایران است.

* فارس از نواحی گازخیز و مشهور دنیا است.

* کومبای (1977)، بر این باور است که کمان فارس، به درازای 750 کیلومتر، فرجام سازوکار دو گسل میناب (در خاور) و کازرون (در باختر) است، به گونه‌ای که قشر رسوبی روبی بر روی قطعات متحرک پی‌سنگ شناور است. * الگوی چین‌خوردگی پهنه فارس بیشتر از نوع هم‌مرکز است که سطوح جدایش زیرین آن در نمک‌های هرمز و سطوح جدایش فرعی و درون سازندگی آن در سازندهای تبخیری دشتک، شیل پابده و گورپی هستند.

« پس‌خشکی بندرعباس » محدوده‌ای از پایانه جنوب خاوری زاگرس است که مرز خاوری آن گسل میناب و مرز جنوبی آن جبهه چین‌های زاگرس است که از درون خلیج فارس می‌گذرد. مرز شمالی آن مطابق بر گسل رازک (برزگر، 1360) و یا خطواره نخلیو - فینو است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پس‌خشکی بندرعباس عبارتند از:

* بیشتر تاقدیس‌ها از سنگ نهشته‌های گروه فارس تشکیل شده‌اند.

* ضخامت سنگ نهشته‌ها به مراتب بیشتر از ناحیه فارس، و از این نظر شبیه فروافتادگی دزفول است.

* تاقدیس‌ها در سه جهت آرایش یافته‌اند. دسته نخست، موازی روند عمومی زاگرس (SW-NE) است، مانند تاقدیس‌های گهگم و فراقون. دسته دوم، روند شمالی - جنوبی دارند مانند تاقدیس میناب، دسته سوم، روند خاوری - باختری تا شمال خاوری - جنوب باختری دارند که در تضاد با امتداد کلی تاقدیس‌های زاگرس هستند و شکل‌گیری آنها به کنترل گسل‌های پی‌سنگ نسبت داده شده است.

* وجود سازند گچساران، چشمه‌های نفتی، گچ ترش و چشمه‌های آبگرم گوگردی از ویژگی‌های پس‌خشکی بندرعباس و نشانگر میدان‌های احتمالی نفت در این ناحیه است.

«دشت آبادان» زون ساختاری واقع در انتهای جنوب باختری زاگرس است. مرز شمالی و شمال خاوری آن محدود به جبهه چین‌های زاگرس (لبه جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد، آب‌تیمور، منصوری) است و پس از عبور از جنوب میدان رگسفید وارد خلیج فارس می‌شود. مرز جنوبی دشت آبادان، خلیج فارس و عربستان است (شکل 2-3). دشت آبادان بخشی از جلگه میانرودان (بین‌النهرین) است که از نظر زمین‌شناختی پایانه شمالی سکوی عربی به شمار می‌آید. به دلیل پوشش‌های آبرفتی جوان، دانسته‌های زمین‌شناختی، به نتایج حاصل از حفاری‌های نفتی و مطالعات ژئوفیزیکی محدود است. این داده‌ها نشان می‌دهند که در زیر رسوبات پوششی، نهشته‌های دوران‌های اول و دوم، به طور ملایم و در روندی شمالی - جنوبی (روند عربی) چین‌خورده‌اند و به ظاهر گذر از رخساره‌های تخریبی و کم ضخامت دشت آبادان به رخساره‌های دریایی و ستبر زاگرس چین‌خورده تدریجی است. به همین دلیل، افتخارنژاد (1359) نواحی دشت گونه خوزستان را بخشی از زاگرس چین‌خورده می‌داند. ولی برخلاف زاگرس، دشت آبادان توان لرزمخیزی بسیار پایینی دارد به همین رو، حقی‌پور (1358) وجود یک شکستگی بزرگ و پوشیده را، با جهت NW-SE در حد فاصل زاگرس چین‌خورده و دشت محتمل می‌داند. تمرکز تقریبی کانون زمین‌لرزه‌ها در فصل مشترک تقریبی این دو زیر پهنه، تأییدی بر این نظر است. دشت آبادان دارای ویژگی‌های زیر است:

* لرزمخیز نیست.

* تاقدیس‌ها اثر سطحی ندارند.

* روند ساختارها N - S است که با روند SE - NW متداول در زاگرس در تضاد است.

* روند N - S دشت آبادان قابل تعمیم به ساختارهای جنوب عراق، کویت، شمال خلیج فارس و شمال خاوری عربستان است.

* این تاقدیس‌ها از منشأ فشارشی نیستند و زایش آنها در ارتباط با گسل‌های پی سنگ است.

زمین‌ساخت زاگرس

الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یکسان و همانند نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که از شمال خاور به جنوب باختر پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشارشی واکنش متفاوتی داشته‌اند به گونه‌ای که از نظر ساختاری، می‌توان زیر پهنه‌های زیر را در زاگرس شناسایی کرد.

1- زیر پهنه راندگی‌ها: شواهدی از دو فاز چین‌خوردگی در این زیرپهنه وجود دارد (فالکن، 1974). فاز نخست در اواخر کرتاسه و فاز دوم از اواخر میوسن تا امروز، که شدت آن در پلیوسن بیشترین مقدار بوده است. این دو فاز چین‌خوردگی، پیاپی، چین‌هایی با دامنه بیش از 5 هزار متر و طول موج بیش از 8 هزار متر را ایجاد کرده‌اند (مطیعی، 1374). این چین‌ها روند NW - SE دارند و سطح محوری آنها مورب و شیب صفحه‌ها به سوی NE است. این چین‌ها که به طور معمول از انواع بسته هستند، نسبت به چین‌های پیشین و پسین، از طریق روراندگی‌ها مرتبط می‌شوند و جهت راندگی آنها به سوی جنوب باختری است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیشتر روراندگی و گاه نرمال اند. شیب گسل‌های راندگی به سوی NE است. ریخت‌شناسی برجسته و همچنین افزایش ستبرای پوسته قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌هاست.

2- زیر پهنه چین‌خورده، شامل نواحی جایی گرفته میان راندگی گذر کرده از جنوب اشترانکوه - زردکوه - دهنگان - سبزو تا لبه جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد - آب تیمور - منصوری است که به نام‌های کمر بند چین‌خورده (اشتوکلین، 1968)، زون ساده چین‌خورده (فالکن، 1974) و کمر بند چین‌خورده کوهستانی (Mountain Folded Belt) (فاور، 1975) از آن یاد می‌شود. داده‌های موجود نشانگر آن است که چین‌خوردگی این بخش از زاگرس به لحاظ تأثیر گسل‌های پی‌سنگی، حضور گنبد‌های نمکی، راندگی‌های پنهان، فروافتادگی‌ها و خمش‌ها چندان ساده نیست، به گونه‌ای که نام زاگرس چین‌خورده و گسلیده بهتر است.

در این زیر پهنه، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، به صورت تاقدیس‌ها و ناودیس‌های کشیده، در راستای NW - SE است که صفحه‌های محوری آنها مارپیچ مانند تاب‌خورده و به چین‌ها سیمای زیگموبیدال باز داده است. اگرچه روند عمومی ساختارها، NW - SE هستند و روند زاگرس دارند ولی، رسوب‌های شکل‌پذیر میوسن، عملکرد گسل‌های پی‌سنگ، تغییر جهت بُردار حرکتی صفحه عربستان نسبت به ورق ایران و سرانجام حرکت گنبد‌های نمکی، تغییراتی را در سیستم و روند کلی چین‌ها به وجود آورده‌اند. بیشترین دگرشکلی‌های محلی در مجاورت گنبد‌های نمکی، به ویژه در کنار دو گسل کازرون و میناب، دیده می‌شود که حرکت‌های راستگرد آنها منجر به تشدید حرکت چرخشی و خمیدگی ساختاری در روند چین‌ها شده است. بسیاری از زمین‌شناسان، تغییر روند و خمیدگی محور چین‌ها را ناشی از عملکرد دو فاز دگرشکلی پی در پی و جداگانه می‌دانند:

* فاز نخست، مرحله فشردگی و ایجاد روندهای NW - SE،

* فاز دوم، مرحله تغییر شکل بُرشی راستگرد مربوط به گسل‌های امتداد لغز که منجر به شکل‌گیری روندهای خاوری – باختری شده است، در حالی که خمیدگی‌ها می‌توانند فرجام سازوکار دگرشکلی پیوسته باشند.

در باره سازوکار و زمان چین‌خوردگی، نظرها یکسان نیست. اشتوکلین (1968)، هیتز و مک کوپیلن (1974)، شرمین (1976) بر این باورند که حرکات اصلی مربوط به چین‌خوردگی زاگرس در اواخر میوسن پایانی و یا پلیوسن آغازین، یعنی مدت‌ها پس از یکی شدن مجدد لبه ورق‌های زاگرس و ایران مرکزی صورت گرفته است، ولی شواهد ساختاری و چین‌نگاری گویای آن است که چین‌خوردگی زاگرس، از کرتاسه پسین آغاز شده ولی در زمان پلیوسن به بیشترین اندازه خود رسیده است، که فرجام آن کاهش پهنای اولیه زاگرس به اندازه 20 درصد است. (4 درصد در فروافتادگی دزفول و 16 درصد یا کمی بیشتر در زاگرس چین‌خورده، جمالی، 1370).

گفتنی است که به دلیل تداوم حرکت پوسته قاره‌ای عربستان چین‌خوردگی زاگرس ادامه دارد. جابه‌جایی افقی امروزی در حدود 3/5 تا 4/8 سانتیمتر و حرکات‌های قائم بیش از دو میلیمتر در سال برآورد می‌شود. چین‌ها از نظر نوع، بیشتر از نوع دکولمان یا جدایشی ((Decollement هستند، پیدایش و توسعه آنها نتیجه حرکات متناوب بین پی‌سنگ و پوشش سنگی رویی است. گفتنی است که بیشتر چین‌ها، به دلیل داشتن شیب بیشتر در پهلوی جنوب باختری، نامتقارن‌اند. در ضمن، از شمال خاور به جنوب باختر، ضمن کاهش شدت چین‌خوردگی، چین‌ها جوان‌ترند.

دو عامل می‌توانند در چین‌خوردگی نقش داشته باشند (شرمین، 1976) یکی تنش‌های وارده از سوی ایران مرکزی و دیگری حرکت پی‌سنگ به سوی شمال خاوری و پایداری ورق ایران مرکزی. از آنجا که نظریه دوم قابل قبول‌تر است، شرمین نتیجه گرفته است که جدا از فرورانش کرتاسه پسین، باید فرورانش دیگری، هرچند نه به ژرفای اولی، در زمان پلیوسن روی داده باشد. سه مورد زیر گواه این نظر هستند.

* حضور آتشفشان‌های جوان در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان. روی داده‌های آتشفشانی مربوط به پدیده فرورانش کرتاسه پسین، به ظاهر در ائوسن پایانی خاتمه یافته‌اند. بنابراین آتشفشان‌های کنونی، پس از یک وقفه 35 میلیون ساله شکل گرفته‌اند. این وقفه زمانی، طولانی‌تر از آن است که تصور شود تکاپوهای آتشفشانی جوان نتیجه باقیمانده گرمایی ترشیری آغازی هستند.

* ریخت‌شناسی کنونی خلیج فارس. در بُرش‌های عرضی، خلیج فارس نامتقارن است. به سخن دیگر، با دور شدن از ساحل عربستان شیب به تدریج زیاده‌تر می‌شود، به گونه‌ای که در پایانه شمالی، خلیج فارس ضمن داشتن بیشترین ژرفا، به سوی شمال باختر و به زیر رسوبات آبرفتی ستبر بین‌النهرین فرو می‌رود. فرونشینی در امتداد محور خلیج فارس – بین‌النهرین چند بار تکرار شده، ولی آخرین بار آن همزمان با چین‌خوردگی و فراخاست نهایی زاگرس بوده است.

* بالا بودن توان لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس. زاگرس چین‌خورده، توان لرزه‌خیزی بالایی دارد. ولی، داده‌های موجود در باره ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها، وجود یک زون بنیوف را در این ناحیه تأیید نمی‌کنند. 3- زیر پهنه به تقریب چین‌خورده، الگوی ساختاری دشت آبادان، به عنوان پایانه شمال خاوری لبه سکوی عربستان، در مقایسه با زاگرس چین‌خورده، چهار تفاوت عمده دارد.

* ردیف‌های رسوبی، ضمن داشتن رخساره آواری، چین‌خوردگی موجی و پهلوهایی بسیار ملایم و باز دارند.

* روند ساختارها، شمالی – جنوبی (روند عربی) و متفاوت از زاگرس است.

* ساختارها منشأ فشارشی ندارند و شکل‌گیری آنها مربوط به عملکرد گسل‌های پی‌سنگ است.

* ساختارها رخنمون سطحی ندارند.

لرزه زمین‌ساخت زاگرس

از نظر نو زمین‌ساختی، زاگرس چین‌خورده، در اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران، در راستای شمال خاوری – جنوب باختری فشرده می‌شود. به همین دلیل، در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگر شکلی، ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای، قرار دارد. دگرشکلی‌ها هم‌استای ساختارها و شکستگی‌های آلی، (NW-SE)، و پیش از آلی، (N-S)، هستند. از این رو، عملکرد مشترک این دو، بر روی هم، باعث برآیند نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود.

عموم بزرگی کمتر از 7 دارند و به ندرت بزرگی زمین‌لرزه‌ها از آن بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگر چه ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود 60 کیلومتر می‌رسد، ولی بیشتر آنها در ژرفای حدود 30 کیلومتر متمرکزند. به گونه‌ای که مجموعه کانون‌های زمین‌لرزه به تقریب در درون منشوری به درازای حدود 1500 و پهنای حدود 150 و ژرفای 60 کیلومتر، (شکل 4-2) روند شمال باختری – جنوب خاوری، قرار دارند. شیب صفحه زیرین منشور حدود 10 تا 20 درجه به سوی شمال خاور است. بدین‌سان دیده می‌شود که، بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ داده و زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر و مربوط به زیر پوسته قاره‌ای به تقریب وجود ندارند.

پراکندگی جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای است که گاهی بر روی شکستگی‌های شناخته شده آلی و یا شکستگی‌های کهن باز پویا قرار می‌گیرند. ولی بسیاری از زمین‌لرزه‌ها را نمی‌توان به شکستگی‌های شناخته شده و یا روند گسل‌های سطحی ربط داد. و لذا، باید پذیرفت که رابطه میان زمین‌لرزه و زمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده بسیار پیچیده است که این موضوع می‌تواند نتیجه کمبود اطلاعات زمین‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی باشد. در باره بالا بودن توان لرزه‌خیزی زاگرس می‌توان به چهار مورد زیر اشاره کرد.

* فالکن (1969)، با توجه به گسترش گنبد‌های نمکی و عدم تطابق کانون زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های مشخص، گنبد‌های نمکی و حرکت آنها را در زمین‌لرزه‌های زاگرس مؤثر می‌داند.

* تنش‌های فشارشی وارد بر زاگرس، بر پی‌سنگ ناحیه اثرگذار است. همین تنش‌ها موجب دگرشکلی ورق عربستان و فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌شود. فراوانی نسبی زمین‌لرزه‌ها در ناحیه بندرعباس – لار، که نتیجه فشارهای اضافی وارده از بخش خاوری ورق عربستان است می‌تواند دلیلی بر این نظر باشد.

* فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌تواند مدیون حرکت گسل‌های شمالی – جنوبی پرکامبرین باشند. ولی، این‌گونه گسل‌ها به طور عموم، در سطح، دارای حرکت‌های نرمال و یا امتداد لغزند در حالی که سازو کار زمین‌لرزه‌های ژرف زاگرس، گویای حرکت‌هایی از نوع رورانده است.

* رها شدن بُرش‌های (Slabs) باقی‌مانده از پوسته اقیانوسی به درون گوشته. شواهد روی زمین نشان می‌دهند که فروانش احتمالی پوسته اقیانوسی در شمال خاوری خطراندگی انجام گرفته و لذا، این نظر نمی‌تواند دلیلی بر توان لرزه‌خیزی امروز زاگرس باشد.

گفتنی است که بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بدون گسلش سطحی هستند. این امر می‌تواند به دلیل وجود لایه‌های نمکی سری هرمز در مرز پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی باشد که ضمن تعدیل انرژی‌ها از رسیدن همه آنها به سطح زمین جلوگیری می‌کند. افزون بر این، وجود رسوبات گچی – انیدریتی وابسته به سازندهای دالان (پرمین)، دشتک و کنگان (تریاس)، هیت و گوتنیا (ژوراسیک بالا)، به ویژه سازند تبخیری گچساران (میوسن)، از عوامل مؤثر در کاهش انرژی

و جلوگیری از گسلش سطحی هستند. بنابراین، برای داشتن گسلش سطحی به یکی از دو عامل، زمین‌لرزه‌های کم ژرفا و یا زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از 7 نیاز است (بربریان، 1976).

اگرچه همه پهنه زاگرس چین‌خورده، در یک رژیم لرزه زمین‌ساختی پیوسته قرار دارد، ولی مطالعه پراکندگی کانون زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز کانون‌ها در همه جا یکسان نیست و در بعضی نواحی، ویژگی لرزه‌زمین‌ساختی از اهمیت بیشتری برخوردار است. به باور بربریان (1976)، پهنه‌ها و یا نواحی لرزمخیز زیر را می‌توان در زاگرس چین‌خورده شناسایی کرد.

«زون لرزمخیز بندرعباس – جیرفت» این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و تا نزدیکی جیرفت، در ایران مرکزی، ادامه می‌یابد. در این ناحیه زمین‌لرزه‌ها از نوع متوسط تا ژرفاند (34 تا 150 کیلومتر) و بزرگی آنها از 3/5 تا 7 در تغییر است. نیاز به یادآوری است که این روند با هیچ یک از خطواره‌های سطحی همپوشانی ندارد، ولی ممکن است نشانگر بلندی عمان (Oman High) باشد.

«زون لرزمخیز گهگم – حاجی‌آباد» این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و پس از گذر از زاگرس چین‌خورده و زاگرس رورانده در ناحیه حاجی‌آباد به راندگی اصلی زاگرس می‌رسد. ژرفای زمین‌لرزه‌های این زون از نوع متوسط (34 تا 100 کیلومتر) و بزرگی آنها از 3/5 تا 6 است. این زون لرزمخیز با هیچ یک از گسل‌های سطحی شناخته شده منطبق نیست.

در «شمال خاوری داراب و یا جنوب خاوری نیریز» کانون‌هایی پراکنده در راندگی اصلی زاگرس وجود دارند، ولی از این ناحیه تا شمال خط کازرون، در زاگرس مرتفع، در فاصله سال‌های 1900 تا 1976 هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای ثبت نشده و لذا این ناحیه را زون نبود لرزه‌ای نیریز نامیده‌اند.

در «جنوب خاوری گسل کازرون» چندین زون لرزمخیز وجود دارند که عمده‌ترین آنها عبارتند از: لار، بستک، قیر و طاهری.

در «شمال خاوری گسل کازرون» زون‌های لرزمخیز عمده عبارتند از میشان، گچساران، دزفول.

«زون لرزمخیز صحنه – کنگاور» در محل به هم پیوستن زاگرس رورانده و پهنه سندانج – سیرجان و در بخش شمال باختری زاگرس قرار دارد. در این زون که از پهنه رورانده تا ایران مرکزی ادامه دارد، زمین‌لرزه‌ها بزرگ و ویرانگر بوده‌اند.

توان اقتصادی زاگرس

وجود میدان‌های عظیم گاز و نفت سبب شده است تا زاگرس یکی از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی جهان باشد (شکل 5-2) جدول زیر نشانگر نام میدان و سنگ مخزن ذخایر نفتی زاگرس است (افشارحرب، 1380).

میدان‌های گازی زاگرس را می‌توان به دو واحد بزرگ «گروه دهرم» و «جوان‌تر از دهرم» تقسیم کرد. میدان‌های گازی گروه دهرم (سازندهای فراقون، دالان، کنگان)، بیشتر از نوع میدان‌های بسیار عظیم و عظیم‌اند که از آن جمله می‌توان به ذخایر پارس جنوبی، پارس شمالی، کنگان، نار، آغار، دالان، وراوی اشاره کرد. مهم‌ترین میدان‌های گازی جوان‌تر از دهرم عبارتند از: میدان‌های تنگ بیجار در سازند سروک، سرخون در سازند جهرم و عضو گوری، گورزین در سازند آسماری، سلخ در سازندهای سروک و فهلیان، گشوی جنوبی در سازندهای سروک، پایده و آسماری، سوو در سازندهای گدوان و داریان.

جدا از میدان‌های عظیم نفت و گاز، بخشی از توان اقتصادی زاگرس از نوع انباشته‌های فلزی و یا غیرفلزی است که عمده‌ترین آنها عبارتند از:

«سرب و روی» در سنگ‌های رسوبی پرمین – تریاس کوه سورمه واقع در جنوب فیروزآباد فارس.
«فسفات» در سازند پابده به سن پالئوژن که در مناطق وسیعی از لرستان، خوزستان، فارس و بوشهر گزارش شده است.

«کرومیت و منگنز» در افیولیت‌های کرتاسه بالایی ناحیه نیریز.
«سنگ‌آهن و خاک سُرَخ»، به ویژه در محور بندرعباس – سیرجان که به صورت توده‌های پگماتیتی در پیکره‌های منیتیت، هماتیت و لیمونیت در حفاصل سنگ‌آهک‌های سازند آسماری تشکیل شده است. «مس» در ناحیه هفت‌چشمه دویلان.

«آلومینیوم» در ردیف‌های کرتاسه بالا به ویژه بین دو سازند سروک و ایلام. اگر چه عیار ممکن است تا 40% برسد ولی بالا بودن سیلیس و ترکیب کانی‌شناختی ذخایر که از نوع دیاسپور است، فرآوری این انباشته‌ها را غیر اقتصادی می‌نماید.

«سلستیت» در رسوب میوسن مانند کانسار لیک در شمال باختر بهبهان که در روی سنگ‌آهک‌های آسماری است. گاهی نیز در انباشته‌های تبخیری سازند گچساران لایه‌هایی از سولفات استرانسیوم گزارش شده است.
«آزبست» در گنبد‌های نمکی حاجی‌آباد که از نوع آمفیبول قلیایی (منگنز و ریه‌بکیت) غیر اقتصادی است.
«خالفنسوز» در ردیف‌های پرمو – تریاس دویلان. جدا از موارد گفته شده در گنبد‌های نمکی مجموعه هرمز انباشته‌هایی از «خاک سُرَخ»، «سنگ نمک»، اورانیوم، پتاس سنگی وجود دارد. در گنبد نمکی پهل ذخیره پتاس سنگی برآورد شده حدود 4 میلیون تن است که عیار آن گاهی تا حدود 90% کلرور پتاسیم می‌رسد.

فعالیت ماگمایی زاگرس چین‌خورده

به جز سنگ‌های ماگمایی موجود در گنبد‌های نمکی هیچ‌گونه تکاپوی آتشفشانی در پهنه زاگرس دیده نمی‌شود. در پایان پرکامبرین، به لحاظ کاری شدن گسل‌های ژرف، دیابیرهای داغ بالایی گوشته، موجب تشکیل ماگمای بازالتی شده و پس از آن به علت گداز بخشی پوسته قاره‌ای، ماگمای اسیدی به وجود آمده است که هر دو ماگما به هنگام شکل‌گیری رسوب‌های تبخیری، آواری، کربناتی سری هرمز به درون حوضه رسوبی نفوذ کرده و به صورت گدازه‌های بازالتی و گاه بالشی و یا ریولیت و توف اسیدی، سرد شده‌اند.

سبزه‌نی (1356) بر این باور است که ماگمای بازیک برآمده از گوشته بالایی، موجب گداز بخشی از پوسته شده و ماگمای اسیدی را به پدید آورده است. از آنجا که رویدادهای پس از تشکیل، به ویژه دگرگونی ایستا و گرمایی موجب تغییرهایی شده است، بنابراین شناسایی نوع ماگمای اولیه دشوار است. سنگ‌های بازیک یافت شده در گنبد‌های نمکی کم و بیش از خانواده قلیایی هستند، تنها یک نمونه در دسته نیمه قلیایی (Subalkaline) جای گرفته است. سنگ‌های اسیدی به صورت توده‌های نفوذی ژرف (گرانیت‌ها) یا سیل‌های نیمه ژرف، گنبد‌های ریولیتی و یا گدازه‌های سطحی هستند.

ایران میانی

مقدمه

به بخش گسترده‌ای از ایران که میان دو زمیندرز تتیس کهن، (در شمال)، و تتیس جوان (در جنوب) قرار دارند می‌توان « ایران میانی » نام داد. برخلاف زمیندرز تتیس کهن، درباره محل زمیندرز تتیس جوان اتفاق نظر وجود ندارد. فرهودی (1978) و علوی (1994) محل زمیندرز تتیس جوان را منطبق بر مرز جنوب باختری کمان ماگمایی ارومیه – بزمان می‌دانند. اشتوکلین (1968)، و گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، راندگی اصلی زاگرس را به عنوان زمیندرز تتیس جوان پذیرفته‌اند. با توجه به پرسش‌آمیز بودن مسئله فرورانش ورق زاگرس به زیر ورق ایران (کشفی 1976، عمیدی و امامی، 1984، سبزمئی، 1364)، در این نوشتار هم راندگی اصلی زاگرس، مرز میان دو ورق زاگرس (ایران جنوبی) و ورق ایران (ایران میانی) پذیرفته شده است.

همسانی کامل سنگ‌های پرکامبرین – پالئوزویک ایران میانی با ایران جنوبی (زاگرس – عربستان)، همسانی رویدادهای زمین‌ساختی، و همچنین وجود داده‌های دیرینه مغناطیسی، نشانگر آن است که ایران میانی و جنوبی از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی سکویی یگانه بوده‌اند (لاپارانت، 1972 و اشتوکلین، 1977)، ولی، از اواخر پالئوزویک، در پی تکوین حرکات زمین‌ساختی سیمین پیشین، این دو صفحه از یکدیگر جدا شده و در حالی که در زاگرس رسوب‌گذاری به آرامی و به تقریب پیوسته ادامه داشته، ایران میانی منطقه‌ای پرتکاپو را در شمال راندگی اصلی زاگرس تشکیل می‌داده است. ایران میانی پس از جدایش، با سرعتی بیش از صفحه زاگرس به سوی شمال خاوری حرکت کرده و پس از برخورد با ابرقاره اوراسیا و بستن اقیانوس تتیس کهن، بخشی از صفحه اوراسیا شده است. در اواخر پالئوزویک و در طی مزوزویک، ایران میانی زیر رژیم‌های کششی بوده ولی، از کرتاسه پسین به دنبال سرانجام گرفتن و بسته شدن تتیس جوان، ایران میانی میان دو کمربند زاگرس و کپهداغ به تله افتاده و از آن زمان به بعد، زیر رژیم فشارشی، با راستای تنش N20E قرار گرفته است (بربریان، 1983). ایران میانی سرزمینی یکپارچه و همگن نیست، بلکه در نتیجه عملکرد گسل‌ها به صورت قطعاتی جدا با ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت است (شکل 2-1). در هر حال، دو ویژگی عمده در این پهنه حاکم است یکی چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم شدید مزوزویک، و دوم، تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزویک. همین دو ویژگی است که صفحه ایران میانی را از صفحه زاگرس متمایز می‌سازد. گفتنی است که به ظاهر، بخش‌هایی از ایران میانی، مانند خردقاره ایران مرکزی، بلوک لوت و بلوک بوکان در اثر تحولات زمین‌ساختی، پایدار شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی ایران میانی

از نگاه زمین‌ساخت صفحه‌ای، ایران میانی بخشی از ابرورقی است که تا فراسوی مرزهای خاوری و باختری ایران ادامه دارد. به سوی شمال باختری گستره‌های وسیعی از ترکیه، به ویژه پهنه‌های آناتولی و تورید، به این صفحه تعلق دارند. ادامه خاوری صفحه ایران را می‌توان تا جنوب کوه‌های پامیر، هندوکش، قرقوروم و حتی تا سرزمین‌های مرتفع تراهیمالیا (Trans – Himalaya) و تبت دنبال کرد. گسترش زیاد ورق ایران سبب شده تا مطالعات و دیدگاه‌ها در این ورق درخور توجه باشد. شنگور (1373) تمامی ترکیه، به جز باریکه‌ای از بلندی‌های جنوب دریای سیاه، را با صفحه ایران یکسان دانسته و به سبب عملکرد شدید رویداد کوه‌زایی سیمین، از این صفحه به عنوان قاره سیمین (Cimmerian Continent) نام برده است.

در نقشه زمین‌ساخت خاورمیانه، علوی (1991)، برای این ابر صفحه، نام کوچک قاره سیمین (Cimmerian Microcontinent) را برگزیده است (شکل 2-6). حق‌پور (1984) در نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران – افغانستان – پاکستان، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌های پالئوزویک، ایران میانی را به دو بخش تقسیم کرده، که در یکی (سنندج –

سیرجان) سنگ‌های پالئوزویک در حوضه‌های گرابنی و در دومی (ایران مرکزی) توالی‌های رسوبی پالئوزویک ضمن کامل‌تر بودن، بر روی سکوها انباشته شده‌اند.

در نقشه زمین‌ساخت ایران نوگل‌سادات (منتشر نشده)، به نواحی واقع بین دو زمیندرز تتیس کهن و جوان، ایالت ایران مرکزی (Central Iran Province) نام داده و آن را به زیر زون سیستان (Sistan Subzone) زون گذاری (Transitional Zone)، مثلث میانی (Median Triangle)، زیر زون ماگمایی مرکزی (Central Magmatic) و زیر زون دگرگونی مرکزی (Central Metamorphic) تقسیم کرده است (شکل 2-7).

بیان تمام دیدگاه‌ها در خصوص ایران میانی (ورق ایران) نتیجه‌گیری را دشوار می‌سازد. ولی، با تکیه و تلفیق نظرهای چیره، می‌توان بخش ایرانی ورق موردنظر را به زیرپهنه‌های سنندج – سیرجان، البرز، خردقاره ایران مرکزی، بلوک لوت و حوضه فلیشی خاور ایران تقسیم کرد. در یک نگاه کلی واحدهای چینه‌شناختی – ساختاری ایران میانی عبارتست از:

- 1- پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین
- 2- ردیف‌های سکویی پرکامبرین پسین – تریاس میانی
- 3- انباشته‌های زغالدار تریاس پسین – ژوراسیک میانی
- 4- رسوب‌های دریایی ژوراسیک میانی – کرتاسه به همراه تکاپوهای آتشفشانی
- 5- تکاپوهای ماگمایی دریایی و رسوب‌های همزمان با کوهزایی پالئوژن
- 6- تکاپوهای ماگمایی خشکی و رسوب‌های قاره‌ای نئوژن - کواترنر



سنندج – سیرجان

مقدمه

سنندج – سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که در بلا فصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج – سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت میانه بلوک در

سیر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین رو ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکار دارد. تفاوت‌های ویژه این زون سبب شده است تا از گذشته‌های دور مورد توجه و مطالعه زمین‌شناسان باشد.

سری‌هیتات (بیلگریم، 1908)، زون همدان (گرگوری، 1929)، زون ساختاری پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی (فالکن، 1961) سنندج - سیرجان (اشتوکلین، 1968)، زون دگرگونی زاگرس (برو و ریکو، 1971)، اسفندقه - رضاییه (تکین، 1971)، مریوان - منوجان (هوشمندزاده، 1976)، اسفندقه - مریوان (نوگل، 1977)، آلاکوزنوسینکلینال پروتروزوییک - تریاس (سبزه‌ئی، منتشر نشده) نام‌های ناهمسانی است که برای این زون گزیده شده است که از میان آنها، «سنندج - سیرجان» شناخته شده‌تر است و کاربرد بیشتر دارد. درازای زون سنندج - سیرجان حدود 1500 و پهنای آن 150 تا 250 کیلومتر است که از باختر دریاچه ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری - جنوب خاوری تا گسل میناب، در شمال بندر عباس، ادامه می‌یابد. نیاز به یادآوری است که در پهنه مکران باریکه‌ای از پوسته قاره‌ای به نام کمپلکس دورکان وجود دارد که مککال (1985) آن را ادامه خاوری زون سنندج - سیرجان می‌داند. در جهت شمال باختر، گودی درون قاره‌ای سنندج - سیرجان تا جنوب خاوری ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد (اشتوکلین، 1968). برخلاف مرز جنوب باختری، که با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود، ارتباط شمال خاوری سنندج - سیرجان با مناطق دیگر ایران میانی، به دلیل پوشش گسترده سنگ‌های ترشیری و کواترنر، تغییرات جانبی رخساره‌ها و نیز دگرشکلی‌های پیچیده، به خوبی مشخص نیست. فروافتادگی‌های دریاچه ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج - سیرجان با ایران میانی است (اشتوکلین، 1968). راستای مستقیم سنندج - سیرجان در فاصله میان دریاچه ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایانگر سامانه‌ای راستالغز است. در راستای جنوبی این ناحیه، گسل‌های مستقیمی مانندآباد، دهشیر، شهربابک و بافت مشخص‌اند که بعضی از آنها نشانگر جابه‌جایی امتداد لغز راستگرد در رسوبات کواترنری می‌باشند (شیخ‌الاسلامی، 1381).

همخوانی روند ساختاری، یکسانی الگوی ساختاری، چیرگی راندگی‌ها به ویژه پذیرش الگوی استاندارد مناطق کوهزادی در زون‌های برخوردی، سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند فالکن (1961)، برو و ریکو (1971)، هینز و مک‌کویلین (1974)، فرهودی (1978) و علوی (1994)، سنندج - سیرجان را زیر زونی از کوهزاد زاگرس بدانند. ولی، ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌ساختی و به ویژه رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی - دگرگونی سبب شده تا گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، ویژگی‌های سنندج - سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیرزونی از ایران میانی بدانند. با این حال، تفاوت‌هایی مانند پیروی از روند ساختمانی زاگرس، نبود نسبی سنگ‌های آتشفشانی دوره ترشیری، محدودیت گسترش سنگ‌های ترشیری، فراوانی نفوذی‌های گرانیتی - دیوریتی مزوزوییک و سنوزوییک، فراوانی نسبی سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوزوییک (سیلورین - دونین - پرمین)، عملکرد احتمالی رویدادهای زمین‌ساختی پیش از پرمین، و سرانجام دگرگونی به نسبت پیشرفته جنبش‌های سیمین پیشین از ویژگی‌های بارز سنندج - سیرجان است که وابستگی آن را با زون‌های مجاور پرسش‌آمیز و مستقل دانستن آن را پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های بارز سنندج - سیرجان به ویژه فرآیندهای دگرگونی آن در همه جا یکسان نیستند. در نیمه جنوب خاوری این زون پدیده‌های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزایی سیمین پیشین است در حالی که در نیمه شمالی آن رویدادهای سیمین میانی به ویژه کوهزایی لارامید از عوامل پلوتونیسم و دگرگونی هستند. به همین دلیل افتخارنژاد (1359)، زون سنندج - سیرجان را به دو بخش سنندج - همدان و همدان - سیرجان تقسیم می‌کند.

تاریخچه چینه‌نگاری سنج - سیرجان

در زون سنندج - سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیشترین مقدار است. به همین رو، این زون ناآرام‌ترین و به گفته‌ای دیگر پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران است.

درباره پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه، اطلاع روشنی در دست نیست. در پاره‌ای از گزارش‌ها پی‌سنگ، متشکل از آمفیولیت، گنیس و آمفیولیت شایست دانسته شده است.

سبزه‌ئی (1373)، پی‌سنگ پرکامبرین سنندج - سیرجان را با نواحی رودان قیاس کرده و پی‌سنگ را نوعی پوسته اقیانوسی می‌داند. از اواخر پالئوزویک پیشین، این زون به حوضه‌ای در حال نشست تبدیل و با نهشته‌های آواری انباشته شده است. نیروهای کششی مؤثر در فرونشست، موجب ظهور و خروج ماگماهای بازالتی از نوع قلیایی قاره‌ای شده که اوج آن در دونین بالایی است. نبود سنگ‌های کربنفر بالایی نشان می‌دهد که حرکت‌های خشکی‌زای فلات ایران همچنان بر این زون اثرگذار بوده است که بارزترین اثر آن، ایجاد پستی و بلندی است.

ولی، تپله و همکاران (1968) بر این باورند که فاز هرسینین همراه با دگرگونی بوده است. مجموعه پرمین زون سنندج - سیرجان، کم و بیش با ایران مرکزی همانند است، ولی سنگ‌های شیلی پرمین در این پهنه بیشترند و در برخی نقاط مانند حاجی‌آباد، اقلید، گلپایگان و مریوان با دیابازهای قلیایی و بازالت همراه است. به جز موارد نادر، سنگ‌های پرمین را شایست‌های تریاس بالا - ژوراسیک پوشانده‌اند و شواهد موجود گویای این است که در میانه‌های تریاس حوادثی بس مهم روی داده که در نتیجه آن سنگ‌های زون سنندج - سیرجان دچار دگرگونی دیناموترمال شده‌اند که تا رخساره آمفیولیت پیشرفته و در اعماق پایین‌تر به ذوب آناتکتیک رسیده است. از آغاز تریاس پسین تا کرتاسه پسین در فرونشست ژرف سنندج - سیرجان رسوبات آواری و گاه کربناتی، همراه با سنگ‌های ماگمایی انباشته شده است این توالی‌ها، زیر تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته‌اند که حاصل آن پایداری و سخت شدن بخش‌های شمال باختری زون سنندج - سیرجان است به گونه‌ای که در نواحی باختر ارومیه، میاندوآب، بوکان و مهاباد، رسوبات آهکی الیگوسن - میوسن (سازند قم) چین‌خوردگی ملایم و دامنه کوتاه دارند (افتخارنژاد، 1359). به جز چند ناحیه، در زون سنندج - سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری گسترشی چندان ندارند.

از دیدگاه ژئودینامیکی، شیخ‌الاسلامی (1381) نکته‌های زیر را باور دارد (شکل 2-8).

الف) بازشدگی درون قاره‌ای به سن پالئوزویک در حاشیه شمالی گندوانا

ب) جدا شدن ورق ایران از گندوانا در حاشیه جنوبی خود به دنبال بازشدگی تتیس جوان پس از پرمین میانی.

ج) از آغاز تریاس پسین، سنگ‌کره اقیانوسی تتیس جوان در اثر فرورانش در زیر ورق ایران، شروع به از میان رفتن کرده است. از این زمان به بعد، سنندج - سیرجان یک گوه برافزایشی را شکل داده است.

د) بسته شدن تتیس جوان در انتهای مزوزویک. در این زمان حاشیه قدیمی ایران (سنندج - سیرجان) با مجموعه دگرگون همراه با افیولیت‌های تتیسی بر روی حاشیه قدیمی عربی - گندوانایی رانده شده‌اند. با توجه به دیرینه جغرافیایی گفته شده می‌توان پذیرفت که زون سنندج - سیرجان دارای یک زمینه ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتن آغاز شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی پایان یافته و سپس حوضه‌های توریدیتی مزوزویک در تریاس پسین شکل گرفته و در فاز سیمرین میانی و یا لارامید بسته شده است. همه سنگ‌های سنندج - سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی پرکامبرین پسین - تریاس میانی، تریاس بالایی - کرتاسه و مجموعه ترشیری جای داد.

الف) مجموعه دگرگوني پرکامبرين پسين – ترياس مياني

از ديده‌گاه سبزمئي (منتشر نشده)، کهن‌ترين مجموعه سنگي زون سنندج – سيرجان سنگ‌هاي اولترامافيك – گابرويي دگرگوني هستند که به طور عمده سن پرکامبرين دارند. سبزمئي مجموعه پرکامبرين پسين – ترياس مياني را به 6 هم‌تافت (Complex) زير تقسيم مي‌کند:

هم‌تافت (1) زيرترين دگرگوني‌هاي سنندج – سيرجان است که روي افيوليت‌هاي ناحيه جاي دارد. اين هم‌تافت در همه جا ترکيب همسان ندارد. در برخي نقاط، سنگ‌ها از نوع گنيس چشمي، کوارتزيت همراه با مقدار بسيار کمي ميکا شبيست است. مجموعه ياد شده هميشه به يك لايه به نسبت ضخيم کوارتزيت سفيد رنگ پايان مي‌پذيرد. سبزمئي اين کوارتزيت سفيد را هم‌ارز کوارتزيت رأسي (Top Quartzite) کامبرين ايران و گنيس‌هاي ياد شده را حاصل دگرگوني ماسه سنگ‌هاي آرکوزي سازند لالون مي‌داند. گاهي در زير گنيس‌هاي ياد شده، سنگ‌هاي بازيك دگرگونه مانند آمفيوليت و گارنت آمفيوليت وجود دارند. اين آمفيوليت‌ها تغيير رخساره هم‌تافت (1) دانسته شده‌اند. از ديده‌گاه سني، هم‌تافت (1) سن وندين – کامبرين مياني دارد.

هم‌تافت (2) مجموعه روتشون (Rutchun Complex)، در حد فاصل اقليد – باجگان، بر روي هم‌تافت (1)، تناوبي از مرمرهاي دولوميتي، کلسيتي، ميکا شبيست، کوارتزيت، اسليت‌هاي سياه ديده مي‌شوند که در زير مرمرهاي دونين قرار دارند. در اين هم‌تافت فسيلي ديده نشده ولي سبزمئي با استناد به شواهد موجود در ناحيه داوران، اين سنگ‌ها را به کامبرين مياني تا سيلورين زيرين نسبت داده، و آنها را با سازندهاي ميلا، نيور و پادها هم‌ارز مي‌داند.

هم‌تافت (3) مجموعه خبر (Khabr Complex)، به طور کلي از مرمرهاي گوناگون تشکيل شده که گاه حاوي کرينوبيد، بازوپايان، مرجان، بريوزوآ و پالينومورف، دونين‌اند. اين مرمرها به طور کامل دگرشکل‌اند و اغلب به صورت چين‌هاي بُرشي (Shear Folds) تخت و بي ريشه، با يال‌هاي بسيار نزديک به هم ديده مي‌شوند. اين مرمرها با سازندهاي سبزار، بهرام و شيشتو قياس شده‌اند. لامينا سيون‌هاي رسوبي متقاطع (Cross Lamination)، برش‌هاي جرياني رسوبي (Flow Breccia)، چين‌هاي لغزشي (Slump Folds) ساخت‌هايي هستند که رسوبات آشفته آهکي (Turbidite Limestone) را تداعي مي‌کنند. آشفته‌گي رسوب‌ها نشانه نهشت آنها در گودال‌هاي ژرف و کشيده سکوي ايران مرکزي – زاگرس است.

هم‌تافت (4) مجموعه سرگز (Sargaz Complex)، بيشتر از شبيست، فيليت، کوارتزيت و حجم زيادي از شبيست سبز همراه با گدازه‌هاي بالشي تشکيل شده است که در بخش پاييني آنها تناوب‌هاي کربناتي وجود دارد. اين مجموعه، همچنان نوعي رسوب آشفته (Turbidite) حاوي پالينومورف‌هاي فرازين پسين – فامنين پيشين است ولي سن کربنيفر پيشين نيز براي آن محتمل است.

هم‌تافت (5) مجموعه چاه چُغوک (Chah Chughuk Complex)، تناوبي از ماسه‌سنگ، شيل، گدازه‌هاي بالشي، رسوب‌هاي آشفته آهکي، چرت‌هاي نازک لايه و گدازه‌هاي اسيدي زيردريايي، حاوي سنگواره‌هاي کربنيفر پسين تا پرمين پيشين است.

هم‌تافت (6) شامل رديفي از سنگ‌هاي آهکي – دولوميتي با ضخامت به نسبت زياد است و محدوده سني از پرمين پسين تا ترياس مياني دارد. با توجه به ويژگي هم‌تافت‌هاي ششگانه ياد شده، محيط رسوبي و تحولات پرکامبرين پسين – ترياس مياني سنندج – سيرجان را مي‌توان به شرح زير تحليل کرد.

* حوضه سنندج – سيرجان لبه‌هاي گسلي بسيار مشخصي با حوضه‌هاي مجاور دارد.

* مقایسه پالئوزویک سنندج - سیرجان با دیگر نواحی ایران گویای این است که در زون سنندج - سیرجان، سکوی پالئوزویک بر یک بستر شکسته و پرتحرک قرار داشته به طوری که رسوب‌های انباشت شده در لبه سکو، در اثر تکان‌های زمین‌ساختی، پایداری خود را از دست داده و به درون حوضه سرازیر می‌شدند.

* بافت رسوبی کربنات‌های هم‌تافت‌های 2 تا 6 نشان می‌دهد که این کربنات‌ها، آهک‌های اولیه از نوع آلوداپیک (Allodapic) هستند که توسط جریان‌های آشفته (Turbidity Current) رسوب کرده‌اند.

* شیب‌های سیاه و میکا شیب‌های ریزدانه، به همراه سنگ‌های آتشفشانی نشانه‌های ژرفای زیاد حوضه‌اند به گونه‌ای که سنندج - سیرجان به صورت کافتی ژرف، در میانه بلوک بوده است.

* در این کافت ژرف، رژیم گرمایی بالا، و سست کره، به بستر حوضه نزدیک بوده است.

* در نتیجه تکاپوهای ماگمایی و ذوب بخشی، گداخته‌هایی ایجاد شده که خود در میان سنگ‌های بالاتر نفوذ کرده‌اند. این گداخته‌های آتاکتیک، از مواد سیال و فرار، غنی بوده و با نفوذ در سنگ‌ها، موجب دگرسانی و دگرگونی گسترده شده‌اند. (ب) مجموعه تریاس بالایی - کرتاسه

از نگاه سبزه‌ئی، در فاصله‌ای کوتاه میان تریاس پسین - ژوراسیک پیشین، در پهنه سنندج - سیرجان، شرایط سکویی برقرار بوده ولی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزویک چیره شده که در مواردی با فعالیت‌های بسیار گسترده آتشفشانی همراه بوده‌اند. به گفته دیگر در محدوده سنندج - سیرجان تا لبه زاگرس، بخشی بزرگ از دوران مزوزویک گواه بر پیدایش رسوب‌های ژرف، رخساره‌های فلیشی، توربیدیت بوده در حالی که در زون‌های مجاور (زاگرس - ایران مرکزی) شرایط سکویی چیره بوده است. ردیف‌های زمین‌ساختی - چینه‌نگاشتی تریاس بالا - کرتاسه در اثر فاز کوهزایی لارامید دگرگون شده و توده‌های نفوذی (گرانیت الوند همدان، گرانودیوریت سامن و یونس، گرانیت‌های سدیک بروجرود و 000) در درون آنها جای گرفته‌اند.

(ج) مجموعه ترشیری

در زون سنندج - سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری چندان گسترش ندارند. به گفته دیگر، به جز چند فرورفتگی در بیرامون ایران مرکزی و زاگرس شمالی که در آنها رسوب‌های فلیش گونه ائوسن - الیگوسن انباشته می‌شده است، دیگر مناطق سنندج - سیرجان، به صورت فرا بوم ((Horst، بوده‌اند. جدا از انباشته‌های فلیش گونه، بخش ناچیزی از سنگ‌های ترشیری سنندج - سیرجان از نوع آندزیت و آذرآواری‌های وابسته، به سن ائوسن هستند که به ویژه در حوالی سنندج، شمال کرمانشاه و حاجی‌آباد رخنمون دارند. افزون بر فعالیت‌های آذرین بیرونی، در مرز ائوسن - الیگوسن، توده‌های نفوذی بزرگ از نوع گابرو - دیاباز تزریق شده که توده‌های کامیاران، کلاسر، پنجوین و خارسره (خرزهره) از آن شمارند.

دگرگونی سنندج - سیرجان

نا آرامی‌های مکرر و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی، سبب شده تا ردیف‌های پالئوزویک - تریاس و همچنین فلیش توربیدیت‌های مزوزویک، گاهی در مرز رخساره آمفیبولیت دگرگون شوند. در گذشته، بخش درخور توجهی از این دگرگونی‌ها به سن پرکامبرین و پی‌سنگ ناحیه انگاشته می‌شد. ولی، یافته‌های تازه نشانگر آن است که به جز نواحی کوچکی از گلپایگان و سیرجان، در دیگر نواحی، سنگ‌های دگرگونی بیشتر در ارتباط با جنبش‌های کوهزایی جوان‌تر است. در سیرجان و اسفندقه، بخش عمده دگرگونی‌ها، ماسه سنگ‌ها و سنگ‌آهک‌های تبلور یافته و متاگابرو - بازالت، به سن سیلورین - دونین هستند. در ناحیه اقلید، آواری‌های ژوراسیک پایینی - میانی دگرگون

شده و بر روی آنها، ژوراسیک بالایی نادگرگونه نشسته است (هوشمندزاده، 1357). در همدان شیست‌های دگرگونه سن ژوراسیک دارند که در فاز سیمین میانی نخستین رویداد دگرگونی بر آنها تحمیل شده ولی، فرآیندهای دگرگونی همچنان در زمان کرتاسه و حتی در اثر جایگیری توده‌های نفوذی تکرار شده است. و سرانجام، در بخش شمال باختری سنندج – سیرجان، بخش عمده سنگ‌های دگرگونی نواحی سنندج و مهاباد وابسته به کرتاسه‌اند و فرآیند دگرگونی یک پدیده آلیی هم‌ارز رخداد لارامید است.

از نگاه سبزه‌ئی همه دگرگونی‌های سنندج – سیرجان را می‌توان در دو گروه بزرگ زیر جایی داد:

1- سنگ‌های دگرگونی پالئوزویک – اوایل مزوزویک که بیشتر در بخش جنوب خاوری رخنمون دارند.

2- سنگ‌های دگرگونی مزوزویک – اوایل سنوزویک که بیشتر در بخش شمال باختری دیده می‌شوند.

ویژگی یگانه دگرگونی، در هر دو دگرگونی، چند فازی بودن آن است که از روندی ویژه پیروی می‌کند. به گفته دیگر، در هر دو دگرگونی، سنگ‌ها پیش از چین‌خوردگی به گونه‌ای ایستا دگرگون شده‌اند و سپس در روند چین‌خوردگی نیز برگواگی تازه در آنها به وجود آمده که پاراژنز دگرگونی ایستا را تحت تأثیر قرار داده است، اما به رغم شدت تحولات، هنوز پاراژنز اولیه به جا مانده است.

در پی دگرگونی دینامیک، نوعی دگرگونی گرمایی از نوع همبری مشخص است که در نقاطی بر روی دو حادثه پیشین اثر گذاشته است. دگرگونی همبری با تشکیل کانیهایی مشخص می‌شود که پس از شیبستوزیته پدیدار شده‌اند. سبزه‌ئی عامل اصلی این دگرگونی‌ها را نفوذ دیاپیرهای گرم به درون پوسته جامد زمین می‌داند که مهم‌ترین آثار آن عبارت است از:

* شکافتن پوسته و تشکیل کافت،

* ایجاد چین‌خوردگی در رسوبات،

* تأمین حرارت لازم برای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی همبری.

گفتنی است که از دیدگاه سبزه‌ئی، رخدادهای دگرگونی حین کوهزایی و فازهای دگرگونی پس از آن قابل تفسیر با الگوی فروانش نیست. اما علوی (1994)، دگرگونی و حتی پلوتونیسم تریاس میانی – پسین را مربوط به فاز کششی حاصل از تشکیل تئیس جوان می‌داند بی‌آن که دلیلی ارائه دهد.

زمین‌ساخت سنندج – سیرجان

اگرچه مُحَجَل و سهندی (1378)، الگوی ساختاری سنندج – سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم راستا درمقیاس کیلومتری می‌داند، ولی علوی (1994)، زمین‌ساخت سنندج – سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس (Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی (Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می‌داند که در اثر آن، ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزویک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه‌های ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند. شواهد چین‌نگاشتی و کنگلومرهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسه پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری (Shear Sense جهت راندگی‌ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای به اندازه تقریبی 10 تا 15 کیلومتر شده که بی‌هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است.

نخستین رویداد گسلش راندگی در کرتاسه پسین، حاصل جایگیری افیولیت‌ها بر روی حاشیه قاره‌ای غیرفعال زاگرس – عربستان و انتقال فلس‌های حاشیه‌ای به صورت صفحه‌های نابرجا به سوی جنوب باختر است. فلسی شدن توالی حاشیه‌ای

و فرارانش افیولیت‌ها که حاصل رویکرد آغازین برخورد قاره‌ای زاگرس است ممکن است به صورت منشورهای بر افزایشی کنونی در زون‌های برخوردی رخ داده باشد (علوی، 1994).

به باور شیخ‌الاسلامی (1381)، در ناحیه نیریز، رویداد دگرشکلی اصلی سهندج - سیرجان ارتباط مستقیم با شدت دگرگونی دارد. در سنگ‌های کهن‌تر پالئوزویک، ساختار اصلی یک برگوارگی مرکب برشی است که همزمان با تشکیل ناودیس‌ها و تاق‌دیس‌های متوالی، در اندازه کیلومتری شکل گرفته‌اند. در سنگ‌های جوان‌تر با شدت دگرگونی پایین‌تر، ساختار اصلی به صورت شیستوزیته چین‌خورده تظاهر دارد (شکل 2-9 الف). پراکندگی و هندسه تاق‌دیس‌ها با روند شمال باختر - جنوب خاور نشان می‌دهند که آنها به صورت چین‌خوردگی متوالی در یک سامانه راست‌بر با راستای باختر جنوب خاور، با مؤلفه تراگذر شکل‌پذیر قوی شکل گرفته‌اند (شکل 2-9 ب).

با وجود این در مقیاس تاق‌دیس‌ها تمام معیارهای کینماتیکی بررسی شده حاکی از وجود یک رژیم کششی محلی در پال چین‌ها می‌باشد (شکل 2-9 ج). لایه‌های سنگی پرمین تحت تأثیر همین دگرشکلی قرار گرفته‌اند و اثری از ناپیوستگی بین سری‌های دگرگون شده با سنگ‌های پرمین دیده نمی‌شود. و سرانجام، ردیف‌های تریاس بالا و ژوراسیک با شدت کمتر دگرشکل شده‌اند و دارای رخ شکستگی موازی با سطوح زیرین خود هستند.

الگوی ساختاری سبب شده تا مُحَجَل و سهندي (1378)، از جنوب باختر به شمال خاور، در پهنه سهندج - سیرجان، این زیر پهنه‌ها را شناسایی کند (شکل 2-10):

« زیر زون رادیولیتی » (تریاس پسین - کرتاسه پسین) که از باختر تا قیرس و از خاور تا عمان (حواسینا) ادامه دارد. در ایران، این زون در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد.

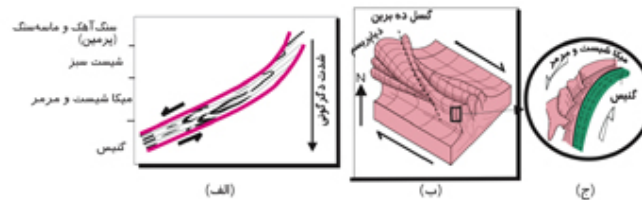
« زیر زون بیستون » که در ناحیه کرمانشاه، شامل آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به سن تریاس تا کرتاسه است. ردیف‌های تریاس بالایی - کرتاسه پایینی کم عمق و ردیف‌های کرتاسه بالایی آهک‌های میکریتی، پلاژیک ژرف است. « زیر زون افیولیتی » در دو ناحیه کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیت‌های کرمانشاه 81 تا 86 میلیون سال، (آشکوب سنونین)، و سن سنگ‌های آذرین افیولیت‌های نیریز، پوشیده شده با سازند تاربور، $87/5 \pm 7/2$ میلیون سال (سنونین) است.

« زیر زون حاشیه‌ای » شامل سنگ‌های آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین - کرتاسه زیرین است که در طول زون سهندج - سیرجان قابل رؤیت است.

« زیر زون دگرشکلی پیچیده » شامل سنگ‌های به شدت دگرگون و توده‌های نفوذی فراوان است. به این دگرگونی‌ها نام‌های گوناگون مانند مجموعه ژان (مُحَجَل) کمپلکس توتک، کولیکش و سوریان (هوشمندزاده، 1975)، و در الیگودرز مجموعه آب باریک، داده شده است.



شکل ۲- ۱۰ - زیرپینه‌های زون سبذج - سیرجان از نگاه محجل و سهندی (۱۳۷۸)



شکل ۲- ۹ - الگوی دگرشکلی سبذج - سیرجان در ناحیه نیریز (شیخ‌الاسلامی ۱۳۸۱)

توان معدنی سبذج - سیرجان

همانگونه که گفته شد زون سبذج - سیرجان نوعی کافت درون قاره‌ای است که تکاپوهای ماگمایی و پدیده‌های دگرگونی، عوامل مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند. به همین رو توان معدنی درخور توجه دارد و جدا از ذخایر و نشانه‌های شناخته شده، امید دستیابی به نهشته‌های معدنی جدید در آن دور از انتظار نیست. قربانی (۱۳۸۱) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها زون سبذج - سیرجان را به سه بخش زیر تقسیم می‌کند.

«بخش جنوبی» که به داشتن «کروم» در اولترامافیک‌های اسفندقه فاریاب. «آهن»، «آهن منگنز» در گل‌گوهر، هشتک، بافت، «سرب - روی، مس»، در چاه‌گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین شاخص است. در «بخش میانی»، کانی‌سازی اصلی سرب و روی است. که در مناطق شمس‌آباد - نظام‌آباد (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز) و موته در بیشترین مقدار است. افزون بر آن، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ‌های ساختمانی، اهمیت ویژه دارند.

در «بخش شمالی»، کانی‌سازی آهن، (معدن آهن همه‌کسی شمال همدان و شمال سنقر، شمال باختری دیواندره)، طلا، طلا - آنتیموان، (معدن داشکسن)، و کانه‌های آلومینیوسیلیکاتی را می‌توان نام برد. گفتنی است آنچه که پیش از همه می‌تواند در زون سبذج - سیرجان از نظر اقتصادی با اهمیت باشد، وجود انواع مختلف سنگ‌های تزئینی و نما با ذخایر زیاد است.

البرز

مقدمه

پهنه رسوبي - ساختاري البرز شامل بلندي هاي شمال صفحه ايران است که به شکل تاقدیسي مرکب (Anticlinorium)، در يك راستاي عمومي خاوري - باخترى، از آذربايجان تا خراسان امتداد دارد. از نگاه زمین‌ريخت‌شناسي، مرز شمالي البرز منطبق بر تپه ماهورهاي متشکل از نهشته‌هاي ترشيري و دشت ساحلي خزر است. از نگاه زمین‌شناختي، مرز شمالي البرز محدود به زمیندرز تتیس کهن است که از برخورد سنگکرة (Lithosphere) قاره‌اي البرز با سنگ کرة توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولي، در بیشتر نقاط، محل زمیندرز با ورق‌هاي رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبي البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز (علوي، 1991)، آنتي البرز (Anti Alborz) (ریویه، 1941) گسل گرمسار (بربریان، 1375)، گسل سمنان (نبوي، 1356) و گسل عطاري (علوي‌نایینی، 1972)، مرز جنوبي البرز دانسته شده‌اند. ولي چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصي در مرز جنوبي البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ايران مرکزي به پهنه البرز تدريجي باشد.

از نظر کوه‌نگاري، مرز باخترى البرز تا قفقاز كوچك و مرز خاوري آن تا کوه‌هاي پاراپا میسوس افغانستان (علوي، 1991) گسترش دارد. فراواني سنگ‌هاي آتشفشاني و آذرآوري ترشيري، در دامنه جنوبي البرز، سبب شده بود تا در نخستین نقشه زمین‌ساخت اروپا (خاین، 1972)، البرز بخشي از بزرگ ناودیس قفقاز - ترکیه دانسته شود. ولي، وجود سنگ‌هاي ماگمایی همسان با آن در دیگر نواحی ایران، و به ویژه با دستیابی به یافته‌هاي بیشترى از زمین‌شناسي ایران، یقین شد که بسيارى از واحدهاي سنگ‌چینه‌اي البرز و ایران مرکزي، از دیدگاه رخساره و شرایط تشکیل، همانند به گونه‌اي که البرز را می‌توان چین‌هاي حاشیه‌اي ایران مرکزي دانست که در شکل‌گیری آن برخورد دو صفحه ايران و توران و پیامدهاي آن نقش اساسي داشته‌اند.

همسانی البرز با ایران مرکزي به ویژه در دامنه جنوبي بیشتر است ولي در دامنه شمالي تفاوت‌هایی دارد (اشتوکلین، 1968 الف). به ظاهر، سرگذشت ساختاري و چینه‌اي البرز در همه جا یکسان نیست. به همین رو، جدا از واژه‌هاي جغرافیایی: البرز باخترى، البرز مرکزي، البرز خاوري، البرز شمالي، البرز جنوبي، از نظر زمین‌شناسي، از زیرزون‌هايی همچون ماکو - تبریز، رشت - گرگان، بینالود (نبوي، 1355) و حتي کپه‌داغ یاد شده است که نیاز به بازنگري دارند. برای نمونه، زون رشت - گرگان که شامل مناطق جنوبي دریاي خزر است، در شمال گسل البرز، به گفته بهتر در شمال زمیندرز پوشیده تتیس کهن قرار دارد و از این رو، وابستگی آن به لبه جنوبي ورق توران به مراتب بیشتر است و یا زون بینالود، خویشلوندي زمین‌شناختي بیشترى با ایران مرکزي دارد تا البرز. مهمتر آنکه، شرایط زمین‌شناختي حاکم بر کپه‌داغ با البرز متفاوت است و از این رو، شمول آنها در البرز توجیه علمي قوي ندارد. در این نوشتار با اعتقاد به ضروري نبودن تفکیک البرز از ایران مرکزي، تنها به ویژگی‌هاي زمین‌شناسي اصلي، به ویژه ساختار البرز، بسنده می‌شود. ولي، تفاوت‌هاي ناحیه‌اي نادیده گرفته نشده و به آنها نیز اشاره می‌شود.

تاریخچه چینه‌اي البرز

در بسيارى از گزارش‌هاي زمین‌شناسي، کهن‌ترین سنگ‌هاي البرز را دگرگونی‌هاي جنوب گرگان (شیست‌هاي گرگان) دانسته‌اند. افزون بر آن، دگرگونی‌هاي اسالم - شاندرمن (کلارك و همکاران، 1975) و گاهی نیز سازند بریر (گاتسر و هویر، 1962) واحدهاي سنگ‌چینه‌اي پرکامبرین البرز انگاشته شده‌اند. ولي، امروزه یقین شده است که این دگرگونی‌ها، بیشتر سنگ‌هاي پالئوزویک و یا مزوزویک هستند که در اثر زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین (رویداد سیمیرین

پیشین) و یا به طور همبري دگرگون شده‌اند. یافته‌های دیرینه‌شناختي امروز البرز، گویاي آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شده البرز، سازند کهر است که حاوي آکريتارک‌های نوپروتروزويک پسین (Late) Neoproterozoic است. علوي (1991)، با تکیه بر سنگ رخساره‌ها به ویژه نقش زمین‌ساخت بر حوضه رسوبي البرز، همه سنگ‌های البرز را به چند واحد زمین‌ساختي – چینه‌نگاشتي بزرگ و به شرح زیر تقسیم می‌کند:

- چ 1- توالي سکوي پرکامبرين پسین – اردويسين،
- 2- سنگ‌های ماگمایي (دروني و بیروني) اردويسين میاني – دونين،
- 3- توالي فلات قاره دونين – تریاس میاني،
- 4- نهشته‌های پیش‌خشکي تریاس بالایی – ژوراسیک میاني،
- 5- توالي فلات قاره ژوراسیک میاني – کرتاسه، با دو رخساره ناهمسان در البرز جنوبي و شمالي.
- 6- مجموعه ماگمایي البرز به سن سنوزويک، با ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی در البرز غربی – مرکزي و قلیایی در البرز شرقی.

7- رسوبات همزمان با کوهزایی سنوزويک، با دو رخساره ناهمسان در البرز جنوبي و شمالي، گفتني است که: * هر يك از واحدهای یاد شده در بالا شامل چند یا چندین سازند است که همگی در شرایط زمین‌ساختي خاص، با شرایط رسوبي – زمین‌ساختي مشابه، انباشته شده‌اند.

* در حد فاصل پرکامبرين پسین تا اردويسين، پوسته قاره‌ای البرز جایگاه تکاملی دریای برقاره‌ای (Epicontinental) کم عمق بوده است.

* بنا به گزارش اشتامفلي (1978)، بربریان و کینگ (1981)، سنگ‌های ماگمایي اردويسين – دونين معرف يك مرحله بازشدگی (Opening Stage) و جدایش (Break Up) سکوي پرکامبرين پسین – پالنوزويک پیشین البرز اند. * در تریاس پسین، سنگ کره قاره‌ای (Lithosphere) البرز و ورق توران برخورد کرده و در اثر این برخورد، ضمن پایان گرفتن حیات فلات قاره، پدیده‌های فراخاست، دگرگونی، جایگیری توده‌های گرانیتویدی انجام و حوضه‌های رسوبي پیش‌خشکي (Foreland) تریاس پسین – ژوراسیک میاني شکل گرفته‌اند.

* بررسی دیرینه جغرافیای البرز نشان می‌دهد که رسوبات پالنوزويک دامنه شمالي ستبرتراند و در پاره‌ای نقاط همچون آمل، کندوان ناپیوستگی رسوبي میان سنگ‌های پرمین و تریاس در کمترین اندازه است. در ضمن، ستبرای رسوبات زغالدار تریاس بالا – ژوراسیک میاني در دامنه شمالي، چندین برابر دامنه جنوبي است و یا سنگ‌های کرتاسه بالایی حجم قابل توجهی سنگ‌های آتشفشانی دارند.

این نکته‌ها نشان می‌دهند که در زمان‌های پالنوزويک – مزوزويک حوضه رسوبي دامنه شمالي البرز عمیق‌تر از دامنه جنوبي بوده است در حالی که از سنوزويک به بعد شرایط دیرینه جغرافیا تغییر عمده کرده و در حالی که در دامنه شمالي گسلش راندگی و فراخاست روی داده، در دامنه جنوبي البرز، دریای پسروده، کم ژرفا و در حال فرونشستی وجود داشته است که در آن چند هزار متر انباشته‌های آذرآواری – تخریبی همزمان با کوهزایی بر جای نهاده شده است.

زمین‌ساخت البرز

اگرچه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، با استناد به پرکامبرين بودن شیبست‌های گرگان، پیامد رویداد کوهزایی کاتانگایی را در تکامل ساختاری البرز مؤثر دانسته‌اند اما، هم شیبی نسبی و حتي تدریجی بودن احتمالی گذر سازند کهر به ردیف‌های جوان‌تر نوپروتروزويک (سازند سلطانیه) نشان می‌دهد که شواهدی روشن از عملکرد رویداد کاتانگایی در

کوه‌های البرز دیده نشده است. در بیشتر نواحی البرز، رسوب‌های پالئوزویک – تریاس میانی، به رغم نبوده‌های چینه‌ای فراوان، هم‌شیب‌اند که نشانگر حرکت‌های زمین‌ساختی از نوع زمین‌زا است. در تریاس پسین، همزمان با رویداد کوهزایی سیمیرین پیشین، اگرچه رویدادهای ناشی از برخورد حاشیه قاره‌ای فعال و پویای توران با حاشیه قاره‌ای ناپویای البرز موجب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبه شمالی البرز شده ولی، نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالئوسن، همزمان با رویداد لارامید، رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست، پیدایش حوضه‌های رسوبی میان کوهی، انباشت آواری‌های همزمان با کوهزایی و مهاجرت پیش‌خشکی به سمت جنوب همراه بوده است. کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسم درونی، از آب خارج شدن گسترده زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی از پیامدهای آن است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن، گسلش، راندگی، مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است. ساختارهای زمین‌شناختی البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ ((Disharmonic با روند همگانی خاوری – باختری است. در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری – جنوب خاوری دارند ولی در بخش خاوری، روند ساختارها شمال خاوری – جنوب باختری است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خورده البرز عواملی مانند برخورد صفحه ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتداد لغز شمال باختری – جنوب خاوری در البرز باختری، و شمال خاوری – جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند. جدا از چین‌خوردگی، گسلش‌های راندگی همچنان در ساختار البرز اثر بسیار سازنده داشته‌اند. در گزارش‌هایی مانند اشتوکلین (1968)، بربریان (1983)، شنگور (1990) و 000 آمده که در پهلوی شمالی البرز راندگی‌ها به سمت جنوب شیب دارند و حرکت فرادیواره به سمت شمال است در حالی که در دامنه جنوبی، شیب راندگی‌ها به سمت شمال و حرکت فرادیواره رو به جنوب است. ولی بررسی‌های اخیر علوی (1991) در نواحی بینالود، جنوب گرگان، منطقه کیاسر، شمال تهران، ناحیه تالش حقایق روشن‌تری از سازوکار و نقش راندگی‌ها در ساختار البرز را نشان دادند.

این بررسی‌ها نشان دادند که:

* الگوی ساختاری چیره البرز از نوع گسلش راندگی است که سبب شده تا ورقه‌های ساختاری به مقدار زیاد حمل و سیستم‌های دوپلکس (Duplex) از نوع گرده‌ای مرکب (Antiformal Stack Composit) به وجود آید. ساختارهای گرده‌ای مرکب، حاصل دو نسل گسلش راندگی هستند. نسل یکم راندگی‌ها به سن پیش از ژوراسیک میانی و در ارتباط با حوادث برخوردی، سیمیرین پیشین است. نسل دوم راندگی‌ها به سن سنوزویک و در ارتباط با کوهزایی آلپی است.

* راندگی‌های سیمیرین ویژگی شکل‌پذیر دارند ولی راندگی‌های آلپی ویژگی شکننده دارند.

* هر دو نسل یاد شده، شیبی به سمت شمال خاوری دارند و روند عمومی آنها NW – SE، موازی روند البرز، است. در نتیجه عملکرد دو نسل راندگی مورد سخن، ورقه‌های گوناگون از پس‌خشکی (NE) (Hinterland) به سمت پیش‌خشکی (SW) (Foreland) جابه‌جا شده‌اند. در اثر این راندگی‌ها، به طور عموم سنگ‌های کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر حمل شده‌اند ولی گاهی، نیز واحدهای جوان‌تر، بر روی سنگ‌های کهن‌تر، برده شده‌اند. گذر چندین گسل طولی، موازی با روند ساختاری کوه‌های البرز، سبب شده تا با دیدگاه‌های متفاوت (اشتوکلین، 1974، دلنباخ، 1964، انگالن، 1968) البرز به چند واحد ساختاری متفاوت تقسیم شود.

تقسیمات پیشنهادی اشتوکلین (1974) که پر استفاده‌ترین آنهاست به شرح زیر است (شکل 2-11)،

- 1- زون برآمده گرگان ((Gorgan Spur: ناحیه به نسبت مقاومی از سنگ‌های دگرگونی است که با رسوبات کم ضخامت، 300 – 500 متر، مزوزوییک پوشیده شده است. برآمدگی و به عبارتی پیشامدگی گرگان دارای روند خاوری – باختری است و محور آن به سوی باختر نشست دارد و به نظر می‌رسد بخشی از منشورهای فزاینده تنیس کهن باشد.
- 2- زون نئوژن شمالی: شامل کمربندی چین‌خورده از سنگ‌های مزوزوییک و مولاس‌های نئوژن است. مرز جنوبی آن منطبق بر یک گسل راندگی است. سنگ‌های نئوژن این زون، رخساره خزر جنوبی، یعنی پاراتنیس، دارند.
- 3- زون شمالی – مرکزی: مشخصه این زون رسوبات پایایی است که به تقریب از پرکامبرین پسین تا کرتاسه بالایی در آن انباشته شده‌اند. افزون بر آن کمی رویدادهای آتشفشانی صورت گرفته دگر شکلی ساختاری عمده این زون در دوره ترشیری انجام گرفته است.
- 4- زون جنوبی – مرکزی: در این زون، رسوبات کم عمق پیش از ترشیری، به وسیله حجم زیادی از آتشفشانی‌های ائوسن پوشیده شده‌اند. از ویژگی آن، راندگی‌های پس از ائوسن است.
- 5- زون ترشیری جنوبی: دارای آتشفشانی‌های بسیار ضخیم ائوسن و رسوبات خشکی نئوژن است. این زون با راندگی‌های ملایم به سمت جنوب مشخص است.
- 6- بالا آمدگی پیشانی جنوبی: دارای رسوبات کم ژرفا و سنگ‌های آتشفشانی است. مراحل چین‌خوردگی از کرتاسه آغازین به بعد و گسل خوردگی‌های عادی و معکوس در آن مشهود است. به همین رو، بسیار محتمل است که این زون و حتی بخشی از زون 5، متعلق به بخش شمالی ایران مرکزی و یا زون گذری البرز – ایران مرکزی باشند.



شکل ۲ - ۱۱ - زیرپهنه‌های ساختاری البرز با توجه به عملکرد گسل‌ها و راندگی‌های عمده (اشنوکلین ۱۹۷۴)

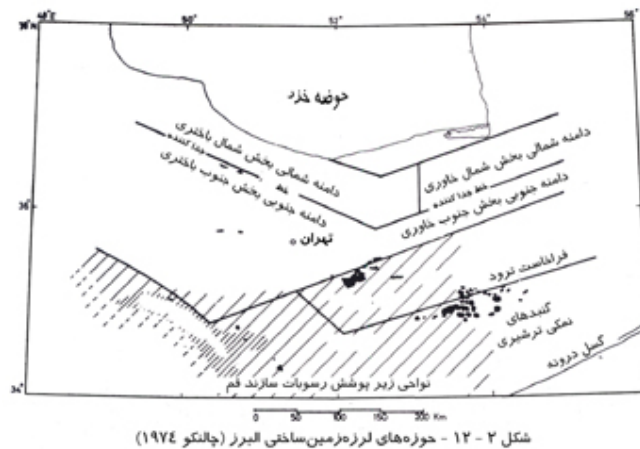
لرزه زمین‌ساخت البرز

تاریخچه لرزه‌خیزی البرز نشان می‌دهد که شهرهایی مانند، رشت، لاهیجان، فشم، جیرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و بعضی نواحی دیگر، بارها و بارها ویران شده‌اند که از آن شمار، می‌توان به زمین‌لرزه ۱۳۶۹ رودبار اشاره کرد. زمین‌لرزه‌های پی در پی و پرشمار نشانه لرزه‌خیزی البرز است.

بر اساس نقشه لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) در البرز، زمین‌لرزه‌ها کم ژرفا هستند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و بر روی هم، البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است. در سال ۱۹۷۴، چالکو با مطالعه زمین‌لرزه‌های سده بیستم، البرز را به چند ایالت لرزه‌خیز زیر (شکل ۲-۱۲) تقسیم کرد:

دامنه شمالی شامل دو بخش شمال خاوری و شمال باختری و دامنه جنوبی که خود شامل بخش جنوب باختری و بخش جنوب خاوری است.

به نظر چالنگو، لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های کوتاه‌مدت فعالیت مشخص است. ظهور زمین‌لرزه در يك حوزه با آرامش حوزه دیگر همراه است. دوره تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا 12 سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. دوره‌های بازگشت در يك حوزه بیشتر از 50 سال است و دوره بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند بیشتر از 50 سال باشد.



توان معدنی البرز - آذربایجان

در البرز - آذربایجان ذخایری از سرب و روی، مس، کمی مولیبدن، بوکسیت، رُس‌های نسوز، فسفات رسوبی، زغالسنگ، لاتریت، منگنز، فلوریت، آلونیت، سیلیس و 000 از مهم‌ترین مواد معدنی شناخته شده‌اند (عابدیان، 1381). با توجه به پدیده‌های فلزایی، مناطق زیر در البرز - آذربایجان قابل شناسایی است (قربانی، 1381).

در « منطقه تکاب »، نهشت مواد در دو مقطع زمانی پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین و ترشیری به ویژه نوژن، انجام گرفته است که حاصل آن، کانسارها و نشانه‌های معدنی زیر است:

« سرب و روی »، مانند کانسارهای انگوران، علم کندي، پشت‌کوه، آی‌قلعه‌سی،

« آهن »، مانند کانسارهای آهن شهرک، میرجان، قالیچه‌بلاغ، چهارتاق، کوه‌بابا، ظفرآباد،

« منگنز »، مانند کانسارهای دیکلو، امیرآباد،

« طلا »، مانند طلای زرشوران، آق‌دره و نشانه‌های معدنی عربشاه، زرین‌آباد و قوزلو.

« آنتیموان، آرسنیک، جیوه »، مانند کانسارهای مغانلو، آق‌دره.

« مس »، مانند کانسار بابچه‌باغ که يك کانسار چندفلزی است. افزون بر ذخایر فلزی، فسفات، فلدسپار، تالک، دولومیت، نمک، بُر، خاک‌های نسوز و زغالسنگ از جمله ذخایر غیرفلزی منطقه تکاب است.

در « منطقه اهر » کانی‌سازی به طور عمده وابسته به سنگ‌های ماگمایی ترشیری است. در این منطقه، کانی‌زایی مس، مولیبدن، طلا، نقره، آهن، سرب، روی، آرسنیک و جیوه به صورت پورفیری، اسکارن و رگه‌ای است که در بین آنها، کانسار مس و مولیبدن سونگون با ذخیره بیش از يك میلیارد تن کانسنگ مس از همه مهم‌تر است.

در « منطقه تارم - هشتچین » بیشتر سنگ‌ها را سنگ‌های ماگمایی ترشیری تشکیل می‌دهد که در آنها کانی‌سازی عناصری چون مولیبدن، باریم، سرب، روی، طلا و مس دیده می‌شود. در تمرکز ذخایر معدنی گفته شده، جایگیری توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی با پتاسیم بالا و به سن الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نقش اساسی داشته‌اند.

خردقاره ایران مرکزی

مقدمه

خرد قاره ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر - سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طولی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راستگرداند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلرمد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه - بردسیر و بلوک یزد 000 است (شکل 2-13).

در گذشته، خردقاره ایران مرکزی را بخشی از توده میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی، به باور اشتوکلین (1968)، پس از سخت‌شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزویک ویزگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزویک و سنوزویک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خرد قاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویزگی جداگانه دارند و پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست. شواهد موجود نشان می‌دهند که

:* کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است.

* به جز بلوک لوت و لبة جنوب باختری که سنگ‌های ماگمایی ترشیری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری در کمترین مقدار اند.

* در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبوده‌های چینه‌نگاری مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آنها نبوده‌های چینه‌ای آغاز دونین میانی (هیاتوس ابلین) و کربونیفر پسین (هیاتوس استفانین) است. ناهمسانی‌های ساختاری - رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خرد قاره ایران مرکزی را به نواحی زیر تقسیم کرد.

1- «بلوک لوت»

با حدود 900 کیلومتر درازا میان دو گسل نابیند در باختر و گسل نه‌بندان در خاور قرار دارد. در مرز شمالی آن گسل دورونه و در مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضه پیش‌کمانی زون فرورائش مکران است. تکاپوهای آتشفشانی گسترده و ستبر به سن ترشیری و کواترنری، زمین لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوب‌های کواترنر نمونه‌های روشنی از پویایی بلوک لوت هستند به همین رو پندار همگان درباره پایداری بلوک لوت نمی‌تواند قابل قبول باشد.

2- «بلوک طبس»

که میان گسل نابیند در خاور و گسل کلرمد - کوه‌بان در باختر قرار دارد بخشی از یک قلمروی ساختاری است که در کناره‌ها و بستر خود توسط گسل‌هایی از پی‌سنگ بریده شده به گونه‌ای که در پالئوزویک و مزوزویک توالی چینه‌شناسی متفاوتی از نواحی مجاور داشته است و از پایان مزوزویک به سبب عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی همگرا در راستای بیشتر خاوری - باختری، با خروج زمین‌ها و فراخاست کوه‌ها به خشکی تبدیل شده است (قاسمی و همکاران 1381).

بدین ترتیب این باور وجود دارد که سیمای ریخت‌شناسی - زمین‌ساختی کنونی این بلوک در گرو تجدید فعالیت ساختارهای گسلی و چین‌خوردگی کهن در چرخه زمین‌ساختی آلپی است. بلوک طبس از جمله مناطقی است که روند تکاملی پالئوزوئیک آن با مناطق مجاور همخوانی و هم‌آهنگی ندارد. برای نمونه:

* نبود رسوبی ایفلین در این ناحیه وضوح آشکار ندارد.

* سنگ‌های کربنیفر بالایی که در سایر مناطق وجود ندارد، از این ناحیه گزارش شده است.

* تکاپوهای آتشفشانی مافیک و حدواسط، هر چند ناچیز، از ویژگی‌های پالئوزوئیک بلوک طبس است و از این نظر می‌توان بلوک طبس را با کوه‌های البرز مقایسه کرد.

* کانی‌سازی سرب، روی و مس در سنگ‌های پرمین تریاس و ژوراسیک البرز در بلوک طبس، نیز عمومیت دارد که تائیدی بر همسانی میان این دو ناحیه است (شکل 2-13)

* فرونشینی شدید از ویژگی‌های بلوک طبس است. در گذشته چنین گمان می‌رفت که این فرونشینی محدود به کوه‌های شتری و شیرگشت باشد، اما در حال حاضر مشخص شده است که بخش بیشتر بلوک در پالئوزوئیک، به ویژه مزوزوئیک تا کرتاسه، نشست در خور توجه داشته به گونه‌ای که در این بلوک حجم بزرگی از سنگ‌های فانروزوئیک وجود دارند که ردیف‌های پالئوزوئیک آن 2 تا 3 هزار متر و سنگ‌های مزوزوئیک آن گاهی تا 10000 متر ستبرا دارند.

* از نگاه ساختاری بلوک طبس ویژگی‌های یکسان ندارد و دست‌کم قابل تقسیم به چهار بخش جداگانه (شکل 2-14) زیر است:

الف- «فرازمین شتری»، با درازای بیش از 100 کیلومتر، در بخش شمال خاوری بلوک طبس، خاور شهرستان طبس و در پایانه شمالی گسل نابیند قرار دارد. کهن‌ترین واحد سنگی رخمون شده این فرازمین سنگ نهشته‌های دنین (سازند شیستو) است که به همراه سایر ردیف‌های پالئوزوئیک - تریاس میانی و همانند سایر نواحی ایران، در شرایط سکویی انباشته شده‌اند. از ردیف‌های ژوراسیک، گسترش نهشته‌های آواری زغالدار (گروه شمشک)، به لحاظ فراخاست در زمان تریاس پسین، محدود به پهلوهایی خاوری - باختری است ولی ردیف‌های ژوراسیک میانی - بالایی جوان‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دریایی هستند که پاره‌ای از چکادهای فرازمین شتری را می‌سازند. ساختارهای چین‌خورده باختر کوه‌های شتری وابستگی بیشتری به کفه فروافتاده طبس دارند تا فرازمین شتری. از نگاه ساختاری، بیشتر چین‌های این فرازمین از نوع نابرجا و به شکل نامتقارن و همراه با گسلش هستند و اثر سطح محوری آن‌ها به موازات رشته کوه شتری است (فریدی و همکاران 1379). گرایش چین‌ها بیشتر به سوی WSW است ولی در پهلوی خاوری بلندی‌ها، چین‌هایی با گرایش به سوی خاور دیده می‌شود.

بنا به گزارش قاسمی و همکاران (1381)، در فرازمین شتری، الگوی گسلش شامل گسل‌های طولی پرشیب در بخش‌های میانی و خاوری و گسل‌های راندگی در بخش‌های باختری است. به باور بربریان (1982)، در فرازمین شتری، پوشش سکویی پالئوزوئیک - تریاس، تا پیش از تریاس تحت تنش‌های زمین‌ساختی کششی و گسلش عادی بوده است ولی از تریاس پسین به بعد، سازو کار تنش‌ها از کششی به فشارشی تبدیل گردیده که این امر سبب فراخاست، چین‌خوردگی و گسلش معکوس در پوشش رسوبی رویی شده است به گونه‌ای که طی مرحله کوهزایی پلیو-پلیستوسن حدود 25% از پهنای شتری کاسته شده است (شکل 2-15).

گفتنی است که دگر شکلی و تغییرات ساختاری یاد شده حاصل سه مرحله از فعالیت زمین‌ساختی همزمان با کوهزایی آلپی است که در زمان تشریری به وقوع پیوسته است (اشتوکلین و همکاران 1965).

ب- « کفه فروافتاده طبس »، که با نهشته‌های کویری پوشیده شده است، رخنمون‌های نزدیک به افقی ژوراسیک پسین در جنوب آن و نیز حفاری‌های اکتشافی نشان می‌دهد که این کفه در حدود 600 متر پایین افتادگی دارد. اگرچه ردیف‌های پالئوزوییک رخنمون یافته در شمال این فروافتادگی (ساختار کالشانه) چین‌خوردگی شدید دارد ولی در بخش جنوبی آن ردیف‌های ژوراسیک بالایی به تقریب افقی هستند و به نظر می‌رسد که رخدادهای پس از سیمین پیشین بر این افتادگی چندان تاثیر نداشته‌اند. به احتمال نزدیک به یقین، این کفه یکی فروافتادگی زمین‌ساختی است که از خاور با گسل طبس، از جنوب با گسل (راندگی) چشمه و از باختر با خطواره پروده در بر گرفته شده است (شکل 2-14) و شاید راندگی بلندی‌های محاط از عوامل فرونشست باشند (شکل 2-15)

ج- « بلوک نایبند »، که مرز شمالی آن به کفه طبس، مرز خاوری آن به نیمه جنوبی گسل نایبند و مرز باختری آن به یک خطواره شمالی - جنوبی است که نشانه روشنی ندارد ولی:

* مرز ناگهانی میان ساختارهای خاوری - باختری و شمالی - جنوبی دو سوی خطواره،

* مرز ناگهانی میان بلندی‌های شمالی - جنوبی بلوک کلمرد و کفه طبس،

* وجود گسل لکروه در ادامه جنوبی این خطواره. شواهدی هستند که وجود یک ساختار خطی از نوع گسلی را در باختر بلوک نایبند گواهی می‌دهند که به آن خطواره پروده نام داده شده است. کهن‌ترین سنگ‌های بلوک نایبند، ردیف‌های قابل قیاس با نهشته‌های نادرگونی پرکامبرین ایران مرکزی (سازند کلمرد) است که در کوه نایبند، در یک راستای خاوری - باختری رخنمون دارد و با نهشته‌های سکویی پرمین (سازند جمال) و تریاس پائین - میانی (سازندهای سرخ شیل و شتری)، پوشیده شده است. بدین سان این بلوک می‌تواند به یک فرازمین کاتانگایی با شرایط سکویی اشاره داشته باشد. ردیف‌های تریاس پسین - کرتاسه این بلوک یک واحد زمین‌ساختی - چین‌شناختی در میان دو رویداد سیمین پیشین و لارامیداند که حدود 6000 متر سنبراً دارند و نشانگر فرونشست شدید آن در زمان مزوزوییک هستند. سنگ‌های ترشیری این بلوک منحصر به رخنمون‌های بسیار پراکنده در بخش جنوبی است و به نظر می‌رسد که بلوک نایبند از زمان رخداد لارامید به بعد فرازمین است. از نگاه ساختاری باید گفت که در بلوک نایبند ساختارهای چین‌خورده و گسلش‌های راندگی در راستای خاوری - باختری، همروند هستند و :

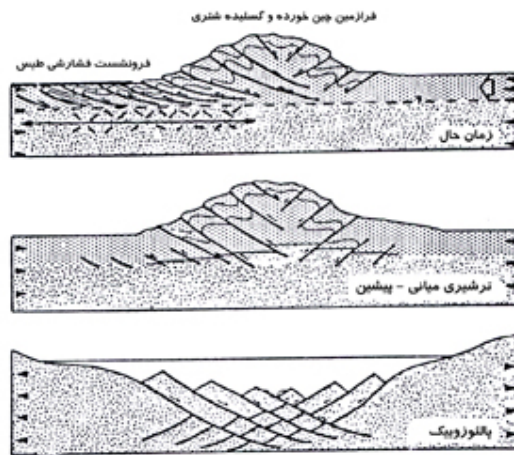
* راندگی‌ها از شمال به جنوب سن جوان‌تری دارند به گونه‌ای که در این بلوک راندگی‌ها (راندگی چشمه، راندگی انارکی، تخت‌نادر، راندگی قدیر) به نسل‌های گوناگون‌اند که بر روی سیستم امتدادلغز راستگرد گسل نایبند سواراند.

* چین‌های خاوری - باختری این بلوک حاصل عملکرد گسلش‌های راندگی و حرکت بلوک نایبند به سوی شمال است. * در نتیجه عملکرد و هم‌زمانی راندگی‌ها و چین‌ها، سیمای ساختاری از نوع پلکانی است، به گونه‌ای که بلوک‌های شمالی همواره بلندی کمتری از بلوک جنوبی دارند.

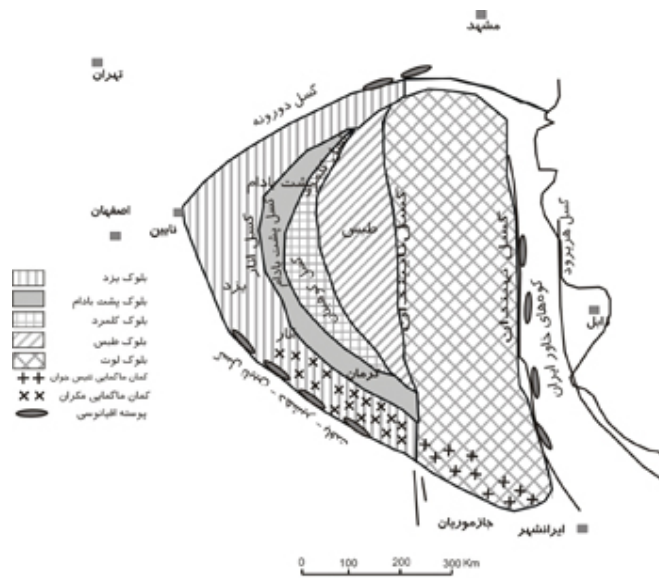
* از شمال به جنوب ضمن کاهش شدت، چین‌ها به سمت شمال باختر - جنوب خاوری تغییر روند می‌دهند به سانی که در جنوبی‌ترین بخش بلوک، روند چین‌ها بیشتر شمالی - جنوبی است.

د- « بلوک راور - مزینو » بخش بادامی شکل از بلوک طبس است که میان خطواره پروده و گسل کوه‌بنان - کلمرد جای دارد. اگرچه روند کلی این بلوک شمالی - جنوبی است ولی بخش میانی آن، همانند سایر ساختارهای خرد قاره ایران مرکزی، به سوی باختر خمیدگی دارد. بسیاری از ویژگی‌های این بلوک نظیر نداشتن رخنمون پرکامبرین دگرگون، سکویی بودن همراه با نبوده‌های رسوبی پی‌درپی و طولانی پالئوزوییک - تریاس میانی، ستبرای در خور توجه سنگ‌های تریاس پسین - کرتاسه پایانی، نداشتن سنگ‌های ترشیری این بلوک همسان بلوک نایبند است، تنها ناهمسانی اساسی میان

این دو بلوک ، الگوي ساختاري شمالي – جنوبي بلوك راور – مزينو است که با روند هاي خوري – باختر ي بلوك نابيند تفاوت زياد دارد.



شکل ۴ - ۱۵ - تغيير روند زمين ساخت کششي به فشارشي در فرازمين شتري و واژگوني حرکت گسل هاي عادي قديمي (بربريان ۱۹۸۲)



شکل ۲ - ۱۳ - محدوده خرد قاره ايران مرکزي و زير پينه هاي آن

انارك كه گاهي به نام ماسيف انارك - خور از آن ياد مي‌شود، مجموعه‌اي از رسوبات پليتي - پсамيتي به همراه سنگ‌هاي كربناتي و آتشفشاني متعلق به شيب قاره وجود دارند كه به صورت ناحيه‌اي و در رخساره‌هاي شيبست سبز و شيبست آبي دگرگون شده‌اند و به صورت ورق‌هاي بُر خورده با افويليت‌ها، سنگ‌آهك‌هاي پلاژيك و رسوب‌هاي آشفته همراه‌اند. اگرچه داودزاده و لنج (1981) افويليت‌هاي انارك را بخشي از پوسته اقيانوسي تتيس كهن هرات مي‌دانند كه پس از چرخش خردقاره در مكان فعلي رخنمون يافته ولي به باور الماسيان (1977)، افويليت‌هاي انارك سن پروتروزوييك بالايي دارند و مي‌توان آنها را در ارتباط با نواحي پشت كمان اقيانوسي دانست. رديف‌هاي ترياس ناحيه نخلك (گروه نخلك) تفاوت رخساره‌اي در خور توجهي با ساير نقاط خردقاره ايران مركزي دارند. به باور داودزاده و همكاران (1969) توالي‌هاي ترياس نخلك رخساره مشابه با ترياس آق‌در بند (اوراسيا) دارند كه در نتيجه چرخش خرد قاره ايران مركزي، به ميزان 135 درجه در جهت خلاف عقربه ساعت، به محل كنوني تغيير مكان داده‌اند. بايد گفت كه مسئله ترياس نخلك و سازندهاي سازنده گروه نخلك و حتي سازو كار و مقدار چرخش خردقاره پرسش‌آمیز است و نياز به بازنگري جامع دارند.

بلوك لوت

مقدمه

بلوك لوت، با درازايي حدود 900 كيلومتر، خاوري‌ترين بخش خردقاره ايران مركزي است. مرز خاوري آن با گسل نه‌بندان و حوضه فليشي خاور ايران و مرز باخ تري آن با گسل نابيند و بلوك طبس مشخص مي‌شود. در روي نقشه زمين‌ساخت ايران (اشتوكلين و نبوي، 1973)، مرز شمالي اين بلوك به فروافتادگي جنوب كاشمر و مرز جنوبي آن به فرونشست جازموريان بسته مي‌شود (شكل 2-16). در 1968، اشتوكلين اين بلوك را به دو بخش خاوري و باخ تري تقسيم كرد كه با رشته كوه‌هاي شتري از يكديگر جدا مي‌شد. يافته‌هاي بعدي نشان داد كه ويژگي‌هاي زمين‌شناسي اين دو بلوك قابل قياس نيستند. براي نمونه، روانه‌هاي آذرين بسيار ستير (2000 تا 3000 متر) سنوزوييك بلوك لوت در بلوك طبس وجود ندارد و يا حركت‌هاي زمين‌ساختي سيمرين پيشين، به ويژه سيمرين مياني كه با دگر شكلي و پايداري نسبي بلوك لوت همراه است، در بلوك طبس، نشانه‌هاي زمين‌زايي ملايم دارند. به همين دليل، به ويژه به دليل يافته‌هاي نوين، در گستره بلوك لوت بازنگري و بلوك طبس، فرونشست جازموريان و كوه‌هاي بزمان، به عنوان كمان ماگمايي، از اين بلوك حذف شده است.

تاريخچه چينه‌اي بلوك لوت

تاريخچه چينه‌اي بلوك لوت بسيار نزديك با ديگر نواحي خردقاره ايران مركزي است. ولي، چهار ويژگي بر چينه‌نگاري بلوك لوت حاكم است.

1- تاثير درخور توجه كوه‌زايي سيمرين پيشين (پالنوبلوچ - ريبر و محافظ، 1972) بر سنگ‌هاي كهن‌تر از ترياس مياني.

2- چين‌خوردگي، آتشفشاني و پلوتونيسم به نسبت شديد ژوراسيك مياني (سيمرين مياني) به ويژه در نواحي ده‌سلم، چهارفرسخ كه با سخت‌شدگي و پايداري نسبي بلوك همراه است.

3- فراواني سنگ‌هاي آتشفشاني سيستم ترشيري، به ويژه انوسن، كه با داشتن ضخامت حدود 2000 متر، بيش از نيمي از بلوك لوت را مي‌پوشاند.

4- نهشته‌های دریاچه‌ای، به تقریب افقی، پلیوسن - پلیستوسن به نام « سازند لوت » که نشانگر عملکرد ضعیف بازپسین رخداد چین‌خوردگی در این بلوک است.

بحثی درباره پایداری بلوک لوت

اگرچه فرضیه توده میانی (Mass Median) برای ایران مرکزی مردود دانسته شده است ولی گروهی از زمین‌شناسان بر این باورند که در اثر رویداد کوهزایی سیمرین پیشین، و به ویژه رخداد سیمرین پسین، گستره‌های وسیعی از بلوک لوت دگرگون و پایدار (Stable) شده‌اند به گونه‌ای که حرکت‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، بر این بلوک اثر چندانی نداشته‌اند. ولی:

* اگرچه « سازند لوت » افقی و به دور از دگرشکلی است اما، همین سازند در حاشیه باختری بلوک لوت، به ویژه در همبري با قسمت‌های گسلیده، دارای چین‌های نامتقارن با دامنه‌های پرشیب و گاهی برگشته است (کنراد و همکاران، 1977).

* سنگ‌های آتشفشانی حاشیه باختری لوت تا اندازه‌ای به دور از دگرشکلی اند. ولی، گسلش به نسبت شدید و به ویژه تداوم گسل‌ها در انباشته‌های آبرفتی کواترنر، نشانه جنبا بودن بخش باختری بلوک لوت است.

* پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیه خاوری آن آشکارتر است. در این ناحیه، به ویژه در مرز تماس با پهنه فلیش‌های خاور ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی درخور توجه است. در این جا، سنگ‌های پالئوزویک و به ویژه پرمین، و سنگ‌های مزوزویک، دگرشکلی فشرده و پرشیب دارند و کم و بیش دگرسان شده‌اند.

* در سطح بلوک لوت، حدود 40 مخروط آتشفشان کواترنر وجود دارد.

* در سال‌های گذشته بلوک لوت جایگاه رخداد زمین‌لرزه‌های مخرب و گسلش‌های مهمی بوده است.

* چین‌خوردگی پس از نئوژن، به نسبت پیچیده است. ولی بررسی‌های ساختاری نشان می‌دهد که این بلوک از نئوژن به بعد، همچنان پذیرای تنش‌هایی در راستای شمال خاوری - جنوب باختری بوده است. شواهد یاد شده و همچنین وجود چند گسل و خطواره جدید در بلوک لوت، دلایلی هستند که سختی و پایداری این بلوک را به ویژه در قسمت‌های حاشیه‌ای پرسش‌آمیز می‌کنند.

بحثی درباره آتشفشانی‌های لوت

همانگونه که گفته شد، بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی - جنوبی نابیند و نهیندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و بُرشی باشند. در چنین رژیم، سازوکار تغییر شکل در کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است. به همین رو، پدیده آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گسترده بلوک را پدید آورده‌اند (نوگل سادات، 1978).

فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسه پسین، یعنی بیش از 77 میلیون سال پیش، آغاز شده و 5 میلیون سال ادامه داشته است. سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه عمیق هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌رساند که همه از نوع کلسیمی - قلیایی هستند و همه شکل‌های آتشفشانی کناره قاره، مرز صفحه‌های همگرا در آنها دیده می‌شوند. تعیین سن پرتوسنجی با روش روبیدیم - استرونیسم می‌رساند که خاستگاه بیشتر سنگ‌ها از گوشته و به دور از هرگونه درآمیزي با پوسته است. تنها در برخی از

ایگنیمبریت‌های پُرسیلیس، نشانه‌های از آرایش پوسته‌ای دیده می‌شود (امامی، 1379). گفتنی است که آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، می‌تواند حاصل فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت (افتخارنژاد، 1972) و آتشفشانی‌های حاشیه جنوبی لوت بخشی از کمان ماگمایی زون فرورانش مکران هستند.

لرزه زمین‌ساخت بلوک لوت

در کناره باختری بلوک لوت، ضخامت پوسته حدود 40 کیلومتر است و از آنجا به سوی جنوب باختری از ضخامت آن کاسته می‌شود و ممکن است به حدود 20 تا 25 کیلومتر برسد. مطالعه لرزمخیزی بلوک لوت گواه آن است که پاره‌ای از نواحی این زون، مانند قائن، در اثر زمین‌لرزه ویران شده‌اند. از زمین‌لرزه‌های ویرانگر سده بیستم این بلوک، می‌توان به زمین‌لرزه‌های بَجستان (1925)، نهبندان (1928)، چاهک (1941)، دشت بیاض (1968) اشاره کرد (بربریان، 1974). با مطالعه نقشه لرزمین‌ساخت ایران دیده می‌شود که همانند دیگر نواحی ایران مرکزی، در بلوک لوت نیز کانون زمین‌لرزه‌ها روندی خاص ندارند و در سطح بلوک پراکنده‌اند. زون‌های لرزمخیز این بلوک، بیشتر در شمال و نیز در امتداد گسل‌های مرز خاوری، مانند گسل نهبندان، و باختری، مانند گسل ناپیند، جای دارند، بیشتر زمین‌لرزه‌ها از نوع کم عمق با بزرگی متوسط هستند (بربریان، 1974).

توان اقتصادی بلوک لوت

در بلوک لوت تاکنون کانی‌سازی مس، سرب و روی، آنتیموان، جیوه و طلا از نوع رگه‌ای گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به کانسار مس طلادار قلعه‌زری و کانسار آنتیموان، جیوه شوراب – کله‌گینان اشاره کرد. « منطقه معدنی بزمان »، واقع در حاشیه جنوبی بلوک لوت، بخشی از کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر مکران است که از اواخر کرتاسه پویا بوده است. در این منطقه، کانی‌سازی مس و طلا از نوع اسکارن و طلا، نقره، جیوه، مولیبدن از نوع گرمابی آتشفشانی و گرمابی پلوتون‌زاد دیده می‌شود که کانی‌سازی طلا و نقره در گیابان از آن جمله است (قربانی، 1381).

حوضه فلیشی خاور ایران

مقدمه

در پایانه خاوری ایران میانی، در حد فاصل دو گسل نهبندان (در باختر) و گسل هریرود (در خاور)، در گستره‌ای به وسعت 800 کیلومتر درازا و 200 کیلومتر پهنا، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش گونه وجود دارد که پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته‌های اقیانوسی دارند. پهنه مورد نظر که مراحل تکوین از پوسته اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده، یکی از اشتقاق‌های نوع « تنیس جوان » است که از آن با نام‌هایی همچون کوه‌های خاور ایران (East Iran Belt) (علوی، 1991)، زون گسل بُرشی ایران‌شهر – بیرجند (سامانی و اشتري، 1371)، زون نهبندان – خاش (نبوي، 1355)، منطقه ایران‌شهر – بیرجند (رییر و محافظ، 1972)، اوروکلین بلوچستان (کری، 1976)، زون زمین‌درز سیستان (Sistan Suture Zone) (تیرول و همکاران، 1983) یاد می‌شود.

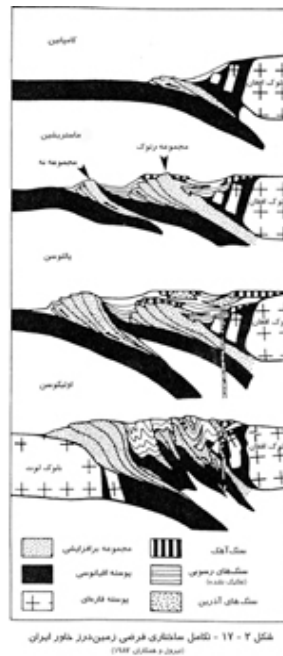
اگر چه دو گسل نهبندان و هریرود وضوح روشنی به مرزهای خاوری و باختری این پهنه داده‌اند ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. پایانه شمالی این پهنه در اثر عملکرد گسل‌های امتداد لغز، شاخه - شاخه می‌شود و پس از گرایش به سوی NWW تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه می‌یابد. در مرز جنوبی نیز، روندهای N-S به راستای جنوب خاوری متمایل شده و در یک راستای خاوری - باختری، تا پاکستان ادامه می‌یابد. الگوی ساختاری گفته شده سبب

شده تا (سامانی و اشتري، 1371) حوضه فلیشي خاور ایران را نوعي حوضه گسل ترادیس (basin Transform Fault) بداند که در شکل‌گیری آن عملکرد گسل‌های نه‌بندان و هریرود و همچنین چرخش بلوک لوت و هیرمند مؤثر بوده‌اند.

چگونگی و زمان پیدایش

تا دهه‌های گذشته حوضه فلیشي خاور ایران چندان شناخته شده نبود. در سال 1972، افتخارنژاد پیدایش این حوضه فلیشي را نتیجه يك كافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در باختر و بلوک هیلمند در خاور دانست که در کرتاسه پیشین شکل گرفته و محلی شایسته برای جایگیری گوشته اقیانوسی، انباشت نهشته‌های فلیش گونه بوده است. ولی، با سرانجام گرفتن اشتقاق خاور ایران، پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای بلوک لوت فرو رانش کرده و آمیزه‌های افیولیتی – فلیشي خاور ایران به وجود آمده است.

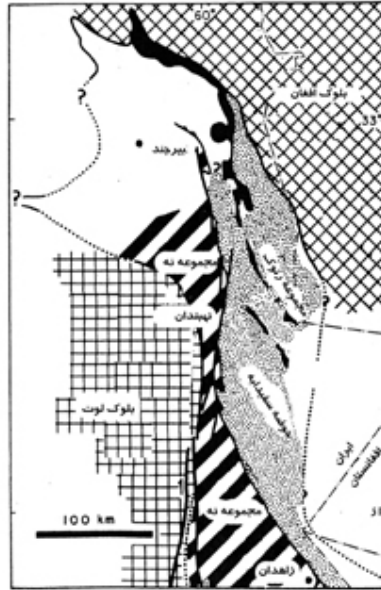
کمپ و گریفیس (1982) و تیروول و همکاران (1983) به حوضه فلیشي خاور ایران « زون زمیندرز سیستان Sistan Suture Zone » نام داده‌اند و بر این باورند که جدایش بلوک افغان، (بلوک هیلمند) از بلوک لوت در زمان سنومانین انجام گرفته که با جایگیری گوشته‌های اقیانوسی و انباشت رسوب‌های فلیشي همراه بوده است. سن افیولیت‌های جنوب نصرت‌آباد به روش پتاسیم – آرگون، 60 تا 100 میلیون سال است که با کافت‌زایی سنومانین همخوانی دارد، (دلالوا و دسمونز 1980). بنا به گزارش نامبردگان، رسوب‌های سنومانین این پهنه در رخساره گلوکوفان شیبست دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های ماستریشترین نادگرگونی پوشیده شده‌اند. دگرگونی و دگرشیبی مورد سخن به آغاز فرو رانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان (بر خلاف نظر قبلی) نسبت داده شده است که در زمان ماستریشترین صورت گرفته و حاصل آن شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی - قلیایی پالئوسن – انوسن در حوضه فلیشي خاور ایران است. در انوسن میانی، در اثر برخورد نهایی دو بلوک، فرو رانش پایان گرفته است (شکل 2-17). از انوسن میانی به بعد، تکاپوهای ماگمایی بیشتر از نوع قلیایی است، ولی، همچنان گدازه‌ها و توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی نیز وجود دارد که به لحاظ خاتمه فرو رانش، ماگماهای کلسیمی - قلیایی پس از انوسن میانی، بیشتر باید نتیجه ذوب گوشته بالایی باشند. گفتنی است که گسترش بیشتر منشورهای فزاینده و سنگ‌های دگرگونی در بخش خاوری حوضه فلیشي و همچنین برونزدهای کلسیمی - قلیایی پالئوسن – انوسن دلایلی هستند که به فرو رانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان اشاره دارند. با این حال، آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، به مقدار زیاد از نوع کلسیمی - قلیایی و یا از نوع بایمودال اند و از خاور به باختر، سن کمتری دارند. پس، شاید بتوان يك فرو رانش دو سویه را برای زمیندرز خاور ایران پیشنهاد نمود.



تاريخچه چينه‌اي حوضه فليشي خاور ايران

در حوضه فليشي خاور ايران سنگ‌هاي قديمي‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌هاي اقيانوسي، آتشفشاني‌هاي کرتاسه بالا، نهشته‌هاي فليشي پالئوسن – ائوسن و سرانجام سنگ‌هاي ماگمايي (دروني – بيروني) اين ناحيه، به دليل قرارگيري در يك زون برخوردی نظم چينه‌اي ندارند و در يك نگاه كلي، تيرول و همكاران (1983) سنگ‌هاي اين پهنه را شامل دو مجموعه افويليتي (مجموعه «رتوك» در باختر و مجموعه «نه» در خاور) و يك مجموعه رسوبي (سفيدابه) مي‌دانند. (شکل 2-18)

جدا از پوسته‌هاي اقيانوسي، رخساره‌هاي سنگي بيشتر از نوع شيل و ماسه‌سنگ‌هاي دريائي کرتاسه پسين تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌هاي رسوبي دريائي جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌هاي کوهزايي ائوسن – اليگوسن نسبت داده مي‌شود که با رخداد زمین‌ساختي پيرنه قابل قياس است. تکاپوهاي آتشفشاني کم است ولي مقداري سنگ آذرین بیروني از نوع آندزيت با سنگ نهشته‌هاي فليشي همراه است که رخساره‌هاي آتشفشاني – رسوبي را تداعي مي‌کنند. افزون بر گدازه‌هاي آندزيتي، در پيرامون زاهدان و باختر ميرجاوه، توده‌هاي گرانيتي – ديوريتي به درون فليش‌ها تزريق شده‌اند که اين خود نشانگر گرانيت‌زايي همزمان با کوهزايي پيرننن است. فعاليت‌هاي ماگمايي ناحيه از زمان نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختر و باختر زابل گستره‌هاي وسيع از روانه‌ها و سنگ‌هاي آذر – آواري اليگوسن – ميوسن وجود دارند. گدازه‌هاي کواترنر کهن سرتخت‌هاي بازالتي هستند که در امتداد گسل‌هاي عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترين تکاپوي ماگمايي است که در شرايط کنوني در مرحله گودزدايي است (شکل 6-14). نياز به يادآوري است که توده‌هاي قليايي و نيمه قليايي اين ناحيه مانند کوه لار، سياستراگي، جنجا و عسگي ميزبان کانسارهايي از نوع پورفيري مس، سرب، روي و طلا هستند (ساماني و اشتري، 1371). گاهي نيز کاني‌سازي به صورت دگرستاني اسيد – سولفات و اپي‌ترمال است.



شکل ۲ - ۱:۸ - زمین‌درز سستمان و جابگانه دو مجموعه اقیانوسی (رتوک - نه) و مجموعه رسوبي (سفیدابه) میان دو بلوک لوت و افغان (تیروول و همکاران ۱۹۸۳)

زمین‌ساخت حوضه فلیشی خاور ایران

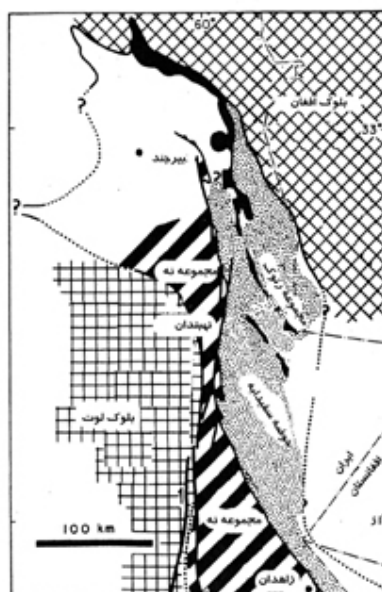
الگوی ساختاری حوضه فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راست‌گرد روند تقریبی شمالی - جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش‌های راست‌گرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان (Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال خاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضه فلیشی خاور ایران، حرکت رو به شمال و شمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفته دیگر، عمده ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

تاریخچه چینه‌ای حوضه فلیشی خاور ایران

در حوضه فلیشی خاور ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسه بالا، نهشته‌های فلیشی پالنوسن - ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی - بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرارگیری در یک زون برخوردی نظم چینه‌ای ندارند و در یک نگاه کلی، تیروول و همکاران (۱۹۸۳) سنگ‌های این پهنه را شامل دو مجموعه اقیولیتی (مجموعه «رتوک» در باختر و مجموعه «نه» در خاور) و یک مجموعه رسوبي (سفیدابه) می‌دانند (شکل ۲-۱۸)

جدا از پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسه پسین تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌های رسوبي دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن - الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. تکیه‌های آتشفشانی کم است ولی مقداری سنگ آذرین بیرونی از نوع آندزیت با سنگ نهشته‌های فلیشی همراه است که رخساره‌های آتشفشانی - رسوبي را تداعی می‌کنند. افزون بر

گدازه‌های آندزیتی، در پیرامون زاهدان و باختر میرجاوه، توده‌های گرانیتی – دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که این خود نشانگر گرانیت‌زایی هم‌زمان با کوه‌زایی پیرننن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان ننوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختری و باختر زابل گستره‌هایی وسیع از روانه‌ها و سنگ‌های آذر – آواری البگوسن – میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن سر تخت‌های بازالتی هستند که در امتداد گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحله گوگردزایی است (شکل 6-14). نیاز به یادآوری است که توده‌های قلیایی و نیمه قلیایی این ناحیه مانند کوه لار، سیاستراگی، جنجا و عسگی میزبان کانسارهایی از نوع پورفیری مس، سرب، روی و طلا هستند (سامانی و اشتري، 1371). گاهی نیز کانی‌سازی به صورت دگرسانی اسید – سولفات و اپی‌ترمال است.



شکل ۴ - ۱.۸ - زمین‌دراز سستمان و جایگاه دو مجموعه آئوولینی (لوتوک - نه) و مجموعه رسوبی (سایه‌دار) میان دو بلوک لوت و آوت (آبرول و همکاران، ۱۹۸۳)

الگوی ساختاری حوضه فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راستگرد روند تقریبی شمالی – جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی و جنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان (Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال خاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضه فلیشی خاور ایران، حرکت رو به شمال و شمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفته دیگر، عمده ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

لرزه‌زمین‌ساخت حوضه فلیشی خاور ایران

از نگاه لرزه‌خیزی، بخش میانی حوضه فلیشی خاور ایران، اطراف زاهدان، در سده گذشته به طور کامل آرام بوده، اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است. در ناحیه نه‌بندان زمین‌لرزه‌ها از نوع کم ژرفا (35 – 0 کیلومتر) و بزرگی متوسط 6 – 3/5 هستند. زمین‌لرزه‌های بخش جنوبی، به ویژه اطراف تفتان، از نوع نیمه عمیق تا نزدیک به عمیق و بزرگی 7 – 3/5 هستند. پاره‌ای از کانون‌های زمین‌لرزه منطبق بر زون‌های تلاقی بلوک لوت در باختر است (بربریان، 1976).

توان اقتصادی کوه‌های خاور ایران

در حوضه فلیشی خاور ایران پی‌سنگ پوسته اقیانوسی است که با رسوبات جوان‌تر پوشیده شده و به طور معمول، ماگمازایی جوان‌تر هم بر آن اثر کرده است. قربانی (1381) در این حوضه مناطق معدنی زیر را معرفی کرده است. در « منطقه معدنی تفتان »، از متاسوماتیسم و دگرگونی پی‌سنگ اولترامافیک و مافیک کانی‌سازی از نوع چند سولفیدی از عناصر سرب و روی، مس، مولیبدن، نقره، طلا و آرسنیک دیده می‌شود. در ناحیه خارستان می‌توان محدوده‌های کانی‌سازی شده سرب و روی نقره‌دار کوه زردان، سرب و روی مس و طلا دار دیو چاه و کانی‌سازی سرب و روی و آنتیموان تیلویی را نام برد.

در « منطقه معدنی نه‌بندان – ایرانشهر »، کانی‌سازی کروم، مس، آهن، منگنز و طلا دیده می‌شود. کانی‌سازی منیزیت این منطقه متعدد و پر ارزش‌اند.

در « منطقه معدنی میرجاوه – بیرجند »، پیکره‌های افیولیتی همراهانی از کروم، منگنز و آزیست با خاستگاه ماگمایی دارند. افزون بر آن در مجموعه اولترامافیک، سنگ‌های ماگمایی و فلیش‌های ناحیه کانی‌سازی طلا و نقره، مس و روی، سرب و طلا، طلا و مس با خاستگاه اسکارنی – گرمایی وجود دارند.

در « منطقه زاهدان – سراوان »، محلول‌های گرمایی وابسته به توده‌های گرانیتوئیدی موجب دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی هم‌بری شده‌اند که با کانی‌سازی مس، سرب و روی، طلا، نقره و مولیبدن همراه‌اند.

توان هیدروکربنی ایران میانی

در شرایط کنونی، میدان‌های هیدروکربنی شناخته شده ایران مرکزی محدود به دو تاق‌دیس البرز و سراج، واقع در خاور شهرستان قم است. در این ساختارها، سازند آهکی قم، به سن الیگوسن – میوسن، با سنگ‌شناسی و جایگاه چینه‌نگاری همسان با سازند آهکی آسماری، سنگ مخزن و نهشته‌های تبخیری بخش پایینی سازند سرخ بالایی، پوش سنگ میدان را تشکیل می‌دهند. بنا بر گزارش افشارحرب (1380)، تاکنون 9 حلقه چاه اکتشافی در این دو تاق‌دیس حفر شده و ذخیره خارج شده از میدان نفتی البرز، حدود 20 میلیون بشکه است. ذخیره گازی میدان گازی سراج که در خاور قم و در جنوب خاوری تاق‌دیس البرز قرار دارد، حدود 0/3 تریلیون فوت مکعب است. توان هیدروکربنی ایران میانی نمی‌تواند محدود به ناحیه قم باشد. سازند قم سایر نواحی ایران میانی، انباشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی گروه شمشک و همچنین ردیف‌های ژوراسیک بلوک طبس، از نظر توان هیدروکربنی شایسته بررسی هستند.

ایران شمالی

توضیح: ایران شمالی شامل نواحی واقع در شمال زمین‌درز تنیس کهن است. سازوکار ساختاری این نواحی یکسان نیست و قابل تقسیم به پهنه فشارشی « کپ‌داغ » در خاور و پهنه کششی « خزر جنوبی » در باختر است.

کپه‌داغ

مقدمه

پهنه رسوبي - ساختاري کپه‌داغ شامل کوه‌هاي هزار مسجد در شمال خاور ايران است که در يك راستاي WNW تا ESE، از خاور دريائي خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ايران، وارد خاک افغانستان مي‌شود. در نتيجه، کپه‌داغ به عنوان يك ميدان گازي بزرگ بين سه کشور ايران، ترکمنستان و افغانستان مشترک است. ميدان‌هاي گازي بسيار عظيم خانگيران در ايران، دولت‌آباد - دهنمز، شاتليک، گزلي، بايران علي و مهري در ترکمنستان و گوگر در افغانستان، در اين حوضه کشف شده‌اند (افشارحرب، 1380).

از نگاه جغرافيايي و کوهنگاري، کپه‌داغ بخشي از ادامه خاوري کوه‌هاي البرز است، ولي ويژگي‌هاي زمين‌شناختي و ساختاري آن نسبت به نواحي مجاور متفاوت است (نبوي، 1355). مرز شمالي اين پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است که روند N 310 درجه دارد. در بارة مرز جنوبي کپه‌داغ، ديدگاه‌ها متفاوت است، ولي اين مرز با رخنمون‌هاي ناپيوسته منشورهاي برافراينده تتيس کهن مشخص مي‌شود که در شمال خاوري فريمان (سفيدسنگ) و جنوب باختري مشهد برونزد دارند (شکل 7-1).

از نگاه ريخت‌شناسي، کپه‌داغ منطقه‌اي کوهستاني است که فازهاي آلپ پايندي در شکل‌گيري سيماي امروزي آن نقش اساسي داشته‌اند. ريخت‌شناسي منطقه، جوان است و توپوگرافي ناحيه، رابطه‌اي مستقيم با ساختارهاي زمين‌شناسي دارد. به طور معمول، تاقديس‌ها ارتفاعات، و ناوديس‌ها دشت‌هاي ميان‌کوهي را مي‌سازند و سازندهاي کربناتي مزدوران (ژوراسيک بالايي) و تيرگان (کرتاسه پايندي) واحدهاي سيماساز منطقه هستند. دشت‌هاي سرخس، گرگان، مشهد - قوچان و شيروان - بجنورد از نواحي فروافتاده کپه‌داغ‌اند.

جدا از ميدان‌هاي عظيم گازي، جاي گيري پهنه کپه‌داغ در فصل مشترك دو ابرقارة اوراسيا و گندوانا سبب شده تا اين پهنه مورد توجه خاص زمين‌شناسان باشد. گريسباخ (1881)، شرکت نفت اميرانين (1938)، کلاپ (1940)، گانسر (1951)، گلدشميت (1952)، پزن (1335)، انصاري (1340) و از 1341 به بعد افشار حرب، پژوهشگراني هستند که به زمين‌شناسي کپه‌داغ پرداخته‌اند که از آن ميان افشار حرب بيشترين سهم را دارد.

شرائط رسوبگذاري و رخدادهاي زمين‌ساختي حاکم بر پهنه کپه‌داغ شباهت به پهنه زاگرس دارد که از آن جمله مي‌توان به زمان چين‌خوردگي نهايي، روند عمومي چين‌ها، نبود تکاپو‌هاي ماگمايي، يکسان بودن رژيم‌هاي فشارشي و ... اشاره کرد.

بختي درباره موقعيت ساختاري کپه‌داغ

اگرچه در بسياري از گزارش‌هاي زمين‌شناسي، کپه‌داغ را لبة جنوبي ورق توران و بخشي از ابرقارة اوراسيا دانسته‌اند، ولي در حال حاضر در بارة جايگاه اين پهنه دو ديدگاه متفاوت زير وجود دارد.

الف) نظرية اوراسيايي: بر پايه اين نظريه که طرفداران فراوان دارد، در ناحية آق‌دريند نهشته‌هاي لياس با دگرشيبني آشکار بر روي رديفي از نهشته‌هاي آذرآوري با ساخت پيچيده و به سن ترياس مياني - بالايي جاي دارند. رديف‌هاي ترياس مياني - بالايي، خود بر روي ضخامت زيادي از آوري‌هاي سُرخ‌رنگ نشسته‌اند که ظاهري شبیه به مolas‌هاي پرمين بالايي - ترياس زيرين فلات توران دارند و به طور دگرشيب، پي‌سنگ هرسيني را مي‌پوشانند و با رخساره‌هاي کربناتي - سکوي ديگر نواحي ايران تفاوت دارند. بدین‌سان، اين گروه از زمين‌شناسان، کپه‌داغ را بخشي از ابرقارة

اوراسیا و سنگ‌های اولترامافیک ناحیه مشهد را بقایای اقیانوسی می‌دانند که دو صفحه توران (اوراسیا) و ایران (گندوانا) را از یکدیگر جدا و به سوی خاور، در امتداد گسل هرات، تا هندوکش ادامه داشته است.

ب) نظریه گندوانایی: بر خلاف طرفداران نظریه اوراسیایی، افتخارنژاد (1370) سنگ‌های پرکامبرین پسین – پالئوزویک ناحیه رباط قره‌بیل را همسان سنگ نهشته‌های همزمان در ایران مرکزی و البرز خاوری می‌داند و بر این باور است که سکوی آپی کاتانگایی پالئوزویک صفحه ایران در سرتاسر و یا بخشی از کوه‌های کپهداغ وجود دارد. در ضمن رخساره سنگ‌های دونین و کربنیفر پنجره فرسایشی آق‌دربند را همسان سازندهای جبرود و مبارک البرز مرکزی می‌داند و بدین‌سان نتیجه می‌گیرد که پی‌سنگ پهنه کپهداغ متعلق به هرسینین توران (اوراسیا) نیست، بلکه دنباله‌ای از پی‌سنگ آفریقا – عربستان است و لذا مرز میان سکوی ایران و پهنه هرسینین توران را در شمال کوه‌های کپهداغ و در خارج از ایران می‌داند. جدا از دو نظریه اوراسیایی و گندوانایی، وجود توربیدیت‌های دانه ریز، رادیولاریت، چرت، روانه‌های بالشی و سنگ‌های اولترامافیک خاور روستای سفیدسنگ واقع در جنوب خاوری مشهد، به سن پرمین پسین و گاهی پرمین میانی، نشان می‌دهد که در اواخر کربنیفر و اوایل پرمین، در بخش شمال خاوری ایران، یک کافت درون قاره‌ای به وجود آمده و دست کم از آن زمان به بعد، کپهداغ به عنوان یک حوضه رسوبی مستقل، شرایط رسوبی و زمین‌ساختی ناهمسانی با ایران مرکزی و البرز خاوری داشته است.

تاریخچه چینه‌ای کپهداغ

در کپهداغ، پی‌سنگ پیش از ژوراسیک، تنها، در شمال فرونشست تربت جام – فریمان و پنجره فرسایشی آق‌دربند دیده می‌شود. از این رو، بررسی رویدادهای پیش از ژوراسیک میانی تا اندازه‌ای دشوار است. از سوی دیگر، فرسایش ژرف در مرکز و باختر منطقه، اطلاع از رویدادهای آشکوب ماستریشین به بعد را نیز دشوار می‌نماید. در کتاب زمین‌شناسی کپهداغ، (افشار حرب، 1373) نواحی گرگان، جاجرم و اسفراین بخشی از قلمروی کپهداغ دانسته شده و در توصیف و تجزیه و تحلیل جغرافیایی دیرینه آن به واحدهای سنگ‌چینه‌ای، به سن کامبرین به بعد اشاره می‌شود که رخساره‌های همسان با ایران مرکزی و البرز دارند.

همسانی سنگ‌شناختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تا بدانجا است که حتی برای واحدهای سنگ‌چینه‌ای پالئوزویک کپهداغ از واژه‌های سازندی ایران مرکزی و البرز استفاده شده است. پذیرش دیدگاه افشار حرب، تأییدی بر نظریه گندوانایی کپهداغ است. ولی، یافته‌های زمین‌شناسی گویای آن است که پاره‌ای از رخساره‌های سنگی کپهداغ، رخنمون یافته در نواحی بینالود، جنوب بجنورد، جنوب گرگان، ورقه‌های نابرجایی هستند که در پیامد حرکت‌های آلی و در نتیجه گسلش راندگی به روی حاشیه شمالی البرز رانده شده‌اند.

در پنجره فرسایشی آق‌دربند، کهن‌ترین سنگ‌های فسیل‌دار شامل ردیفی از شیل، سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی است که عضوهای آهکی آن حاوی کنodont‌های شاخص دونین بالا است. بر روی سنگ‌های دونین، ردیفی از مرم‌های سفید رنگ نشسته که به باور روتتر (1983) موقعیت نابرجا، و سن پرکامبرین پسین دارند. افتخارنژاد (1366)، مرم‌های گفته شده را به دلیل داشتن سنگواره‌های شاخص، به سن دونین بالا – کربنیفر و قابل قیاس با « سازند مبارک » می‌داند و عامل دگرگونی را به سیم‌رین پیشین نسبت می‌دهد.

نبوی (1355)، سنگ‌های تریاس آق‌دربند را نا دگرگونه می‌داند و لذا مرم‌ری شدن کربنات‌ها را به رویداد زمین‌ساختی کالدوین نسبت می‌دهد. در زمان پرمین، در نتیجه یک اشتقاق، کپهداغ از ورق ایران جدا و شرایط لازم برای جایگیری پوسته‌های اقیانوسی و ردیف‌های ژرف پلاژیک به سن پرمین، فراهم شده است که رخنمون‌های ناپیوسته و دگرگونی آن

را می‌توان در امتداد زمیندرز تتیس کهن، در جنوب باختری و خاوری مشهد دید. سنگ‌های تریاس ناحیه آق‌دربند، به دلیل عملکرد سه دوره فرسایشی کوتاه، شامل سه چرخه رسوبی جداگانه است که به مجموعه آنها «گروه آق‌دربند» نام داده شده است. سنگ رخساره بخش پایینی و میانی این گروه با دیگر نواحی ایران تفاوت آشکار دارد و به ظاهر یادآور رخساره‌های تریاس ورق توران و نشانگر چیرگی شرایط رسوبی ویژه و حوضه رسوبی مستقل و جدا از دیگر نواحی ایران است.

ردیف‌های تریاس بالایی کپهداغ، همانند دیگر نواحی ایران، از نوع انباشته‌های شیلی و ماسه سنگ‌های زغالدار است که با دگرشیبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. همانندی ردیف‌های تریاس بالایی کپهداغ با ردیف‌های همزمان در البرز و ایران مرکزی می‌تواند نشانه سرانجام گرفتن کافت جنوب کپهداغ و پیوند دوباره کپهداغ و ورق ایران باشد. شیل و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند کشف‌رود، به سن لیاس - بازوسین، یادآور نهشته‌های پیش‌خشکی لیاس - ژوراسیک میانی (سازند شمشک) ایران میانی و شمالی است. ولی، کشف‌رود چند تفاوت عمده با سازند شمشک دارد. مدنی (1977)، سازند کشف‌رود را نوعی فلیش توریدیت می‌داند که بخشی از آن در حوضه‌های ژرف رسوبی (گاهی بیش از 1000 متر) ته‌نشین شده در حالی که، سازند شمشک معرف حوضه‌های پیش‌خشکی است. بررسی جغرافیای دیرینه زمان بازوسین پسین - کرتاسه پایانی گویای آن است که جدا از پیشروی و پسروی‌های محلی، در این فاصله زمانی، محیط رسوبی کپهداغ از نوع دریای باز بوده و از این نگاه، همسانی کافی با دیگر نواحی ایران دارد. برای نمونه می‌توان به همسانی نهشته‌های ژوراسیک میانی - بالایی و سنگ‌های کرتاسه اشاره کرد که با تغییرهای ناچیز، با رخساره سنگی و زیستی مشابه، در بسیاری از نقاط صفحه ایران وجود دارد. در آغاز پالئوسن همه حوضه، خشکی بوده است.

در آغاز پالئوسن پسین دریا به صورت جداگانه از شمال خاور و شمال باختر آغاز به پیشروی کرده ولی خشکی کم شیب و کم ارتفاعی در شمال بجنورد میان دو دریا وجود داشته است (افشار حرب، 1373). از اوایل ائوسن پسین، دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نوژن حوضه‌های میان کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیاس - الیگوسن کپهداغ، حدود 6000 متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعه دیرینه جغرافیای کپهداغ، نشان می‌دهد که همزمان با فازهای کوهزایی و زمین‌زایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد. افشار حرب به 21 بار ترك دریا اشاره دارد که در روند آن همه و یا بخشی از کپهداغ از آب خارج و محیط‌های خشکی و یا مردابی چیره شده‌اند.

ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی دریایی و نبود تکاپوهای آذرین، کپهداغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است. کشف میدان‌های عظیم هیدروکربنی در این حوضه، درستی این دیدگاه را نشان می‌دهد.

زمین‌ساخت کپهداغ

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی الگوی چین‌خوردگی کپهداغ با پهنه زاگرس مقایسه شده است چرا که، بیشتر چین‌ها نامتقارن، ممتد و کم و بیش با یکدیگر موازی هستند و در يك روند NW - SE آرایش یافته‌اند. گفتنی است که در پیشانی جنوب باختری، چین‌ها شدت بیشتری دارند ولی به سمت خشکی توران، چین‌ها بازند و سرانجام از بین می‌روند.

با استناد به شواهدی مانند بالا بودن شدت چین خوردگی در جبهه جنوبی و همچنین نامتقارن و پرشیب بودن پهلوی جنوب باختری چین‌ها، به نظر می‌رسد حرکت ورق ایران به سمت کپه‌داغ، در چین خوردن رسوب‌ها نقش اساسی‌تری داشته است. چنین حرکتی سبب تغییر سازوکار گسل‌های پی‌سنگ از نرمال به راندگی، با شیب به سمت شمال، و همچنین زایش گسل‌های امتداد لغز شده که جهت جابه‌جایی زوج‌های گسلی با راستای فشارش بر کمر بند چین‌خورده کپه‌داغ منطبق است.

جدا از پیشروی و پسروی وابسته به حرکت‌های خشکی‌زایی، نبود ردیف‌های دریایی جوان‌تر از ائوسن می‌تواند نشانگر عملکرد رخدادهای پیرینه باشد که بر دیرینه جغرافیایی ناحیه اثر درخور توجه داشته است. ولی، یقین بر این است که الگوی چین‌خوردگی کنونی کپه‌داغ حاصل عملکرد رخدادهای کوه‌زایی اواخر پلیوسن است. فشردگی کپه‌داغ، با کوتاه شدگی پوسته همراه است که میزان آن با در نظر گرفتن 70 کیلومتر پهنای کنونی، حدود 15 درصد است.

از نظر زمان تشکیل و سازوکار حرکتی، گسل‌های کپه‌داغ را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. گروه نخست گسل‌های همزمان با فرونشست حوضه است که به طور عموم روند خاوری - باختری و یا شمال خاوری - جنوب باختری دارند، و در آغاز، سازوکار حرکتی نرمال داشته‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته با شیب رو به شمال تبدیل شده‌اند. گروه دوم گسل‌ها، محور چین‌ها را قطع می‌کنند و از نوع همگرا هستند که ممکن است امتداد لغز راستگرد، با روند شمال باختری، و یا امتداد لغز چپگرد، با روند شمال خاوری، باشند. گسل‌های امتداد لغز راستگرد، در مقایسه با انواع چپگرد، طول و توان لرزمخیزی بیشتر دارند.

لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ

رخدادهای زمین‌لرزه‌های متعدد همراه با گسلش سطحی نشانگر آن است که کمر بند چین‌خورده کپه‌داغ از زمان بازپسین فعالیت‌های آلبی تاکنون تحرك داشته و موجب ویرانی شهرهایی مانند قوچان شده است. به عقیده مکزی (1972)، زون لرزمخیز کپه‌داغ، ادامه جنوب خاوری نوار لرزمخیز قفقاز - خزر است. جدا از زمین‌لرزه‌های شناخته شده و گسلش‌های کوتاه‌تر، آبرفت‌های پلکانی موجود در امتداد رودخانه‌ها، به ویژه رودخانه کشف‌رود، معرف فعالیت‌های جوان پهنه کپه‌داغ‌اند. مطالعه کانون زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ نشان می‌دهد که:

- * زمین‌لرزه‌ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه‌داغ متمرکزند.
- * بخش‌های جنوب خاوری و خاور کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست.
- * زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ بیشتر از نوع کم ژرفاست.
- * کانون‌یابی زمین‌لرزه‌های سال‌های 1871، 1893 و 1929 نشانگر آن است که این زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های عمده راستالغز نواحی مرکزی و خاوری کپه‌داغ همسویی دارند.
- * زمین‌لرزه‌های سال‌های 1959، 1970 و 1972 نشان دهنده يك زون لرزمخیز با راستای NE-SW هستند.
- * رها شدن انرژی در گسل‌های همگرا متفاوت است، آن‌گاه که يك گروه به آستانه جنبش می‌رسند، گروه دیگر در حال انباشت نیرو هستند. بنا به نوشته چالانکو (1972) تا پیش از سال 1945، زمین‌لرزه‌ها همروند با گسل‌های NNW بوده‌اند حال آن که پس از آن، زمین‌لرزه‌ها، در راستای گسل‌های NNE هستند.

توان اقتصادی کپه‌داغ

در بخش ایرانی کپهداغ، ردیف‌های هم‌ارز با سازندهای مُبارک و شمشک دارای توان هیدروکربنی هستند (افشارحرب، 1380). ولی، ژرف‌ترین افق حفاری و لایه آزمایش شده، سازند مزدوران است. در بخش‌های بالایی سازند کشف‌رود نیز دو حلقه چاه حفر شده که نشانه‌هایی از گاز دارند.

دو میدان گازی خانگیران و گنبدلی در ناحیه سرخس و گاز غیر اقتصادی تاق‌دیس قزل‌تپه، در ناحیه گرگان، از جمله میدان‌های گازی کپهداغ‌اند. میدان گازی بسیار عظیم خانگیران، در تاق‌دیس خانگیران است که 35 کیلومتر پهنا دارد. سنگ مخزن اصلی خانگیران سازند مزدوران است و ماسه‌سنگ‌های سازند شورجه مخزنی درجه دوم را تشکیل می‌دهند. پوش‌سنگ هر دو مخزن را رس سنگ‌های سُرخ‌رنگ تشکیل می‌دهند. گاز مخزن مزدوران ترش و گاز مخزن شورجه شیرین است. گاز مخزن مزدوران پس از پالایش و گوگرد زدایی سوخت شهرهای مشهد، قوچان، شیروان، بجنورد و سوخت نیروگاه نکا را تأمین می‌نماید. زغال‌سنگ (معدن آق‌در بند)، آثاری از جیوه در حاشیه شمالی و آثاری از طلا همراه با پیریت در سازند چمن‌بید از کپهداغ گزارش شده که در حال حاضر چندان اقتصادی نیستند.

فرونشست خزر

مقدمه

به جز افتخارنژاد (1359)، دیگر زمین‌شناسان، فرونشست خزر را منحصر به محیط آبی این دریا دانسته‌اند. ولی، بررسی ردیف‌های رسوبی جنوب دریای خزر، در حد فاصل گنبد کاووس تا دشت مغان نشان می‌دهد که نهشته‌های میوسن میانی به بعد این نواحی، گاه با حدود 4500 متر ستبرا، بیشتر آواری و لب شورند و تفاوت آنها با رسوب‌های هم‌زمان در البرز چشمگیر است. به گفته بهتر، ستبرای رسوبات، سرشت رخساره‌های سنگی و زمین‌ساخت مناطق مذکور، مؤید عمل دوگانه بر پایی البرز و فروافتادگی نواحی میان گسل شمال البرز و گسل آپشرون - بالکان است. از این رو تقسیم فرونشست خزر به دو بخش جداگانه « حاشیه جنوبی دریای خزر » و « حوضه خزر جنوبی » به منطق نزدیک‌تر است چرا که به احتمال در اولی پی‌سنگ گرانیتی و در دومی بازالتی است.

حاشیه جنوبی خزر

از زمان پالنوسن، به گفته دقیق‌تر از میوسن میانی، هم‌زمان با تکوین کوه‌های آلپ، دریای تتیس به دو حوضه جدا از هم تقسیم شده است. حوضه جنوبی، که دریای مدیترانه کنونی را تشکیل می‌دهد با اقیانوس اطلس در ارتباط بوده است. حوضه شمالی، که محیطی لب شور بوده حوضه بسته پاراتتیس را به وجود آورده که به جز در مقاطع زمانی کوتاه با دریاهای باز (مدیترانه) ارتباطی نداشته است. حوضه پاراتتیس از دره رودخانه رن در جنوب خاوری فرانسه تا ترکمنستان گسترش داشته که با تحول و تکوین کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، پونتید، قفقاز، کپهداغ و البرز به سه حوضه کوچک‌تر « باختری »، « مرکزی » و « خاوری » تقسیم شده است که از میان آنها پاراتتیس خاوری نواحی واقع در شمال کریمه، قفقاز، دریای سیاه، دریاچه خزر، دریاچه آرال و ترکمنستان را زیر پوشش داشته است.

بدین‌سان سراسر دریای خزر به طور اعم، و بخش جنوبی آن از گنبد کاووس تا بندرانزلی، شمال آستارا و حتی دشت مغان، به طور اخص، از جمله نواحی هستند که از میوسن میانی به بعد، با پاراتتیس خاوری پوشیده می‌شده‌اند. بخش بیشتر این نوار ساحلی با رسوبات دلتایی، رودخانه‌ای و ساحلی عهد حاضر پوشیده شده است و لذا، جدا از رخنمون‌های محدود، بخش درخور توجهی از اطلاعات، مربوط به حفاری‌های نفتی است.

در سال 1355، نبوي به ناحیه موردنظر « زون گرگان – رشت » نام داد و با توجه به شیب‌های کم دگرگونه جنوب گرگان، تاریخچه پیدایش آن را پرکامبرین دانست.

افتخارنژاد (1359)، نخست آتشفشانی‌های دگرگون شده، شیب‌ها و اقیولیت‌های غرب اسالم و اهر را به سن ژوراسیک و دنباله پی‌سنگ خزر دانست ولی در مطالعات بعدی (1371) مجموعه‌های گرگان- اسالم- اهر را فلس‌های رورانده به سن کربنیفر – پرمین و برونزد آنها را محل زمین‌درز تتیس کهن دانست. علوی (1991) حاشیه جنوبی دریای خزر را دنباله باختری کپ‌داغ و لبه جنوبی صفحه توران می‌داند. حفاری‌های نفتی نشان می‌دهند ردیف‌های سنوزویک نوار جنوبی دریای خزر متعلق به پارانتیس خاوری است که به دلیل فرونشینی بستر و به ویژه افت سطح آب، ساحل قدیمی را رها کرده است.

تاریخچه چینه‌ای حاشیه جنوبی خزر

بیشتر مخازن نفتی شمال ایران در نهشته‌های پلیوسن – کواترنر حاشیه دریای خزر تشکیل شده‌اند به همین دلیل، این انباشته‌ها ارزش اقتصادی دارند. و می‌توان آنها را در نواحی دشت گرگان، مازندران، گیلان و دشت مغان دید. دشت گرگان، تحت تأثیر پیشروی و پسروی‌های دریای میوسن و خزر قدیمی قرار داشته و ضخامت رسوب‌ها به سرعت از چند ده متر، در خاور دشت، به بیش از سه هزار متر در خاور دریای خزر، می‌رسد. در این دشت نهشته‌های آشکوب سارماسین گسترده‌اند ولی ردیف‌های پونسین وجود ندارد. نهشته‌های پلیوسن دشت گرگان شامل نهشته‌های دو آشکوب چلکانین، (پلیوسن زیرین – میانی) و آچه‌گیلین (پلیوسن بالایی) است (موسوی روحبخش، 1380) که با رخساره‌های خزری کواترنر پوشیده شده‌اند. در دشت مغان، به ویژه در نواحی گرمی و پارس‌آباد، ردیف‌های نئوژن، گستردگی زیاد دارند. در این دشت، نهشته‌های آشکوب سارماسین زیرین و میانی بیشتر از نوع رس‌های قهوه‌ای، مارن‌های سیلیسی گچ‌دار و کمی آهک است که حدود 2500 متر ضخامت دارند. ردیف‌های سارماسین بالایی و همچنین پلیوسن زیرین در دشت مغان گزارش نشده ولی نهشته‌های پلیوسن بالایی با 500 متر ستبرا متشکل از مارن‌های صدف‌دار در زیر و مارن‌های ماسه‌دار در بالا هستند که کمی توف و کنگلومرا نیز دارند.

نهشته‌های کواترنری مغان از نوع پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های عهد حاضر هستند که به طور مستقیم بر روی نهشته‌های پلیوسن بالایی (سازند آچه‌گیل) قرار دارند. با توجه به تاریخچه چینه‌ای، می‌توان نتیجه گرفت که از آغاز پالئوسن تا میوسن پسین، در ناحیه مغان، هیچ جنبش کوهزایی وجود نداشته است. نخستین فاز کوهزایی همزمان با رخداد آتیکن بوده که در اواخر میوسن رخ داده و بر اثر آن، رسوب‌های کهن چین‌خورده‌اند و رسوب‌های جوان، سازند آچه‌گیل، به صورت دگرشیب روی آنها قرار گرفته‌اند. بر اثر این فاز، رسوب‌های پلیوسن آغازین (سازند چلکن) در دشت مغان تشکیل نشده‌اند (زواره‌ای و مغفوری مقدم، 1379).

خزر جنوبی

مقدمه

دریای خزر با وسعتی در حدود 436 هزار کیلومتر مربع، باقیمانده‌ای از دریای پارانتیس است که در حدود 11 هزار سال پیش از دریای سیاه و مدیترانه جدا و شکل کنونی را پیدا کرده است. در بسیاری از گزارش‌ها، این محیط آبی را به بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرده‌اند که توسط گسل‌های عمده پی‌سنگی از یکدیگر جدا شده‌اند. بخش شمالی با روند تقریبی شمالی – جنوبی، بر روی پی‌سنگ نیمه اقیانوسی است که در سکوی پرکامبرین روسیه توسعه

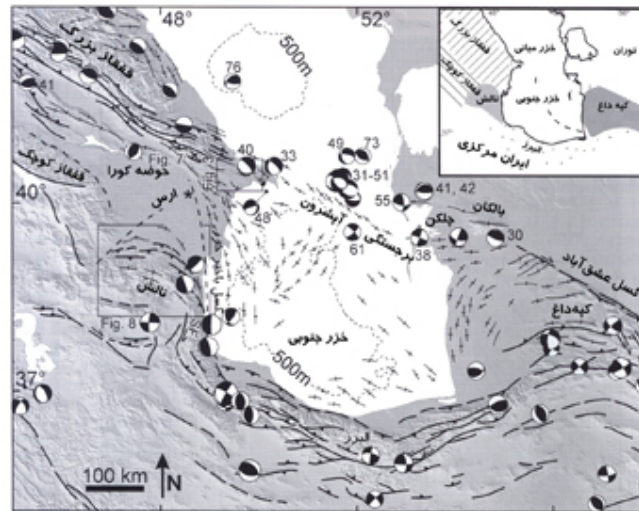
یافته است. بخش مرکزی، ضمن داشتن روند شمال باختری، پی‌سنگ هرسی‌نین با خاستگاه قاره‌ای دارد. در بخش جنوبی (خزر جنوبی) پی‌سنگ بازالتی است و 15 تا 20 کیلومتر ضخامت دارد.

از نگاه زمین‌شناسی، فروافتادگی خزر جنوبی، نوعی ساختار کشیدگی (Pull – Apart)، قطعه‌ای از پوسته اقیانوسی فرورانده نشده با وضعیت نابهنجار است که از شمال به گسل آپشرون – بالکان، از باختر به گسل آستارا (تالش) و از جنوب به گسل خزر محدود است (شکل 2-19). مُر و مُدبری (1380)، فرونشست خزر جنوبی را به عنوان يك سیستم کافت و امانده (Failed Rift) تعریف کرده‌اند که در امتداد زمیندرز برخوردی تریاس قرار گرفته و تکامل آن به احتمال، به دلیل حرکات برخوردی کرتاسه پسین (بسته شدن اقیانوس سوان – اکرا – قره‌داغ) پایان یافته است. به نظر بربریان (1361)، مرز جدایش حاشیه باختری و جنوبی فرونشست خزر جنوبی با کوه‌های تالش توسط گسل معکوس خزر کنترل می‌شود. عملکرد این گسل، باعث فراخاست رسوبات دامنه شمالی البرز شده به گونه‌ای که رسوبات پالئوزویک دامنه شمالی البرز در کنار رسوبات کواترنر ساحل جنوبی خزر است. گفتنی است که فشارش پلیوسن – پلیستوسن و عملکرد گسل‌های راندگی سبب شده که در حال حاضر نهشته‌های میوسن دریای خزر، در ارتفاع 2000 متری و نهشته‌های پلیوسن در ارتفاع 1000 متر باشند. بررسی ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی خزر جنوبی نشان دهنده چیرگی رژیم زمین‌ساختی فشاری بر ناحیه است.

تاریخچه چینه‌ای خزر جنوبی

داده‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهند که در حوضه خزر جنوبی، بر روی يك پی‌سنگ بازالتی، به ضخامت 15 تا 20 کیلومتر، توالی ستبری از پوشش رسوبی چین نخورده وجود دارد که بین 15 تا 25 کیلومتر ضخامت دارد (شکل 2-20).

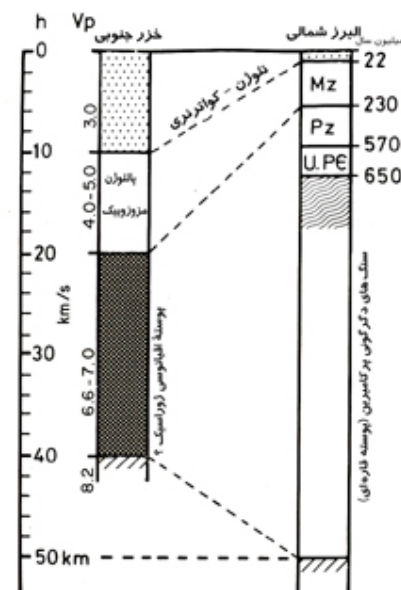
در ژرفای 8 تا 12 کیلومتری پوشش رسوبی رویی، تغییراتی در طول امواج لرزه‌ای دیده می‌شود. چنین می‌نماید که رسوبات واقع در زیر این سطح (8 تا 12 کیلومتر)، سن مزوزویک و پالئوژن دارند و در روی این سطح، سن رسوبات نئوژن – کواترنر و ضخامت آنها 5 تا 8 کیلومتر است. بیشترین رسوبات گودال خزر جنوبی در طی دوره‌های پلیوسن و کواترنر (1/5 تا 2 کیلومتر) انباشته شده است و رسوبگذاری با فرونشینی سریع بستر و با فراخاست، چین‌خوردگی و روراندگی کوه‌های حاشیه جنوبی همزمان بوده است. شوخرت (1978)، سرعت رسوبگذاری در زمان سنوزویک را حدود 0/1 میلیمتر در سال تعیین کرده ولی، موسوی روحبخش (1380)، سرعت رسوبگذاری را حدود يك میلیمتر و بیشتر می‌داند. گفتنی است در حالی که ستبرای رسوبات نئوژن – کواترنر حوضه خزر به 10 کیلومتر می‌رسد، رسوبات مذکور در دامنه شمالی البرز تنها 800 متر ضخامت دارند.



با پوسته‌های نوع ایسلند مقایسه کند و آن را يك پوسته اقیانوسی ستبر شده نابهنجار بداند که با وجود رژیم‌های فشاری حاکم، به لحاظ وزن مخصوص کم، فرورانش نکرده است (شکل 2-21).

* زونن شاین و لوپشویون (1986)، حوضه خزر جنوبی را بخشی از حوضه اقیانوسی قفقاز بزرگ می‌دانند که در زمان باژوسین (180 میلیون سال پیش)، به صورت بازشدگی پشت کمان و در پشت جزایر کماني پونتید خاوری و قفقاز کوچک به وجود آمده است. نامبردگان، وجود سنگ‌های قلیایی، رسوبات تبخیری و گسلش پی‌سنگ در گودال کرکینیسکی را تأییدی بر نظر خود می‌دانند. گفتنی است که به باور ایشان حوضه خزر جنوبی دارای بی‌هنجاری گرانشی شدید 100 تا 250 میلی‌گال است که نشانه‌ای از نبود تعادل ایزوستازی در آن است و در حال حاضر، در حدود يك تا دو کیلومتر از فرونشینی زمین‌ساختی خزر جنوبی جبران نشده است. به همین دلیل، نامبردگان به دو مرحله فرونشینی باور دارند. یکی فرونشینی یکنواخت و ثابت که تا پیش از پلیوسن آغازین برقرار بوده و در این زمان، خزر به صورت يك گودال کشیده و بزرگ در حال فرونشینی بوده است. دوم، فرونشینی 6 میلیون سال گذشته که با کوهزایی و فراخاست بلندی‌های حاشیه‌ای در ارتباط است. به علت همین فراخاست، ارتفاعات دچار فرسایش شدید شده‌اند و رسوبات ناشی از آنها، به داخل حوضه حمل و این امر موجب فرونشینی شدیدتر حوضه شده است.

* سن پی‌سنگ خزر جنوبی همچنان پرسش‌آمیز است. زمان‌های پیش از لیاس (آمورسکی، 1971)، ژوراسیک (گریگورنوف، 1980) و آپسین – آلبین – سنومانین (آدامیا، 1980)، سن‌های پیشنهادی هستند که از میان آنها، ژوراسیک می‌تواند قابل قبول‌تر باشد.



شکل ۲ - ۲۱ - مقایسه ستون چینه‌نگاری خزر جنوبی - ایرانش شمالی (بربریان، ۱۹۸۳)

مکران

مقدمه

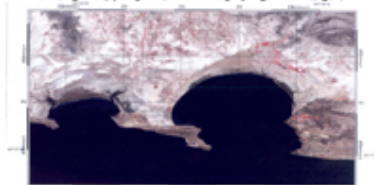
مکران « شامل کوه‌های خاوری - باختری است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز باختری این کوه‌ها توسط خط عمان (گسل میناب) از زون برخوردی زاگرس جدا می‌شود و در خاور پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسل‌های چپگرد «چمن (Fault Chaman)» و «أرناچ نال (Ornach Nal)» معرف يك زون ترادیسی بین زون فرورانش مکران و زون برخوردی

هند – اوراسیا است. گفتنی است که از 160 هزار کیلومتر مربع گستره مکران، حدود 70 هزار کیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در پاکستان است (شکل 2-23).

از دیدگاه زمین‌شناسی، اشتوکلین (1974) بر این باور است که این رشته کوه، یک زمیندرز کهن است که به چهره یک منشور بر افزایشی، از کرتاسه پسین یا ترشیری پیشین تا هولوسن، در فرا دیواره یک زون فرورانش کم ژرفا و کم شیب قرار دارد. زمین ریخت‌شناسی مکران پیوند نزدیک با الگوی ساختاری، شدت چین‌خوردگی و سنگ رخساره‌ها دارد. در یک نگاه کلی، بلندی این رشته کوه از شمال به جنوب کاستی می‌گیرد. اسنید (1970)، مکران را به سه واحد فیزیوگرافی «پادگانه‌های دریایی» به موازات ساحل، «نهشته‌های آبرفتی شمال پادگانه‌ها» و «تپه‌ها و بلندی‌های مکران» تقسیم می‌کند. از سیمای ریخت‌شناختی شاخص مکران می‌توان به آمیزه‌های رنگین، برونزدهای چهره‌ساز فلیش‌های وحشی (Wild Flysch)، آمیزه‌های زمین‌ساختی (Tectonic Melange) و سواحل بالا آمده (Raised Beach) پلکانی، خلیج‌های نعلی شکل و گل‌فشان‌ها (شکل 2-22) اشاره کرد. بخش دریایی مکران به علت شیب تند فلات قاره پهنای کمی دارد و در فاصله 25 کیلومتری از ساحل، ژرفای آب به 200 متر می‌رسد. گفتنی است که خمش سنگ کره اقیانوسی پیش از فرورانش و به ویژه عملکرد گسل‌های راندگی از عوامل چهره‌ساز مکران‌اند.



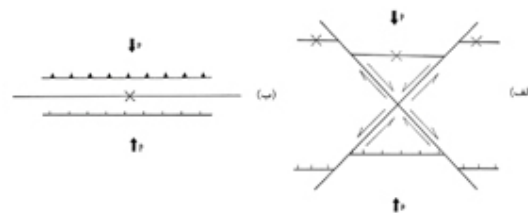
زمین‌ریخت‌شناسی سواحل بالا آمده در ساحل مکران (عکس از نگار)



زمین‌ریخت‌شناسی سواحل نعلی شکل (چپ‌ها) که در شکل کنونی آنها گسل‌های همگرا و پارین افتادگی گوه‌های گسلی نقش دارند (عکس از نگار)



شکل ۴-۲۴- گل‌فشان (عکس از بغوری)



شکل ۲ - ۲۲ - مارکو کار خرد کنی در گسل‌های طولی و گسل‌های همگرای مکران
 الف: تپه گسل‌های دوتایی همگرای امتداد افقی
 ب: گسل‌های معکوس و برآمدگی‌ها هم زمان با چین خوردگی
 (قرنی، ۱۹۸۵)

تاریخچه چینه‌ای مکران

مکران نوعی اشتقاق درون‌قاره‌ای، به سن ژوراسیک پسین – کرتاسه پیشین (گلنی و همکاران، ۱۹۹۰) در سکوی ایران است که با توجه به رفتار امواج صوتی و سرعت امواج در پی‌سنگ، با اقیانوس‌زایی همراه بوده است. به همین دلیل، پی‌سنگ ناحیه نوعی پوسته اقیانوسی با میانگین ستبری حدود ۷ کیلومتر است که با توالی ستبری از رسوب‌های فلیش‌گونه و گاه شبه مolas پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰ هزار متر ضخامت داشته باشند. در یک راستای شمال به جنوب، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، جوان‌تر است.

در شمالی‌ترین بخش مکران مجموعه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی و رسوبات پلاژیک کرتاسه بالا رخنمون دارند که به طور عموم با ردیف‌های فلیشی کرتاسه بالا – انوسن پوشیده و یا در آمیخته‌اند. بخش میانی مکران با فلیش‌های الیگوسن، با چند دگرشیبی موازی درون سازندی و یک دگرشیبی زاویه‌ای در بالا، پوشیده شده است. رسوب‌های میوسن، به ویژه پلیوسن، بیشتر رخساره آواری دارد که بخش میانی تا ساحل دریای عمان را زیر پوشش دارند. جوان‌ترین رسوب‌های مکران، ماسه‌سنگ‌های سست و کم‌سیمان به سن پلیو – پلیستوسن است که به ویژه در نواحی ساحلی با پادگانه‌های دریایی کواترنری پوشیده شده‌اند.

به دلیل شرایط حاکم بر زون فرورائش، واحدهای زمین‌ساختی – چینه‌نگاشتی یاد شده، گاهی نظم چینه‌ای ندارند. در حاشیه شمالی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی وجود دارد که نمونه بارزی از آمیزه‌های رنگین ایران است. در پهلوی جنوبی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از اولیستولیت‌های وابسته به پی‌سنگ و فلیش‌های پالئوژن وجود دارد که به آن «فلیش وحشی» نام داده شده است. آمیزه دیگر این ناحیه، آمیزه‌های رسوبی است که در اثر گسلش و چین‌خوردگی شکل گرفته است. آمیزه‌های سه‌گانه یاد شده که به طور عمده در کنار گسل‌های فعال رخنمون دارند، نشان دهنده ناآرامی‌های شدید و جریان‌های آشفته در حوضه رسوبی هستند.

زمین‌ساخت مکران

در ناحیه مکران، چین‌ها روند تقریبی خاوری – باختری دارند (شکل 2-23) که با جهت پیشینه کوتاه‌شدگی و فشار بیشینه در راستای شمال خاور، هماهنگی دارد. کوتاه‌شدگی، بیشتر، با راندگی همراه است، به گونه‌ای که به تقریب مرز بسیاری از واحدهای سنگ چینه‌ای از نوع راندگی است. بدین‌سان، ساختار مکران، الگویی فلسی (Imabricated) دارد که فلس‌ها با گسل‌های معکوس پر شیب مرزبندی می‌شوند و فرجام آن رانده شدن فلس از پس‌خشکی (Hinterland (N-NE) به سمت پیش‌خشکی (Foreland) (S - SW) است.

این ساختار در اثر رویدادی پدید آمده که اوج آن در میوسن بوده و از آن پس نیز با شدت کمتری همچنان ادامه دارد زیرا که به لحاظ تداوم فرورانش، در ناحیه مکران، گسل‌ها هنوز فعال‌اند و زمین به بالا آمدن ادامه می‌دهد که این عمل با چین‌خوردگی، کوتاه‌شدگی و با پسروی خط ساحلی همراه است. گفتنی است که:

- راندگی‌ها سبب شده‌اند تا پوسته مکران از 50 تا 70 درصد کوتاه شود.

- عامل چین‌خوردگی، به طور عمده، فشارهای ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی عمان به زیر مکران است که با عملکرد گسل‌های راندگی شدت می‌یابد به گونه‌ای که رویداد گسل آفرینی با چین‌خوردگی شدید پرکلینال با برتری الگویی جناغی همراه است.

- با توجه به زمان آغاز فرورانش، پدیده چین‌خوردگی از کرتاسه پسین آغاز شده و هنوز هم ادامه دارد.

- از شمال به جنوب، شدت چین‌خوردگی کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در مکران ساحلی چین‌خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند. «گسل» های مکران، از نظر زمان پیدایش و نقش، از چند نوع‌اند (شکل 23-2):

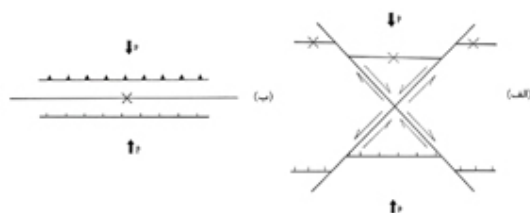
«گسل‌های طولی (Longitudinal Faults)» که در آغاز از نوع گسل‌های نرمال بوده و همزمان با شکل‌گیری حوضه به وجود آمده‌اند ولی، در رژیم‌های فشارشی بعدی به گسل‌های راندگی با شیب تند به سمت شمال و شمال خاوری تبدیل شده‌اند. از ادامه گسل‌ها در ژرفا اطلاعی در دست نیست ولی کینگ و همکاران (1975)، ادامه گسل‌ها را تا عمق 20 کیلومتر می‌دانند.

«گسل‌های مزدوج (Conjugated Faults)»، که از نظر روند و نوع به دو گروه قابل تقسیم‌اند. گروه نخست، دارای روند شمال باختری هستند که سازوکار امتداد لغز راستگرد دارند. گروه دوم، دارای روند شمال خاوری با سازوکار حرکتی امتداد لغز چپگردند. گسل‌های مزدوج، روند خاوری – باختری ساختارها را قطع می‌کنند و به یک همگرایی به طرف شمال، در داخل منشور برافزاینده اشاره دارند.

«گسل‌های نرمال (Normal Fault)» که در ساحل مکران دیده می‌شوند. زمان پیدایش آنها کواترنر دانسته شده و پذیرفته شده است که خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین، بالا آمدن سواحل مکران نتیجه عملکرد این گسل‌هاست و حرکت‌های قائم این گسل‌ها سبب شده تا پادگانه‌های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند.



نقشه گسل‌های مکران



شکل ۲ - ۲۲ - مارکو کار خد گلی در گسل‌های طولی و گسل‌های همگرای مکران
الف - تپوه گسل‌های «دوتایی» همگرای امتداد افقی
ب - گسل‌های معلوس و براندگی‌ها هم زمان یا چین‌خوردگی
(قرنی، ۱۹۸۵)

فرورانش مکران

همان گونه که گفته شد مکران نوعی منشور برافزاینده است که در فرادیواره یک زون فرورانش کم ژرفا جایی دارد. در این ناحیه، اگرچه عمل فرورانش از کرتاسه پسین آغاز شده، ولی هنوز برخورد نهایی صفحه‌ها صورت نگرفته است (لوپیشون، ۱۹۶۸). به همین رو، در حال حاضر عمل کوهزایی در مکران همچنان در حال انجام است.

باید گفت که، در ناحیه مکران، صفحه رورانده سنگ کره قاره‌ای است. کمان ماگمایی حاصل از فرورانش، شامل سه مرکز آتشفشانی اصلی کوه سلطان در پاکستان، تفتان و بزمان، با ویژگی آتشفشانی جزایر کمایی است (ژیرو، ۱۹۷۶ و درویش‌زاده، ۱۳۵۴) (شکل ۲-۲۴). طول این کمان ۴۵۰ کیلومتر و پهنای آن حدود ۱۵۰ کیلومتر است و فاصله آن تا ژرفنای مکران از ۴۰۰ کیلومتر در باختر (در ایران) تا ۶۰۰ کیلومتر در خاور (در پاکستان) متغیر است. شمار مخروط‌ها منحصر به سه قله یاد شده نیست. عکس‌های هوایی دست کم نشانگر ۱۶ مرکز فوران در زمان کواترنر است. دو راستای زمین‌ساختی، سه مرکز فوران را از هم جدا می‌کند.

زون گسلی مرز خاوری لوت مرز میان دو آتشفشان بزمان و تفتان است و مرز خاوری کوه‌های خاور ایران، به احتمال گسل هریرود، مرز میان تفتان و سلطان است. این گسل‌ها جابجایی افقی قابل ملاحظه‌ای دارند ولی بر آتشفشان‌های کواترنر اثر ندارند. به همین لحاظ به گمان گانسر (۱۹۷۱) میان ساختارهای سطحی و زیرسطحی ژرف‌تر تفاوت اساسی وجود دارد. آتشفشان‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان در یک امتداد خطی سامان نگرفته‌اند. ژاکوب و کیتیر (۱۹۷۹) بر این گمانند که سنگ کره فرو رونده تا محل خمش یکپارچه است. ولی، از محل خمش، صفحه فرورونده در اثر گسل‌های بزرگ ترادیس عمود بر ژرفنا به چهار قطعه تقسیم شده است. سامان‌گیری کانون‌های زمین‌لرزه در امتداد شمالی - جنوبی، مؤید وجود گسل‌های ترادیس دانسته شده است. محل شکستگی‌های ترادیس به صورت قطع شدگی در زنجیره آتشفشانی مشخص است. این قطعات به نام‌های باختری، مرکزی - باختری، مرکزی - خاوری و قطعه خاوری نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۲-۲۵).

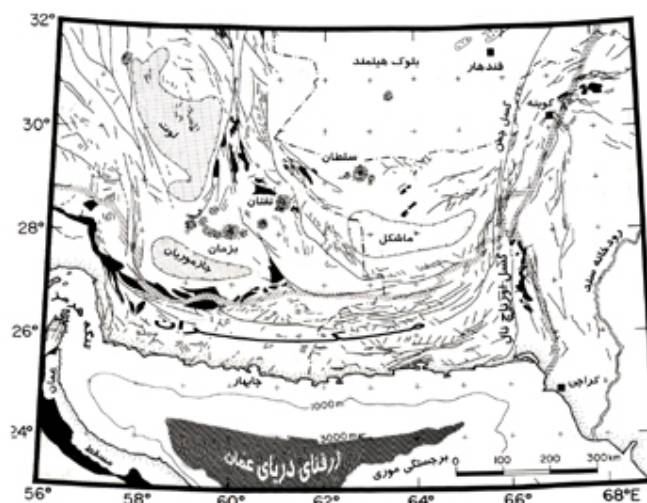
قطعه باختری (A)، به دلیل شیب ملایم (کمتر از 10 درجه) صفحه فرو رونده، پویایی آتشفشانی ندارد. قطعه خاوری نیز مخروط‌های مرکب پیشرفته ندارد. در دو قطعه مرکزی (B و C)، که دارای مراکز آتشفشانی هستند، شیب صفحه فرو رونده بیشتر است (مرکزی - باختری 38° - 50° ، مرکزی - خاوری 19° - 28°).

شیب کم قطعات A و D، به مجاورت و تماس آنها با سنگ کرة قاره‌ای مجاور، نسبت داده شده است. قطعه A با خط عمان در تماس است که محل برخورد صفحه عربی و ورق ایران است. قطعه D نیز محدود به گسل ترادیس چمن است که محل برخورد صفحه‌های هند و ایران است. گفتنی است که:

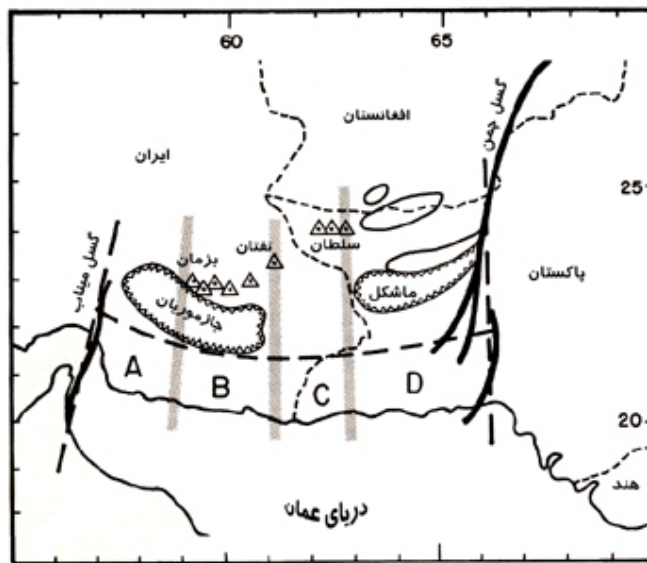
- مشخص‌ترین سیمای لبه فرو رونده زون بنیوف است که به طور عموم در ژرفای تقریبی 100 کیلومتر و به طور مستقیم در زیر کمان آتشفشانی جای دارد.

- بررسی زمین‌لرزه‌های مکران نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای کم ژرفا از ساحل شروع و در داخل خشکی تا فاصله حدود 70 کیلومتر از ساحل ادامه می‌یابند. از این نقطه زمین‌لرزه‌ها به دلیل آغاز خمش ژرف‌تر می‌شوند. ژرف شدن کانون زمین‌لرزه‌ها ادامه می‌یابد تا این که در جنوب کمان آتشفشانی به ژرفای 80 کیلومتر می‌رسد. در پایین‌تر از این ژرفا، زون لرزه‌ای بسیار ضعیف است و تنها چند کانون بین 80 تا 100 کیلومتر ثبت شده است.

- پهنای سیستم کمان - ژرفنای (Trench Gap Arc) مکران در حدود 400 کیلومتر، (ایران) تا 600 کیلومتر، (پاکستان) است که از نظر پهناء، در نوع خود بی‌همتا است.



شکل ۲-۲۴- ساختار ساده شده مکران و نواحی مجاور (ژاکوب و کیلمپر، ۱۹۷۹)



شکل ۲ - ۲۵ - محل شکستگی‌های فرضی و قطعات چهارگانه صفحه فرورونده عمان
(دیکسترا و همکاران، ۱۹۷۹)

میزان فرورانش مکران

ژاکوب و کیتیمیر (۱۹۷۹)، میزان فرورانش کنونی را ۴ تا ۵ سانتیمتر در سال می‌دانند. با فرض ثابت بودن مقدار، اگر آغاز فرورانش را دست کم از زمان ائوسن (۶۰ میلیون سال) بدانیم، باید در طول این زمان، حدود ۲۴۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر از پوسته اقیانوسی عمان در اثر عمل فرورانش از میان رفته باشد. یادآور می‌شود، اندازه میزان فرورانش در ائوسن و الیگوسن کاهش داشته ولی دوباره در میوسن فزونی یافته و تا زمان حاضر نیز ادامه دارد. در باره جایگاه فرورانش باید گفت که پندار همگان بر آن است که در زمان کرتاسه، گودال فرورانش در جازموریان بوده ولی در مراحل پی‌درپی، جبهه فرورونده به سمت جنوب عقب نشسته و فلیش‌های ائوسن، الیگوسن ۰۰۰ را بر جای گذاشته است، به گونه‌ای که در حال حاضر زون فرورانش به مغاک عمان رسیده است.

واحدهای زمین‌ساختی مکران

از نگاه «زمین‌ساختی»، تاکنون مکران را به سه روش تقسیم بندی کرده‌اند.

نخستین و ساده‌ترین تقسیم‌بندی، تقسیم مکران به دو بخش شمالی (مکران داخلی) و جنوبی (مکران بیرونی) است. این دو بخش پی‌سنگ افیولیتی دارند و با باریکه‌ای از پوسته قاره‌ای، به نام کمپلکس دورکان، از یکدیگر جدا شده‌اند. پوسته قاره‌ای با پهنای ۵۰ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر، شامل سنگ‌های کربنیفر، پرمین، ژوراسیک و کرتاسه است که با سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه هستند. مکران شمالی با بوم‌های افیولیتی کرتاسه - پالئوسن و نهشته‌های پلاژیک آن زمان مشخص است. در مکران جنوبی، رخساره‌های فلیش تا پایانی کم عمق دیده می‌شوند که در یک ژرفنای اقیانوسی پویا انباشته شده‌اند. ارشدی (۱۹۸۲) پوسته قاره‌ای جدا کننده مکران شمالی از مکران جنوبی را لبه جنوبی بلوک لوت می‌داند که پس از جدا شدن به درون حوضه فلیشی مکران رها شده است. مک‌کال (۱۹۸۵)، پوسته قاره‌ای موردنظر را ادامه جنوب خاوری زون سندج - سیرجان، در پهنه مکران می‌داند. افتخارنژاد (گفته شفاهی) این پوسته قاره‌ای را جدا کننده نوار افیولیتی بیرونی (Outer Axial Ophiolite Belt) از درونی (Inner Axial Ophiolite Belt) می‌داند. فرهودی و کریگ (۱۹۷۷) با توجه به روند فزاینده سن نهشته‌ها از جنوب به شمال، دگرشکلی موجود و فزونی گرفتن ارتفاع، مکران را نوعی سیستم کمایی جنبه (System Active Arc) دانسته‌اند که در شکل‌گیری آن، فرورانش پوسته

اقیانوسی عمان به زیر مکران نقش بنیادی داشته است (شکل 2-24). به نظر ایشان، فرورانش در فاصله 400 کیلومتری از ساحل انجام گرفته و پیش از فرورانش، سنگ‌کره خمیده شده و ذوب پوسته اقیانوسی سبب شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی بلندی‌های بزمان شده است.

در این نظریه، پهنه مکران به دو واحد زمین‌ساختی تقسیم شده است. یکی بخش پایین افتاده جازموریان که نوعی حوضه پیش کمان در حال فرونشینی (Subsiding Fore Arc Basin) است و دیگری، بخش بالا آمده جنوبی که از کوه‌های بشاگرد تا ژرفای اقیانوس عمان ادامه دارد و خود از دو بخش حوضه شیب (Basin Slope) و پرشدگی ژرفنا (Trench Fill) تشکیل شده است. پهنای شیب - ژرفنا حدود 300 کیلومتر است. بنابراین شیب ورق پایین رونده حدود یک درجه برآورد می‌شود. به عقیده مک‌کال (1985)، پهنه مکران شامل 4 ایالت زمین‌ساختی جداگانه است (شکل 2-26).

«**گودال خشکی‌زایی جازموریان** (Jaz-e-Murian Epirogenic Depression)»، با رسوب‌های کواترنر پوشیده شده است. در بیشتر گزارش‌های زمین‌شناسی موجود، این فرونشست را بخشی از ایران مرکزی و دنباله بلوک لوت دانسته‌اند ولی برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی اخیر، گویای آن است که پی‌سنگ این فروافتادگی جوان، از نوع پوسته‌های افیولیتی است. این گونه حوضه‌های پیش‌کمانی در دیگر زون‌های فرورانش نیز گزارش شده که گاه توانی شایان توجه از هیدروکربن دارند.

«**کافت فرعی یا زون گسترش کافت مانند** (Rift Like Spreading Zone)»، این بخش در اواخر ژوراسیک یا اوایل کرتاسه شکل گرفته و تا اوایل انوسن حوضه کافتی باریکی را تشکیل می‌دهد. در این بخش مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی به همراه رسوب‌های پلاژیک کرتاسه بالا و فلیش‌های آهکی پالئوسن، به صورت مخلوط برونزد دارند.

«**زون کربناتی پیش‌کمانی** (Carbonate Fore Arc)»، این بخش باریکه‌ای از پوسته قاره‌ای با سنگ‌هایی از نوع سکوی قاره‌ای است که گاه آن را بخش جدا شده بلوک لوت و گاه ادامه زون سنندج - سیرجان می‌دانند.

«**زون ژرفنای اقیانوسی** (Trench)»، این بخش، یک زون فرورانش واقعی با سنگ‌هایی از مجموعه‌های افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک تریاس بالا - پالئوسن است. که با رسوب‌های فلیشی - مولاسی پوشیده شده و تا ساحل مکران شامل چهار بخش است.

(الف) زون فلیشی انوسن،

(ب) زون فلیشی الیگوسن - میوسن،

(ج) زون رسوب‌های نریٹیک میوسن،

(د) زون ساحلی با رسوب‌های کم ژرفای مولاسی میوسن بالایی - پلیوسن .

توان معدنی مکران

وجود گل‌فشان‌ها و چشمه‌های گازی، معرف وجود گاز دانسته شده است، ولی تاکنون هیدروکربن قابل ملاحظه‌ای دیده نشده است. با وجود این، در ناحیه برون کرانه‌ای (Offshore) پاکستان نشانه‌هایی از هیدروکربن قابل بازیافت، پیدا شده است که ذخیره آن بین 14 تا 16 میلیون بشکه نفت و یا معادل گازی آن برآورد می‌شود. در حاشیه شمالی مکران، در حد فاصل ایرانشهر - میناب، در مجموعه‌های افیولیتی پی‌سنگ، کانسارها و نشانه‌های معدنی چندی دیده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از: - کانسارهای کرومیت گوتیج، سرزه، گندتی‌هان، کوشوک، مختارآباد، رمشگ و میرآب. - کانی‌سازی مس از نوع سولفید توده‌ای و گرمایی مانند مس شیخ‌عالی و احمدآباد. در پاکستان هم پی‌سنگ افیولیتی ذخایری از کرومیت دارد. ذخایر کرومیت اسلام‌باغ (هندوباغ) در نزدیکی کویت از آن جمله است.

لرزه زمین ساخت مکران

هنگامی که صفحه‌ای به زیر صفحه دیگر می‌رود، مقدار لرزه‌خیزی بالا است، در حالی که، به عنوان یک زون فرورانش فعال، در مکران توان لرزه‌خیزی بسیار ضعیف است. این امر به دو دلیل است. یکی فرورانش کم شیب. دوم این که در مکران مجموعه برافزایشی در آب است و به دلیل وجود آب در منافذ سنگ‌ها، رفتار سنگ‌ها پلاستیک است و نه شکننده. به گفته دیگر، وجود آب، نیروهای مؤثر را کاهش می‌دهد. با این حال، وجود پادگانه‌های دریایی و وجود 9 گل‌فشان، نشانه پویایی این پهنه است که از آن جمله می‌توان به زمین‌لرزه 1945 پاسنی اورمارا پاکستان با بزرگی 8/3 اشاره کرد.

همان‌گونه که گفته شد، تا فاصله 70 کیلومتری ساحل، رومرکز زمین‌لرزه‌های مکران کم ژرفا هستند (ژاکوب و گیتیر، 1979) ولی پس از فاصله 70 کیلومتری، زمین‌لرزه‌ها کانون ژرف‌تری دارند به گونه‌ای که در جنوب کمان ماگمای، به ژرفای حدود 80 کیلومتر می‌رسد (شکل 2-27).

فرونشست زابل

توضیح: دشت زابل بخش کوچکی از ناوة (Trough) داری‌رود افغانستان مرکزی است که با گسل هریرود از حوضه فلیشی خاور ایران جدا شده است (شکل 9-11). بخش افغانی این فرونشست با رسوب‌های نئوژن – کواترنر پوشیده شده است و تنها در پهلوهایی ناوه می‌توان لایه‌های چین‌خورده کرتاسه را دید. در بخش جنوبی ناوه، در کوه‌های کانه‌نشین دایک‌ها و کربناتیت‌های آتشفشانی با سن کواترنر نیز برونزد دارند. ولی در ایران، به جز رخنمون کم ارتفاع کوه خواجه، بقیه دشت زابل با رسوبات دریاچه‌ای – آبرفتی پوشیده شده است و به همین‌رو دانسته چندانی از این فرونشست در دست نیست. بررسی‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهد که روند کلی این دشت شمالی – جنوبی است و حجم درخور توجهی از نهشته‌های نئوژن تا کواترنر در آن انباشته شده‌اند که تنها ردیف‌های کواترنر آن 2500 متر ستبراً دارد.