اطلس ملی ایران

زمین شناسی

جلد ۲

جمهوری اسلامی ایران
سازمان برنامه و بودجه
سازمان نقشه برداری کشور

بسم الله الرحمن الرحیم

اطلس ملی ایران

«زمین شناسی»

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
دیباچه	I
فصل اول : جغرافیای طبیعی ایران	
مقدمه	۱
ویژگیهای کوه ـ آبنگاری ایران زمین	۱
ناهمواریهای ایران	۱
آبهای سطحی ایران	۵
دریاها و دریاچه‌های ایران	۷
اقلیم‌شناسی ایران	۸
آب و هوای بیابانی و نیمه‌بیابانی	۹
آب و هوای کوهستانی	۹
آب و هوای خزری	۹
فصل دوم : زمین‌شناسی عمومی	
تاریخچهٔ دانش زمین‌شناسی درایران	۱۰
مشخصات عمومی زمین	۱۳
پیدایش و ساختمان پوسته در ایران	۱۴
فصل سوم :تکتونیک	
جابجایی قاره‌ایی و تکتونیک صفحه‌ایی	۱۶
ایران از نگاه تکتونیک صفحه‌ایی	۱۶
واحدهایی تکتونیکی ایران	۱۷
فرگشت زمین‌ساختی فلات ایران زمین	۲۰
دگریختی قاره‌ایی در فلات ایران	۲۲
فصل چهارم: مروری برلرزه زمین‌ساخت ایران	
مقدمه	۲۶
زمین‌لرزه	۲۷
گسلش فعال و زمین‌لرزه‌ها	۲۷
گسل‌های اصلی ایران زمین	۲۸
فصل پنجم :دگرگونی ایران	
تعریف و طرز تشکیل سنگ دگرگونی	۳۱
خاستگاه سنگهای دگرگونی	۳۱
دگرگونی‌های مربوطه کوهزایی‌های مهم ایران	۳۱
نوارهای دگرگونی ایران	۳۱
چکیده‌ایی از زونهای دگرگونه ایران	۳۲
فصل ششم :ماگماتیسم در ایران	
مقدمه	۳۷
ترکیبات سنگهای آذرین	۳۷
سرزمینهای ماگمایی ایران	۳۸
آتشفشانهای ایران	۴۳
افیولیتهای ایران	۴۴
پیکره‌های افیولیتی ایران‌زمین	۴۵
فصل هفتم : زمین‌شناسی اقتصادی	
مقدمه	۴۶
کانسارهای فلزی	۴۷
کانسارهای غیرفلزی	۵۱
مواد مرتبط با رسوبات تبخیری	
آبهای معدنی	
نفت و گاز	
منابع نفت و گاز در ایران	
فصل هشتم: سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)	
مقدمه	
گروه گرانیت	
گروه سنگ‌سبز	
گروه سنگ‌آهک	
گروه مرمر	
گروه ماسه‌سنگ	
گروه سنگ‌لوح	
پی‌جویی و اکتشاف سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)	
استخراج و فرآوری سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)	
فهرست نقشه‌ها و نمودارها	
فهرست منابع	

دیباچه

در روند رو به رشد و پیشرفت جوامع امروزی و تکامل ساختار زندگی هر جامعه و آحاد آن، فراهم فراهم‌بودن «اطلاعات» در زمینه‌های گوناگون هر کشور و هر ملت هم یک «نیاز» درجه اول است و هم یک «الزام» میهنی.

تجزیه و تحلیل و نتیجه گیری صحیح از این اطلاعات گسترده و داده‌های بی‌شمار، در قالب سیستم‌های اطلاع‌رسانی مختلف در چند دهه اخیر، در سطح جهان رشد بیسابقه‌ای را نشان داده و توجه برنامه‌ریزان، مدیران و مجریان امور را به این سیستم‌ها، قویاً جلب کرده است تاحدی که از جمله نمودارهای توسعه و رشد در جوامع پیشرفته، حجم سرمایه گذاریهای مالی و انسانی در تاسیس و تکامل سیستم‌های اطلاعاتی (عمومی ـ فنی ـ تخصصی) است.

در این راستا، انواع نقشه‌ها در خانواده‌های مختلف تخصصی از نظر ساختار و زبان ویژه، به‌سبب نحوه ارائه اطلاعات دقیق کمی و کیفی محیط فیزیکی، در زمره عناصر و ابزار مقدم و پایه قرار می‌گیرند و طبعاً مقام و اهمیت ویژه‌ای نیز به حق در کلیه سیستم‌های اطلاع‌رسانی کوچک و بزرگ، از سطوح شهری و روستایی گرفته تا سطوح منطقه‌ای و ملی، اشغال می‌کنند.

نقشه‌ها هم کلید شروع و آغاز کارها هستند، هم آئینه اجرا و راهنمای کار حین عملیات و هم می‌توانند گنجینه ارزنده‌ای از کارهای انجام شده را پس از خاتمه کارها به‌صورتی دقیق، گویا و در عین حال ساده شده و همه فهم عرضه کنند.

اطلس‌های ملی

در فرهنگ‌های علوم نقشه (کارتوگرافی) و نیز در جوامع بین‌المللی دست‌اندرکار با انواع نقشه، «اطلس» ها مجموعه‌های مدون و مجلد از نقشه‌ها، نمودارها، تصاویر و گزارشات مربوط به یک یا چند موضوع هستند که بانظمی خاص و با ظریف‌ترین و دقیقترین روشهای کارتوگرافی تهیه می‌شوند. اطلس‌ها که به‌خوبی قادرند جایگزین دهها جلد کتاب و هزاران برگ گزارش فنی شده، رئوس برنامه‌ها و تصمیم‌گیریها را واضحتر و روشنتر از هر واسطه اطلاعاتی دیگری عیان و بیان کنند. در بین انواع اطلس‌ها، اطلس‌های ملی هر کشور جایگاه و اهمیت بسیار ویژه‌ای دارند.

عوامل دقت در اطلاعات، حجم اطلاعات در واحد سطح، کیفیت هنری نمایش پدیده‌ها و پیوند و روابط آنها، اطلس‌ها را از دو نقطه‌نظر در اعتبارات ملی هر کشور صاحب سهم کرده است. نخست محتوای آنها که موضع پیشرفت و توسعه هر کشور را مبین است، و دیگر نفس کار و ساختارهای فنی خود اطلس‌ها که بیانگر درجه تعالی آن کشور در تولید نقشه‌های بسیار دقیق و در عین حال زیباست، تا سریعترین رابطه را با بیننده و استفاده کننده برقرار کنند. این دو علت، وظیفه تهیه کنندگان اطلس را در بخش دولتی هر کشور بسیار سنگین و حساس می‌کند زیرا موسسات بخش خصوصی تهیه نقشه و اطلس، با همه تعهد و وظیفه‌ای که در قبال فرهنگ ملی دارند، این مهم برایشان در درجه اول اهمیت قرار ندارد.

ویژگی‌ها و بهره‌های محوری و جانبی اطلس‌های ملی

۱ـ از آنجاکه نقشه‌های مندرج در اطلس ملی فراگیر بخش وسیعی از مسائل اطلاعاتی مربوط به جامعه و کشور می‌باشد، امکان اخذ سریع اطلاعات برای هر گروه استفاده کننده از دانشجو تا مدیران و برنامه‌ریزان و سیاستگزاران فراهم است.

۲ـ در بسیاری موارد یک اطلس ملی کلاسیک همانند یک سیستم زنده و فعال GIS (سیستم اطلاعات جغرافیایی)، با روش قیاسی (و بدون استفاده‌از کامپیوتر) میتواند عمل کند و لایه‌های اطلاعات مرتبط قابل مقایسه را استخراج نماید.

۳ـ برنامه‌ریزیهای استانی، منطقه‌ای وکشوری بدون مشورت و مراجعه به اطلس ملی هیچگاه جامع و کامل نخواهند بود.

۴ـ اطلس ملی روشنگر و گزارش‌دهنده‌ای دقیق از پیشرفت‌های برنامه‌ریزی شده و کاستی‌های موجود در هر یک از بخش‌های اقتصادی و منابع و ثروتهای جایگزین‌شونده و یا پایان‌پذیراست و هشدارهای لازم را به‌مسئولین ذیربط خواهد داد.

۵ـ اطلس ملی یک واسطه و رسانه اطلاعاتی مهم کشور است و قابل نقل و انتقال بوده و در دسترس همه مراکز تحقیقاتی، اجرایی و آموزشی قرار می‌گیرد. بنابراین زبان واحد فنی محاوره‌ای را بین تخصص‌ها و بخش‌های گوناگون و بین آحاد جامعه و مسئولین فراهم می‌کند.

۶ـ اطلس ملی نه‌تنها جایگاه هر کشور را از نظر شاخص‌های توسعه در خانواده ملل تعیین و معرفی می‌نماید بلکه ویژگیهای خاص اقتصاد، فرهنگ و ... هر کشور راکه در هیچیک از مراجع دیگر قابل درج و انعکاس نیست به‌صورتی ساده، فشرده و دقیق عرضه می‌دارد.

اطلس‌های تهیه شده در ایران و آغاز طرح اطلس ملی

درکشور ما تلاشهائی در زمینه تهیه چندین اطلس موضوعی به‌عمل آمده است. اطلس‌های موضوعی قابل ذکر که در سطح بین‌المللی در ایران تهیه شده، عبارتند از:

اطلس اقلیمی ایران، اطلس تاریخی ایران (دانشگاه تهران)، اطلس فرهنگی شهر تهران (شورای فرهنگ و هنر)، اطلس‌های شیب و مقاطع (دانشگاه تهران)، اطلس هیدرولوژی (وزارت نیرو)، اطلس‌های بهداشتی و کشاورزی و چندین اطلس از سوی بخش خصوصی، علیرغم این تلاشها چه قبل و چه بعد از انقلاب شکوهمند اسلامی کمبود اطلس ملی ایران از سالها قبل محسوس و مورد سوال بود و توجهات و پیشنهادات و بحث‌ها تماماً به سوی سازمان نقشه‌برداری کشور متوجه و احاله میگردید. تا اینکه سرانجام با پایان گرفتن جنگ تحمیلی و همزمان با آغاز برنامه‌های نوسازی کشور، ضرورت تهیه اطلس ملی ایران محسوس‌تر گشت و در خردادماه ۱۳۷۰ بنابر تصویب هیئت محترم وزیران این رسالت و وظیفه سنگین به «سازمان نقشه‌برداری کشور» واگذار گردید.

طرح اطلس ملی به دو فازکلی تقسیم‌بندی گردید.

در فاز اول طرح اطلس ملی که از سال ۱۳۷۲ آغاز گردید، هدف تهیه یک جلد اطلس عمومی بود، که این جلد اطلس شامل چهار فصل سیاسی، طبیعی، جمعیتی و اقتصادی در سال ۱۳۷۴ به‌چاپ رسید.

فاز دوم طرح اطلس ملی با هدف تهیه حدود بیست جلد اطلس تخصصی در زمینه‌های مختلف از سال ۱۳۷۴ آغاز گردید و جلد حاضر یکی از جلدهای تخصصی فاز دوم می‌باشد.

برای تهیه این جلدکه دومین جلد از اطلسهای تخصصی ملی می‌باشد، پس از بررسی طرح اولیه، با همکاری تعدادی از کارشناسان سازمان زمین‌شناسی کشور و با استفاده از اطلاعات گرافیکی آن سازمان (نقشه‌هایی با موضوعات مختلف علوم زمین) سعی گردیدکه طراحی نقشه‌ها به گونه‌ای انجام شودکه مورد استفاده عموم علاقمندان علوم زمین قرارگیرد.

این اطلس اولین اطلس تخصصی زمین‌شناسی می‌باشد که تمامی مباحث زمین‌شناسی ایران را بطور اجمال مورد بحث قرارداده، و در هر مبحث از نقشه‌های کوچک شده سازمان زمین‌شناسی کشور (در مقیاس‌های ۱:۶،۵۰۰،۰۰۰ و ۱:۱۰،۰۰۰،۰۰۰) استفاده گردیده است. ضمن تشکر فراوان از ریاست محترم سازمان زمین‌شناسی کشور جناب آقای دکتر احمدزاده و دیگر همکارانشان، امید است که در این راستا سازمانهای دیگر نیز همانند سازمان فوق‌الذکر مشوق و یاری‌دهندهٔ سازمان نقشه‌برداری کشور در این امر خطیر و ملی باشند.

دست‌اندرکاران تهیه اطلس ملی ایران «زمین‌شناسی»

مجری طرح : مهندس احمد شفاعت

سرپرست اجرا : مهندس بهداد غضنفری

طراحی و نظارت کارتوگرافی :

- قسمت اطلس ملی سازمان نقشه‌برداری کشور

اجرای کارتوگرافی :

- ابوالفضل خسروی

مشاور اطلاعات :

- سازمان زمین‌شناسی کشور

گزارشات :

- روناک اسعدی
- محمود الماسیان
- منیره پشتکوهی
- سیدجعفر عمرانی

عکس‌ها :

- محمود الماسیان
- عباس وفایی
- مجله علوم‌زمین

طرح و اجرا : سازمان نقشه‌برداری کشور ـ قسمت اطلس ملی

چاپ و لیتوگرافی : چاپخانه سازمان نقشه‌برداری کشور

چاپ اول : ۱۳۷۵

تیراژ : ۱۰۰۰ جلد

فصل اول

جغرافیای طبیعی ایران

مقدمه

فلات پهناور ایران ، سرزمینی کوهستانی وبلند است که در جنوب باختری قاره آسیا قرار داد . این سرزمین فلات ارمنستان و آسیای صغیر را در شمال باختری به فلاتهای پامیر وتبت درخاور مرتبط می‌سازد . ازنظر موقعیت طبیعی یکی از ویژگیهای اساسی فلات ایران تعلق آن به سیستم بزرگ کوههای چین‌خورده اورآسیا است . دیواره عظیم البرز در شمال و رشته کوه زاگرس در باختر و جنوب باختری موید آن می‌باشد .

وجود دریاها و چاله‌های پست و هموار در حاشیه فلات ایران ، مانند : دریای خزر ، و بیابان ترکمنستان در شمال ، خلیج فارس در دریای عمان در جنوب ، جلگه دجله و فرات در باختر و جلگه سند و پنجاب در خاور ، استقلال این واحد جغرافیایی را معنایی خاص بخشیده است .

اسکلت ناهمواریهای ایران بواسطه نیروهای درونی زمین در اواخر دوران سوم زمین‌شناسی به‌صورت قطعی تثبیت شده و پس از آن در طول دوره کواترنری ، عوامل فرسایش چهره کنونی ناهمواریها را تکامل بخشیده است . از نظر موقع جغرافیایی ، کشور ایران با وسعتی معادل ۱،۶۴۸،۱۹۵ کیلومترمربع در نیمه جنوبی منطقه معتدل شمالی بین ۳' ۲۵° تا ۴۷' ۳۹° عرض شمالی و ۵' ۴۴° تا ۱۸°۶۳ طول خاوری جای دارد . گستردگی ویژه آن ازنظر طول و عرض جغرافیایی چشم‌اندازهای طبیعی گوناگونی را پدید آورده و تنوع اقلیم نیز برتفاوتهای مکانی پیکره ناهمواراریران زمین افزوده است .

ارتفاع میانگین آن بیش از ۱۲۰۰ متر است . پست‌ترین نقطه داخلی با ارتفاع ۵۶ متر در چاله‌لوت و بلندترین قله آن دماوند با ارتفاع ۵۶۱۰ متردر میان رشته کوه البرز قرار دارد . در کناره‌های جنوبی دریای خزر ارتفاع زمین ۲۸ متر پایین‌تر از سطح دریای آزاد می‌باشد .

دراین نوشتار ویژگیهای جغرافیایی طبیعی ایران در سه بخش کوه ـ آبنگاری ،اقلیم شناسی و ژئومورفولوژی به اختصار آورده شده است .

ویژگیهای کوه - آبنگاری ایران زمین

از مهمترین مشخصات طبیعی یک سرزمین بررسی چگونگی توپوگرافی عمومی آن در ارتباط با پراکندگی کوهها و دشت‌ها ونحوه شبکه‌بندی آبهای جاری و نیز پراکنش دریاچه‌های داخلی بر پهنهٔ آن می‌باشد . در این راستا با استناد به نقشه کوه ـ آبنگاری ایران که نخستین الگوی تهیه شده در زمینه نمایش ارتباط تنگاتنگ کوهها و شبکه آبهای سطحی ایران است و نیز با استفاده از سایر منابع جغرافیایی ، ابتدا شرحی کوتاه برناهمواریهای ایران و پس از آن آبهای سطحی مورد بحث قرار خواهد گرفت .

الف) ناهمواریهای ایران

ناهمواریهای ایران با درنظرگرفتن موقعیت طبیعی ، نوع توپوگرافی و جهت برجستگی ها و زمان پیدایش آنها به واحدهای اصلی زیر تقسیم شده‌اند که مرزهای طبیعی ومحلی مانند خطوط گسله‌های اصلی ، فرورفتگی‌ها و رودخانه ها زیر واحدهای جداگانه‌ای را برای هریک از واحدهای نامبرده در ذیل ترسیم می‌نمایند .

۱ـ کوههای شمالی
۲ـ کوههای باختری و جنوبی
۳ـ کوههای خاوری
۴ـ کوههای مرکزی
۵ـ دشت‌ها و جلگه‌ها

۱ـ کوههای شمالی ایران

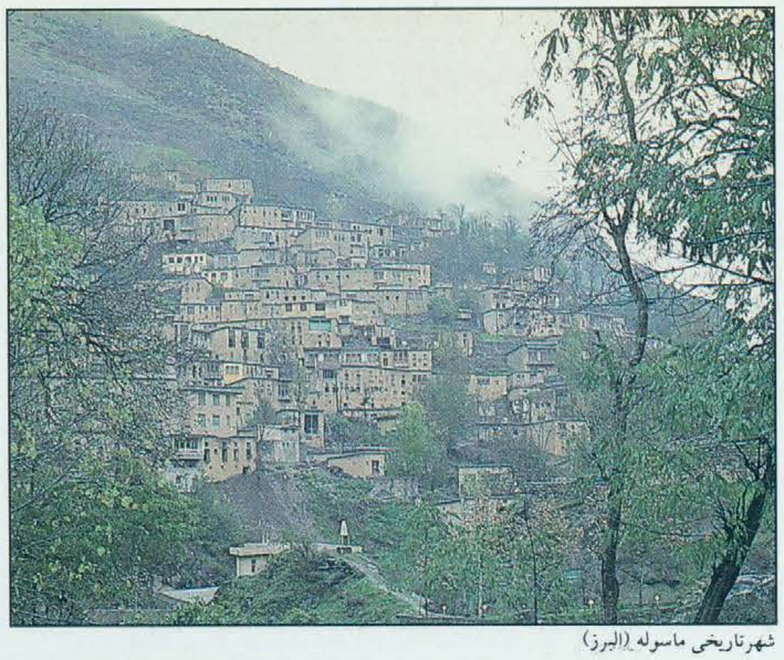
کوههای شمالی ایران بخشی از کمربند عظیم چین خورده آلپ ـ هیمالیا می‌باشد ، که از کوههای آرارات در مرز ترکیه شروع شده و با امتداد باختری ـ خاوری به طول تقریبی ۱۸۰۰ کیلومتر تا کوههای هندوکش در افغانستان کشیده شده است . این نوار عظیم کوهستانی در کشور در برگیرنده کوههای آذربایجان ، کردستان شمالی ، طالش ، رشته کوه البرز و خراسان شمالی می‌باشد .

۱ـ۱ـ کوههای آذربایجان ـ کوههای آذربایجان که در شمال باختری ایران قرار گرفته است، در نتیجه دو دسته از عوامل بوجود آمده‌اند. یکی تحولات دوران سوم زمین‌شناسی که درنهایت، رشته کوههای نسبتاً کم‌ارتفاعی را پدیدار ساخته و دوم امواج آتشفشانی که سبب ظهور کوههای مرتفع و عظیمی مانند سبلان با ۴۸۱۱ متر ارتفاع و سهند با ۳۷۱۰ متر ارتفاع شده‌اند. دریاچه ارومیه کوههای آذربایجان را به دوبخش باختری و خاوری تقسیم کرده‌است. در بخش آذربایجان باختری، رشته کوههای رسوبی با روند شمالی ـ جنوبی وجود دارند که از مهمترین بلندیهای آن می‌توان از کوه زکی‌داغ با ۳۶۰۰ متر ارتفاع در باختر شهر خوی نام برد. در شمال واحد کوهستانی آذربایجان، رشته کوه مشهور ارسباران یا قره داغ قرار دارد که توسط رود مرزی ارس از کوههای قفقاز جدا می‌شود.

۲ـ۱ـ کوههای کردستان شمالی ـ در جنوب کوههای آذربایجان واحد کوهستانی کردستان با توپوگرافی ویژه‌ایی مشخص می‌گردد. رودخانه گدارچای مرز طبیعی واحد مذکور با آذربایجان باختری است. جلگه رودخانه زرینه رود نیز جداکننده این واحد از واحد آذربایجان خاوری است. مرز جنوبی آن گسل اصلی زاگرس می‌باشد. از مهمترین بلندیهای این واحد می‌توان از کوههای چهل چشمه با ارتفاعی بیش از ۲۵۰۰ متر نام برد. کوه آبیدر با ارتفاع ۲۵۵۰ متر در جنوب باختری سنندج جای دارد.

۳ـ۱ـ کوههای طالش ـ در کناره باختری دریای خزر کوهستان طالش باامتداد شمالی ـ جنوبی قرار گرفته است. مرز جدایی آن از واحد البرز باختری، دره سفیدرود است. بلندترین قله آن بکرو داغ با ارتفاع ۳۳۰۰ متر در نزدیکی دره قزل اوزن می‌باشد. از ویژگیهای این رشته‌کوه وجود شیب تند با جنگلهای نیمه انبوه در دامنه‌های خاوری است و دامنه‌های باختری با شیب ملایم و چهره نیمه عریان از نظر پوشش گیاهی مشخص می‌گردد.

۴ـ۱ـ کوههای البرز ـ رشته کوه البرز به عنوان مهمترین واحد کوهستانی شمال کشور با دره‌های عمیق و قلل بسیار مرتفع بصورت قوسی عظیم با امتداد باختری ـ خاوری به‌طول تقریبی ۶۰۰ کیلومتر جداکننده فلات مرکزی ایران از دریای خزر است. رفیع‌ترین قله‌ایران با ارتفاع ۵۶۱۰ متر در بخش میانی این رشته کوه عظیم قرار دارد. قله مخروطی شکل دماوند نمایانگر قدرت آتشفشان خاموشی است که در کواترنری فعال بوده است. قطر دهانه این آتشفشان



شهرتاریخی ماسوله (البرز)

خاموش حدود ۴۰۰ متر است.

از مهمترین مشخصات البرز وجود تفاوتهای اساسی از نظر شرایط آب و هوایی، توپوگرافی، پوشش گیاهی و شبکه آبها در دامنه‌های شمالی و جنوبی است. به‌عنوان مثال: در دامنه های شمالی به دلیل فراوانی نسبی آبهای جاری و پایین بودن سطح اساس رودخانه‌ها (۲۸ متر پایین‌تراز سطح دریای آزاد) قدرت حفر و کاوش آنها شدت یافته و دره‌های عمیق V شکل مانند دره هراز پدید آمده‌اند. بارندگی مناسب و وجود رسوبات نرم نیز بر رویش طبیعی گیاهان و ظهور جنگل‌های انبوه کمک کرده است. در دامنه های جنوبی البرز چهره توپوگرافی کاملا تغییر می‌کند و شکل دره‌ها متفاوت با دره‌های شمالی است. سطح اساس رودخانه‌ها نیز در ارتفاعی بیش از ۱۰۰۰ متر قرار دارد. شرایط آب و هوای نیمه خشک نیز تنک شدن و گاه عریان شدن دامنه‌ها از پوشش گیاهی را تأیید می‌کند.

با درنظرداشتن ویژگیهای متفاوت البرز از نگاه توپوگرافی، ارتفاع و پهنا می‌توان سه واحد البرز باختری، البرز مرکزی (میانی) و البرز خاوری را از یکدیگر جداکرد.

۱ـ۴ـ۱ـ البرز باختری ـ مجموعه کوههای این واحد با روند باختری ـ خاوری از دره سفید رود (تنگ منجیل) تا دره چالوس امتداد یافته‌اند.

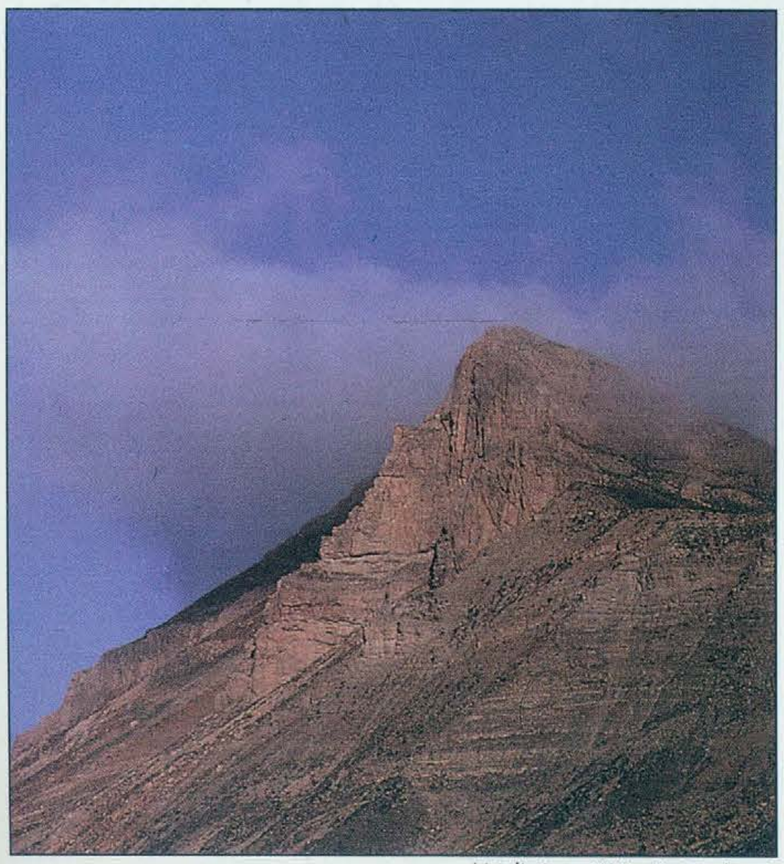
ارتفاع این واحد از باختر بسوی خاور و از جنوب به سوی شمال افزایش می‌یابد. قله علم کوه با ارتفاع ۴۸۵۰ متر در بلندیهای تخت‌سلیمان که از مشخص‌ترین نمونه‌های یخچال کوهستانی ایران می‌باشد در این واحد قرار دارد و قله درفک کوه نیز از بلندیهای این کوهستان است.

۲ـ۴ـ۱ـ البرز مرکزی (میانی) ـ وسیع‌ترین و پهن‌ترین بخش کوهستانی البرز بین دره‌های کرج و چالوس در باختر و رود تالار در خاور جای گرفته است. شعبات رودهای هراز و چالوس و کرج این واحد بزرگ کوهستانی را به سه بخش شمالی، مرکزی، و جنوبی تقسیم کرده است. از مهم‌ترین بلندیهای آن می‌توان از کوههای کلارستاق در بخش شمالی و کوههای پالان گردن و قله رفیع دماوند در بخش مرکزی و کوه توچال در بخش جنوبی نام برد.

۳ـ۴ـ۱ـ البرز خاوری ـ کوههای این واحد از دره تالار در باختر شروع شده و با تمایل کوهها به سوی شمال خاوری تا تاش رود در خاور ادامه می‌یابد. از بلندی رشته‌کوه البرز در این واحد به تدریج کاسته می‌شود. گرده کوه با ۳۲۰۴ متر ارتفاع و سفیدکوه با ۲۸۶۳ متر ارتفاع از بلندترین کوههای آن به شمار می‌آیند.

۵ـ۱ـ کوههای شمال خاوری ایران ـ بخش پایانی کوههای شمال ایران به‌صورت رشته کوههای موازی از کوه شاهوار با ارتفاع ۳۹۴۵ متر از باختر شروع شده و با روند عمومی شمال باختری ـ جنوب خاوری تا کوههای هندوکش در افغانستان ادامه می‌یابد. وجود دره‌ها و دشتهای وسیع در میان این رشته کوههای موازی از مشخصات بارز این واحد است. در بخش شمالی آن در مرز ایران و ترکمنستان ـ کوههای هزارمسجد ـ کپه داغ و کلات نادری قرار دارند. کوه سنجربیگ با ۲۸۲۰ متر ارتفاع و کوه امردوک با ۲۳۴۵ متر ارتفاع از مهمترین بلندیهای آن است. کوههای هزارمسجد ـ کپه داغ بوسیله دره وسیع کشف رود و روداتـرک از کوههای بینالود ـ آلاداغ جدا می‌شود.

قله گودزر با ارتفاع ۳۲۴۹ متر و کوه شاه جهان با ارتفاع ۳۰۵۱ متر از بلندترین کوههای بینالود هستند. در بخش جنوبی این واحد کوههای جام ـ سبزوار باروند غالب باختری خاوری امتداد دارند که گسل بزرگ دورونه جداکننده آن از کوههای خاوری ایران می‌باشد. کوه چهل تن با ارتفاع ۳۰۱۳ متر بلندترین قله این بخش است.



قله بینالود با ارتفاع ۳۲۱۱ متر، شمال نیشابور

۲ـ کوههای باختری و جنوبی ایران

این واحد بزرگ کوهستانی بخش عمده‌ای از جبهه جنوبی فلات ایران را در برمی‌گیرد که ازکوههای کردستان جنوبی در مرز ایران و عراق شروع شده و تا مرز ایران و پاکستان در جنوب خاوری امتداد دارند. بلندیهای این واحد ازشمال خاوری به برخی از چاله‌های داخلی واز سوی باختر و جنوب بر جلگه‌ی پست عراق و خلیج فارس و دریای عمان مشرف هستند.

با درنظرگرفتن چگونگی چین‌خوردگی و عوامل تغییر شکل ناهمواریها، واحدمذکور به دو بخش جداگانه زاگرس و مکران تقسیم می‌شود.

۱ـ۲ـ کوههای زاگرس ـ چین‌خوردگی زاگرس به‌عنوان بزرگترین واحد ناهمواری ایران در طول ۱۳۵۰ کیلومتر از محل تراست اصلی زاگرس (راندگی بزرگ زاگرس) شروع شده و تا گسل زندان (میناب) در شمال تنگه هرمز گسترده شده است. از نظر ویژگیهای ساختمانی کوههای زاگرس از نوع چین‌خوردگیهای ژورایی با چین‌های ساده و منظم هستندکه در نهایت مساحتی حدود $\frac{1}{5}$ مساحت کل کشور را در بر می‌گیرند.

بلندیهای زاگرس از مرکز بسوی باختر (جلگه خوزستان) بتدریج کاهش یافته وبه‌صورت ناهمواریهای پلکانی به تپه‌ها و جلگه‌های پست کناره می‌رسد. پهن‌ترین بخش زاگرس در فارس و در حوالی ۵۴° طول خاوری و در حدود ۲۷۵ کیلومتر و باریک‌ترین بخش آن در امتداد رود دز به‌طور تقریبی ۱۲۵ کیلومتر پهنا دارد. با توجه به چگونگی عملکرد تکتونیک بر ساختمان زمین و همچنین ارتفاع و توپوگرافی عمومی آن، می‌توان این واحد بزرگ را به دو بخش زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده تقسیم نمود.

۱ـ۱ـ۲ـ زاگرس مرتفع - در بخش شمال باختری چین‌خوردگیهای زاگرس مجموعه‌ای از چین‌های فشرده و نزدیک‌بهم با روند عمومی شمال باختری ـ جنوب خاوری کشیده شده‌اند. در برخی از منابع از این پهنه به‌عنوان زاگرس بلند یا زاگرس خارجی نیز نامبرده‌اند. ازنظر زمین‌شناسی این واحد زون ساختمانی است که بشدت خردشده و به‌صورت نوار باریک و کم‌پهنایی (۱۰ تا ۷۰ کیلومتر) بین زون سنندج ـ سیرجان و زاگرس چین‌خورده واقع شده‌است. در این بخش از زاگرس به استثنای چند دشت کم‌وسعت و بسیاربلند، پهنه‌های هموار وجود ندارند. از مهمترین ویژگیهای این واحد وجود لندفرم‌های معکوس مانند ناودیس‌های برجسته (ناوهای معلق) حضور طاقدیس‌های بسته و خردشده و نیز حاکمیت و گستردگی توپوگرافی کارستی می‌باشد. زهکشی این واحد نیز از نوع ساختمانی و غالباً انطباقی است.

رفیع‌ترین قله آن زردکوه بختیاری با ارتفاع ۴۲۸۷ متر مشخص میباشد. از بلندترین کوههای آن می توان اشتران کوه با ارتفاع ۴۰۵۰ متر، کوه دنا با بلندای ۴۰۳۵ متر، کوه میش پرور با ۳۶۰۶ متر و کوه پرو با ارتفاع ۳۳۵۷ متر را نام برد.

۲ـ۱ـ۲ـ زاگرس چین خورده ـ این واحد کوهستانی که با نامهای زاگرس داخلی و کمربندچین‌خورده زاگرس فارس نیز مشهور است در جنوب واحد زاگرس مرتفع جای دارد. از مشخصات آن گستردگی چین‌های ملایم با دره‌های وسیع و باز می‌باشد. امتداد سطح محور چین‌ها عموماً شمال باختری - جنوب خاوری است که در منطقه بندرعباس خاوری ـ باختری می‌شود. طاقدیس‌ها منطبق بر کوهها و ناودیس‌ها منطبق بر دشت‌ها و دره‌های وسیع هستند. قله دنا با ارتفاع ۴۴۰۹ متر بلندترین قله این واحد می‌باشد. از مهمترین کوههای آن می‌توان از کوه سفید ـ کوه مونکشت و کوه تیربازک ـ کوههای سبزپوشان (در جنوب شیراز) را نام برد. یکی از ویژگیهای جالب این واحدپراکندگی گنبدهای نمکی بر پهنه آن است. زاگرس چین‌خورده نسبت به زاگرس مرتفع از پهنای بیشتری برخورداراست.

۲ـ۲ـ کوههای مکران ـ واحد کوهستانی مکران با چهره خاص توپوگرافی از تنگه هرمز آغاز شده و با روند عمومی باختری ـ خاوری تا مرز جنوب‌شرقی ایران ادامه می‌یابد. این کوهستان بین چاله جازموریان در شمال و دریای عمان در جنوب جای گرفته است. ارتفاع عمومی این واحد نسبت به واحدهای پیشین کمتر می‌باشد. بلندی کوهها از شمال به سمت جنوب کاسته می‌گردد. بی‌نظمی کوهها در این بخش ناشی‌از گسله‌های متعددی است که در تمام جهات ساختمان چین‌خوردگیها را بهم زده‌اند. جهت عمومی گسله‌ها خاوری - باختری بوده که بر جهت‌گیری عمومی ستیغ کوهها تأثیر داشته است. کوههای مکران به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است. بخش شمالی در برگیرنده کوههای بشاگرد و قنوج است که دامنه‌های شمالی آن بر چاله جازموریان مشرف بوده و بلندترین کوههای آن عبارتند از کوه مزدوری با ارتفاع ۱۸۷۰ متر و کوه راسک با ارتفاع ۱۸۱۲ متر. بخش جنوبی که مکران نامیده می‌شود از ارتفاع کمتری برخوردار بوده و دامنه‌های جنوبی آن بر دریای عمان مشرف است. از بلندترین کوههای مکران می‌توان از کوه کاهانک با ۱۸۶۳ متر و کوه بارشک با ۱۰۱۲ متر ارتفاع نام برد.

۳ ـ کوههای خاوری

کوههای خاور ایران در برگیرنده مجموعه کوههای خراسان جنوبی، سیستان و بلوچستان است که توسط گسله‌های بزرگ از شمال و باختر به‌ترتیب از کوههای شمال خاوری و کوههای مرکزی جدا شده‌اند. کوههای (خاف - آهنگران) و (فردوس ـ سیمرغ) و کوههای (گناباد ـ بیرجند) در شمال این واحد جای گرفته‌اند که توسط گسل بزرگ دورونه از واحد شمال خاوری جدا می‌شوند. و از سوی باختر توسط گسل نایبند و دشت لوت از کوههای مرکزی جدا می‌گردند.

کوههای سیستان از سوی باختر به بیابان لوت و از سوی خاور به دشت سیستان مشرف هستند. از بلندترین کوههای آن پلنگ کوه می‌باشد. کوههای بلوچستان در جنوب کوههای سیستان از باختر به دشت‌لوت و از خاور به بیابان ماشکل محدود می‌شوند. رفیع‌ترین قله این واحد، کوه تفتان با ارتفاع ۴۰۴۲ متراست. همزمان با تشکیل دیگر کوههای آتشفشانی ایران در اوایل کواترنری، خروج گدازه‌ها، توده های بزرگی را بین خاش و میرجاوه پدید آورده است که بلندترین آنهاکوه تفتان است.

۴ ـ کوههای مرکزی ایران

در مثلث داخلی فلات ایران کوههای مرکزی گاه به‌صورت رشته کوه و گاه بصورت منفرد پراکنده شده‌اند. این کوهها از دشت رزن شروع شده و تا کوههای مشرف به چاله جازموریان امتداد دارند. ارتفاع عمومی کوهها از شمال باختری بسوی جنوب خاوری افزایش می‌یابد. از بلندترین کوههای آن می‌توان شیرکوه با ارتفاع ۴۰۷۵ متر در جنوب یزد و کوه کرکس با ارتفاع ۳۸۹۵ متر در جنوب نطنز را نام برد. در نتیجه قدرت فورانهای آتشفشانی توام با بالاآمدگی توده‌های خارایی در نیمه جنوب خاوری این واحد کوهستانی رشته کوههای هزار و لاله‌زار پدیدار شده‌اند.

یکی دیگر از مشخصات این واحد پراکندگی گنبدهای نمکی در شمال آن می‌باشد. با درنظرگرفتن مرزهای طبیعی و چهره توپوگرافی محلی کوههای مرکزی و در نقشه کوه ـ آبنگاری ایران به زیر واحدهای نامبرده در ذیل تقسیم شده‌اند.

۱ ـ کوههای تفرش ـ کهرود ـ بزمان
۲ ـ کوههای حاجی آباد ـ شهرضا
۳ ـ کوههای داوران ـ انارک ـ یخ آب
۴ ـ کوههای آوج ـ زنجان
۵ ـ کوههای سرکویر
۶ ـ کوههای کویرساوه
۷ ـ کوههای زرند ـ بهاباد
۸ ـ کوههای الیگودرز ـ همدان
۹ ـ کوههای اراک ـ اصفهان

نقشه کـوه آبنگـاری

طبقه بندی رودخانه‌ها

فصلی — دائمی

ر. = رود

دریـای خـزر

خلیج فارس

دریـای عمـان

- D دشت
- WAZ آذربایجان غربی
- EAZ آذربایجان شرقی
- T تالش
- WA البرز غربی
- CA البرز مرکزی
- EA البرز شرقی
- K کردستان
- FZ زاگرس شکسته
- HZ زاگرس مرتفع
- BA بینالود - آلاداغ
- HK هزارمسجد - کپه داغ
- JSJ جام - سبزوار - جغتای
- ZS زاهدان - سراوان
- KK کاشمر - خاف - آهنگران
- FS فردوس - سبزجان
- BG بیرجند - گناباد
- KS کهورک - ایرانشهر
- MK مکران
- BN بشاگرد - نخوج
- BKT بزمان - کوهرود - تفرش
- AH زنجان - آوج
- DAY داوران - انارک - یخ آب
- SK سارکویر
- KS کویرساوه
- ZB زرند - بهاباد
- NSS نایبند - شتری - ساغند
- AH الیگودرز - همدان
- AA اراک - اصفهان
- HG حاجی آباد - شاهرضا
- A مناطق آتشفشانی

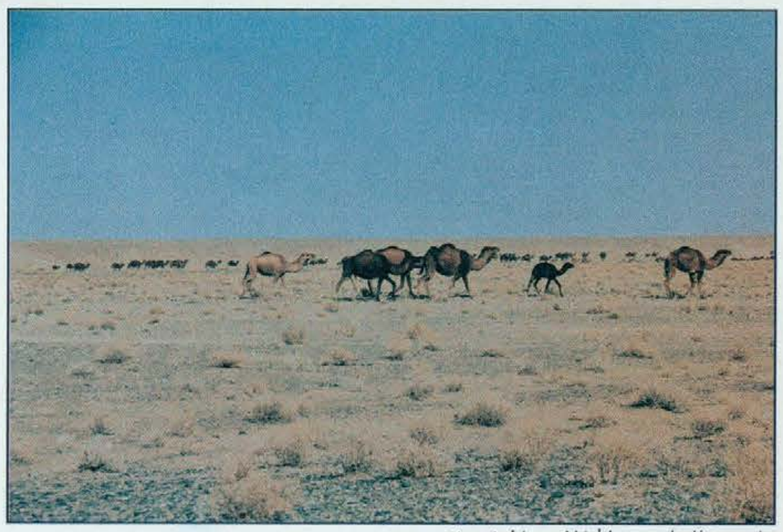
۵ ـ سرزمینهای هموار

در بررسی ناهمواریهای یک سرزمین همواره کوهها و دشت‌ها به‌عنوان دو لندفرم اساسی مورد بحث قرار می‌گیرند. در این واحد بزرگ نگاهی گذرا بر دشت‌های داخلی و جلگه‌های کناره‌ای آن در ایران خواهیم داشت.

در نقشه کوه ـ آبنگاری ایران دشتها و جلگه‌ها در مجموع به‌صورت واحدی یگانه با رنگ زرد نمایش داده شده‌اند.

۵-۱- دشت‌ها- همان عواملی که در چین‌خوردگی و پیدایش کوهها نقش داشته‌اند در پیدایش و تکوین چاله‌ها و فرورفتگی‌ها نیز موثر بوده‌اند. بنابراین شکل و امتداد و پراکندگی دشت‌ها با ساختمان زمین در ارتباط است. دشت‌های داخلی ایران ازنظر توپوگرافی به دو دسته دشت‌های میان کوهساری و دشت‌های درون کوهساری تقسیم می‌شوند.

دسته اول که بیشتر دشت‌های داخلی و وسیع از این نوع هستند در برگیرنده دشتهایی مانند دشت‌لوت، دشت کویر و دشت جازموریان می‌باشند.



دشت حدفاصل بین رباط‌خان و رباط‌پشت‌بادام

دسته دوم دشت‌هایی هستند که در ارتفاع بسیار بالا و درون کوهستان واحدی جای دارند مانند دشتهای درون کوهساری در نواحی کارستی زاگرس مرتفع.

دریاچه فصلی گل ـ زاگرس مرتفع، جنوب بلداجی ـ استان چهارمحال و بختیاری

ارتفاع میانگین دشتهای داخلی ایران ۱۰۰۰ متر است و دشت‌لوت با ۵۶ متر ارتفاع پست‌ترین آنهاست. بواسطه تنوع شرایط آب و هوایی، ارتفاع و جهت رشته کوههای البرزشمالی و زاگرس در باختر و جنوب، از باختر بسوی خاور ایران نوع دشت‌ها برحسب آب و هوا تغییر می‌کند. در بخش باختری ایران بواسطه وجود شرایط آب و هوایی مناسب‌تر (رطوبت و بارندگی کافی) و رودهای پرآب، دشت‌هایی با وسعت‌کم ولی حاصلخیز پراکنده‌اند، مانند ماهیدشت کرمانشاه، دشت لردگان و بلداجی در چهارمحال و بختیاری و در بخش مرکزی و خاوری دشتهایی گرم و خشک و بیشتر از نوع بیابانی با وسعت بسیار گسترده شده‌اند. از مهمترین آنها می‌توان دشت‌لوت، کویر، دشت طبس، دشت جازموریان، دشت سیستان و دشت سیرجان را نام برد.

۵-۲ ـ جلگه‌های کناره‌ای ـ در شمال کشور و در کناره‌های جنوبی دریای خزر به‌ترتیب از باختر بسوی خاور، جلگه گیلان، جلگه مازندران و جلگه گرگان در امتداد نواری پیوسته، واحدی یگانه را پدید آورده‌اند. باریکترین بخش نوار مذکور در جنوب آستارا به‌صورت شمالی ـ جنوبی کشیده شده است و جلگه گرگان پهن‌ترین بخش آن است.

در کناره خاوری دریاچه ارومیه به‌ترتیب از شمال به جنوب دو جلگه معروف تلخه‌رود و جلگه میاندوآب گسترده شده‌اند.

در کناره‌های جنوب باختری ـ جنوب و جنوب خاوری ایران در طول سواحل خلیج فارس و دریای عمان از باختر به‌سوی خاور به‌ترتیب جلگه خوزستان، جلگه بندرعباس و میناب، جلگه باهوکلات گسترش یافته‌اند. پهناورترین جلگه ایران جلگه خوزستان است.

ب) آبهای سطحی ایران

همانگونه که در مقدمه آورده شد، گسترش و تراکم شبکه آبهای جاری در سطح یک سرزمین از نوع اقلیم، توپوگرافی و جنس زمین تبعیت می‌کند. بواسطه تنوع شرایط اقلیمی و امتداد جهت ناهمواریهای اصلی و نیز وسعت ناحیه خشک و نیمه‌خشک در ایران ویژگیهای متفاوتی در شبکه آبهای سطحی آن پدید آمده است. تعداد رودهای پرآب از باختر بسوی خاور و از شمال باختری بسوی جنوب خاوری کاهش می‌یابد. شبکه آبها در دامنه‌های شمالی البرز و دامنه‌های باختری زاگرس از نوع دایمی و پرآب می‌باشد. تراکم شبکه آبها نه تنها در بخشهای مرکزی ـ خاوری و جنوب خاوری کاهش یافته بلکه تعداد رودهای فصلی و اتفاقی به حداقل می‌رسد.

نقشه کوه ـ آبنگاری ایران در حقیقت طرحی نوین برای نمایش حوضه‌های آبریز اصلی و فرعی می‌باشد که در آن برای نخستین بار رودخانه‌های کشور در مقیاس ۱:۱،۰۰۰،۰۰۰ با استفاده از روش استرالر رتبه‌بندی شده‌اند. این رتبه‌بندی با نگاه به چگونگی شاخه‌ها و پیوستن آنها به‌یکدیگر با درنظر داشتن میزان شیب و جنس زمین صورت گرفته است. براساس اندازه‌گیریهای انجام شده رودخانه سفیدرود در شمال و رودخانه کارون در جنوب باختری کشور با رقمی معادل ۱۱ بالاترین رتبه را دارند.

در نقشه مذکور بخشاب‌ها (خط تقسیم آب) یا مرز حوضه‌های آبریز با توجه به ارتفاع به گونه‌ای متفاوت از سایر نقشه‌ها به‌نمایش گذاشته شده است.

از نظر سیستم زهکشی ایران به شش حوضه آبریز با زیرحوضه‌های مشخص تقسیم گردیده است که به ترتیب عبارتند از:

۱ ـ حوضه های آبریز دریای خزر
۲ ـ حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان
۳ ـ حوضه آبریز دریاچه ارومیه
۴ ـ حوضه آبریز داخلی
۵ ـ حوضه آبریز خاور و جنوب خاوری
۶ ـ حوضه آبریز شمال خاوری ایران

۱ ـ حوضه آبریز دریای خزر

حوضه آبریز دریای خزر کوههای آذربایجان شمالی و خاوری تا کردستان مرکزی در دامنه‌های شمالی البرز و کوههای باختری خراسان شمالی را با مساحتی در حدود ۱۷۴،۲۰۰ کیلومتر مربع در برمی‌گیرد. بیش از ۳۵۰ رود کوچک و بزرگ در سطح حوضه بسوی دریای خزر جریان دارند. به استثناء رودخانه‌های ارس، سفیدرود، هراز و اترک که هر دو حوضه‌های وسیع کوهستانی دارند، سایر رودخانه‌های آن دارای شیب زیاد و طول کم می‌باشند.

مهمترین رودهای این حوضه عبارتند از ارس، سفیدرود، اترک و گرگان‌رود.

سفیدرود با ۱۱ شاخه اصلی و ۱۰ شاخه فرعی از بزرگترین رودهای حوضه آبریز دریای خزر است که طول آن بیش از ۸۰۰ کیلومتر و وسعت حوضه آن بیش از ۵۷،۰۰۰ کیلومترمربع می‌باشد. شاخه اصلی آن بنام رودخانه قزل اوزن از کوههای چهل چشمه کردستان سرچشمه می‌گیرد و در مسیر خود شعبه‌های زیادی را از بیجار، قروه، زنجان و جنوب آذربایجان دریافت می‌دارد.

در تنگ منجیل شعبه بسیار مهمی که از کوههای الموت و

طالقان سرچشمه گرفته و شاهرود نامیده می‌شود به قزل‌اوزن پیوسته و از آن پس با نام سفیدرود بسوی شمال و جلگه گیلان جریان می‌یابد. در محل پیوستن این رود بزرگ به پایانه خود دلتای وسیع سفیدرود شکل می‌گیرد. برطبق اندازه گیریهای انجام شده رتبه سفیدرود معادل عدد ۱۱ و از بالاترین مرتبه رودخانه‌ای در نقشه کوه ـ آبنگاری ایران می‌باشد (جدول ۱ـ۱).

ردیف	نام رودخانه اصلی نام شاخه نخست نام شاخه دوم	مرتبه	نام پیوندگاه	درازا به کیلومتر	نام پایانه
۱	سفیدرود	۱۱		۲۷۰	
۱ـ۱	قزل اوزن	۱۰	بیرون ـ میانه	۱۹۰	دریای خزر
۱ـ۲	رودمیانه	۱۰		۱۱	
۲	شاهرود	۱۰		۱۰۰	
۲ـ۱	طالقان رود	۹	چاله	۵۵	سفیدرود
۲ـ۲	الموت رود	۹		۱۵	
۳	قره‌سو (دره رود)	۱۰		۱۱۰	
۳ـ۱	قره‌سو	۹	صاحب‌دیوان	۷۵	رودارس
۳ـ۲	اهرچای	۹		۶	
۴	تجن (گرماب‌رود)	۹		۶۵	
۴ـ۱	روشن‌رود	۸	ودنده	۶۱	دریای خزر
۴ـ۲	تجن	۸		۴۱	
۵	گرگان	۷	حاجی‌قوشن	۱۵۰	
۵ـ۱	قرناوه	۷	گنبدگاووس	۲۲	دریای خزر
۵ـ۲	گرگان	۸		۲۰	
۶	اترک	۸		۳۴۵	
۶ـ۱	اترک	۷	شیروان	۸۰	دریای خزر
۶ـ۲	اترک‌شیروان	۷		۱۵	
۷	نکاء	۸		۱۰۹	
۷ـ۱	چهارباغ	۷	چمن سارو	۲۱	دریای خزر
۷ـ۲	ترودبار	۷		۹	

جدول ۱ـ۱

۲ ـ حوضه آبریز خلیج فارس و دریای عمان

این حوضه وسیع به مساحت ۴۲۵،۱۰۰ کیلومترمربع رودخانه‌های واقع در باختر و جنوب باختری زاگرس و ارتفاعات جنوب فارس و کوههای بشاگرد و مکران را در برمی‌گیرد. در این حوضه تعداد ۲۹ رودخانه با مساحت حوضه بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع وجود دارد، در حالی‌که ۵۴ رودخانه و مسیل کوچک نیز با مساحت کمتر از ۱۰۰۰ کیلومترمربع جریان دارند.

این حوضه تنها حوضه آبریز ایران است که به دریای آزاد منتهی می‌شود. از بزرگترین رودهای آن میتوان از سیروان در کردستان، کارون، کرخه، جراحی در خوزستان و دالکی و مند در فارس و سرباز و کاجو و کهیر در بلوچستان نام برد.

رود کارون با طولی بیش از ۹۵۰ کیلومتر و حوضه‌ای با مساحت ۶۰،۰۰۰ کیلومترمربع از طولانی‌ترین و پرآبترین رودهای ایران به‌شمار می‌آید.

کارون از زردکوه بختیاری سرچشمه گرفته و در طول مسیری پرپیچ و خم شاخه‌های مهمی را از کوههای مرتفع زاگرس دریافت می‌دارد. در فاصله میان شوشتر و اهواز رودکارون از سمت راست شاخه مهم و پرآب رود دز را دریافت می‌کند. شاخه اصلی رودکارون به اروندرود می‌پیوند. و شاخه فرعی آن به خورهای خلیج‌فارس می‌ریزند. این رودخانه نیز از بالاترین مرتبه در میان رودهای کشور برخورداراست. مرتبه آن معادل ۱۱ است (جدول ۲ـ۱).

ردیف	نام رودخانه اصلی نام شاخه نخست نام شاخه دوم	مرتبه	نام پیوندگاه	درازا به کیلومتر	نام پایانه
۱	کارون	۱۱		۴۵۰	
۱ـ۱	خرسان	۱۰	کته	۱۰۱	خلیج فارس
۱ـ۲	کته	۱۰		۵۵	
۲	آب بازفت	۹		۱۰۲	
۲ـ۱	آب‌بازفت	۸	قره‌گر	۱۹	رودکارون
۲ـ۲	آب شنگی	۸		۹	
۳	رود دز	۱۰		۲۱۵	
۳ـ۱	آب بختیاری	۹	ایستگاه	۱۷۰	رودکارون
۳ـ۲	آب دز	۹	تنگ‌پنج	۹۹	
۴	سیمره ـ کرخه	۱۰		۵۰۰	
۴ـ۱	گاماسیاب	۹	گله‌جار	۷۰	هورالعظیم ـ
۴ـ۲	قره‌سو	۹	کرمانشاه	۴۰	خلیج‌فارس
۵	دالکی	۹		۴۹	
۵ـ۱	شاهپور	۸	چم دوراهی	۹۹	خلیج‌فارس
۵ـ۲	دالکی	۸		۹۰	
۶	جراحی	۹		۱۶۵	
۶ـ۱	مارون	۸	چم هاشم	۱۵۰	خلیج‌فارس
۶ـ۲	راموز	۸		۴۸	
۷	مند	۹		۱۴۰	
۷ـ۱	دزگاه	۸	ـــــ	۱۹۰	خلیج‌فارس
۷ـ۲	شور	۸		۱۵۰	
۸	باهوکلات	۸		۴۹	
۸ـ۱	سرباز	۷	ـــــ	۱۷۵	دریای عمان
۸ـ۲	کاجو	۷		۱۶۸	

جدول ۲ـ۱

۳ ـ حوضه آبریز دریاچه ارومیه

این حوضه با مساحت ۵۱،۳۰۰ کیلومتر مربع بخشی ازکوههای آذربایجان شمالی را در برمی‌گیرد و به‌علت موقعیت جغرافیایی و کوهستانی بودن ناحیه، مرطوبترین حوضه آبریز ایران می‌باشد. از مهمترین رودهای آن می‌توان زرینه‌رود و سیمینه‌رود در کردستان شمالی رودباراندوز در آذربایجان باختری و آجی چای در آذربایجان خاوری را نام برد. سیستم شبکه زهکشی در حوضه مذکور از نوع همگرا بوده و پایانه تمام رودهای آن دریاچه ارومیه می‌باشد.

زرینه‌رود با ۷ شاخه اصلی و ۴ شاخه فرعی از بزرگترین رودهای آن است. این رود از گردنه‌خان بین بانه و سقز سرچشمه گرفته و از خاور میاندوآب گذشته و با پدیدآوردن جلگه وسیع آبرفتی به‌سوی جنوب‌خاوری و به دریاچه ارومیه می‌ریزد. رتبه این رودخانه معادل عدد ۹ می‌باشد (جدول ۳ـ۱).

ردیف	نام رودخانه اصلی نام شاخه نخست نام شاخه دوم	مرتبه	نام پیوندگاه	درازا به کیلومتر	نام پایانه
۱	تلخه‌رود (آجی‌چای)	۱۰		۶۵	
۱ـ۱	تلخه‌رود	۹	کمند تبریز	۱۰۱	دریاچه‌ارومیه
۱ـ۲	سعیدآباد	۹		۱۱	
۲	زرینه‌رود (جغاتو)	۹		۱۲۱	
۲ـ۱	خورخوره	۸	نمدینه	۵۲	دریاچه‌ارومیه
۲ـ۲	زرینه‌رود	۸	میاندوآب	۵۰	
۳	سیمینه (تاتاهو)	۷		۶۱	
۳ـ۱	تاتاهو	۶	ملال	۵۴	دریاچه‌ارومیه
۳ـ۲	سیمینه‌رود	۶		۲۲	
۴	باراندوزچای	۷		۴۹	
۴ـ۱	دیزج	۶	هاشم‌آباد	۲۰	دریاچه‌ارومیه
۴ـ۲	باراندوز	۶		۱۹	

جدول ۳ـ۱

۴ ـ حوضه‌های آبریز فلات مرکزی ایران

این حوضه با مساحت ۸۴۱،۴۰۰ کیلومتر مربع از شمال به رشته کوههای البرز و از باختر به رشته کوههای زاگرس و از جنوب به کوههای فارس و بلوچستان و از خاور به کوههای خاوری محدود می‌شوند. رودخانه‌های این حوضه بسوی دریاچه ها، کویرها و دق‌های مرکزی جریان می‌یابند (جدول ۴ـ۱).

این حوضه به ۵ حوضه فرعی تقسیم می‌شوند که عبارتند از:

۱ـ۴ـ حوضه آبریز دریاچه نمک ـ مساحت آن در حدود ۹۲،۵۵۰ کیلومترمربع و مهمترین رودهای آن جاجرود، کرج، رودشور، قره‌چای و قم رود (اناربار) می‌باشند.

۲ـ۴ـ حوضه آبریز باتلاق گاوخونی ـ مساحت حوضه در حدود ۹۹،۳۰۰ کیلومترمربع و مهمترین رودخانه آن زاینده رود می‌باشد.

۳ـ۴ـ حوضه آبریز دریاچه بختگان ـ مساحت حوضه حدود ۳۱،۵۰۰ کیلومترمربع و مهمترین رودخانه آن رودکر و با ۲ شاخه‌اصلی و ۲ شاخه فرعی می‌باشد.

۴ـ۴ـ حوضه آبریز جازموریان ـ با مساحتی در حدود ۶۹،۶۰۰ کیلومترمربع و مهمترین رودهای آن هلیل رود با سه شاخه اصلی و دو شاخه فرعی است.

۵ـ۴ـ حوضه آبریز کویر نمک، دشت لوت و کویرهای مرکزی ـ با مساحتی در حدود ۵۲۸،۵۰۰ کیلومترمربع از کم‌آبترین حوضه‌های کشور است. رودهای آن از نوع فصلی و سیلابی است و رودخانه‌های قابل توجه آن به حبله رود در گرمسار، رودبار در نیشابور و آب‌بخشا در کرمان محدود می‌شوند.

بزرگترین رودخانه‌های فصلی در سطح آن کال‌شورخارطوران است.

ردیف	نام رودخانه اصلی نام شاخه نخست نام شاخه دوم	مرتبه	نام پیوندگاه	درازا به کیلومتر	نام پایانه
۱	قره‌چای	۱۰		۶۵	
۱-۱	قره‌چای (شرا)	۹	هجده‌دانگ‌قم	۳۱۰	دریاچه نمک
۱-۲	قم‌رود	۹		۱۶۵	
۲	قم‌رود	۹		۱۶۵	
۲-۱	دربندشور	۸	چهلرز	۷۰	رودقره‌چای
۲-۲	خرقاب	۸		۵	
۳	جاجرود	۸		۱۲۰	
۳-۱	جاجرودبالا	۷	پلنگ واز	۵۰	دریاچه‌نمک
۳-۲	دماوند	۷		۳۱	
۴	حبله رود	۹		۲۳۰	
۴-۱	فرح رود	۸	وشتان	۱۵	دشت کویر
۴-۲	نیمرود	۸		۱۴	
۵	زاینده‌رود	۸		۳۰۰	
۵-۱	آب کوهرنگ	۷	قلعی‌آخوند	۱۵	باتلاق
۵-۲	جوب آسیاب	۷		۱۵	گاوخونی
۶	کر	۹		۷۹	
۶-۱	سیوندمرغاب	۸	جنوب	۹۹	دریاچه
۶-۲	کربالا	۸	مرودشت	۱۱۰	بختگان
۷	هلیل‌رود	۹		۲۴۰	
۷-۱	دهرج	۸	قرقتونیه	۶۰	هامون
۷-۲	گردان	۸		۱۰	جازموریان
۸	کال‌شورخارطوران	۹		۱۷۵	
۸-۱	کال‌شور جوین	۸	———	۱۸۵	دشت کویر
۸-۲	کال‌شورجاجرم	۸		۳۰	

جدول ۴-۱

۵ و ۶ ـ حوضه‌های آبریز واقع در خاور ایران

این حوضه‌ها که بواسطه موقعیت جغرافیایی و مکانی در چهارچوب واحدی مشترک مورد بحث قرار می‌گیرند، در مجموع با مساحتی حدود ۱۵۶،۰۰۰ کیلومترمربع از سراوان در بلوچستان تا دره‌گز در شمال خراسان را شامل می‌گردد.

پهنه وسیع آن از کم آبترین و خشک‌ترین مناطق ایران به شمار می‌آید، با توجه به ناهمواریها و مسیر جریان رودها آن را به دو بخش حوضه آبریز داخلی و حوضه آبریز مرزی تقسیم شده است. رودخانه‌های هریررود و هیرمند که از ارتفاعات افغانستان سرچشمه می‌گیرند به‌ترتیب بخشی از مرز شمال خاوری و جنوب خاوری را تشکیل می‌دهند. کشف رود و جام رود در خراسان شمالی به هریرود می‌ریزند و رودخانه لادیز در سیستان و ماشکیل در بلوچستان نیز از رودخانه‌های فصلی و مهم در جنوب حوضه هستند که به رودخانه مرزی هیرمند می‌ریزند.

کشف‌رود از ارتفاعات بینالود (چشمه گیلاس) سرچشمه گرفته و از سرشاخه‌های مهم آن طرق، کارده و فریزی می‌باشند. علاوه‌بر رودهای نامبرده، ۴۶ رود فصلی و مسیل کوچک با مساحت حوضه‌ای کمتر از ۱۰۰۰ کیلومتر مربع نیز در سطح حوضه خاور ایران جای دارند (جدول ۵-۱).

ردیف	نام رودخانه اصلی نام شاخه نخست نام شاخه دوم	مرتبه	نام پیوندگاه	درازا به کیلومتر	نام پایانه
۱	کشف‌رود	۸		۱۸۰	
۱-۱	چشمه گیلاس	۷	سروآبادمشهد	۵۰	هریرود
۱-۲	زشک	۷		۳۰	
۲	طرق	۸		۱۵	
۲-۱	طرق	۷	ساروج	۱۵	کشف‌رود
۲-۲	ساروج	۷		۱۰	
۳	لادیز	۸		۶۰	
۳-۱	لادیز	۷	جنوب باختر	۱۵	هیرمند
۳-۲	لادیز	۷	میرجاوه	۱۵	
۴	ماشکیل	۸		۶۵	
۴-۱	روتک	۷	جنوب خاور	۱۵۰	هیرمند
۴-۲	ماشکیل	۷	سراوان	۹۰	

جدول ۵-۱

ج) دریاها و دریاچه های ایران

در این بخش شرحی کوتاه بر دریاها و دریاچه‌های عمدهٔ ایران به‌عنوان یکی دیگر از چهره‌های آبهای سطحی خواهد آمد.

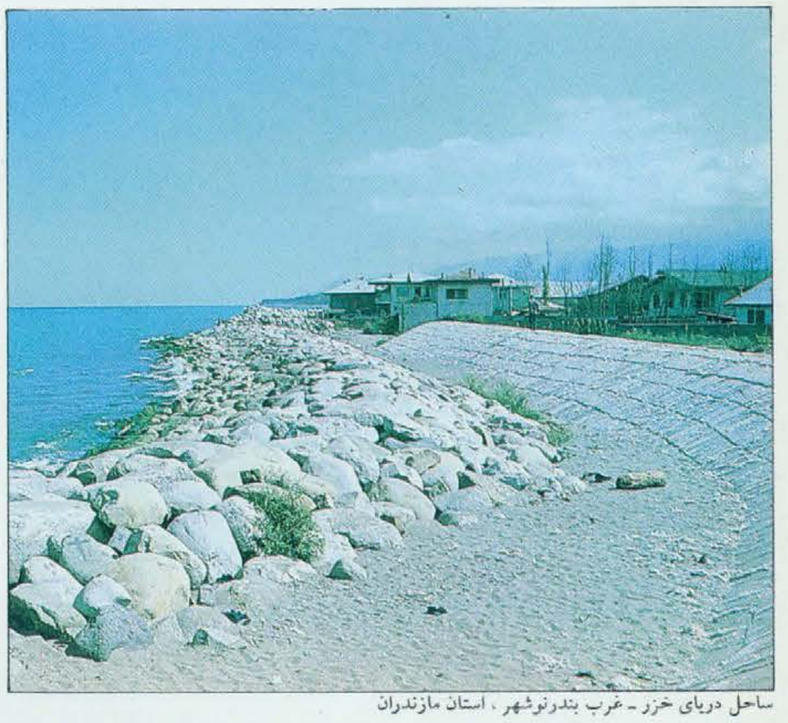
۱ـ دریاهای کناری

دریای خزر بزرگترین دریاچه روی زمین است و از دوره‌های گذشته تا به امروز نامهای گوناگونی مانند: دریای هیرکانی، دریای طبرستان، دریای دیلم و دریای آبسکون را به خود اختصاص داده است. طول این دریا از شمال به جنوب در حدود ۱۲۶۰ کیلومتر و عرض میانگین آن بیش از ۴۰۰ کیلومتر می‌باشد و در شمال کشور جای دارد. سطح آب دریای خزر ۲۷ متر پایین‌تر از سطح آبهای آزاد است و مساحت کنونی آن بیش از ۴۲۶،۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد.

خلیج فارس خلیج هلالی شکل فارس با مساحتی در حدود ۲۲۵،۰۰۰ کیلومترمربع به طول ۹۰۰ کیلومتر و عرض ۱۸۰ تا ۳۰۰ کیلومتر در جنوب باختر و جنوب ایران قرار گرفته است. به علت

ادامه طبقات نفت خیز زاگرس به سوی جنوب، در کف خلیج فارس منابع مهم نفتی وجود دارد که بخش زیادی از آن مورد بهره‌برداری قرار گرفته است.

دریای عمان این دریا قسمتی از اقیانوس هند و تنها دریای آزاد ایران است که از طریق تنگهٔ هرمز با خلیج فارس ارتباط دارد. به علت عبور مدار راس السرطان از آن، از دریاهای گرم آسیای جنوب باختری به شمار می‌آید. عمق دریای عمان در حوالی مدار ۲۴° شمالی به ۲۰۰۰ متر می‌رسد.



ساحل دریای خزر ـ غرب بندرنوشهر، استان مازندران

۲ ـ دریاچه‌های داخلی

با درنظرداشتن شرایط آب و هوایی متنوع در ایران، دریاچه‌های داخلی را می‌توان به دو دسته دریاچه های دایمی و فصلی تقسیم کرد. دریاچه های دائمی بیشتر در نواحی مرطوب و نیمه مرطوب البرز، آذربایجان، کردستان و زاگرس پراکنده‌اند. مهم‌ترین دریاچه های دائمی ایران عبارتند از:

۱ - دریاچه ارومیه

۲ - دریاچه پریشان

۳ - دریاچه مهارلو

۴ - دریاچه زریوار

۵ - دریاچه تار (هویر) خاورشهر دماوند

۶ - دریاچه نیور ـ جنوب خاوری اردبیل

۷ - دریاچه گهر ـ اشترانکوه

۸ - دریاچه فامور ـ جنوب خاوری کازورن

دریاچه‌های فصلی در بخش انتهایی دهانهٔ رودها و سیلابهای نواحی مرکزی و خاوری تشکیل شده‌اند و عمق چندانی ندارند. از مهمترین دریاچه‌های فصلی ایران می‌توان از دریاچه نمک، باتلاق گاوخونی و هامون جازموریان نام برد (جدول ۶-۱).

ردیف	نام دریاچه	موقعیت جغرافیایی	مساحت	ارتفاع	توضیحات
۱	ارومیه	۳۷°, ۴۰ - ۳۸°, ۱۶ ۴۵°, ۰۰ - ۴۵°, ۵۷	۵۷۵۰	±۱۲۷۵	دریاچه دائمی با آب شور
۲	هامون صابری	۳۱°, ۹ - ۳۱°, ۳۳ ۶۱°, ۸ - ۶۱°, ۲۶	۶۵۰	±۴۷۰	دریاچه فصلی با آب شور
۳	هامون پوزک	۳۰°, ۵۳ - ۳۱°, ۲ ۶۱°, ۳ - ۶۱°, ۱۳	۳۵۰	۴۶۵	دریاچه فصلی با آب شور
۴	هامون هیرمند	۳۰°, ۳۹ - ۳۰°, ۵۲ ۶۱°, ۵ - ۶۱°, ۱۳	-	±۴۶۶	دریاچه فصلی با آب شور
۵	هامون جازموریان	۲۷°, ۴۱ - ۲۷°, ۱۱ ۵۸°, ۴ - ۵۹°, ۰۰	۱۷۳۵	±۳۴۵	دریاچه فصلی با آب شور
۶	بختگان	۲۹°, ۱۵ - ۲۹°, ۳۳ ۵۳°, ۲۷ - ۵۴°, ۶	۶۰۰	±۱۵۵۰	دریاچه فصلی با آب شور
۷	طشک	۲۹°, ۴۰ - ۲۹°, ۴۶ ۵۳°, ۲۷ - ۵۳°, ۴۹	۳۵۰	±۱۵۵۸	دریاچه فصلی با آب شور
۸	مهارلو	۲۹°, ۲۰ - ۲۹°, ۳۲ ۵۲°, ۳۴ - ۵۲°, ۵۳	۱۲۵	±۱۴۶۰	دریاچه دائمی با آب شور
۹	پریشان (فامور)	۲۹°, ۲۹ - ۲۹°, ۳۳ ۵۱°, ۴۴ - ۵۱°, ۵۳	۱۱	±۹۰۰	دریاچه دائمی با آب شور
۱۰	زریوار	۳۵°, ۳۱ - ۳۵°, ۳۴ ۴۶°, ۶ - ۴۶°, ۸	۸	±۱۱۵۰	دریاچه دائمی با آب شیرین
۱۱	نئور	۳۷°, ۵۹ - ۳۸°, ۰۰ ۴۸°, ۳۳	۲	±۲۲۵۰	دریاچه دائمی با آب شیرین
۱۲	گهر	۳۳°, ۱۷ ۴۹°, ۱۸	۱	±۲۳۸۰	دریاچه دائمی با آب شیرین
۱۳	ولشت	۳۶°, ۳۳ ۵۱°, ۱۷	مترمربع ۱۵۰،۰۰۰	±۲۷	دریاچه دائمی با آب شیرین

جدول ۶-۱

اقلیم شناسی ایران

سرزمین کوهستانی ایران در پهنه بندی‌های اقلیم جهانی در بخش جنوبی منطقه معتدل و در قلمرو کمربند بیابانی نیمکره شمالی جای گرفته است. روند ناهمواریهای داخلی و گسترش ایران در امتداد عرض جغرافیایی از یک‌سو و جهت و ارتفاع کوهها، گسترش کویرها و بیابان‌ها و مجاورت با دریاها در کناره‌های شمالی و جنوبی و نیز وزش بادهای باختری از سویی دیگر در مجموع شرایط اقلیمی بسیار متنوعی را برای کشور فراهم ساخته است.

افزون بر عوامل نامبرده آب و هوای ایران در طول سال تحت تاثیر جبهه های هوایی است که در فصول مختلف با جهت‌های نسبتاً مشخصی رخدادهای اقلیمی را شدت می‌بخشند، این جبهه‌های هوایی عبارتند از:

۱ ـ جبهه هوای شمالی

توده‌های هوایی که در فصل زمستان از سوی نواحی قطبی و شمال آسیا و سیبری به سوی جنوب و جنوب باختر گسترش می‌یابند موجب کاهش ناگهانی دما شده و گاه در ارتفاعات این کاهش دما تا مرز ۳۰° - می‌رسد.

۲ ـ جبهه هوای باختری

در برخی از فصول توده هوای مرطوب از سوی اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه بسوی خاور پیش آمده و بارندگیهایی را سبب می‌گردد. پیشروی این جبهه در فصل زمستان موجب افزایش دمای هوا می‌گردد.

۳ ـ جبهه‌های هوایی جنوبی

در فصول گرم سال از سوی جنوب به سوی شمال گسترش یافته و موجبات خشکی هوا و افزایش دما می‌گردد. نمونه آن توده هوایی استوایی است که منشاء حرکت آن هندوستان بوده و جنوب خاور و خاور ایران را تحت تأثیر قرار می‌دهد. نمونه دیگر آن توده هوای حاره‌ای است که منشاء آن شمال آفریقا و عربستان است و در تابستان بخش جنوب باختری و جنوب ایران را متاثر می‌سازد.

در نقشه اقلیمی ایران علاوه بر نمایش جهات جبهه‌های هوا و حدود گسترش آنها، منشاء و فصل تأثیرگذاری در راهنمای نقشه نیز نشان داده شده است.

با درنظرداشتن ویژگیهای متفاوت اقلیمی می‌توان در مجموع سه نوع آب و هوا را در ایران تشخیص داد که عبارتند از:

آب و هوای بیابانی و نیمه بیابانی، آب و هوای کوهستانی و آب و هوای خزری

منطقهٔ جنوبی دریایی خزر با آب و هوای خزری (شمال فومن، استان گیلان)

منطقهٔ بیابانی با آب و هوای گرم و خشک (روستای اسماعیلان، جنوب انارک)

منطقهٔ کوهستانی مرتفع با آب و هوای سرد کوهستانی (کوههای بینالود)

آب و هوای بیابانی و نیمه بیابانی

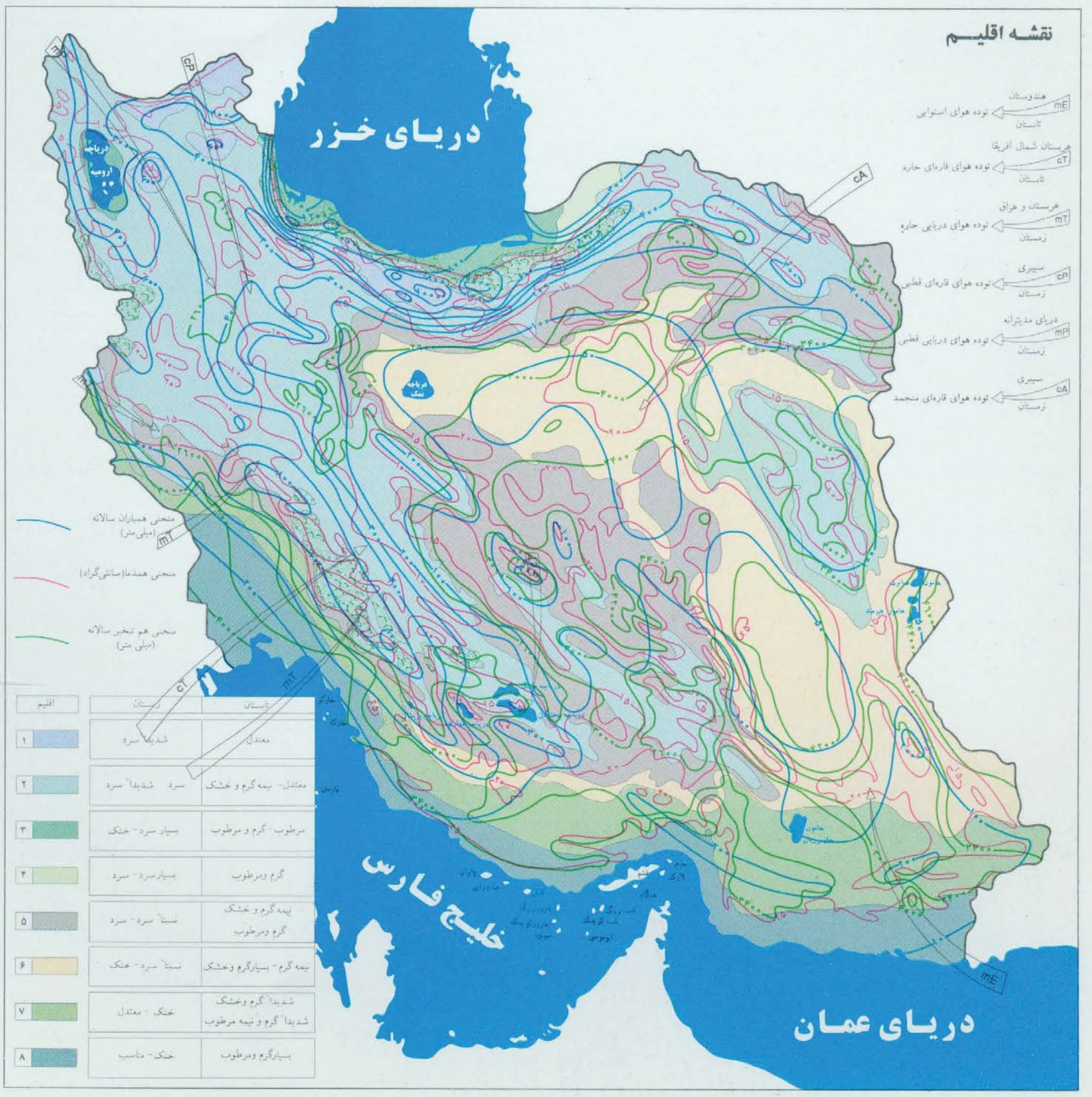
بخش وسیعی از سرزمینهای داخلی و کناره‌های جنوبی ایران در این ناحیه اقلیمی جای گرفته است. از ویژگیهای این نوع آب و هوا وجود دوره گرمای خشک طولانی است که گاه بیش از ۷ ماه از سال را در برمی‌گیرد. میزان بارش سالانه در این نواحی بین ۳۰ تا ۲۵۰ میلی‌متر متغیر است. آب و هوای بیابانی به دو نوع داخلی و کناره‌ای تقسیم می‌شود. نوع داخلی سرزمینهای پهناوری در مرکز کشور مانند دشت‌لوت و دشت‌کویر را در برمی‌گیرد. و نوع کناره‌ای منحصر به حاشیه باریک کنارهٔ دریای عمان و خلیج فارس است که تفاوتهای مکانی ازنظر دوری و نزدیکی به دریا و نیز جهت ارتفاعات موجب ایجاد اختلاف در شدت شرایط اقلیم بیابانی در آنها می‌شود.

در کوهپایه‌ها دوره گرما کوتاهتر و میزان بارش بیشتر می‌شود. این تفاوت در وضعیت آب و هوای بیابانی در کوهپایه‌ها موجب پدید آوردن آب و هوای نیمه بیابانی شده است.

بادهای باران‌آور از سوی شمال باختر و باختر کشور به سوی نواحی بیابانی و نیمه بیابانی می‌وزند و موجب ریزش باران در سطح آن می‌شوند. بادهای باختری در بخش های مرکزی و خاوری اثر خود را از دست داده و بارش بسیار ناچیزی را سبب می‌شوند و گاه در برخی نقاط، سالها بارندگی رخ نمی‌دهد.

علاوه‌بر بادهای باختری، بادهای دیگری از سوی جنوب باختری، جنوب خاوری و شمال خاوری می‌وزد. بادهای جنوب باختری و جنوبی گرم و خشک بوده و در تابستان با خاک و ماسه همراه است. بادهای شمال خاوری بویژه باد صدوبیست روزه سیستان نیز خشک و همراه با ماسه است.

از ویژگیهای این ناحیهٔ آب و هوایی تاثیر جبهه هوای موسمی در فصل تابستان بر آن می‌باشد. هرچند سال یکبار توده هوای مرطوب و موسمی اقیانوس هند گستره بیشتری را در برگرفته و ریزش بارانهای تابستانی را در نواحی بیابانی جنوب خاوری سبب می‌شود. ریزش بارانهای موسمی در فصل گرم و خشک تابستان با بروز سیل‌های ویرانگر همراه است.



آب و هوای کوهستانی

با در نظرگرفتن حاکمیت چهرهٔ کوهستانی بر پیکر ایران زمین و با توجه به اختلاف ارتفاع کوهها می‌توان دو نوع اقلیم کوهستانی را از یکدیگر تشخیص داد:

۱ـ آب و هوای سرد کوهستانی

حدود ۴۰،۰۰۰ کیلومتر مربع از سرزمین ایران که در ارتفاعات و قله‌های بلند قرار دارند، از جمله بلندیهای البرز و زاگرس و نیز قلل رفیع سهند و سبلان در قلمرو این آب و هوا قرار دارند. در نقشه اقلیمی ایران، جایگاه نواحی مذکور با رنگ آبی تیره مشخص گردیده است.

میانگین سردترین ماه سال کمتر از ۳- درجه سانتیگراد بوده و میزان بارش سالانه بیش از ۵۰۰ میلیمتر است. و بارش های جوی در این ناحیه بیشتر در فصل زمستان و به صورت برف می‌باشد.

۲ـ آب و هوای معتدل کوهستانی

این ناحیه حدود ۳۰۰،۰۰۰ کیلومترمربع از مساحت ایران را در برمی‌گیرد و شامل سرزمینهای بهم پیوسته‌ای است که بیش از ۱۵۰۰ متر ارتفاع دارند. دمای میانگین سردترین ماه سال از ۱ درجه سانتیگراد پایین‌تر و دمای میانگین گرمترین ماه آن از ۲۵ درجه سانتیگراد بالاتر نمی‌رود. بارش سالانه این ناحیه از ۲۵۰ میلیمتر تا ۶۰۰ میلیمتر برحسب نقاط مختلف آن فرق می‌کند. وسعت این ناحیه با رنگ آبی روشن در نقشه اقلیمی ایران مشاهده می‌گردد.

آب و هوای خزری

قلمرو آب و هوای خزری پهنه باریک و کم وسعتی است که میان دریای خزر و رشته کوه البرز جای دارد. از ویژگیهای این ناحیه گسترش آن در طول جغرافیایی از حدود ۴۹° تا ۵۶° طول خاوری است. حضور کوهستان رفیع البرز با روند باختری ـ خاوری سبب گردیده است تا مانند دیواری نفوذناپذیر مانع از عبور بخار آب دریای خزر و بادهای شمال باختری به نواحی جنوبی گردد. بنابراین پربارانترین ناحیه ایران با بارش سالانه بین ۶۰۰ تا ۲۰۰۰ میلیمتر در این محدوده جای گرفته است. پراکنش بارندگی ازنظر زمان و شدت بارندگی از سوی باختر به خاور کاهش می‌یابد، به‌طوریکه کم‌بارانترین بخش این ناحیه در خاور آن با ۶۰۰ میلیمتر بارش سالانه قرار دارد. رطوبت موجود در هوا موجب تعدیل دما در این ناحیه شده است. تغییرات دامنه حرارتی در طول فصول سرد و گرم سال و در طول روز و شب بسیار محسوس نیست.

فصل دوم

زمین‌شناسی عمومی ایران

تاریخچه دانش زمین‌شناسی در ایران

اصطلاح زمین شناسی در برابر واژه ژئولوژیا، مرکب از دو جزء با ریشه یونانی "ژئو" به معنای زمین و "لوگوس" به معنای گفتار وضع گردیده است. "واژه ژئولوژی برای نخستین بار در سده ۱۴ میلادی در انگلستان توسط ریچارد دوبوری و در ۱۶۰۳ در ایتالیا توسط آلدرو واندی به کار رفته است" پیش از زمانهای بالا دانش مدون با عنوان زمین شناسی (ژئولوژی) به مفهوم امروزی و دارای شاخه‌های مختلف وجودنداشت. اما پیش از آنکه دانشی با این عنوان به وجود آید شاخه‌های مختلف آن مانند سنگ‌شناسی، کانی شناسی، زمین‌شناسی عملی و مهندسی، دیرین شناسی و حتی هیئت و ستاره‌شناسی در اندیشه و کارها و نوشته‌ها پایه گذاری می‌شد.

ایرانیان باستان جهان را گرد و هموار مانند بشقابی تصور می‌کردند. در نظر آنها آسمان فضای بی‌پایان نبود، بلکه جوهری سخت همچون صخره‌ای از الماس می‌نمود که جهان را مانند پوسته‌ای در بر گرفته بود. زمین در حالت اصلی دست‌نخورده خود، هموار بود. نه دره‌ای داشت، نه کوهی، خورشید، ماه و اختران بالای زمین بی‌حرکت در وسط آسمان قرار داشتند. همه چیز آرام و هماهنگ بود. اما این آرامش با ورود "شر" (اهریمن) در عالم شکسته شد که آسمان را شکست و به آن داخل شد، به آب فروشد و سپس به میان زمین تاخت و آنرا به لرزه در آورد و بر اثر آن کوهها از زمین بیرون آمدند. "تنها زمین نبود که بر اثر ورود "شر" جهان به لرزه درآمد. خورشید، ماه و اختران نیز از جای خود تکان خوردند، بطوریکه تا دوران بازسازی جهان همچون تاجهایی پیرامون زمین خواهند چرخید".

تا چندی پیش بر پایه کاوش‌های باستانشناسی قدیمی‌ترین مرحله زندگی بشر در ایران را دارای ویژگی‌های میان‌سنگی (مزولیتیک) مربوط به ۱۰،۰۰۰ تا ۱۲،۰۰۰ سال پیش می‌دانستند، ولی با ادامه کاوشهای باستانشناسی تاریخ سرآغاز تمدن در فلات ایران مرتب به عقب برمی‌گردد و حتی آثار تمدن پارینه سنگی در بسیاری از جاها دیده شده است. در منطقه کشف‌رود، ۶۰ نمونه ابزارهای ساطوری و قلوه‌ای توسط تیبو یافت شده که سن آنها را ۶۰،۰۰۰ سال برآورد نموده است. این باستانشناس در سال ۱۳۵۵ در منطقه میناب ابزاری از جنس کوارتز و رادیولادیت متعلق به دوره پارینه سنگی یافته است.

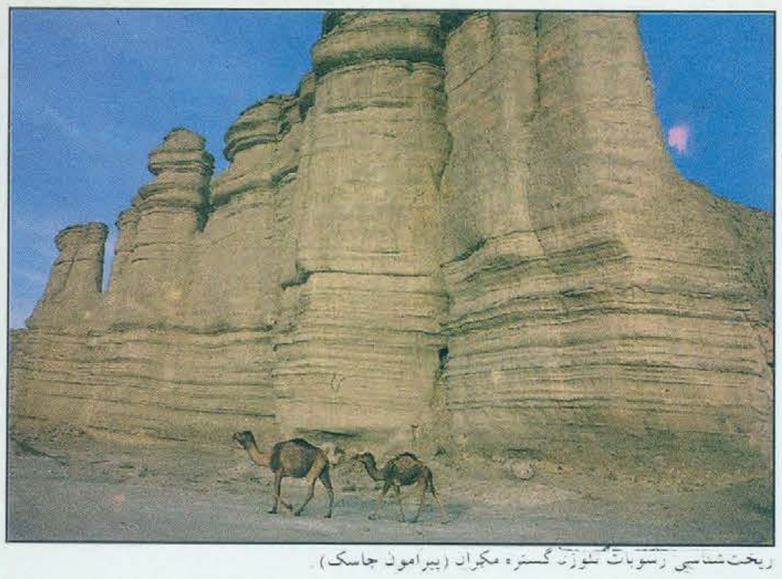
در آن زمان‌ها مردمانی در این سرزمین می‌زیسته‌اند که از سرگذشت، زبان، عقاید، نژاد و حتی نام میهن آنها (که بعدها ایران نامیده شد) آگاهی‌های روشنی در دست نیست و به‌طورکلی آنها را "آسیایی" (آریاتیک یا آستان) می‌نامند.

پژوهش‌های باستانشناسی نشان می‌دهد که در پیش از هزاره هفتم قبل از میلاد مسیح، مردم این سرزمین همگام با پیشرفت در برآوردن نیازهای خود با انواعی از سنگ‌ها آشنایی یافته بودند. انواع سنگ‌ها مانند سنگ‌های آهکی را که به فراوانی در همه وجود دارد بدون تراش برای ساختن‌خانه و پناهگاه بکار می‌بردند. سنگ چخماق یا آتشزنه در تهیه کارد، تیغه داس، تبر و همچنین در افروختن آتش مورد استفاده بوده است.

از سنگ‌هایی که در ساختن ابزارهای سنگی دارای اهمیت بوده‌اند ابسیدین یا شیشه آتشفشانی است. معادن این سنگ در جاهای مختلف از خاورمیانه وجود دارد. به‌تازگی (۱۳۷۱) ضمن کاوشهای باستانشناسی تپه‌ای در نزدیکی اهرنجان سلماس به آثار تمدنی مربوط به هزاره هفتم پیش از میلاد برخورد شده و در آن ابزارهای بسیاری از جنس ابسیدین بدست آمده است.

اواخر هزاره هفتم و هزاره ششم را در ایران مرحله گذر از دوره نوسنگی (نئولیتیک) به دوره فلزات می‌دانند در حالیکه به گفته اسمیرونوف دوره نوسنگی در اروپا تا هزاره چهارم (پیش از میلاد) نیز ادامه داشت.

تئودور ورتایم می‌گوید: بنظر می‌رسد که کشف فلزات در هزاره ششم پیش از میلاد آغاز شده و تا حدود ۲۰۰۰ سال پیش از میلاد پیشرفت خوبی داشته است. آغاز آشنایی و گداز و کار با فلز



ریخت‌شناسی رسوبات ئولین گستره مکران (پیرامون جاسک)

در منطقه‌ای صورت گرفته که از آناتولی باختری و مرکزی بسوی دامنه‌های تاروس و زاگرس تا کرانه‌های بیابان مرکزی ایران کشیده می‌شود.

در ایران ابزارهای فلزی در اواخر هزاره پنجم پیش از میلاد پدید آمدند. این ابزارها بیش‌تر از جنس مس چکش‌خوار هستند. دراین زمان ساکنان ایران رفته رفته به خواص این فلز آشنایی یافته و بویژه به خاصیت چکش خواری آن پی بردند ولی هنوز از ریخته‌گری مس آگاهی نداشتند این زمان پایان دوره نوسنگی در ایران است.

ساکنان تل ابلیس نخستین قوم ایرانی بوده‌اند که کانسارهای سنگ مس کوه‌های پیرامون خویش را شناخته و به آنها دسترسی یافته و با ذوب این کانه در ظرفهای سفالین به ساخت وسائل زندگی پرداخته‌اند. آقای محمدرحیم صراف باستانشناس در نوشتاری پیرامون تل ابلیس کرمان می‌گوید: "... مطالعه و بررسی اشیاء فوق نشان داد که ساکنان تل ابلیس در حدود ۶،۰۰۰ سال پیش توانسته‌اند به ارزش و اهمیت سنگ مس در اطراف دهکده خویش پی‌برده و بعد از استخراج و ذوب آن در ظروف سفالین، اقدام به ساخت ادوات مسین نمایند".

در هزاره چهارم پیش از میلاد فلز بتدریج برای ساختن ابزار مورد استفاده قرار گرفت ولی سنگ نیز ارزش اولی خود را حفظ کرد. مس را هنوز چکش‌کاری می‌کردند ولی ذوب نمی‌نمودند از طرف دیگر جواهر فراوانتر شده بود.

اشیاء بسیاری از جنس مس، سرب، نقره متعلق به این هزاره در ایران یافت شده که گویای گسترش فعالیت کانهای این فلزات می‌باشد و گمان می‌رود که گداز فلزات نیز رفته رفته در همین هزاره آغاز شده باشد. قرائن نشان می‌دهد که در این زمان منطقه خاور نزدیک دو مرکز عمده معدنکاری مس وجودداشته است که مس آزاد (ناتیو) را به جایگاه‌های ساخت اشیاء فلزی صادر می‌کرده‌اند. این دو مرکز یکی معدن ارگانی در آناتولی

(آسیای کوچک) و دیگری ناحیه معدنی انارک نخلک در فاصله حدود ۳۰ کیلومتری سیلک است. فرآورده‌های معادن حوضه انارک سنگ‌های مس، سرب، روی و نیکل است. در این ناحیه سرباره‌های فراوان (داش) یافت می‌شود. ولی تنها مدرک موجود عبارت از کتیبه‌ای است که در دو متری زیر سطح زمین در نخلک یافته شده ولی تاکنون (۱۹۶۴) خوانده نشده است.

از آغاز هزاره سوم پیش از میلاد در نوشته‌های دوره‌های پادشاهی سومری، بابلی وایلامی اغلب از ایرانیان و رویدادهای بلندی‌های ایران یاد می‌شود (وولف). از مناطقی که در زمینه نخست هزاره سوم رونق صنعتی و معدنی و بازرگانی یافت شهداد بود در این مرکز صنعتی فلزگری (در زمینه‌های مس، مفرغ، نقره و سرب) و سفالگری، صنعت سنگ صابون و سنگ مرمر رونق فراوان داشته و در کارگاه‌های آن اشیاء گوناگون از سنگ‌های نیمه قیمتی چون عقیق، سنگ، لاجورد و فیروزه تولید می‌شد.

به‌علت نزدیکی ایران و ثروت‌های معدنی آن این سرزمین همواره جاذبه ویژه‌ای برای کشورهای همسایه داشته که به‌ویژه بخشهای باختری آن را به خود ملحق سازند. ایران افزون بر دارابودن کانی‌های مس، طلا، سرب و جز اینها راه ترانزیت سرب ارمنستان و لاجورد بدخشان نیز بوده است.

موضوع مهم تاریخی آن روزگار ورود تدریجی قبائل آریایی در فاصله ۲۰۰۰ ـ ۳۰۰۰ پیش از میلاد از سرزمین‌های شمالی است که بخش بزرگی از آنها با همزیستی با بومیان در فلات ایران کنونی اقامت نمودند.

در هزاره دوم مهاجران آریایی رفته رفته در دره‌های قابل سکونت این سرزمین و در مجاورت بومیان مستقر شدند و با آنها در آمیختند و به این ترتیب در برابر آشوریان که گهگاه از باختر زاگرس به خاور آن حمله برده و دست به چپاول می‌زدند، قدرتی تشکیل دادند. در این زمانها فعالیت برای، اکتشاف و استخراج کانها و نیز بهره‌برداری از سنگ‌های مناسب ساختمان در فلات ایران گسترش بیشتری یافت. در هزاره یکم پیش از میلاد ساکنان ایران زمین با انوع سنگ‌های ساختمانی چون سنگ‌های آهکی، بازالت، مرمر، سنگ سیاه، سنگ صابون و ابسیدین آشنایی داشتند. با خاک رس ظرفهای سفالین می‌ساختند و کانی‌های فلزات زر، سیم، مس، آهن، آنتیمدان، سرب، روی، قلع، ارسینک و الکتروم (آمیخته طبیعی زر و سیم) را استخراج و بخوبی فلزکاری می‌کردند. کانی‌های سنگ‌های گرانبها چون لاجورد (از بدخشان) و فیروزه (از نیشابور و خوارزم) را مورد بهره‌برداری قرار می‌دادند و فرآورده‌های معدنی خود را با تمدنهای میانرودان داد و ستد می‌کردند. در منطقه انارک کوره‌های قدیمی متعلق به زمان‌های پیش از تاریخ دیده می‌شود که هنوز بازمانده‌های مس و سرباره در آنها وجود دارد. شونمان (۱۹۳۵) نیز از وجود این کوره‌ها یاد می‌کند. در نوشته‌های آسوری یاد شده است که ایرانیان کانه‌های سولفوری را در کوره‌هایی به بلندی هفت فوت (حدود ۲ متر) تسویه می‌کرده‌اند.

درباره شیوه شناخت سنگ‌ها و کانی‌ها هرچند که آگاهی درستی در دست نیست ولی مسلم است که بر پایه خواص فیزیکی آنها قرار داشته است. آقای مهندس زاوش درباره تشخیص کانیه‌ها به کمک خواص فیزیکی شرح مبسوطی داده و با توضیح کامل این خواص را سنگینی، استحکام، رنگ شعله، سختی، شفافیت، رنگ و رنگ گرد دانسته‌اند.

هخامنشیان در نیمه دوم هزاره یکم پیش از میلاد با تأسیس امپراتوری پارسیان و اعتلاء تمدن ایرانی نه تنها شناخت زمین و بهره‌برداری از ثروتهای نهفته آن بلکه فعالیت زمین‌شناسی مهندسی چون راهسازی و سدسازی و حفر کانال و مانند را اهمیت می‌داده‌اند. در این زمان انوع سنگهای ساختمانی مانند سنگهای آهکی و بازالت و مرمر را استخراج کرده در ساختمان بکار می‌بردند.

گسترش فن معدنکاری و استخراج سنگها، فلزات و گوهرها در حیطه امپراتوری هخامنشی را می‌توان از آنچه شواهد

کاخ اپادانا ـ تخت‌جمشید

باستانشناسی و نوشته‌های تاریخی درباره ایران آن زمان بدست می‌دهند دریافت.

در رشته زمین شناسی مهندسی در زمان هخامنشیان فعالیت‌های مهمی انجام شده که از آن‌جمله‌اند:

۱ ـ حفر کانال مصر در زمان داریوش: در این‌مورد سنگ نوشته‌ای به سه خط میخی پارسی، ایلامی و مصری قدیم بر لوحه‌ای از سنگ سماق در ۳۳ کیلومتری سوئز در مغرب کانال سوئز فعلی بدست آمده است و اکنون در موزه قاهره نگهداری می‌شود. این کانال تا پایان اشغال مصر بوسیله پارسیها قابل بهره‌برداری بود و بعدها از کار افتاد.

۲ ـ آبراهه آتوس: این کانال در زمان خشایارشاه برای تسهیل کشتیرانی در جنگ با یونان در کنار کوه آتوس حفر شد. درازای این آبراهه نزدیک به ۲،۲۰۰ و پهنای آن در حدود ۹۰ و ژرفای آن از ۲ تا ۸ متر بوده است. بازمانده این ترعه را "پرولاکام" می‌نامند.

۳ ـ راهسازی و پل سازی: این شاخه از فعالیت‌های مهندسی که ازجمله کارهای بنیادی آن بررسی زمین‌شناسی است. در زمان هخامنشیان بویژه در دوره پادشاهی داریوش پیشرفت فراوانی داشته و از آن جمله‌اند: احداث راه شاهی به طول حدود ۲،۶۰۰ کیلومتر از پل دختر در نزدیکی تنگه ملاوی پل مورو. جاده ایران به هند از راه دره کابل و تنگه خیبر و جاده تخت‌جمشید به همدان و جاده تخت‌جمشید به کرمان و راه ری به شوش و آذربایجان و نیز راه ری به شهر صددروازه همه بخش‌هایی از شبکه راهسازی در این دوره بوده‌اند.

۴ ـ سدسازی: در زمان هخامنشیان سدهایی برروی رودخانه‌های جنوب غربی و جنوب ایران ساخته شد مانند بندهای دجله و فرات و رودکر.

در زمان ساسانیان، دانش ایرانیان در شناخت زمین و کیهان همچنان بر پایه حکمت یونان بویژه ارسطو از یک سو و عقائد مذهبی مزدایی از سوی دیگر قرار داشت، با گسترش و اعتلاء کشور دامنه فعالیت مختلف زمین‌شناسی عملی نیز به همه جا کشیده شد و بر رویهم در ایران باستان فعالیت اکتشاف و استخراج معدن از شکوفائی بسیاری برخوردار بوده است. هم‌اکنون اغلب کانهای شناخته شده که برخی مورد بهره‌برداری هستند بویژه

معادن سرب ، روی ، مس ، طلا و آهن ، کانهای بازگشوده باستانی می‌باشد که در سرتاسر فلات ایران پراکنده‌اند که بخش عمده‌ای از آنها مربوط به دوره ساسانیان می‌باشد .

برای مثال از معادنی که در این زمان فعالیت چشمگیری داشته می‌توان از معدن سرب و نقره نخلک نام برد که پیش از این نیز به آن اشاره شد که از زمان اشکانیان فعال بوده است .

یک دژ باستانی (قلعه بزرگ) در نزدیکی این معدن قرار دارد که بنظر می‌رسد برای انبارکردن فرآورده‌های معدن (سرب و نقره) و نیز سکونت کارکنان ساخته شده است . معدن قلعه زری که در جنوب بیرجند واقع است و فرآورده آن سنگ مس همراه با طلا است دارای همان سازمان است یعنی دژی برای نگهداری فرآورده‌های معدن در نزدیکی کارگاههای قدیمی وجود دارد و احتمال می‌رود متعلق به زمان ساسانیان باشد.

در این زمان صنایع معدنی و هنرهای وابسته مانند گوهرسازی و فلزکاری دارای رونق بسزایی بود . چنانکه ثروت افسانه‌ای ایران به میزانی رسید که در تاریخ‌ها بازتاب دارد و موزه‌های ایران و جهان سرشار از نمونه‌های آن است .

در شاخه زمین‌شناسی مهندسی در زمان ساسانیان سدسازی‌های متعددی روی رودها صورت گرفت که برخی‌از آنها هنوز پابرجا هستند از آن جمله‌اند : سد قلعه رستم در ۳۳ کیلومتری شمال شوشتر ، سد کارون در ۸ کیلومتری شمال اهواز، سد کرخه در ۵ کیلومتری شمال حمیدیه ، سد جراحی در جنوب رامهرمز، سد بندایزدخواست (که نخستین سد قوسی در جهان است) بندفریمان در خراسان که همچنان پابرجاست .بسیاری از آثار پل‌سازی گذشتگان که اینک به جای مانده‌اند دارای پایه‌های ساسانی هستند .

انتشار کیش اسلام در ایران ، مراکز فرهنگی در گندیشاپور ، ریشهر ، اصفهان ، سمرقند و مرو را سخت زیر تاثیر قرار داد و از آن پس فرهنگ ایرانی در چارچوب عقاید اسلامی قرار گرفت و می‌توان گفت شاخه‌های دانش از آن جمله حکمت طبیعی ، علوم‌زمینی و هیئت راه تازه‌ای یافتند .

درباره زمین و ستارگان و حرکات آنها آیاتی در قرآن مجید آمده است که در دوران اسلامی پایه و چهارچوب حکمت طبیعی گردید . اینک ترجمه آیاتی که در قرآن مجید درباره جهان و طبیعت زمین آمده است .

" او خدائیست که همه موجودات زمین را برای شما خلق کرد ، پس از آن به خلقت آسمان نظر گماشت و هفت آسمان را بر فراز یکدیگر برافراشت و او بهر چیز داناست . " (آیه ۲۹ سوره البقره) .

" و او خدائیست که آسمان و زمین را در فاصله شش روز آفرید و عرش با عظمت او برآن قرار یافت تا شما را بیازماید که عمل کدام یک از شما نیکوتر است ... " (آیه ۷ سوره هود) .

" و در روی زمین کوههای استوار قرار دادیم تا خلق را ار اضطراب حفظ کند و نیز راهها در کوه و جاده‌ها در زمین برای هدایت مردم مقرر فرمودیم ." (آیه ۳۱ سوره انبیا) .

" روزی که زمین و کوهها به لرزه درآید و تلی ریگی شود و چون موج روان گردد . " (آیه ۱۴ سوره نرمل) .

سده‌های دوم و سوم و بویژه چهارم (که آرام متز پژوهنده سوئیسی آنرا دوره رنسانس اسلام نامیده است) در قلمرو پهناور اسلام ستاره‌های پرفروغی تاریخ فرهنگ و دانش را روشنایی بخشیدند . ایران زمین با دانشمندانی چون ابونصر محمدبن محمدفارابی و شیخ‌الرئیس ابوعلی سینا ، ابوریحان بیرونی و جغرافیادانانی چون ابوالحسن علی‌ابن حسن مسعودی و بسیاری دیگر پر فروغ علم گیتی بودند . در رشته‌های شناخت اختران ، زمین و کانی‌ها پژوهش‌های ژرفی توسط دانشمندان ایران صورت گرفت .

دانشمند بزرگ ایرانی شیخ‌الرئیس ابوعلی حسین‌ابن سینا که در همه شاخه‌های دانش زمان خود متبحر بوده است و تا سالیان دراز فضای علوم را زیر نفوذ خود نگاهداشت در رشته شناخت زمین و کانیها نیز صاحبنظر بوده است. بخشی از کتاب شفا را به زمین شناسی و کانی شناسی تخصیص داده است که تا این اواخر آنها را اروپائیان "De Mine ra libus" به معنای "درباره کانی‌ها" می‌خواندند و به ارستو نسبت می‌دادند . ابوعلی سینا از تشکیل سنگهای رسوبی و سخت شدن سنگها و تشکیل کوهها در نتیجه فرسایش طبقات نرم‌تر سنگ‌ها و تغییر شکل خشکی به دریا و برعکس ، منشاء سنگواره‌ها به‌عنوان بقایای جانوران دریایی دوران‌های گذشته سخن گفته است . در بعضی موارد به مشاهدات شخصی خویش در سفرهای متعدد در ایران اشاره کرده و اکتشافاتی را نشان داده است که اهمیت فراوانی در تاریخ علم دارند .

ابن سینا در قسمت طبیعیات کتاب شفا (فن‌الخامس) در مقاله اول بابی درباره تکوین جبال به این شرح دارد : جبال غالباً به دو طریق تکون یافته‌اند یا بوسیله آتشفشان زمین مثل اینکه مواقع زلزله دیده شده است که قسمتی از زمین از داخل بالا آمده است یا از جریان شدید آبها پیدا شده‌اند .

ابوریحان محمدبن احمدبیرونی خوارزمی دانشمند بزرگ، همزمان پدر بوعلی سینا میزیسته وی در شاخه‌های مختلف فلسفه و علوم نه تنها دانشمندی برجسته بلکه پژوهنده‌ای بزرگ نیز بود. پژوهش‌ها و تحقیقات بیرونی در علوم زمین از مهمترین بخش تحقیقات این دانشمند بزرگ است . ابوریحان در مورد آغاز زمان و آفرینش جهان ایشان و رخنهائی پاره‌ای عوارض زمین چنین می‌گوید: " اما اهل کتاب از جهودان و نصرانیان و جز ایشان از صائبان و حبوس . همه در اینکه آغاز تاریخ با نخستین آدم بوده است اتفاق کلمه دارند اما در اندازه زمان با یکدیگر اختلاف فراوان دارند ... این مدت با انچه ما اکنون زمان را با آن اندازه می‌گیریم قابل اندازه گرفتن نیست و راهی به یافتن اندازه آن از آغاز آفرینش نداریم ... " .

پیش از ابوریحان ، کارهایی در مورد تعیین اندازه زمین از سوی بطلیموس و جالینوس صورت گرفته بود . بیرونی خود اندازه‌گیری‌هایی درباره زمین بعمل آورد وی زاویه فرورفتگی افق را از سر یک کوه بوسیله اسطرلاب اندازه‌گیری کرد . آنرا برابر با ۳۴ دقیقه یافت . بلندی کوه را نیز ۶۵۲/۰۶ آرش (= ۴،۹۱۳ سانتیمتر) یا ۳۲۱/۴۶ متر اندازه‌گیری نمود . هرگاه بلندی کوه را H و R را شعاع زمین فرض کنیم :

از آنجاکه :

$$\text{Cos a} = \frac{R}{R + H}$$

بنابراین :

$$R = H \frac{\text{Cos a}}{2\ \text{Sin}^2\ a/2}$$

بیرونی با کمک این فرمول شعاع زمین رابرابر با ۶،۳۴۰ کیلومتر حساب کرد. طبق اندازه‌گیری‌های امروزی ، شعاع کره زمین با شکل ژئوئید آن ۶،۳۷۱ کیلومتر و شعاع‌های قطبی و استوایی آن به ترتیب ۶،۳۵۷ و ۶،۳۷۸ کیلومتر است .

بتزتین کانی شناس بنام روس می‌گوید : بیرونی درباره گوهرها برای نخستین‌بار در دانش کانی‌شناسی مشخصات فیزیکی آنها مانند سختی و وزن بخصوص را به‌کار برده و به‌کمک آنها کانی‌های مختلف را از هم متمایز ساخت .

از دیگر دانشمندان بنام آن روزگار که در مورد دانش زمین تالیفات ارزنده‌ای را از خود به‌جا گذاشته‌اند می‌توان : ابوبکر محمد کرجی ، امام محمد غزالی ، خواجه ابوحاتم اسفزاری ، ابوالفتوح شیخ شهاب الدین سهروردی ، فضل‌الدین محمد

کاشانی، خواجه نصیرالدین طوسی و حمدالله مستوفی را نام برد.

از اواخر دوره تسلط مغول‌ها تا اوائل دوره صفویان سرزمین ایران دستخوش حکومت‌های کوچک و جنگ و ستیز آنها با یکدیگر یا با جنبش‌های محلی بود. دوره صفویان همزمان بود با تحول و دگرگونی‌های بزرگی در اندیشه‌های فرهنگی جامعه‌های اروپایی رنسانس در اروپا و عصر "اکتشافات بزرگ" پایه و مایه این تغییرهای شگرف در چهره‌های فرهنگی اجتماع (از جمله شیوه شناخت جهان و زمین) بود که ایران نیز از آن بی‌بهره نماند. می‌توان دوره صفویان تا نیمه‌های قاجار را دوره دگرگونی و گذار علمی در ایران دانست که ضمن آن علوم جدید از جمله زمین‌شناسی و معدن‌شناسی که بر پایه دانش‌های تجربی و نوخاسته و فیزیک و شیمی استوار می‌شدند جانشین علوم قدیم که به بنیاد اندیشه‌های فردی و اغلب متافیزیک و استدلال فلسفی قرار داشتند گردید.

پژوهش‌ها و بررسی‌هایی که از این زمان‌ها به‌بعد توسط کارشناسان خارجی در ایران صورت می‌گرفت وارسته از قید و بند و محدودیت فلسفه‌های کهن بود و تکیه به روشهای علمی و تجربی نوین دانست و در واقع در آنها از دانش زمین‌شناسی با مفهوم امروزی بهره گیری می‌شد.

نخستین رساله جامع در زمین‌شناسی ایران را در سال ۱۸۵۵ میلادی یا ۱۲۳۳ هجری خورشیدی و. لوفتوس عضو کمیسیون مرزی ایران ـ ترکیه با عنوان "زمین‌شناسی بخش‌هایی از مرز ایران - ترکیه و نواحی مجاور نوشته است (انجمن زمین‌شناسی لندن ۱۸۵۵) نقشه زمین‌شناسی لوفتوس از دریاچه وان (ترکیه) بسوی جنوب تا شیراز، اصفهان، تخت‌جمشید و خلیج فارس را زیر پوشش قرار می‌دهد. توصیف‌ها و برش‌های زمین‌شناختی و از جنوب باختری ایران همه کلاسیک و دارای اسلوب درستی می‌باشند. ت. بلانفورد، گریزباخ، وردنبورگ، هوین، ژاک دومرگان، کلنل سرهنری ماکماهون، اشتال، تیپر، ژنرال اسکارفن نیدرمایر، کرومبک، پیلگریم، بوهنه، دیبن، ریویر، فریدریک کلاپ، به‌ترتیب بین سالهای ۱۸۷۳ تا ۱۹۴۰ گزارشات و نوشتارهایی در مورد زمین‌شناسی ایران منتشر ساخته‌اند.

در سال ۱۹۴۵ ژرژ لادام به تهیه نقشه ساختاری ایران پرداخت و سنگ‌های ماگمایی مهم را بر روی آن نشان داد. وی بخشی از کتاب خود به عنوان "منابع فلزی ایران" را به ملاحظات متالوژنیک و تکتونیک و بخش دیگر را به توصیف کانی‌سازی و کانسارها اختصاص داده است. وی یک نقشه مورفوتکتونیک نیز برای منابع فلزی ایران ترسیم و پیوست کتاب خود نموده است.

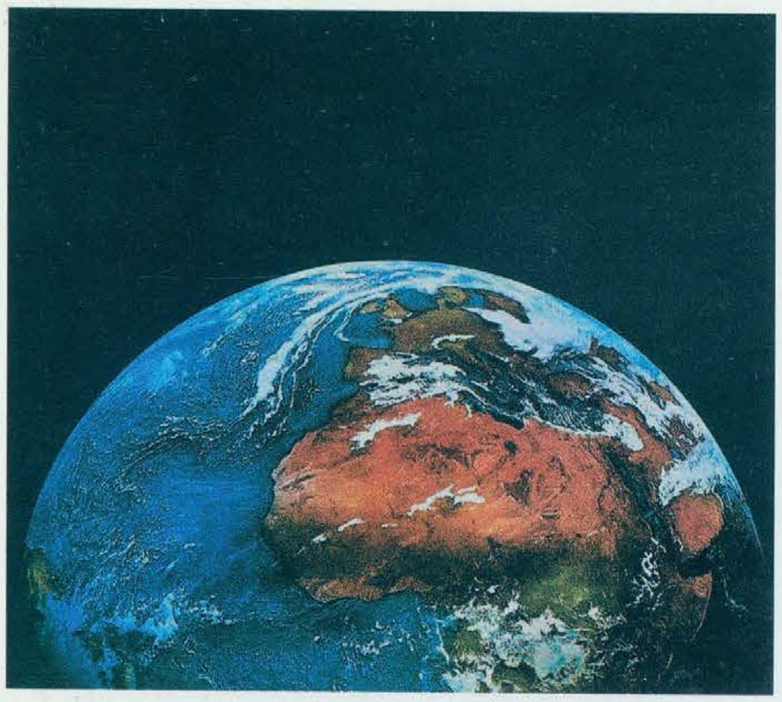
در نیمه نخست سده بیستم بخش مهمی از فعالیت‌های زمین‌شناسی در ایران به عملیات شرکت نفت انگلیس و ایران (که بعدها به شرکت ملی نفت ایران تبدیل شد) اختصاص داشت. و افرادی مانند فالکن، هریسون، جیمزو وایندو و هوبر کارهای ارزنده‌ای را در مورد زمین‌شناسی ایران بویژه در ناحیه زاگرس انجام داده‌اند حاصل کار آنان انتشار نقشه‌ها و گزارشات متعددی است که در حال حاضر به آنها رجوع می‌گردد.

مشخصات عمومی زمین

پیدایش زمین

زمین عضوی از منظومه شمسی است و حرکات هماهنگ و خواص فیزیکی مشابه در دیگر سیارات منظومه شمسی حاکی از این است که منظومه شمسی منشاء واحدی دارد. لذا طرح یک تئوری تشکیل به تنهایی برای زمین امکان‌پذیر نیست و بایستی منظومه شمسی را موردنظر قراردارد.

برطبق نظریه لاپلاس، "منظومه شمسی در ابتدا به‌صورت توده‌ابری بسیار عظیم بوده که حرکت دورانی و قسمت مرکزی آن بسیار متراکم گشته است. این توده ابر بسیار بزرگ بتدریج سرد شده و تقلیل حجم یافته و در نتیجه سرعت دورانی آن افزایش یافته است. به‌طوریکه کم‌کم مسطح شده و بالاخره به محض اینکه نیروی گریز از



مرکز (جانب مرکز) از نیروی جاذبه بزرگتر شده قسمتی از مدار به‌صورت حلقه‌ای از توده‌اصلی جدا گردیده و بدور هسته‌اصلی به گردش درآمده‌است. این عمل به دفعات صورت گرفته و حلقه‌های متعددی جداگشته و هر یک از آنها به‌علت تراکم تدریجی و سرد شدن، سیاره‌ای را به‌وجود آورده است."

ساختمان زمین

کره زمین به‌شکل بیضوی دواری است که در دو قطب مسطح گردیده است. شعاع استوایی آن ۶،۳۷۸ کیلومتری بوده و ۲۱ کیلومتر از شعاع قطبی طویلتر است. از مطالعات زلزله‌نگاری چنین برمی‌آید که زمین دارای ساختمان یکنواخت نیست و سه‌قسمت، پوسته، گوشته و هسته در آن تشخیص داده می‌شود. در جدول (۱) مشخصات ساختمان کره زمین نشان داده شده است.

جدول ساختمان کره زمین

عمق کیلومتر	نواحی مختلف		مواد سازنده	وزن مخصوص	حالت	درجه‌حرارت	سرعت‌امواج ارتجاعی کیلومتربرثانیه
۳۵	پوسته جامد	قسمت‌فوقانی	گرانددیوریت SIAL	۲/۷	بلورین	۸۰۰ تا ۱۰۰۰	۵/۶
			انفصال کونراد				
		قسمت‌زیرین	گابرو SIMA	۳/۰			۶/۵
			انفصال موهو				
۲۹۰۰	گوشته	روگوشته	پریدوتیت ـ اکلوژیت	۳/۳	بلورین	۲۰۰۰	۸/۲
		میان‌گوشته		۶/۷			۱۳/۶
		درون‌گوشته					
			انفصال ویشرت ـ گوتنبرگ				
۶۳۸۷	هسته	هسته خارجی	آهن و نیکل	۹ـ۱۰	مایع	۳۰۰۰	۸/۱
		هسته داخلی		۱۱ـ۱۶	جامد	۴۰۰۰	۱۱/۳

پیدایش و ساختمان پوسته در ایران

پی‌سنگ کمربندچین خورده آلپ و هیمالیا در غالب نقاط پوسته جامد سیالیک است. این پی‌سنگ در فازهای چین‌خوردگی قدیمی‌تر از کوهزایی آلپ ساخته شده و در نقاطی هرسینین و در قسمتهای چین‌خوردگیهای قدیمی‌تر است.

در برخی از نقاط ایران سنگهای بسیار قدیمی (اواخر پرکامبرین) تحت‌تاثیر کوهزایی آلپ واقع شده و در هسته‌های مرکزی چین‌خوردگی‌ها دیده می‌شود. چنین نتیجه شده است که بخش اعظم ایران در روزگاران گذشته (۱/۴ تا ۲ میلیاردسال قبل) جزیی از قاره مگاژآ بوده و پدیده‌های زمین‌شناسی در آن بیشتر از نوع دگرگونی و ماگمانی بوده است و به عبارت دیگر ایران در آن زمان دنباله پلاتفرم آفریقا ـ عربستان بوده است.

نبوی ۱۳۵۵ در این مورد می‌نویسد "دانسته‌های ماز سنگهای بسیار کهنسال ایران که همه دگرگونی می‌باشند چندان زیاد نیست". تاکنون به‌طور پراکنده نمونه‌هایی از سنگهای دگرگونه و آذرین ایران با روشهای پرتوسنجی بویژه روش روبیدیوم - استرونسیم مورد آزمایش قرار گرفته‌اند ولی نتایج بدست آمده بسیار متفاوتند. وی معتقد است که با توجه به مقیاس زمانی چین‌خوردگی‌های پرکامبرین که توسط دو کمیسیون تهیه نقشه زمین ساخت جهانی پیشنهاد شده است (۱۹۷۵) ممکن است چین‌خوردگی مایوبی که در آفریقا شناسایی شده است، در ایران زمین نیز کارساز بوده و سنگهای دگرگونه کهنسال ایران نتیجه آن بوده باشند. در همین جا موثربودن برخی فازهای کوهزایی قدیمی‌تر را نیز ممکن می‌داند.

در مجموعه‌ای از مطالعات تحت‌عنوان پروژه ژئودینامیک ضخامت پوسته جامد نیز در ایران مورد مطالعه قرار گرفته است. انجام این پروژه خاتمه نیافت ولی مجموعه‌ای از مقالات درگزارش ۵۱ سازمان زمین‌شناسی جمع‌آوری و منتشر شده است.

در سال ۱۹۷۸ برای نخستین بار در ایران موجهای لرزه‌ای ژرف در منطقه میان بلوک‌لوت و کمربند زاگرس هدایت شد تا از آن برای تعیین ضخامت "زمین پوسته" سود گرفته شود. از انفجارهای معدن بافق و سرچشمه به سان دو زاینده‌ی انرژی لرزش بهره‌گیری شد.

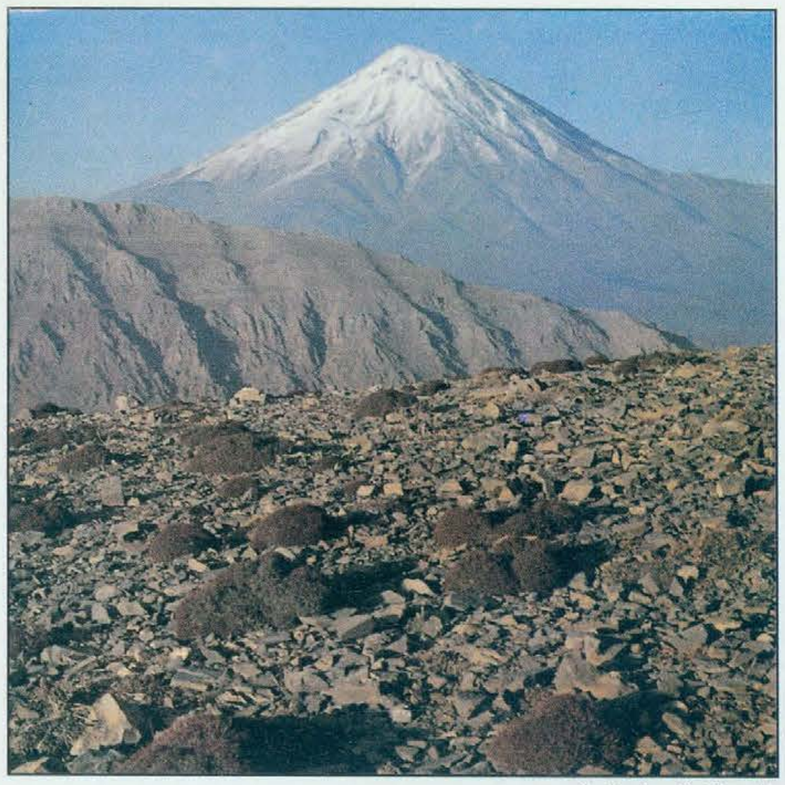
ساختار کلی زمین پوسته در منطقه مورد بررسی به صورت زیر است:

۱ ـ در کناره‌های باختری بلوک‌لوت، ضخامت پوسته حدود ۴۰ کیلومتر است واز آنجا به سوی جنوب باختری از ضخامت آن کاسته شده و نزدیک سیرجان به حدود ۲۰ـ۲۵ کیلومتر می‌رسد.

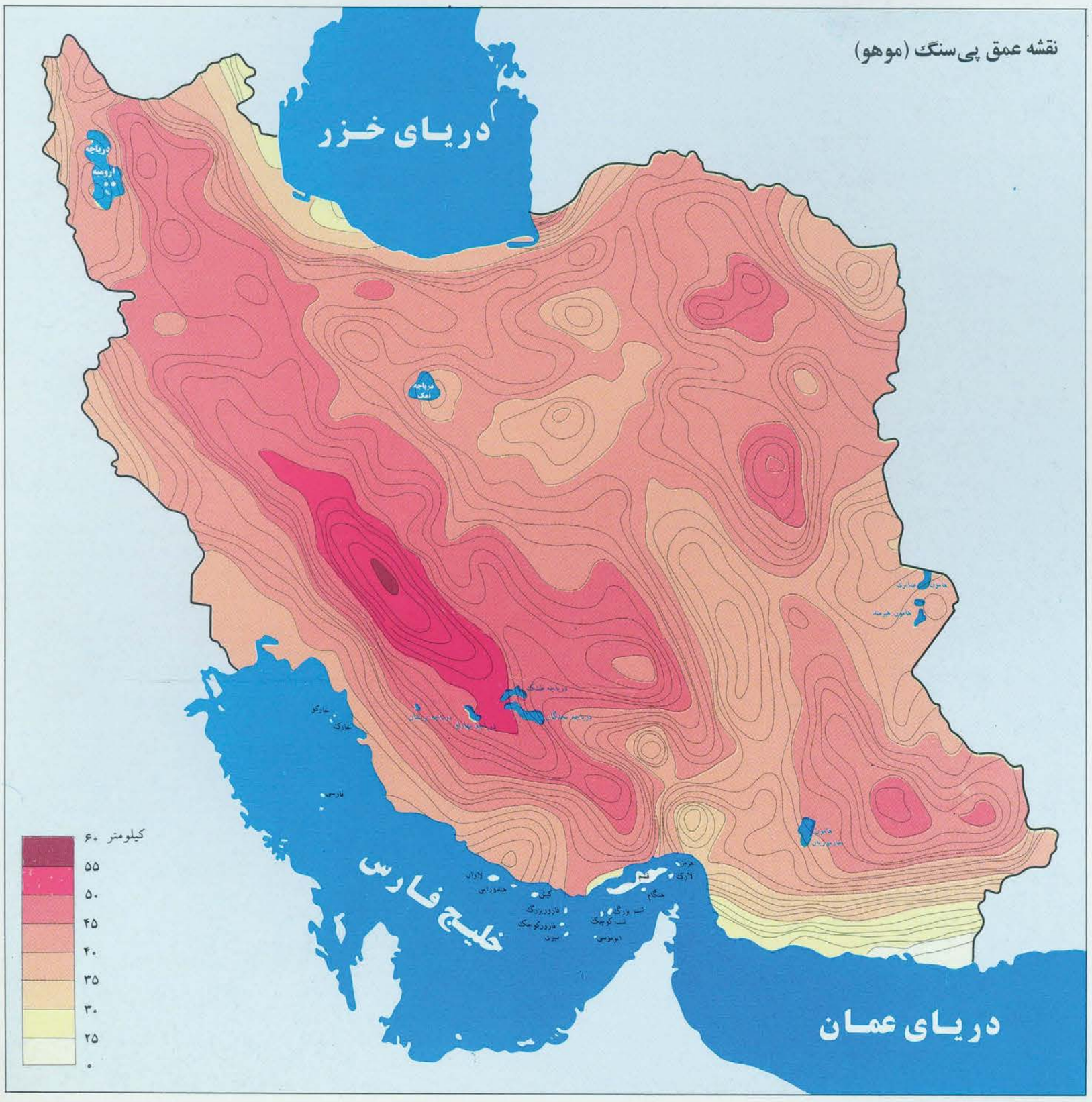
۲ ـ زیرکمربنددگرگونی (سنندج ـ سیرجان)، مرزپوسته ـ گوشته زمین در ژرفای زیاد (۶۰ کیلومتر) واقع است و این نتیجه‌از بررسی موجهای‌بازتابی بدست آمده است.

۳ ـ یک لایه که موجهای لرزه‌ای با تندی کمی از آن می‌گذرند زیرزون دگرگونه و در میان دو امتداد موهو (یکی بالای دیگری) قابل تشخیص است و چنین می‌نماید که زمین پوسته تا زیر زاگرس بلند دوبار جای گرفته باشد که این موضوع با رانده شدن پوسته ایران مرکزی روی پوسته سپرعربستان قابل توجیه تواند بود.

۴ ـ نتیجه گیری می‌شود که پوسته قاره‌ای پلاتفورم عربستان نه تنها زون زاگرس کشیده شده بلکه از آن گذشته و زیرزون دگرگونی می‌رسد و این پدیده است که ضخامت زیاد پوسته را موجب شده. بنابراین برخورد دو قاره در زیر کوههای زاگرس را می‌توان پذیرفت و پوشش رسوبی و پی‌سنگ بلورین آن است که ضخامت زیاد (دو برابر) پوسته را بدین‌ترتیب موجب شده‌است.



فله دماوند (کوههای البرز)



نقشه عمق پی‌سنگ (موهو)

نقشه زمین شناسی

دریای خزر

دریاچه ارومیه

دریاچه نمک

خلیج فارس

دریای عمان

خارگ

فارسی

لاوان

هندورابی

کیش

فارور بزرگ

فارور کوچک

سیری

هرمز

لارک

هنگام

تنب بزرگ

تنب کوچک

ابوموسی

افیولیتها

- تفکیک نشده
- آمیزه افیولیتی
- سنگهای آتشفشانی ونهشته‌های اقیانوس
- کابرو-دنوریت
- اولترامافیک

سنگهای آذرین (ترکیب)

- اسیدی
- متوسط
- بازیک

سنگهای آذرین (نوع)

- نفوذی-درونی
- خروجی درونی
- آذرآواری
- گدازه وتوف
- گدازه و نهشته‌ها اقیانوسی

سنگهای دگرگونه

- تفکیک نشده
- درجه کم

رخساره‌ها

- تبخیری
- مولاس فیلیش

- برخان
- نهشته‌های رودخانه‌یی
- لس
- کویر-خور

Q	عهد حاضر
Q_1	پلیستوسن
N_2Q_1	پلیوسن-پلیستوسن
T	ترسیر
N	نئوژن
N_2	پلیوسن
N_{1-2}	میوسن - پلیوسن
N_1	میوسن
P_3N_1	اولیگوسن-میوسن
P_{2-3}	ائوسن-اولیگوسن
P_2	ائوسن
P_{1-2}	پالئوسن-ائوسن
P_1	پالئوسن
KP	کرتاسه-پالئوسن
Mz	مزوزوئیک
K	کرتاسه
K_2	کرتاسه بالا
K_1	کرتاسه پایین
JK	ژوراسیک-کرتاسه
J	ژوراسیک
TRJ	تریاس - ژوراسیک
TR	تریاس
P_2M_z	پالئوزوئیک-مزوزوئیک
P TR	پرمین-تریاس
Pz	پالئوزوئیک
P	پرمین
CP	پرمین-کربنیفر
DC	دونین - کربنیفر
OS	اردویسین-سیلورین
C	کامبرین
PR	پرکامبرین

فصل سوم

تکتونیک

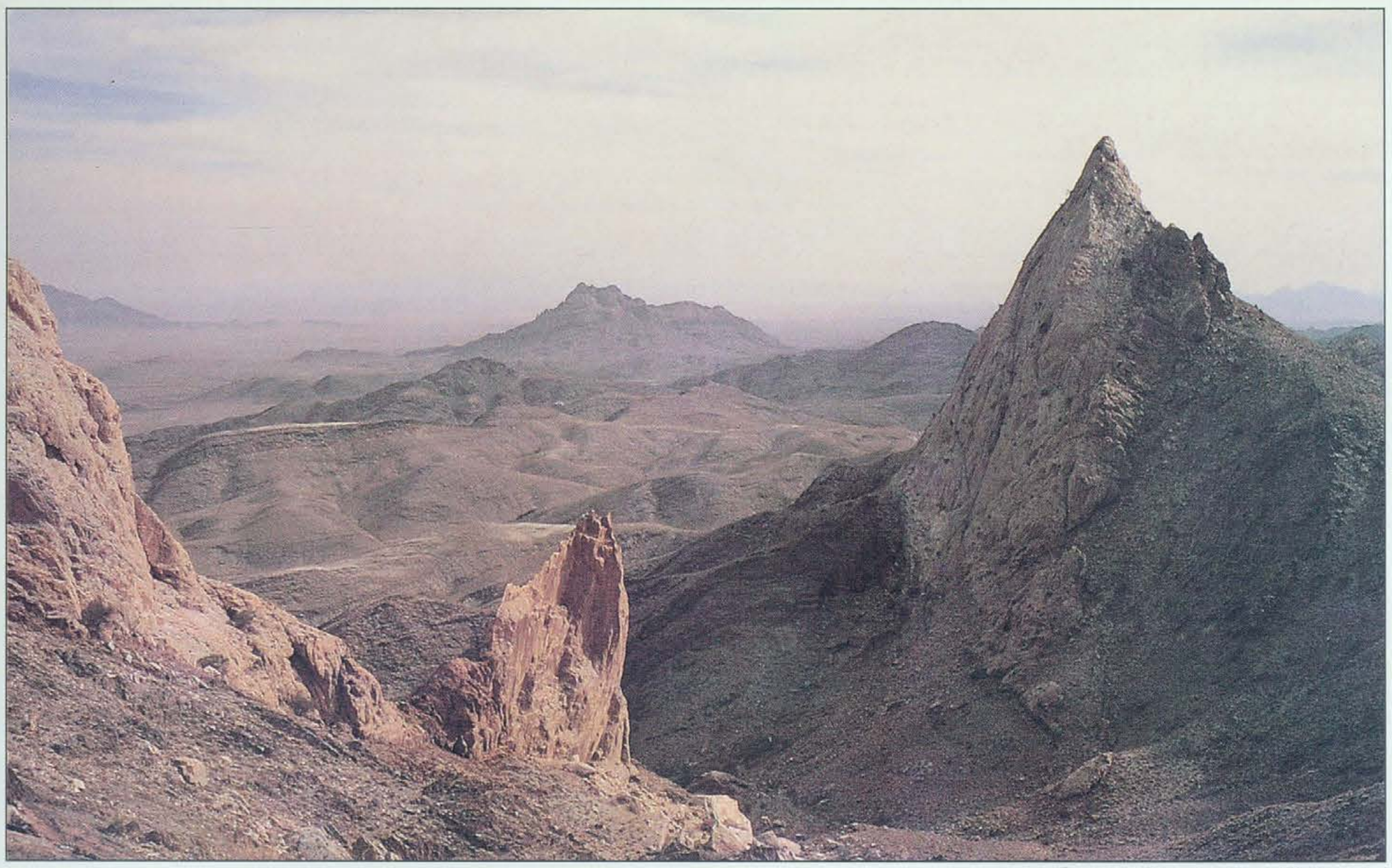
جابجایی قاره‌ایی و تکتونیک صفحه‌ایی

امروزه اکثر زمین‌شناسان ، ژئوفیزیک‌دانان و ژئوشیمی‌دانان معتقدند که قاره‌ها در سرتاسر تاریخ زمین ، یعنی طی چندمیلیارد سال از سویی به سوی دیگر سطح زمین جابجا شده‌اند . ابر قاره‌ها شکافته شده‌اند ، اقیانوس‌ها باز شده ، وسعت یافته و در نتیجه برخورد قاره‌ها ، باردیگر ناپدید شده‌اند برخورد قاره‌ها رشته کوههای عظیمی چون هیمالیا را فرا رانده است . قاره‌ها همچنان در حال جابجایی‌اند . اقیانوس اطلس وسیعترین اقیانوس آرام کوچکتر می‌شود .

شواهد موافق و مخالف اندیشه جابجایی قاره‌ای از طلیعه قرن حاضر مورد بحث بوده‌است ، لیکن این اندیشه تا اواخر دهه ۱۹۶۰ که بخشی از یک نظریه جدید موسوم به تکتونیک صفحه‌ای شده مورد پذیرش همگان قرار نگرفت .

مطابق نظریه تکتونیک صفحه‌ای سطح زمین را تعدادی صفحه‌های "پوسته مانند" نسبتاً نازک می‌پوشاند . این صفحه‌های صلب سنگی روی قسمت درونی زمین می‌لغزند . شانه به شانه هم می‌سایند تا اندازه‌ای شبیه تخته یخ‌هایی هستند که بر دریاچه شناور می‌باشند . مرز صفحات مکان فعالیت زمین‌شناسی و تکتونیکی است ، زمین‌لرزه‌ها ، آتشفشانها در امتداد آنها متمرکز و بعضی مرزها مکان کوهسازی است .

پذیرش این نظریه چنان واژگونی عمده‌ای را در دید علمی به همراه داشته که به منزله یک انقلاب علمی اعلام شده‌است . برای نخستین‌بار ، زمین‌شناسان طرحی در مقیاس کره‌زمین در اختیار دارند که به‌نظر می‌آید بسیاری از جنبه‌های رفتاری سطح زمین را توضیح می‌دهد و پدیده‌هایی را به‌هم مرتبط می‌کند که پیش از این بی‌ارتباط به نظر می‌رسید و توضیح آنها مشکل بنظر می‌آمد (پ، ج. وایلی) .



عملکرد تکتونیک نیرومند در ناحیه انارک . ایران مرکزی

ایران از نگاه تکتونیک صفحه‌ایی

در بخش پیشین در مورد تکتونیک صفحه‌ای مطالبی عنوان گردید . در اینجا نظرات محققان مختلف در مورد تکتونیک صفحه‌ای در ایران به‌طور خلاصه عنوان می‌گردد .

در ژانویه ۱۹۷۲ تکین در مقاله‌ای تحت عنوان "زمین‌شناسی ایران و نقل مکان قاره‌ها در خاورمیانه" می‌نویسد که :

"زمین‌شناسی ایران را بایستی در ارتباط با نقل مکان قاره‌ها و تکتونیک ورقی (صفحه‌ای) تعبیر و تفسیر کرد . از نقطه‌نظر زمین‌شناسی، ایران را می‌توان به دو منطقه تقسیم کرد : یکی کمربند چین‌خوردگی زاگرس و دیگری بقیه نواحی ایران" .

سرگذشت زمین‌شناسی زاگرس با سایر نقاط ایران بسیار متفاوت است . در ایران باستثناء ناحیه زاگرس دگرشیبی‌ها ناپیوستگی‌های متعدد ، نبود رسوبگذاری ، دگرگونی ، فعالیت ماگمایی ، تغییرات رخساره چه در جهت افقی و چه در جهت قائم در طول سرگذشت زمین‌شناسی دیده می‌شود . در حالیکه در زاگرس چنین نیست . بقیه ایران را می‌توان به سه منطقه تقسیم کرد:

۱ - کمربند کوهستانهای ارومیه - اسفندقه

۲ - مرکز و شرق ایران

۳ - ناحیه البرز

سپس تکین می‌نویسد :

برای بحث فعلی زمین‌شناسی ایران ، حرکات اوراسیا ، آفریقا (شامل عربستان) ، هندوستان و سرگذشت پیشین اقیانوس هند را بایستی در نظر گرفت . این حرکات شامل هر دو قاره شمالی و جنوبی بوده و به‌طور محلی نمی‌تواند موردنظر قرار گیرد. اکنون به‌طورکلی مورد قبول قرار گرفته که اقیانوس تتیس با عرض چندهزارکیلومتر در ناحیه فعلی خاورمیانه در دوران اول و یا حتی زودتر وجود داشته است . این اقیانوس قاره آفرو-عربستان را از اوراسیا جدا می‌نموده است .

آفرو - عربستان جزیی از قاره گندوانا بوده و با هندوستان و استرالیا و جنوب آفریقا و خشکی قطب جنوب در فاصله دورتری قرار گرفته بوده است . آفرو - عربستان بتدریج ، حداقل از پرمین به‌بعد به‌طرف شمال حرکت کرده و موجب باریک‌شدن تتیس گردیده است .

حرکت عمومی آفرو - عربستان به‌طرف شمال در طول دوران دوم ادامه یافته و باریک شدن دریای تتیس را موجب گردیده است در اثناء این زمان فرورانش در تتیس در جائیکه پوسته جامد اقیانوسی بداخل گوشته می‌لغزیده تشکیل شده است .

این حرکت تا زمانیکه پوسته اقیانوسی ناپدید شده و دولبه قاره بهم رسیده ادامه یافته و این امر در ماستریشتین اواخر کرتاسه صورت گرفته است . در این زمان افیولیت‌ها در شبه قاره آفرو-

عربستان جایگری نموده است .

آنگاه اشاره می‌نماید که "حوضه رسوبگذاری زاگرس (کمربند چین‌خورده فعلی) "فلات قاره" سپر عربستان بوده است . در بخش شمالی وی معتقد است که "حرکت در دوران دوم وجود داشته و موجب شکسته‌شدن اوراسیا شده است ". نتیجه این حرکات تشکیل خرد قاره‌هایی مانند مرکز و شرق ایران بوده و با حوضه‌های رسوبگذاری از نوع حوضه رسوبی دریای سرخ محاصره شده بودند . اثرات این خرد قاره‌ها وجود افیولیت‌ها در سبزوار و در اطراف خرد قاره مرکز و شرق ایران می‌باشد .

بالاخره می‌نویسد : "به نظر می‌رسد که حرکت به‌طرف شمال قاره آفرو ـ عربستان در اوایل دوران سوم ادامه یافته و موجب بسته‌شدن حوضه‌های رسوبی کوچک جوان گردیده است" . سرانجام آفرو ـ عربستان و اوراسیا بوسیله موزائیکهایی از خرد قاره‌ها و جزایر آتشفشانی به‌یکدیگر متصل شده‌اند . فقط دریاهای قاره‌ای هنوز در بخشی از این مناطق وجود دارد و دریاها بتدریج به‌طرف جنوب‌شرق عقب‌نشینی نموده‌اند .

در مطالعات پالئومغناطیسی که توسط سافل و فورستر در سال ۱۹۸۱ بر روی نمونه‌های اخذ شده از خرد قاره شرق – مرکز ایران انجام گردیده نتایج ذیل حاصل شد.

- اکنون چرخش خرده ورق را از زمان پرکامبرین‌پسین تاکنون به ویژه دوران پالئوزوئیک می‌توان بازشناسی کرد. دانسته‌های نوین می‌رساند که این ورق از تریاس تاکنون نسبت به ورق توران چرخشی برابر ۱۳۵ درجه به سوی باختر داشته است.
- برخلاف نتیجه‌گیری ما که در دو سال پیش مطرح شد، این خرده ورق در درازنای پالئوزوئیک و مروزوئیک‌پیشین کم وبیش با لبه جنوبی ابر قاره‌ای اوراسیا پیوند داشته است.
- یک جدایی مشخص از اوراسیا را در زمان ژوراسیک می‌توان نتیجه گرفت . از کرتاسه تاکنون خرده ورق کم و بیش به ورق توران (اوراسیا) پیوسته بوده و در هر صورت ، حدود ۴۵ درجه نسبت به قاره شمالی به سوی باختر چرخیده و جنبشی نه شدید به سوی اوراسیا داشته است.

همچنین سافل و اشمیت (۱۹۸۱) با توجه به مطالعات زمین‌شناسی انجام شده و مطالعات پالئومغناطیسی در ورق توران و خردقاره شرق ـ مرکز ایران مدلی از حرکت این ورق ارائه دادند . در این مدل فقط عرض جغرافیایی مدنظر قرار گرفته و دوباره‌سازی براساس آن انجام شده است زیرا که طول جغرافیایی در ادوار گذشته در دست نبوده است و آنها را نمی‌توان تنها از ارقام پالئومغناطیس بدست آورد.

از دیگر مطالعاتی که در این زمینه برای تمامی سطح ایران انجام یافت توسط داودزاده و اشمیت ۱۹۸۱ صورت گرفت. آنان سرگذشت جغرافیایی گذشته و تکتونیک ایران را در طول دوران دوم با توجه به اثر متقابل ژئودینامیکی حاشیه قاره اوراسیا و کمربند اقیانوس تتیس شرح داده‌اند .آنها معتقدند که در طول دوران اول ورقهای ایران و عربستان سعودی یک واحد متصل را تشکیل داده بودند و بوسیله اقیانوسی تتیس قدیمی و ورق توران جدا شده بوده‌اند. در اواخر دوران اول و اوائل تریاس ورق ایران با باز شدن نئوتتیسن از ورق عربستان دور رانده شده و در انتهای تریاس میانی با ورق توران برخورد نموده است.

لبه ورق توران در حال حاضر، در شمال ایران مشخص شده است. با این ترتیب نئوتتیس در اثناء تریاس باز شده و مجدداً بتدریج با برخورد دو ورق عربستان و ایران در اواخر کرتاسه بسته شده است.

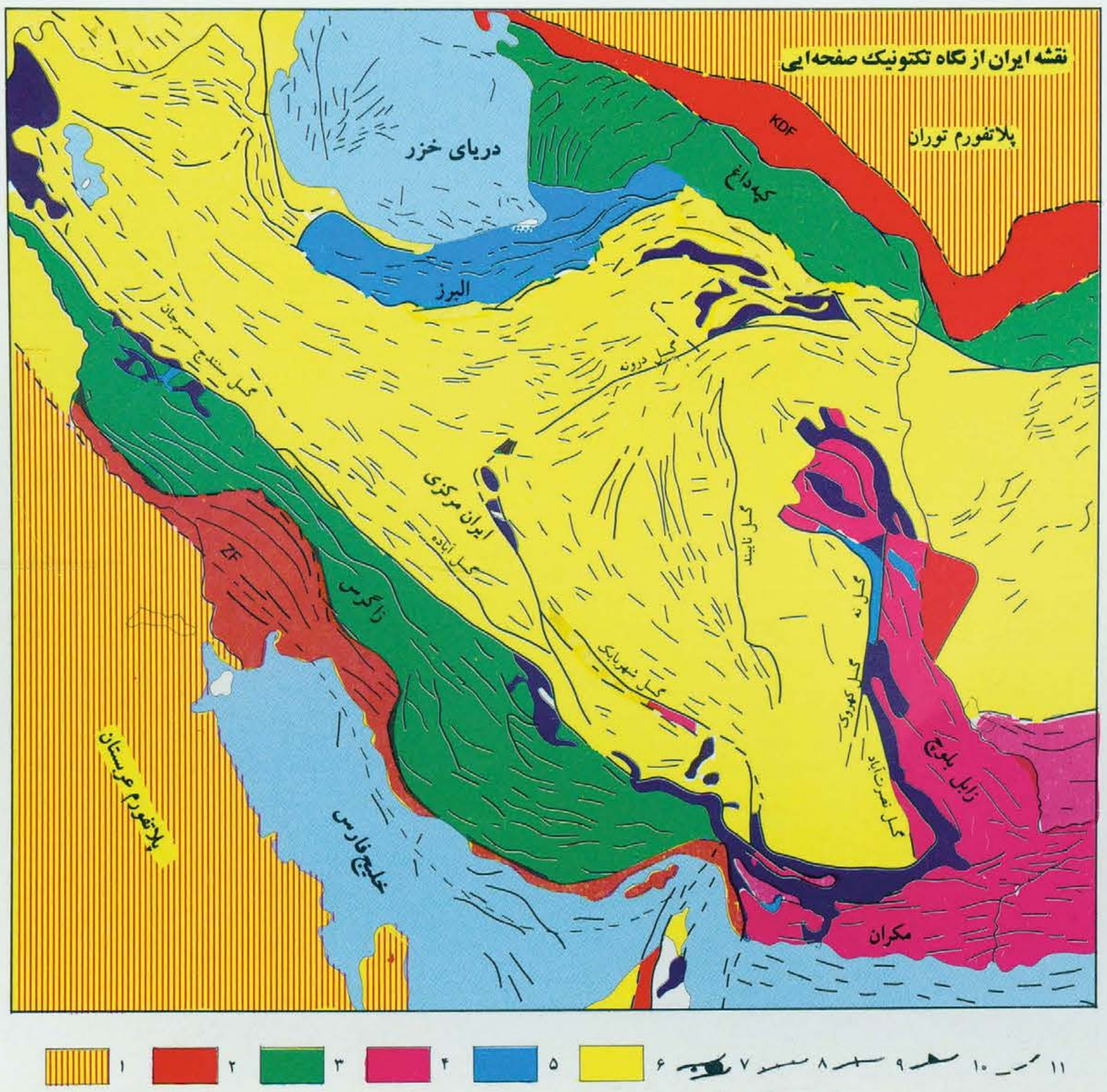
معذالک موضوع تکتونیک صفحه‌ای ایران سال‌هاست که مورد بحث موافقان و مخالفان بسط نظریه تکتونیک صفحه‌ای در ایران است. امید آن داریم که در آینده مطالعات بیشتری در این زمینه صورت پذیرد تا چهره‌ای روشن‌تر از وضعیت تکتونیکی ایران ترسیم گردد.

واحدهای تکتونیکی ایران

واحدهای تکتونیکی عبارتند از نواحی که دارای سرگذشت زمین‌شناسی و تاریخی مشابهی می‌باشند . می‌توان گفت که شش عامل رخساره‌های سنگی ، فعالیت‌های ماگمایی ، دگرگونی ، فازهای کوهزایی ، شیوه چین‌ها و بالاخره روندها که در حقیقت شکل و گسترش حوضه رسوبی را نشان می‌دهد در تعیین یک واحد تکتونیکی اهمیت داشته و نقش اساسی را به‌عهده دارند .

جبهه‌های پایدار

ایران زمین بین دو سپر عربستان در جنوب‌غربی و ورق توران در شمال‌شرق قرار گرفته است . پلاتفرم عربستان به‌طرف شمال‌شرقی ادامه یافته و بوسیله رسوبات آلوویم دشت خوزستان پوشیده می‌شود . ورق توران در ترکمنستان شوروی قرار دارد و در فاز کوهزایی هرسی‌نین چین‌خوردگی یافته و سخت گردیده است . دنباله این ورق در نواحی سرخس ادامه دارد و با رسوبات جوان پوشیده شده است . لبه جنوبی این ورق کوهستان‌های کپه‌داغ می‌باشد .



۱ ـ نواحی پایدار : پلاتفورم پره کامبرین عربستان در جنوب‌غربی ایران و پلاتفورم هرسینین توران (اوراسیا) در شمال‌شرق لایه‌های افقی و نسبتاً کم‌شیب که در جنوب و جنوب‌غرب خلیج‌فارس موجود هستند برروی سپر پایدار پره‌کامبرین که مدفون شده است قرار دارند

۲ ـ ژرفناهای پیشانی کوانترنری و نئوژن که به‌صورت تدریجی بین جبهه‌های چین‌خورده و ژرفنهای حاشیه‌ای و چین‌خورده (که در آلپین‌پسین فرونشست شدید داشته است) قرار دارد

ZF : ژرفنای پیشانی زاگرس در جنوب‌غرب

KDF : ژرفنای پیشانی کپه‌داغ در شمال‌شرق

۳ ـ قسمت اصلی کمربند چین‌خورده ـ رانده در مجاورنواحی پایدار (زاگرس و زاگرس مرتفع (HZ) در جنوب‌غرب و کپه‌داغ در شمال‌شرق)

۴ ـ کمربندهای فیلیشی (Post-Ophiolite) زابل ـ بلوچ (شرق ایران) و مکران (جنوب‌شرق ایران)

۵ ـ کوههای البرز واقع در حاشیه جنوبی دریای خزر

۶ ـ فلات مرکزی ایران (ایران مرکزی)

۷ ـ کمربندهای افیولیتی و رادیولاریتی کرتاسه‌پسین در زاگرس مرتفع و عمان و آمیزهٔ افیولیتی ایران مرکزی

۸ ـ رخساره‌های اصلی متأثر از عملکرد گسله‌های پی‌سنگ . که واحدهای رسوبی ـ تکتونیکی مختلف را محدود می‌نمایند

۹ ـ محور چینهای آلپین‌پسین

۱۰ ـ زون فرورانش فعال مکران در خلیج‌عمان

۱۱ ـ خطوط مرزی

۱۲ ـ نواحی حاری پوسته اقیانوسی (فروافتادگی جزرجنوبی و خلیج‌عمان) (اقتباس از سرپرباد ۱۹۸۱)

کوهستانهای زاگرس

کوهستانهای زاگرس ، با امتداد شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق به‌عنوان دنباله رشته‌کوه‌های جنوبی آلپ منظور می‌گردد . زاگرس در امتداد عرض به نواحی مختلفی تقسیم‌بندی شده است . این نواحی عبارت است از :

الف ـ کمربند چین‌خورده زاگرس

ب ـ زاگرس مرتفع

ج ـ ناحیه سنندج ـ سیرجان (زاگرس داخلی)

د ـ ناحیه ارومیه ـ دختر وکمربند ولکانیکی) که به‌ترتیب از جنوب‌غربی به طرف شمال‌شرقی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند (در برخی نشریات نواحی سنندج ـ سیرجان (اسفندقه ـ مریوان ، نبوی ، ۱۳۵۵) و ارومیه ـ دختر تحت‌عنوان یک ناحیه با نام سنندج ـ سیرجان ذکر گردیده است).

الف ـ کمربند چین‌خورده زاگرس

سپر عربستان با شیب کمی به‌طرف شمال‌شرقی ادامه یافته و رسوبات دوران اول تا نئوژن بدون دگرشیبی زاویه‌ای در روی آن گسترش یافته‌اند . ژئوسینکلینال زاگرس از ابتدای تریاس از سایر قسمت‌های ایران با وجود یک نشست دائمی تمیز داده می‌شود . فقط یک ناپیوستگی هم‌شیب در دوران اول و حرکات خشکی زائی در دوران دوم و سوم صورت گرفته که موجب تشکیل رسوبات تبخیری گردیده است . این رسوبات تبخیری و همچنین رسوبات تبخیری سازندهرمز موجب عدم هماهنگی در چین‌خوردگی این ناحیه گردیده است . تعداد زیادی گنبدهای نمکی متعلق به سازندهرمز در این کمربند چین‌خورده مشاهده می‌شود .

به‌طوریکه قبلاً اشاره گردید ، روندکلی کمربند چین‌خورده زاگرس شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی است و محور چین‌ها نیز همین روند را نشان می‌دهد . اما نوعی موجسانی در چین‌ها مشاهده می‌گردد که جهت شمال ـ جنوب را نشان می‌دهد که موازی با روند بسیار قدیمی شمال ـ جنوب سپرعربستان است . این حرکات رابطه نزدیک بین کمربند چین‌خورده زاگرس و سپرعربستان را نشان می‌دهد .

در کمربند چین‌خورده زاگرس سنگهای دوران اول بندرت ظاهر شده است . در سری رسوبات دوران اول یک ناپیوستگی هم‌شیب دیده می‌شود . زیرا که رسوبات سیلورین ـ دونین و کربونیفر شناخته نشده و رسوبات پرمین بدون دگرشیبی زاویه‌ای برروی رسوبات اوردویسین قرار می‌گیرد . پس از پرمین تاپلیوسن کلیه رسوبات هم‌شیب و با ضخامت چندین هزارمتر گذاشته شده است و در کوهزایی آلپ‌پسین چین‌خوردگی یافته‌اند .

دره رودخانه آب ونک ـ زاگرس مرتفع

ب ـ زاگرس مرتفع

این ناحیه را به‌عنوان ناحیه روراندگی زاگرس و یا زون خردشده زاگرس نیز نامیده‌اند . کمربند چین‌خورده زاگرس بدون سرحدی تند به ناحیه باریکی از روراندگیهای متعدد که به خط راندگی اصلی در طرف شمال‌شرقی ختم می‌شود منتهی می‌گردد.

در این ناحیه رسوبات دوران اول و دوم در چندین روراندگی فلس مانند به روی طبقات جوانتر دوران دوم و سوم رانده شده‌اند . روند این ناحیه مانند کمربند چین‌خورده زاگرس است . زاگرس مرتفع عمیق‌ترین بخش ژئوسنکلینال زاگرس را با سنگهایی چون مارن ، رادیولاریت ـ وافیولیت متعلق به دوران دوم نشان می‌دهد .

بالاخره رسوبات نوع فیلش پالئوسن در این ناحیه دیده می‌شود . وجود افیولیت‌ها و سنگهای آواری حاکی از حرکات کرتاسه‌پسین ـ پالئوسن (لارامید) در زاگرس مرتفع بوده و بالاآمدگی در اثر چین‌خوردگی و سپس فرسایش را نشان می‌دهد . این حرکات در بخش کمربند چین‌خورده زاگرس اثری نداشته است و بنابراین اختلافات عمده زاگرس مرتفع با کمربندی چین‌خورده زاگرس در وجود افیولیت‌ها و رادیولاریت ، فاز کوهزایی لارامی و به‌طور کلی نوع رسوبات عمیق‌تر دریایی است .

ج ـ ناحیه سنندج ـ سیرجان

در مورد این ناحیه دو موضوع مورد بحث است . اول آنکه برخی از محققین ناحیه ـ سیرجان را جزیی از زاگرس می‌دانند . دوم آنکه گروهی به‌علل شباهت‌های متعددیکه این ناحیه با مرکز ایران دارد آنرا از ناحیه زاگرس جدا می‌نمایند . شباهت این ناحیه با زاگرس به‌علت روند عمومی شمال‌غرب ـ جنوب‌شرقی آن است . این ناحیه پس از راندگی اصلی زاگرس قرار گرفته ولی از نظر سرگذشت ساختمانی با مرکز ایران و البرز نزدیک است . وضعیت رسوبگذاری و ساختمانی و ناپیوستگی متعدد این ناحیه مشابه با شمال و مرکز ایران است .

آنچه که موجب تشخیص این ناحیه از مرکز و شمال ایران است ، نبودن ولکانیک‌های دوران سوم در آن و وجود روند عمومی زاگرس و بالاخره توسعه فوق‌العاده ناقص رسوبات دوران سوم در این ناحیه است .

توده‌های نفوذی اواخر ژوراسیک و دوران سوم از نوع گرانیت و ذیوریت در این ناحیه فراوانند و حرکات قبل از پرمین در برخی بخش‌های این ناحیه شدت داشته‌اند .

سنگ‌های دگرگونی با رخساره آمفیبولیت که به پرکامبرین نسبت داده می‌شود ! در نواحی اسفندقه ، حاجی‌بابا ، اقلید ، آباده، گلپایگان و مریوان مشاهده می‌گردد . سنگهای دگرگونی ضعیف از نوع رخساره شیست‌سبز که در اثر فاز کوهزایی سیمرین‌پیشین بوجود آمده‌اند نیز در سراسر این ناحیه پراکنده‌اند.

د ـ ناحیه ارومیه ـ دختر

این ناحیه را زمانی در ایران مرکزی و زمانی دیگر به‌عنوان کمربند ولکانیکی زاگرس منظور نموده‌اند . ناحیه دارای امتداد شمال غرب ـ جنوب‌شرق است و از کوه سهند تا شمال سیرجان کشیده شده است .

مجموعه سنگ‌های این ناحیه غالباً گدازه‌های آندزیتی و داسیتی است که حاصل فعالیت آتشفشان‌های دوران سوم است . در برخی از نقاط این ناحیه سنگهای آذرین خروجی شدیداً فرسایش یافته و توده‌های نفوذی عمیق ظاهر شده است .

در این ناحیه بعد از فاز کوهزایی لارامی فعالیت ماگمایی شدیدی به‌صورت خروجی و نفوذی صورت گرفته که بعد از ائوسن نیز در برخی نقاط خاتمه یافته و در برخی نقاط بتدریج کاهش یافته است . تراسهای وسیع تراورتن در نواحی مختلف به آخرین مرحله فعالیت ولکانیکی این ناحیه تعلق دارد .

ایران مرکزی

محدوده ایران مرکزی از نظر محققین متفاوت است . نبوی در سال ۱۳۵۵ در این مورد می‌نویسد : "این واحد به شکل یک مثلث در مرکز ایران قرار گرفته است و قسمتی از ایران خاوری (شمال بلوک‌لوت) را در بر می‌گیرد . بدون شک با بررسی‌های بیشتر در این ناحیه بخش‌های دیگری نیز می‌توان جدا کرد که

چین‌خوردگی و گسلش نیرومند در سنگهای کامبرین‌زیرین جنوب کوه مایون ـ ایران مرکزی
(خط‌قرمز نشاندهنده گسله‌ها می‌باشند)

ویژگی‌های آنها نسبت به بخش‌های دیگر تفاوت داشته باشند . مرز شمالی آن با زون بینالود و گسل میامی می‌باشد که در سمت باختر به احتمال زیاد گسل عطاری می‌پیوندد . مرز ایران مرکزی و آذربایجان بهرحال چندان مشخص نیست و بیشتر جاها پوشیده است ".

اشتوکلین در مورد محدوده ایران مرکزی چنین می‌نویسد: " این ناحیه ساختمانی معادل یک مثلث تقریبی است که در شرق بوسیله بلوک‌لوت و در شمال بوسیله کوهستانهای البرز و در جنوب‌غرب بوسیله ناحیه سنندج ـ سیرجان محدود می‌گردد . آذربایجان در شمال غرب و سبزوار در شمال شرق گرچه از نقطه‌نظر جغرافیایی متعلق به ایران مرکزی نیستند اما دو زائده باریک از ناحیه ساختمانی ایران مرکزی می‌باشند " . بنابه‌نظر اشتوکلین ناحیه مرکزی ایران از ناحیه سنندج ـ سیرجان توسط فرورفتگی‌های دریاچه ارومیه ، تزلوگل و گاوخونی جدا می‌شود . لذا اشتوکلین آذربایجان و ناحیه اورمیه دختر را جزء ایران مرکزی محسوب می‌کند . در اینجا محدوده ایران مرکزی در طرف شمال گسل سمنان و گسل میامی در جهت شمال‌غرب ـ جنوب شرق ناحیه ارومیه ـ دختر و در شرق گسل نهبندان (شرق بلوک‌لوت) منظور شده است .

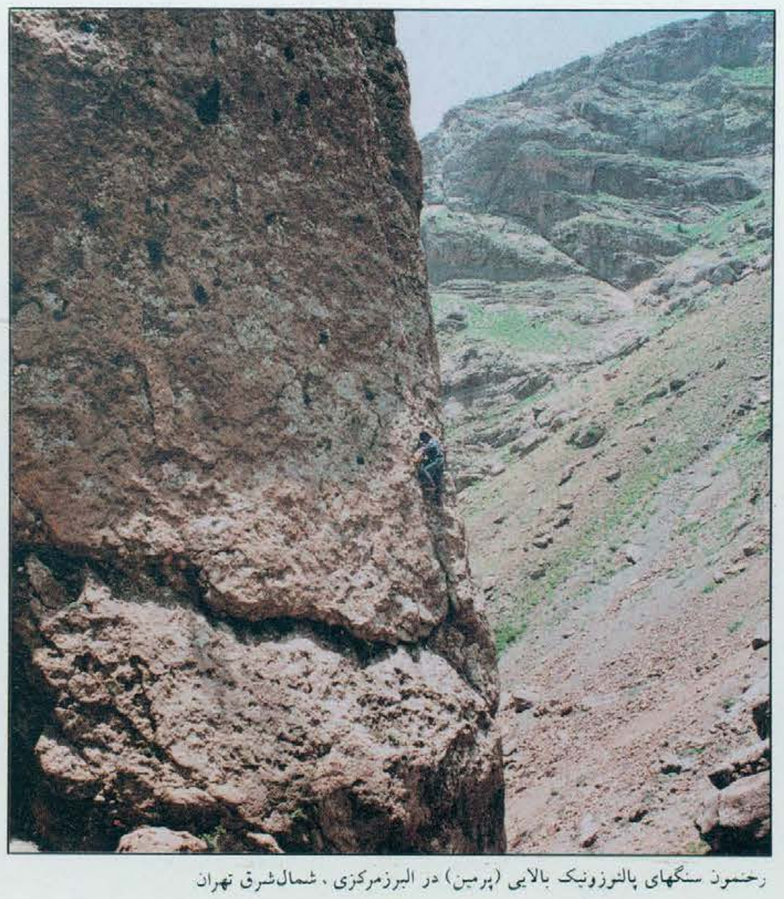
واحد البرز

واحد البرز رشته کوههای کاملاً مشخص است ولی در طرف غرب آن در آذربایجان مشخص نیست . رشته کوههای بینالود از نقطه‌نظر جغرافیایی دنباله البرز است ولی از نظر رسوبات شباهت بیشتری به مرکز ایران دارد (نبوی ۱۳۵۵).

اشتوکلین البرز را براساس وضع ساختمانی آتی کلینوریوم حاشیه ایران مرکزی (که با آن از نقطه‌نظر چینه‌شناسی و ساختمانی رابطه بسیار نزدیک دارد) می‌داند. این شباهت در دامنه جنوبی البرز بسیار بیشتر از شمال آن است. البرز از نظر نوع رسوبات پرکامبرین و دوران اول شباهت زیادی به مرکز ایران دارد و نبود رسوبگذاری در اوردویسین، سیلورین و بخشی از دونین در البرز وجود دارد. رسوبات دونین با ناپیوستگی هم شیب رسوبات قدیمتر را می‌پوشاند. حتی در بینالود سنگ‌های سیلورین و دونین شناخته شده، که با ناحیه شیرگشت ازبک کوه تطبیق بیشتری دارد. نبود رسوبگذاری (بعدی) که اهمیت فوق‌العاده دارد در قاعده سنگ‌های پرمین است و سنگ‌های پرمین تقریباً" در تمامی ایران با واحد قرمز رنگ آواری که مشخص محیط خشکی است آغاز می‌گردد.

در البرز فعالیت‌های ماگمائی به صورت خروجی و نفوذی دیده می‌شود. در دوران اول فعالیت‌های آتشفشانی بسیار محدود و محلی وجود داشته است. فعالیت آتشفشانی شدید در ائوسن صورت گرفته و بتدریج تقلیل یافته و آتشفشان دماوند در پلیوس و پلیستوسن فعال بوده است. توده‌های نفوذی گرانیتی ژوراسیک ائوسن، الیگوسن و پلیوسن (گرانیت علم کوه) در البرز مشاهده می‌شود.

فاز چین خوردگی شدید در البرز فاز کوهزایی لارامی است که موجب دگرشیبی زاویه‌ای در قاعده رسوبات ائوسن گردیده است. پس از این فاز در بخش جنوبی البرز رسوبات کم عمق و تبخیری تشکیل شده و در بخش شمالی به مقدار کم رسوبات آواری دیده می‌شود. فاز کوهزایی آلپ پسین موجب چین خوردگی رسوبات تشکیل شده در ترسیری درواحد البرز می‌باشد.



رخنمون سنگهای پالئوزوئیک بالایی (پرمین) در البرزمرکزی ، شمال‌شرق تهران

واحد شرق ایران و مکران

این واحد را می‌توان بدو بخش نهبندان – خاش و کوه‌های مکران تقسیم کرد. شاید اختلاف عمده در این دو ناحیه روندها باشد که در ناحیه نهبندان ـ خاش به صورت شمالی ـ جنوبی و در کوه‌های مکران شرقی ـ غربی است. این واحد در غرب بوسیله گسل نهبندان ، در شرق بوسیله بلوک سیستان و در جنوب توسط خلیج عمان محدود می‌گردد. محدوده غربی کوه‌های مکران گسل میناب است.

در این واحد سنگهای قدیمتر از ژوراسیک مشاهده نمی‌شود. چین خوردگی شدید در اواخر ژوراسیک و دگرگونی همراه نیز در این واحد مشاهده می‌گردد. رسوبات متشکل از شیل، ماسه‌سنگ (فیلیش) رادیولاریت به همراه سنگ‌های آذرین اولترامافیک متعلق به کرتاسه ـ پالئوسن در این واحد تشکیل شده است . پس از عملکرد فاز کوهزایی لارامی در ائوسن ـ الیگوسن باز هم رسوبات نوع فیلش (رسوبات آواری دانه ریز) در این نواحی را سبب گردیده است. ضخامت لایه‌ها که بیش از چندین هزار متر می‌رسد حاکی از نشست نسبتاً" سریع در این ناحیه است.

در مکران رسوبگذاری از پالئوژن به نئوژن ادامه یافته و نوع رسوبات از نوع فلیش به مولاس تبدیل می‌گردد و کنگلومرایی که در طرفین خود با مارن مکران به صورت بین انگشتی تداخل می‌نماید تشکیل شده‌اند. مارن مکران متعلق به میوسن است. قسمت‌های بالایی مولاس مکران بیشتر از کنگلومرا و ماسه سنگ تشکیل شده و با آهک‌های لوماشل به صورت انگشتی تداخل می‌کند. در پایان این سری کنگلومرایی که با کنگلومرای بختیاری همزمان است با یک ناپیوستگی دائمی با رسوبات قبلی تشکیل گردیده است.

بالاخره فاز کوهزایی آلپ پسین در ناحیه تاثیر نموده و رسوبات چین خوردگی یافته‌اند و در مراحل انتهایی این مرحله کوهزایی مناظر فعلی بوجود آمده است. به صورت کم و بیش این حالات رسوبگذاری در ناحیه نهبندان ـ خاش نیز مشاهده می‌گردد.

فعالیت ماگمایی به صورت نفوذی و خروجی در این واحد مشاهده می‌گردد. آتشفشان‌های جوان و بزمان در این واحد قرار دارند.

فرگشت زمین‌ساختی فلات ایران زمین

در بازنگری کوتاه فرگشت زمین‌ساختی پوسته ایران زمین برپایه داده‌های موجود ، سرگذشت زیر را می‌توان از پرکامبرین تا حال بشرح زیر خلاصه نمود :

پرکامبرین بالایی

کوهزایی برخوردی پرکامبرین بالایی (۵۷۰ تا ۸۵۰ میلیون سال پیش) ، همراه با جایگزینی افیولیتهای پرکامبرین و ماگماتیسم مربوطه در ایران مرکزی و عربستان و توسعه جزایر کمانی - کمانهای ماگمایی مربوطه .

پالئوزوئیک

۱ - رژیم کافتی قاره‌ای پرکامبرین بالایی - پالئوزوئیک زیرین همراه با ماگماتیسم آلکالن و مجموعه رسوبی کافتی سازندهای هرمز (در اقلیم گرم و خشک) - قره‌داش و آغاز رسوبگذاری (آواری) فلاتی گندوانائی (سازندهای زاگون و لالون در اقلیم گرم و خشک بیابانی) در پالئوزوئیک البرز ، ایران مرکزی ، شمال هندوستان ، جنوب افغانستان ، پاکستان ، جنوب ترکیه ، زاگرس ، عربستان ، عراق و ماگماتیسم آلکالن پالئوزوئیک (مرحله شکسته‌شدن ورقهای گندوانائی در نیمکره جنوبی) .

۲ - گسترش رژیم زمین ساخت کافتی و ادامه‌ی عملکرد گسله‌های عادی (نرمال) و رسوبگذاری آهکهای دریایی کامبرین (سازندمیلا) این پیشروی در اردویسین پسین با رسوبگذاری ماسه سنگی به پایان می‌رسد .

۳ - نبود اثر یخچالی اردویسین‌پسین (۴۵۰ میلیون سال پیش) در ایران‌زمین و وجود آن در عربستان جنوبی نشان‌دهنده موقعیت شمالی‌تر ورق (های) ایران‌زمین نسبت به عربستان‌جنوبی در این زمان است .

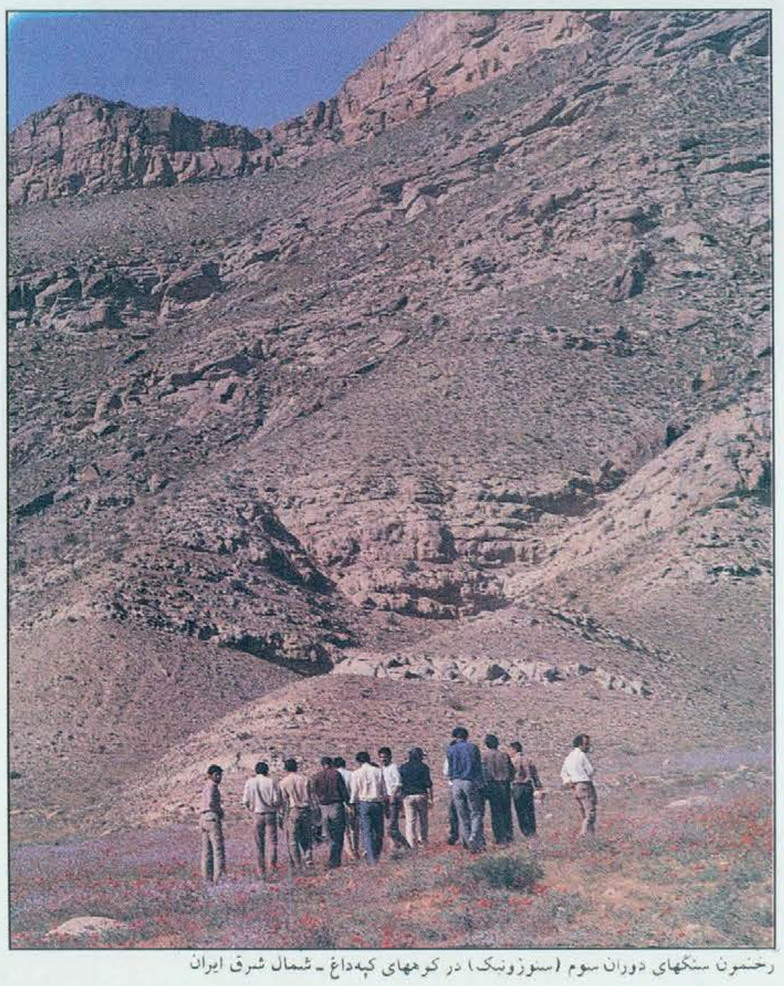
۴ - در سیلورین پیشین به سبب ذوب احتمالی یخچالهای گندوانایی (آفریقا ، آمریکای جنوبی و غیره) پیشروی دریا برقرار می‌شود .

۵ - ویژگیهای زمین‌شناسی - زمین‌ساختی در فاصله زمان ۴۰۰ تا ۶۰۰ میلیون سال پیش نشاندهنده رسوبگذاری قاره‌ای تا دریایی کم ژرفا مشابه لبه قاره‌ای آرام در قطعه‌های گوناگون تا حاشیه گندوانایی نزدیک به هم (البرز ، ایران‌مرکزی ، شمال‌هندوستان ، جنوب افغانستان ، پاکستان ، جنوب ترکیه ، زاگرس ، عربستان و عراق) می‌باشد .

۶ - وجود شرایط لبه قاره‌ای جنبا همراه با ماگماتیسم کالک‌آلکالن در قفقاز و شمال کپه‌داغ و شرایط لبه قاره‌ای آرام در قطعه‌های گوناگون حاشیه‌ای گندوانایی در پالئوزوئیک زیرین می‌رساند ، که بین این دو ناحیه اقیانوسی وجود داشته (اقیانوس هرسینین) که به‌سمت شمال در حال فرورانش بوده است .

۷ - پسروی دریا و برپایی قسمتی از ایران‌زمین از آب (سازند قاره‌ای سیلیورین بالایی - دونین زیرین پاده‌ها با رسوبگذاری ماسه سنگی - گچی در اقلیم خشک قاره‌ای) به‌سبب کوهزایی برخوردی کالدونین - آکادین در فراسوی ایران زمین و نبود اثرهای کوهزایی برخوردی و زمین‌درز کالدونین - آکادین ، اثر این پسروی عمومی و حرکت خشک‌زایی در آفریقای شمالی و آمریکای جنوبی نیز دیده می‌شود .

۸ - پسروی دریای کربونیفربالایی و برپایی ایران‌زمین از آب ، به‌سبب کوهزایی برخوردی هرسینین و زمین‌درز مربوطه ، وجود دگرگونی ناحیه‌ای پیش از پرمین در زون سنندج - سیرجان از مسئله‌های پیچیده‌ای این زمان است . امکان دارد بسته‌شدن اقیانوس باریک (که تا امروز اثر و گواهی از آن در دست نداریم) و یا ممکنست بسته‌شدن کافت پالئوزوئیک بالایی در ناحیه سنندج - سیرجان سبب این دگرگونی شده باشد . در غیراین‌صورت ممکن است آهکهای پرمین سنگواره‌دار موجود در کنار و یا روی سنگهای دگرگونی ناحیه سنندج - سیرجان (با برخورد راندگی و یا سفره‌ای رورانده) از



رخنمون سنگهای دوران سوم (سنوزوئیک) در کوههای کپه‌داغ - شمال شرق ایران

سوی ایران مرکزی و به شکل نابه‌جا برروی (و یا کنار) سنگهای دگرگونی نوار سنندج - سیرجان رانده شده باشند . سن دقیق افیولیتها و سنگهای دگرگونه ناحیه سیرجان و اسفندقه حاجی آباد می‌تواند راهگشا باشد .

۹ - آبر پیشروی دریای پرمین (رسوبگذاری آهک دریایی باز) به‌سبب شروع دوباره رژیم کافتی قاره‌ای در ایران‌زمین و آغاز جدایش ورق ایران مرکزی از ورق زاگرس - عربستان :

۱۰ - حرکت شمالی پرمین - تریاسیک ورق ایران مرکزی و جداشدن از ورق زاگرس - عربستان ، عبور از استوای حرارتی زمان پرمین - تریاسیک و تشکیل رسوبات لاتریتی - بوکسیتی (اقلیم گرم تا شاید حاره‌ای مرطوب) . زایش اقیانوس بلند زاگرس یا نئوتتیس بین ایران‌مرکزی و زاگرس (ورق عربستان) .

مزوزوئیک

۱ - برخورد ایران مرکزی با اوراسیا و بسته‌شدن اقیانوس هرسینس (پالئوتتیس) در شمال ایران مرکزی .

۲ - دگرگونی ناحیه‌ای تریاسیک میانی در زون سنندج - سیرجان . علت این رژیم زمین‌ساختی فشاری وسیع و کوهزایی هنوز برای ما روشن نیست . احتمالاً این کوهزایی در اثر برخورد قاره‌ای با زون سنندج - سیرجان رخ نداده است . چون دلیلی بر این فکر در دست نیست . امکان دارد به سبب جنبش‌های مربوط به آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی بلند زاگرس بزیر لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی یا به برخورد پوسته اقیانوسی پیراسته و ستبرشده (مانند فلات اقیانوسی ، پوسته ستبر شده نوع ایسلند یا جزایرهای کمانی) با لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی ، سبب این دگرگونی شده باشد ، اگر چنانچه پالئوزوئیک یا تریاسیک بودن قسمتی از افیولیت‌های منطقه سیرجان و اسفندقه حاجی‌آباد روشن شود می‌توان یکی از این راه‌حلها را انتخاب نمود .

۳ - زایش کافت قاره‌ای و ولکانیسم آلکالن زیرسازند شمشک همراه با رسوبگذاری باطلاقی - دلتائی زغال‌سنگی (اقلیم‌مرطوب) تریاسیک - ژوراسیک با زیاوگیای آسیائی در ایران مرکزی کپه‌داغ - سبزی (پایان سفرشمالی ورق ایران مرکزی و برخورد با اوراسیا) . گسترش کامل اقیانوس بلند زاگرس (نئوتتیس) در جنوب و رسوبگذاری کف اقیانوسی (نوار رادیولاریت - افیولیت شمال خاوری بلند زاگرس) . کشش و نازک‌شدن پوسته زاگرس بوسیله گسله‌های عادی ،

فـرونشست و رسوبگذاری آهکی دریایی با اقلیم گرم و زیاوگیای تتیس .

۴ ـ کافت ژوراسیک در شمال باختری ایران مرکزی و زایش اقیانوس سوان ـ آکه‌را ـ قره‌داغ بین ورق اروپایی (لبه قاره‌ای جنبای قفقاز کوچک) و ورق ایران مرکزی (لبه قاره‌ای آرام جنوب قفقاز کوچک) .

۵ ـ رژیم رسوبگذاری لبه قاره‌ای آرام ژوراسیک ـ کرتاسه در زاگرس ، با رسوبات گرم دریایی و زیاوگیای کامل و نبود فرآیندهای آذرین و دگرگونی به‌سبب عملکرد گسله‌های عادی قاشقی در زاگرس (ورق عربستان) .

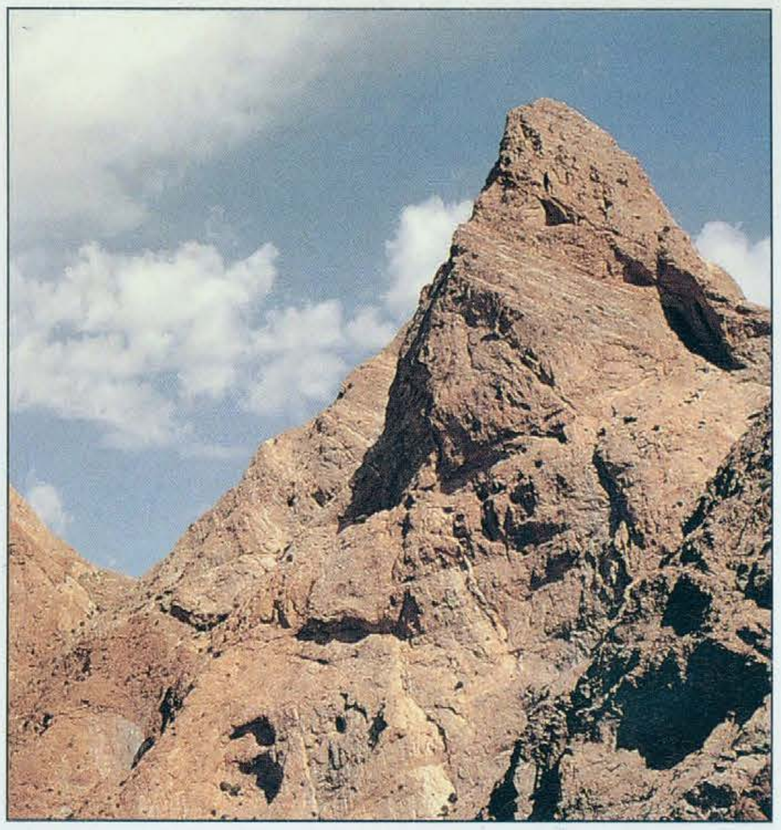
۶ ـ برقراری کامل و ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی بلند زاگرس (نئوتتیس) بزیر لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی و تشکیل کمان ماگمایی کالک آلکالن ژوراسیک ـ کرتاسه نوع آذرین (توده‌های نفوذی نوار الوند ـ بزمان و مجموعه سنگهای آتشفشانی آندزیتی ـ رسوبی در نوار سنندج ـ سیرجان) در یک رژیم زمین‌ساختی فشاری ناحیه‌ای ، در طول ژوراسیک ـ کرتاسه تغییرات شدید رخساره‌ای و شرایط ناپایدار در ایران مرکزی حاکم بوده است . این امر به‌سبب وجود لبه قاره‌ای جنبا ، کمان ماگمایی و مجموعه سنگی ـ زمین‌ساختی مربوطه و تشکیل حوضه‌های رسوبی در اثر بازشدگی پشت کمانی در ایران مرکزی صورت گرفته است .

۷ ـ فرورانش پوسته اقیانوسی سوان ـ آکه‌را ـ قره‌داغ به زیرلبه قاره‌ای جنبای شمال قفقاز کوچک و تشکیل کمان ماگمایی کالک آلکالن نوع آندین در قفقاز ـ تالش ـ باختر البرز ، همراه با کشش پوسته زمین در ناحیه خزرجنوبی .

۸ ـ کافت مزوزوئیک (ژوراسیک میانی ـ کرتاسه پیشین) بین قاره‌ای و زایش پوسته اقیانوسی باریک مشابه دریای سرخ (بازشدگی پشت‌کمانی مربوط به فرورانش پوسته اقیانوسی بلند زاگرس) و تشکیل محور میانی اقیانوسی در نائین ـ بافت ، مکران داخلی یا شمالی ، درونه ـ جغتای و سیستان .

۹ ـ برقراری فرورانش مزوزوئیک در ناحیه جنوبی اقیانوس بلند زاگرس نزدیک لبه قاره‌ای آرام زاگرس (شیب فرورانش به‌سمت شمال خاوری است) و برقراری جزیره‌های کمانی در این ناحیه .

۱۰ ـ کوهزایی برخوردی شمال باختری ایران مرکزی با قفقاز در آغاز کرتاسه پسین (۷۵ تا ۱۰۰ میلیون سال پیش) و تشکیل زمین‌درز سوان ـ آکه ـ قره‌داغ .



رخنمون مرمرهای کامبرین زیرین ـ ناحیه اناراک

۱۱ ـ فرورانش پوسته اقیانوسی سیستان به سمت خاور (بزیر لبه قاره‌ای جنبای افغانستان) در کرتاسه‌پسین ـ پالئوسن ، رسوبگذاری فلیش‌های ماستریشتین ـ پالئوژن سیستان باختری .

۱۲ ـ جایگزینی افیولیت ـ رادیولاریت بلند زاگرس ـ عمان برلبه قاره‌ای آرام زاگرس در کرتاسه‌پسین و پوشش نوار افیولیت رادیولاریت بلند زاگرس بوسیله رسوبات آهکی کم ژرفای ماستریشتین (حدود ۶۵ تا ۷۰ میلیون سال پیش) .

این جایگزینی و حرکتهای مربوطه می‌تواند در اثر برخورد زون فرورانش و جزیره‌های کمانی بین اقیانوسی بر لبه قاره‌ای آرام زاگرس صورت گرفته باشد . تشکیل بوکسیت‌های کرتاسه‌پسین در زاگرس به‌سبب عبور احتمالی زاگرس از استوای حرارتی آن زمان و فراهم‌آمدن محیط و اقلیم مناسب تشکیل بوکسیت .

۱۳ ـ جایگزینی افیولیت ـ ملانژ (نهشته‌های لبه درازگودال) به‌لبه‌ی قاره‌ای جنبای جنوب خاوری ایران مرکزی (باجگان ـ دورکان) در کرتاسه پسین ـ پالئوسن ، این جایگزینی در جنبش‌های فشاری مربوطه می‌تواند در اثر عوامل زیر صورت پذیرد :

الف) برخورد محور میانی اقیانوسی بلند زاگرس با لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی .

ب) برخورد پوسته اقیانوس ستبرشده (فلاتهای اقیانوسی و غیره) .

ج) تغییر شیب زون فرورانش و آغاز فرورانش با شیب جدید بزیر لبه‌ی قاره‌ای جنبای ایران مرکزی .

د) در اثر سرعت‌گیری عمل فرورانش به‌سبب جایگزینی افیولیت ـ رادیولاریت به لبه‌ی قاره‌ای آرام بلند زاگرس و تغییر سیستم حرکتی در ناحیه .

ه) پایان فرورانش پوسته اقیانوسی قدیمی و سردشده و آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی جوانتر ، گرمتر و بلندتر بزیر لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی .

۱۴ ـ برقراری ساخت گوه‌های بهم‌افزوده (آمیزه رنگی و فیلیش‌های کرتاسه پالئوسن) در لبه قاره‌ای جنبای ایران مرکزی (سنندج ـ سیرجان در جنوب باختری و باجگان ـ دورکان در جنوب خاوری) .

ترشیاری

۱ ـ بسته‌شدن ناحیه‌ی بازشدگی‌های پشت‌کمانی با پوسته اقیانوسی نائین ـ بافت ، درونه ـ جغتای ، و مکران شمالی در پالئوسن‌پسین . بهم‌آمدن کهورقهای گوناگون ایران مرکزی با هم (سنندج ـ سیرجان ، باجگان ـ دورکان ، ایران مرکزی ، لوت، سیستان و افغانستان و غیره) .

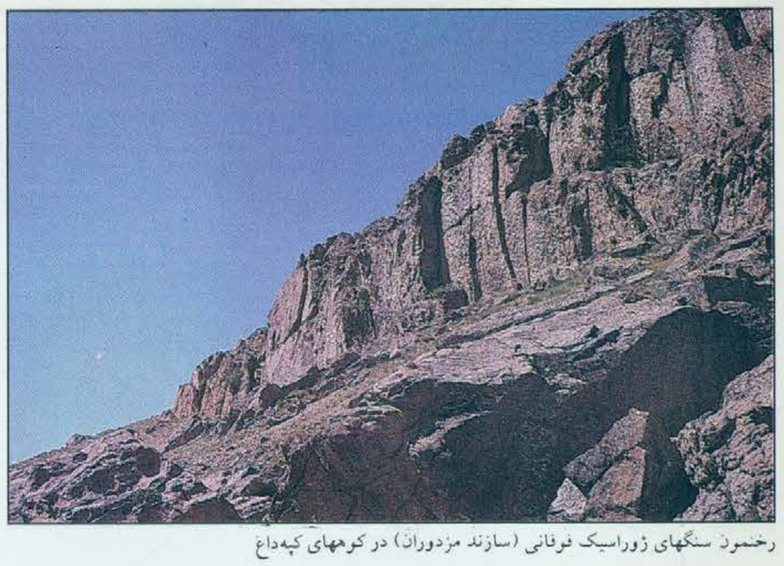
۲ ـ چین‌خوردگی فلیش‌های سیستان در ائوسن‌میانی در اثر برخورد لوت با افغانستان (بلاک هیلمند) .

۳ ـ گسترش ماگماتیسم کالک‌آلکالن پالئوژن (ائوسن) ارومیه ـ دختر به موازات شمال خاوری زمین‌درز زاگرس در ایران مرکزی (کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی بزیر ایران مرکزی) همزمان باگسترش ماگماتیسم غالب آلکالن در شمال و شمال‌باختری ایران مرکزی (ناحیه بازشدگی پشت‌کمانی) . وجود فعالیتهای چندی از ماگماتیسم آلکالن در کمان ماگمایی کالک آلکالن پالئوژن ایران مرکزی را به‌دلیل تداخل پیچیده‌ی سیستم‌های کمان ماگمایی ، کافت‌های بین کمانی ، بازشدگی پشت‌کمانی و گسله‌های عمیق برشی می‌توان توجیه نمود و گسترش ماگماتیسم آلکالن در شمال کمان ماگمایی کالک‌آلکالن ارومیه ـ دختر را نیز می‌توان به شروع بازشدگی پشت‌کمانی تعبیرنمود و نه تداوم یک رژیم کششی عمومی در ایران‌زمین .

۴ ـ تشکیل گوه‌های بهم افزوده متشکل از فلیشهای کرتاسه‌پسین ـ ائوسن در سیستان ، ائوسن ـ اولگیوسن در نوار راندگی زاگرس و سنندج و پالئوژن ـ نئوژن در مکران .

۵ ـ برپایی فلیش‌های ائوسن مکران و تشکیل فلیش‌های اولیگوسن ـ میوسن در جنوب آن .

۶ ـ تشکیل کمان آذرین درونی کالک آلکالن اولیگوسن ـ میوسن



رخنمون سنگهای ژوراسیک فوقانی (سازند مزدوران) در کوههای کپه‌داغ

نوع آندین کرکس ـ جبال بارز (به‌موازات شمال خاوری زمین زاگرس و در امتداد نوار ارومیه ـ دختر) .

۷ ـ بازشدگی پشت‌کمانی ایران‌مرکزی ـ آذربایجان (حوضه رسوبی قم و خزرجنوبی) . رسوبات نمکی ـ گچی ـ آواری قرمز اولیگوسن همراه با فرآیندهای آتشفشانی سازند قرمز زیرین در ایران‌مرکزی ـ آذربایجان نشان‌دهنده شروع رژیم کافتی پشت کمانی در اثر ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی بلند زاگرس بزیرلبه جنبای ایران مرکزی در این ناحیه است که برخلاف خزرجنوبی ، به زایش پوسته اقیانوسی نمی‌انجامد . ادامه این بازشدگی پشت کمانی باعث تشکیل کامل حوضه رسوبی آهکی سازند قم با ماگماتیسم آلکالن می‌شود .

۸ ـ رسوبگذاری پایانی (نریتیک) تا مولاسی در جنوب مکران .

۹ ـ رسوبگذاری مولاسی قاره‌ای در اقلیم گرم و خشک (سازند قرمززیرین) در حوضه‌های رسوبی بین کوهستانی مرحله برپایی کوههای ایران زمین .

۱۰ ـ کوهزایی برخوردی نئوژن (پلیوسن) زاگرس ـ ایران‌مرکزی و تغییر رژیم ماگماتیسم کالک‌آلکالن به آلکالن و تغییر کوهزایی آندین به آلپی . این برخورد قاره‌ای که حدود ۶۰ میلیون سال بعد از جایگزینی کرتاسه افیولیت‌ها به لبه‌های قاره‌ای آرام زاگرس و جنبای ایران مرکزی روی داده با خود افیولیتی را بهمراه نیاورده است .

۱۱ ـ فشردگی و برپایی فلات ایران‌زمین و فرورفتن بیشتر حوضه خزرجنوبی به‌سبب سردشدن پوسته اقیانوسی ، راندگی البرزکوه برروی آن ، رسوبگذاری پیوسته رخساره‌های خزر به‌سبب برپایی کوههای پیرامون آن .

۱۲ ـ ادامه فشارها، جنبش دوباره گسله‌های جوان باژگون کوهپایه‌ای و رژیم لرزه زمین‌ساختی غالب باژگون در ناحیه همگرای گرفتارشده فلات ایران‌زمین باعث بیشتر شدن برپایی و فشردگی بیشتر پوسته می‌شود .

دگریختی قاره‌ایی در فلات ایران

شناخت صحیح و دقیق فرآیندهای زمین‌شناختی و فرگشت ژئوتکتونیک و زمین‌ساختی هر ناحیه می‌تواند ما را در دستیابی به کانسارهای سودمند کره‌زمین راهنمایی نماید. هنگامیکه مرحله‌های گوناگون و چگونگی فرگشت زمین ساختی و کوهزایی هر ناحیه روشن شود چگونگی کانی‌سازی و محل‌هائیکه می‌بایست دنبال کانسارها گشت مشخص می‌شود و این شناخت ما را از پیگردی و صرف هزینه و وقت زیاد در محل‌هائیکه تشکیل کانسار معینی وجود ندارد دور می‌دارد .

زمین‌شناسان وارث فراموشی و گیجی خاطره‌های زمین‌اند و بررسی پدیده کوهزایی در قاره‌ها بخاطر دگر شکلی‌های بیشمار خاطره زمین بسیار پیچیده و مشکل است . برای دست‌یابی به گوشه‌هایی از خاطره‌های کوچک یا کدرشده زمین می‌توان از زمین‌لرزه‌هایکه آنی از حرکت سترگ و بسیار پیچیده پدیده کوهزایی است یاری گرفت . بدین‌ترتیب با بررسی و شناخت جنبشی زونهای قاره‌ای چین‌خورده و پژوهش ژرف زمین‌لرزه و زمین‌ساخت می‌توان به رابطه بین ساختمانهای زمین‌شناسی و زمین‌شناسی پی‌برد . برای بررسی پدیده کوهزایی می‌توان از روشهای گوناگون در مقیاسهای زمانی مختلف استفاده کرد .

۱ ـ از داده‌های زمین‌ساختی ـ زمین‌شناسی در مقیاس زمانی چندمیلیون سال (پرکامبرین تا عهد حاضر) .

۲ ـ داده‌های زمین‌ساختی کواترنر و زمین‌ساختی کنونی .

۳ ـ داده‌های لرزه زمین‌ساختی در مقیاس زمانی چند سده تا چند ده‌سال

۴ ـ داده‌های پس‌لرزه‌ای زمین لرزه‌های بزرگ در مقیاس زمانی چندهفته .

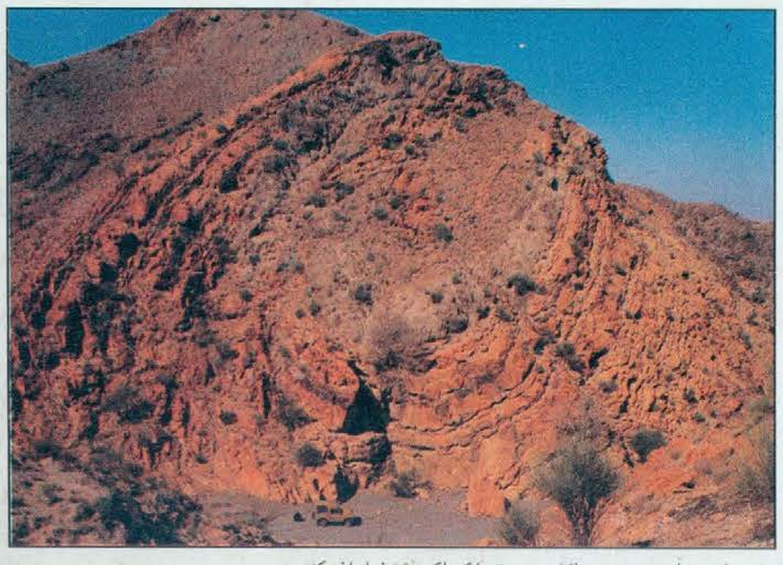
۵ ـ داده‌های لرزه‌ای اصلی زمین لرزه‌ها در مقیاس زمانی چندثانیه.

۶ ـ یافتن انگاره‌ای علمی که بتواند بعنوان وسیله‌ی کار و پژوهش سلسله مراتب فرگشت زمین‌ساختی کوهزایی را بیان نماید .

در این پژوهش روشهای زمین شناختی ، زمین‌ساختی و لرزه‌شناسی (بازسازی قاره‌ها یا پارینه جغرافیایی ، بررسی صحرایی نهشته‌های کواترنر ، گسله‌های جنبا و دگر شکلی‌های پیامد زمین‌لرزه‌های بزرگ ، ساز و کار ژرفی گسله‌های لرزه‌زا و بررسی پس‌لرزه‌ها) برای دست‌یابی به بخش کوچکی از پیچیدگی‌های دگرشکلی قاره‌ای بکار گرفته شده است . پژوهش کنونی متوجه دگرشکلی قاره‌ای در فلات جنبای ایران زمین است که خود قسمتی‌از رشته کوههای چین‌خورده رانده شده آلپاین ـ هیمالیا را تشکیل می‌دهد . بررسی دگرشکلی قاره‌ای و ارتباط دادن آن با طرح لرزه‌خیزی گسله‌های جنبای ایران زمین در پنج مقیاس گوناگون یادشده در بالا شکل گرفته است .

الف ـ دگرشکلی قاره‌ای و اقیانوسی

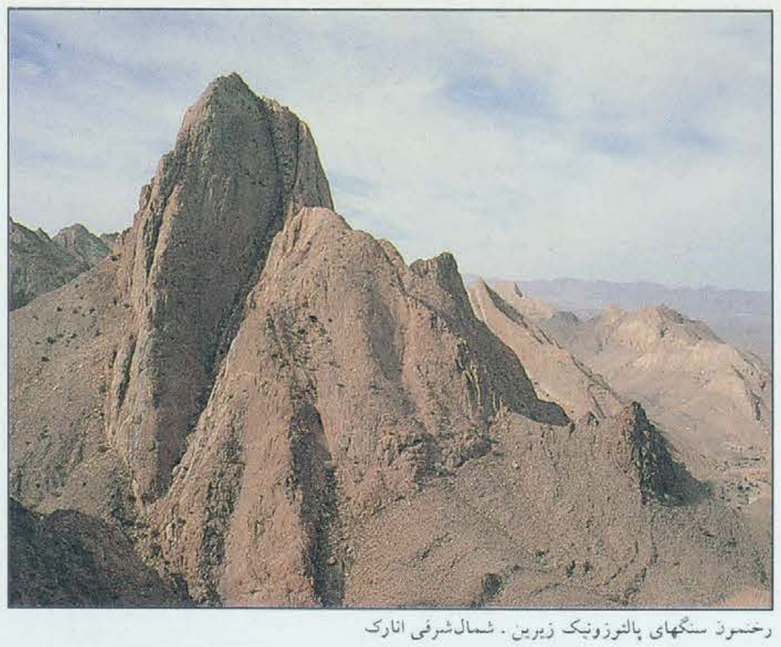
زمین‌ساخت جدید کره‌ای الگوی بسیار ساده‌ای از چگونگی تشکیل طرحهای جغرافیایی طبیعی جوان و دگرشکلی پوسته جامد زمین (قاره‌ای ـ اقیانوسی) را در قالب زمین‌ساخت ورقی ارائه می‌دهد انگاره زمین‌ساخت ورقی ابزارکار بسیار موفقی در مورد شناسایی چگونگی دگرشکلی پوسته‌های اقیانوسی عهدحاضر و گذشته در امتداد نوارهای باریک بین ورق‌های اقیانوسی می‌باشد . مهمترین مسئله در زمین‌ساخت ورقی در برداشتن سختی پوسته اقیانوسی است . پهنه‌های وسیعی از ورقهای سخت ، فاصله‌های خیلی زیادی را بدوت تحمل دگرشکلی داخلی می‌پیمایند . کاربرد این انگاره در پوسته‌های قاره‌ای به سبب پیچیدگی زیاد دگر شکلی آن در زمانهای گذشته زمین‌شناسی با اشکالهای روبرو شده است . لازم به یادآوری است که بررسی ژرف دگرشکلی پوسته اقیانوسی در مقیاس کوچک نیز پیچیدگی‌های فراوانی نشان داده است . پی‌آمد برخورد پوسته‌های قاره‌ای تشکیل پهنه‌های وسیع دگرشکلی است که با نوارهای باریک دگرشکلی مرز بین ورقهای اقیانوسی تفاوت زیاد دارد . برخلاف پوسته‌های اقیانوسی ، کانون سطحی زمین‌لرزه‌ها در محل برخورد قاره‌ها دیگر در امتداد نوار باریک نیست بلکه لرزه‌خیزی در پهنه وسیع دگرشکل یافته پخش می‌شود .



رخنمون مرمرهای چین‌خورده (کامبرین میانی) کمپلکس تیدن ، ایران‌مرکزی

علت وجود اختلاف زیاد دگرشکلی پوسته‌های اقیانوسی و قاره‌ای در وجود اختلاف در ویژگیهای فیزیکی ـ شیمیایی تاریخچه فرگشت جداگانه این دو پوسته جامد زمین است . پیچیدگی و مشکلی بررسی دگرشکلی پوسته‌های قاره‌ای در درجه اول مربوط به سن زیاد این پوسته و وجود گسله‌ها ، چین‌ها و دگرشکلی‌های قدیمی است که در مرحله‌های گوناگون کوهزایی جنبشی دوباره یافته و پوسته‌ای با چند دگرشکلی ایجاد نموده است . بمحض افزایش تنش ، ساختمانهای قدیمی موجود در پوسته‌های قاره‌ای جنبشی دوباره یافته و کنترل دگرشکلی پوسته را در دست می‌گیرند . در حالیکه پوسته اقیانوسی تازه تشکیل شده در محور میانی اقیانوسها فاقد گسله یا چین می‌باشد . لازم به یادآوری است که در مورد پوسته‌های اقیانوسی قدیمی دگرشکلی بوسیله محور میانی خاموش و گسله‌های دگرشکلی کنترل می‌شود . قدیمی‌ترین پوسته اقیانوسی شناخته شده و موجود در کره‌زمین دارای سن ژوراسیک (۱۸۰ تا ۲۰۰ میلیون سال پیش) می‌باشد . در حالی‌که قدیمی‌ترین پوسته قاره‌ای بررسی شده دارای سنی برابر ۳۸۰۰ میلیون سال است . پوسته‌های اقیانوسی بعد از تشکیل و گذشت زمان کم‌کم سردشده ، از نظر ثقلی حالت ناپدیداری با گوشته‌بالایی گرم زیرین خود پیدا نموده و ناگزیر به فرورانش بداخل گوشته‌بالایی در رژیم زمین‌ساختی فشاری است و در این رهگذر می‌توانند زمین‌لرزه‌های تا ژرفای ۷۰۰ کیلومتر را در زونهای فرورانش (بنیوف) ایجاد نماید .

پوسته قاره‌ای اساساً از مواد سبک اسیدی تشکیل شده و دارای لایه‌بندی شیمیایی است که در حرارت پایین‌تر از حرارت لازم برای دگرشکلی پوسته اقیانوسی دگرشکلی می‌یابد در حالیکه پوسته اقیانوسی دارای ترکیب شیمیایی همگن بازالتی مملو از سیلیکاتهای سنگین و قلیایی است . چگالی نسبی کمتر و شناوربودن پوسته قاره‌ای مانع از فرورانش و ناپدیدشدن آن بوسیله عمل فرورانش می‌شود . بنابراین برخلاف پوسته اقیانوسی، پوسته قاره‌ای در چرخش زمین‌ساخت ورقی شرکت ندارد و با باقی‌ماندن در سطح دگرشکلی بیشتری را تحمل می‌کند. معمولاً کانون زمین‌لرزه‌های قاره‌ای کم‌عمق می‌باشد (تا ژرفای حدود ۵۰ کیلومتر) ولی گهگاهی در برخی مناطق زمین‌لرزه‌های با ژرفای متوسط نیز (تا ۹۰ کیلومتر زیر تبت جنوبی) در قاره‌ها دیده می‌شود . شاید علت‌نبودن زمین‌لرزه‌های نیمه ژرف و یا ژرف در قاره‌ها دمای زیاد موجود در ژرفای پوسته قاره‌ای باشد که در آن دما دگرشکلی لرزه‌ای نمی‌تواند صورت بگیرد .



رخنمون سنگهای پالئوزوئیک زیرین . شمال‌شرقی اتارک

ادامه همگرایی در رژیم زمین‌ساختی فشاری در قاره‌ها معمولاً با کوتاه‌شدن پوسته قاره‌ای و تشکیل رشته کوههای چین‌خورده رانده شده بهنگام کوهزایی برخوردی همراه است . سازوکاری که منجر به ستبرشدن پوسته قاره‌ای می‌شود احتمالاً با لغزش شکل‌پذیر در لایه‌های زیرین ، و چین‌خوردن ، گسلش و درزه‌شدگی در لایه‌های بالایی آن همراه است . بنابراین بیشتر قسمتهای پوسته قاره‌ای در طول مرحله‌های گوناگون کوهزایی و کوهزایی برخوردی بشدت دگرشکلی یافته و تغییرات شدید حرارتی و فشاری را تحمل نموده‌اند . به‌نظر می‌رسد که در بین ساز و کارهای گوناگونی که در جریان بسته‌شدن پوسته قاره‌ای شرکت دارند :

۱ ـ کوتاه‌شدگی ساده افقی

۲ ـ راندگی دو پوسته قاره‌ای برروی هم

۳ ـ وجود یک گوشه بالایی که بطور غیرعادی گرم باشد

از مهمترین موارد می‌باشند .

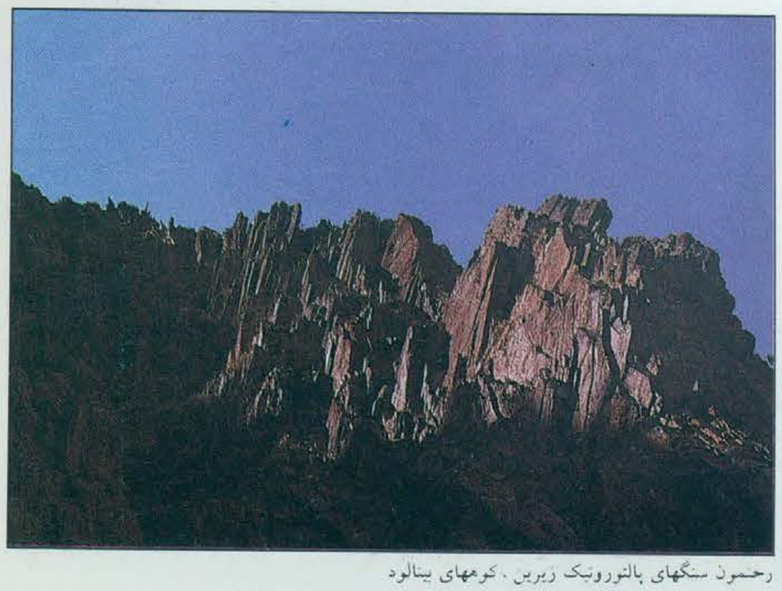
جنبش دوباره گسله‌های قدیمی رانده شدن لایه‌ها رویهم و چین‌خوردن آنها باعث شده که ستبرای پوسته قاره‌ای به میانگین ۴۰ کیلومتر برسد در حالی‌که پوسته اقیانوسی متراکم دارای ضخامتی حدود ۶ کیلومتر است ظاهراً مسائل بررسی شده در بالا سبب شده که لرزه‌خیزی در پوسته‌های جنبا در پهنه وسیعی پراکنده شود (مانند لرزه‌خیزی فلات ایران زمین) پراکندگی لرزه‌خیزی قاره‌ها خود به تنهایی نشان‌دهنده دگرشکلی پیچیده در نواحی کوهزایی برخوردی قاره‌ها است .

ب ـ دگرشکلی قاره‌ای و اقیانوسی

برای دست‌یافتن به چگونگی حرکت ورق‌های کره‌زمین در زمانهای گذشته زمین‌شناسی باید ارتباط بین زمین‌شناسی قاره‌ها و اثر حرکت ورق‌ها را فهمید . طرح ناجوری مغناطیسی اقیانوسی و داده‌های پارینه مغناطیسی قاره‌ها ابزارکار بسیار مهمی هستند . که بوسیله آن می‌توان بینش نسبت به ارتباط یادشده در بالا را بدست آورد .

نوارهای ناجوری مغناطیسی را که اطلاعات زیادی در مورد نسبت میزان و راستای جنبش ورقهای اقیانوسی در اختیار ما قرار می‌دهند در قاره‌ها وجود ندارد . بنابراین باید از قطب‌های پارینه مغناطیسی قسمتهای گوناگون پوسته قاره‌ای در زمانهای گذشته زمین‌شناسی استفاده نمود . افرادی چون برکر دیگران ، سافل و دیگران و کرمسیک با استفاده از داده‌های پارینه مغناطیسی نشان داده‌اند که بخشهایی از ابر قاره گندوانا در افغانستان و ایران‌زمین کنونی وجود دارد . این مسئله بر پایه داده‌های زمین‌شناسی بوسیله اشتوکلین (۱۹۷۷) و بربریان و کینک (۱۹۸۱) و بربریان (۱۹۸۳) نیز عنوان شده است .

برای نگارش و روشن‌ساختن چگونگی حرکت ورقهای قاره‌ای در نقاطی که پوسته اقیانوسی مجاور آنها در محل فرورانش کاملاً از بین رفته و داده‌های پارینه مغناطیسی وجود ندارد ناگزیر باید از تشابه رسوبات قاره‌ها استفاده نمود . به سبب کمبود داده‌های دقیق پارینه جغرافی و نبودن ناجوری مغناطیسی در ایران (بدلیل هضم کامل پوسته اقیانوسی تتیس در عمل فرورانش) ، اطلاعات بدست آمده از حوضه‌های رسوبی قدیمی که در حال‌حاضر تشکیل قسمتهای مختلف قاره‌ها را داده‌اند می‌تواند ما را در دست‌یابی به چگونگی حرکت گذشته قاره‌ها و اقیانوسهای کنار آنها هدایت نماید . از چنین داده‌هایی برای بررسی موقعیت ورق‌ها و فرگشت زمین‌ساختی گذشته فلات ایران‌زمین استفاده شده است . از آنجائیکه داده‌های مربوط به ساختمان پوسته زمین و گوشته‌بالایی آن در ایران‌زمین بسیار اندک است . دانش زمین‌شناسی سطحی می‌تواند راهنمای مفیدی برای درک مسائل گذشته ایران‌زمین باشد . براین اساس بازسازی قاره‌های ناحیه در زمانهای دیرین زمین‌شناسی برای ورقهای بنیادی ایران‌زمین و



رخنمون سنگهای پالئوزوئیک زیرین ، کوههای بینالود

کشورهای همسایه برپایه طرح هندسی لبه قاره‌ها چگونگی گسترش گروه سنگی ـ زمین‌شناختی ، رژیمهای همگرا و واگرا تعداد اندکی قطب پارینه مغناطیسی ، دگرشکلهای پوسته ، نشانه‌های پارینه اقلیمی (نهشته‌های حساس در مقابل شرایط اقلیمی گذشته) تشابه چینه‌شناسی و گواههای دیرینه‌شناسی، صورت گرفته است . تمام این کوشش‌ها نشان‌دهنده پیچیدگی‌های موجود در کوهزایی برخوردی است . به‌سبب کمبود داده‌های لازم حرکت صحیح ورق‌ها تشکیل‌دهنده فلات ایران‌زمین هنوز برای ما روشن نیست و نیاز به پژوهش بیشتری دارند .

پ ـ زمین‌ساخت قاره‌ای و گسله‌ها

براساس انگاره زمین‌ساخت ورقی ، ورقها تکه‌های مقاوم و سختی هستند که فقط در قسمتهای حاشیه‌ای خود دگرشکلی می‌یابند . این تصور ساده‌ی هندسی جنبشی ورق‌ها بطورکلی درباره دگرشکلی پوسته اقیانوسی صدق می‌کند . زیرا دگرشکلی پوسته‌های اقیانوسی در اثر حرکت ورقهای مجاور در امتداد نوارهای باریک ورق‌ها صورت می‌گیرد . ولی در جائیکه حد ورق‌های اقیانوسی وارد پوسته‌های قاره‌ای ناهمگن نواحی همگرا می‌شود (مانند پوسته فلات ایران‌زمین) . دگرشکلی و لرزه‌خیزی در پهنه وسیعی از پوسته قاره‌ای پخش می‌شود . نوارهای پهن و طویل کوههای چین‌خورده رانده شده‌ای پی‌آمد برخورد ورقهای بزرگ قاره‌ای می‌باشند که چگونگی دگرشکلی انجام شده در آنها بسیار پیچیده و مبهم است . البته دگرشکلی‌های بی‌لرزه نیز ممکن است در برخی نقاط صورت بگیرد ولی اندازه‌گیری و نگارش این نوع دگرشکلی در قاره‌ها بسیار مشکل است و احتیاج به تعداد زیادی دستگاههای حساس و پیشرفته دارد که در امتداد گسله‌های جنبشی، در طول گسله‌های فراوانی که در پهنه وسیعی پخش شده‌اند صورت می‌گیرد . در محل‌هائیکه گسله‌های امتداد لغز به نواحی کشش یا فشاری وصل می‌شوند . لرزه‌خیزی ناحیه پراکنده‌ای را بخود می‌گیرد . بطورکلی بنظر می‌رسد که در این نواحی با لغزش قطعه‌های بزرگ قاره‌ای از کنار یکدیگر و گریز از محل برخورد قاره‌ای ، از عمل ستبرشدن پوسته قاره‌ای جلوگیری می‌شود .

در عمل به‌نظر می‌رسد که هیچیک از الگوهای شکل‌پذیر (پلاستیک یا شکننده) ، جنبشی ، به‌تنهایی و سادگی نمی‌توانند طرح هندسی گسله‌ها و دگرشکلی قاره‌ای را بویژه در نواحی همگرای گرفتار شده مانند فلات ایران‌زمین که دارای کوتاه‌شدگی ستبرشدگی و برپایی جنبایی می‌باشند توصیف کنند .

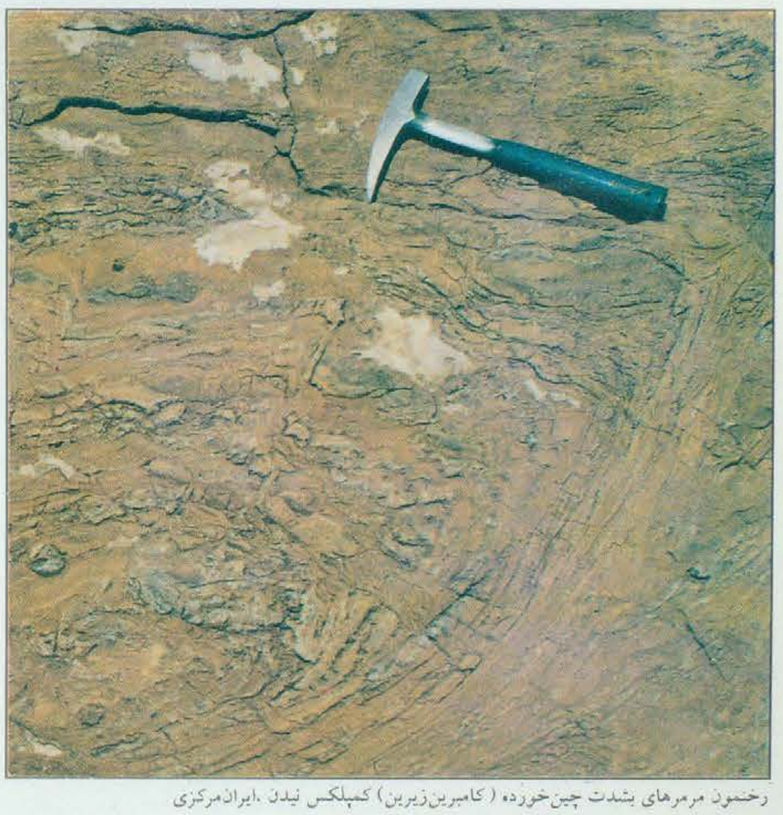
با حرکت بی‌لرز کار گذاشته شود . دگرشکلی گسله‌های همراه با زمین‌لرزه را می‌توان با بررسی داده‌های ایستگاههای لرزه‌نگاری بین‌المللی پیگیری نمود . رشته کوههای جوان و جنبای آلپاین ـ هیمالیا با درازای چندهزار کیلومتری ناحیه بسیار جالبی برای بررسیهای دگرشکلی قاره‌ای و کوتاه‌شدگی پوسته زمین در پهنای چندصدکیلومتری است . این کوتاه‌شدگی ، ستبرشدگی و برپایی پوسته نتیجه برخورد ورقهای آفریقا ، عربستان و هندوستان به اوراسیا است .

برای تجزیه و تحلیل دگر شکلی جوان پوسته قاره‌ای نواحی همگرا دو الگو (مدل) که اختلاف زیادی با هم دارند پیشنهاد شده است .

الگوی اول ، الگوی ورق سخت است که گسلش را در اثر حرکت نسبی تعداد زیادی ورق‌های مقاوم و شکننده توصیف می‌کند .

الگوی دوم ، الگوی دگرشکلی پیوسته در پوسته قاره‌ای همراه با تمرکز دگرشکلی در طول گسله‌های جنبا است .

اگر چنانچه دگرشکلی پوسته‌ای در ناحیه برقرار بوده و در امتداد کلیه‌ی گسله‌ها پخش شده باشد جنبشی امتداد لغز در طول گسله‌ها روی می‌دهد حالت پیچیده‌ای از دگرشکلی پوسته ممکن است در محل برخورد دو گسله امتداد لغز ایجاد شود . در جائیکه گسله‌های امتداد لغز یاد شده در بالا گسترش کامل یافته‌اند دگرشکلی (زمین‌لرزه‌ها) در امتداد این گسله‌ها تمرکز می‌یابند و ممکن است این نوارهای باریک لرزه نواحی کم‌لرزه را از هم جدا نماید . در هرصورت این دگرشکلی می‌تواند با فشردگی و یا کشش پوسته نیز در برخی نقاط همراه باشد . در این حالت



رخنمون مرمرهای بشدت چین‌خورده (کامبرین‌زیرین) کمپلکس نیدن ،ایران‌مرکزی

"واحدهای زمین‌ساختی ساده شده"

نواحی چین‌خورده آلپین

آشکوبهای آلپی‌پسین

پوشش (تکتونیک‌نشده) چین‌خورده کواترنر شامل : آبرفت، نهشته‌های بلایا ، نهشته‌های بادی و رسوبات حلی حوان.

کوهزایی پلیوسن ـ پلئیستوسن (زاگرس یا والاچین)

A4 رسوباتی که‌همزمان و بعد از چین‌خوردگی پلیوسن نه‌نشین شده‌اند، و تحت‌تاثیر چین‌خوردگی آلپی‌پیشین واقع نشده‌اند. شامل کنگلومراهای پلیوسن ، پلئیستوسن ، نهشته‌های دریایی پلیو ـ پلیستوسن در سواحل خلیج‌فارس.

جنبش‌های میوسن‌پسین ـ پلیوسن‌پیشین (آتیکان)

A3 رسوبات نهشته‌شده برروی طبقات چین‌خورده قبل از الیگوسن و این نهشته‌ها در زمان پلیوسن چین‌خورده‌اند و شامل : نهشته‌های دریایی و قاره‌ای نئوژن ، نواحی ساحلی دریای خزر، مواد پرکننده بزرگ نادیس (کنگلومرا و لایه‌های سرخ) در رشته کوههای البرز (بعد از ائوسن) ، لایه‌های سرخ‌رنگ ، تبخیرها و کنگلومراهای بعد از ائوسن در فرورفتگیهای ایران مرکزی به‌همراه نهشته‌های دریایی الیگومیوسن (سازندقم) در مرکز و شمالغرب ایران ، کنگلومراها و نهشته‌های دریایی نئوژن در ساحل مکران.

A3v توف و سنگهای آتشفشانی نئوژن ـ کواترنر.

آشکوبهای اصلی و پیشین‌آلپی

رشته کوههای کپه‌داغ

A نوالی رسوبی همساز ژوراسیک ـ میوسن که خود به‌صورت ناهمساز (دگرشیب) برروی زیرچینه تریاس (هرسینین) نه‌نشین شده‌است. زیرچینه‌تریاس بشدت چین‌خورده بوده ، لیکن در زمان پلیوسن چین‌خوردگی خفیفی را متحمل شده است .

کمربند چین‌خورده فعال زاگرس

A نوالی رسوبی همساز ژوراسیک ـ میوسن که خود به‌صورت ناهمساز برروی پوشش پلاتفرمی‌پی ـ بایکالی قرار می‌گیرد. پوشش اخیر در طی زمان پلیوسن چین خورده است.

رشته کوههای البرز ، ایران مرکزی ، ناحیه‌لوت ، رشته کوههای مکران و شرق ایران (حرکات) ائوسن‌پسین (پیرنین)

A2vs نوالی ائوسن که برروی زیرچینه چین‌خورده پیش از ائوسن نه‌نشین شده است و در طی زمان الیگوسن و پلیوسن چین‌خورده است. عمدتاً شامل : توف و سنگهای آتشفشانی (البرز، ایران‌مرکزی و شرق ایران).

A2f فیلیشن‌های ائوسن، که در طی زمان پس از ائوسن بشدت چین‌خورده‌اند (رشته کوههای مکران).

Afv نوالی فیلیشن مربوط به کرتاسه‌فوقانی ـ پالئوسن، ائوسن که در طی زمانهای پیش از پالئوسن (پیش از ماستریشتین) و پس از ائوسن بشدت چین‌خورده‌اند (رشته کوههای شرق ایران).

جنبشهای (حرکات) کرتاسه فوقانی ـ پالئوسن (لارامید)

or آمیزه رنگین : مجموعه‌ای از سنگهای اولترابازیک، رادیولاریت، شیل و سنگ‌آهک و قطعات بیگانه که بشدت گسلیده و خردشده‌اند. کرتاسه‌فوقانی در مرکز و شمالغرب ایران و رشته کوههای مکران ، قبل از ائوسن‌پیشین در شمال‌شرق ایران ، پیش از پالئوسن (پیش از ماستریشتین) در رشته کوههای شرق ایران ، پس از تورونین و پیش از ماستریشتین در زون خردشده زاگرس

A^2_4 نوالی کرتاسه که‌به‌صورت ناهمساز برروی زیرچینه چین‌خورده پیش‌از کرتاسه قرار گرفته و در طی زمان کرتاسه‌پسین ـ ترشیاری چین‌خورده است .

جنبشهای (حرکات) ژوراسیک‌پسین ـ کرتاسه‌پیشین (کیمرین‌پسین)

A^1_1 نوالی تریاس فوقانی ـ ژوراسیک (دربعضی مناطق تریاس زیرین ـ فوقانی) که‌به‌صورت همساز یا دگرشیب برروی پوشش پلاتفورمی اپی بایکالی (پیش از تریاس) قرار گرفته است و در طی زمان کرتاسه‌پیشین و کرتاسه پسین- ترشیاری چین‌خورده است.

هسته‌های قدیمی ناشی از بالاآمدگیهای آلپی

کوهزایی تریاس پسین (کیمرین‌پیشین)

pB پوشش پلاتفورمی و غیرپلات فورمی (قسمتهای نقطه‌دار) اپی بایکالی (اینفراکامبرین تا تریاس زیرین و میانی) که توسط جنبش‌های مزوزوئیک و پاترشیاری چین‌خورده‌اند . نوالی دارای نمودها رسوبی فراوان نیز می‌باشد.

کوهزایی پیش از اینفراکامبرین (آسینتیک یا بایکالی)

B مجموعه پی‌سنگ پیش از اینفراکامبرین که براثر دگرگونی و دیامتروفیسم بایکالی تحکیم یافته است .

g توده‌های نفوذی گرانیتی و دیوریتی

نشانه‌های عمومی

گسله‌های معکوس

گسله‌های اصلی

گسله‌های فرعی

گسله‌های رانده و روزانده

ناودیس

تاقدیس

جهت کوتاه‌شدگی افقی اصلی که از روی محور چین‌خوردگی نئوژن بدست آمده است.

فروافتادگیهای کواترنر و نئوژن

تعدادی از نشانه‌های نمایش داده شده در راهنمای فوق در نقشه‌های زمین‌شناسی سایزموتکتونیک و سنگهای ماگمائی و دگرگونه مشترک می‌باشد.

نقشه تکتونیک

نقشه تلفیقی از نقشه تکتونیک ایران به مقیاس یک‌میلیونیم (نوگل‌سادات و الماسیان، ۱۹۹۳) و نقشه تکتونیک ایران به‌مقیاس یک‌دونیم میلیونیم (اشتولکین و نبوی، ۱۹۷۳) می‌باشد.

راهنمای نقشه در صفحه مقابل می‌باشد.

مقیاس ۱:۶،۵۰۰،۰۰۰

فصل چهارم

مروری بر لرزه زمین ساخت ایران

مقدمه

کشور ایران در منطقه‌ای از کره زمین قرار دارد که از نگاه زمین ساختی و لرزه خیزی بسیار ناآرام و پرتکاپو است. چه بسا زمین‌لرزه‌های ویرانگری که دراین سرزمین بوقوع پیوسته و زیانهای جانی و مالی زیادی را موجب شده است. زمین لرزه یکی از پدیده‌های حاصل از تکوین زمین شناختی یک ناحیه است و بررسی زمین لرزه‌هایی که اتفاق افتاده و تعیین ارتباط آن با زمین شناسی بخصوص با زمین ساخت (تکتونیک)، می‌تواند نقاطی راکه احتمال حدوث زمینلرزه در آن زیاد است تا حدی مشخص نماید (م. بربریان ۱۹۷۶).

بینش کنونی ما از زمین ساخت عمومی و لرزه خیزی ایران زمین نشان می‌دهد که فلات ایران زمین ناحیه دگرشکلی فشاری پهناوری است و دگرشکلی کنونی معمولاً" در امتداد گسل‌های باژگون کوهپایه‌ای کواترنر که زاییده جنبش‌های گذشته زمین‌اند صورت می‌گیرد. لرزه خیزی در تمامی پهنه ایران زمین در طول گسله‌های معمولاً با ژگون گسترده است و پوسته قاره‌ای ایران زمین در حال ستبرشدگی، کوتاه‌شدگی و برپایی در راستای شمال‌خاوری- جنوب باختری است. فعالیت‌های لرزه‌ای ایران در ارتباط با فعالیت مجدد گسل‌های موجود بوده و از این نظر به چهار گروه بنیادی تقسیم می‌شوند:

۱) در کمربند فعال چین خورده- رانده شده زاگرس که کوتاه‌شدگی در طول گسل‌های معکوس در پی‌سنگ صورت می‌گیرد و غالبا گسیختگی ناشی از زمین لرزه در سطح قابل مشاهده نیست.

۲) در فلات ایران مرکزی، جایی که زلزله‌ها با گسلش سطحی همراه بوده و در طول حاشیه کوهها این پدیده به صورت گسل‌های باژگون دیده می‌شود.

۳) در گووهٔ فیلیشی مکران (در حال رشد) جاییکه پوسته اقیانوسی خلیج عمان به زیر حاشیه جنوب شرقی ایران مرکزی در حال فرورانش است

کوههای بینالود ـ شمال نیشابور

۴) در فرونشست خزر جنوبی که پوسته اقیانوسی پیراسته و به تله افتاده خزر جنوبی در حال زیرراندگی به زیر کوههای چین‌خورده رانده شده جنبای حاشیه خود (البرز، کپه داغ، طالش، قفقاز) است (م.بربریان ۱۹۸۳).

زمین لرزه‌های گزارش شده در کاتالوگ‌های گوناگون دارای نادرستی (خطا) های مختلفی در کانون سطحی، بزرگی، ژرفا و زمان رویداد آن می‌باشد. بررسی داده‌های دور لرزه‌ای محاسبه شده بوسیله ایستگاه‌های لرزه‌شناسی گوناگون در مقایسه با کانونهای مهلرزه‌ای زمین لرزه‌های بررسی شده نادرستی‌های زیادی را در کانون سطحی و ژرفی زمین لرزه‌های خاورمیانه نشان داده است. این نادرستی‌های بررسی شده از میزان نادرستی عنوان شده بوسیله ایستگاههای لرزه‌شناسی و یا بوسیله افرادی که داده‌های لرزه‌ای را دوباره کانون‌یابی نموده‌اند، بیشتر است (م. بربریان ۱۹۷۹).

در سال ۱۹۸۲ آمبرسیزوملویل تدوین کتاب تاریخ زمین لرزه‌های ایران را به پایان رسانده و توسط انتشارات دانشگاه کمبریج منتشر نمودند. (کتاب توسط ابوالحسن رده در سال ۱۳۷۰ به فارسی برگردان شده است) گردآوری و تدوین مطالب توسط ایشان در حدود دو دهه به طول انجامید. در عنوان کتاب به جای کلمه ایران "پرشیا" آمده است، تا به گستره‌های تاریخی موردنظر نویسندگان اشاره شود چراکه در روزگار کهن مرزهای سیاسی ایران بسیار فراتر از مرزهای کنونی بوده است به‌طوریکه از شمال غربی و غرب سرزمین‌های ارمنستان، آذربایجان، گرجستان، عراق و از مرزهای شمالشرقی و شرق سرزمینهای بخارا، سمرقند و آنسوی آمودریا و افغانستان را در بر می‌گرفته است.

در گردآوری اطلاعات از منابع فارسی، عربی، ترکی و دگر زبانهای خاوری استفاده شده است و در این گذر نویسندگان مشکلات زیادی را متحمل شده‌اند. بی‌تردید این کتاب به عنوان یکی از جامع‌ترین منابع در مورد زمین لرزه‌های تاریخی ایران به‌شمار می‌رود و در نوع خود کم‌نظیر است

تعریف ها

بزرگا : بزرگای یک زمین لرزه نمایانگر مقدار انرژی است که در اثر آن لرزه رها شده است.

پسلرزه‌ها : لرزه‌های ثانوی هستند که به دنبال زمین لرزه اصلی می‌آیند.

رومرکز : نقطه‌ای بر سطح زمین است که بطور قائم در بالای کانون زمین لرزه قرار دارد و نقطه‌ای از فضا است که نخستین جنبش در آن روی می‌دهد.

ژرفای کانونی : فاصله قائم میان کانون یک زمین لرزه یا پسلرزه و سطح زمین است.

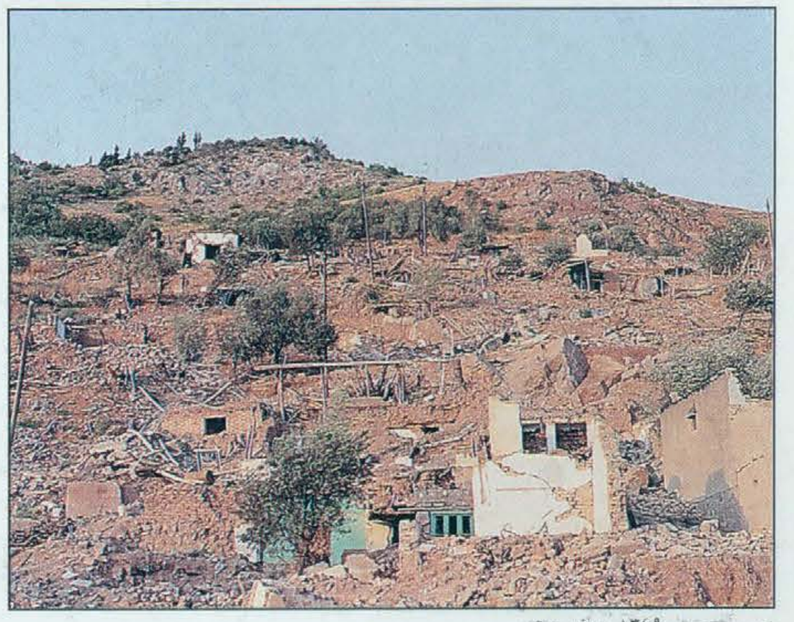
شدت : زمین لرزه با نمایه‌ای عددی تعریف می‌شود که اثرات زمین لرزه را در یک محل مشخص برآدمی، سازه‌های ساخته آدمی و خود زمین توصیف می‌کند. درجه‌بندی این نمایه‌ها بر پایه یک مقیاس شدت زمین‌لرزه است که معمولتر از همه مقیاس اصلاح شده مرکالی ۱۹۳۱ می‌باشد که درجه‌های آن با اعداد رومی از یک تا ده نشان داده می‌شود.

کانون : زمین لرزه نقطه‌ای در درون زمین است که خاستگاه زمین لرزه را مشخص می‌کند.

منطقه کلان‌لرزه‌ای : یارومرکزی یک زمین لرزه منطقه لرزش شدید در محدوده نزدیک رویداد است که معمولاً" در درون خم هملرز مربوط به بیشترین شدت قرار می‌گیرد.

مهلرزه‌ای : این صفت در مورد اطلاعات و داده‌هایی به کار می‌رود که بدون کمک گرفتن از دستگاه های لرزه نگاری به دست آمده باشند.

هملرزه‌ها : خطوطی هستند که مرز میان هر دو منطقه را که در درجه‌بندی شدت و به دنبال هم قرار دارند مشخص می‌کند.



زمین لرزه شیل ۱۳۶۹ منطقه رودبار

زمین لرزه

زمین‌لرزه یکی از فرآیندهای بسیار هولناک طبیعی کره زمین است که با کشتار انسانی ، حیوانی و از میان رفتن سرمایه‌های کلان همراه بوده و می‌تواند ساختار اقتصادی - سیاسی و فرهنگی جامعه‌ای را از هم بگسلد . تاریخچهٔ رویداد زمین‌لرزه‌های بزرگ و سهمگین با نابودی و نیستی زودرس قوم‌های کوچک و بزرگ و یا با رهاسازی زادگاه مردم همراه بوده است . از آغاز سده هیجدهم میلادی تاکنون زمین لرزه‌های کره زمین باعث کشته شدن نزدیک به ۳،۰۰۰،۰۰۰ نفز شده‌اند . آمار دقیقتری نشان می‌دهد که در سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۶۶ بیش از ۸۵،۰۰۰ نفر جان خود را در زمین لرزه‌های گوناگون از دست داده‌اند (م . بربریان ۱۳۶۷).

برای نمونه زمین‌لرزه هزاره سوم پیش از میلاد مسیح در جنوب قزوین باعث پایان گرفتن دوره تمدن سگزآباد شده است (نگهبان ۱۹۷۱ ، بربریان و همکاران ۱۳۶۴).

ری باستان و بزرگ در جنوب تهران بعلت تکرار زمین لرزه‌هایی ویرانگر در سده چهارم پیش از میلاد مسیح با بزرگی (M_S=7.6) و شدت (I_0=X) در ۸۵۵ میلادی با (M_S=7.1) و (I_0=VIII) و در ۲۳ فوریه ۹۵۸ (M_S=7) و (I_0=X) و در ۴-۱۳۸۳ میلادی (I_0=XIII)، بزرگی و شکوه خود را اندک اندک از دست داده و تبدیل به شهرکی گردید (م. بربریان و همکاران ۱۳۶۴). به هنگام رویداد زمین‌لرزه بزرگ ۲۲ سپتامبر ۸۵۶ میلادی (M_S=7) و (I_0=X) شهرباستانی کومس در جنوب دامغان که مرز استان باستانی کومس بوده به کلی ویران شد و تمدن موجود در این شهر از بین رفت. شهر زرنج (زرنگ) پایتخت سیستان کهن توسط دو زمین لرزه سهمگین در سالهای ۷۳۴ و ۲ دسامبر ۸۰۵ میلادی (M_S=7) و (I_0=IX) ویران شد و از رونق آن کاسته گشت . پس‌از بازسازیها، سال ۹۰۷ میلادی گردبادهای شدید شهر و مسجد جامع را در شن فروبرد (م. بربریان ۱۳۶۷).

بررسی پیشینه برخی از شهرهای لرزه‌خیز ایران زمین چون تهران ، تبریز ، قزوین و نیشابور آینده هولناکی را برای این شهرها نشان می‌دهد . شهر نیشابور و شادیاخ چندین‌بار پس از رویداد هر زمین لرزه با جابجایی شهر بازسازی می‌شود .

پس از رویداد زمین لرزه‌های سهمگین ۱۱۴۵ میلادی (M_S=5.3 ، I_0=VII) و (M_S=7.6 ، I_0=VII) و ۱۲۰۹ (M_S=5.3 ، I_0=VII) و ۱۷ اکتبر ۱۲۷۰ (M_S=7.1 ، I_0=VIII) و فوریه ۱۳۸۹ (M_S=7.6 ، I_0=X) و ۲۳ نوامبر ۱۴۰۵ (M_S=7.6 ، I_0=X) و آخرین زمین‌لرزه بزرگ در ۳۰ ژوئیه ۱۶۷۳ (M_S=6.6 ، I_0=VIII) نیشابور را با خاک یکسان می‌کند . از این تاریخ تاکنون یعنی برای مدت زمان ۳۱۵ سال ، نیشابور زمین لرزه بزرگی بخود ندیده است . شوربختانه این نکته نشان دهنده پتانسیل بالای لرزه‌خیزی این شهر می‌باشد. بهمین ترتیب پس از رویداد چندین زمین‌لرزه سهمگین در ری باستان و تهران ، آخرین زمین‌لرزه در ۲۴ دسامبر ۱۸۹۵ زیانهایی به تهران وارد نمود . از این تاریخ تاکنون برای مدت ۱۵۸ سال زمین لرزه ویرانگری در تهران روی نداده است . در تبریز پس از رویداد زمین لرزه‌های سهمگین ۸۵۵ میلادی (M_S=6.0 ، I_0=VII) و ۴ نوامبر ۱۴۰۲ (M_S=7.6 ، I_0=X) و ۱۵۰۳ (M_S=6.9 ، I_0=IX) و ۵ فوریه ۱۶۴۱ (M_S=6.8 ، I_0=VIII) و ۱۲ مارس ۱۷۱۷ (M_S=5.9 ، I_0=VII) و ۲۶ آوریل ۱۷۲۱ (M_S=7.7 ، I_0=X) و آخرین زمین‌لرزه ویرانگر در ۸ ژانویه ۱۷۸۰ (M_S=7.7 ، I_0=X) شهر را به کلی ویران نمود و از آن تاریخ تاکنون برای مدت ۲۰۸ سال تبریز زمین‌لرزه ویرانگری به خود ندیده است و در فرجام پس از دو زمین‌لرزه ویرانگر ۱۰ دسامبر ۱۱۱۹ (M_S=5.5 ، I_0=VIII) و ۶ مه ۱۱۷۷ (M_S=7.2 ، I_0=VIII) شهر قزوین تاکنون برای مدت ۸۱۱ سال زمین‌لرزه ویرانگری به خود ندیده است (م. بربریان ۱۳۶۷).

از آنجاکه در ساخت بیشتر سازه‌های بزرگ و کوچک شهرهای ایران ، کدهای مهندسی ناظر به مقاومت و پایداری سازه‌ها در برابر رویداد زمین‌لرزه مورد توجه قرار نگرفته، رویداد زمین لرزه‌ای در شهرها و روستاهای کوچک بویژه در پایتخت آن تهران که تمامی امکانات اجتماعی ، اقتصادی ، فرهنگی و سیاسی کشور در آن گرد آمده است فاجعه آمیز بوده و پی آمدهای نگران‌کننده‌ای خواهد داشت . باید پیش از رویداد زمین‌لرزه همراه با بررسی و شناسایی گسله‌های زمین‌لرزه‌زا ، روستاها و مردم را نیز برای جلوگیری و کاهش خطرهای ناشی از آن آماده نمود . شهرها و روستاهای کشور در برابر تمامی خطرهای فراانسانی و انسانی ، بویژه زمین‌لرزه بی‌دفاع هستند و افزایش روزافزون و بی رویه جمعیت شهرها، میزان خطر را در آنها دو چندان نموده است (م. بربریان ۱۳۶۷) .

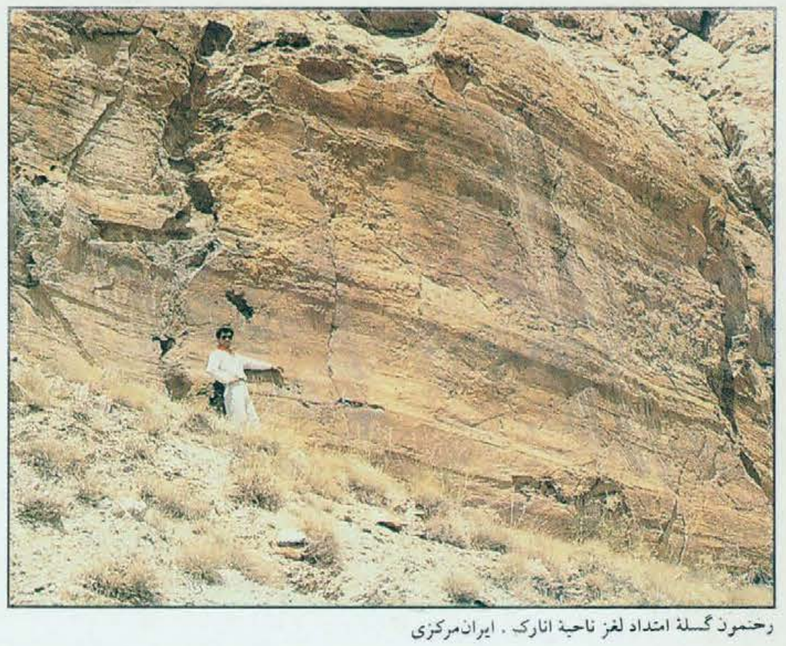
با تاسیس مرکز مطالعات بین المللی زلزله شناسی در سال (۱۳۶۸) گامهای نخستین پژوهش و نظارت علمی بر اجرای سازه‌های بزرگ برداشته شده است . اجرای سمینارهای بین‌المللی و مطالعات موسسه مذکور قابل توجه و موجب امیدواری است.

گسلش فعال و زمین‌لرزه‌ها

انگاره گسلش در ایران، افعانستان و پاکستان برای اولین بار توسط ولمن (۱۹۶۶) براساس تفسیر نگاره‌های هوایی انجام پذیرفت و در این پژوهش او تعداد زیادی خطوط راکه طول تقریبی مجموع خطواره‌ها به ۲۶،۰۰۰ کیلومتر می‌رسد ، تشخیص داد و از جابجایی آبراه‌هائیکه خطواره‌ها را قطع می‌کنند نتیجه گیری شد که خطواره‌ها عمدتاً از نوع امتداد لغز و هنوز جنبا هستند.

هر چند که نظریات ولمن توسط افرادی چون فالکن (۱۹۶۷) و چالکنو و همکاران (۱۹۷۳) مورد انتقاد واقع شده است ولی در مجموع در بعضی از نقاط که عملیات صحرایی دقیق بر روی گسله‌ها صورت گرفت برداشتهای ولمن موردتایید فروند (۱۹۷۰) و مهاجراشجعی و همکاران قرار گرفت و به هرجهت انگاره گسلش در ناحیه از پوسته قاره‌ای مانند ایران ، افغانستان و پاکستان با طولی در حدود ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰۰ کیلومتر بسیار پیچیده‌تر از آن است که توسط ولمن (۱۹۶۶) معرفی گردیده‌باشد (م. قریشی ۱۹۸۳) .

اهمیت مطالعه گسل‌ها در جهت آگاهی از تاریخچه زمین ساختی پوسته زمین بسیار زیاد است. گسله‌ها از این جهت با ارزشند که امکان دارد انرژی جمع شده در آنها به صورت زمین لرزه‌ها آزاد شود و موجب خطرات مالی و جانی فراوانی گردند . توسعه کارهای عمرانی پروژه‌های بزرگ از قبیل احداث سدها ، تونلها ، پلها و کانالها و خطوط لوله و نفت و گاز ، مجتمع‌های بزرگ صنعتی ، نیروگاههای اتمی و احتمال خطراتی که فعالیت مجدد یک گسل می‌تواند در این موارد ایجاد کند ، سبب گشته که تلاش بیشتری جهت بررسی آنها انجام گردد (م. قریشی ۱۹۸۳) .



رخنمود گسلهٔ امتداد لغز ناحیهٔ انارک ـ ایران‌مرکزی

جهت شناسایی ساختارهای خطی و خمیده از عکس‌های ماهواره‌ای نیز استفاده می‌گردد. این ساختارها وابسته به گسل‌های ژرف، زونهای گسلی، ساختارهای پیچیده با آرایش خطی و سیستم درزه‌ها می‌باشند که رد آنها روی عکس دیده می‌شود. سیستم‌های شکستگی که کم و بیش همه‌جا دیده می‌شوند، به گمان دارای خاستگاه بنیاد آغازین‌اند که اثر آشکارسازی را برفرآیندها و گسترش‌های گوناگون زمین شناسی داشته و چه بسا نقش کنترل کننده‌ای در رخدادهای پیش و پس از کوهزایی آلپی داشته‌اند. (کرونبرک – هنریک ۱۹۸۳).

جهت ارائه بهتر اهمیت گسل‌ها و مطالعه آنها به ذکر چند مورد از زمین لرزه‌های بزرگ ایران زمین در ارتباط با فعالیت مجدد گسل‌ها می‌پردازیم.

- جنبش دوباره گسله زمین لرزه‌ای درود موجب رویداد زمین لرزه ویرانگر ۲۳ ژانویه ۱۹۰۹ (شنبه ۲ بهمن ۱۲۸۷ خورشیدی) با بزرگی (M_S= 7.4) و بیش از ۴۰ کیلومتر گسلش زمین لرزه‌ای در رویه زمین شده است.

- حرکت گسله زمین‌لرزه‌ای باغان – گرماب سبب رویداد زمین‌لرزه اول ماه مه ۱۹۲۹ (چهارشنبه ۱۱ اردیبهشت ۱۳۰۸ خورشیدی) ناحیه قوچان تا مرز شوروی (سابق)، بابزرگی (M_S=7.3) و بیش از ۳۰ کیلومتر گسلش زمین لرزه‌ای در رویه زمین گشته است (چالنکو، برووم، بربریان ۱۹۷۴).

- به هنگام زمین‌لرزه ۳۱ اوت ۱۹۶۸ (شنبه ۹ شهریور ۱۳۴۷ خورشیدی) دشت بیاض، جابجایی سطحی گسله زمین‌لرزه‌ای دقیقا در امتداد گسله موجود در پوسته جامد زمین با راستای خاوری – باختری رویداده است. در حدود ۴ متر جابجایی چپگرد و یک متر جابجایی شاقولی (قسمت جنوبی به طرف پایین افتاده است) به هنگام زمین‌لرزه ۱۹۶۸ رویداد گسله زمین‌لرزه‌ای آبرفتهای کواترنر جوان و سنگبسترهای موجود در ناحیه را بریده است (چالنکو و بربریان ۱۹۷۵).

- در زمین لرزه ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ طبس (M_S= 7.3) دگرشکلی‌ها نشان‌دهنده ستبرشدگی پوسته زمین در ناحیه است و راندگی زمین‌لرزه‌ای پوسته، باعث برپایی بلاک رورانده (کوههای شتری) شده است. علاوه برراندگی به هنگام زمین‌لرزه، راندگی‌های بین لایه‌ای در اثرلغزش بین لایه‌ای در رسوبات رسی نئوژن در بلاک رورانده خاوری تشکیل شده به نظر می‌رسد که راندگی طبس یک گسله ژرف چند نقش پرکامبرین بوده و یکی از ساخت‌های برجسته‌ای است که در پالئوزوئیک و مزوزوئیک پهلوی باختری حوضه رسوبی (با کنترل گسله‌ای) شتری را تشکیل داده است. این زمین‌لرزه ویرانگر بار دیگر یادآور مسئله اهمیت دادن به تهیه نقشه گسله‌های جوان و جنبا و بررسی ساختمان‌های پوشیده شده در ارتباط با زمین لرزه‌های با بزرگی پایین است (م. بربریان ۱۹۷۹).

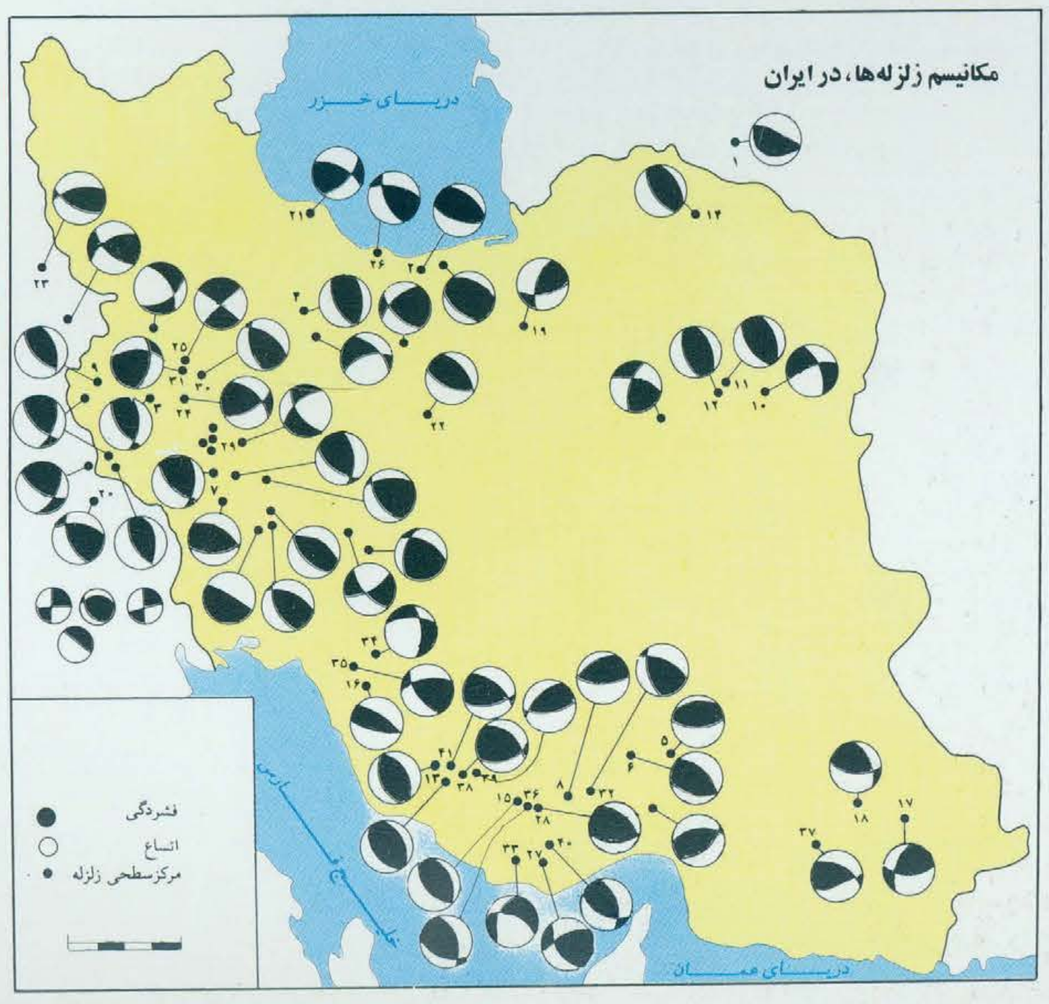
بررسی سازوکار ژرفی لرزهٔ اصلی زمین لرزه ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ طبس، صفحه گسله زمین‌لرزه را در ژرفا با راستای شمال ۱۵۲ درجه خاور و شیب ۳۱ درجه به سمت شمال خاوری نشان می‌دهد که با سازوکار گسلش زمین‌لرزه‌ای در رویه زمین موافق است. زمین‌لرزه بدون‌هیچ پیش‌لرزه‌ای روی داد. کانون سطحی این زمین‌لرزه در بخش جنوب خاوری گسله ناشناخته زمین‌لرزه‌ای طبس، جایگزین شده است (بربریان، آسوده، بیلهام، شولتز، سوفلوریس ۱۹۷۹). لرزه اصلی این زمین‌لرزه با غرش عظیم زمین همراه بوده که طبسیان آن را همصدای شلیک ۵۰ توپ می‌انگاشتند. زمین‌لرزه طبس گلشن بدون پیشلرزه در امتداد گسله‌ای رخ داد که می‌شد قبل از این رویداد به عنوان گسله‌ای جنبا در روی زمین تشخیص داد (کینگ، سوفلوریس، بربریان ۱۹۸۱).

در تمامی مثالهای بالا ارتباط تنگاتنگ بین گسله‌ها و زمین لرزه‌ها به خوبی روشن است. بنابر این لزوم مطالعه دقیق گسل‌ها بیش از پیش آشکار می‌شود. هدف از مطالعه گسل‌ها این است که تشخیص دهیم که گسل‌های فعال کدامند و یک گسل فعال چه توان لرزه‌زایی دارد.

گسل‌های اصلی ایران‌زمین

گسل زاگرس

این گسل که به‌نام راندگی و یا روراندگی زاگرس هم نامیده شده است، یک گسل نیست بلکه دسته‌ای از گسل‌ها آن را تشکیل می‌دهند که دارای امتداد شمال باختری ـ جنوب خاوری می‌باشند و در اینجا آخرین گسل شمال خاوری موردنظر است. این گسل در بیشتر جاها به‌صورت یک گسل معکوس و با شیب زیاد می‌باشد و گاهی هم عمودی است. در طول بیش از ۱۳۵۰ کیلومتر از میناب در خاور تا ناحیه جنوب مریوان، به‌طور سراسری در ایران‌زمین کشیده شده‌است. ادامه شمال‌باختری آن وارد خاک عراق شده و به جنوب ترکیه می‌رسد در آنجا نیز یک گسل سراسری وجود دارد که گاهی آن را روراندگی و یا راندگی معرفی می‌کنند و تصور بر آن است که دنباله گسل زاگرس می‌باشد. این گسل با توجه به آنچه که در روی زمین دیده می‌شود دارای حرکت راست‌گرد می‌باشد و به احتمال زیاد



مکانیسم زلزله‌ها، در ایران

ساز و کار کانونی، از شمارهٔ ۱ الی ۱۴ (Mc Kenzie, 1972) اقتباس شده است. همچنین شماره‌های ۱۵ الی ۱۸ از (Nowroozi, 1972)، شماره‌های ۱۹ الی ۲۶ از (Shirokva, 1962 ,) 1967)،شماره‌های ۲۷ الی ۳۵ از (Canitez, 1969)، شماره‌های ۳۶ از (Wickens and Hodgson 1967) و شماره‌های ۳۷ الی ۴۱ از (Akasheh, 1972).

سازوکارکانونی، شوکهای اصلی بعداز سال ۱۹۷۰ شماره‌گذاری نشده‌اند. (سازوکارهای کانونی جدید از مشاهدات منتشر شده در Bulletin of the International Seismological Centre و گزارش داده‌های لرزه‌ای U.S.G.S گردآوری شده‌است.) (اقتباس از B. Akasheh and Berckemer, 1983)

همین حرکت بوده است که سنگهای تبخیری در کوههای زاگرس را جابجا کرده است و ما امروز این سنگها را از مرز باختری حوضه تبخیری پرکامبرین (قطر ـ کازرون) در حدود ۲۰۰-۲۵۰ کیلومتر دورتر می‌بینیم (زردکوه بختیاری). تغییرهای اولیه‌ای که از نتیجه اندازه‌گیری هوایی مغناطیسی زمین دراین قسمت از ایران انجام شده نشان می‌دهد که این گسل چند بار توسط گسلهایی با روند شمال‌خاوری ـ جنوب باختری دیده شده است و همه این گسلها راست‌گرد می‌باشند (م.ح. نبوی ۱۳۵۵).

گسل کویربزرگ

طول این گسل حدود ۷۰۰کیلومتر می‌باشد و از حاشیه شرقی ایران تا مرکز دشت کویر (ناحیه انارک) امتداد دارد. نام دیگر آن گسل درونه است. ویژگی جالب این گسل انحنای بخش شمال خاوری آنست. به‌نظر نبوی ادامه خاوری این گسله، گسل هرات در افغانستان (با روند شرقی ـ غربی) است که توسط حرکت چپ‌گرد گسل هریرود در عرض جغرافیائی بالاتری قرار گرفته است. شاید بتوان گسل ریوش را ادامه شمال خاوری گسل کویر بزرگ (به‌طور مستقیم) درنظر گرفت.

یکی از آخرین حرکتهای آن که در روی عکسهای هوایی به خوبی تشخیص داده می‌شود راست‌گرد بوده است (نبوی، ۱۳۵۵).

گسل نایبند

این گسل با امتداد شمالی ـ جنوبی ازناحیه نشرویه تا بم (حدود ۶۰۰کیلومتر) کشیده شده است. ممکن است فرورفتگی کویر بجستان و بشرویه نیز با این گسل در ارتباط باشد. بدون شک گسل نایبند در بوجود آمدن حوضه‌ی رسوبی کوههای شتری نقش اساسی داشته است. از روی روندها و گسل‌های فرعی که در قسمت باختری این گسل، در ناحیه طبس و کوههای دلور دیده می‌شود شاید بتوان نتیجه گرفت که آخرین حرکت این گسل راست‌گرد بوده است. قسمت جنوبی گسل نایبند، مرز باختری بلوک لوت می‌باشد و هنوز روشن نیست که ادامه‌ی (جنوبی) آن به گسل میناب می‌رسد یا نه (نبوی ۱۳۵۵). گسترش ولکانیسم جوان در شرق لکرکوه و شمال نایبند مربوط به حرکات جوان این گسل است و از گستردگی قابل ملاحظه‌ای برخوردار هستند. همچنین تعدادی مخروط آتشفشانی در نزدیکی این گسله (بدلیل حرکات کششی) مشاهده می‌گردد. انواع ساختمانهای دوپلکس امتداد لغز و شیب لغز، در اطراف این گسل فراوان است.

گسل کازرون

آن قسمت از این گسل که در ایران زمین دیده می‌شود (حدود ۵۰۰کیلومتر) علاوه برآنکه حرکت راست‌گردی را مشخص می‌کند، فروافتادگی زمینهای سمت باختری را نیز نشان می‌دهد بطوریکه در ریخت‌شناسی استان فارس یک خم بوجود آورده است. روندهای زمین‌ساختی در شمال خلیج‌فارس نشان می‌دهد که خط مرزی پلاتفرم عربستان و واحد زاگرس بوسیله‌ی این گسل در جهت عقربه‌های ساعت جابجا شده است (حرکت راست‌گرد). فعالیت گسل کازرون در دوره‌ی کواترنر نیز گزارش شده است ولی به‌احتمال زیاد پیدایش آن از زمان پرکامبرین بوده‌است (نبوی، ۱۳۵۵).

گسل نهبندان

در ناحیه‌ی نهبندان چند گسل موازی و با روند شمالی ـ جنوبی وجود دارد که تحت عنوان نهبندان نامگذاری شده‌است. این گسل کم و بیش موازی گسل نایبند است و در طول ۷۵۰کیلومتر می‌توان آن را دنبال کرد. البته در قسمت جنوبی به‌طرف باختر خمیدگی داشته و بسوی مرز ایران ـ پاکستان می‌رود. سن بیشتر سنگهایی که در دو طرف این گسل رخنمون دارند کرتاسه‌ی پسین ـ ائوسن است ولی در نزدیکی ده سلم سنگهای دگرگونه‌یی وجود دارد که ممکن است سن آنها پالئوزوئیک باشد. به‌هرحال بنظر می‌رسد که فعالیت این گسل نیز همانند گسل نایبند از زمان پرکامبرین آغاز شده باشد. امتداد شمالی گسل نهبندان بطرف باختر گرایش دارد (نبوی، ۱۳۵۵). در حواشی این گسل انواع ساختمانهای امتداد لغز مشاهده می‌گردد.

گسل شمال تبریز

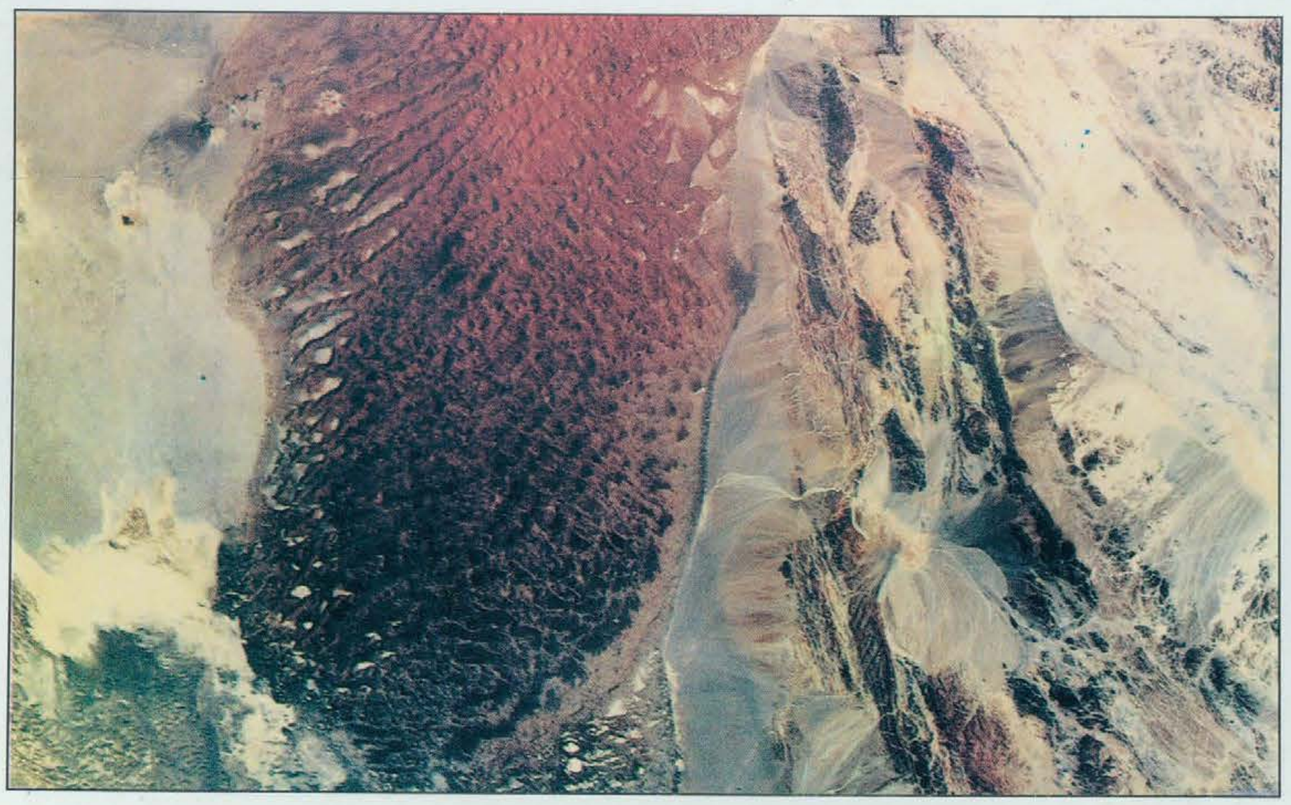
امتداد گسل تبریز از شمال تبریز تا کوههای مورو و میشو بسیار مشخص است ولی چگونگی ادامه‌ی آن بطرف باختر به‌علت نبودن رخنمون‌ها دانسته نشده است. گسل تبریز پس از گذر از خوی به‌طرف ماکو و از آنجا به کوه آرارات در ترکیه مربوط می‌شود.

بنابراین در طول آن تغییر روند، زیاد به چشم می‌خورد و شاید این تغییر بدین‌علت باشد که گسل تبریز از پیوستن چند گسل دیگر تشکیل شده است و در حقیقت یک گسل ترکیبی است. ادامه جنوب خاوری آن به کوههای زنجان ـ سلطانیه می‌رسد و از آنجا ممکن است به صورت گسل قم ـ زفره بوده باشد. باتوجه به رخنمونهای دو طرف گسل، شاید بتوان گفت که آخرین حرکت آن راست‌گرد بوده‌است (نبوی، ۱۳۵۵).

گسل خزر (البرز)

این گسل را از لاهیجان تا جنوب گرگان در طول حدود ۴۰۰ کیلومتر می‌توان مشاهده کرد. دگرگونه‌های پالئوزوئیک در سمت جنوب به این گسل محدود شده‌اند. در قسمت مرکزی گسل به سمت جنوب خمیدگی دارد و روند آن تغییر می‌کند. این تغییر روند در آسه‌ی چین‌ها و به‌طورکلی در روند کوهها نیز دیده می‌شود. فعالیت این گسل را می‌توان از دوره‌ی سیلورین به بعد دنبال کرد و نباید هم قدیمی‌ترباشد. در باختر لاهیجان، گسل چپ‌گردی با روند شمال خاوری ـ جنوب باختری آنرا جابجا کرده است. بخش شمالی ایران در اثر این گسل و گسلهای فرعی آن در بیشتر زمانها بسمت پائین حرکت می‌نموده است. فرورفتگی دریای خزر و همچنین ریخت‌شناسی دشت‌های مازندران و گیلان دلیل گویای این حرکت است. تاکنون چندین زمین‌شناس به‌عنوان راندگی از آن یاد کرده و شیب آنرا بسمت جنوب گزارش نموده‌اند (نبوی، ۱۳۵۵).

در پایان می‌توان از دیگر گسلهای ایران مانند گسله‌های: هریرود، کوهبنان، دهشیر، پشت‌بادام، چاپدونی، دنا، رودبار، شمال تهران، مشا، فشم و غیره نام برد که هرکدام دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشند که در این مختصر از ذکر اختصاصات آنها پرهیز می‌گردد.



تصویر رنگی مجازی تلماسه موجود در بخش خاوری کویرلوت.
این تصویر توسط ماهواره لندست ۵ در فرازای ۷۰۵ کیلومتری در سال ۱۹۸۴ برداشته است. پلایای شورگز، گسله‌های کهورک و نه‌باختری و بخشی از شیارهای باردانک (بادکند) موجود در سازند کلوت نیز در تصویر به چشم می‌خورند.

نقشه سایزموتکتونیک

کانونهای زلزله			
بزرگی	تاریخی	مهلرزه‌ئی	زمین‌لرزه‌های دستگاهی
			1900–1963 / 1963–1991
M<4.0	◆	●	● / ●
4.0<M<6.0	◆	●	● / ●
6.0<M<8.0	◆	●	● / ●

نقشه تلفیقی از نقشه سایزموتکتونیک ایران به مقیاس یک‌میلیونیم (نوگل‌سادات و العاسیان، ۱۹۹۳) و نقشه سایزموتکتونیک ایران به‌مقیاس یک دونیم میلیونیم (بربریان، ۱۹۷۶) می‌باشد.

راهنمای واحدهای ساختمانی نقشه سایزموتکتونیک مطابق با راهنمای نقشه تکتونیک در صفحه ۲۴ می‌باشد.

فصل پنجم

دگرگونی ایران

تعریف و طرز تشکیل سنگ دگرگونی

دگرگونی فرآیند تغییرات ساختمانی وکانی شناختی سنگ‌ها در حالت جامد آنهاست و این پدیده واکنشی است که سنگ‌ها در برابر تغییرات فیزیکی و شیمیایی جدید از خود نشان می‌دهند که با شرایط موجود در اثنای تشکیل آنها مغایرت دارد . این تغییرات ممکن است به صورت تغییر فابریک یا تغییر کانی‌ها و یا هر دوی آنها باشد ،که با بوجود آمدن کانی‌های جدید ، از بین رفتن کانی‌های قبلی یا تبلور مجدد کانی‌های قبلی صورت می‌گیرد .

شروع دگرگونی با ظهور کانی‌هایی نظیر لومونتیت ، لاوسونیت، گلوکوفان و پاراگونیت صورت می‌گیرد که صرفاً در محیط دگرگونی به وجود می‌آیند .

دگرگونی را با در نظرگرفتن فشار و دما به ۴ دسته تقسیم‌بندی می‌کنند :

۱ - دگرگونی درجه بسیار پایین

۲ - دگرگونی درجه پایین

۳ - دگرگونی درجه متوسط

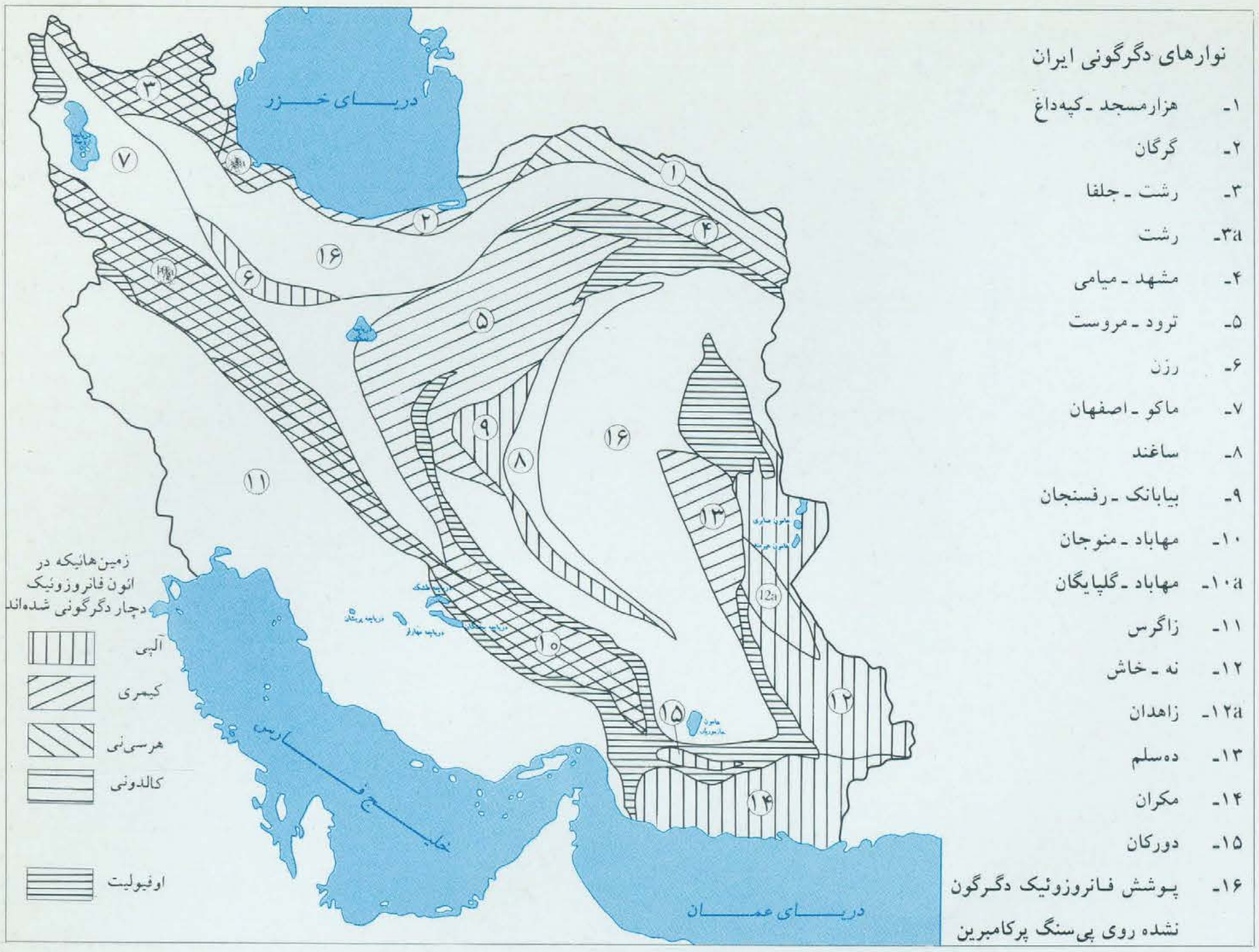
۴ - دگرگونی درجه بالا

از نظر زمین‌شناختی دو نوع دگرگونی می‌توان تشخیص داد ، نوعی که دارای ابعادی محدود و مربوط به یک محل محدود است و نوع دیگر با ابعاد گسترده که در ناحیه وسیعی موثر می‌افتد. نوع اول را دگرگونی همبری و نوع دوم را دگرگونی ناحیه‌ای می‌نامند. دگرگونی همبری در فشار کم، دمای زیاد و دگرگونی ناحیه‌ای در فشار زیاد و حرارت کم روی می‌دهد .

خاستگاه سنگ‌های دگرگونی

در خاستگاه سنگ‌های دگرگونه، مجموعه‌های کانی اهمیت دارد نه یک کانی منفرد . این مجموعه های کانی را پاراژنزهای کانی می‌گویند که تنها ملاک شرایط ژنتیکی در اثنای دگرگونی است .

اسکولا رخساره‌های دگرگونی را بر پایه پاراژنزهای کانی



نوارهای دگرگونی ایران

۱- هزارمسجد - کپه‌داغ
۲- گرگان
۳- رشت - جلفا
۳a- رشت
۴- مشهد - میامی
۵- ترود - مروست
۶- رزن
۷- ماکو - اصفهان
۸- ساغند
۹- بیابانک - رفسنجان
۱۰- مهاباد - منوجان
۱۰a- مهاباد - گلپایگان
۱۱- زاگرس
۱۲- نه - خاش
۱۲a- زاهدان
۱۳- ده‌سلم
۱۴- مکران
۱۵- دورکان
۱۶- پوشش فانروزوئیک دگرگون نشده روی پی‌سنگ پرکامبرین

چنین تعریف کرده است : رخساره دگرگونی یک گروه از سنگ‌ها بوسیله کانی‌هایی مشخص می‌شود که در اثنای شرایط تشکیل خویش با همدیگر در تعادل کامل بوده باشد و ترکیب کیفی و کمّی این کانی‌ها تابع ترکیب شیمیایی سنگ است. اهمیت این اصل آن است که پاراژنزکانیهای سنگهای دگرگونه اکثراً با قوانین تعادل شیمیایی سازگاری و مطابقت دارد (ونیکلر، ۱۹۷۶ و هوشمندزاده، ۱۳۷۱) .

دگرگونی‌های مربوط به کوهزایی‌های مهم ایران

۱ - قدیمترین حرکات که احتمالاً سنی معادل کامبرین پیشین دارند و سبب متامورفیسم ناحیه‌ای درجه بالا شده است. ادامه حرکات پوسته در کامبرین پایانی متامورفیسم ناحیه‌ای درجه پایین را همراه داشته است.

۲ - در طول پالئوزوئیک حرکات خشکی زایی (Epeirogenic) بر ایران اثر کرده است. حرکات کوهزایی با نمود مشخص هنوز یافت نشده است.

۳ - چند کوهزایی نوع آلپ نیز شناخته شده که در بعضی مناطق ایران شدید بوده و با خود دگرگونی‌هایی نیز به همراه داشته است .

۴ - فاز کوهزایی سیمرین پیشین که شدیداً بر زون سنندج - سیرجان و ایران مرکزی تاثیر گذاشته است. این فاز سبب دگرگونی سنگ‌های وابسته به پلاتفرم پالئوزوئیک و رسوبات مزوزوئیک در رخساره شیست سبز شده است.

۵ - فاز کوهزایی کیمرین پایانی (نوادان) که با دگرگونی در ناحیه ترود ایران مرکزی همراه بوده است.

۶ - حرکت کوهزایی ابتدای ترشیری با دگرگونی ناحیه‌ای ضعیفی در زون سنندج - سیرجان همراه بوده است.

۷ - آخرین حادثه کوهزایی که با دگرگونی توأم بوده است حادثه‌ای است که در زمان بین ائوسن و الیگوسن به وقوع پیوسته است . گرچه بعضی از مومهای دگرگونی ایران به روشنی در ارتباط با کوه‌زایی رخ داده‌اند ولی در مورد بعضی از آنها مانند سنگ‌های رخساره زئولیت به سن ائوسن در البرز و گلوکوفان شیست‌های موجود در آمیزه‌های افیولیتی در سراسر ایران ، ارتباط دگرگونی با تکتونیسم چندان مشخص نیست (هوشمندزاده و بربریان ، ۱۹۷۳).

نوارهای دگرگونی

نوارهای دگرگونی ایران را به ۱۶ زون تقسیم‌بندی کرده‌اند که به‌ترتیب شماره نام زون‌ها درنقشه نشته شده است . نواحی هاشور

خورده افیولیتها و کالردملانژهای ایران را نشان می‌دهد (هوشمندزاده و نبوی ، ۱۹۷۷) .

چکیده‌ای از زونهای دگرگونه ایران

زون سنندج ـ سیرجان

نوار دگرگونی یا زون دگرگونی سنندج ـ سیرجان بطول تقریبی ۱۲۰۰کیلومتر و پهنای متوسط ۳۰کیلومتر گسترش داشته و شامل مجموعه‌های دگرگونی سنندج ، همدان ، ملایر ، تویسرکان ، بروجرد، اراک ،گلپایگان، بوانات ، ده‌بید ، نیریز ،اسفندقه ، سیرجان و حاجی آباد می‌باشد .

انواع رخساره‌های دگرگونی و سنگهای دگرگونی در آن دیده می‌شود چنانکه در بخش‌های جنوبی ، میگماتیت‌ها ، گنیس‌ها ، میکاشیست‌ها ، گنیس‌ها ، آمفیبولیت‌ها و مرمرهای فراوانی به سن قدیمی پرکامبرین و سیمرین وجود دارد. در همدان ، شیست‌ها و میکاشیست‌های متنوع (راه همدان به ملایر) دیده می‌شود که با گنیس‌های (علی آباد دمق) همراه است (درویش‌زاده ، ۱۳۷۴).

شمال غربی زون سنندج ـ سیرجان

سنگهای دگرگونه همدان که توسط مجیدی و علوی (۱۹۷۲) مطالعه شده است شامل:

۱ ـ آهکهای متبلور قبل از ژوراسیک

۲ ـ شیست‌های گریواکی و سنگهای توفی

۳ ـ فیلیت ، شیست و ماسه سنگ

باتولیت گرانیتی ـ گرانو دیوریتی الوند بداخل سریهای دگرگونی ناحیه‌ای همدان نفوذ کرده است. در اطراف این توده نفوذی بویژه در بخش شرقی آن منطقه وسیعی از سنگهای سیاهرنگ و متراکم هورنفلس تشکیل شده است . هورنفلس‌ها از کردیریت ، گارنت ، بیوتیت، آندالوزیت تشکیل شده‌اند . زونهای دگرگونی که براساس تغییرات کانی شناسی و بافتی در سنگهای دگرگونی همدان شناخته شده‌اند ، شامل زون‌های زیر است (مجیدی ، ۱۹۷۲) :

الف) زون گارنت ـ آندالوزیت

این زون بصورت تدریجی با زون استارولیت ـ گارنت دیده می‌شود. در این زون شواهد دگرگونی مجاورتی توسعه داشته و تاثیر دگرگونی مجاورتی به سمت شرق با افزایش فاصله از توده گرانیتی الوند کاهش می‌یابد. کانیهای این زون ، آندالوزیت ، گارنت ، بیوتیت ، کوارتز و در بعضی نقاط کلریتوئید و سیلیمانیت هستند. سنگ مادر آنها عمدتاً سنگهای رستی یا رسی بوده و بطور بخشی زغالی شده‌اند. مرز بین زون گارنت ـ آندالوزیت با سنگهای اسلیتی و فیلیتی بصورت تدریجی است . در توده گرانیتی همدان بویژه در غرب و شمالغرب آن و همچنین در سنگهای دگرگونی زون گارنت ـ آندالوزیت رگه‌های ضخیمی از کوارتز به همراه کیانیت گزارش شده است (دگرگونی فشاربالا) .

ب) زون گارنت ـ استارولیت

در مجاورت هورنفلس ها، زون وسیعی از شیست های استارولیت‌دار دیده می‌شود. کانیهای همراه در این زون گارنت، بیوتیت ، آندالوزیت ، کلریتوئید ، مسکویت و کوارتز است. پاراژنز کانی شناسی این زون به زیر رخساره آلماندن ـ استارولیت آلماندن ـ آمفیبولیت منطبق است ظهور کانی های جدید استارولیت ، گارنت و بیوتیت که فاقد جهت‌یابی ترجیهی هستند نشانگر یک فاز بعدی از دگرگونی مجاورتی است .

ج) زون گارنت ـ سیلیمانیت

در نزدیکی دهکده زمان‌آباد ، سیلمانیت بهمراه گارنت و آندالوزیت در این زون دیده می‌شود .

رسوبهای تریاس ـ ژوراسیک که در جنوب قروه گسترش زیادی دارد توسط یک توده گرانیتی بریده می‌شود . نفوذ این توده گرانیتی سبب دگرگونی همبری در رسوبات فوق شده است . این رسوبات در دو بخش خاوری و باختری توده گرانیتی جای دارند و عبارتند از :

۱ - شیست‌های آندالوزیت دار ، کوارتزیت ، مسکویت شیست ، هورنفلس‌های آندالوزیت و کردیریت‌دار

۲ - سنگهای آتشفشانی دگرگون شده پیروپیلیتی

۳ - آمفیبولیت

۴ - شیست‌های میکادار و آهک‌های بلورین

۵ - آهک‌های مرمری و مرمرهای اکتینولیتی و پارگازیتی

در مورد دگرگونی بنظر می‌رسد که رسوبها پس از تحمل یک دگرگونی ناحیه‌ای نسبتا" ضعیف، متحمل یک دگرگونی مجاورتی نیز شده‌اند که نتیجه نفوذ توده های گرانیتی بوده است .

شهرکرد ـ سنندج

فازهای اصلی تغییر شکل و دگرگونی زون شهرکرد ـ سنندج به دو فاز ترمودینامیک و ترمواستاتیک خلاصه می‌شود :

۱ ـ فاز اول ترمودینامیک که یک دگرگونی پر فشار به همراه دارد ، محصول این فاز مجموعه‌ای است از مرمر ، آمفیبولیت ، شیست ، گنایس که بالاترین قسمت آن دارای فسیل‌های پرمین است و شاید تا تریاس پایین و میانی ادامه داشته باشد. زمان این تغییر شکل و دگرگونی پیش از ژوراسیک پایین - تریاس بالا است و به کوهزایی سیمرین پیشین مربوط می‌شود .

۲ ـ فاز دوم ترمودینامیک که جنبه دینامیک آن بر جنبه حرارتی آن فزونی دارد. زمان این فاز بعد از کرتاسه بوده و احتمالاً مربوط به فاز کوهزایی لارامید است .

۳ ـ یک فاز ترمواستاتیک که بدو مرحلهٔ مشخص قابل تقسیم است :

الف) نفوذ توده‌های گابرویی ، دیوریتی و ایجاد هاله‌ای داغ، بلورهای سیلیمانیت ، کردیریت ، آندالوزیت و استرولیت .

ب) نفوذ توده‌های اسیدی ترگرانیت و گرانودیوریت که هم خود توده‌های گابرویی ـ دیوریتی و هم محصولات حرارتی آنها را قسمتی هضم و قسمتی به صورت گزنولیت در خود می‌گیرند که گرانیت الوند از جمله آنهاست و سن آنها احتمالاً پالئوسن و یا پالئوسن پایین می‌باشد . رخسارهٔ سنگ‌های دگرگونی شهرکرد از شیست سبز تا آمفیبولیت است (هوشمندزاده ، ۱۳۵۷).

تکاب

سنگهای پرکامبرین بطور اصلی در بخش مرکزی چهارگوش تکاب و نیز بطور مجزا در بخشهای شرقی و غربی رخنمون دارند . این سنگها شامل :

۱ ـ سنگهای بشدت دگرگونه

۲ ـ سنگهای کم دگرگونه و نادگرگونه

۳ ـ نفوذیها (گرانیت دوران)

پلیسیر کمپلکس سورسات امیرآباد را به دو واحد اینچه و مین‌بولاغ تقسیم کرده است . سنگها بطور ناحیه‌ای در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند و دو جهت لیناسیون قابل مشاهده است . یکی در جهت شمالی ـ جنوبی و دیگری در جهت شرقی ـ غربی که نشاندهنده دو فاز دگرگونه هستند .

واحد اینچه : شامل گنیس ، میگماتیت و گرانیت در نزدیکی دهکده اینچه رخنمون دارند .

در بخش بالایی گنیس‌ها توده‌ای بوده و فولیاسیون دارند و

بدلیل وجود بیوتیت و آمفیبول رنگ آن سبز است . نزدیک اینچه این گنیس بافت چشمی دارد .

واحد مین بولاغ : بطور کلی شامل میکاشیست‌اند و گاهاً گنیس‌های واحد اینچه را می‌پوشانند. طبق اظهارات پلیسرو بلورچی این گنیس در رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است و کهن‌ترین واحد را در چهارگوش تشکیل می‌دهد و بطور اساسی شامل گنیس‌های چشمی سفید با تورق جنوب که بیشتر دانه‌ریزند است .

کمپلکس امیرآباد از گنیس ، میگماتیت و میکاشیست ، آمفیبولیت شیست ،کوارتزیت شیست و مرمر تشکیل شده است که در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شده و درجه دگرگونی کاملاً کم است .

مهاباد

دو سری سنگ دگرگونه در غرب چهارگوشه مهاباد تشخیص داده شده است .

الف) سری مخلوط دگرگونی قدیمی همراه با توسعه فراوان گنیس و آمفیبولیت.

ب) سری مخلوط مرمرها و آمفیبولیت هاکه این سری را شبیه به سری سرگز ـ آبشورا ـ قدقه دانسته‌اند (علوی تهرانی و واعظی‌پور ، ۱۹۵۷) .

جنوب‌شرقی زون سنندج ـ سیرجان

اسفندقه ـ دولت آباد

در ناحیهٔ اسفندقه – دولت‌آباد دو زون قابل تشخیص است:

۱ ـ زون آبشور ـ سرگز با سن پالئوزوئیک (قبل از پرمین) که یک فاز کوهزایی اصلی و مهم و دو فاز کوهزایی کم اهمیت‌تر را برخود دیده است .

الف) فاز کوهزایی سیمرین پیشین

ب) فاز کوهزایی سیمرین پسین

ج) حرکات آلپی

دگرگونی این زون درفازکوهزایی سیمرین‌پیشین، ناحیه‌ای بسیار درجه‌بالای تیپ بارو (Barrowian Type) می‌باشد .

۲ – زون آمیزه رنگین که مشخصات گودال‌های اقیانوسی جنبان (Mobile) را دارد . چهار فاز تغییر شکل بعد از کرتاسه بالایی بر این زون تاثیر گذاشته است آخرین فاز تغییر شکل نیز تحت تأثیر کوهزایی اصلی زاگرس حاصل شده است (پلیو ـ پلیوستوسن) در طی اولین فاز تغییر شکل گلوکوفان شیست‌ها احتمالاً از دگرگونی رسوبات ائوژئوسنکینال واقعی آمیزه رنگین بوجود آمده‌اند (سبزه‌ای ، ۱۳۵۱).

فازهای دگرگونی و درجات دگرگونی وابسته به آن‌که بر این سنگ‌ها اثر کرده است شامل :

۱ ـ اولین فاز دگرگونی تیپ بارو و درجه پایین و در رخساره آمفیبولیت می‌باشد. ویژگی‌های فیزیکی تخمین زده شده نشاندهنده دمای بین ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجهٔ سانتی‌گراد فشار متوسط تا بالا می‌باشد .

۲ ـ فاز دوم نیز از نوع بارو می‌باشد در پایان فاز دوم یک دگرگونی برگشتی با دمای بین ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴ الی ۵ کیلو بار به همراه افزایش فشار CO_2 موجود بوده است بطور کلی دگرگونی از نوع ناحیه‌ای است. پس دگرگونی این رسوبات به بعداز از پرمین و قبل از لیاس تعلق دارد (سبزه‌ای و بربریان ، ۱۹۷۲).

اقلید

در چهارگوشه اقلید واقع در کوه سفید توتک ترادف نسبتاً ضخیمی از میکاشیست‌های سیاه رنگی وجود دارد که در زیر کمپلکس مرمری کوه سفید بطور عادی قرار می‌گیرد. سنگهای پالئوزوئیک بالا در زون سنندج ـ سیرجان بصورت مجموعه‌ای از مرمر ، شیست ، آمفیبولیت وکوارتزیت نمایان است و در دو منطقه از این زون رخنمون بیشتری دارد یکی در کوه سفید توتک ناحیه بوانات و دیگری ناحیه بین دهکده‌های هنشک وگوشتی ناحیه ده‌بید.

این سنگهای دگرگونه را به سه کمپلکس به‌ترتیب قدمت می‌توان تقسیم‌بندی نمود :

۱ ـ کمپلکس توتک که بیشتر مرمری بوده و همراه با ردیفی از شیستهای سیاهرنگ و گرانیت گنیس در زیر است .

۲ ـ کمپلکس سوریان بیشتر شامل شیست ، کوارتزیت شیست با میان لایه‌هایی از آهک، بازالت و توفهای بازالتی است .

۳ ـ کمپلکس کولی‌کش شامل بخش بالایی کمپلکس سوریان است و باکربناتهای آنکریتی – دولومیتی در قسمت بالای آن که قابل مقایسه با سازند شیشتو (۱) و (۲) است .

سنگهای تریاس در چهارگوش اقلید (زون سنندج ـ سیرجان) گسترش چندانی ندارد. دو فاز عمده دگرگونی که در این زون و در این چهارگوش اثر گذاشته است :

۱ ـ فاز اول تا رخساره آمفیبولیت پیش رفته و

۲ ـ فاز دوم که یک دگرگونی بازگشتی برای فاز اول داشته و در رخساره شیست سبز اتفاق افتاده است .

هر دو فاز از نوع دگرگونی با فشار متوسط (نوع بارو) بوده است . فاز اول در اواخر تریاس میانی و اوایل تریاس‌بالایی (سیمرین‌پیشین) و فاز دوم بر سازندهای ژوراسیک اثر گذاشته است.

دگرگونی آنچی زون مربوط به اواخر مزوزوئیک یا اوایل ترسیر است ولی بنظر نمی‌رسد با تکتونیک شکننده‌ای که منجر به روراندگی زاگرس شده است ارتباطی داشته باشد .

و بالاخره فازهای دگرسانی که بصورت رگه‌های پراکنده همراه با شکستن و خردشدن سنگها انجام گرفته است نمی‌تواند از حادثه روراندگی زاگرس به دور باشد .

چین‌خوردگی در سنگهای دگرگونه نه‌شورو ـ ناحیه ساغندایران مرکزی

زون ایران مرکزی

بنیان ایران مرکزی را سنگهایی باسن پرکامبرین (وندین ـ کامبرین‌پیشین) می‌سازد . پرکامبرین در ایران مرکزی مانند سایرجاهای ایران در محلهایی برونزد داردکه بالاآمدگیهای قدیمی وجود داشته است که مجموعه چاپدونی اولین واحد از ۵ واحد پرکامبرین است .

سری چاپدونی

قدیمی‌ترین دگرگونی ناحیه‌ای که تا بحال در ایران شناخته شده متعلق به این سری می‌باشد . بخشهای تحتانی یا عمقی این مجموعه در بعضی جاها به گرانیت آناتکسی تبدیل شده است .

رسوبات در اثر شدت دگرگونی میگماتیتزه شده و سپس با ازدیاد درجه حرارت و فشار ، ذوب گردیده و به گرانیت یا دیوریت آناتکسی تبدیل شده‌اند . کوهزایی که سبب شده این سری قدیمی چین‌خوردگی پیداکند در ایران بنام کوهزایی چاپدونین (حقی‌پور، ۱۹۷۴) معرفی گردیده است . ارتباط قسمتهای بالایی آن با مجموعه جدیدترکه مجموعه بنه‌شورو نام دارد ، مشخص نبوده ولی احتمال دارد که بین این دو یک دگرشیبی وجود داشته باشد .

سری چاپدونی با ضخامت بیش از ۴۰۰ متر از قدیمی‌ترین سنگهای شناخته شده در ایران مرکزی بشمار می‌رود (حقی‌پور ، ۱۳۶۲).

سری تاشک

سری‌تاشک شامل سازندهای تاشک ۱ و تاشک ۲ است . سازندتاشک ۱ بیشتراز رسوبات گریواکی دانه‌ریز ، ماسه‌سنگ ، رس و شیل تشکیل شده که در اثر تحمل دگرگونی به شیست وکوارتزیت تبدیل شده و سازندتاشک ۲ شامل سنگهای سازندتاشک ۱ می‌باشد مضافاً اینکه قسمت شیلی آن بیشتر است و درجه دگرگونی آن از سازندتاشک ۱ کمتر می‌باشد . بعداز سازندتاشک ۲ یک چین‌خوردگی مهم دیده می‌شود که همراه با پدیده دگرگونی به‌وقوع پیوسته و دوفاز مهم دگرگونی را در پرکامبرین باعث گردیده است : اول فاز تیپ باروین که مدیون درجه حرارت نسبتاً بالا و فشار نسبتاً متوسط و دیگری فاز تیپ ابوکوما (درجه حرارت خیلی بالا و فشار نسبتاً پایین) است (حقی‌پور ، ۱۳۶۲) .

کمپلکس پشت‌بادام

این مجموعه را تناوبی از مرمر ، بازالت و مقادیری آواریهای کوارتزی پسامیتی تشکیل می‌دهد که در بخش‌های پایین‌تر سنگهایی از پیروکسنیت ، سرپانتینیت و گنیس را شامل می‌شود . دگرگونی این سنگها از نوع درجه متوسط بوده و سن آن از پرکامبرین تاپالئوزوئیک است (هوشمندزاده ، ۱۳۶۷).

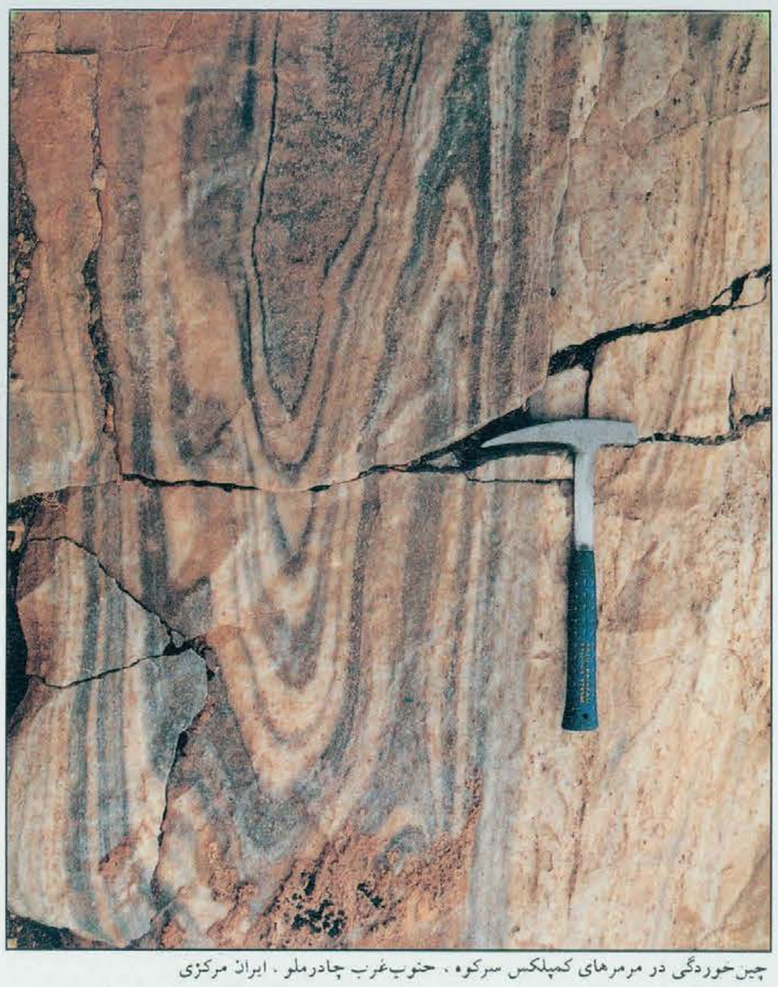
مجموعه بنه‌شورو

این مجموعه حدوداً ۱۰۰۰ متر ضخامت داشته و از نظر سنگ‌شناسی عمدتاً از سنگهای گنیس ، شسیت و آمفیبولیت تشکیل شده‌اند. سنگهای این مجموعه مانند چاپدونی منشاء تخریبی داشته و در حوضه‌ای کم عمق و درحال فرونشست تشکیل گردیده‌اند. دو فاز مهم دگرگونی که در ایران مرکزی به‌وقوع پیوسته (شامل ابوکوما و باروین) در مجموعه بنه‌شورو در رخساره آمفیبولیت قابل تشخیص است . مرز پایین این مجموعه قابل تشخیص نبوده ولی مرز فوقانی آن توسط یک‌سری رسوبات دولومیتی به مرمر تبدیل شده است (حقی‌پور ، ۱۳۶۲) .

کمپلکس سرکوه ـ چادرملو

این مجموعه باسن پالئوزوئیک (سیلورین ـ دونین) عمدتاً از میکاشیست‌های انباشته از سیلیکاتهای سه‌گانه آلومینیم (کیانیت ـ آندالوزیت ـ سیلیمانیت) تشکیل شده است که با طبقاتی از مرمر دز تناوب است (هوشمندزاده ، ۱۳۶۷) .

بنظر می‌رسد که در دوران پالئوزوئیک یک حوضه رسوبی وجود داشته که با طبس در ارتباط بوده ، بطوریکه در آن ابتدا رسوبهای شیلی و آهکی سیلورین همراه با سنگهای آتشفشانی تشکیل می‌شده ، فاز کششی مربوط به رخداد کالدونین موجب بوجودآمدن شکافها و عناصر ساختمانی در جهت شمالشرقی و جنوبغربی شده و سنگهای آتشفشانی بازیک سیلورین همراه با آهن فراوان در این هنگام تشکیل شده است . در دوره دونین همراه با رسوبات دتریتیک ، رخساره فیلیشی وتوفی محیط ناآرامی را شامل می‌شده که کف حوضه رسوبی دائماً در حال فرونشست بوده ولی در اواخر دونین این حوضه خارج از آب قرار می‌گیرد . حرکات هرسینین در ایران مرکزی نه‌تنها کوهساز نبوده بلکه خشکی اواخر دونین را نیز زیرآب بوده و رسوبات کربونیفر که با کنگلومرای قاعده‌ای دونین فوقانی را می‌پوشاند بتدریج جای خود را به رسوبات



چین‌خوردگی در مرمرهای کمپلکس سرکوه ، جنوب‌غرب چادرملو ، ایران مرکزی

کربناته‌پرمین داده ولی اثرات فاز انبساطی وکششی مربوطه به رخداد هرسینین را که موجب بوجودآمدن سنگهای آتشفشانی در پرمین می‌باشد نمی‌توان نادیده‌گرفت . بالاخره سیمری پیشین باعث تغییر رژیم رسوبگذاری گشته بطوریکه سنگهای کربناته که در دوره تریاس میانی تشکیل شده جای خود را به رسوبهای آواری مانند ماسه‌سنگ و شیل نایبند داده و در انتها پدیده دگرگونی وابسته به این حرکات نیز در منطقه موثر بوده بطوریکه این دگرگونی باعث بوجودآمدن گرانیت آناتکسی در رسوبات منطقه‌ایی از پالئوزوئیک تا مزوزئیک گردیده است .بوجودآمدن سیلیمانیت‌ها در سنگهای دگرگون شده تریاس فوقانی و زیرین نتیجه این رخداد می‌باشد و شاید چین‌خوردن همین سیلیمانیت‌ها را بتوان منتج از فاز سیمری‌پسین دانست (هوشمندزاده، ۱۳۶۷) .

زون البرز

کمپلکس‌های دگرگونه قدیمی در کوههای تالش

سنگهای دگرگونه واقع در چهارگوش انزلی از نظر پتروگرافی به دو بخش شمالی و جنوبی کاملاً جدا از هم تقسیم می‌شود .

رخنمونهای گروه شمال شامل مجموعه دگرگونی شاندرمن ـ اسالم و بخش جنوبی شامل سنگهای دگرگونه گشت است بخش بالایی این سنگهای دگرگونی شامل فیلیت ـ مسکوویت ، کلریت‌شیست ، متاپسامیت و آهک مرمرین صورتی‌رنگ همراه با سنگهای افیولیتی است (دیویس و کلارک ، ۱۹۷۵) .

سنگهای دگرگونی کوههای سلطانیه و تالش بیشتر سنگهای رسوبی آرژیلی و سیلیسی می‌باشندکه تحت تاثیر دگرگونی ناحیه‌ای، فشار زیاد و حرارت کم قرار گرفته‌اند. درجه دگرگونی پائین بوده و حداکثر تارخساره کلویت می‌رسد. سنگهای عمومی این ناحیه شامل اسلیت ـ فیلیت و آلبیت ـ کلریت ـ مسکوویت شیست است (دیویس و کلارک ، ۱۹۷۵) .

در نزدیکی مرز جنوبی چهارگوشه اردبیل و در پایان دره خطبه‌سرا مجموعه درهمی از سنگهای دگرگونی در مرز فیلیت ـ سریسیت ـ مسکوویت شیست ـ متاپسامیت و آهک تبلوریافته (مرمر) صورتی رنگ در هسته یک تاقدیس کوچک در زیر آهکهای کرتاسه بالا (تورونین) برونزد دارد و توسط این آهک بطور ناهمساز پوشیده می‌شود . بعلت پوشیده بودن منطقه مرز این مجموعه دگرگونی و آهکهای کرتاسه آشکارنیست . در چهارگوشه اهرنیز

مانند چهارگوشه بندرانزلی یک مجموعه دگرگونی همراه با افیولیت در منطقه‌های الله‌یارلو و کلیبر گزارش شده است (اسکویه - ریو - باباخانی ، ۱۹۷۸) که شامل فیلیت - سریسیت - مسکویت - کلریت شیست و مرمر توام با سنگهای افیولیتی است .

تنها سنگهای شیست ماسوله (باسن پرکامبرین) شستیوزهای خاکستری ، سبز ، گنیس‌ها و مجموعه‌های اولترابازیک خردشده‌ای شیب هستند که در شرق دامنه اصلی تالش در شیب‌های کشیده شده به شمالشرق دریای خزر یافت می‌شود . در بعضی جاها آنها توسط سنگهای بامنشاء پالئوزئیک بالایی و پائینی به آسانی پوشیده می‌شود. اگرچه بعضی دیگر دارای کنتاکت گسله است .

مجموعه شیست سبز، گنیس از بالای شاندرمن و شفرود

این سنگها اگرچه بطور واضح کم‌دگرگونه است و دارای آرژیلهای کلیواژدار، اسلیت و فیلیت است . همچنین آنها یک اپی‌زون واقعی را که شامل شیستوزهای متوسط دانه و گنیس‌های دانه‌ای با رنگ سبز - خاکستری است . در نمونه‌های پتروگرافی کمترآلتره شده ، آمفیبول (ترمولیت) جانشین اوژیت می‌شود و با اپیدوت و کلریت توام است .

فرآیند دگرگونی در میان شیست‌های گرگان نیز بتدریج از رخساره شیست سبز تا رخساره پرهنیت - پمپلی‌ایت در میان بازالتهای آغاز سیلورین تداوم دارد . این واحدها با ضخامت ۲۰۰۰ متر یک رژیم آواری ولکانیکی در یک حوضه درحال فرونشستن را می‌نمایاند که در میان پلاتفرم ایران زمین از اواخر کامبرین شکل گرفته و تا میانه پالئوزوئیک ادامه داشته است .

زون شرق ایران

قدیمی‌ترین سنگهای ناحیه نایبندان را تنها می‌توان در پهلوی شمالی کوه نایبند مشاهده کرد. این سنگهای چین‌خورده عبارتند از: شیل ، سیلت ، ماسه سنگ که دگرگون شده و شیلها بصورت فیلیت درآمده‌اند . به‌علت شباهت آنها با سری مراد در ناحیه کرمان می‌توان آنها را به پرکامبرین‌پسین نسبت داد ولی سن سنگها دقیقاً مشخص نشده است . روی این سنگهای دگرگون شده سنگهای پرمین بطور دگرشیب قرار می‌گیرند .

در دو ناحیه چهارگوش سنگهای دگرگونی یافت می‌شود که سن آنها تریاس است . یکی در ناحیه جنوب دیگ‌رستم که عبارتند از: هورنفلس‌هایی که بعلت نفوذ توده دیوریتی در سازند نایبند بوجود آمده‌اند و دیگری در ناحیه خاور کوه گرماب که دگرگونی آنها شدیدتر بوده و از شیست‌ها و کمی آمفیبولیت درست شده و بوسیله یک راندگی اصلی درآنجا قرار دارند .

سنگهای دگرگونی کرتاسه این ناحیه شامل فیلیت‌ها و میکاشیست‌های آمفیبول‌دار است . نشانه‌هایی در دست است که می‌رساند سن فلیش‌ها کرتاسه‌پیشین (نئوکومین) است ولی کرتاسه‌پسین نیز امکان پذیراست .

قدیمی‌ترین سنگهای ناحیه لکرکوه که باسن پرکامبرین یافت می‌شوند عبارتند از نهشته‌های تبخیری که بیشتر گچی می‌باشند . این تبخیریها شباهت زیادی به تبخیریهای هرمز (پرکامبرین) دارد . تکه‌ها و بلوکهای کوچک و بزرگ از سنگهای گوناگون مانند آمفیبولیت ، بازالت ، توفهای فیلیشی و سنگهای کربناتی و غیرکربناتی در این مجموعه مشاهده می‌شود . روی تبخیریهای هرمز، سازند لالون قرار گرفته است .

زون کپه‌داغ

روتنر (Ruttner) در سال ۱۹۸۳ از دو بخش شمالی و جنوبی ناحیهٔ آق دربند رخنمونهایی از سنگهای پیش از تریاس گزارش کرد که بخش عمده آن شامل یک توالی رسوبی از شیل ، آهک و سنگهای ولکانوسدیمنت بوده و این‌سنگها با یک کنتاکت برگشته بر روی مرمرهایی قرار دارند که سن این مرمرها را به پروتروزوئیک نسبت داده‌اند.

در مقطع ساختمانی ، روتنر (Ruttner) ، مرمرها و آهکهای دگرگون شده با شدت بیشتر را در یک توالی رسوبی برگشته در زیر دونین جای داده و به پروتروزوئیک نسبت داده است و دگرگونی عمده آنها را ناشی از فازکوهزایی پرکامبرین و یا کالدونین تصور می‌کند. بخش بالایی مرمرها متراکم (Massive) و رنگ آن به خاکستری روشن متمایل می‌گردد. بنابراین مرمرهای یافت شده در زیر دونین بالا-کربونیفر جای گرفته و در یک توالی نرمال ، بخش بالایی سری رسوبی دونین - کربونیفر را تشکیل می‌گردد . ضمناً باتوجه به سن مرمرها، دگرگونی و دگرشکلی آنها را نمی‌توان به فازهای پرکامبرین و کالدونین در پلیت توران (Turan Plate) نسبت داد . دگرگونی و دگرشکلی پدیده‌ای است موضعی که شدت آن در آهکهای کریستالیزه کربونیفر بیشتر از دونین میباشد (در جنوب کشف‌رود) و احتمالاً دگرگونی مرمرها وابستگی با پدیده جوانتری دارد که آهکهای تریاس پایین در خاور آق‌دربند را شدیداً متأثر کرده است .

فازکوهزایی سیمرین عامل بزرگ دگرشکلی و دگرگونی در بخش خاوری خطواره فریمان - تربت جام در آغاز ژوراسیک میباشد پیامد این حرکات موجب جریان گرمایی (Termal Flow) شدید و مترادف با نفوذ توده های گرانیتی و دگرگونیهای دینامومترمیک است و جوانترین سازندی است که متاثر از این دگرگونی در کوههای بینالود (شرق مشهد) پدید آمده است سنگهای رتین - لیاسیک (سازند شمشک) می‌باشد (آقانباتی و شهرابی ، ۱۹۸۷) .

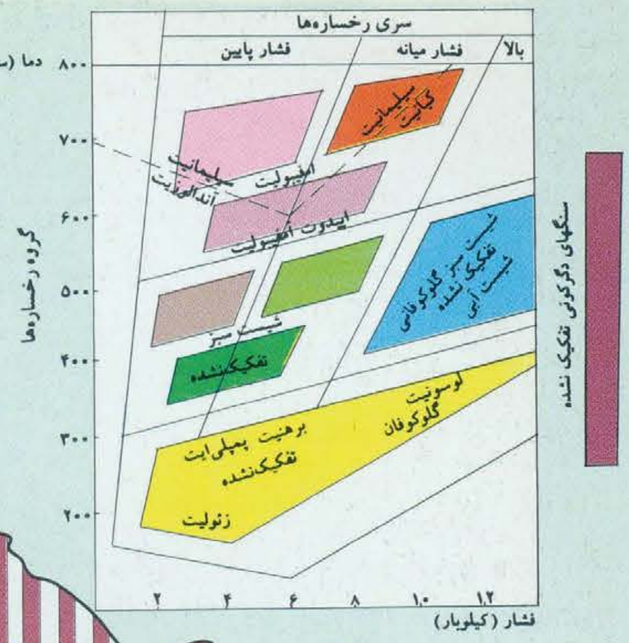
زون مکران

سنگهای کهن‌تر از ائوسن در ناحیه نیک شهر را ردیفی از سنگهای افیولیتی شامل سرپانیتین، پریدوتیت، گابرو، دیاباز، اسپیلیت و پلاژیوگرانیت تشکیل میدهند. رسوبات پلاژیک همراه با افیولیتها شامل شیل‌های رادیولاردار و فورش‌سنگ (سیلتستون) توأم با آهکهای نکانادار و گلوبوتر ، با سنی معادل کرتاسه پایانی (سانتونین - ماستریشتین) می‌باشند. مجموعه درهم افیولیتی آمیخته بی‌نظمی از قطعات رویهم انباشته از سنگهای افیولیتی و اجزاء رسوبی پلاژیک می‌باشد که در آن خمیر سرپانتینی دیده نمی‌شود .

در پایانه باختری ، یک مجموعه درهم غیرمعمول در یک محل کوچکی وجود دارد که دنباله کمپلکس آزاوا از محدوده نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فنوج است این کمپلکس در حقیقت ادامه جزیره کمانی (Island Arc) کمپلکس دورکان از نقشه‌های میناب ، طاهروئی و فنوج بوده و شامل شیست ، فیلیت و آهکهای سفید بلورین متاثر از یک دگرگونی خفیف و هم چنین متادیابازهای احاطه شده با سرپانتین می‌باشند .

کمپلکس آزاوا در چهارگوش پیشین بصورت یک قطعه تک و محصور در گسله ، دنباله پایانه شرقی این پوسته قاره‌ای (دورکانی - باجگان) را تشکیل می‌دهد. این حوضه محل نهشته‌های یک دریای ژرف با ویژگیهای یک زون کافتی (Rift) درون قاره‌ای است که از یک حوضهٔ گسترنده (Spreading) در اثر جنبش‌های کششی در پوسته ایجاد شده است.

نقشه دگرگونه ایران



دریای خزر

دریاچه ارومیه

دریاچه نمک

دریاچه پریشان

دریاچه بهارلو

دریاچه بختگان

هامون جازموریان

هامون هیرمند

خارکو

خارک

فارسی

لاوان

هندورابی

کیش

فارور بزرگ

فارور کوچک

سیری

تنب بزرگ

تنب کوچک

ابوموسی

هرمز

لارک

قشم

هنگام

خلیج فارس

دریای عمان

تدریج بین رخساره‌ها

برای نمونه : رخساره زئولیت و پرهنیت - پمپلی‌ایت به شیست سبز

دگرگونی نتیجه گیری شده در زونهای مختلف (پوشیده)

برای نمونه : رخساره زئولیت و پرهنیت - پمپلی‌ایت روی رخساره امفیبولیت

برای نمونه : رخساره شیست سبز فشارپائین

برای نمونه : رخساره زئولیت - پرهنیت - پمپلی‌ایت روی شیست سبز

دگرگونی چندگانه و رخساره‌های تدریجی

برای نمونه : رخساره شیست سبز روی رخساره امفیبولیت فشار میانه

برای نمونه : رخساره شیست سبز روی سنگهایی که چندبار دگرگون شده‌اند (نمونه‌بالا)

سنگهای دگرگونی همراه با اوفیولیت‌ها

الف) رخ نمونه

شیست‌های سبز گلوکافانی و شیست آبی

اوفیولیت‌ها

شیست‌های سبز

ب) پوشیده

سنگهای آذرین پیوسته به سنگهای دگرگونی

گرانیت

متوسط-قلیایی

اولترامافیک

فصل ششم

ماگماتیسم در ایران

مقدمه

سنگ‌های ماگمایی یا آذرین یکی از فراوانترین دسته سنگ‌های زمین هستند و اگرچه در پوسته زمین به علت اینکه بیشتر توسط سنگهای رسوبی پوشیده می‌شوند کمتر مورد توجه قرار می‌گیرند ولی نوددرصد پوسته را تشکیل می‌دهند. بسیاری از کوه‌های موجود در روی زمین از جنس سنگ‌های آذرین بوده که در زمان‌های بسیار قدیمی بوجود آمده‌اند ولی فعالیت‌های آتشفشانی عصر حاضر به صورت بسیار تماشایی فرآیند تکوین سنگ‌های آذرین را به نمایش می‌گذارند. کلمه "آذرین" یک نام مناسب برای این دسته سنگ‌هاست که حکایت از سردشدن توده‌های مذاب ناشی از بخش‌های بسیار داغ زمین دارد و "ماگما" نیز اصطلاحی است که به‌منظور تشریح مخلوط مذاب سیلیکاتی، بلور و گاز در زمانی که در اعماق زمین است به کار می‌رود و در صورتیکه این ماده مذاب به سطح زمین راه یابد گازها و بخارهای آن خارج شده و به گدازه تبدیل گردد.

سنگ‌های آذرین نفوذی یاپلوتونیک آن دسته از سنگهای آذرین هستند که از ماگمای موجود در اعماق زمین بوجود آمده‌اند. توده‌های بسیار بزرگ چنین سنگهایی را "پلوتون" می‌نامند. رخنمون این گونه سنگها در سطح زمین ناشی از بالازدگی پوسته، یا به‌علت زمین‌ساخت یا تغییرات فرسایشی سنگ‌های فوقانی است. سنگهای آذرین خروجی یا آتشفشانی دسته دیگری از سنگ‌های آذرین هستند که از سرد شدن گدازه آتشفشانی در روی سطح زمین بوجود آمده‌اند. اندازه دانه در سنگ‌های آذرین شاخص بسیار خوبی جهت آگاهی از چگونگی سردشدن آنهاست. در اعماق زمین که ماگما گرمای خود را به آهستگی از دست داده و آب موجود در آن نیز اجازه خروج نمی‌یابد از تشکیل فزاینده هسته‌های بلوری جلوگیری می‌شود در نتیجه فضا و زمان کافی برای رشد بلورهای درشت‌تر در اطراف هسته‌های موجود بدست می‌آید. در سنگ‌های نفوذی معروف نظیر گرانیت، دیوریت و گابرو بلورهای تشکیل‌دهنده سنگ به اندازه کافی بزرگ هستند که به راحتی و بدون بزرگنمایی دیده شوند. برعکس سنگ‌های آذرین خروجی واجد یک بافت ریزتر بوده و معمولاً بلورهای موجود در آن آنقدر کوچک هستند که با چشم قابل مشاهده نمی‌باشند. ساخت چنین سنگ‌هایی حکایت از سردشدگی سریع این مذاب سیلیکاتی در سطح زمین دارد. در گدازه‌ها، بخار آب موجود در آن به سرعت خارج و به اتمسفر وارد می‌گردد و در نتیجه هسته بندی بلوری سریعا" اتفاق افتاده و ماده مذاب قبل از اینکه وقت کافی برای رشد بلورهای بزرگ داشته باشد منجمد می‌گردد. مثال چنین سنگهایی بازالت است. ابسیدین نیز یک سنگ خروجی اسیدی است که گدازه آن در اثر سردشدن بسیار سریع زمان کافی برای تبلور نداشته و ماده مذاب بطور کامل به شیشه تبدیل شده است. بافت آن دسته از سنگ‌های آذرین که واجد بلورهای درشت غوطه‌ور در یک زمینه بسیار ریز هستند "پورفیری" می‌نامند. در این گونه سنگها، بلورهای درشت در اثر سرد شدن آهسته در اعماق تشکیل شده و سپس به سرعت به طرف بالا جریان یافته و در سطح زمین در میان بلورهای ریززمینه‌سنگ و یا شیشه که از گدازه تشکیل شده‌اند قرار می‌گیرند.

تصویر ماهواره‌ای پردازش شده کوه آتشفشانی مزاحم، شمال خاوری شهربابک. این تصویر با استفاده از داده‌های رقومی سنجنده TM ماهواره لندست ۵ (سه باند انعکاسی) و به کارگیری برنامه افزایش کنتراست، ویژه تفکیک واحدهای سنگی در گروه دورسنجی سازمان زمین‌شناسی تهیه شده است.

ترکیب سنگ‌های آذرین

ترکیب کانی‌های یک سنگ آذرین نمایانگر میزان و تنوع یون‌های مختلف در ماگمای مولد آن است. در سنگ‌های آذرین تنها هشت عنصر به مقدار فراوان وجود دارند که عبارتند از اکسیژن، سیلیسیم، آلومینیوم، کلسیم، آهن، منیزیم، سدیم و پتاسیم. این عناصر به طرق ویژه‌ای کانی‌های فلدسپاتی، کانی‌های آهن و منیزیم‌دار و کوارتز را که جزء کانی‌های اصلی سنگ‌های آذرین به حساب می‌آیند را بوجود می‌آورند.

فراوان‌ترین سنگ درونی گرانیت و فراوانترین سنگ خروجی بازالت است که به شرح مختصر آنها پرداخته می‌شود:

گرانیت

سنگ گرانیت یا خارا از انجماد یک، مایع مذاب غنی از سیلیس حاصل شده است به‌طوریکه سیلیس موجود در این مذاب به آن‌قدر بوده است که پس از مصرف جهت ساخت سایر کانی‌ها، با اکسیژن ترکیب شده و کانی کوارتز را بوجود آورده است که به

فراوانی در زمینه سنگ قابل مشاهده است. معادل خروجی آن ریولیت است که از لحاظ درصد فراوانی کمتر از گرانیت می‌باشد.

رخنمون گرانیتی دیوارهٔ علم‌کوه ـ ناحیهٔ تخت‌سلیمان ، البرز مرکزی

بازالت

بازالت یک سنگ آتشفشانی خروجی است که از یک ماده مذاب واجد سیلیس کم بوجود آمده است. میزان ناکافی سیلیس باعث شده که در این نوع سنگ کوارتز حضور نیابد. گدازه‌های بازالتی به علت روانی زیاد عموماً در سطح زمین جاری و پهنه‌های زیادی را می‌پوشانند. بجز این ، پوسته‌های اقیانوسی اساساً از بازالت (با حالت بالشی) تشکیل شده است.

فرآیند ماگماتیسم در پیوند با سایر پدیده‌های زمین‌شناسی تحولات ژئودینامیکی یک ناحیه را کامل می‌سازند. کره زمین از بدو پیدایش تاکنون پس از گذشت چندمیلیارد سال به تعادلی که سرنوشت نهایی هر سیستمی است نزدیک می‌گردد. آگاهی بر پدیده‌های کنونی زمین شناسی و تعمیم آن به زمان‌های بسیار دور به شناخت چگونگی تکوین و تکامل پوسته زمین کمک می‌نماید.

رخنمون بازالت‌های منشوری ـ شرق قلهٔ دماوند ـ شمال‌پلور ، البرزمرکزی

مسلماً اولین لایه‌های رسوبی که در دریاها رسوب کرده‌اند ناشی از تخریب سرزمینهای ماگمایی بوده‌اند که دلالت بر وسعت این گونه تحولات در آن زمان دارد. بسیاری از آثار سرزمین‌های یادشده در اثر حرکات بعدی و توسعه پدیده‌های دگرگونی و تخریب و نیز گسترش دریاها از بین رفته است.

سرزمین پهناور ایران که جزیی از کمربند آلپ ـ هیمالیاست نیز تحولات زیادی را پشت سرگذاشته است. فازهای مهم کوهزایی شناخته شده نیز در ایران زمین تاثیر گذاشته و حضور سنگ‌های ماگمایی مربوط به این فازها که گاه همراه و همزمان با تشکیل سنگ‌های دگرگونی بوده‌اند مورد شناسایی قرار گرفته‌اند. در این نوشتار فعالیت‌های ماگمایی مربوط به هر رخداد که در ایران شناسایی شده‌اند با معرفی سرزمینهای ماگمایی مورد شرح قرار می‌گیرند.

سرزمین‌های ماگمایی ایران

ماگماتیسم پان آفریکن و قبل از آن

سرزمین ایران به عنوان بخش کرانه‌ای ابرقاره گندوانا در فاصله زمانی قبل از ۵۰۰ میلیون سال پیش دارای پوسته قاره‌ای می‌گردد. چرخه پان آفریکن یکی از حوادث و رخدادهای مهم ماگمایی در ایران است که باعث شکل‌گیری این پوسته در ایران شده است و پس از این فاز است که اولین طبقات قاره‌ای قرمز رنگ و رخساره تبخیری تشکیل شده است. سازند ساغند با خصوصیات ریفتی بیانگر حوادث طی شده در فاصله زمانی ۵۸۰ تا ۷۵۰ میلیون سال قبل در ایران مرکزی است (سامانی ۱۳۷۱).

عضو ۲ این سازند مشتمل بر حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ متر گدازه‌های اسیدی ـ متوسط و بازی با میان لایه‌های اندک از سنگ‌های آذر آواری است. در بخش‌های زیرین این عضو برتری با گدازه‌های باترکیب اسید است که در بخش‌های‌بالایی گدازه‌های بازیک فزونی می‌یابند. عضو ۴ این سازند با بیش از ۴۰۰ متر ضخامت دارای سرشت آتشفشانی است و از آگلومراوتوف با میان لایه‌های نازک تا متوسط کربنات تشکیل شده است. بخش زیرین این عضو عموماً از گدازه‌های بازیک تشکیل شده و روبه بالا به ترتیب اسیدی گرایش نشان می‌دهد. سازند ناتک در زیر این سازند واقع است. این سازند که مشتمل بر یک ردیف دگرگونی است واجد میان لایه گدازه‌های بازیک است. این گدازه‌های بازالتی که بوسیله روش نئودیمیم ـ ساماریم رقم ۸۰+۸۷۴ میلیون سال را نشان می‌دهد توسط توده‌های گرانیتی ـ گرانودیوریتی با سن ۹۷+۷۴۹ میلیون سال قطع می‌گردد (سامانی ۱۳۷۱). بنابراین فعالیت ماگمایی فوق را می‌توان قدیمی‌ترین ماگماتیسم شناخته شده در ایران به حساب آورد. بعلاوه توده‌های گرانیتی ناحیه ساغند، شمال ازبک کوه، ناحیه تکنار، گرانیت دوران، گرانیت‌های گلپایگان، موته از دیگر توده‌های نفوذی پرکامبرین در ایران هستند.

در شمال شرقی ازبک کوه دو رخنمون بزرگ از توده‌های گرانیتی در کوه سرهنگی و کوه سرپیر وجود دارد. تعیین سن به روش ایزوتوپ بر روی کانی‌های زیرکن و اورانیتیت سن مطلق ۳۰+ ۸۲۰ میلیون سال را نشان می‌دهد که در مقایسه با سایر توده‌های گرانیتی در ایران مرکزی قدیمی‌تر است. در ناحیه تکنار نیز توده گرانیت قدیمی وجوددارد که سن مطلق ۵+۶۲۴ میلیون سال را نشان می‌دهد (سامانی و همکاران ۱۳۷۲). گرانیت مغانلو در زنجان نیز یک توده بسیار قدیمی است. ماگمای سازنده آن از نوع کالک آلکالن بوده و به احتمال از ذوب بخشی گنیس‌های بخش مرکزی آن حاصل شده‌اند. این توده یک گرانیت بعداز کواهزایی است و قبل از گرانیت دوران تکوین یافته است (ولی‌زاده، اسماعیلی ۱۳۷۲).

گرانیت دوران نیز یک گرانیت قدیمی‌است که در حوالی زنجان رخنمون دارد و به شدت هوازده و بطور محلی کائولینی شده است. رنگ آن سفید و تا اندازه‌ای صورتی واز نظر ژئوشیمی آلکالن و کانی‌های تیره بسیار اندک دارد. در دهکده دوران این گرانیت توسط سازند بایندر پوشیده می‌شود. گرانیت‌های ناحیه گلپایگان ـ موته را نیز به پرکامبرین نسبت می‌دهند. گرانیت ناحیه موته از نوع آلکالن برنگ روشن تا صورتی و سرشار از فلدسپات و کوارتزاست. به عقیده تیله و همکاران (۱۹۶۸) گرانیت مزبور از دولومیت‌های سلطانیه قدیمی‌تر و احتمالاً مربوط به پرکامبرین است. سنگ‌های نفوذی آلکالن بورنورد، زریگان، نریگان و چادرملو را نیز مربوط به پرکامبرین می‌دانند. این سنگ‌ها می‌تواند از ذوب بخشی محله پوسته، زیرین در فازهای فشاری پرکامبرین که باعث ضخیم شدن پوسته شده است حاصل شده باشند (پورحسینی ، ف ، ۱۹۸۳).

در هر حال مسلم است که وجود طبقات تخریبی قاره‌ای مانند ماسه سنگ لالون که وسعت آن بسیار زیاد و بیشتر از محدوده ایران بوده است نیازمند حضور توده‌های گرانیتی فراوان است که در زمان رسوبگذاری این سازند رخنمون داشته‌اند و توده‌های نفوذی قدیمی که امروزه در سطح زمین حضور دارند

تنها قسمت کمی از توده‌های فرسایش نیافته و حفظ شده ان زمان هستند. بدین ترتیب ملاحظه می‌گردد که فعالیت ماگماتیسم پرکامبرین در ایران بسیار گسترده‌تر و شدیدتر از آنچه امروزه آثار آن وجود دارد بوده است.

علاوه بر ماگماتیسم نفوذی، فوران‌های آتشفشانی زیادی را که مربوط به این دوران می‌باشند در ایران وجود دارد که بعضی از آنها در نتیجه فازهای کوهزایی بعدی دگرگون شده‌اند، نظیر متاولکانیک‌های ناحیه ساغند، ترود، ریولیت‌های دگرگون شده ناحیه موته گلپایگان و مجموعه آتشفشانی دگرگون شده مریوان. سری هرمز که توسط گنبدهای نمکی در جنوب ایران به سطح زمین رخنمون یافته نیز واجد سنگ‌های آتشفشانی بسیار قدیمی است. در این واحد، ریولیت‌های آلکالن پتاسیک، پورفیرهای درشت کوارتز و فلدسات وجود دارد. بجز این، سنگ‌های آتشفشانی دیگر نظیر داسیت، ریوداسیت، لاتیت، آندزیت، دولریت و بازالت نیز دیده شده است. سازند تکنار نیز واجد ضخامت زیادی از سنگ‌های آتشفشانی است بطوریکه بخش زیرین آن واجد ۱۵۰۰ متر توف‌های سبز روشن و گدازه‌های ریولیت است. توف‌ها و ریولیت‌های آلکالن پتاسیک ناحیه اسفوردی نیز بسیار قدیمی و مربوط به پرکامبرین هستند. از جمله سنگ‌های آتشفشانی دیگر ریولیت‌های سری دزووریزو هستند بطوریکه درسری ریزو سنگ‌های آتشفشانی درحدود ۵۰ تا ۲۵۰ متر ضخامت داشته و شامل گدازه‌های قرمز تا قهوه‌ای رنگ ریولیت تاداسیت همراه با توف می‌باشد.

سازند قره داش در ناحیه تکاب آذربایجان یک ردیف ولکانیکی ـ رسوبی به ضخامت ۱۱۴۰ متر است که بیشتر آن از گدازه‌های ریولیتی (کوارتز پورفیری)، توف‌های اسیدی و شیل‌های ماسه‌ای میکادار ارغوانی تشکیل می‌شود. این سازند را معادل خروجی گرانیت دوران دانسته‌اند و ترکیب قلیایی آن که شباهت زیادی به ترکیب گرانیت دوران دارد نیز این واقعیت را تائید می‌نماید (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷).

علاوه‌بر سنگ‌های نفوذی و خروجی ذکر شده می‌توان از سنگ‌های افیولیتی مربوط‌به پرکامبرین نیز یاد نمود. ردیف افیولیتی ناحیه انارک که بنام واحد پتیار خوانده می‌شود (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷) بطور قطع در زیر سنگ‌های کامبرین پایین (سلطانیه) واقع است. پایین‌ترین سنگ‌هایی که در این ردیف ظاهر می‌گردد، پریدوتیت‌هایی است که بیشتر از هارزبورژیت و کمی هم از لرزولیت تشکیل می‌شود که به‌همراه نها بطور پراکنده گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت نیز دیده می‌شود. ین ردیف همراه با سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی موجود در آن ضخامتی بالغ‌بر ۷۰۰ متر را تشکیل می‌دهند.

ماگماتیسم کالدونین

فاز کوهزائی کالدونین در اواخر اردوویسین در اثربسته‌شدن اقیانوس موجود میان آمریکای شمالی، گروئنلند، چین و سیبری اتفاق افتاده‌است و ایران به علت دوربودن از تاثیراین رخداد تنها متحمل حرکات عمودی (یا قاره‌زائی) گردیده و باعث شده‌است که در آن زمان در بسیاری از مناطق، رسوبات کامبرین و اردوویسین حذف و یا رسوبگذاری سیلورین انجام نگیرد. همزمان با این خشکی‌زائی یک فاز انبساطی یاکششی در شمال‌شرق و قسمتی از مرکز ایران اتفاق افتاده که نتیجه آن بروز شکافها و خروج سنگهای آتشفشانی بازیک تا متوسط گشته که هم‌اکنون در نواحی رباط قره‌بیل، خاورسمنان، جنوب کاشان و همچنین ازبک کوه و انارک مشاهده میگردند (نبوی، ۱۳۵۵). در ادامه آن در سیلورین نیز فورانهای بازالتی و گاه زیردریایی وجود دارد که این امر ممکن است مربوط به اقیانوس‌زائی پالئوتیتس باشد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). در سازندسلطان میدان یک واحد بازالتی وجود دارد که در حوالی شاهرود تا گردنه خوش ییلاق با ضخامت متفاوت دیده می‌شود و ژنی (۱۹۷۷) معتقداست که باتوجه به مقدار تیتان و بالابودن مقدار آلکالن در آن، به‌نظر می‌رسد این بازالتها ازنوع قاره‌ای باشند. همچنین در البرزغربی یک واحد آتشفشانی زیر دریایی سبزتیره تا سیاه به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۴۰ متر که اختصاصات اسپیلیتی از خود نشان میدهد وجود دارد. فاز آخری حرکات کالدونین در دونین‌پسین صورت گرفته که با فعالیت آتشفشانی همراه بوده است، سنگهای بازالتی شمال سمنان، تهران (ناحیه شمشک) و همچنین شمال آذربایجان مربوط به‌این فاز هستند.

ماگماتیسم هرسی‌نین

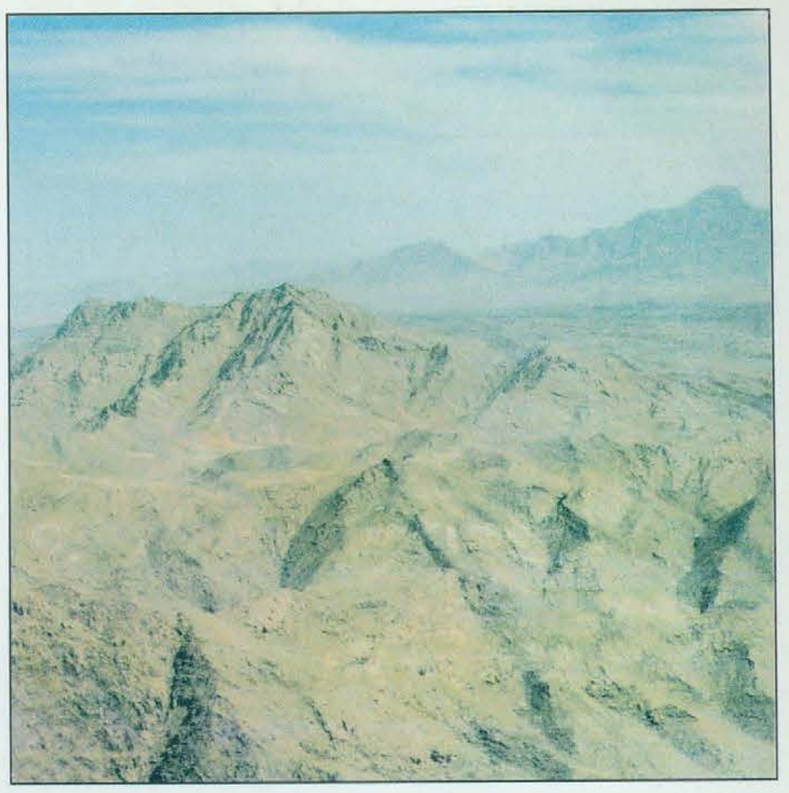
کوهزائی هرسی‌نین در نتیجه برخورد گندوانای شمالی با اروپا بوجود آمده‌است و عقیده برآن است که بطورکلی در سراسر کمربند آلپ ـ هیمالیا، حرکات هرسی‌نین‌از کالدونین مهمتر بوده‌است. در ایران ماگماتیسم مربوط به این فاز گسترده‌تر بوده و فعالیتهای ماگمائی بیشتری را به آن نسبت می‌دهند. از مهمترین توده‌های نفوذی مربوط به‌این فاز گرانیتوئیدهای مشهد است. رخنمون این توده بصورت باریکه طویلی به طول ۳۰ کیلومتر و به عرض ۱۰ کیلومتر در ناحیه مشهد وجود دارد. متوسط تعیین سن با روش پتاسیم ـ آرگن برروی میکاهای گرانیتوئید مشهد سنی حدود ۲۵۶ میلیون سال بدست آمده است (درویش زاده، ۱۳۷۰). بعلاوه در جنوب مشهد نواربارریک و طویلی‌از یک ردیف شامل سنگهای الترامافیک، سنگهای رسوبی دگرگون شده و پیروکلاستیک که همگی در رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند وجود دارد. ضخامت این واحد الترامافیکی ازچند متر تا ۷۰ متر تغییر می‌کند.

در ناحیه گشت ـ ماسوله نیز توده‌های نفوذی متعددی وجود دارد که آنها را به فاز هرسی‌نین نسبت می‌دهند. سینیت‌های کوه مورو در جنوب مرند در آذربایجان از دیگر آثار فازهرسی‌نین در ایران است. این توده سینیتی برنگ قرمزآجری با ظاهری دانه متوسط که در آن ارتوزهای گلی رنگ، اپیدوت و پیروکسن مشخص هستند در این ناحیه وجود دارد. در ناحیه جلفا و مهاباد نیز توده‌های نفوذی مشابهی با همین سن وجود دارد. سنگهای آذرین کوه میشو بصورت دو مجموعه حضور دارند بطوریکه در قسمت مغرب مجموعه بازیک الترامافیک لایه لایه و درقسمت مشرق آن انواع سنگهای اسید و حدواسط گرانیت تا دیوریت مشاهده میگردد.

در ایران مرکزی حرکات عمودی که از فاز کالدونین آغاز شده بود ادامه می‌یابد بطوریکه حرکات مربوط به اواخر سیلورین یا اوایل دونین پستی و بلندیهای را در آن ناحیه ایجاد می‌کند و نهشته‌های دونین‌بالائی همراه با گدازه‌های بازالتی روی واحدهای مختلفی از سنگهای قدیمی‌تر از خود می‌نشیند. در آغاز کربونیفر نیز وضع بدین‌گونه است. در این زمان بخش بزرگی از آن از آب خارج و درنهایت کربونیفر بالا همراه با گدازه‌های بازالتی آغاز می‌شود.

ماگماتیسم سیمرین پیشین

درحد بین تریاس میانی و فوقانی یعنی ۱۹۵ تا ۲۱۰ میلیون سال قبل یک فاز فشاری مهم ایران را تحت‌تأثیر قرار داده‌است. در این زمان اقیانوس پالئوزوئیک‌پسین که بین ایران و توران وجود داشته است بسته شده و این دو مجموعه بصورت سرزمین واحدی در می‌آید. آثار دگرگونی و ماگماتیسم مربوط به‌این فاز در ایران مهم و گسترده می‌باشد. در زون سنندج ـ سیرجان توده‌های نفوذی کوچکی که شامل گرانیت، مونزونیت، دیوریت و گابرو است در حاجی‌آباد، ده‌بید، مغرب سیرجان و اسفندقه گزارش شده‌است. درناحیه اسفندقه سری‌های الترامافک لایه‌لایه‌ای دیده می‌شود که



رخنمون کمپلکس نی‌باز متشکل از گرانیت و گنایس ـ غرب ساغند ، ایران‌مرکزی

در آن تمام سری تفریق یافته از الترامافیک تا گرانیت به چشم می‌خورد که محصول تفریق ماگمائی دارای روند تولیئتی است . در ناحیه شمال ایران گرانیت لاهیجان را که در داخل رسوبات دگرگون شده کربونیفر تزریق و قطعاتی از آن در کنگلومرای ژوراسیک همین منطقه مشاهده شده‌است را مربوط به این فاز میدانند . این توده یک گرانیت بیوتیت‌دار و دانه متوسط است که فلدسپات و بیوتیت‌های آن اکثراً به اپیدوت ، سریسیت و کلریت تجزیه شده‌اند . در ناحیه گشت ـ ماسوله نیز گرانیت تورمالین‌دار وجود دارد که مجموعه دگرگونی و آذرین‌گشت را قطع می‌کند و سن آن با روش روبیدیم ـ استرانسیم برروی مسکویت‌های آن عدد ۵± ۱۸۰ میلیون سال را نشان می‌دهد (درویش‌زاده ، ۱۳۷۰) . بعلاوه در همین ناحیه دو توده الترامافیک عدسی شکل وجود دارد که عرض آنها ۱ تا ۱/۵ کیلومتربوده و مجموعه دگرگونی گشت را نیز قطع می‌کند ، این توده‌ها از مرکز بطرف حاشیه شامل پریدوتیت ، گابرو و حتی دیوریت است . در ایران مرکزی در ناحیه ساغند ، گرانیت اسماعیل‌آباد را مربوط به حرکات سیمرین پیشین میدانند . این گرانیت ، رسوبات پرمین را قطع و توسط کنگلومرای کرتاسه پوشیده می‌شود . بطورکلی در ناحیه ایران مرکزی فاز سیمرین پیشین بصورت چین‌خوردگی و دگرگونی گسترده همراه نیست ولی ظهور بازالت یا ملافیر و تغییر شدید رژیم رسوبگذاری در این زون حکایت از عملکرد این فاز دارد . آثار این سنگهای آتشفشانی در ناحیه نخلک مشاهده می‌گردد . از مشخصات ماگماتیسم تریاس خروج آهن با آنهاست بطوریکه در بسیاری از نواحی ، طبقات تریاس همراه با لایه‌های سرخ رنگ آهن که لابلای آن عدسی‌هائی از الیژیست دیده می‌شود رسوب نموده‌اند، این امر نشان میدهد که در این زمان آب دریا به‌شدت از آهن غنی بوده است .

ماگماتیسم سیمرین پسین

رخداد سیمرین پسین در اواخر ژوراسیک اتفاق افتاده است ، که در ایران اثر دینامیکی شدیدی بجای گذاشته است ، بطوریکه در قسمت بزرگی از ایران زمین ، یعنی در ایران مرکزی و شرق ایران یک دگرشیبی بسیار آشکار در قاعده سنگهای کرتاسه وجود دارد . به عقیده درویش‌زاده (۱۳۷۰) حادثه کوهزائی سیمرین پسین درایران کمی زودتر شروع شده ، بطوریکه در تمام دوره ژوراسیک ایران از آرامش برخوردار نبوده و فوران آتشفشانی از اواخر تریاس تا اواخر ژوراسیک در ایران مرکزی ، البرز و نوار سنندج ـ سیرجان وجود داشته است . بعلاوه در مناطق اطراف سنقر و کنگاور تناوبی از آهک و گدازهای زیردریائی بوجود امده که در ژوراسیک پایانی یک دگرکونی ضعیف را متحمل شده‌اند . این گدازه‌ها از نوع آندزیت ، اسپیلیت و به‌طور محلی ریولیت‌اند .

در اثر این فاز توده‌های نفوذی مهمی درایران تکوین یافته‌اند . در زون سنندج ـ سیرجان می‌توان از توده نفوذی آلموقولاق نام برد . این توده مجموعه‌ای است ، حلقوی و قسمت اعظم آن از جنس سینیت پورفیری کوارتزدار و بخش کوچکی از آن شامل گابرو و ریوریت است . توده‌های گرانیتی گرانودیوریتی ناحیه گلپایگان و نیز توده گرانیتی دانه درشت ناحیه سرگز در اسفندقه که در داخل سنگهای آتشفشانی ـ رسوبی دوگرتزریق شده‌است نیز از جمله توده‌های نفوذی این زون به‌شمار می‌آید .

در ایران مرکزی از توده‌های نفوذی مربوط به‌این فاز می‌توان گرانودیوریت کلاه قاضی ، گرانیت شیرکوه یزد را نام برد . گرانودیوریت کلاه قاضی‌در ۵۰ کیلومتری جنوب شرق اصفهان واقع است و شامل توده‌های مجزا از هم ولی با ترکیب یکنواخت می‌باشد . این توده بدرون شیل‌های ژوراسیک نفوذ کرده و آنها را بطور محلی دگرگون نموده‌است . گرانیت شیرکوه در ۴۰ کیلومتری جنوب غربی یزد و جنوب‌غربی بافت رخنمون دارد . این گرانیت که برنگ خاکستری روشن و دانه متوسط است رسوبات نای‌بند را قطع و خود توسط کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه پوشیده می‌شود . سن رادیومتری گرانیت شیرکوه ۱۷۶ میلیون سال بدست آمده است .

در شرق ایران گرانیت شاه‌کوه از بزرگترین توده‌های نفوذی این فاز است که طول بیرون زدگی آن به ۴۵ کیلومتر می‌رسد . این توده یک گرانیت دانه درشت و تا اندازه‌ای پورفیروئید است . این توده در شیل‌های ژوراسیک نفوذ و آن را به‌طور ضعیفی دگرگون نموده‌است و خود توسط سری‌های آهکی اوربیتولین‌دار آپسین پوشیده می‌شود. در ناحیه چهار فرسخ نیز توده‌های گرانیت ـ گرانودیوریت با حجم زیاد مشابه گرانیت شاه‌کوه وجود دارد . در البرزشمالی از گرانیت لیسار می‌توان نام برد که واجد بافت پورفیری دانه درشت برنگ گلی است قطعات بزرگ آن در داخل کنگلومرای قاعده‌ای کرتاسه یافت شده‌است . بعلاوه طی این فاز فعالیت آتشفشانی وسیعی در ایران اتفاق افتاده که در مناطق زیر مشاهده گردیده است .

در قاعده سازند شمشک در البرزمرکزی ، در شمال‌دامغان در داخل رسوبات شمشک ، در البرزشرقی گدازه‌های راسیت تا بازالتی وجود دارد. سنگهای ملافیر در منطقه فیروزکوه در بالای سازند لار وجود دارد و فورانهای آتشفشانی بازیک در ناحیه اسفندقه در زون سنندج ـ سیرجان که در قاعده سنگهای ژوراسیک رخنمون دارد تا اواسط ژوراسیک نیز ادامه می‌یابد .

ماگماتیسم لارامید

این فاز که در اواخر کرتاسه و ابتدای پالئوسن اتفاق افتاده که باعث بسته‌شدن اقیانوس بین ایران و عربستان گردیده‌است . تأثیر آن بخصوص در شمال و مرکز ایران شدید بوده و عموماً دگرشیبی مشخصی میان رسوبات این دو دوره موجود است .

توده‌های نفوذی مهمی که طی این فاز بوجود آمدند ، بویژه در شمال‌غرب ایران گسترش دارند . در زون سنندج ـ سیرجان از گرانیت الوند می‌توان نام برد . این توده در جنوب و مغرب همدان واقع است . بخش میانی آن پورفیروئید با فلدسپاتهای پتاسیک دانه درشت و بخش حاشیه آن دانه متوسط است . توده گرانیتوئید بروجرد نیز در همان راستا در زون سنندج ـ سیرجان تشکیل شده است . سن رادیومتری توده‌الوند به روش پتاسیم ـ آرگن از بیوتیت‌های سنگ توده‌اصلی سن ۲/۵ ± ۶۳/۸ و به‌کمک روش روبیدیم ـ استرانسیم سن ۲ ± ۶۸ میلیون سال بدست‌آمده است . در گرانیتوئید بروجرد نیز به کمک روش پتاسیم ـ آرگن ۳± ۷۱/۵ و به‌کمک روش روبیدیم ـ استرانسیم ۲/۱ ± ۷۱/۱۵ میلیون سال بدست آمده است (ولی‌زاده، ۱۳۷۱) .

در اطراف ملایر نیز توده‌های نفوذی رخنمون دارند که قسمت اعظم آنهااز نوع گرانودیوریت ، گرانیت و کمتر گابرو است. این توده سری دگرگونی همدان ، ملایر و بروجرد را قطع می‌کند و دارای هاله دگرگونی وسیعی می‌باشد که شامل هورنفلس آندالوزیت دار و هورنفلس‌های سیلیمانیت و کردیوریت‌دار است . گرانودیوریت آستانه اراک و گرانیت‌های گلپایگان نیز از دیگر

توده‌های نفوذی مهم مربوط به این فاز در زون سنندج ـ سیرجان هستند.

در جنوب بزمان توده‌های نفوذی متنوعی دیده می‌شود که رسوبات پرمین را قطع کرده و توسط فلیش‌های ائوسن پوشیده می‌شوند. قسمت اعظم هسته آن را گرانیت و هرچه به حاشیه توده نزدیک‌تر می‌شویم به انواع بازیک نظیر دیوریت و گابرو برمی‌خوریم. سن این توده حدود ۷۴ میلیون سال (پورحسینی، ۱۹۸۳) تخمین زده شده است.

از نظر فعالیتهای آتشفشانی، در اواخر کرتاسه، فورانهای بازالتی زیردریایی وآندزیتی در آذربایجان، ایران مرکزی (آندزیت، راسیت و ریولیت) و البرزمرکزی (سنگهای اسید تا بازیک به ضخامت ۱۵۰۰ متر) اهمیت زیادی دارا هستند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

ماگماتیسم پیرنه

در ائوسن میانی و پائینی فعالیت آتشفشانی بسیار وسیعی در بیشتر مناطق ایران انجام می‌گیرد و در اواخر ائوسن و اوائل الیگوسن فاز کوهزائی مهمی اتفاق می‌افتد که در نتیجه آن بسیاری از مناطق از آب خارج و یا ارتباط آنها با دریای آزاد قطع میگردد. این فاز کوهزائی فاز پیرنه نام دارد. فعالیت آتشفشانی نوار ارومیه ـ دختر که از کرتاسه شروع شده و در ائوسن به‌اوج خود می‌رسد. بسیاری از توده‌های نفوذی اطراف تهران مانند گرانودیوریت قصرفیروزه به سن ۳۷ میلیون سال، مونزوگابرو ـ دیوریت سدکرج به سن ۴۷ میلیون سال و نوع روشن آن ۳۴ میلیون سال، گابروی مبارک‌آباد و رودهن، گرانیت‌های کوه طارم و سینیت‌های فلدسپاتوئیددار آذربایجان که اکثراً در داخل توفیت سبز البرز به سن ائوسن میانی تزریق شده‌اند. همچنین توده‌های نفوذی جوان ترود، کاشمر، فردوس و سرانجام گرانیت‌های زاهدان، خاش و میرآباد در همین زمان بوجود آمده‌اند. بخشی از توده‌های نفوذ نطنزکه اکثراً با فعالیت آتشفشانی ائوسن در ارتباطند در این زمان تشکیل شده‌اند.

گرانودیوریت کرکس که سن‌استقرار آن با روش روبیدیم ـ استرانسیم ۱۹ـ۱۷ میلیون سال (عمیدی، ۱۹۷۵) بدست آمده‌است آثار فشاری زمان ترسیر را به اثبات می‌رساند. سن بسیاری از توده‌های نفوذی شرق اشتهارد، بوئین زهرا، ساوه هم با روش رادیومتری و هم براساس سن نسبی بیانگر فاز فشاری پیرنه می‌باشند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

از آنجائیکه وسعت ماگماتیسم در ترسیر بسیار زیاد بوده و تشریح هرکدام از توده‌ها در سرتاسر ایران ممکن نیست به ذکر آنها بصورت جدول که از کتاب زمین‌شناسی ایران (درویش‌زاده، ۱۳۷۰) اقتباس شده‌است التفا میگردد (جدول ۲ـ۵).

در ماگماتیسم ترسیر پدیده ولکانیسم بسیار چشمگیر و گسترده است بطوریکه آثار ولکانیسم مربوط به‌این فاز در اکثر مناطق ایران قابل مشاهده است. زون ارومیه ـ دختر که بصورت یک نوار طویل ماگمائی از بزمان در شمال جازموریان تا ناحیه آذربایجان امتداد دارد نتیجه فعالیت گسترده ماگمائی این زمان است. چگونگی تکوین این زون با توجه به موقعیت و گسترش همواره مورد بحث زمین‌شناسان بوده و مدلهای گوناگونی در ارتباط با نحوه پیدایش آن ارائه داده‌اند که مهمترین آنها مدل فرورانش و مدل ریفت قاره‌ای می‌باشد.

ماگماتیسم آلپی پسین

فاز آلپی‌پسین که در ادامه فاز آلپی رخ داده است حرکات مربوط به اواخر ترسیر تاکوارترنر را شامل می‌شود. اگرچه در این فاز به علت حضور علائم و شواهد بسیار زیادی که بخوبی محفوظ مانده به رخدادهای کوچکتری نیز تقسیم میگردد. در اینجا ماگماتیسم آلپی‌پسین بطوراجمال مورد شرح قرار می‌گیرد.

مهمترین توده‌های نفوذی مربوط به این حرکات توده‌های عکاپل و علم‌کوه می‌باشند. مونزونیت کوارتزدار عکاپل در ۵کیلومتری شمال‌شرقی علم کوه واقع است که توده‌ای دانه ریز و کم‌حجم است که مرز آن با سنگهای مجاور چندان مشخص نیست. لوکوگرانیت علم کوه در نزدیک قله علم‌کوه و مغرب آن واقع است. قطر آن ۶ تا ۷ کیلومتر و مرز آن نسبت به سنگهای اطراف بسیار پرشیب است. سن این توده بسیارجوان بوده و در حدود ۳ تا ۵ میلیون سال می‌باشد (آنلز و دیگران، ۱۹۷۵). در حاشیه گرانیت علم‌کوه و مونزونیت عکاپل هاله دگرگونی با ضخامت ۱ تا ۲ کیلومتر بوجود آمده است. توده علم‌کوه خود توسط دایکهای تیره‌رنگی قطع می‌گردد که با توجه به سن گرانیت علم کوه احتمالاً به کوارترنر تعلق دارند.

جدول توده‌های نفوذی فلیش‌های شرق ایران

نام و محل توده نفوذی	جنس	وسعت	سن
زاهدان	گرانیتوئید	بزرگ و کوچک	اولیگوسن آغازی
میرآباد (جنوب‌زاهدان)	گرانیت	چندتوده کوچک	پالئوژن
خاش	گرانیت	نسبتاً متوسط	پالئوژن
ده‌زالو	گرانیت	نسبتاً متوسط	پالئوژن
رودره	گرانیت گنیسی	متوسط	پالئوژن

جدول توده‌های نفوذی زون سنندج ـ سیرجان

نام و محل توده نفوذی	جنس	وسعت	سن
خرزهره ـ جنوب قروه	گابرو ـ دیوریت	متوسط و کوچک	اولیگوسن آغازی
کامیاران	گابرو	کوچک	اولیگوسن آغازی
کلاه‌سر ـ جاده کرمانشاه ـ سنندج	گابرو ـ دیوریت	کوچک	اولیگوسن آغازی
پنجوین ـ نزدیک مرز عراق	گابرو	کوچک	اولیگوسن آغازی
شمال گلپایگان	دیوریت تا گابرو	توده‌های کوچک و متوسط مجزا	ائوسن (؟)

توده‌هایی با بزرگ نامیده‌ایم که در مقیاس ۱:۵۰۰۰۰۰ قابل نقشه‌برداری باشد و توده‌های متوسط در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ و کوچکتر از آن در مقیاس اخیرگویش قابل نقشه‌برداری نیست.

جدول توده‌های نفوذی ایران مرکزی

نام و محل توده نفوذی	جنس	وسعت	سن
زرند	مونزوگرانیت	بزرگ	اولیگوسن آغازی
بین ساوه ـ اشتهارد	گرانیت تا دیوریت	بیش‌از ده‌توده کوچک و متوسط	اولیگوسن آغازی
سلفچگان (سه‌راهی)	دیوریت	کوچک	بعد از میوسن
قهرود ـ کاشان	تونالیت ـ دیوریت	۴ توده متوسط تا کوچک	میوسن میانی
نطنز	گرانیت تا گابرو	۱ بزرگ و چند کوچک	بعد از ائوسن
اردستان	گرانیت ـ دیوریت	کوچک تا متوسط	میوسن میانی
جنوب نائین	گرانیت تا دیوریت	تعدادی توده کوچک	میوسن میانی
شمال نائین	گرانیت تا دیوریت	۲ متوسط و ۱ کوچک	بعد از ائوسن
مشرق زفره اصفهان	گرانیت تا گابرو	بیش از ده توده متوسط و کوچک	بعد از ائوسن
سرچشمه رفسنجان	گرانیت پورفیری ـ دیوریت کوارتزدار	۲ توده متوسط	بعد از ائوسن
حوالی شهربابک	گرانیت تا گابرو	۳ توده متوسط	ائوسن میانی تا فوقانی
جبال بارز	گرانیت	بزرگ	ائوسن میانی تا فوقانی
شمال کاشمر	گرانیت	متوسط	بعد از ائوسن
بجستان فردوس	گرانیت	چند توده کوچک تا متوسط	پالئوژن
کوه ریجی (لوت مرکزی)	دیوریت	کوچک	ائوسن میانی
کوه عبداللهی (لوت مرکزی)	دیوریت	کوچک	پالئوژن
جنوب جازموریان	گرانیت	متوسط	میوسن میانی

نقشه سنگهای ماگمائی

دریای خزر

دریاچه ارومیه

دریاچه نمک

خلیج فارس

دریای عمان

خارکو

خارگ

فارسی

لاوان

هندورابی

کیش

فارور بزرگ

فارور کوچک

سیری

هرمز

لارک

قشم

هنگام

تنب بزرگ

تنب کوچک

ابوموسی

هامون

جازموریان

واحدهای ماگمائی

- درونی
- خروجی
- آذرآواری
- ولکانو سدیمنتر
- گدازه و نهشته‌های رسوبی
- آذرین دگرگون شده

رخدادهای تکتونو ـ ماگمائی

- آلپین پسین
- پیرنین
- لارامید
- سیمرین پسین
- سیمرین پیشین
- هرسینین
- کالدونین
- پان آفریکن

افیولیتها

- واحدهای افیولیتی

مناطق تکتونیکی

- نوار کوهزائی کپه‌داغ
- زون تالش جام
- نوار البرز بینالود
- سبزوار
- دشت کویر
- نوار ماگمائی ارومیه دختر
- بلوک مرکز شرق ایران
- نوار شرق ایران
- زون سنندج سیرجان
- کمپکس مکران
- نوار کوهزائی زاگرس

آتشفشانهای ایران

در طول زمان کواترنر آتشفشانهائی در ایران وجود داشته و برپایی برخی از آنها از نئوژن یا اواخر ترسیر تا کواترنر بوده است. آنها امروزه قلل ارتفاعات مهمی را تشکیل داده‌اند. در حال حاضر برخی از آنها در مرحله گوگردزائی بوده و از دهانه آنها بخارآب و گازهای گوگردی خارج می‌شود. مهمترین این آتشفشانها عبارتند از:

آتشفشان دماوند

مخروط دماوند در سلسله جبال البرز با ارتفاع ۵۶۱۰ متر بارزترین فعالیت آتشفشانی کواترنر در ایران می‌باشد. تاریخ فعالیت آن بخوبی مشخص نیست ولی مخروط آن یک استراتوولکان بوده و گدازه‌های آن از دهانه مرکزی به شعاعی تا حدود ۱۵ کیلومتر منتشر شده و مساحتی حدود ۴۰۰ کیلومترمربع را پوشانده است. دهانه آتشفشان دماوند حدود ۴۰۰ متر قطر داشته و در حاشیه آن فومرولی‌هایی وجود دارند که قطعات جدا از هم گدازه‌ها را برنگ زرد درآورده‌است. سنگهای آتشفشانی دماوند به سه رخساره بازیک، میانه و اسیدی تفکیک می‌شوند. سنگهای رخساره بازیک در پلورو و نزدیک رینه دیده می‌شوند و متشکل از بازالت آلکالن الیوین‌دار است که قدیمی‌ترین فاز فعالیت دماوند را تشکیل میدهد.

گدازه‌های رخساره میانه اسیدی شامل انواع تراکی آندزیت و تراکیت‌اند و تغییرات سنگ شناسی آنها تدریجی است. علاوه براینها در اطراف دماوند سنگهای آتشفشانی دیگر نظیر توف و برش آتشفشانی مشاهده میگردد. مطالعه ژئوشیمیایی نشان میدهد که کلیه سنگهای دماوند در قلمرو آلکالن قرار دارند (امامی ـ ایران نژادی، ۱۳۷۲).

انشفشان تفتان ـ جنوب‌شرقی ایران

آتشفشان تفتان

تفتان نوعی استراتولکان است که در جنوب ـ جنوب‌شرقی زاهدان واقع بوده وارتفاع آن از سطح دریا ۴۰۵۰ می‌باشد. گدازه‌های این آتشفشان مساحتی حدود ۱۳۰۰ کیلومترمربع را پوشانیده‌است. مخروط جنوب‌شرقی آن شامل جریان گدازه‌هائی از جنس آندزیت و راستیی و در قله آن فعالیت شدیدی از فومرولهای دائمی مشاهده می‌شود که علاوه بر بخارآب گازهای گوگردی نیز از آن خارج می‌گردد. جنس سنگهای آتشفشان تفتان از نوع آندزیتی و راستیی بوده و شامل آندزیت هورنبلنددار، آندزیت هیپرستن‌دار، داسیت و به مقدار کم دلریت هورنبلنددار می‌باشد.

آتشفشان دماوند باسن کواترنر ـ شمال‌شرق تهران

آتشفشان بزمان

این آتشفشان در ۱۱۰ کیلومتری شمال‌غرب ایرانشهر با ارتفاع ۳۴۹۰ از سطح دریا واقع است. مخروط اصلی استراتوولکانی است که گدازه‌های آن از چندین دهانه خارج شده‌است. بلندترین قله آن از قطعات بزرگ گدازه و خاکستر تشکیل شده و قطر دهانه آن حدود ۵۰۰ متر است. مواد آتشفشانی بزمان منطقه‌ای را که حدود ۱۴۰۰ کیلومترمساحت دارد را پوشانیده است. این آتشفشان نظیر تفتان جزء آتشفشانهای نیمه فعال‌ایران محسوب می‌گردد. ازنظر سنگ‌شناسی متشکل از انواع گدازه‌های اسید نظیر آندزیت، راسیت و ریوداسیت است و مخروط اصلی آن از اجتماع برش‌های ایگنیمبریتی، پونس و گدازه تشکیل شده که بطور متناوب قرارگرفته‌اند.

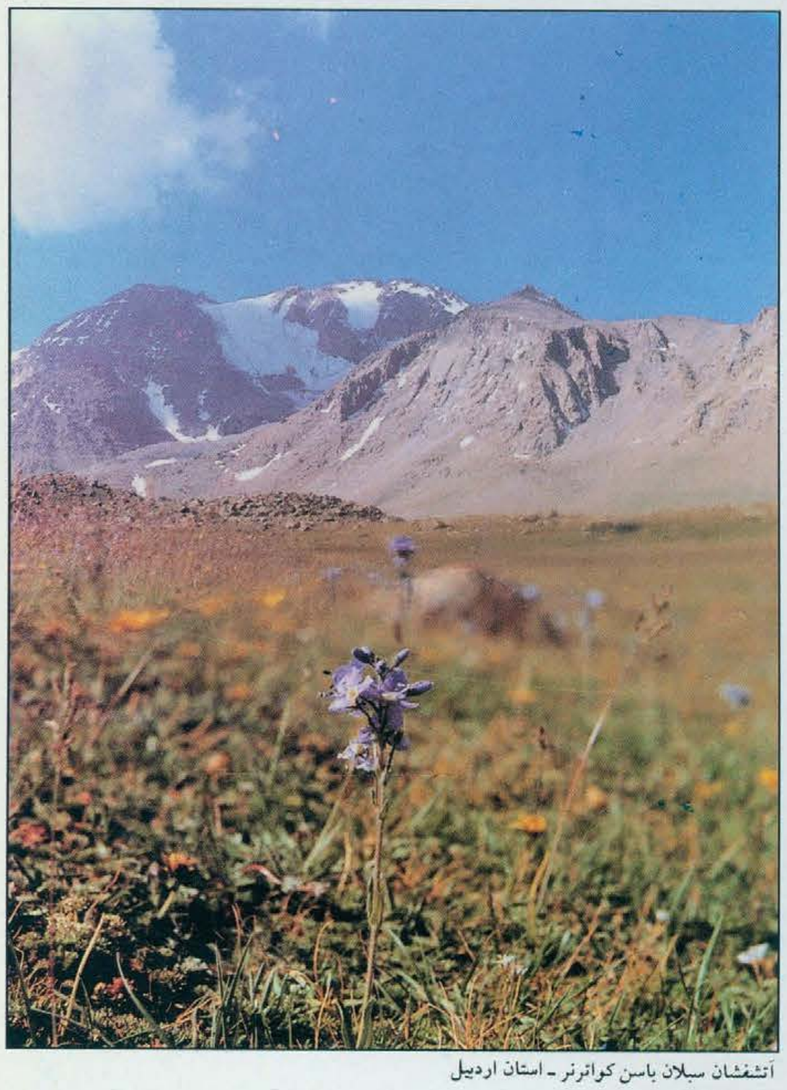
آتشفشان سهند

این آتشفشان در ۴۰ کیلومتری جنوب تبریز واقع است ومواد آن مساحتی بالغبر ۴۵۰۰ کیلومترمربع را پوشانده‌است. آتشفشان سهند در چند مرحله فعالیت داشته و در حدبین مراحل، آرامش نسبی برخوردار بوده است. ترکیب گدازه‌های سهند غالباً از نوع ریولیت، راسیت و آندزیت بوده و در بین آنها توف و خاکسترهای فراوان دیده می‌شود. آخرین مراحل فعالیت آن از نوع راسیت و ریوداسیت است که منجربه تشکیل مخروط آتشفشانی و قلل مرتفع سهند شده‌است.

آتشفشان سبلان

این آتشفشان که در مشرق تبریز واقع است دارای ارتفاع ۴۸۰۰ متر از سطح دریا بوده و گدازه‌های آن مساحتی نزدیک به ۱۲۰۰ کیلومترمربع پوشانده‌اند. در دامنه جنوبی سبلان چشمه‌های گوگردی زیادی وجود دارد که آب آنها در حدود ۴۰ درجه سانتیگراد حرارت دارد و نشان از فعالیت آتشفشان خاموش سبلان دارد. جنس سنگهای آن که مربوط به فعالیتهای مختلف است شامل لاتیت، بازالت، آندزیت و سنگهای اسید می‌گردد.

سایر آتشفشانهای مربوط به کواترنر نظیر آتشفشان جنوب بیجار، آتشفشان درنان، آتشفشان آج، آتشفشان آرارات و آتشفشانهای حوالی قوچان و شمال‌شرقی کرمان نیز قابل ذکرهستند.



آتشفشان سبلان باسن کواترنر ـ استان اردبیل

افیولیت‌های ایران

افیولیت‌ها در محیط های گوناگونی از کافت‌های اقیانوسی تا کافت‌های درون قاره‌ای، کمانهای جزیره‌ای و دریاهای کناری بوجود می‌آیند. افیولیت های ایران درنواحی بیرجند، سبزوار، تربت حیدریه، کاشمر، نائین، یزد، شهرباک، بافق، کرمانشاه، سنندج، رضائیه، خوی، و رخنمون دارند.

بنا به گفته سبزه ئی (۱۳۷۳) افیولیت های ایران یک مجموعه چند زادی است که تکوین آن از پرکامبرین تا اواسط ترسیری به طول انجامیده است و در کافت‌های درون قاره‌ای در امتداد شکستگیهای اصلی ایران زمین تکوین یافته است کافت‌های مذکور چندبار باز شده و بخشی از پیکره‌های سنگی مجموعه افیولیتی در آن تولد یافته و در پی آن بر اثر نیروهای فشاری این کافت ها بسته شده و یا به قول میلانوسکی (۱۹۹۳) وارونه شده‌اند.

مطابق تعریفی که در کنفرانس پن روز (۱۹۷۲) برای افیولیت ارائه شده، افیولیت به گروهی مشخص از سنگ‌های الترامافیک تامافیک اطلاق می‌شود که مجموعه کامل آن به ترتیب از قاعده به سمت بالا از پیکره‌های زیر تشکیل گردیده است:

۱ ـ **پیکره الترامافیک** : متشکل از دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت به‌نسبت‌های مختلف. این پیکره بیش‌تر دارای بافت دگرگونه بوده و کم و بیش سرپانتینیتی شده است.

۲ ـ **پیکره گابروئی** : دارای بافت انباشته‌ای بوده و همراه آن پریدوتیت‌های انباشته‌ای و پیروکسنیت دیده می‌شود و دگرشکلی آن کمتراز پیکره‌اولترامافیک می‌باشد.

۳ ـ **پیکره دایکهای صفحه‌ای** : که به طور عموم از برونزدهایی تشکیل شده که از دایک‌های با حاشیه سرد شده نامتقارن پدید آمده است.

۴ ـ **پیکره آتشفشانی** : این مجموعه از گدازه‌های بالشتی و کمی دایک تشکیل شده و مقداری توف شیشه‌ای هم سرشت با گدازه های بالشتی آنرا همراهی می‌نمایند.

" چهار پیکرهٔ گفته شده که اصلی‌ترین اجزاء مجموعهٔ افیولیتی را تشکیل می‌دهند، همراه آنها در بسیاری از جاهای دنیا پیکره‌های فرعی نیز دیده می‌شود."

۵ ـ **پیکره رسوبی** : این پیکره در بیش‌تر موارد بر روی پیکره آتشفشانی و یا در ارتباط مستقیم با آن دیده می‌شود و از چرت‌های لایه‌ای، لایه‌های نازک شیل سیلیسی. قرمزرنگ و آهک پلاژیک تشکیل شده و در مواردی ردیف ضخیمی از رسوبات فلیشی نیز دیده می‌شود.

۶ ـ **توده‌های نفوذی و خروجی اسیدی** : همراه مجموعه‌های گفته شده توده‌های نفوذی اسیدی پلاژیوگرانیت و معادل‌های خروجی آن مانند کوارتز کراتوفیرها و کراتوفیرها و ریولیت‌های یک سد دیده می‌شود.

۷ ـ **پیکره‌های دگرگونه** : عمده‌ترین دگرگونی‌های همراه افیولیت‌ها عبارتند از:

۱ ـ شیت آبی یا گلوگوفان شیست.

۲ ـ سنگ‌های دگرگونه با ساختگاه نامشخص مانند گارنت شیست، گارنت آمفیبولیت و مرمر.

۳ ـ سنگهای الترامافیک سرپانتینیتی شده و یا گابروهای دگرگونه.

۸ ـ **انبانه‌های کرومیتیت** : این توده‌ها در بیشتر موارد همراه دونیت‌های بخش زیرین افیولیت‌ها دیده می‌شوند.

پیکره‌های مختلف یک مجموعه افیولیتی کم‌تر در تماس عادی با یکدیگر دیده می‌شوند و بسیار نادر است که مجموعه افیولیتی کامل در یک‌جا دیده شود. سطح تماس پیکره‌های افیولیتی اغلب گسیلده و تکتونیکی بوده و در بسیاری از موارد، چندین پیکره از مجموعه افیولیتی به دلیل حرکت‌های زمین ساختی حذف شده و در این مورد اصطلاح ردیف ناکامل افیولیتی و یا ردیف افیولیتی گسسته برای آنها بکار می‌رود (کولمن ۱۹۷۷).

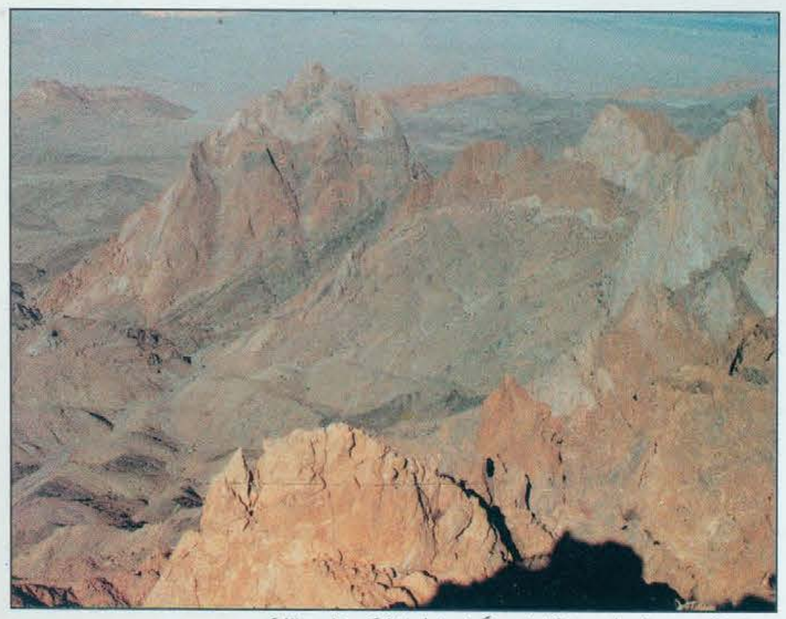
در بعضی از محیط‌های زمین‌ساختی پویا که مرتباً تحت‌تاثیر وقایع تکتونیکی قرار گرفته‌اند. در جاهایی که پیوسته، تحت‌تاثیر وقایع تکتونیکی قرار گرفته‌اند ردیف افیولیتی از هم گسسته شده و پیکره‌های مختلف آن درهم آمیخته و آمیزه‌ای درهم از پیکره‌های افیولیتی بوجود می‌آید که به آن آمیزه افیولیتی گفته می‌شود.

برای تشکیل آمیزه‌های افیولیتی سازوکارهای مختلفی از قبیل دیاپیریسم، فرورانش، رورانندگی‌های بزرگ و لغزش‌های وزنی پیشنهاد شده است.

در آمیزه‌های افیولیتی بسیاری از نقاط جهان خمیره و یاماتریکس راسرپانتینت یا الترامانیک‌های سرپانینیتی شده تشکیل می‌دهند که پیکره‌های دیگر افیولیتی بصورت تکه‌های با اندازه‌های مختلف و بدون ریشه در آن شناورند. در این حالت به دلیل وزن مخصوص کمتر سرپانیتنیت و خصوصاً رفتار مکانیکی آن در اثر نیروهای تکتونیکی متحرک شده (مانند نمک) و به صورت دیاپیراز پایین به بالا حرکت می‌کنند و پیکره‌های دیگر ردیف افیلویتی و سنگ‌های همبر را در خود شناور می‌سازد و نظام چینه شاختی افیولیت بدین ترتیب از بین می‌رود و آمیزه‌های افیولیتی به معنای خاص کلمه بوجود می‌آید (کولمن ۱۹۷۷).

در ایران زمین از سالها پیش کاربرد واژه (فیولیت، اصطلاح کالرد ملانژ یا آمیزه رنگین (گانسر ۱۹۵۹) را به ذهن متبادر می‌ساخت. علت این نامگذاری آنستکه ردیف یا مجموعه‌های افیلویتی ایران تقریباً در بیش از ۹۵٪ موارد به صورت آمیزه‌های افیولیتی دیده می‌شود و از آنجا که پیکره‌های سازنده این آمیزه‌ها دارای رنگ‌های گوناگون قرمز، سبز، سیاه، خاکستری و قهوه‌ای و ... می‌باشند منظره عمومی آمیزه‌ها را از نظر تنوع رنگ از مجموعه‌های سنگی مجاور چنان متمایز نمود که گانسر (۱۹۵۹) آنها را کالردملانژ یا آمیزه رنگین نام نهاد.

واقعیت آنستکه در بسیاری از زونهای آمیزه رنگین تحرکات سرپانتینت‌ها چنانست که تشخیص ردیف افیولیتی و برقراری یک نظم چینه‌شناختی برای پیکره‌های مختلف ناممکن و یا بسیار مشکل است. با این وجود در سالهای اخیر مجموعه‌های افیولیتی منظم در خاور و جنوب خاوری ایران شناخته شده است (سبزه‌ای ۱۳۷۳).



هسته تافدیسی چاه‌میلو، متشکل از سنگهای اولترامافیک، ناحیه انارک

آمیزه‌های رنگین به صورت نوارهای ممتد و کم عرض در امتداد شکستگی‌های بنیادی ایران در رخنمون دارند. این آمیزه‌ها در زون‌های مختلفی رخنمون دارند که عبارتند از:

۱ ـ آمیزه رنگین زون خرد شده زاگرس، شامل برنزدهای جنوب دولت آباد، حاجی آباد، داراب، نیریز، کرمانشاه و مریوان.

۲ـ آمیزه رنگین زون خرد شده جنوب جازموریان ، از شمال میناب تا ایرانشهر .

۳ـ آمیزه رنگین زون خردشده نائین ، سورک ، ده‌شیر ، شهر بابک و بافت .

۴ـ آمیزه رنگین خاور ایران ، که شامل تمامی آمیزه‌های رنگین محدود بین زون گسلی نایبند و درونه می‌شود شامل افیولیت‌های بیرجند ، نهبندان ، سفیدابه ، خاور دشت‌لوت و باختر زاهدان .

۵ـ آمیزه‌های رنگین بین گسل درونه و گسل عطاری ، شامل آمیزه‌های افیولیتی سبزوار، کاشمر، تربت‌حیدریه و رباط سفید.

۶ـ آمیزه‌های رنگین خوی ـ سرو که به آمیزه‌های رنگی خاور و جنوب ترکیه متصل می‌گردند.

کوه دول دول . قسمت جلویی تصویر باریکه افیولیتی دیده می‌شود . ناحیه انارک

پیکره‌های افیولتی ایران زمین

۱ـ ردیف پیوسته از سنگهای الترامافیک ، گابرو ، دایکهای صفحه‌ای و گدازه‌های بالشتی و رسوبات همراه مثال بارز آن ردیف افیولیتی فنوج و نیریز است ، که ردیف افیولیتی به طور کامل در آنها دیده می شود و ارتباط پیکره‌های افیولیتی بخوبی آشکار است .

۲ـ ردیف پیوسته از گدازه‌های بالشتی دایک‌های صفحه‌ای ، گابروهای هم ارز با دایکها ، گابروهای لایه‌ای ، مانند افیولیت‌های کهنوج ، با اینکه این مجموعه یک ردیف کامل افیولیتی نیست ولی می‌توان حدس زد که این مجموعه متعلق به یک ردیف افیولیتی می‌باشد .

۳ـ ردیف پیوسته از سنگ های التراماتیک، گابروهای لایه‌ای که فوج دایک‌های دیابازی آنها را قطع می‌کند . مثال این نوع برونزودها مجموعه افیولیتی سیخوران است .

۴ـ دیاپیرهای الترامافیک : در جایجای ایران زمین دیاپیرهای الترامافیکی دیده شده که بومهای دگرگونی را بریده و از درون آنها سر برآورده‌اند. بهترین مثال آن توده الترامافیکی دونیت ـ هارزبورژیت ـ ورلیت کوه کلمرد در شمال باختری کهنوج است . این توده‌ها که بشدت سرپانتینیتی شده‌اند با سنگ‌های درونگیر خود سطح تماس گسلیده و برشی داشته و اثر دگرگونی همبری با سنگهای درونگیر ندارند.

۵ـ گدازه‌های اولترامافیکی درون مجموعه‌های دگرگونی (پالئوزوئیک) دربعضی‌از نقاط ایران مانند : مشهد ، شاهین‌دژ ، غرب‌زنجان ، طالش ، انارک ، نیریز ، حاجی‌آباد، اسفندقه و ...، سنگهای الترامافیک به صورت گدازه دیده می‌شود که تفریق شده و به تدریج به گابروهای لایه‌ای ختم می‌شوند. مجموعه مذکور را نمی‌توان افیولیت نامید ولی از مطالعه پتروژنز آنها می‌توان برای حل بعضی از مسائل افیولیت‌ها کمک گرفت .

۶ـ آمیزه‌های افیولیتی ، عبارتند از آمیزه‌هایی از پیکره‌های مختلف افیولیتی که در درون یک ماتریکس الترامافیک قرار گرفته باشند . به‌عبارت دیگر آمیزه افیولیتی دیاپیرهای بزرگ سرپانتینیت ، قطعاتی از پیکره‌های افیولیتی شناور در درون آن می‌باشد و علت تشکیل چنین آمیزه‌هایی حرکات دیاپیریک سرپانتینیت است . آمیزه‌های رنگین مناطق بافت ، ده‌شیر ، مروست ، شهربابک ، گدارمل شتر ، تربت حیدریه ، سبزوار ، نائین و بعضی از آمیزه‌های جنوب جازموریان و شرق ایران بیش‌تر از این نوع می‌باشند.

۷ـ اولیستوستروم‌های افیولیتی ، در بسیاری از حوضه‌های رسوبی فیلیشی دوران سوم که در لبه حوضه‌ها پیکره‌های افیولیتی رخنمون داشته قطعاتی از پیکره‌های افیولیتی به اندازه‌های متفاوت گاهی تا چند کیلومتر ، در اثر لغزش گرانشی به درون حوضه رسوبی غلطیده (لغزیده) و با مواد رسوبی درهم آمیخته است . در زون افیولیتی جنوب جازموریان این پدیده به روشنی دیده می‌شود .

۸ـ در بعضی از مناطق ایران بخصوص در زون شکسته زاگرس، قاچ‌های تکتونیکی از پیکره‌های افیولیتی مانند توده‌های الترامافیک مجموعه‌های رسوبی آذرین کرتاسه بالایی در لابلای قاچ‌های تکتونیکی فیلیش‌های دوران سوم و آهک‌ها و سنگ‌های آتش فشانی دوران دوم به صورت یک ساختار فلسی به لبه زاگرس رانده شده‌اند. این ساختارها را باید با آمیزه‌ها افیولیتی یکسان دانست.

قالب خارجی گدازه‌های بالشی . شمال‌غرب اسفوردی ، ایران مرکزی

فصل هفتم

زمین‌شناسی اقتصادی

مقدمه

علم زمین‌شناسی اقتصادی عبارتست از : "مطالعه و تجزیه و تحلیل کانسارها و موادی که بطور مفید برای بشر قابل استفاده هستند نظیر ، سوخت ، کانیهای فلزی و غیرفلزی و آب ، در این ارتباط بهره‌گیری از دانش زمین‌شناسی برای جستجو و تشخیص این مواد الزامی است " . ذخایر معدنی از مهمترین اهداف این جستجوها در محدوده زمین‌شناسی اقتصادی می‌باشند . در ترکیب متوسط پوسته جامد زمین از بین کلیه عناصر موجود در زمین ۱۱۰ عنصر بیش از ۹۸ درصد پوسته جامد زمین را تشکیل می‌دهد . بسیاری از عناصر که در پوسته به مقدار زیاد یافت نمی‌شوند نظیر فلزات صنعتی و قیمتی ، مواد سازنده کودهای شیمیایی و عناصری نظیر اورانیم که به عنوان منبع انرژی شناخته می‌شوند برای جامعه بشری بسیار مهم و حیاتی می‌باشند . فراوانی (کلارک) مس در پوسته جامد زمین $4.7.10^{-7}$% و طلا $4.5.10^{-7}$% معادل ($4.5.10^{-9}$% ppb) و آهن 4.65% و قلع $2.5.10^{-4}$% می‌باشد . لذا عناصر مهم یاد شده تنها تحت شکل‌گیری بصورت یک "کانسار" قابل استخراج و استفاده هستند و "کانسار" عبارت از تجمع یک ماده مفید یا گرانبها بقسمی که عیار آن در کانه آنقدر بالاست که ذخیره را از نظر اقتصادی دارای ارزش نموده و قابل استخراج می‌سازد .

لذا جای تعجب نیست که ذخائر معدنی شناخته شده بصورت بسیار غیریکنواخت و شاید غیرمنصفانه در سرتاسر دنیا توزیع شده‌اند .

مصرف جهانی بسیاری از ذخایر در طول دهه‌های گذشته فزایش یافته است . به‌طوری‌که رشد تقاضای جهانی بسیاری از فلزات از ۲ درصد در سال در زمان جنگ جهانی دوم به ۱۰ درصد در نیمه دهه هفتاد رسیده است . اگرچه رشد تقاضا برای بسیاری از مواد معدنی ، طی سالهای ۱۹۶۶ تا ۱۹۸۲ بسیار کندتر از دهه‌های قبل بوده و در مورد بعضی مواد حتی دچار تنزل گردیده است ولی چنانچه اقتصاد جهانی دچار تحول گردد و یا شرایط زندگی مردم کشورهای در حال توسعه بهبود یابد تقاضا نیز مجدداً افزایش خواهد یافت .

سکوی ابوذر واقع در یکی از میادین نفتی خلیج‌فارس

جدول زیر دورنمای عمر بعضی از ذخایر جهانی را باتوجه به ثبات سطح تقاضا در سال ۱۹۸۹ نشان می‌دهد . شایان توجه است که با همین سطح مصرف ، بسیاری از فلزات تنها برای چنددهه کافی خواهند بود ، ولی باید خاطرنشان شود که ارتباط مصرف با ذخیره می‌تواند معیار اقتصادی بودن یک نوع ماده معدنی راتغییر دهد به عنوان مثال چنانچه ذخایر یک نوع ماده معدنی تمام گردد ، قانون عرضه و تقاضا سبب می‌شود که قیمت آن ماده معدنی بالا رفته و در نتیجه کانسارهای نیمه اقتصادی نیز اقتصادی گردند. همین نتیجه در اثر توسعه تکنولوژی معدنکاری و دستیابی به روشهای جدید درامر اکتشاف نیز بدست خواهد آمد . اگرچه موارد اخیر آینده امیدبخشی را نوید می‌دهند ولی باید در نظر داشت که بالاخره زمانی فراخواهد رسید که کلیه ذخایر رو به اتمام روند .

از عوامل عمده در کنترل و توزیع کانسارها، نقش رخدادهای تکتونیکی که خود ، ماگماتیسم را نیز در پی دارد می‌توان نام برد . ارتباط تنگاتنگ زمین‌شناسی و فلززائی که در ادوار گوناگون شناسایی شده‌اند ، توزیع زمانی - مکانی کانسارها را باعث می‌گردند . بطوریکه ایالتهای معدنی راکه نتیجه توزیع مکانی کانسارهای مربوط به یک زمان خاص هستند ، می‌توان تشخیص داد .

سرزمین ایران ، متاثر از رخدادهای تکتونو - ماگمائی متعددی از صدها میلیون سال پیش بوده و لذا موقعیت ویژه‌ای ازنظر فلززایی یافته است که نتیجه آن گسترش و توسعه ذخایر عظیم و متنوعی از مواد معدنی است که با یک نگاه به نقشه توزیع کانسارها می‌توان دریافت . کانسارهای فلزی عظیم‌ترین و غنی‌ترین معادن ایران را تشکیل می‌دهند و کانسارهای غیرفلزی نیز با تنوعی بسیار . بصورت پراکنده در سرتاسر ایران مشاهده می‌گردند . آبهای گرم معدنی که نتیجه فعالیتهای آتشفشانی جدید است منطبق با این مناطق بوده و جزء آن دسته از منابعی هستند که در آینده با توسعه تکنولوژی و نیاز انسان به منابع جدید توجه زیادی را به خود معطوف خواهند نمود . ذخایر بسیار زیاد نفت و گاز در کشورمان ، ایران را جزء کشورهای نفت‌خیز قرار داده و با توجه به موقعیت جغرافیایی آن باعث گردیده که یک جایگاه استثنایی درمیان کشورها به خود اختصاص دهد . در این فصل کلیه موارد مورد شرح و بحث قرار خواهند گرفت .

نوع ماده معدنی	تولید	ذخیره جهانی	مدت دوام (سال)
بوکسیت	۱۱۱/۰۰۰	۲۵/۳۰۰/۰۰۰	۲۲۸
کروم	۱۳/۲۰۰	۱/۱۳۳/۰۰۰	۸۵/۷
کبالت	۴۲	۳/۶۴۱	۸۶/۷
مس	۹/۷۱۰	۳۸۷/۰۰۰	۳۹/۹
آهن	۱/۰۴۰/۰۰۰	۱۶۲/۰۰۰/۰۰۰	۱۵۸
سرب	۳/۸۰۰	۷۷/۰۰۰	۲۰/۳
منگنز	۲۶/۵۰۰	۹۰۰/۰۰۰	۳۴
نیکل	۹۲۵	۵۴/۰۰۰	۵۸/۴
قلع	۲۳۱	۴/۷۱۰	۲۰/۴
روی	۷/۷۴۰	۱۶۲/۰۰۰	۲۰/۹
طلا	۲/۱۰۰	۴۶/۲۰۰	۲۲
نقره	۱۵/۴۰۰	۳۰۸/۰۰۰	۲۰
گروه‌پلاتین	۵۹۴	۶۱/۶۰۰	۱۰۴
گچ	۱۰۵/۲۰۰	۲/۶۰۰/۰۰۰	۲۴/۷
فسفات	۱۸۷/۰۰۰	۱۵/۲۴۰/۰۰۰	۸۱/۵
پتاس	۳۴/۳۰۰	۱۸/۷۰۰/۰۰۰	۵۴۵
گوگرد	۶۴/۴۰۰	۱/۵۴۰/۰۰۰	۲۳/۹

کلیه ارقام مربوط به تولید و ذخیره برحسب هزارتن بوده بجز در مورد طلا و نقره و گروه پلاتین که برحسب تن می‌باشد . (براساس امار مربوط به‌سال ۱۹۸۹)

کانسارهای فلزی

کانسارهای فلزی از مهمترین کانسارهای ایجادشده طی رخدادهای تکتونو ـ ماگمایی هستند که عموما با ذخایر زیاد و در وسعت فراوان وجود دارند. انطباق این کانسارها با نواحی متاثر از رخدادهای یادشده موید این موضوع است. از مهمترین این کانسارها می توان کانسارهای فلزاتی چون آهن، مس، سرب و روی، منگنز و کرومیت را نام برد. سایر فلزات، کانسارهای مهم و بزرگی را تشکیل نمی‌دهند.

آهن

یکی از مهمترین فلزاتی که بشر از قدیمی‌ترین ایام با آن آشناست آهن است. کاربرد وسیع آن امروزه در زندگی انسانها انکارناپذیر بوده و وسعت صنایع فولاد هر کشور دلیل بر توسعه صنعتی آن کشور است. تکوین کانسارهای آهن در ایران در ادوار مختلف فلززایی رخ داده است. رخدادهای پان آفریکن، سیمرین و آلپی مهمترین رخدادهای مذکور بوده که منجر به ایجاد کانسارهای آهن از نوع ماگمایی، آتشفشانی ـ رسوبی، دگرگونی، رسوبی، جانشینی و گرمابی گردیده است (سامانی و همکاران، ۱۳۶۹). مهمترین ایالتهای معدنی آهن ایران عبارتند از: ناحیه ایران مرکزی (ناحیه معدنی بافق ـ ساغند)، ناحیه سیرجان، ناحیه اصفهان ـ ملایر، ناحیه سنگان در خراسان و کانسارهای پراکنده‌ای در نواحی زنجان، کاشان، همدان و غیره.

ناحیه بافق – ساغند دارای کانسارهای متعدد و عظیم آهن است که عبارتند از: چادرملو، چغارت، چاه‌گز، سه چاهون، ساغند و میشدوان. ذخیره آهن این ناحیه روی هم رفته بین ۲-۱/۷ میلیارد تن برآورده شده است (جعفرزاده، ۱۳۷۱).

مهمترین معدن این ناحیه یعنی کانسار چادرملو که در ۸۰ کیلومتری شمال شهرستان بافق درمنطقه‌ای کوهستانی و حاشیه کویر قرار دارد واجد حدوداً ۴۹۴ میلیون تن ماده معدنی با عیار متوسط ۰/۵ درصد فسفر می‌باشد. کانسار چادرملو در محدوده گسله حلقوی شکل یک کالدرا در کانون آتشفشانی ایگنیمبریتی جای گرفته است. سنگهای فراگیر آن بیشتر شامل سنگهای پرکامبرین بوده و متشکل از سنگهای آتشفشانی ـ رسوبی و شبه آتشفشانی هستند که بعضاً به علت مجاورت با گرانیت به هورن‌فلس تبدیل شده‌اند. کانسار فوق متشکل از چهاربیرون‌زدگی است که هریک بصورت قله‌ای ظاهر شده‌اند. سه توده شمالی در حقیقت یک توده واحد هستند که همانند یک استوانه قائم بوده و تا عمق حدوداً ۳۰۰ متری ادامه می‌یابند. یکی از نظرات آن است که این استوانه می‌تواند تنوره‌ای پرشده از مواد منیتیتی باشد. بیرون زدگی جنوبی عمق کمی داشته و می‌توان آن را یک سیل منیتیتی یا گدازه‌های جریان یافته برسطح زمین پنداشت. علاوه‌بر این توده، دو آنومالی در شمال و جنوب کانسار چادرملو در زیر آبرفت قرار دارد.

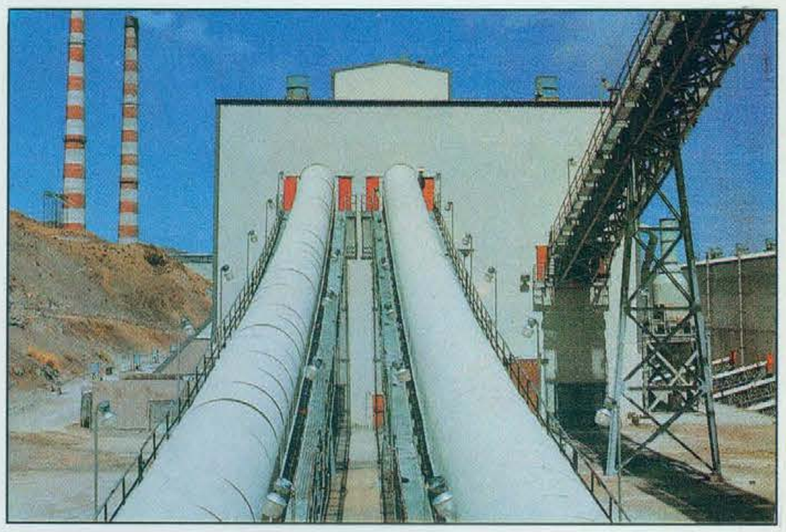
از جمله دیگر کانسارهای آهن در این ناحیه کانسار چغارت می‌باشد که در ۱۳۴ کیلومتری جنوب خاوری یزد و ۱۴ کیلومتری بافق قرار دارد. این معدن توده‌ای است بطول ۶۰۰ متر وعرض ۱۸۰ متر و به شکل دایک در داخل یک کمپلکس دگرگونی تشکیل گردیده که رخنمون آن بصورت تپه ای در روی زمین مشخص است. کانیهای اصلی آن عبارتند از:

منیتیت، هماتیت، مارتیت، آپاتیت، اسفن، تریمولیت، آلبیت و گاهی پرمیت. ذخیره قابل استخراج آن معادل ۱۲۵/۷۹ میلیون تن تخمین زده شده که عیار آن ۵۷ درصد آهن و دارای حداکثر ۰/۴ درصد فسفر و ۰/۰۸ درصد گوگرد است.

ناحیه آهن‌خیز سیرجان (گل‌گهر) و کانسارهای رسوبی ـ کربناتی ناحیه اصفهان ـ ملایر مهمترین ایالتهای فلزی آهن متعلق به چرخه سیمرین هستند. کانسار گل‌گهر بر روی سنگهای گنیس میکادار واجد هورنبلند و پلاژیوکلاز و کوارتزیتهای میکادار قرار دارد و سنگهای فرودیواره که در حواشی کانسار دیده می‌شود شامل شیست‌های مسکویت و کوارتزدار و کوارتزیتهای مسکویت دار است که نسبت به فرودیواره کانسار تغییر شکل کمتری یافته است. ذخیره آن بالغبر یک‌میلیارد و سی‌وسه میلیون‌تن برآورد گردیده است.

فلززایی آهن تیپ آلپی، متنوع بوده و در چندگروه متفاوت از هم قرار می‌گیرد. گروه کانسارهای نوع اسکارنی که نمونه معروف آن کانسار سنگان در استان خراسان می‌باشد مربوط به دوره فلززایی فوق است. این کانسار در ۲۵۰ کیلومتری جنوب خاوری مشهد و در نزدیکی روستای سنگان واقع است. ماده معدنی دارای بافت توده‌ای

و یا حالت لایه‌ای بوده و منیتیت مهمترین کانه‌آهن به شمار می رود. به‌علاوه کانیهای مشخصه اسکارن نظیر فلوگوپیت، گارنت، اکتینولیت و دیوپسید نیز یافت می‌شود. اکتشافات انجام شده در مناطقی که ماده معدنی واجد رخنمون است منجر به تخمین ۳۰۰ میلیون تن با عیار تا حد ۶۵ درصد آهن گردیده است.



مس سرچشمه

مس

مس از جمله فلزهای بسیار کاربردی است و پس از فولاد به عنوان یکی از مهمترین مواد مهم و زیربنایی شناخته می‌شود. فرآورده‌های آن بصورت مس خالص و آلیاژی درصنایع برق، الکترونیک و ترکیبات شیمیایی آن در صنایع آبکاری، شیشه‌سازی و سرامیک کاربرد دارد. بهره‌برداری از معادن مس در ایران از دیرباز رواج داشته و تقریبا همه معادن و اثرات مس توسط پیشینیان کشف و مورد بهره‌برداری قرارگرفته است. نخستین فلزی که توسط انسان کشف شد مس بود که در ایران تاریخ کشف آن به اواخر هزاره هفتم و هزاره ششم قبل ازمیلاد میرسد بطوریکه گردن بندهایی از مس فشرده در قشرهای علی‌کش مربوط به سده‌های هزاره هفتم قبل از میلاد کشف گردیده است (علیپور، ۱۳۷۲). با پیشرفت دانش زمین‌شناسی علاوه بر کانسارهای مس که واجد آثار معدنکاری قدیمی بوده‌اند معادن جدیدی نیز کشف گردیده‌اند. از دیدگاه زمین‌شناسی، تکوین کانسارهای مس در ایران عمدتاً به فازهای مختلف ماگماتیسم دوران سوم مربوط می‌شود و کانسارهای تیپ پورفیری، رگه‌ای ولکانوژن، اسکارن و ماسیوسولفاید در این مجموعه جای دارند. سایر کانسارهای وابسته به ماگماتیسم دورانهای دوم و اول دارای اهمیت چندانی نبوده و در حد اثرات مس می‌باشند.

نواحی گوناگونی همچون آذربایجان خاوری، زنجان، خاور ایران، کرمان، ایران مرکزی و نوار ارومیه ـ دختر و ولکانیسم شمال آذربایجان ـ تاکستان و زنجان که از سوی شمال باختری به سوی سنگهای آتشفشانی آذربایجان شوروی می‌پیوندد. از مهمترین نواحی واجد کانسارهای مس می‌باشند. امروزه در ایران بیش از ۳۰۰ معدن، کانسار و اثر معدنی مس وجود دارد، که به جز معدن سرچشمه و سونگون که بزرگ‌اند نزدیک به ۱۴ معدن کوچک دیگر نیز وجود دارد، بقیه در شمار اثرات معدنی به‌حساب می‌آیند (ملاکپور، ۱۳۷۰).

کانسارهای مس پورفیری از مهمترین ذخایر مس در جهان و از جمله ایران می باشند و عبارتند از کانسارهای با عیارکم (بطور متوسط ۰/۴ درصد) از سولفورهای مس وآهن که به شکل افشان بوده و اغلب با مولیبدن، طلا و نقره همراه می‌باشند. مولیبدن با عیار بین چنددهم تا چندصدم درصد باعث بالارفتن ارزش اقتصادی کانسار میگردد. وسعت و ذخیره این دسته از کانسارها بسیار زیاد بوده و ذخیره آن گاهی به بیش از ۵۰۰ میلیون تن کانه می‌رسد. از ویژگیهای دیگر آن این است که مناطق سطحی توده‌های پورفیری غالبا تحت تاثیر عوامل فرسایش و دگرسانی قرار می‌گیرند. آبهای سطحی که از بالا به درون آن نفوذ می‌کند، ضمن عبور به قسمتهای زیرین، موادمعدنی را از بخشهای بالایی شسته و با خود به پایین میبرد. این عمل سبب کم عیار شدن بخشهای بالایی و پرعیار شدن بخشی می‌گردد که به‌نام ناحیه سوپرژن خوانده می‌شود.

ناحیه کرمان از نظر کانی‌زایی مس یکی از وسیعترین و مهمترین مناطق ایران می‌باشد که در نوار ماگمانی ارومیه ـ دختر واقع است. کانسارهای بزرگی نظیر سرچشمه، میدوک و سایر کانسارهای کوچکتر در این ناحیه وجود دارند. کانسار مس سرچشمه که یکی از معادن بزرگ مس دنیا محسوب می گردد و از نوع پورفیری است در ۶۰ کیلومتری جنوب رفسنجان واقع شده است. شکل آن بیضوی بوده بطوریکه قطربزرگ آن حدود ۲ کیلومتر و قطر کوچک آن ۹۰۰ متر طول دارد.

بخش گرانودیوریتی پورفیری واقع در مرکز کانسار که مربوط به الیگومیوسین بوده و توسط توده‌های آندزیتی احاطه میگردد بوسیله دایکهای متعددی قطع شده است. این توده نفوذی بصورت یک استوک حلقوی بوده و قدیمی‌ترین فاز نفوذی در منطقه به شمار می‌رود. توده پورفیری، توده آندزیتی و دایکهای اولیه مجدداً بوسیله دایکهای جدیدتر قطع شده‌اند. ناحیه کانه‌سازی شده شامل توده پورفیری سرچشمه، بخش آندزیتی احاطه کننده و دایکهای اولیه است و دایکهای جدیدتر فاقد کانه‌های مس هستند.

کانه‌های اصلی آن شامل پیریت، کالکوپیریت و کالکوسیت می‌باشد. از نظر مناطق کانه‌سازی، کانسار سرچشمه به سه منطقه تقسیم شده است:

۱ ـ منطقه پوششی کم عیار و اکسیده که نوع کانه آن عمدتاً کربناتها هستند و واجد ۲۶ متر ضخامت می باشد.

۲ ـ بخش سوپرژن با ضخامتی بالغ بر ۳۷ متر که در زیر بخش بالایی واقع بوده و کانه اصلی مس در آن دانه‌های پراکنده کالوسیست است. مقدار ذخیره این بخش متجاوز از ۹۲ میلیون تن سنگ معدن با عیار ۱/۱۹ درصد مس تخمین زده شده است.

۳ ـ بخش هیپوژن که واجد کانه های کالکوپیریت، مولیبدنیت و پیریت است. مقدارذخیره این بخش بیش از ۳۳۵ میلیون تن سنگ معدن با عیار ۰/۸۹ درصدمس برآورد شده است.

از نواحی مهم دیگر که کانه‌سازی مس در آن بطور وسیعی اتفاق افتاده ناحیه آذربایجان خاوری است. سابقه فعالیتهای آتشفشانی در این ناحیه به ژوراسیک بازمی گردد که تا اواخر ائوسن رفته رفته شرایط دریایی را از دست داده و پیوسته دستخوش فعالیتهای زیردریایی بوده است. در اواخر ائوسن محیط دریایی فوق کم‌کم به محیط کم‌عمق و قاره‌ای و بالاخره به محیطی خشک تبدیل شده است. فعالیتهای آتشفشانی نوع خشکی از اواخر میوسن شروع شده و در پلیوسن و اوائل کواترنری به اوج خود می‌رسد.

کانسار مس پورفیری سونگون در این ناحیه بوجود آمده است. این کانسار در حدود ۶۰ کیلومتری شمال باختری اهر و ۳۵ کیلومتری شمال ورزقان واقع شده است. جایگزینی توده‌های نفوذی و نیمه عمیق در چند مرحله انجام شده و تنها یک توده نفوذی نیمه عمیق مسئول کانه‌سازی و دگرسانی است. ترکیب سنگ‌شناسی توده اخیر، گرانیت تابیوتیت گرانودیوریت است. کانه‌سازی هیپوژن در این منطقه به اشکال پراکنده، شبکه‌ای و رگه‌ای اتفاق افتاده است. مرحله آغازین کانه‌سازی با پاراژنزکالکوپیریت مولیبدنیت، ایلمنیت، تترائدریت، تنانتیت و پیریت و مرحله بعدی کانه‌سازی با پاراژنزهای‌کالکوپیریت، مولیبدنیت و پیریت، بورنیت، کالکوسیت، روتیل، سرب و روی و طلا رخ داده است. مطابق مطالعات اکتشافی و اطلاعات زمین‌شناسی صحرایی این توده پورفیری واجد ۲۹۰ میلیون تن سنگ معدن با عیار ۰/۷۶ درصد مس، ppm ۱۵۱ مولیبدن و ۹٪ رنیم در مولیبدنیت است و در مجموع ۲،۱۶۰،۰۰۰ تن مس، ۴۲،۰۰۰ تن مولیبدن و ۳۷/۸ تن رنیم دارد (مهرپرتو، ترکیان، ۱۳۷۲). در ناحیه اهر بجز کانسار سونگون، تعداد زیادی کانسار مس در وسعتهای متفاوت وجود دارد که نیازمند مطالعات اکتشافی آینده است.

سرب و روی

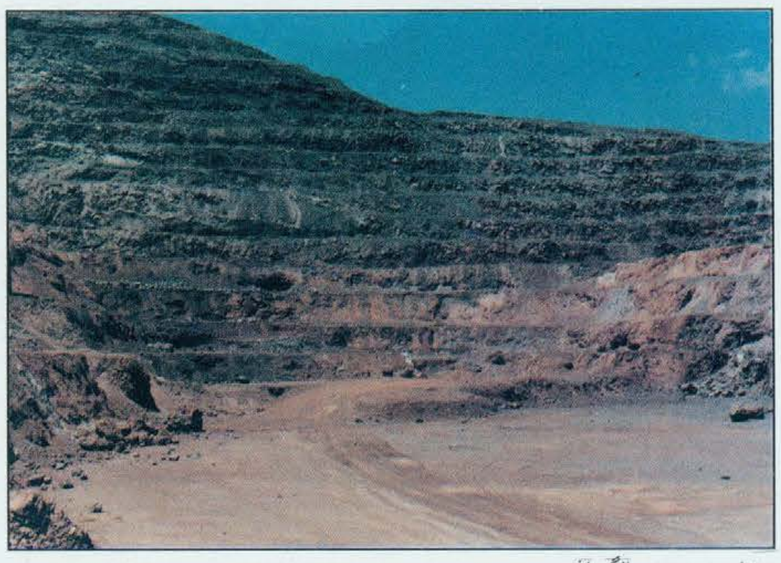
این دو فلز که همیشه با هم در طبیعت دیده می‌شوند کانسار مشترک سرب و روی و یا روی و سرب بسته به فزونی هرکدام بوجود می آورند. این دو فلز کاربردهای فراوانی دارند بطوریکه سرب در صنایع باطری‌سازی و ماشین‌سازی و فرآوری ترکیبات شیمیایی آن برای مصارف رنگ، لعاب و شیشه و غیره به کار می‌رود و کاربرد روی نیز به طور عمده در صنعت گالوانیزاسیون و فرآوری ترکیبات شیمیایی آن برای صنایع رنگ و لاستیک‌سازی است. آلیاژهای آنها نیز کاربرد فراوانی در صنایع فلزی دارد. ارزش کانسارهای سرب و روی به علت وجود عناصر فرعی مانند نقره، کادمیم، طلا، ژرمانیم، جیوه، نیکل، باریم و فلور بالا می‌رود.

در ایران شمار معادن، کانسارها و اثرات سرب و روی بیش از ۳۰۰ بوده که به جز نزدیک به ۴۰ معدن بزرگ و متوسط و کوچک بقیه بصورت اثرات معدنی هستند. افق‌های متعددی که در برگیرنده کانسارهای سرب و روی هستند شامل بالاترین بخش پرکامبرین بالا، دونین در البرز، مرکز و جنوب خاوری ایران، پرموتریاس در البرز، خاور و جنوب ایران، ژوراسیک در ایران مرکزی و باختر کشور و کرتاسه زیرین تا میانی در زون سنندج ـ سیرجان، البرز و مرکز ایران می‌گردند.

از جمله معادن فعال سرب و روی کشور می‌توان از معدن انگوران در ناحیه زنجان، ایرانکوه در ناحیه اصفهان، آهنگران در ناحیه ملایر، مهدی آباد در ناحیه یزد، نخلک در ناحیه انارک نائین و غیره نام برد. در اینجا تنها به‌شرح مختصر معدن انگوران پرداخته می‌شود.

کانسار انگوران در ۱۳۰ کیلومتری جنوب کرمانشاه ـ زنجان واقع و در منطقه‌ای به ارتفاع متوسط ۲۹۵۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. این کانسار در مجموعه دگرگونی شمال خاوری تکاب بوجود آمده و ماده معدنی بصورت یک عدسی یا به شکل یک گلابی بین شیست فرودیواره و آهک دگرگون شده فرادیواره قرار گرفته است و شامل دو بخش کربنات در بالا و سولفیدی در پایین است. بخش اخیر حاوی کانیهای اسفالریت، گالن، پیریت، ارسنوپیریت، اسمیت زونیت و کوارتز می‌باشد و بخش کربناته عموماً از کانیهای اسمیت زونیت، سروزیت، همی‌مورفیت، می‌متیت، کلیست و کوارتز تشکیل شده است.

در مورد سن این کانسار هیچ داده تعیین سن مطلق وجود ندارد ولی با توجه به شواهد چینه‌شناسی و همچنین دوره‌های فلززایی در ایران و تمام دنیا می‌توان پیدایش آن را به پروتروزوئیک پایانی نسبت داد. کانسار انگوران که در حقیقت یک کانسار ماسیوسولفایدی است در یک جفت از سیستم‌های جزایر قوسی پدید آمده که بعداً در پروتروزوئیک بالا در اثر توسعه یک رژیم دینامو ترمال دگرگون شده‌اند. در طی کواترنر، به علت توسعه سیستم ژئوترمالی – هیدروترمالی ناشی از فعالیت های آتشفشانی این زمان در شمال‌غرب ایران، دگرسانی هیدروترمالی گسترده‌ای در کانسار انگوران اتفاق افتاده است. در نتیجه این دگرسانی، علاوه‌براینکه بخش عمده‌ای از کانسار سولفیدی به کربنات تبدیل شده باعث کانه‌سازی سرب و افزایش عیار آن در کانسار نیز گردیده است (غضنفری، ۱۳۷۰). کانسار انگوران با عیار متوسط ۲۵٪ روی و ۷٪ سرب یکی از بزرگترین معادن روی و سرب کشور به شمار می‌آید. ذخیره قطعی این معدن به علت ماهیت دوگانه کانسار فوق و همچنین تخلخل زیاد ماده معدنی در بخش کربناته بخوبی تعیین نشده ولی غضنفری (۱۳۷۰) ذخیره احتمالی آن را بیش از ۲۵ میلیون تن برآورد نموده است.



معدن روی و سرب انگوران

منگنز

منگنز فلزی است که نزدیک به یک قرن از استفاده آن در صنایع متالوژی می‌گذرد. مصرف عمده آن در صنایع فروآلیاژ، شیمیایی و باطری سازی است. همچنین در تهیه شیشه، کودشیمیایی، مواد ضد عفونی کننده، سرامیک، آجرهای رنگین، رنگ و کمک ذوب بخصوص برای ذوب طلا و نقره استفاده می‌شود.

کانسارهای شناخته شده منگنز در ایران محدود بوده و بطورکلی به ادوار پرکامبرین‌پسین، کرتاسه و پالئوژن مربوط می‌گردند و روی هم رفته ذخائر بزرگی را تشکیل نمی‌دهند. کانسارهای مربوط به پرکامبرین‌پسین شامل ناریگان در ناحیه پشت بادام ـ بافق و کانسارهای پتیار و ترکمانی در ناحیه انارک که مربوط به رسوبات بستر اقیانوسی در سازندهای دگرگونی هستند، کانسارهای منگنز در ذخایر آهن کرتاسه مانند شمس‌آباد در اراک و کانسارهای موجود در سازنده های افیولیتی کرتاسه – پالئوسن نظیر کانسار آب‌بند در اصطهبانات و گونیچ در خاش، کانسارهای منگنز از نوع آتشفشانی ـ رسوبی و هیدروترمال نظیر کانسارهای و نارچ، رباط کریم و غیره و کانسارهای وابسته به فعالیتهای آتشفشانی جوان نظیر قزلچه در مراغه هستند. بنابراین کلیه کانسارهای منگنزایران از نظر نحوه تشکیل در سه تیپ:

۱ـ کانسارهای آهن منگنزدار

۲ـ کانسارهای آتشفشانی ـ رسوبی

۳ـ کانسارهای هیدروترمال

قرار می‌گیرند.

در اینجا به شرح مختصر کانسار و نارچ مربوط به پالئوژن و کانسار آب بند مربوط به افیولیتهای کرتاسه اکتفا می‌گردد. معدن ونارچ در ۳۲کیلومتری جنوب خاوری قم واقع است. توده معدنی در سنگهای آتشفشانی ـ رسوبی قرار داشته و از نظر کانی شناسی، کانی عمده منگنزدار آن پیرولوزیت می‌باشد که همراه با ترکیبات سیلیس‌دار و رسی است. مقدار ذخیره پیش‌بینی شده معدن در حدود ۷ میلیون تن بوده و بزرگترین مصرف‌کننده آن ذوب آهن اصفهان می‌باشد.

کانسار آب‌بند در نزدیکی روستای آب‌بند در ۴۸ کیلومتری جنوب باختری اصطهبانات واقع شده است. کانه اصلی آن پیرولوزیت بوده که کمی پسیلوملان آن را همراهی می‌کند. منگنز با چرتهای رادیولاریتی و فورش سنگهای چرتی دیده می‌شود که دلیل بر رسوبی بودن کانسار فوق است. بنظر می‌رسد در اثر آتشفشانهای زیردریایی آب دریا از منگنز اشباع و رسوب منگنز را در پی داشته است و تحولات بعدی که باعث سخت شدن رسوبات شده موجب افزایش عیار منگنز گردیده است. ذخیره آن تا ۱۰۰ هزار تن تخمین‌زده شده است.

کرومیت

کرومیت به گروهی از کانی‌های خانواده اسپنیل‌های کروم‌دار اطلاق می‌گردد. کرومیت مهمترین کانی عنصر کروم بوده و در صنایع فلزی، شیمیایی و همچنین برای تهیه آجرهای نسوزکرومیتی و ماسه ریخته‌گری مورد استفاده قرارمی‌گیرد.

به علت ویژگیهای مختلف کروم در مقابل حرارت، جذب، خورندگی و اکسیداسیون، آلیاژهای متعددی از آن تهیه می‌گردد که فولادهای ضد زنگ مهمترین آنها به شمار می‌آید. اصولاً عیار کروم در سنگهای معدنی و یا سنگهای تغلیظ شده بر حسب مقدار Cr_2O_3 سنجیده می‌شود، کانه‌ای که عیار آن از ۲۵ تا ۶۵ درصد باشد قابل

میزان ذخیره‌قطعی و احتمالی معادن فعال کشور در سال ۱۳۷۱

دریای خزر

استان آذربایجان غربی

استان آذربایجان شرقی

دریاچه ارومیه

استان زنجان

استان گیلان

استان مازندران

استان سمنان

استان خراسان

استان کردستان

استان تهران

استان کرمانشاه

استان همدان

دریاچه نمک

استان مرکزی

استان اصفهان

استان ایلام

استان لرستان

استان یزد

استان چهارمحال و بختیاری

استان خوزستان

استان کهکیلویه و بویر احمد

استان کرمان

هامون صابری

هامون هیرمند

استان فارس

دریاچه طشک

دریاچه بختگان

دریاچه پریشان

دریاچه مهارلو

استان بوشهر

خارکو

خارک

فارسی

استان سیستان و بلوچستان

هامون جازموریان

استان هرمزگان

لاوان

هندورابی

کیش

فارور بزرگ

فارور کوچک

سیری

تنب بزرگ

تنب کوچک

ابوموسی

هرمز

لارک

قشم

هنگام

خلیج فارس

دریای عمان

فلزی

غیرفلزی

میزان ذخیره به‌تن

۳,۰۰۰,۰۰۰,۰۰۰

۲,۰۰۰,۰۰۰,۰۰۰

۱,۰۰۰,۰۰۰,۰۰۰

۵۰۰,۰۰۰,۰۰۰

۱۰۰,۰۰۰,۰۰۰

۱۰,۰۰۰,۰۰۰

احتمالی

قطعی

صرف در صنایع مختلف است.

تقریبا در تمام دنیا کرومیت همراه با سنگهای التـرومافیک یعنی: پریدوتیت، دونیت، پیروکسنیت و...) و سنگهای حاصل از لتراسیون سنگهای فوق یافت می‌گردد. سرپانتینیت که معمولی‌ترین گانگ کرومیت محسوب می‌شود نیز در این گروه جای می‌گیرد. کرومیت در مراحل اولیه تشکیل ماگمای الترامافیک تشکیل می‌شود فعالیتهای تکتونیکی بعدی عموماً باعث پر عیار شدن کانسارهای وجود آمده می‌گردد. کانسارهای اولیه کرومیت به دو صورت لایه‌ای کیسه‌ای شکل دیده می‌شوند.

در ایران نیز مثل سایر نقاط دیگر جهان، کرومیت با سنگهای لترامافیک یافت می‌گردد. بیرون زدگی این سنگها در امتدادروندهای خطی بزرگ چون روراندگی زاگرس، گسل درونه، گسل زندان، گسل‌نه، گسل ده شیر و گسل جنوب جازموریان اتفاق فتاده است. بدین‌ترتیب کانسارهای کرومیت در ایران بیشتر در جنوب کشور در استانهای هرمزگان و کرمان و به صورت معادن واثرات کوچکتر در مناطق سبزوار، نیریز، جنوب جازموریان، جنوب استان خراسان، استان زنجان، استان اصفهان و استان لرستان دیده می‌شود. از معروف‌ترین معادن ایران معدن فاریاب واقع در شمال بندرعباس می‌باشد که هم اکنون نیز فعال و بخش عمده کرومیت استخراجی در کارخانه تبدیل به فروکرم می‌گردد.

طلا

کاربرد این فلز عمدتاً در تامین پشتوانه پولی کشور، جواهرات و به میزان کمتری بصورت فلز یا ترکیبات آن در صنایع الکترونیک، دندانپزشکی، شیمیایی و دارویی است. طلا به‌علت ارزش بسیار بالایی که داراست همواره از اولویت اکتشافی و بهره‌برداری برخوردار بوده است. سابقه معدنکاری طلا در ایران همانند مس بسیار طولانی است. تا سال ۱۳۶۸ جمعا ۶۲ نقطه که در آن طلا بصورت کانی اصلی و کانی همراه بوده است ثبت گردیده‌اند که این عدد با بررسی‌های دقیق‌تر گزارش ها از ۱۰۰ نقطه هم فراتر رفته است (ملاکپور، ۱۳۷۰).

شماری از این نقاط عبارتند از: زرشوران تکاب، کوه زردامغان، زرین اردکان، طرقبه مشهد، موته گلپایگان و آستانه اراک. طلا علاوه‌بر معادن و آبرفت‌ها یکی از فرآورده‌های جنبی شماری از کانسارهای مس، سرب، آنتی موان و ارسنیک است. کانسار زرشوران در تکاب از جمله این معادن است. این کانسار در استان آذربایجان خاوری در ۴۹ کیلومتری تکاب واقع شده است. سنگ میزبان در کانسار طلا و ارسینک را واحد سنگی زرشوران تشکیل می‌دهد که شامل تناوبی از آهک، شیل سیاه، دولومیت و ماسه سنگ آهکی و رگه‌هایی از سیلیس دانه ریز کریپتوکریستالین و برشی است. این رگه‌ها واجد بیشترین طلا در خود هستند. متوسط عیار طلا در این سازند در بخشهای مختلف آن ۶/۹۲ppm می‌باشد. حداکثر عیار به دست آمده در رگه‌های سیلیسی ۴۸ ppm و در کانسنگ ارسنیکی ۵۸ ppm است (کریمی، ۱۳۷۲).

آلومینیم

این فلز دارای کاربردهای فراوانی در صنایع نظامی، ساختمانی، برق، الکترونیک و تولید ترکیبات شیمیایی گوناگون آن است. در ایران ذخایر بزرگی که جوابگوی نیاز داخلی باشدوجود ندارد. بوکسیت مهمترین ماده معدنی است که از آن آلومینیم بدست می‌آید که متاسفانه در ایران امیدچندانی به وجود ذخائر بزرگ بوکسیت نمی‌رود. لذا باید به سایر منابع نظیر آلونیت و نفلین سینیت توجه نمود.

کبالت

کبالت فلزی‌است که جهت صنایع سرامیک، شیشه‌سازی و آلیاژهای مخصوص مورد استفاده قرار می‌گیرد. درایران معدن کبالت وجود ندارد و این ماده بصورت کانی همراه با سایر موادمعدنی می‌باشد. نظیر معادن مس ایران مرکزی (چاه شور)، استان چهارمحال بختیاری (دورگ)، آذربایجان (بایچه باغ) و جغتای سبزوار.

نیکل

این فلز دارای کاربردهای فراوانی در آلیاژسازی، آبکاری، لعاب، شیشه سازی و فرآوری ترکیبات شیمیایی نیکل است. در ایران نیکل به صورت کانی فرعی همراه مس در سه معدن پلی متال در منطقه انارک دیده شده است.

تنگستن

کاربرد این فلز در فرآوری آلیاژهای سخت و به میزان کمتر در فرآوری ترکیبات شیمیایی برای کاربرد در رنگسازی و صنایع گوناگون است. در ایران بصورت کانی جنبی همراه مس در نظام‌آباداراک، چاه‌پلنگ جنوبی در منطقه‌انارک، جنوب خراسان، معادن مس ـ مولیبدن قره‌دره و قره‌چیلر در آذربایجان خاوری یافت می‌شود.

آنتی موان

کاربرد فراوان آنتی موان در فرآوری آلیاژهای گوناگون آنتی‌موان، باطری سازی و ترکیبات شیمیایی آن است که خود این ترکیبات در شیشه سازی، لعاب، سموم دفع آفات و چاپ کاربرد دارد. در ایران معادن و اثرات شناخته شده بیشتر در استانهای زنجان، کردستان، اصفهان، خراسان و آذربایجان خاوری گسترش دارد. آنتی موان در ایران به ولکانیسم و ماگماتیسم پایانی دوران سوم بستگی دارد و در برگیرنده سه معدن کوچک و ۵ اثر معدنی است (ملاکپور، ۱۳۷۰).

کانسارهای غیرفلزی

این کانسارها در مجموع شامل موادی می‌گردند که بنام سنگها و کانیهای صنعتی معروفند. بنظر می‌رسد این اصطلاح دقیق‌تر بوده و تا حدودی زمینه‌های مصرف مواد را نیز توصیف می‌نماید. حداقل ۳۵ نوع سنگ و کانی وجوددارد که در صنایع امروز نقش ایفاء می‌کنند. مصارف مواد غیرفلزی، در دهه‌های اخیر بسیار بالا رفته و به مقدار زیادی نیز استخراج می‌گردند. در ایران این مواد دارای تنوع و گسترش فراوانی بوده و بعضی از مواد که مازاد مصرف داخلی هستند به خارج از کشور صادر می‌گردد.

در اینجا به شرح مختصر بعضی از کانیهای صنعتی که در ایران وجود دارند پرداخته می‌شود.

فسفریت

مصرف عمده فسفریت در تهیه و تولید کودهای فسفاته است. براساس اطلاعات موجود تا به‌حال دو افق عمده فسفات‌دار درایران تشخیص داده شده است:

۱ ـ افق فسفات‌دار دونین بالایی که آثار فسفات در بسیاری از محل‌هائیکه سازندهای فوق رخنمون دارند شناسایی شده است.

۲ ـ افق فسفات دارائوسن در زاگرس

از مهمترین معادن فسفات می‌توان معادن زیر را نام برد:

۱ ـ فسفات جیرود (شمال‌تهران) باعیار ۲۲ـ۲۱ درصد P_2O_5

۲ ـ فسفات بهبهان باعیار ۱۸ـ۱۵ درصد P_2O_5

۳ ـ دلیر (کندوان) باعیار ۱۲ـ۱۰ درصد P_2O_5

۴ ـ فسفات شاهرود باعیار ۲۱ـ۲۰ درصد P_2O_5

۵ ـ طبس (کلمرد) باعیار ۱۳ درصد P_2O_5

۶ ـ اسفوردی (بافق) باعیار ۳۴ درصد P_2O_5

باریم

معروفترین و فراوان‌ترین کانی باریم، سولفات آن یعنی باریتین یا باریت است. این ماده به عنوان ماده اولیه تولید اکسید باریم و کربنات باریم به کار می‌رود و مصرف مستقیمی در صنایع رنگ‌سازی، لاستیک و حفاری‌های نفتی دارد. ذخایر موجود در ایران زیاد بوده و استعداد تولیدی متجاوز از ۱۰۰ هزارتن در سال دارند که علاوه بر مصرف داخل امکان صادرات آن نیز وجود دارد. از نظر زمین‌شناسی نحوه تشکیل باریت به صورت رسوبی ولکانوژن و رگه‌ای بوده و نیز به‌صورت کانی گانگ در تعدادی معادن سرب و روی دیده می‌شود. باریت در افق‌های شناخته شده‌ای مربوط به دونین، پرمین، تریاس و کرتاسه تحتانی بصورت رسوبی و در سری رسوبات ولکانیکی ائوسن ـ الیگوسن با منشاء ولکانوژن وجود دارد.

فلوئور

فلورین مهمترین کانی فلوئور می‌باشد. به علت پایین بودن نقطه ذوب آن یکی از مصارف عمده فلورین به عنوان کمک ذوب در صنایع متالوژی است. به علاوه جهت تولید کریولیت به عنوان ماده اولیه صنعت آلومینیم و تهیه اسیدفلوئوریدریک و مشتقات آن به کار می‌رود. در ایران از آنجائیکه اکتشاف آن در اولویت نبوده کارهای زیادی انجام نشده است.

بهرحال یک معدن متوسط، ۴ معدن کوچک و سه اثر معدنی وضعیت ذخیره‌های فلورین کشور را تشکیل می‌دهند.

بر

این عنصر در طبیعت بصورت خالص دیده نشده است اما بالغبر ۱۵۰ کانی حاوی بر تا به حال شناخته شده که در اکثر قریب به‌اتفاق آنها، اکسیژن بر را همراهی می‌کند. کاربردهای اصلی و مهم کانه‌های بر و تولیدات شیمیایی مشتق از آن عمدتاً در صنایع شیشه‌سازی، سرامیک و به میزان کمتر در صنایع آب‌کاری، لحیم‌کاری و متالوژی است. بعلاوه در صنایع دارویی، لوازم‌آرایشی، ضد یخ، چسب و حلالها کاربرد دارد. در ایران برخلاف کشور همسایه یعنی ترکیه که دارای بزرگترین ذخایر بر در جهان و دومین تولیدکننده محسوب می‌شود ذخایر جالب توجهی شناخته نشده است و تنها تا بحال ۲ معدن کوچک در جنوب باختری زنجان و ۴ اثر کوچک در کرمان، خراسان و آذربایجان باختری کشف شده است. نحوه تشکیل بر در کانسارهای ایران و ترکیه به فاز آخر ولکانیسم میوپلیوسن ـ پلیوپلیستوسن مربوط می‌شود که توده‌های بر حاصل از فازهای فومرولی به داخل حوضه های رسوبی تخلیه شده‌اند.

استرانسیم

این عنصر معمولاً بصورت سولفات استرانسیم بوده و مصارف آن در تولید کربنات استرانسیم در صنایع الکترونیک و آتش‌بازی و سولفات استرانسیم در صنایع حفاری است. میزان نیاز جهانی و مصارف کانه استرانسیم محدود است.

در ایران در حال حاضر سه معدن فعال وجود دارد. سه افق از استرانسیم در باختر بهبهان در منطقه لیکک و کوه ماغر در زاگرس وجوددارد. کانسار لیکک به قاعده رسوبات تبخیری نئوژن نسبت داده می‌شود. علاوه‌بر این افق در زاگرس، افق دیگری مربوط به ائوسن و در قاعده آهکهای آسماری رخ نموده و مورد مطالعه قرار گرفته است.

گوگـــرد

مصرف عمده گوگرد در تهیه اسیدسولفوریک است که یکی از مواد مادر در صنایع شیمیایی و پتروشیمی می‌باشد و مصرف کمتری در صنایع لاستیک سازی، نساجی و دباغی دارد. گوگرد به دو طریق صنعتی و معدنی تولید می‌گردد. گوگرد نوع صنعتی از منابع پالایش نفت، گاز و پتروشیمی حاصل می‌شود و مقدار تولید آن بسیار بیشتر از گوگرد معدنی است. گوگرد معدنی در مناطق آتشفشانی دوران چهارم نظیر آذربایجان خاوری و سیستان و بلوچستان و نیز در ارتباط با گنبدهای نمکی و همچنین در نواحی نفت خیز یافت می‌شود. نحوه تشکیل گوگرد در مناطق اخیر بدین‌ترتیب است که باکتریهای موجود در نفت، سنگ پوشش منبع نفتی را که اکثراً گچ است را احیاء کرده و در نتیجه گوگرد از سولفات کلسیم آزاد می‌شود. گوگرد حاصله عموماً در امتداد شکستگیها و یا در حاشیه گنبدهای نمکی قابل مشاهده است. در ایران معادن گوگرد شامل ۱۲ معدن کوچک و ۱۴ اثر معدنی می‌گردد که جمع ذخائر موجود به سختی به حدود ۱ میلیون تن می‌رسد.

میزان استخراج معادن فعال کشور در سال ۱۳۷۱

دریای خزر

استان آذربایجان غربی

استان آذربایجان شرقی

دریاچه ارومیه

استان زنجان

استان گیلان

استان مازندران

استان کردستان

استان تهران

استان سمنان

استان خراسان

دریاچه نمک

استان کرمانشاه

استان همدان

استان مرکزی

استان اصفهان

استان ایلام

استان لرستان

استان یزد

استان چهارمحال و بختیاری

استان کرمان

استان خوزستان

استان کهکیلویه وبویر احمد

استان فارس

دریاچه طشک

دریاچه بختگان

دریاچه پریشان

دریاچه مهارلو

استان بوشهر

خارکو

خارک

فارسی

هامون صابری

هامون هیرمند

هامون جازموریان

استان سیستان و بلوچستان

استان هرمزگان

هرمز

لارک

قشم

هنگام

تنب بزرگ

تنب کوچک

ابوموسی

لاوان

هندورابی

کیش

فارور بزرگ

فارور کوچک

سیری

خلیج فارس

دریای عمان

فلزی

غیرفلزی

میزان استخراج به تن

۱۲,۰۰۰,۰۰۰

۸,۰۰۰,۰۰۰

۴,۰۰۰,۰۰۰

۲,۰۰۰,۰۰۰

۵۰۰,۰۰۰

مواد مرتبط با رسوبات تبخیری

گسترش رسوبات تبخیری در ایران باعث گردیده که ذخایر زیادی از این مواد در کشور ما بوجود آیند. بعلاوه گنبدهای نمکی که حجم وسیعی از نمک مربوط به سری هرمز را به سطح زمین آورده‌اند و نیز دریاچه‌های با شوری زیاد نظیر ارومیه در آذربایجان باختری و مهارلو در فارس را می‌توان به این مجموعه اضافه نمود.

اهمیت و لزوم نمک در زندگی بشر که سابقه‌ای بس دیرینه دارد برکسی پوشیده نیست، علاوه براین امروزه این ماده به عنوان یک ماده خام برای صنایع شیمیایی محسوب و سالیانه میلیونها تن در این زمینه مصرف می‌شود.

وسعت زیاد بیابانها در ایران بخصوص در نواحی مرکزی باعث ایجاد موادی نظیر سولفات سدیم و کانه‌های پتاس گردیده که بسیار اقتصادی می‌باشند. سازند گچساران نیز در زاگرس از عمده ذخایر بزرگ و مهم گچ محسوب می‌گردد، گچ از جمله موادی است که مصارف بسیار متنوع و فراوان دارد.

کانسارهای رس و پراکندگی آن در ایران

کلمه رس در زمین‌شناسی یک اصطلاح کانی‌شناسی است و مجموعه‌ای از یک سری کانی‌ها با ترکیب‌شیمیایی و ساختمان بلورین خاص است. کانیهای رسی مجموعه متنوعی را از لحاظ کانی‌شناسی بوجود می‌آورند ولی بطور عمده منابع معدنی رس از سه نوع: نسوز، کائولینیت و بنتونیت تشکیل می‌گردد. در ایران هر دسته یاد شده به مقدار نسبتاً فراوانی یافت می‌گردند و در نقشه پراکندگی رسهای ایران یک ذخیره رس براساس نوع کانی حاکم در آن نامگذاری و تقسیم‌بندی شده است.

ذخایر معدنی رسهای نسوز در کشور از لحاظ زمانی به مرز پرمین و تریاس (پرموتریاس)، سپس در ژوراسیک زیرین (رتولیاس)، ژوراسیک میانی، کرتاسه زیرین و کرتاسه بالایی تعلق دارند، ولی برخلاف آنها ذخایر معدنی کائولینیت و بنتونیت بطوراخص به دوران سنوزوئیک و کواترنری مربوط می‌گردند. این دسته از ذخایر رس در ارتباط با فعالیتهای ولکانیکی دوران سوم بخصوص ولکانیسم زیردریایی بوده که از زمان ائوسن زیرین تا میوسن بالایی در سرتاسر ایران (بجز زاگرس و کپه داغ) بویژه در ایران مرکزی گسترش فراوانی داشته است. در اینجا هر سه دسته یاد شده مورد شرح قرار می‌گیرند.

مواد نسوز

رس‌های نسوز باتوجه به‌ترکیب کانی‌شناسی به دو دسته نسوزهای کائولینیتی و نسوزهای پیروفیلیتی تقسیم‌می‌گردند. نسوزهای کائولینیتی در ۴ افق چینه شناسی یادشده در سرتاسر ایران یافت می‌گردند و نسوزهای پیروفیلیتی بیشترین گسترش و ضخامت را در ناحیه آباده دارند. کانسار استقلال، کانسار کویر ۵، کانسار خاک‌نسوز آزادی و کانسار ویجه ازجمله کانسارهای نسوز ناحیه آباده هستند (قربانی ـ ارزانی، ۱۳۷۳).

کائولینیت

رس‌های کائولینیتی همانگونه که گفته شد عمدتاً در ارتباط با ولکانیسم زیردریائی دوران سوم بوجود آمده‌اند. این ولکانیسم منجر به برجای‌گذاری سنگهای پیروکلاستیک اسید بصورت توفهای ریولیتی و ریوداسیتی گشته و فرآیندهای بعدی نظیر آلتراسیون گرمابی و هوازدگی باعث تبدیل سنگ مادر به کائولینیت شده‌است. هم‌اکنون این ذخایر در شمال و شمال‌باختری، در نواحی البرز باختری و آذربایجان همچنین در نقاط دیگرایران از جمله شمال لوت و جنوب و جنوب‌باختری یزد مورد شناسایی قرارگرفته‌اند.

بنتونیت

کانی‌های گروه اسمکتیت بخصوص مونت موریلونیت سازنده اصلی ذخایر بنتونیتی می‌باشند. علاوه برآن معمولاً درصد قابل ملاحظه‌ای از زئولیت به‌همراه بنتونیت‌ها نیز یافت می‌گردند. پیدایش بنتونیتها نیز عموماً با ولکانسیم زیردریایی دوران سوم بخصوص سری توفهای سبزائوسن در ارتباط می‌باشد. این توفهای سبز به عنوان سنگ میزبان نقش مهمی در تشکیل ذخائر بنتونیتی داشته‌اند. از لحاظ جغرافیائی، ذخایر بنتونیتی بخصوص در البرز مرکزی، شمالی و باختری و نواحی آذربایجان، زنجان، سمنان، ایران مرکزی و کرمان یافت می‌گردند.

کانسار مهرجان در استان اصفهان در ناحیه خوروبیابانک یکی از کانسارهای معروف بنتونیت در ایران می‌باشد.

آب‌های معدنی

اصولاً آبهای معدنی به آبهائی اطلاق می‌گردد که نسبت به آبهای معمولی از نظرمیزان موادمعدنی ، نوع موادمعدنی و گاز و همچنین میزان درجه حرارت تفاوت داشته باشد . گرمای این‌گونه چشمه‌ها می‌بایست از میانگین درجه حرارت چشمه‌هائی که در ناحیه آب‌معدنی وجود دارند حداقل ده درجه بالاترباشد . درباره منشاء این‌گونه آبها بحث زیادی بین متخصصان از زمانهای قدیم تاکنون وجود داشته ولی برای آن ۳ عامل عمده ذکر نموده‌اند که عبارتند از :

۱ ـ آبهای جاری سطح زمین از طریق درزها و شکافها به اعماق زمین نفوذ نموده و به یک مخزن گرم می‌رسند. در اینجا به‌علت مجاورت با مخزن گرم ، کسب انرژی حرارتی نموده و دوباره‌از بین درزها و شکافهای دیگر به سطح زمین می‌رسند . دراین مسیر به علت گرمای زیاد مقداری از موادمعدنی را نیز در خود حل می‌نمایند. درجه حرارت این نوع آبها از ۴۰ درجه سانتیگراد تجاوز نمی‌کند .

۲ ـ بعضی از آبهای گرم منشاء ماگمائی داشته و از عمق زیاد سرچشمه می‌گیرند . این آبها در حقیقت نتیجه آزادشدن بخارآب‌های فراوان از ماگما هستند . ترکیب این آبها تابع سنگی است که از آن منشاء گرفته و معمولاً دارای درجه حرارت زیادی می‌باشند .

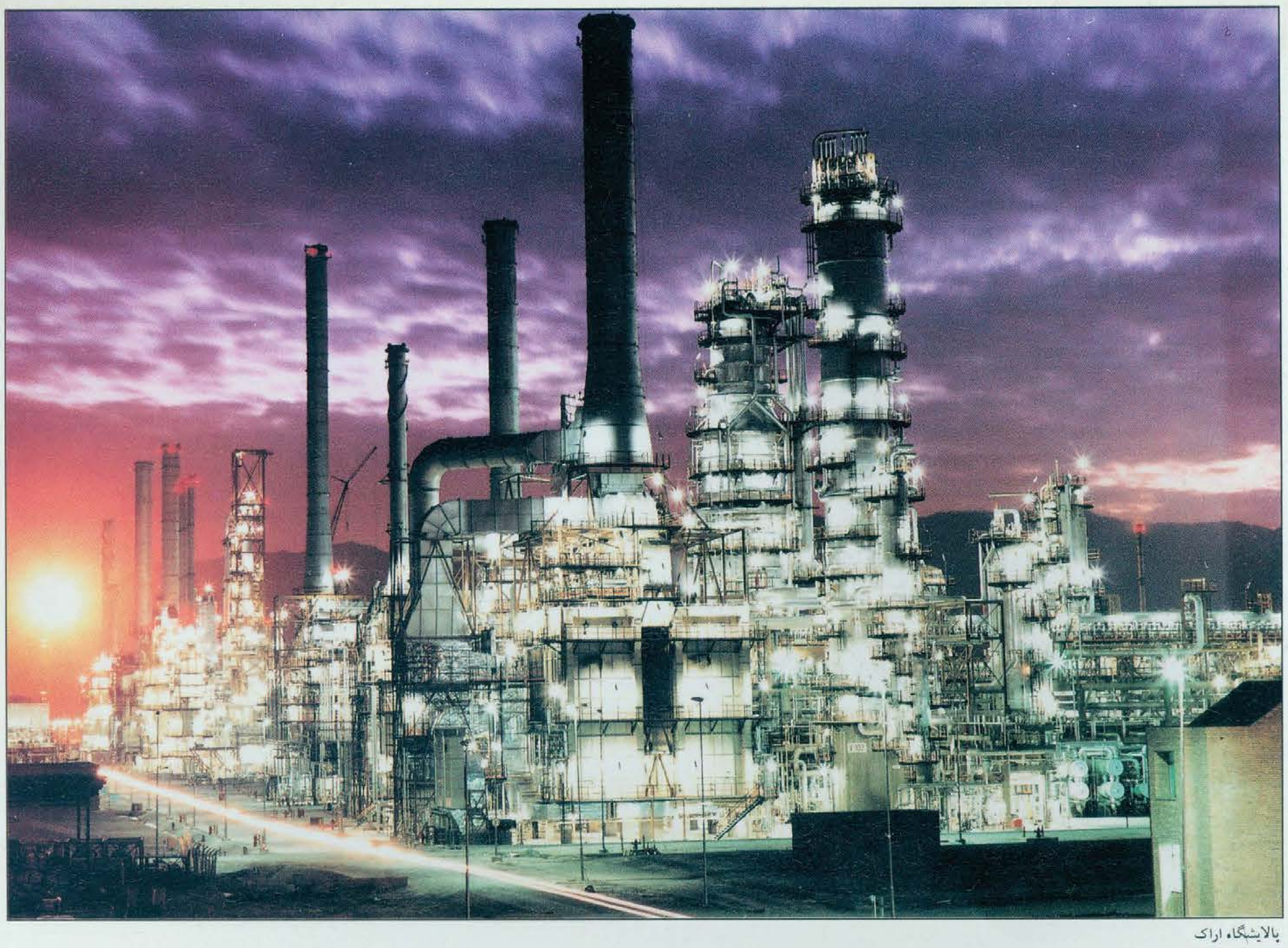
۳ ـ دسته سوم آبهائی هستند که در سنگهای رسوبی محبوس مانده بنام آب‌های فسیل معروفند . بعضی از این‌گونه آبها در زمان حفاری چاههای نفت فرصت بالاآمدن و ظهور به سطح زمین می‌یابند.

در ایران به علت عملکرد پدیده‌های متنوع زمین‌شناسی ، چشمه‌های فراوان آب‌معدنی بوجود آمده است . باتوجه به پراکندگی این آب‌ها درسطح کشور و تمرکز آنها در مناطق آتشفشانی جدید و یا گسلهای فعال می‌توان به دو عامل فعالیت‌های آتشفشانی و تکتونیکی به عنوان عامل کنترل آبهای معدنی پی‌برد. در طول دوران سنوزوئیک بخصوص دوره ائوسن فعالیت آتشفشانی بسیار شدیدی در اکثر مناطق ایران وجود داشته است . این فعالیت‌ها بعداز یک وقفه در اواخر این دوران از سرگرفته شده و در ادامه آنها جدیدترین فعالیت‌های آتشفشانی که هم‌اکنون در ناحیه آذربایجان ، سیستان و بلوچستان و البرز مشاهده می‌گردند به وقوع پیوسته‌اند . کوههای سهند و سبلان ، تفتان ، بزمان و دماوند نتیجه آخرین فعالیت‌های آتشفشانی کواترنر می‌باشند . چشمه‌های آب‌گرم معدنی مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی در حقیقت نتیجه بقایای موادگرم آتشفشانی هستند که به‌عنوان یک منبع‌گرم در دل زمین قراردارند . وجود چشمه‌های فراوان آب‌گرم در مناطق یادشده که معمولاً واجد دمای زیاد و املاح فراوان می‌باشند دلالت براین موضوع دارد .

در ایران آبهای گرم موجود در مناطق غیرآتشفشانی عموماً مرتبط باگسلهائی هستند که همواره به عنوان یک مجرا و معبر جهت عبور این آبها عمل نموده‌اند . در مناطق فعال حتی پس از بروز زلزله که منجر به حرکت این گسلها می‌گردد گاهی‌اوقات باعث تغییر مظهر چشمه‌های آب‌گرم یا گل‌آلودشدن آنها گشته است . کلیه چشمه‌هائی که در ناحیه زاگرس وجود دارند و یا چشمه‌های منطبق برگسله‌های میناب و یا نهبندان همگی منشاء تکتونیکی داشته و گسلهای یادشده عامل ایجاد این‌گونه چشمه‌ها در نواحی فوق هستند . در مجموع در سرتاسر ایران بیش‌از ۳۶۰ چشمه آب معدنی وجود دارند که تقریباً اکثر قریب به‌اتفاق آنها مورد شناسائی و مطالعه قرارگرفته‌اند (شاه‌بیگ ، ۱۳۷۲) . شایان ذکراست که وجود این چشمه‌ها علاوه بر ویژگیهای درمانی که از سالها پیش موردتوجه مردم بوده از نظر انرژی ژئوترمال و یا جنبه‌های توریستی نیز اهمیت فراوانی دارند و در آینده نیازمند بذل توجه بیشتر می‌باشند .

چشمه آب‌گرم آب اسک در نواحی مجاور آتشفشان دماوند و چشمه آب‌گرم گنو واقع در شمال بندرعباس مثالهائی از این دوگونه چشمه‌ها می‌باشند . ناحیه آب اسک در ۹۶کیلومتری خاورتهران و در دامنه‌جنوبی قله دماوند قرارداشته و رودخانه هراز از کنار آن می‌گذرد. در مجموع ۹ چشمه آب‌گرم دراین ناحیه وجود دارد که آب کلیه آنها به رودخانه هراز می‌ریزد. گازهائی که قسمت‌اعظم آنها انیدریدکربنیک است از مظهر چشمه متصاعد میگردد و آب را جوشان جلوه می‌دهد . بطورکلی قسمتی از آب چشمه‌های اطراف کوه دماوند منشاء عمیق دارد که در مجاورت سطح زمین ارتباط با آبهای نافذ دارد (شاه‌بیگ ، ۱۳۷۲) .

نفت وگاز



پالایشگاه اراک

سوختهای فسیلی بنابه تعریف ، آن دسته از منابع انرژی هستند که از بقایای موجودات زنده تشکیل شده‌اند و عمدتاً شامل نفت ، گازطبیعی و ذغال سنگ می‌گردند . تفاوت در خواص فیزیکی انواع سوختهای فسیلی از اختلاف در مواداولیه‌ایی که این سوختها از آنهامنشاء گرفته‌اند و اتفاقاتی که پس‌از دفن این مواد رخ داده است ناشی می‌گردد. تولید یک ذخیره بزرگ از هرنوع سوخت فسیلی در ابتدا نیازمند تجمع وسیع اولیه از موادآلی است که از کربن و هیدروژن غنی هستند ، و لازم‌است که این موادآلی به سرعت دفن گردند تا از هرگونه فساد ناشی از تماس با هوا و واکنش با اکسیژن محفوظ باشند .

حضور فراوان موجودات میکروسکوپی و دفن آنها در نواحی نزدیک ساحل که به سرعت توسط رسوبات قاره‌ای دفن شده‌اند منابع اولیه تولید نفت را مهیا نموده‌اند . پس از آن موادآلی شروع به تغییر و تحول نموده و وجود طبقات‌بالائی ، فشار و درجه حرارت لازم برای این واکنش‌ها را ایجاد نموده است . این واکنش‌ها باعث شکسته‌شدن مولکولهای پیچیده آلی و تبدیل آنها به مولکولهای ساده هیدروکربن میگردد . طبیعت این هیدروکربن‌ها با زمان و میزان فشار و درجه حرارت تغییر می‌نماید و با ادامه تأثیر این عوامل هیدروکربن‌های سبکتر تولید می‌گردند . میزان درجه حرارتی که دو فرآیند بلوغ و تولید نفت و گاز را در پی دارد بین ۵۰ تا ۱۰۰ درجه است .

نفت و گاز پس از تشکیل ، از سنگهائی که در آن بوجود آمده‌اند مهاجرت نموده و در مناطق خاصی که بعداً قابلیت استخراج می‌یابند تجمع می‌کنند . عامل بازدارنده مهاجرت آنها سنگهای غیرقابل نفوذی است که برروی سنگهای متخلخل زیرین قرار دارند . از نظر زمانی ، مدت زمان لازم برای تشکیل نفت و گاز بطور دقیق دانسته نیست ولی از آنجائیکه در سنگهای جوانتر از ۱ تا ۲ میلیون سال آثار نفت یافت نمی‌شود لذا زمین‌شناسان معتقدند که فرآیند تشکیل نفت و گاز بایستی نسبتاً آهسته باشد . در هرصورت حتی اگر این فرآیند طی دهها هزارسال هم طول‌بکشد ، نفت و گاز موجود در دنیا بسیار سریعتر از این زمان مصرف می‌گردند . لذا نفت و گاز جزء منابع انرژی غیرقابل تجدید محسوب می‌گردند .

همچون موادمعدنی ، در مورد ذخائر نفت ، یک تخمین محافظه کارانه عبارتست از ذخائر شناخته شده کنونی و یا اصولاً ذخایر ثابت شده‌ای که از لحاظ اقتصادی با تکنولوژی کنونی قابل تولید هستند . میزان نفت اصولا برحسب بشکه (هر بشکه برابر با ۴گالن و هر گالن معادل ۴/۵ لیتر می‌باشد) مورد سنجش قرار می‌گیرد و طبق آن سرتاسر دنیا بیش از ۴۰۰ میلیارد بشکه نفت مورد اکتشاف قرار گرفته و ذخایر تخمینی آن بالغ بر ۸۰۰ میلیارد بشکه برآورد گردیده است .

میزان عرضه وتقاضای نفت در دنیا بطور غیریکنواخت توزیع شده است بطوریکه کشورهائی با جمعیت و مصرف بسیارکم نظیر لیبی و کویت دارای ذخایر بسیار زیاد و کشورهائی نظیر ژاپن که کاملاً صنعتی بوده و تقاضا در آن بسیار زیاد می‌باشد فاقد نفت هستند.

منابع نفت وگاز در ایران

بزرگترین ذخایر نفت ایران در ناحیه زاگرس قرار دارد . در رشته جبال زاگرس یک سری ساختمان‌های تاقدیسی در جهت شمال‌غربی ـ جنوب‌شرقی وجود دارد که امروزه میدانهای نفتی جنوب ایران را می‌سازند و در اواخر ترسیر و در اثر چین‌خوردگی‌های حاصله در این ناحیه ایجاد شده‌اند . چند عامل ، این ناحیه چین‌خورده را به صورت یکی از حاصلخیزترین ایالتهای نفتی در آورده است که از جمله آنها می‌توان به مدت زمان طولانی رسوبگذاری ، توسعه لایه‌های ضخیم سنگ مخزن ، رسوبگذاری پوشسنگهای بسیار عالی و ایجاد ساختمانهای تاقدیسی طویل با درجه محصورشدگی خوب اشاره نمود . مهمترین واحد سنگی در جنوب ایران از نظر تولید نفت ، آهک اسماری است و در زیر ان در دو مخزن قدیمی‌تر یعنی گروه نبگستان و گروه خامی نیز ثابت شده است که مقادیر قابل توجهی نفت متمرکز است .

سازند آسماری باسن‌الیگومیوسن کمابیش در تمام نواحی جنوبی ایران گسترش دارد و متشکل از طبقات آهکی است که در عمق کم دریا تشکیل شده است . در ایران آسماری اولین مخزنی بود که در آن نفت پیدا شد . قابلیت تولید نفت در آسماری بسیاربالا بوده و هنوز قسمت اعظم تولید نفت ایران ازاین مخازن صورت می‌گیرد . ضخامت این سازند به‌طور متوسط ۳۰۰ متر است . اکتشافات زمین‌شناسی وجود مقادیری نفت و گاز در قسمتهای دیگر ایران تأئید نموده است . این اکتشافات منتهی به کشف نفت و گاز در قم ، گاز در ناحیه سرخس خراسان و چندناحیه دیگر شده است .

برابر آخرین اطلاعات ذخایر نفت خام موجود در جای اولیه کشور و به عبارت دیگر کل ذخایر شناخته شده نفتی ایران حدود ۳۸۱/۸ میلیارد بشکه است که سهم عمده آن در خشکی و در جنوب‌غربی کشور نهفته است . در حال‌حاضر از کل ذخایرنفت خام موجود در جای اولیه کشور تنها ۹۵/۱ میلیارد بشکه بصورت بازدهی اولیه و ثانویه قابل استخراج می‌باشد و ۵۳/۳ میلیارد بشکه با تکنولوژی‌های معمول قابل استحصال است . در صورت ادامه تولید نفت خام در سطح کنونی و اتکاء به تکنولوژیهای موجود انتظار می‌رود که دوام ذخایر نفت کشور حتی در صورت استفاده از روش

بازیافت ثانویه از حدود ۷۰ سال تجاوز نکند.

تاکنون ۶۲ میدان نفتی در خشکی کشف گردیده که ۵۹ میدان در حوزه عملیاتی مناطق نفت‌خیز جنوب (استانهای خوزستان، کهکیلویه و بویراحمد) و ۳ میدان دیگر در نفت شهر (استان کرمانشاه)، سروستان و سعادت‌آباد (استان فارس) قرار دارند. بزرگترین میدانهای نفتی موجود را میادین آغاجاری، مارون، گچساران و اهواز تشکیل می‌دهند و قسمت اعظم تولیدات نفت خام کشور به آنها تعلق دارد. میزان کل نفت خام موجود در مخازن خشکی حدود ۳۴۲/۸ میلیارد بشکه است که در وضع موجود حدود ۸۶/۷ میلیارد بشکه آن (۲۵/۳ درصد) قابل بهره‌برداری می‌باشد.

در فلات قاره تاکنون ۲۰ میدان نفتی کشف و مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. میزان کل نفت خام موجود در مخازن فلات قاره ایران حدود ۳۹ میلیارد بشکه برآورد می‌شود که حدود ۳۱/۷ میلیارد بشکه آن به ۱۴ میدان نفتی فعال در خلیج‌فارس تعلق دارد و ۷/۳ میلیارد بشکه باقیمانده ذخایر، ۶ میدان نفتی غیرفعال در خلیج‌فارس را تشکیل می‌دهد. در حال‌حاضر حدود ۸/۴ میلیارد بشکه (۲۱/۸ درصد) از کل نفت‌خام موجود در مخازن فلات قاره ایران قابل بهره‌برداری می‌باشد که ۷/۳ میلیارد بشکه آن مربوط به بازدهی اولیه و ۱/۲ میلیارد بشکه آن مربوط به بازیافت ثانویه است.

کشور ایران از نظر برخورداری از ذخایر گاز نیز بسیار غنی است و با داشتن حدود ۴۸۱ تریلیون فوت‌مکعب ذخیره قابل استحصال اولیه که معادل ۱۳/۷ درصد کل ذخایر تثبیت شده جهانی می‌باشد مقام دوم را در بین کشورهای جهان داراست. حداقل و حداکثر دوام و عمراین ذخایر در صورت حفظ سطح برداشت و تولید فعلی به‌ترتیب به بیش از ۱۹۰ و ۳۰۰ سال می‌رسد.

ازنظر منبع، دونوع گاز طبیعی وجود دارد. اول گاز همراه نفت که بصورت محلول در نفت و یا گاز کلاهک از میادین نفتی استخراج می‌شود (مانند گاز مناطق اهواز و یا مارون) و دوم گاز غیرهمراه که از میدان‌های مستقل استخراج می‌گردد و پس از جداکردن مایعات گازی و پالایش به مصرف می‌رسد. کل ذخایر گازهای همراه با نفت رقمی نزدیک به ۲۱۰ تریلیون فوت مکعب است. ذخایر تثبیت شده منابع مستقل گازی کشور نزدیک به ۱۷۲ تریلیون فوت مکعب و ذخایر ممکن آن حدود ۳۹۰/۴ تریلیون فوت مکعب برآورد شده‌است. مهمترین میادین گازی مستقل عبارتند از: میدانهای خانگیران و گنبدلی در خراسان، میدان سراجه در استان مرکزی، میدانهای کنگان و نار در استان بوشهر، میدانهای آغار و دالان در استان فارس، میدانهای پارس شمالی و پارس جنوبی در خلیج‌فارس، میدانهای قشم، سرخون و عسلویه در استان هرمزگان. سایرمنابع گازی همراه، در استانهای خوزستان، کهکیلویه و بویراحمد و حوزه‌های نفتی فلات قاره وجود دارد. (آمار و اطلاعات مربوط به وزارت نیرو)

اسکلهٔ بارگیری نفت‌خام اذرپاد (خارک)، خلیج‌فارس

فصل هشتم

سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)

مقدمه

کاربرد سنگها در نزد انسان پیشنیه‌ای برابر با خلقت او دارد. همراهی و آشنایی انسان با سنگ در گذر قرون تکوین یافته، و دست ساخته‌های کهن گواه این مطلب می‌باشند. بناهای بزرگی همچون اهرام مصر و تخت جمشید در آرایش سنگها پدیدار گشته و امروزه بخش مهمی از تاریخ و تمدن هر کشور را تشکیل می‌دهد.

براساس شواهد باستانشناسی، کار برروی سنگ در ایران پیشنیه‌ای هفت‌هزار ساله دارد. آثار باشکوهی که در پاسارگاد، نقش رستم، شوش و ... وجود دارد، همه یادآور هنر و مهارت مردمان این دیار است.

امروزه ارزش تولید سنگهای تزئینی بسیار زیاد است و سنگ در ردیف با ارزشترین موادمعدنی قرارگرفته‌است. گسترهٔ ایران با مساحتی بالغ بر یک میلیون و ششصدوچهل و هشت‌هزار کیلومترمربع، از نگاه زمین‌شناختی در منطقه‌ای قراردارد که دارای انواع سنگهای تزئینی و نما با کیفیت مطلوب، رنگ و نقش مناسب و مهمتر از همه ذخایر عظیم بوده، توجه و سرمایه گذاری بیشتری را دراین بخش می‌طلبد. می‌توان با بهبود کیفیت فرآوری و بازاریابی منطقی، صادرات سنگ را توسعه داده و بدین طریق در جهت شکوفایی اقتصاد کشور تلاش نمود.

تعاریف

سنگ: انبوهش (تجمع) طبیعی واستحکام یافته یک یا چندکانی تشکیل دهندهٔ پوسته زمین.

سنگ ساختمانی: سنگ طبیعی با کیفیت مناسب که به‌همان حالت طبیعی‌اش از معدن استخراج شود و به‌صورت سنگ تزئینی برش بخورد.

سنگ تزئینی: سنگ طبیعی که در شکلها یا اندازه‌های مخصوص یا مشخص انتخاب، تراشیده و یابریده شود.

بافت: ظاهراصلاح شده‌ای از سنگ طبیعی که بایک یا چند پرداخت سطحی مکانیکی حاصل شود.

سایيدگی: کنده شدن مواد یا خرابی سطح در اثر اصطکاک یا ضربه

هوازدگی: دگرسانی طبیعی با فرآیندهای شیمیایی یا مکانیکی در اثر کنش اجزای تشکیل دهنده اتمسفر، آبهای سطحی یاتحت‌الارضی و یا تغییر دما

دوام: معیارتوانایی سنگ طبیعی در پایداری و حفظ مشخصات اساسی و بارز آن از لحاظ مقاومت و استحکام، مقاومت در برابر تجزیه و نیز از لحاظ ویژگیهای ظاهری. دوام مبتنی‌بر مدت زمانی است که در سنگ در حین کاربری‌اش مشخصات ذاتی خود را حفظ می‌کند.

گروه گرانیت

گرانیت (تعریف تجاری): سنگی آذرین با دانه‌های مشخص، معمولاً با رنگی از صورتی گرفته، خاکستری روشن یا تیره و عمدتاً متشکل از کوارتز و فلدسپات (گاه همراه با یک یا چندکانی تیره با بافت نوعاً همگن اما ممکن است گنایسی یا پرفیری باشد. بعضی از سنگهای آذرین تیره با آنکه گرانیت به معنی خاص آن نیستند در این تعریف جای دارند).

تذکر ۱ ـ گرانیت (تعریف علمی): سنگی با دانه‌های مشخص و بلورین با دانه‌های هم اندازه یا متفاوت، معمولاً دارای ترکیبی‌اساسی از دو فلدسپات (قلیایی و سدیک) و کوارتز. علاوه بر کوارتز و فلدسپاتها، گرانیت نوعاً حاوی کانیهای مختلف و معمولاً میکا و هورنبلند یا هر دو و ندرتاً پیروکسن است.

تذکر ۲ ـ گنایس: سنگ بلورین متورق، اساساً متشکل از کانیهای سیلیکاتی با بافت در هم قفل شده با دانه‌های مشخص که در آن جهت‌یافتگی عمدتاً ناشی از وجود لایه‌های منظم یا غیرمنظم متناوبی است که ترکیب کانی شناختی متفاوتی دارند.

تذکر ۳ ـ گرانیت‌های سیاه: سنگ‌های آذرین تیره رنگی که زمین‌شناسان آنها را بازالت، دیاباز، گابرو و دیوریت می‌خوانند، به‌عنوان سنگ تزئینی، سنگ‌نما دریادمانها و کاربردهای مخصوص، استخراج و به‌عنوان گرانیت سیاه عرضه می‌شوند. ترکیب شیمیایی و کانی شناختی چنین سنگهایی با ترکیب گرانیتهای حقیقی تفاوت دارد.

گروه سنگ سبز

سنگ سبز (تعریف تجاری): سنگی دگرگونی نوعاً بادانه‌بندی ضعیف با رنگی‌از سبزمتوسط یا سبزمتمایل به زرد تا سیاه.

تذکر: سنگ سبز واژه‌ای عام است که مدتهاست برای هر سنگ آذرین دگرسان شده یا دگرگون شده‌ای با ترکیب بازی یا فوق بازی (کم سیلیس) به کار می‌رود (مثلاً بازالت، دیاباز، گابرو و پریدوتیت). کانیهای غالب در سنگ سبز، سیلیکاتهای آهن و منیزیم و کلسیم نظیر کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، سرپانتین و تالک هستند. سنگ سبز نوعاً چگال و متراکم است و به‌طور نامنظم می‌شکند که همین کاربری‌اش را به‌عنوان سنگ تزئینی محدود می‌کند.

گروه سنگ آهک

۱ ـ سنگ آهک: سنگی با منشاء رسوبی اساساً متشکل از کربنات

کاخ آپادانا ـ تخت‌جمشید

کلسیم (کلسیت) یا کربنات مضاعف کلسیم و منیزم (دولویت) یا ترکیبی از این دو میباشد.

تذکر: سنگ‌آهک با تبلور مجدد، سنگ‌آهک ریز بلورین متراکم، که صیقل پذیری دارند و در تعریف مرمر تجاری نیز جای می‌گیرند ممکن است یا به‌عنوان سنگ‌آهک و یا به‌عنوان مرمریت فروخته شوند.

۲ـ کالکارنیت: سنگی آهکی عمدتاً متشکل از دانه‌های آواری هم‌اندازه ماسه از کلسیت، یا ندرتاً آراگونیت، معمولاً همراه با فسیلهای کوچک، تکه‌های صدف یا آوارهای فسیل‌های دیگر.

۳ـ صدف سنگ (لوماشل): سنگ‌آهکی عمدتاً متشکل از صدفهای دگرسان نشده یا تکه‌های صدف سست چسبیده بهم با کلیست.

۴ـ دولومیت: سنگ کربناتی رسوبی عمدتاً یا تماماً متشکل از دولومیت.

تذکر: واژهٔ دولومیت که در حوزهٔ سنگ‌تزئینی به کار می‌رود مترادف است با واژهٔ دولستون که در حوزهٔ سنگ‌شناسی رسوبی به کار می‌رود.

۵ـ سنگ‌آهک ریزبلورین: سنگ‌آهکی عمدتاً یا تماماً متشکل از بلورهایی چنان کوچک که فقط با بزرگنمایی قابل تشخیص‌اند.

۶ـ سنگ‌آهک اواولیتی: سنگ آهکی عمدتاً متشکل از ذره‌های کروی یا نیمه کروی موسوم به ائولیت.

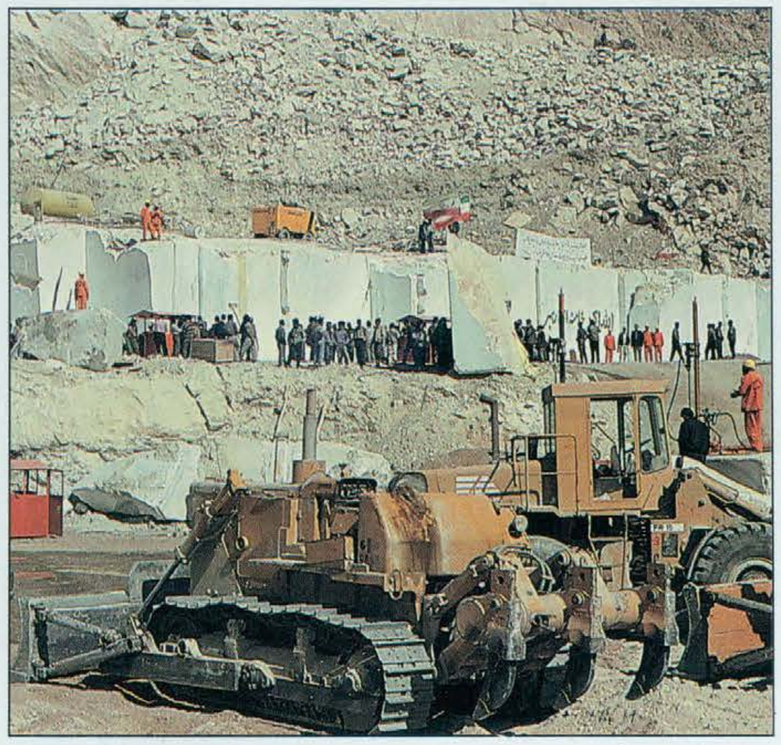
۷ـ سنگ‌آهک با تبلورمجدد: سنگ آهکی که در آن الگوی جدیدی از تبلور جایگزین جهت‌یابی بلوری در ذره‌های آوری اولیه، فسیلها یا تکه‌های فسیل و سیمان بین دانه‌ها شده باشد. بلورهای جدید، که هم در مواد زمینه و هم در مرزهای بین بلورهای قبلی امتداد می‌یابند. بلورهای جدید معمولاً بزرگتر از بلورهای سنگ اولیه‌اند. در مواردی شواهدی از بافت اولیه باقی می‌ماند.

۸ـ تراورتن: نوعی سنگ‌آهک یا ریزبلورین که با ساختمان لایه‌ای متمایز می‌شود. معمولاً در بعضی از لایه‌ها روزنه‌ها و حفره‌هایی پدیدار می‌شوند و بافت حفره‌ای بوجود می‌آید.

گروه مرمر

سنگ‌ها در این گروه انواعی از ترکیبها و بافتها را از کربنات خالص گرفته تا سنگهای کم کربنات که از لحاظ تجاری مرمر خوانده می‌شوند در برمی‌گیرد. بیشتر مرمرها بافت درهم قفل شده دارند و گسترهٔ اندازهٔ دانه‌ها از نهان بلور تا ۵ میلی‌متر است.

۱ـ مرمر: سنگ کربناتی که در اثر تجدیدتبلور، عموماً در گرما و فشار درحین دگرگونی، بافت بلورین متمایزی یابد و اصولاً از کانیهای کربناتی کلسیت و دولومیت به صورت مجزا یا باهم تشکیل شود.



معدن سنگ‌چینی تنگ‌حنا. نیریز (استان فارس)

۲ـ مرمرآهکی: سنگ‌آهک متراکم و چگال که صیقل‌پذیر باشد در تجارت به‌عنوان مرمر شناخته می‌شود. ممکن است مرمرآهکی را به‌عنوان سنگ‌آهک یا به‌عنوان مرمر به‌بازار عرضه کرد.

۳ـ مرمراونیکس (سنگ سلیمانی): کلیست شفاف، معمولاً لایه‌ای، ونهان بلور باشد رنگهای زرد، قهوه‌ای و سبز.

تذکر: مرمر اونیکس از ته نشست آهسته در محلولهای عموماً سرد چشمه‌های کربناتی (اشباع از دی‌اکسیدکربن) تشکیل می‌شود. همچنین کاربرد لفظ "اونیکس" برای مرمراونیکس غلط است. اونیکس حقیقی سیلیس بلورین تقریباً خالص (دی‌اکسیدسیلیسیم) است که با آگات (عقیق)، سنگی نیمه‌قیمتی، خویشاوندی نزدیکی دارد.

۴ـ مرمرتراوتن: کلسیت متخلخل یا سلولی لایه‌ای و تاحدی بلورین با منشاء شیمیایی.

تذکر: تراوتن از ته‌نشست و محلولهای عموماً داغ چشمه‌های کربناتی معمولاً در کف حوضچه‌های کم‌عمق تشکیل می‌شود.

۵ـ مرمر سرپانتین: سنگی عمدتاً یا تماماً متشکل از سرپانتین (سیلیکات آبدارمنیزیم) به رنگ سبز تا سیاه مایل به سبز و معمولاً دارای رگه‌های کلسیت، و دولومیت یا منیزیت، یا هر دو می‌باشد.

گروه ماسه سنگ

سنگ رسوبی عمدتاً متشکل از تکه‌های کانی و سنگ در گسترهٔ اندازهٔ ماسه (۲ تا ۰/۰۶ میلیمتر) با حداقل ۶۰٪ سیلیس آزاد که با مواد مختلفی از جمله سیلیس، اکسیدهای آهن، کربناتها، یا رس، به درجات کم یا زیاد سیمان شده‌باشد و در پیرامون (نه‌دربین) دانه‌های تشکیل دهنده شکسته شود.

تذکر: انواع ماسه سنگ را معمولاً برحسب نوع مواد واسط یا چسباننده نامگذاری می‌کنند، مانند ماسه سنگ سیلیسی، ماسه سنگ آهکی، ماسه سنگ رسی، ماسه سنگ آهن‌دار.

۱ـ ماسه سنگ کوارتزیتی: ماسه باحداقل ۹۰ درصد سیلیس آزاد (دانه‌های کوارتز به‌علاوه سیمان سیلیس) که ممکن است در پیرامون یا از بین دانه‌های تشکیل‌دهنده بشکند.

۲ـ کوارتزیت: ماسه سنگ بسیار سخت و نوعاً دگرگون شده با حداقل ۹۵ درصد سیلیس آزاد که با سطح‌ناهموار از بین دانه‌ها بشکند.

۳ـ کنگلومرا (جوش سنگ): سنگی رسوبی متشکل از ریگها و قلوه‌سنگها گردشده در زمینه‌ای ماسه‌سنگی که نوعاً به خوبی سیمان شده باشد.

۴ـ لای سنگ (فرش سنگ): سنگ‌آواری غیرکربناتی و دانه‌ریز عمدتاً متشکل از کوارتزآواری و کانیهای رسی که در آنها اندازه تقریبی ذره‌ها ۰/۰۶ تا ۰/۰۰۵ میلیمتر است. لای سنگ را می‌توان ماسه سنگ ریزدانه خواند.

گروه سنگ لوح

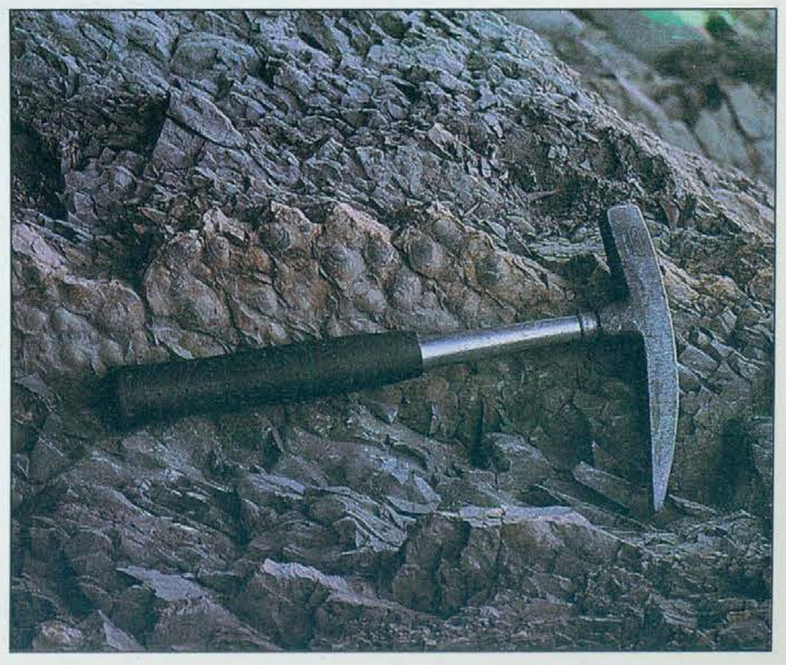
سنگ لوح: سنگ دگرگونی ریزبلورین عموماً حاصل از شیل و عمدتاً متشکل از میکاها، لکریت و کوارتز. کانه‌های میکا جهت‌یابی شبه موازی دارند و در نتیجه رخ (کلیواژ) خوبی به سنگ می‌دهند که سبب میشود سنگ به ورقه‌های نازک اما سفت بشکند.

پی‌جویی و اکتشاف سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)

اصولاً پی‌جویی سنگهای ساختمانی، براساس نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ و ۱:۱۰۰،۰۰۰ که در زمینه اکتشاف معادن و سایر کارهای صنعتی و عمرانی نیز کاربرد دارند، صورت می‌گیرد.

در این نقشه‌ها رخنمون، جنس سنگها، سن، موقعیت و غیره، مشخص شده است. به منظور تعیین محدوده کانسار و ارتباط آن با سنگهای در برگیرنده، تهیه نقشه زمین شناسی بزرگ مقیاس (۱:۱۰،۰۰۰ یا ۱:۵،۰۰۰ و در مواردی ۱:۲،۰۰۰ یا ۱:۱،۰۰۰) ضروری است. مقیاس نقشه به نوع و اندازه کانسار و میزان سرمایه گذاری بستگی دارد. موقعیت چینه‌شناسی، شیب طبقات، درزه‌ها، جهت و شیب گسل‌ها پس از برداشت، روی نقشه منعکس خواهد شد. شرح زمین‌شناسی شامل سنگ‌شناسی، چینه شناسی، کانی شناسی، تکتونیک و غیره بخشی از گزارش را تشکیل می‌دهد، که مکمل نقشه یادشده خواهد بود. باتوجه به مقیاس نقشه و به‌منظور تعیین محدوده دقیق کانسار، حفر چندترانشه لازم است. محل ترانشه‌ها روی نقشه ثبت می‌گردد. برای نمایش موقعیت طبقات در عمق کانسار، ضخامت باطله و تعیین حجم کانسار، در فواصل معین چند پروفیل با مقیاسی بزرگتر، تهیه می‌شود.

همزمان با حفر ترانشه، سلنونه‌های تازه و بدون هوازدگی، برای انجام آزمایشات فیزیکی و مکانیکی، شامل مقاومت فشاری تر و خشک، تخلخل، وزن مخصوص، سختی، وزن حجمی و غیره تهیه می‌شود. نتایج آزمایشها ضمیمه گزارش خواهد شد. بعلاوه با مقایسه ضریب نرم شدگی و سایر خواص فیزیکی و مکانیکی، تحلیلی از کیفیت سنگ ارائه می‌شود.



سنگهای امک پرمین در البرز مرکزی

برای تعیین میزان کربنات کلسیم $CaCO_3$، سیلیس SiO_2، پیریت FeS_2، کربنات کلیسم و منیزیم، رس $Al_2O_3 + Fe_2O_3$، موادآلی، سولفات و غیره، چندنمونه مناسب انتخاب و آنالیز می‌گردد و نتایج حاصل ضمیمه گزارش می‌شود. (آگاهی بر ناخالصی سنگ، کاربرد آنرا برای معنای بیرونی یا درونی، مشخص می‌کند. این امر برای برش و سایش نیز مهم است).

از آنجاکه روش استخراج کانسار، روباز است، با تهیهٔ پروفیل‌ها و تعیین حجم کانسار، امکان محاسبهٔ ذخیره کانسار از سطح زمین، به‌طور تخمین، میسر می‌گردد. در پروفیل‌های تهیه شده باید حجم باطله تعیین گردد. محل جمع‌آوری باطله باید بیرون از محدودهٔ کانسار باشد، تاکانسار در آینده موقعیت اقتصادی خود را حفظ نماید. همچنین با توجه به میزان ذخیرهٔ کانسار و تولید سالانه، می‌توان عمر معدن را تخمین زد، و میزان سرمایه گذاری وسوددهی معدن را برآورد نمود.

استخراج و فرآوری سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)

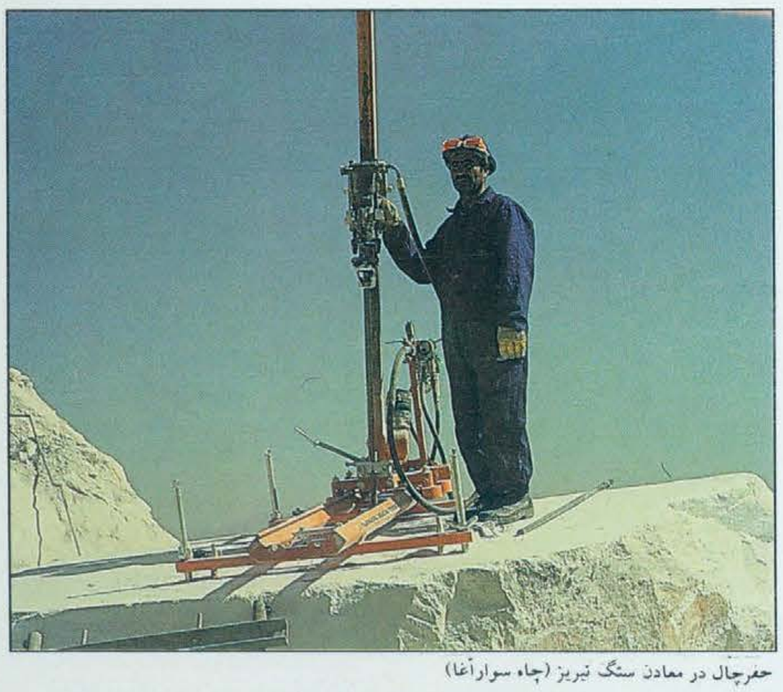
روشهای استخراج

در سالهای اخیر کلیه معادن سنگهای تزئینی موظف شدند که طرح بهره‌برداری جدیدی که برمبنای استخراج سنگ بدون استفاده از مواد ناریه تهیه شده باشد را جهت بررسی به وزارت معادن و فلزات ارسال نمایند. به موازات آن در وزارت معادن و فلزات گروهی از کارشناسان رسیدگی به طرحها را آغاز نمودند و همزمان دفترچه راهنمائی جهت تهیه کنندگان طرحهای بهره‌برداری معادن سنگهای تزئینی به منظور آشنایی با نکاتی که باید به آن توجه کنند تهیه گردید.

در استخراج بلوک سنگ، پارامترهای طبیعی مانند چینه‌بندی، شکافها و درزه‌ها از یک طرف و پارامترهای تجاری، ابعاد و سختی از طرف دیگر مدنظر قرار می‌گیرد و در نهایت روش استخراج تعیین و اجرا می‌گردد.

استخراج سنگ به کمک چالهای موازی

روش استخراج سنگ به کمک چالهای موازی، قدیمی‌ترین روش استخراج سنگ از کوه می‌باشد. در این روش، ابتدا در خط موردنظر که بعداً ضلعی از صفحهٔ جداشدنی خواهد بود. تعدادی چال به فواصل معین از یکدیگر حفر می‌گردد. این روش برای کانسارهایی که لایه‌بندی طبیعی دارند و به حفرچالهای افقی نیاز ندارند، نظیر معادن تراورتن، با موفقیت انجام می‌گیرد. دراین معادن پس از حفرچالهای عمودی، توسط گوه و یا با استفاده ناچیز از باروت و گهگاه حتی با قراردادن فتیله انفجاری، می‌توان سنگ را به‌طورکلی جدا نمود. درحال حاضر بهترین و متداولترین شیوه استخراج معادن گرانیت استخراج بلوک بروش چالهای موازی است.



حفرچال در معادن سنگ تبریز (چاه سوارآغا)

برش سنگ با ماشین‌های هاواژ (شیارزن)

ماشین‌های هاواژ، در سنگ‌هایی که سختی آن چندان زیادنباشد، با موفقیت به کارگرفته می‌شود. ولی در سنگ‌های سخت نظیر گرانیت نتیجه مطلوب را نداشته است. دراین روش صفحات از پیش تعیین شده سنگ را می‌برند و بلوک را از کوه جدا می‌نمایند.

تاکنون سه دسته ماشین هاواژ ساخته و به‌کار گرفته شده‌است

الف) ماشین هاواژ با بازوی زنجیردار

ب) ماشین هاواژ با دیسک برنده

ج) ماشین هاواژ با صفحه فرز

استخراج سنگ توسط سیم برش الماسه

برای این منظور ابتدا در سنگ دوچال عمودبرهم، که محدوده بلوک را تشکیل می‌دهد، حفرشده، سیم الماس دار از آن عبور می‌دهند، سیم برش دارای طول ۲۵ الی ۴۵ متر می‌باشد (حداکثر طول سیم برش می‌تواند ۱۵۰ متر باشد) و توسط یک وینچ با قرقره راهنما در یک جهت معین و به طور دائم روی سنگ حرکت می‌کند و بدینوسیله سنگ بریده می‌شود.

دستگاه برش، درهنگام کار برروی ریل قرار دارد و با استفاده از امکانات الکترونیکی و هیدرولیکی، به‌طور اتوماتیک برروی ریل جابجا می‌شود، و با انجام عمل برش خود را به عقب می‌کشد. مکانیزم دستگاه به گونه‌ای است که می‌توان با جابجائی و تغییر جهت

نقشه پراکندگی سنگهای تزئینی و نما

محور وینچ از حالت افقی به عمودی، سنگ را به طور افقی و یاعمودی برید. به منظور خنک نمودن سیم برش، باید پیوسته آب وارد شیار سنگ گردد.

استخراج سنگ بلوک با سیم‌های برش فولادی (حلزونی)

استفاده از شیوه برش با سیم فولادی، از یکصدسال پیش در معادن بزرگ سنگ کشورهای اروپائی نظیر ایتالیا متداول گردید. دراین روش ابتدا چالهائی با طول بیش از ۳۰ متر که در سطوح مختلف یکدیگر را قطع کنند حفر می‌گردد. آنگاه با عبور سیم فولادی از چالها در قسمتی از سنگ محدود شده، به برش آن اقدام می‌شود.

اساس کار برحرکت دورانی یک سیم فولادی تحت کششی است، که به کمک پودر سیلیسی و آب موجب برش سنگ می‌گردد. به‌طورکلی این سیستم برش، از یک دستگاه نیروی محرکه (وینچ)، تعدادی قرقره هدایت‌کننده دستگاه ایجاد کشش و ابزارهای کمکی وابسته، تشکیل شده‌است.

استخراج سنگ به روش هیدرومکانیکی

دراین روش، آب تحت فشار بسیار زیاد قرار می‌گیرد و جریان آب به صورت یک رشته باریک بقطر مداد معمولی، توسط سرشیلنگهای مخصوص و دورانی به سنگ پاشیده می‌شود. انرژی سینتیک داخل آب باعث بریدن سنگ می‌شود. به‌طورکلی، روش استخراج توسط آب، در مراحل اولیه تکاملی می‌باشد، و درحال حاضر به علت هزینه زیاد چندان رواجی ندارد.

استخراج سنگ به کمک حرارت

دراین روش به کمک شعله، درعمق صفحه مورداستخراج و در سطوح مختلف شیاری به ضخامت ۷۰ تا ۱۰۰ میلیمتر ایجاد می‌شود. در واقع برای برش سنگ از خاصیت ذوب یا خاصیت سوزاندن سنگ استفاده می‌گردد. حرارت لازم از گازوئیل، به عنوان سوخت اصلی، و هوای فشرده، به عنوان کمک سوخت تامین می‌گردد.

استخراج سنگ به کمک اشعه لیزر

هم اکنون استفاده از اشعه لیزر در استخراج سنگهای ساختمانی در دست آزمایش و مطالعه است. بدیهی است که در آینده نزدیک از این تکنولوژی در استخراج سنگ بهره گرفته خواهد شد.

پس از حمل بلوکهای سنگی به کارخانجات سنگبری، پلاکهای مختلف تهیه می‌گردد. برش به اشکال هندسی دلخواه و صیقل سنگ توسط ماشین‌آلات ویژه‌ای انجام می‌گردد. کیفیت و رعایت استانداردها از مهمترین موضوعات فرآوری سنگ می‌باشد.

به‌منظور بسته‌بندی پلاک یا ورق سنگ، جعبه یا پالتهای چوبی، ساخته می‌شود. بخصوص جهت صادرات سنگ می‌بایستی در ساخت دقت و محاسبه دقیق صورت گیرد. نحوه عرضه و بازاریابی آخرین مرحله در این فرآیند است که اقتصادی بودن یک معدن سنگ را تضمین می‌کند.

فهرست نقشه‌ها

عنوان	صفحه
کوه آبنگاری	۴
حوضه‌های آبریز	۷
اقلیم	۹
عمق پی‌سنگ (موهو)	۱۴
زمین‌شناسی ایران	۱۵
ایران از نگاه تکتونیک صفحه‌ایی	۱۷
تکتونیک ایران	۲۵
مکانیسم زلزله در ایران	۲۸
سایزموتکتونیک ایران	۳۰
نوارهای دگرگونی ایران	۳۱
دگرگونه ایران	۳۶
ماگمایی	۴۲
پراکندگی کانسارهای فلزی	۴۷
میزان ذخیره قطعی و احتمالی معادن فعال کشور در سال ۱۳۷۱	۵۰
پراکندگی کانسارهای غیرفلزی	۵۲
میزان استخراج معادن فعال کشور در سال ۱۳۷۱	۵۳
پراکندگی معادن رس	۵۴
آبهای معدنی	۵۵
میدانهای نفت و گاز	۵۷

فهرست جداول

عنوان	صفحه
حوضهٔ آبریز دریای خزر	۶
حوضهٔ آبریز خلیج فارس و دریای عمان	۶
حوضهٔ آبریز دریاچه ارومیه	۶
حوضهٔ آبریز واقع در خاور ایران	۷
حوضهٔ آبریز ایران مرکزی	۷
دریاچه‌های ایران	۸
ساختمان کره زمین	۱۳
توده‌های نفوذی ایران مرکزی	۴۱
توده‌های نفوذی فلیش‌های شرق ایران	۴۱
توده‌های نفوذی زون سنندج ـ سیرجان	۴۱
دورنمای عمر برخی از ذخایر موادمعدنی	۴۶

فهرست منابع

- آقانباتی، ع. ، ۱۳۶۵، نقشه زمین‌شناسی خاورمیانه، مقیاس ۱:۵،۰۰۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- آنلز، ر. ن.، آرتورتون، ر.س. ـ نرلی، ر.ا.، ۱۹۷۵، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوشهای قزوین و رشت مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ گزارش سازمان زمین‌شناسی کشور.
- اطلس منابع آب ایران ـ جلداول گزارش هیدرولوژی، معاونت بهره‌برداری مدیریت آب ایران، وزارت نیرو، ۱۳۶۹.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۴، طرح بررسیهای زمین‌شناسی و مطالعات مقدماتی شرق ایران (ناحیه شماره ۱) ـ گزارش شماره ۵۷.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۰، یافته‌های جدید از سنگهای افیولیتی و سنگهای پالئوزوئیک پایانی در شمال خاوری خراسان (ازجمله کپه‌داغ) و اهمیت ژئودینامیکی آنها ، فصلنامه و علوم‌زمین ، شماره ۱.
- الهی قمشه‌ای ـ ترجمه قرآن مجید.
- امامی، م. ه ، و ایران نژادی، م. ر.، ۱۳۷۲، مطالعه پترولوژی و ولکانولوژی آتشفشان دماوند، فصلنامه علوم زمین، سال ۲، شماره ۷.
- بربریان، م.، ۱۳۵۵، نقشه سایزموتکتونیک ایران، مقیاس ۱:۲،۵۰۰،۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور
- بلورچی، م.ح.، ۱۳۵۸، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کبودرآهنگ ، گزارش ، شماره D5 سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ترازنامه انرژی سال ۱۳۷۳ (وزارت‌نیرو) .
- تعاریف و واژه‌های استاندارد سنگ تزئینی، مجموعه‌استانداردها، وزارت معادن و فلزات (فصلنامه سنگ)، ۱۳۷۱.
- جعفرزاده، ا.، ۱۳۷۱، کانسارآهن چادرملو تنوره آتشفشانی پرشده از منیتیت (ناحیه بافق ـ ایران مرکزی)، مجموعه مقالات دومین گردهمائی پژوهشهای اکتشافی موادخام موردنیاز صنعت فولاد، دانشکده علوم دانشگاه تهران .
- جغرافیای کامل ایران (جلد اول و دوم) ، سازمان پژوهش و برنامه‌ریزی آموزشی وزارت آموزش و پرورش ، ۱۳۶۶.
- حامدی، م.ع.ر.، بغدادی،ا. و حمدی، ب.، ۱۳۶۶، بازنگری در لایه‌های شورم ، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حقی‌پور، ع.، ۱۳۶۲، بحثی پیرامون زمین‌شناسی پرکامبرین ایران، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین‌شناسی‌ایران ، نشر دانش‌امروز (وابسته به‌موسسه انتشارات امیرکبیر)
- زاهدی، م.، ۱۳۶۹، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سنندج، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ گزارش شماره C5 ، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سامانی، ب.، جعفرزاده، ا.، و پزشکپور، م.، ۱۳۶۹، متالوژی کانسارهای سنگ‌آهن در ایران، مجموعه مقاله‌های سمینار سنگ‌آهن، دانشکده فنی دانشگاه تهران .
- سامانی، ب.، ۱۳۷۱، معرفی سازند ساغند با رخساره ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین‌پسین ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، سال ۲، شماره ۶ .
- سامانی، ب.، ژوئی، ج.، تائو، گ.، و کوان، ت.، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی‌از دیدگاه چینه‌نگاری، ماگماتیسم و دگرگونی. فصلنامه علوم‌زمین، سال ۳، شماره ۱۰.
- **سبزه‌ایی، م. افیولیتهای ایران، ۱۳۷۵، انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.**
- شاه‌بیگ، ا.، ۱۳۷۲، آبهای‌معدنی و گرم. انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران .
- طرح ملی جامع آب ایران، مهندسین مشاور جاماب، زمستان ۱۳۶۹ .
- علوی‌تهرانی، ن. ، واعظی‌پور، م.، ج.، ۱۳۵۷، گزارش مختصری در مورد زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی چهارگوش غرب مهاباد کوههای سپیراز (Sepiraz) ، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی، ۱۰ صفحه به‌همراه نقشه .
- علوی‌نائینی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م.، ۱۳۶۰، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش تکاب، صائین‌قلعه، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ ، گزارش شماره ۵۱.
- علیپور، ک.، ۱۳۷۲، تاریخ دانش زمین‌شناسی و معدن در ایران، انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران .
- غضنفری، ف.، ۱۳۷۰، پتروژنز سنگهای دگرگونه در شمال شرق تکاب با نگرشی ویژه به کانه‌سازی روی و سرب در معدن انگوران، رساله فوق‌لیسانس، دانشکده علوم دانشگاه‌تهران.
- قربانی، م.، وارزانی، ۱۳۷۳، کائولن و رسهای نسوز، انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.
- کریمی، م.، ۱۳۷۲، مطالعه سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و نحوه تشکیل کانسار طلا و ارسنیک زرشوان (تکاب)، رساله فوق‌لیسانس، دانشگاه تربیت‌معلم.
- کلاپور، اچ.م.، تیرل، ر.، جانسن، پی. ن.، ۱۹۸۳، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش نایبندان، گزارش شماره J8 .
- کلارک، ج.س.، دیویس، ر.، حمزه‌پور، ج.، ۱۹۷۵، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بندرانزلی، گزارش شماره C3 .
- گرینیس، ر.، تیرل، ر.، مکسنر، ا. چ.، کلاپور ، اچ. م.، ۱۹۸۳، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لکرکوه ، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ .
- مجموعه مقالات دومین سمینار سنگهای ساختمانی (تزئینی و نما)، شیراز، ۱۳۷۰ .
- مجیدی، ب. و علوی تهرانی ، ن.، ۱۹۷۲، گزارش زمین‌شناسی سنگهای آذرین و دگرگونی چهارگوش همدان ، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش داخلی ، ۲۸ پ.
- مریزو، پ.، ۱۳۵۹، تجدیدنظر توسط افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۹، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شاهرخت ، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ .
- مک‌کال، ۱۳۶۴، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش فنوج، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ شماره K14 .
- مک‌کال، ۱۳۶۴، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش میناب، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ شماره J13.
- مک‌کال، ۱۳۷۲، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش نیک‌شهر، مقیاس ۱:۲۵۰،۰۰۰ شماره L14 .
- ملاکپور، م.، ع.، ۱۳۷۰، گسترش و خاستگاه موادمعدنی ایران، فصلنامه علوم‌زمین، سال اول، شماره ۱ .
- مهرپرتو، م.، و ترکیان، م.، ۱۳۷۲، پژوهشی در سیالات درگیر در نهشته مس ـ مولیبدن پورفیری سونگون (باختراهر ـ آذربایجان خاوری)، فصلنامه علوم‌زمین، سال ۳، شماره ۱۰ .
- نبوی، م.، ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای برزمین شناسی ایران سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نبوی، م. ح. ـ دیده‌ور، ا.، اسعدی، ر.، ۱۳۷۲، نقشه کوه، آبنگاری ایران ، مقیاس ۱:۱،۰۰۰،۰۰۰ ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران .
- نبوی، م. ح.، اسعدی، ر.، دیده‌ور، ا.، ۱۳۷۳، نقشه اقلیمی ایران ، با مقیاس ۱:۲،۰۰۰،۰۰۰ ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران .
- نبوی، م. ح.، اسعدی، ر.، دیده‌ور، ا.، ۱۳۷۳، نقشه ژئومورفولوژی ایران ، با مقیاس ۱:۲،۰۰۰،۰۰۰ ، ۱:۱،۰۰۰،۰۰۰ ، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.
- نبیان، ا.، فرهادیان، م.ب.، برادران، م. و میدان انارکی، غ. ، ۱۳۷۱، سنگهای تزئینی و نما ـ وزارت معادن و فلزات.
- نوگل سادات، م.ع. ا.، الماسیان، م.، ۱۳۷۲، نقشه تکتونیک ایران، مقیاس یک‌میلیونیم، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- وایلی، پ. ج.، ۱۳۶۸، مبانی زمین‌شناسی جدید، ترجمه جمشید حسن‌زاده ، مرکز نشر دانشگاهی.
- ولی‌زاده، م.، و.، ۱۳۷۱، گرانیتوئیدها و مسئله تحول پوسته‌ای در غرب ایران ، در : پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (جلدسوم : آندزیت‌ها و گرانیت‌ها)، انتشارات دانشگاه تهران.
- ولی‌زاده، م.، و.، و اسماعیلی، د.، ۱۳۷۲، پتروژنزگرانیت مغانلو، فصلنامه علوم‌زمین، سال ۳، شماره ۱۰.

- وینکلر، ه، گ. ف.، ۱۹۷۶، ترجمه هوشمندزاده، ع.، ۱۳۷۱، پتروژنزسنگهای دگرگونه - انتشارات دانشگاه شیراز.
- هوشمندزاده، ع.، ۱۳۵۷، بررسی فازهای تغییر شکل و دگرگونی در زون هرکرد - سنندج. نشریه کانون مهندسین شماره ۵۹.
- هوشمندزاده، ع.، ۱۳۶۷، مقدمه‌ای برزمین شناسی ناحیه بیابانک بافق ، گزارش داخلی، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- هوشمندزاده، ع.، حمدی، ب.، و نبوی، م.ح.، ۱۳۶۸، پرکامبرین - کامبرین پائین در ایران، مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخائر و توان معدنی استان یزد، وزارت معادن و فلزات.
- هوشمندزاده، ع. ، سهیلی، م.، ۱۳۶۹، شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اقلید، گزارش شماره G10، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- هوشمندزاده، ع. ، علوی‌نائینی، م. ، حقی‌پور، ع.، ۱۳۵۷، تحول پدیده‌های ناحیه ترود (از پرکامبرین تا عهدحاضر)، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Refrences

- Alavi- Tehrani, N., 1973: Geology of the Hadjiabad Area (Preliminary Report), Geological Survay of Iran, Int. Rep. 17 p.
- Alric. G., and Virlogeux, d. (1977): Petrographic et Geochimies des Roches Metamorphique et Magma de la region de Deh- Bid- Bowanat, Chaine de Sanandaj - Sirjan - Iran - Universite Scientifique et Medical de Gronoble, these.
- Amidi, S.M., 1975, Contribution a Letude Stratigraphique, Petrologigue et Petrochimique des Roches Magmatique de la Region Natanz- Nain- Surk (Iran Central). The'se, Universite Scientifique et Medical de Grenoble, France.
- Annels, R.N., Arthurton, R.S., Bazley, R.A., and Davis, R.G., 1975, Explanatory Text of the Qazvin and Rasht Quadrangle Map. Geological Survey of Iran, E3 and E4.
- Berberian, M., 1983, Continental Deformation in the Iranian Plateau. Geol. Surv. Iran, 52, 2-16.
- Berberian, M., 1983, Structural Evolution of the Iranian Plateau. Geol. Surv. Iran, 52, 19-33.
- Carla, W. Montgomery, 1992, Environmental Geology. Nm. C. Brown Publishers, Third Edition.
- Hushmandzadeh, A. and Berberian, M., 1973, The Relation of Orogenic Movements of Metamorphic in Iran Geol. Surv. Iran.
- Jenny, J., 1977, Geologie et Stratigraphie et l'Elbourz Oriental, Entre Aliabad et Shahrud, Iran NE. the'se Universite Ge'nev.
- Majidi, B. and Alavi, N., (1970): Explanatory Text of the map and Preliminary Report of Metamorphosed Rocks of the Hamadan Quadrangle, G.S.I. Inter rep. 15pp.
- Majidi, B., and Alavi, N. 1972: Geological, Report of Hamadan Quadrangle, G.S.I. Int. rep. 41pp.
- Pourhosseini, F., 1983, Petrogenesis of Iranian Plutons: A Study of the Natanz and Bazman Intrusive Complexes. G.S.I. Rep. No. 53.
- Sabzei, M., and Berberian, M., 1972: Preliminary Note on Structural and Metamorphic History of the Area Between Dowlatabad and Esfandagheh, Southeast Central Iran.
- Soffel, H., and Forster, H.G., 1983, Polar Wander Path of Central East Iran Microplate Including New Results, in Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran; Geological Survey of Iran, Report No. 51, P. 13-26.
- Thiele, O., alavi, M., Assefi, R., Hushmandzadeh, A., Seyed Emami, K., and Zahedi, M., 1968, Golpayegean Quadrangle Map, Scale 1:250,000 with Explanatory Text. G.S.I. GEOL Quad. E7.

National Atlas of Iran

"Geology"

Volume 2

Islamic Republic of Iran
Plan and Budget Organization
National Cartographic Center