ویژگی‌های این آتشفشانی، کانی‌سازی سولفیدی همراه با دگرسانی پیشرفته است که به ویژه در دهانهٔ آتشفشان کوه مزاحم و ناحیهٔ میدوک گسترش دارند.افزون بر آتشفشان کوه مزاحم، بعضی از نفوذی‌های نیمه‌آتشفشانی شمال شهربابک را می‌توان از جمله فعالیت‌های آتشفشانی نئوژن دانست که از آن جمله می‌توان به استوک نرکوه جَوَزم (داسیت و آندزیت)، کوه قرمز (داسیت – آندزیت)، کوه‌دم (داسیت و آندزیت) اشاره کرد که در آن سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی رخنمون دارند.

«در بلوک لوت» به ویژه در حد فاصل فردوس – بشرویه، آتشفشانی نئوژن شامل دو گروه آندزیتی، یک گروه داسیتی و تعدادی دایک شعاعی و دایک حلقوی است که به طور دگرشیب، روانه‌های گدازه‌ای پالئوژن را می‌پوشانند. جریان‌های آندزیتی جوان و دایک‌های کوچک سیمای مخروط آتشفشانی دارند. در جنوب کوه شورآب، کویر رباط، اطراف کوه شیسویی و کوه تخیک، در بیش از چهل محل، می‌توان رخنمون‌های مخروطی شکل آتشفشانی نئوژن را دید که بیشتر آنها فقط چند صد متر ضخامت دارند. بزرگ‌ترین مخروط که گواه یک دهانهٔ آتشفشان مرکزی است در شمال خاوری رباط – شور دیده می‌شود.

آتشفشانی میوسن

بخشی از سنگ‌های میوسن ایران از نوع روانه‌های گدازه‌ای و سنگ‌های آذرآواری است که به طور عمده در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و یا بلوک لوت دیده می‌شوند.

«در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان»، سنگ‌های آتشفشانی میوسن به ویژه در حد فاصل قم – کاشان – اردستان رخنمون دارند. گدازه‌ها و آذرآواری‌های نیاسر، شامل چند صد متر مواد آذرآواری و روانه‌های آندزیتی – داسیتی است که بر روی ردیف‌های معادل سازند قم قرار دارند. در جنوب قهرود (روستای بارونق) سنگ‌های آتشفشانی میوسن به شکل‌های مختلف (سیل و روانه) بیشتر درون و یا بر روی سازند قم و به ندرت روی سازند سُرخ پایینی قرار دارند. سیل‌هارنگ کرم روشن

دارند ولی بیشتر توسط جلای سیاه رنگ پوشیده شده‌اند و دگرگونی ناشی از آنها حداکثر به ۲۵ متر می‌رسد. گدازه‌ها از نوع ریولیت و ریوداسیت‌اند که بر روی لایه‌های چین‌خوردهٔ سازند قم و یا سنگ‌های قدیمی‌تر قرار دارند (امامی، ۱۳۷۹).

«در ناحیهٔ نطنز - تسوج»، نیز آتشفشانی میوسن را می‌توان به صورت سیل و دایک‌های آندزیتی متعدد در داخل ردیف‌های رسوبی سازند قم دید. در حوالی اردستان، شدت این فعالیت آتشفشانی بیشتر از سایر مناطق است.افزون بر نواحی مذکور، گدازه‌های بازیک قلیایی (آنالیسم‌دار)، آندزیت و آذرآواری‌های شمال تفرش، ریوداسیت‌های منطقهٔ ساوه، سنگ‌های بازیک منطقهٔ کبودرآهنگ و تکاب، روانه‌های گدازه‌ای حدواسط، به سن میوسن هستند.

آتشفشانی پلیوسن

سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن ایران سه سیمای گنبدهای خروجی، روانه‌های گدازه‌ای و یا ردیف‌های آذرآواری و آتشفشانی رسوبی دارند که به ویژه در سه پهنهٔ زیر دیده می‌شوند.

«در کمان ماگمایی ارومیه - بزمان»، در بیشتر جاها آتشفشانی پلیوسن با تکاپوهای انفجاری آغاز شده که با خروج مقدار توجهی خاکستر آتشفشانی و همچنین لاپیلی و بمب آتشفشانی همراه بوده است. پس از گام انفجاری، با کاهش گاز موجود، قطعات آتشفشانی در حد بمب دوکی شکل و کروی پرتاب شده‌اند که بر روی هم مخروط‌های آذرآواری گنبدی شکل را به وجود آورده‌اند که ترکیب سنگ‌شناسی و شیمیایی آنها ریولیتی – داسیتی و گاه آندزیتی – تراکی آندزیت است. از آن جمله می‌توان به گنبدهای خروجی مناطق سولقان، شکربند، راهجرد و راونج در جنوب باختری قم اشاره کرد.

«در آذربایجان»، مانند ایران مرکزی، ماگماتیسم پلیوسن به صورت جریان گدازه و یا توده‌های کوچک گنبدی است که یا سنگ‌های کهن‌تر از پلیوسن را می‌پوشانند و یا درون لایه‌های سُرخ

نئوژن جایگیر شده‌اند. گدازه‌های آندزیتی شمال خاوری میانه و یـا گنبـدهای آتشفـشانی خروجـی نواحی اهر و خواجه (خاور تبریز) از آن جمله است که بیشتر ترکیب اسیدی تا حدواسط دارنـد و از نوع سنگ‌های فوق اشباع از سیلیس و آلـومین هـستند. در منطقـهٔ سـهند، افـزون بـر سـنگ‌هـای آندزیتی و تراکی آندزیتی، که در برپایی ساختار آتشفشان چینه‌ای اولیـهٔ سـهند نقـش داشـته‌انـد، سنگ‌های داسیتی نیز فراوان است.

«در بلوک لوت»، آتشفـشانی پلیوسـن در محـیط قـاره‌ای فـوران کـرده و نهـشته‌هـای کهـن‌تـر را می‌پوشاند. از سنگ‌های گدازه‌ای این زمان می‌توان انواع سنگ‌های داسیتی – گاه تراکیتـی شـمال بلوک لوت، سنگ‌های داسیتی – آندزیتی و آندزیتی مناطق بشرویه و ده‌سلم و بازالت قلیایی مناطق قائن، شهرخت، بیرجند، گزیک را نام برد. سنگ‌های بازالتی، به صـورت روانـه‌هـای گـسترده دیـده می‌شوند که به طور معمول جزو سری بازالت‌های قلیایی قاره‌ای هستند.

منطقه	سنگ شناسي	ويژگي هاي شاخص
قمصر (جنوب كاشان)	ريوليت - ريوداسيت	فوق اشباع از سيليس
شهربابك - انار	داسيت – تراكي داسيت كلسيمي - قلیایي	فوق اشباع از سيليس
	بازالت قليايي سديمي (تفريت، تفريت لوسيت‌دار)	غير اشباع از سيليس
	بازالت قليايي (تراكي بازالت، تراكي آندزيت، تراكيت)	-
جنوب سبزوار	تراكي بازالت، تراكي آندزيت	فوق اشباع از سيليس
	داسيت	-

کواترنری در ایران

مقدمه

اگرچه در پاره‌ای از گزارش‌های موجود، کواترنری را «دورانی» از تاریخ زمین دانسته‌اند، ولی بر اساس مصوبهٔ ۱۹۸۹ انجمن بین‌المللی علوم زمین IUGSچیزی به نام دوران چهارم زمین‌شناسی وجود ندارد و کواترنری سیستمی از دوران سوم است که به دو زیرسیستم پلیستوسن و هولوسن تقسیم می‌شود و لذا استفاده از واژهٔ دوران چهارم نادرست است.

.با وجود گستردگی و تنوع زیاد، دانسته‌های ما از زمین‌شناسی کواترنری ایران بسیار اندک است در حالی که امروزه «زمین‌شناسی کواترنری» یکی از شاخه‌های بنیادی علوم زمین است تا بتواند به پرسش‌های موجود در بارهٔ مناطق شهری، صنعتی، رویدادهای طبیعی، ایجاد سازه‌های بزرگ، لرزه‌زمین‌ساخت ایران و ۰۰۰ پاسخ دهد.

در زمین‌شناسی ایران، به طور معمول سنگ‌ها و نهشته‌های پس از سازندهای کنگلومرایی پلیوسن – پلیستوسن (هزاردره، بختیاری) را به سن کواترنری دانسته‌اند که به طور دگرشیب (به جز در سواحل جنوبی دریای خزر) سنگ‌های کهن‌تر را می‌پوشاند و در بین آنها، نهشته‌های آبرفتی – کوهپایه‌ای، بادی و صحرایی – کویری بیشترین سهم را دارند. به همین‌رو، این باور وجود دارد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی آلپ پایانی، سرزمین ایران از آب خارج و ریخت‌شناسی کنونی آن شکل گرفته است که از جمله نتایج آن، آغاز چرخه‌های فرسایشی است که از آن زمان تاکنون بر پوستهٔ ایران تحمیل شده است. گفتنی است در برخی پهنه‌های ساختاری – رسوبی ایران، مانند بلندی‌های کپه‌داغ، کوه‌های خاور ایران و حتی پهنه‌های وسیعی از البرز و ایران مرکزی و ۰۰۰ آغاز پدیده‌های فرسایشی بسیار کهن‌تر از کواترنری است که در انجام آن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن نقش بنیادی‌تری داشته است. افزون بر ردیف‌های تخریبی انباشته شده در محیط‌های قاره‌ای، دریاچه‌ای و دریایی، تکاپوهای ماگمایی دورهٔ کواترنری سنگ‌های آذرین این زمان را به وجود آورده‌اند. با توجه به عواملی مانند محیط رسوبگذاری، خاستگاه، چگونگی فرآیندهای هوازدگی و فرسایش، سنگ‌های کواترنری ایران را می‌توان از انواع زیر دانست.

نهشته‌های آبرفتی کواترنری

در بین نهشته‌های کواترنری، نهشته‌های آبرفتی بیشترین سهم را دارند (شکل ۶-۱۱). اینها مواد فرسایشی هستند که از دامنهٔ ارتفاعات تا نواحی پست دشت‌ها گسترده‌اند و با دور شدن از ارتفاعات، درشتی دانه‌ها کاهش می‌یابد. به همین دلیل، به نام‌های مختلف دشت، هامون، جلگه، لَشت، کفه، تگو، دَغ و شخ نامیده شده‌اند (نبوی، ۱۳۵۵). نهشته‌های آبرفتی ایران، با وجود گستردگی بغسیار زیاد، کمتر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. نهشته‌های آبرفتی کواترنری منطقهٔ تهران بیش از دیگر نقاط مطالعه شده و اغلب به عنوان الگویی برای دیگر نقاط استناد می‌شوند. دراطراف تهران، نهشته‌های آبرفتی کواترنری نهشته‌های رودخانه‌ای – سیلابی هستند که به دنبال چرخه‌های فرسایشی پلیوسن – پلیستوسن (سازند هزاردره) انباشته شده‌اند. به همین‌رو، از نظر خاستگاه ویژگی‌های یکسان دارند ولی تناوب چرخه‌های پرباران و سال‌های کم باران و حتی رخدادهای زمین‌ساختی بر چند و چون آبرفت‌ها اثرگذار بوده به همین‌رو به ویژه به دلیل ناپیوستگی‌های رسوبی، آبرفت‌های کواترنری تهران به چند واحد سنگی زیر تقسیم شده‌اند.

سازند کهریزک که در گذشته به نام سری B (ریبن، ۱۹۵۵) و امروزه گاهی سازند شمال تهران (پدرامی، ۱۳۷۰) و یا سازند آبرفتی ناهمگن شمال تهران (بربریان، ۱۳۷۱) نامیده می‌شود، کهن‌ترین آبرفت سیلابی کواترنری (ویلافرانشین) تهران است که در کوهپایه‌های تهران (باغ فیض، شهرک غرب، دانشگاه بهشتی و ۰۰۰) دانه‌درشت و در جنوب تهران (ری – کهریزک)، دانه‌ریز است. در همه جا، سازند کهریزک به طور دگرشیب بر روی سازند هزاردره و در زیر سازند آبرفتی تهران قرار دارد و مهم‌ترین ویژگی‌های آن، به شرح زیر است:

× ارتباط دگرشیب با سازند هزاردره

× شیب ملایم تا حدود ۱۵ درجه

× ضخامت کم (۱۰ متر در برش الگو تا ۵۰ متر)

× ناهمگن بودن اندازه قلوه‌ها (از بلوک تا رُس)

× نامتجانس بودن جنس قلوه‌ها

× وجود غشای آهکی پیرامون قلوه‌ها

× سیمای سُرخ‌رنگ معرف مناطق نیمه‌خشک

× تخلخل و تراوایی زیادسازند کهریزک، به واقع مجموعه‌ای از مخروط افکنه‌های کوه‌های البرز است که ستبرای آن به سمت جنوب کم می‌شود. وجود قطعه سنگ‌های بزرگ و به شدت فرسوده در قسمت پایینی این سازند را ریبن (۱۹۶۶)، نشانه‌ای از حمل یخچالی دانسته است.

در این سازند، لایه‌های چندی از خاک قدیمی و شبه لاتریتی نیز دیده می‌شود که ممکن است نشان دهندهٔ دگرگونی آب و هوا و اثر هوای گرم‌تر باشد (بربریان، ۱۳۷۱).

سازند آبرفتی تهران : (سری D)، از نوع رسوبات مخروط افکنه‌ای، سیلابی، جور نشده و حاصل هوازدگی و نهشت دوبارهٔ آبرفت‌های قدیمی‌تر به ویژه سازند کهریزک است که به دلیل داشتن ابزار انسانی پیش از تاریخ، ریبن (۱۹۵۵) آنها را متعلق به دورهٔ پارینه سنگی می‌داند. نبوی (۱۳۵۵)، بر اساس سن مطلق (روش کربن ۱۴) سن لایه‌های آغازی آبرفت تهران را حدود ۵۰۰۰۰ سال و سن قسمت بالایی آن را حدود ۷۰۰۰ سال می‌داند. ویتا فینزی (۱۹۶۹)، در پایین این آبرفت‌ها، تیغه‌های سنگی از نوع Baradostian (38000 تا ۲۹۰۰۰ سال پیش) را یافته و لذا نتیجه گرفته

که رسوبگذاری این سازند از ۵۰۰۰۰ سال پیش آغاز و حدود ۱۰۰۰۰ یا ۴۰۰۰ سال پیش به پایان رسیده است. این آبرفت‌ها به تقریب افقی و رسوبات مناطق نیمه‌خشک‌اند و جنس آن از ابتدا تا انتهای دشت متفاوت است ولی از نظر دانه‌بندی، نسبت به سازند کهریزک،نظم بیشتری دارند. مخروط افکنه‌های کرج و جاجرود بخشی از سازند آبرفتی تهران هستند که به داشتن آبخوان غنی شاخص می‌باشند.

در باختر ایوانکی، بر روی سازند آبرفتی تهران، بیش از ده متر سیلت‌های نرم به رنگ کرم تا قهوه‌ای تیره و خاکستری، قلوه سنگ وجود دارد که ویتا فینزی (۱۹۶۹) آنها را «سازند آبرفتی خرم‌دره» نامگذاری کرده است. در این نهشته‌ها مقادیر زیادی استخوان، لایه‌های زغالی چوب و سفال پیدا شده و سن‌سنجی قسمت زیرین آنها، به روش کربن ۱۴، معرف ۱۰۵ ± ۳۳۰۰ سال پیش است.

«آبرفت کنونی» جوان‌ترین آبرفت‌های کواترنری تهران است که از نوع رسوبات منفصل بستر رودها، مسیل‌ها و یا سطح رویی آبرفت‌های قدیمی است به همین‌رو گسترش و ضخامت محدودی دارند. در پهنهٔ مکران، ویتا فینزی (۱۹۷۹)، نهشته‌های آبرفتی کواترنری را به دو واحد جداگانه به نام «آبرفت سدیچ» (در زیر) و «سازند میناب» (در رو) تقسیم کرده است. آبرفت سدیچ، با ۲۴ متر ستبرا، شامل ماسه و ماسه‌های قلوه‌ای در زیر و نهشته‌های دانه‌درشت کنگلومرایی در بالاست. آبرفت میناب ضخامت ناچیزی (۵ متر) از سیلت و ماسه با لایه‌بندی خوب است. یکی از واحدهای چهره‌ساز کواترنری مکران «پادگانه‌های دریایی» است که در ترازهای گوناگون قرار دارند و گاهی توالی آنها به بخش‌های ساحلی مکران، ریخت‌شناسی پلکانی می‌دهد. قرارگیری پادگانه‌های دریایی در ترازهای گوناگون، نشانهٔ بالا آمدن زمین، حرکت‌های جوان و پویایی مکران است. به اعتقاد فلینت (۱۹۷۱)، میزان فراخاست سالانهٔ سواحل مکران در محل‌های مختلف متفاوت است، به گونه‌ای که در غرب بندرعباس، ۱/۵ میلیمتر در سال، و بین جاسک و چاه‌بهار ۳/۵ میلیمتر در سال است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). (**شکل ۶-۱۱**)

سن	آنگالن ۱۹۶۸	ریبن ۱۹۶۶	ریبن ۱۹۵۵
کواترنري	Q_4	آبرفت کنوني	سري D
	Q_3	سازند آبرفتي تهران	سري C
	Q_2	سازند کهريزك	سري B
پليوسن	Q_1	سازند هزاردره	سري A

نهشته‌های دریایی کواترنری

جدا از رسوب‌های دریایی کواترنری ساحل مکران، در نواحی زیر پوشش دریای پاراتتیس (خزر جنوبی، کوهپایه‌های البرز شمالی، دشت مُغان، دشت گرگان – گنبد) نهشته‌های کواترنری دریایی است. جدا از چیرگی محیط دریایی، در این نواحی، دگرشیبی آشکاری بین ردیف‌های کواترنری و نئوژن وجود ندارد که به شرایط استثنایی شمال ایران اشاره دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی نهشته‌های کواترنری نواحی یاد شده، مشابه ردیف‌های همزمان در جمهوری آذربایجان و ترکمنستان است و به همین‌رو به چند واحد سنگی زیر تقسیم می‌شوند که برش الگوی آنها در کشورهای همجوار شمال ایران است.

سازند آپشرون (آبشوران) : در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های آشکوب آپشرونین، سازند آپشرون گفته شده که متشکل از توالی ضخیم ماسه، مارن و لایه‌های صدف‌دار است که بر روی رسوب‌های آقچه‌گیل قرار گرفته و با نهشته‌های آشکوب باکو پوشیده می‌شود. در ایران این نهشته‌ها از نوع مارن‌های آبی متمایل به خاکستری، سبز، ماسه‌های دانه‌ریز و لایه‌هایی شنی و کمی خاکستر آتشفشانی است که در دشت گرگان، سواحل استان مازندران و دشت مُغان شناسایی شده‌اند. سازند آپشرون به سن پلیستوسن آغازی است ولی احتمال دارد لایه‌های آغازین آن به سن پلیوسن پسین باشد. در دشت گرگان، ضخامت این سازند از ۴۵۰ متر در خاور تا ۸۰۰

متر در باختر تغییر می‌کند. در دشت مُغان، چند رخنمون قابل قیاس با سازند آپشرون گزارش شده است (مستوفی، ۱۳۴۲).

شکل ۶-۱۱-نهشته‌های آبرفتی کواترنری در دره سردر (خاور طبس)
نشانگر زیستگاه‌های کهن و تغییر سطح اساس رودخانه سردر

لایه‌های باکو : در نواحی مشرف به خزر جنوبی، از جمله ایران، به نهشته‌های آشکوب باکووینBakuvian ، لایه‌های باکو گفته شده که بیشتر شامل رس و ماسه با صدف‌های زیاد است. در ایران، این لایه‌ها فقط در دشت گرگان و سواحل مازندران گزارش شده که متشکل از رس و ماسه محیط‌های لب‌شور است و درجهٔ سخت شدگی آنها خیلی کم می‌باشد. مرز پایینی و بالایی لایه‌های باکو هم‌شیب است. ضخامت این نهشته‌ها در دشت گرگان از ۳۶۰ تا ۵۳۹ متر و در دشت مازندران از ۵۷۰ تا ۶۰۰ متر متغیر است.

نهشته‌های پس از باکو : در چاه‌های اکتشافی دشت گیلان و مازندران، نهشته‌های پس از باکو، شامل نهشته‌های خزر قدیمی در زیر و نهشته‌های خزر جدید در بالاست (موسوی، ۱۳۸۰).

نهشته‌های خزر قدیمیAncient Caspian ، تناوبی از مارن‌های خاکستری متمایل به سبز و خاکستری آبی‌رنگ و ماسه‌های دانه‌ریز سیمان نشده است که گاهی زبانه‌هایی از ماسه‌های محیط آب شیرین، لایه‌های نازک شن و مقادیر زیادی صدف دارد. تغییرات ضخامت این نهشته به سمت فرونشست خزر و همچنین از خاور به باختر، درخور توجه است. از نظر همزمانی با تکاپوهای یخچالی، خزر قدیمی کم و بیش با مرحلهٔ حد واسط وُرم Wurm، II و وُرم I هم‌ارز است. نهشته‌های خزر جدید Neocaspian ، در پایین، بیشتر شامل ماسه‌های سخت نشدهٔ آب شیرین است که بر روی آنها رسوب‌های صدف‌دار زمان حال نشسته است. بر اساس دوکفه‌ای‌ها و شکم‌پایان موجود، سن این نهشته‌ها عهد حاضر (هولوسن) تعیین شده است.آغاز رسوبگذاری آشکوب خزر جدید به تقریب با دورهٔ یخچالی وُرم IV هم‌زمان بوده و در این زمان سطح دریای خزر در حدود ۷ تا ۹ متر زیر سطح دریای آزاد بوده است (هم اکنون سطح خزر ۲۵ متر زیر سطح دریای آزاد است).

نهشته‌های بادی کواترنری

در نواحی به نسبت مسطح دامنه‌های شمالی البرز و حوضه‌های بستهٔ داخلی، نهشته‌های کواترنری بیشتر از نوع رسوب‌های بادی است. اینها، مواد فرسایشی به بزرگی ماسه و یا کوچک‌تر هستند که به آسانی توسط باد جابه‌جا شده و به صورت تپه‌های ماسه‌ای و یا لُسی انباشته می‌شوند.

باد نهشته‌های «لُس» مانند کواترنری را به ویژه می‌توان در سواحل خاوری دریای خزر (گرگان – گنبد) و قسمت‌هایی از کوه‌های هزارمسجد – کپه‌داغ دید که از نوع سیلت و کمی رُس و اغلب به رنگ نخودی روشن تا مایل به قهوه‌ای هستند که به توسط باد حمل و در ابتدا مانند پوششی یکنواخت تمام منطقه را پوشانده‌اند ولی با گذشت زمان، بر روی شیب‌های تند فرسایش یافته و

فقط در پشتهٔ تاقدیس‌ها، تپه‌ها و دامنه‌های کم‌شیب، به صورت کلاهک باقی‌مانده‌اند. در داخل لُس‌ها گاهی هم‌لایه‌های رس یا سیلت وجود داردکه به نظر می‌رسد آب نهشته‌های محیط‌های بسته و دریاچه‌ای هستند، چرا که این افق‌ها، لایه‌بندی بسیار مشخص و صدف‌های حلزون فراوان دارند. در درهٔ اترک، ضخامت لُس‌ها به ۵۰ متر می‌رسد و فاقد لایه‌بندی هستند. در درهٔ نکارود، و همچنین در حوالی گرگان نیز ضخامت قابل توجهی از لُس وجود دارد که وابسته به اقلیم سرد و خشک وُرم پسین و پس از وُرم دانسته شده‌اند. لُس‌ها، چون از سیلت و رس تشکیل شده‌اند، دارای توان جذب و حفظ رطوبت هستند. به همین‌رو زمین‌های زیر پوشش آنها برای کشاورزی مطلوب است. به باور پاشایی (۱۳۷۶)، با توجه به جهت بادهای غالب منطقه که بیشتر شمالی تا شمال باختری است، خاستگاه اصلی مواد لُسی در این منطقه رسوب‌های سیلابی و تپه‌های ماسه‌ای واقع در حاشیهٔ فروافتادگی دریای خزر است.

در عین حال، نباید مواد رسیده از اروپای جنوب خاوری را نادیده گرفت.در کنارهٔ کویرها، دشت‌های بیابانی و بعضی از حوضه‌های بستهٔ داخلی ایران ته‌نشست‌های بادی کواترنری از نوع تپه‌های ماسه‌ای (تلماسه) اند (شکل ۶-۱۲) که به دو صورت برخان و یا تپه‌های کشیده Sifدیده می‌شوند. افزون بر آن، ماسه ورقه‌ایSand sheet ، ماسه بادکوب Sand shadow، سیلک Silk، تپه‌های مواج Ondulation، هرم‌های ماسه‌ای Ghouyd، تل‌های گیاهیNebka انواع دیگراز نهشته‌های ماسه‌ای هستند که گاهی به غلط، به آنها «ریگ روان» گفته می‌شود. در نبکاها، ماسه‌ها توسط پوشش گیاهی یا رطوبت تثبیت شده‌اند و در سطح آنها لایه‌های نازکی از رس دیده می‌شود. بین اردکان و یزد نبکاها گسترش زیادی را دارند که نشانگر بیشه‌زار یا جنگل از گیاهان تاغ و گز در گذشته است. گسترده‌ترین بادرفت‌های ماسه‌ای را می‌توان در خاور دشت لوت دید که گستره‌ای بیش از ۱۵۰۰۰ کیلومترمربع را می‌پوشانند و به آنها «دریای ریگ» گفته می‌شود.

جنوب جازموریان، شمال انارک، باختر بشرویه، مرز خاوری کویر بزرگ، شمال کاشان، کرمان، یزد، مرداب گاوخونی، اردستان و گناباد، از جمله نواحی هستند که تپه‌های ماسه‌ای کوچک و بزرگ دارند. وسعت تپه‌های ماسه‌ای ایران حدود ۱۲۹۶۰۰ هکتار برآورد شده است. اندازهٔ دانه‌های تخریبی این تپه‌ها، در حدود ۰/۰۴۰ تا ۲ میلیمتر است که از نظر درجه «ماسه» است. سنگ‌شناسی ماسه‌ها تغییرات زیاد دارد. فلدسپار، کوارتز، آمفیبول، گارنت از عمده‌ترین عناصر سازنده هستند که در بین آنها، کوارتز بیشترین سهم را دارد. تمرکز کانی‌های صنعتی، به بعضی تپه‌های ماسه‌ای ارزش اقتصادی داده که از آن جمله می‌توان به تمرکز تیتانیم در ماسه‌های ساحلی خزر اشاره کرد.

شکل ۶-۱۲-نهشته‌های بادی (تلماسه)کواترنری

نهشته‌های کویری کواترنری

در گودترین مناطق بعضی از حوضه‌های آبریزWatershed فرعی ایران، مانند کویر نمک، کویر بَجستان، کویر زنگی احمد در دشت لوت، کویر بافق، دریاچهٔ نمک کاشان و ۰۰۰، دشت‌های به

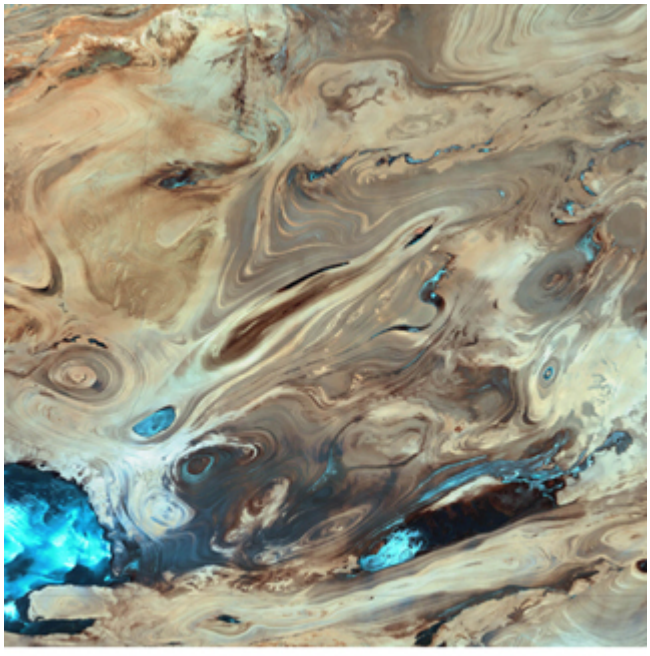
نسبت مسطحی با مشخصات ویژه، به نام «کویر» وجود دارد که با رسوب‌های دریاچه‌ای زمان حال، متشکل از تناوب لایه‌های رُسی، سیلت و نمک پوشیده شده‌اند.

خاستگاه کویرهای ایران از دو نوع است. یکی کویرهای فرسایشی، و دیگری فروافتادگی‌های زمین‌ساختی که به تدریج با مواد ریزدانهٔ حاصل از تخریب بلندی‌ها پوشیده و به دشتی هموار تبدیل شده‌اند. شرایط حاکم بر کویرهای ایران، تابعی از مسایل آب‌شناختی، آب و هوایی، زمین‌شناسی سنگ‌های اطراف و نیز سنگ بستر است به گونه‌ای که می‌توان کویرها را به بخش‌های گوناگون با ویژگی‌های متفاوت تقسیم کرد. در یک نگاه کلی، بخش‌های گوناگون پهنه‌های کویری، از حاشیه به مرکز عبارتند از مخروط افکنه‌های حاشیه‌ای Fan Deltas، ناحیهٔ مرطوب Wet zone، کفه‌های رُسی Clay flat ، پوستهٔ نمکیSalt crust ، دریاچه‌های فصلی Seasonal lake و دریاچه‌های دایمی. پهنه‌های چندگانهٔ یاد شده در همهٔ کویرهای ایران عمومی ندارد و ممکن است بر اثر عملکرد عوامل گوناگون، هر کویر مشخصات ویژهٔ خود را داشته باشد. به همین‌رو در زمین‌شناسی ایران، واژه‌هایی مانند کویرهای رُسی یا کفی، کویرهای رُسی خیس، کویرهای رُسی همراه با پوستهٔ نمکی، کویرهای رُسی مرطوب (شکل ۶-۱۳) همراه با پوستهٔ نمکی (نمک‌زار)، کویرهای دریاچه‌های موقت، کویرهای دایمی، مصطلح است. ضخامت نهشته‌های کویری معلوم نیست ولی در ردیف رسوبی آنها می‌توان لایه‌های سفید و سُرخ گچ و نمک را دید که با لایه‌های زرد و متمایل به سُرخ رُس و مارن شور تناوب دارند. تناوب نهشته‌های رُسی و تبخیری نشانگر چرخه‌های آب و هوای خشک و پرباران است.

اگرچه کویرهای ایران یادآور ته‌نشست‌های تبخیری کواترنری می‌باشند ولی پاره‌ای از آنها، مانند کویر بزرگ، فروافتادگی‌های زمین‌ساختی هستند که از زمان میوسن و به احتمالی در اثر رخداد پیرنئن، از اوایل الیگوسن به وجود آمده‌اند و با رسوب‌های چین‌خوردهٔ نئوژن پوشیده شده‌اند (شکل ۶-۱۴). در بعضی از کویرهای ایران نهشته‌های تبخیری به ویژه شوراب‌های جریانی انواع گوناگونی

از نمک‌های جامد و یا محلول دارند که گاهی مانندکویر کاشان، شوراب‌های کویر مرکزی در ناحیـهٔ خور و یا مرداب گاوخونی به دلیل داشتن نمک‌های محلول ارزش اقتصادی دارند.

شکل ۶-۱۳-نهشته‌های کویری ایران مرکزی (عکس از امری کاظمی)



شکل ۶-۱٤-ته‌نشست‌های چین‌خورده تلوژن در کویر بزرگ

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری

سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آخرین تکاپوهای ماگمایی ایران‌اندکه شکل‌گیری آتشفشان‌های چینه‌ای عظیم مانند سبلان، دماوند، تفتان، بزمان و ۰۰۰ حاصل آن است. برخی از این آتشفشان‌ها، از جمله بزمان و سبلان از زمان‌های پیش از کواترنری فعال بوده‌اند، ولی مخروط اصلی آنها در کواترنری در طی فازهای تناوبی گدازه‌ای و انفجاری و با انباشته شدن مواد خروجی بر روی هم شکل گرفته است. افزون بر آن، در این زمان، گدازه‌های بازالتی قلیایی کواترنری نیز، از طریق شکستگی‌های عمده، به سطح زمین رسیده‌اند تا روانه‌ها و سرتخت‌های بازالتی شمال باختر (ماکو، ارومیه) و خاور ایران (بلوک لوت) را بسازند. نوع و ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی کواترنری نشانگر آن است که منشأ بازالت‌ها از گوشته است که گاه در اثر پدیدهٔ تفریق بخشی و یا ذوب پوسته، سنگ‌های تراکی بازالتی، تراکی آندزیتی تا تراکیتی را به وجود آورده‌اند. عمده‌ترین مراکز آتشفشانی پلیوکواترنری ایران در زیر بررسی می‌شوند :

آتشفشان دماوند : مخروط دماوند، شاخص‌ترین آتشفشان چینه‌ای کواترنری ایران است که ارتفاع آن از سطح دریا ۵۶۷۰ متر (۵۶۱۱ متر- وزیری، ۱۳۶۲)، ولی از زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ – ۱۶۰۰ متر است (شکل ۶-۱۵ الف). دامنهٔ کوه، به وسیلهٔ جریان‌های گدازه‌ای مکرر که بارها از قله و یا از مخروط‌های فرعی سرازیر شده‌اند و همچنین مواد آذرآواری شامل پامیس، توف و رسوبات لاهار پوشیده شده است (شکل ۶-۱۵ ب).گدازه‌های دماوند گستره‌ای به وسعت ۴۰۰ کیلومتر را زیر پوشش دارد و قطر دهانهٔ آتشفشان در حدود ۴۰۰ متر است. قسمت مرکزی دهانه، به وسیلهٔ دریاچه‌ای از یخ پوشیده شده و در حاشیهٔ آن دودخان‌هایی وجود دارد که زمین‌های اطراف را به رنگ زرد در آورده‌اند. جدا از دهانهٔ فعلی، شواهدی از دهانه‌های قدیمی را می‌توان دید.

یکی از این دهانه‌های قدیمی در پهلوی جنوبی و در ارتفاع ۱۰۰ متر قرار دارد که در حال حاضر، محل خروج گازها و دودخان‌ها است. در پهلوی شمالی دماوند اثر دیگری از یک دهانهٔ قدیمی به قطر حدود ۹ کیلومتر دیده می‌شود که امروزه رودخانهٔ نونال در آن جریان دارد. سنگ‌های دهانهٔ

قدیمی کمی بازیک‌تر از گدازه‌های جوان دماوند است. اگرچه بروس و همکاران (۱۹۷۷) با توجه به ترکیب شیمیایی گدازه‌ها، دماوند را آتشفشانی دیررس و دور از زاگرس می‌دانند که در تشکیل آن برخورد صفحه‌ها و پدیدهٔ فرورانش از نوع خاص و ذوب پوستهٔ اقیانوسی نقش داشته، ولی جایگاه این مخروط در محل تلاقی البرز خاوری و باختری این ذهنیت را تقویت می‌کند که تلاقی گسل‌های عمیق پوسته، به ویژه انواع امتداد لغز شمال باختری و شمال خاوری، محل مناسبی برای رسیدن ماگما به سطح زمین بوده است.

کهن‌ترین گدازه‌های کواترنری دماوند از نوع بازالت قلیایی است که در نتیجهٔ تفریق ماگمایی پرمایه‌تر از سیلیس، ظاهر شده‌اند (ایران نژادی، ۱۳۷۰). به طور کلی، سنگ‌های دماوند از سه نوع بازیک، حدواسط و اسیدی هستند. انواع بازیک فقط شامل گدازه‌های بازالتی و تراکی بازالتی است ولی در انواع حدواسط و اسیدی، افزون بر گدازه‌ها، سنگ‌های آذرآواری و اپی‌کلاستیک نیز وجود دارد. حجم اصلی کوه دماوند را سنگ‌هایی تشکیل می‌دهند که از نظر سیلیس، حدواسط بوده و مقدار سنگ‌های بازیک، بسیار کمتر از دیگر سنگ‌هاست، به گونه‌ای که فراوان‌ترین گدازه‌های دماوند از نوع تراکیت است.سنگ‌های بازیک که ممکن است از نوع بازالت قلیایی اولیوین‌دار و تراکی بازالت باشند، کهن‌ترین روانه‌های دماوند هستند که به ویژه در نواحی پلور و تینه دیده می‌شوند. بیشتر سنگ‌های دماوند از نوع حدواسط (۶۳٪ < ۲ < SiO 52%) و مقدار کمتری نیز از نوع اسید (۲ SiO > ۶۳٪) هستند که به دو صورت گدازه‌ها و سنگ‌های آذرآواری رخنمون دارند. گدازه‌های حدواسط تا اسیدی، شامل انواع تراکی آندزیت و تراکیت هستند که بر حسب مقدار کانی‌های فرومنیزین به انواع فرعی متفاوتی تقسیم می‌شوند. این گدازه‌ها حجم اصلی دماوند را تشکیل می‌دهند و در تمام جهات گسترش دارند. در بین سنگ‌های آتشفشانی دماوند، توف‌ها جایگاه ویژه دارند که شامل انواع متعددی از توف شیشه‌ای (در درهٔ هراز و شمال دماوند)، توف تراکیتی (در قله)، توف شیشه‌ای پامیسی (در تینه) هستند. جدا از سنگ‌های گفته شده، نهشته‌های جریانی آذرآواری باختر دماوند و نهشته‌های بلوک مانند از فرآورده‌های آتشفشان دماوند هستند. به

باور امامی (۱۳۷۹) از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی دماوند تغییراتی از بازالت قلیایی تا تراکیت را نشان می‌دهند و این سنگ‌ها در نمودار Kuno همگی در قلمرو سری قلیایی قرار دارند.

آلنباخ (۱۹۶۶)، سن نخستین فوران دماوند را مربوط به اوایل وُرم Wurm می‌داند. در ضمن سن‌سنجی رسوبات دریاچه‌ای ناشی از جریان گدازه‌های دماوند بر روی رودخانهٔ لار، به روش کربن ۱۴، سن ۳۸۵۰۰ سال را نشان داده است.

آتشفشان تفتان : آتشفشان تفتان در زون ساختاری نهبندان – خاش (کوه‌های خاور ایران)، در ۵۰ کیلومتری شمال خاش و ۹۹ کیلومتری جنوب – جنوب خاوری زاهدان قرار دارد. بلندی آن از سطح دریا ۳۹۴۰ متر و نسبت به زمین‌های اطراف ۲۰۰۰ متر است. ساختار اصلی کوه شامل دو قلهٔ مجزا است که بخشی زین مانند و باریک به هم وصل می‌شوند (گانسر، ۱۹۶۶). قلهٔ جنوب خاوری تا اندازه‌ای شکل مخروطی خود را حفظ کرده و با گدازه‌های آندزیتی ضخیم و جوان پوشیده شده است. دهانه در دامنهٔ جنوبی قله قراردارد که قسمتی از آن در اثر انفجار و هوازدگی بعدی ویران شده است. خروج دودخان از دامنه و قله، ابرسفید و مشخصی را تشکیل می‌دهد که منظرهٔ یک آتشفشان فعال را به خوبی نمایش می‌دهد. گدازه‌های تفتان مساحتی حدود ۱۳۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند (شکل ۶-۱۶). نخستین تکاپوی آتشفشانی، در بیست کیلومتری شمال باختری قله فعلی بوده و سپس مراکز دیگری در خاور این نقطه فعال شده‌اند. فعالیت این مراکز به صورت فوران‌های انفجاری بوده و حاصل آن برش‌های داسیتی و آگلومرایی است. آخرین تکاپوی انفجاری تفتان دو فاز انفجاری است که حاصل آن ایگنیمبریت دامنهٔ جنوبی (شمال ترشاب) و توف‌های گسترده در دشت‌های اطراف آتشفشان است. فعالیت‌های گدازه‌ای تفتان، در کواترنری صورت گرفته که شامل گدازه‌های آندزیتی است که بر روی افق‌های توف قبلی ریخته‌اند. بنابراین تفتان یک آتشفشان چینه‌ای است که از پایین به بالا شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های داسیتی در زیر،

توف و ایگنیمبریت در وسط و گدازه‌های آندزیتی در بالاست که در بین آنها آذرآواری‌ها و گدازه‌های داسیتی از همه بیشتر است..

مطالعهٔ سنگ‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های آتشفشان تفتان نشان می‌دهد که تفتان، آتشفشانی کلسیمی - قلیایی است که ماگمای آن در نتیجهٔ نیروهای فشاری و فاز کوهزایی نئوژن حاصل شده است. گفتنی است که تفتان یکی از مراکز آتشفشانی کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر منشور برافزایندهٔ قاره‌ای مکران است. دو مرکز آتشفشانی دیگر این کمان ماگمایی عبارتند از قلهٔ بزمان در شمال جازموریان و کوه سلطان در پاکستان.

آتشفشان‌های بازالتی پیرامون تفتان : آتشفشان بازالتی تخت رستم در ۲۰ کیلومتری جنوب تفتان و آتشفشان کوه چاه‌شاهی در شمال ایرانشهر، از جمله بازالت‌های جوان کواترنری ایران هستند. بازالت‌های چاه شاهی بسیار جوان است به گونه‌ای که روانه‌های آن، در مسیل‌ها، هنوز به طور کامل تخریب نشده‌اند. در هر حال، سن پرتوسنجی این بازالت‌ها به روش پتاسیم – آرگون، کمتر از نیم میلیون سال است که این سن نیاز به بازنگری دارد و سن‌های حدود چند ده هزار سال پذیرفتنی است.

آتشفشان بزمان : آتشفشان بزمان، در ۱۱۵ کیلومتری شمال باختری ایرانشهر و ۱۲۹ کیلومتری باختر خاش، شمال جازموریان و در پایانهٔ جنوبی بلوک لوت قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۳۴۹۰ متر و از زمین‌های اطراف ۲۱۰۰ متر است.

مخروط اصلی بزمان، از نوع آتشفشان چینه‌ای است که گدازه‌های آن از چند دهانه خارج شده است. این آتشفشان ساختار پیچیده‌ای دارد و انواع گدازه‌ها، مانند آندزیت، داسیت و ریوداسیت به ویژه در دامنهٔ خاوری آن فراوان است. مخروط اصلی مجموعه‌ای از برش‌های ایگنیمبریتی، پامیسی و گدازه است که به طور متناوب قرار گرفته‌اند. تجزیهٔ شیمیایی گدازه‌های جدید مقدار SiO_2 را

بیش از ۶۲ درصد (داسیت و ریوداسیت) و مقدار K_2O را کمتر از ۲ درصد نشان می‌دهد (درویش‌زاده، ۱۹۶۵) از این نظر شباهت زیادی به آتشفشان‌های جزایر کمانی دارد.

گفتنی است که آتشفشان بزمان بخش باختری زنجیرهٔ آتشفشانی کمان ماگمایی زون فرورانش مکران است که در مقایسه با تفتان، فاصلهٔ کمتری تا ژرفنا Trench دارد، به همین‌رو به نظر می‌رسد که صفحه فرورونده‌ٔ بخش بزمان، جدا از بخش تفتان بوده و شیب بیشتری داشته است. به همین‌رو شاید بتوان پذیرفت که ماگماتیسم بزمان کهن‌تر از تفتان است.

آتشفشان سهند : آتشفشان سهند در ۴۰ کیلومتری جنوب تبریز قرار دارد و ارتفاع آن از سطح دریا ۳۶۹۵ متر است. سهند مخروط بسیار پهن و گسترده‌ای از تناوب منظم گدازه و خاکستر است که چینه‌بندی منظم دارد و گستره‌ای حدود ۴۵۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارد (شکل ۶-۱۷).

سهند بیشتر از نوع گدازه‌های ریولیتی، داسیتی و آندزیتی‌اند که در بین آنها توف‌ها و خاکسترهای فراوان دیده می‌شود. وجود خاکستر با قطعات پامیس در فواصل بسیار دور از قله (مراغه، میانه، بستان‌آباد) نشان می‌دهد که فوران‌های انفجاری سهند بسیار شدید بوده است. تغییرات سن پرتوسنجی گدازه‌های سهند، بین ۱۲ (میوسن میانی) تا ۰/۱۴ میلیون سال است (معین وزیری، امین سبحانی، ۱۳۶۵). تغییرات سن پرتوسنجی و وجود نهشته‌های آتشفشانی – آواری در بین توف‌ها و گدازه‌ها نشان می‌دهند که آتشفشان سهند در چند مرحله فعالیت داشته و در بین مراحل فعالیت، آرامش نسبی همراه با فرسایش برقرار بوده است. سیمای لایه‌ای سنگ‌ها، دانه‌بندی رسوبات و وجود آثار انواع ماهی در خاکستری‌های خلعت پوشان تبریز سبب شده تا معین وزیری و امین سبحانی (۱۳۶۵)، بر این باور باشند که سهند به صورت جزیره و یا شبه‌جزیره کوهستانی بوده که با دریایی کم‌ژرفا احاطه می‌شده و مواد آتشفشانی ورودی به این محیط، به کمک جریان آب، به صورت یکنواخت در سطحی وسیع پراکنده می‌شدند.سهند، تودهٔ آذرین خروجی است که به صورت کلاهکی بر روی پایه‌ای از سنگ‌های رسوبی به سن‌های مختلف قرار گرفته است.

ضخامت مواد آتشفشانی بیش از ۸۰۰ متر برآورد شده است و در یک نگاه کلی، مواد آتشفشانی تشکیل دهندهٔ سهند به ترتیب از پایین به بالا، عبارتند از کنگلومرای آتشفشانی، افق‌های پامیس‌دار و گدازه‌های آندزیتی، تناوبی از لایه‌های آگلومرایی، روانه‌های برشی و لاهار و گدازه‌های داسیتی. بدین‌ترتیب، با توجه به وضع چینه‌شناسی، سهند را می‌توان نوعی کلاسیک از یک آتشفشان چینه‌ای دانست.امامی (۱۳۷۰) بر اساس داده‌های جدید، بر این باور است که:

× در سهند تغییر و تحولات ماگمایی در طول زمان صورت گرفته و این تحولات ناشی از تفریق ماگمای اصلی بر اثر نیروی گرانش می‌باشد. به گونه‌ای که، در محفظهٔ ماگمایی، از ماده مذاب اولیه با ترکیب آندزیتی (آندزیت قرمز گل)، سنگ‌های اسیدی شامل داسیت و ریوداسیت به وجود آمده است.

× با توجه به ترکیب شیمیایی سنگ‌ها، به نظر می‌رسد که ماگمای تشکیل دهندهٔ سنگ‌ها از ذوب بخشی پوستهٔ زیرین حاصل شده باشد.

× با توجه به نتایج زمین‌گاه‌شماریGeochronology ، مراکز آتشفشانی سهند از اواسط میوسن تا اواخر پلیستوسن، به طور متناوب فعال بوده‌اند.

آتشفشان سبلان : آتشفشان سبلان در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری اردبیل و در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری مشکین‌شهر قرار دارد. ارتفاع آن از سطح دریا ۴۸۲۰ متر و گدازه‌های آن، سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومترمربع را زیر پوشش دارند. آتشفشان سبلان سه قله دارد که به دلیل فروریختگی به شدت فرسوده است. قلهٔ بلندتر «سبلان سلطان» و دو قلهٔ دیگر «هرم‌داغ» یا سبلان کوچک و «آقام‌داغ» یا کسری نام دارند. در بلندترین قله دریاچه‌ای وجود دارد (شکل ۶-۱۸) که به احتمال باقیماندهٔ دهانهٔ آتشفشان است. آتشفشان مرکزی بر روی یک فرابوم خاوری – باختری از گدازه‌های ائوسن، فوران کرده است.آتشفشان سبلان از نوع نقطه‌ای و مخروط‌های

آتشفشان چینه‌ای است که از نظر ساختار و حجم، شبیه آتشفشان‌های حاشیهٔ قاره است، ولی از نظر ترکیب شیمیایی شباهتی با انواع حاشیهٔ قاره‌ای ندارد.

در کار بازنگری شدهٔ دیدون و ژُمن (۱۹۷۶) توسط ریو و باباخانی (۱۹۷۸)، فازهای شکل‌گیری سبلان به شرح زیر بیان شده است :

۱- فازگدازه‌ای سبلان قدیم، که شامل ۵ مرحلهٔ ماگمازایی جداگانه است.

۲- فاز فرونشینی کالدرا و فعالیت انفجاریکه با انباشت حدود ۱۰۰ متر نهشته‌های آذرآواری در دامنهٔ شمالی همراه بوده است.

۳- فاز تشکیل گنبدها و جریان‌های گدازهٔ سبلان جدید که با تشکیل روانه‌های تراکی آندزیت تا داسیت و شکل‌گیری بلندترین قسمت آتشفشان همراه بوده است (شکل ۶-۱۹).

به نظر می‌رسد که تحولات ماگمایی این آتشفشان را نباید به صورت یک تفریق ساده در نظر گرفت، بلکه به احتمال در روند عادی افزایش اسیدیته در حین تفریق، بازگشت به خصوصیت بازیک نیز صورت گرفته است.گفتنی است که، تکاپوی قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده ولی آنچه که کوه سبلان را به وجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت کرده و تا آخرین دورهٔ یخچالی ادامه داشته است. در یک نگاه کلی، در کوه سبلان سه سری آتشفشان قابل تشخیص است :

نخست، سری پیش از پیدایش کوه سبلان که در واقع شامل گدازه‌های میوسن و از جنس لاتیت – بازالت است.

دوم، سری پیش از پیدایش کالدرا از جنس لاتیت – آندزیت که به داسیت متحول شده‌اند.

سوم، سری پس از پیدایش کالدرا، یا سری بالایی که بخش اصلی آن ترکیب داسیتی دارد.

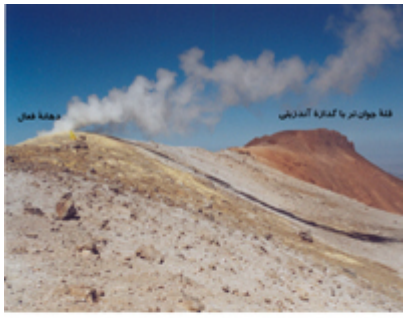
سری دوم و سوم در پلیو – کواترنری به وجود آمده‌اند.

بازالت‌های کواترنری آذربایجان : این سنگ‌ها که حاصل آخرین مرحلهٔ آتشفشانی در ایران هستند، با ترکیب کانی‌شناسی اولیوین بازالت گسترش متفاوتی در مناطق ماکو (شکل ۶-۲۰)، سیه‌چشمه، اهر، کلیبر، مشکین‌شهر، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ دارند. اگرچه همهٔ سنگ‌های موردنظر ترکیب کانی‌شناسی بازالتی دارند ولی ترکیب شیمیایی آنها یکسان نیست و از این نظر می‌توان آنها را به دو گروه تقسیم کرد.

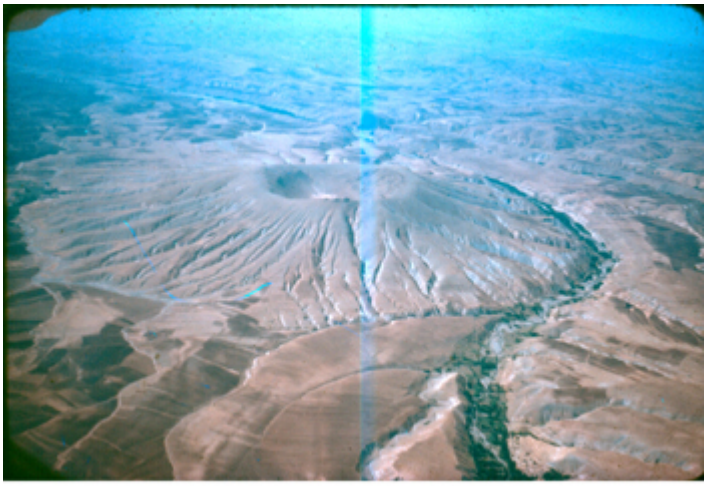
بازالت‌های نوع اول با بافت پورفیری که ترکیب شیمیایی آنها مانند بازالت‌های قلیایی است و دیگری بازالت‌های نوع دوم که به ندرت پورفیری بوده و ترکیب شیمیایی آنها از نوع غنی از آلومین است.جدا از مناطق آذربایجان و کردستان، سنگ‌های آتشفشانی کواترنری را می‌توان در گستره‌های وسیعی از خاور ایران (جنوب طبس، جنوب بیرجند، نهبندان و ۰۰۰) دید که به طور عموم به نام بازالت‌های کواترنری شهرت دارند ولی وثوقی عابدینی (۱۳۷۶) بر این باور است که به جز جنوب بیرجند و جنوب فردوس، در دیگر مناطق، روانه‌های مذکور از انواع آندزیت تا داسیت با ماهیت قلیایی هستند و از این دیدگاه، پیوند ماگمای اولیه با کافت حتمی است. (**شکل ۶-۲۰**)

شکل ۶-۱۵ (الف) آتشفشان دماوند

شکل ۶-۱۵ (ب) فوران آتشفشان کواترنری دماوند و ارتباط آن با سنگ‌های کهن‌تر



شکل ۶-۱۶- آتشفشان تفتان . در عکس بالا دو دهانه اصلی همراه با خروج دودخان و در عکس پایین پدیده گوگردزایی دیده می‌شود
(عکس از حبیبی مود)



شکل ۶-۱۷- آتشفشان سهند (عکس از افتخار نژاد)

شکل ۶-۱۸-دریاچه آتشفشان سبلان (عکس از امری کاظمی)

شکل ۶-۱۹-آتشفشان سبلان نشان دهندهٔ فاز تشکیل گنبدهای جوان در محل دهانهٔ قدیمی فرو ریخته
(عکس از امری کاظمی)

شکل ۶-۲۰- روانه‌های بازالتی کواترنری در آذربایجان باختری
آتشفشان آرارات در افق دیده می‌شود (عکس از امری کاظمی)

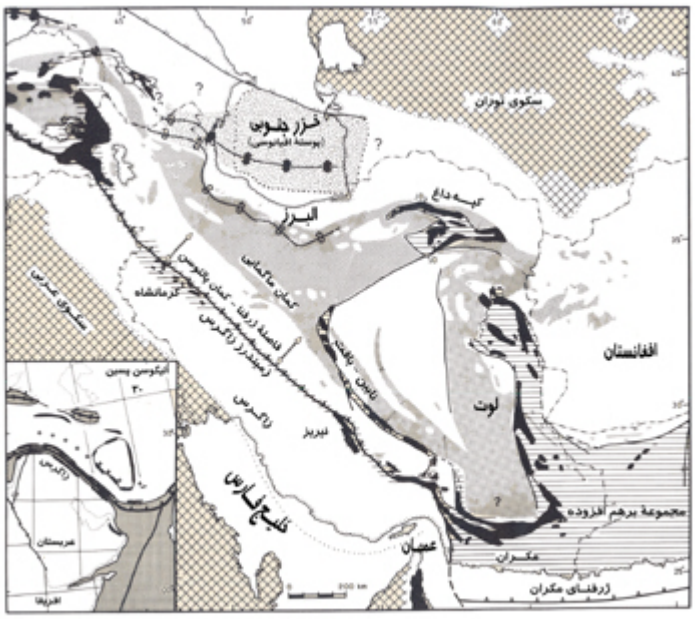
فصل هفتم- افیولیت‌های ایران

کلیات

مقدمه

در زمین‌شناسی ایران، افیولیت به مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک گفته می‌شود که ممکن است منظم و لایه لایه باشند و یا در اثر تنش‌های زمین‌ساختی با یکدیگر مخلوط شده باشند (علوی تهرانی، ۱۳۵۸) به این مجموعه‌ها که همراهانی از سنگ‌های رسوبی نواحی ژرف دارند «کمپلکس افیولیتی Ophiolitic Complex »، «سری افیولیتی Ophiolitic Series »، «آمیزه‌های افیولیتی Ophiolitic Melange » و سرانجام «آمیزه‌های رنگین Coloured Melange » نیز گفته شده، که از میان آنها، واژهٔ «آمیزه‌های رنگین» کاربرد بیشتری دارد که اغلب به عنوان یک واحد سنگ‌چینه‌ای به کار می‌رود.آمیزه‌های رنگین ایران، بیشتر به صورت نوارهای باریک و کم و بیش پیوسته‌ای هستند که اغلب در امتداد گسل‌های طولی اصلی رخنمون دارند (شکل ۷-۷)

شواهد زمین‌شناسی به ویژه بررسی شیمی این مجموعه‌ها از نظر نسبت‌های ایزوتوپی Sr 86/ Sr 87 و نحوهٔ پراکنش عناصر خاکی کمیاب نشانگر آن است که ترکیب شیمیایی آنها همانند سنگ‌کرهٔ اقیانوسی Lithosphere Oceanic است لذا پذیرفته شده که مجموعه‌های افیولیتی ایران باقیماندهٔ اشتقاق‌های درون قاره‌ای هستند که در اثر کافتی شدن Rifting شکل گرفته و در اثر فرارانش Obduction و در هنگام جابه‌جایی قاره‌ها و خردقاره‌ها، در محل و امتداد زمیندرزهای کهن Paleo – Geosuture جای گرفته‌اند. جدا از مسائل ژئودینامیکی پوسته، داشتن کرومیت، سولفید مس توده‌ای، کانی‌های گروه پلاتین، عناصر خاکی کمیاب و ۰۰۰ از ویژگی‌هایی است که به مجموعه‌های افیولیتی ایران ارزش اقتصادی می‌دهند.



شکل ۷-۷-رخنمون‌های افیولیتی ایران (سیاه) و سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی وابسته (خاکستری) از بربریان (۱۹۸۳)

سنگ‌های سازنده مجموعه‌های افیولیتی ایران

در بیشتر نواحی ایران، به ویژه در ایران مرکزی، مجموعه‌های افیولیتی در اثر عوامل گوناگون زمین‌ساختی، به نسبت‌های متفاوت، با یکدیگر مخلوط شده و توالی آنها نامنظم است. ولی در نواحی که تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی کمتر بوده، می‌توان یک روند کلی و کلاسیک از سنگ‌های تشکیل دهندهٔ زیر (شکل ۷-۱) را دید:

«*اولترامافیک‌ها*»، عمده‌ترین سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند که در میان آنها هارزبورژیت با ترکیب کانی‌شناسی اولیوین و اُرتوپیروکسن درصد بالاتری دارند. در جنوب ایران مرکزی، دونیت فراوان‌تر است. لرزولیت، ورلیت و برخی انواع پیروکسنیت‌ها به ویژه برونزیت، از جمله اولترامافیک‌های مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند. در بیشتر برونزدهای افیولیتی، سنگ‌های اولترامافیک یاد شده به نسبت‌های متفاوت دگرسان شده که ممکن است تا مرحلهٔ تشکیل سرپانتینیت پیش‌رفته باشد (شکل ۷-۲).

«*گابروها*»، پس از اولترامافیک‌ها، فراوان‌ترین سنگ‌های بازیک درشت دانهٔ مجموعه‌های افیولیتی هستند که از نظر سیما و ساخت در بیشتر جاها به صورت توده‌ایMassive Structure هستند ولی گاهی ساخت لایه‌ای Layered Gabbros دارند که این نظم، مدیون مراحل انجماد ماگمایی و در اثر فرآیند نشست بلوری Setting Crystal بوده و ارتباطی به پدیده‌های بعدی و دگرگونی ندارد. در مورد خاستگاه گابروهای مجموعه‌ای افیولیتی ایران، سه امکان تفریق ماگمای اولترامافیک اولیه، ذوب قسمت‌های بالای مانتل اقیانوسی و تزریق ماگمای بازیک جوان‌تر در یک مرحلهٔ بعدی پیشنهاد شده است.

اگرچه مرز بین گابروها و پریدوتیت‌ها در بسیاری از حالات ناگهانی است، ولی گاهی می‌توان شاهد یک گذر تدریجی بین اولترامافیک‌ها و گابروها بود.در پاره‌ای از نواحی افیولیتی ایران، سنگ‌های گابرویی در اثر دگرسانی استاتیک به مجموعه‌ای از گارنت گروسولاریت، کلریت و وزوویانیت تبدیل شده‌اند. نام این گابروهای دگرسان شده که سیمای عدسی‌های سفیدرنگ دارند، «رودنگیت» است (شکل ۷-۳).

«*دایک‌های دیابازی و میکروگابروها*»، دیابازها مجموعهٔ افیولیتی ممکن است ساخت صفحه‌ای Sheeted داشته باشند (شکل ۷-۴). که نتیجهٔ تزریق دایک در دایک است. گاهی دایک‌های دیابازی، دایک‌های تغذیه‌کننده Feeder Dykes گدازه‌های بالای مجموعهٔ افیولیتی هستند. به طور عموم، دیابازها گابروها را قطع می‌کنند و از آنها جوان‌ترند.

میکروگابروها از سنگ‌های رگه‌ای مجموعه‌های افیولیتی ایران هستند که سختی زیاد و رنگی بسیار تیره دارند و به صورت دایک‌های نه چندان ممتد و یا به شکل عدسی برونزد دارند.

«*گدازه‌های آتشفشانی*»، گدازه‌ها و گاهی خاکسترهای آتشفشانی، از جمله عناصر مهم تشکیل دهندهٔ مجموعه‌های افیولیتی هستند که ترکیب کانی‌شناسی گوناگون و ساختار بالشی Pillow

Structure دارند (شکل ۷-۵). بیشتر گدازه‌های افیولیتی، بـر اثـر پدیـده‌هـای دگرسـانی بعـدی، ترکیب اولیهٔ خود را از دست داده‌اند ولی ترکیب عمومی از لکوبازالت تا اسپیلیت متغیر است.

«*سنگ‌های نفوذی اسید*»، دیوریت‌های کوارتزدار، ترونجمیت‌ها (پلاژیوگرانیت‌ها) از دیگر سنگ‌های مجموعهٔ افیولیتی ایران است که به صورت توده‌های بـسیار کوچـک و گـاه بـه صـورت دایـک و یـا رگه‌های نازک دیده می‌شوند. رنگ روشن، دانه‌بندی متوسط تا ریز، کمبود کانی‌هـای فرومنیـزین و دگرسانی پیشرفته از ویژگی ماکروسکوپی آنها است. نتایج ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشانگر آن است که در آخرین مراحل تفریق ماگمای اولترامافیکی به وجود آمده‌اند.

«*سنگ‌های دگرگونی*»، در مجموعه‌های افیولیتی ایران دو نوع سنگ دگرگـونی وجـود دارد. گـروه نخست میکاشیست، گنیس و مرمر با خاستگاه قاره‌ای هستند و ارتباطی به مجموعه‌هـای افیـولیتی ندارند. گروه دوم در حقیقت افیولیت‌های دگرگون شده‌اند. در بیشتر نقاط ایران، سنگ‌های افیولیتی در دو فاز جداگانه دگرگون شده‌اند.

فاز نخست از نوع گرمابی و استاتیک است که بیشتر موجب تغییر ترکیب کـانی‌شناسـی سـنگ‌هـا شده‌اند، و از آن جمله می‌تـوان بـه سریـسیتی شـدن پلاژیوکلازهـا، اورالیتـی شـدن پیروکـسن‌هـا سرپانتینیتی شدن سنگ‌های مافیـک و اولترامافیـک، رودنگیتـی شـدن گابروهـا، اسـپیلیتی شـدن گدازه‌های بازیک اشاره کرد. تشکیل تالک، هونتیت، پنبهٔ نسوز (آزبست) و منیزیت نیز از پیامـدهای دگرگونی استاتیک است که در انجام آن، نیروهای فشاری و به ویژه فـشار بخـار آب نقـش اساسـی داشته است.

فاز دوم دگرگونی، از نوع ناحیه‌ای و نتیجهٔ فشارهای کوهزایی و بسته شدن کافت قـاره‌ای اسـت. در ابتدای بسته شدن که فشار بالا و دما پایین است، رخسارهٔ دگرگونی از نوع پرهنیت، پمپلی‌ئیـت تـا

شیست آبی است. در مراحل پایانی بسته شدن زمیندرز، با افزایش دما، رخسارهٔ شیست سبز تا آمفیبولیت گسترش بیشتری دارد.

«*قطعات بیگانه Blocks Exotic* »، در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی ایران، قطعاتی از سنگ‌های گوناگون با خاستگاه متفاوت وجود دارد. ابعاد این سنگ‌ها از کوچک تا خیلی بزرگ و عظیم، متغیر است. این قطعات بیگانه، نوعی اولیستولیت Olistolith و معرف محیط‌های پرتکاپو هستند که در اثر فرآیندهای زمین‌ساختی به مجموعه‌های افیولیتی افزوده شده‌اند.با توجه به سنگ‌های تشکیل دهندهٔ مجموعه‌های افیولیتی، سبزه‌ئی (۱۹۷۴) افیولیت‌های ایران را یک مجموعهٔ چندزادی می‌داند.

۱- «پیکرهٔ الترامافیک» : به سن پرکامبرین پسین – کامبرین تا پالئوزوییک پیشین، شامل:

× تناوب ورلیت، وبستریت، لرزولیت و کلینوپیروکسنیت

× بخش گابرویی (ملاگابرو، پریدوتیت‌های فلدسپات‌دار، تروکتولیت، آنورتوزیت، گابروی نوریتی، فروگابرو و لوکوگابرو)

× تناوب دونیت و هارزبورژیت و کمی کرومیتیت

.۲- «پیکرهٔ بازیک»: متشکل از گابروهای همسانگردIsotrop ، دایک‌های ورقی و گدازه‌های بالشی به سن کرتاسهٔ پسین

۳- «پلاژیوگرانیت‌ها»: که دو مجموعهٔ قبلی را قطع می‌کند و سن پس از کرتاسهٔ پسین دارد.بنا به نوشتهٔ سبزه‌ئی، پندار عمومی بر آن است که مجموعهٔ اولترامافیک – گابرویی از دو قسمت زیر تشکیل شده است اول تکتونیت‌ها، شامل دونیت، هارزبورژیت و کرومیتیت دوم انباشته سنگ‌ها Cumulates که از ورلیت، لرزولیت و گابروی لایه‌ای تشکیل شده‌اند.

این دو قسمت را یک ناپیوستگی سنگ‌شناختی به نام «موهوی سنگ‌شناسی Petrologic Moho» از هم جدا می‌کند. از دو قسمت فوق، تکتونیت‌ها به گوشته، و انباشته سنگ‌ها و گدازه‌ها به پوسته تعلق دارند.

گفتنی است که در بیشتر نقاط ایران، در اثر بسته شدن زمیندرز، سنگ‌های یاد شده به شدت‌های متفاوت با یکدیگر مخلوط شده‌اند. افزون بر آن، فرارانش این مجموعه‌ها خود از عوامل مؤثر در آمیختگی سنگ‌های سازنده هستند. گفتنی است که:

۱- نتایج ژئوشیمی اسپیلیت‌ها، گدازه‌های بالشی و سنگ‌های دیابازی ایران، حاکی از یک ماگمای کلسیمی – قلیایی فقیر است (لنچ و میتهم، ۱۹۷۹).

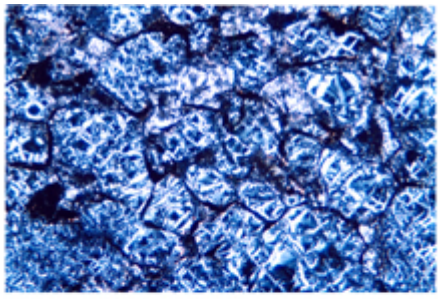
۲- در بسیاری از مجموعه‌های افیولیتی گدازه‌های آتشفشانی با نهشته‌های پلاژیک رسوبی (سنگ‌آهک، رادیولاریت) گاهی رسوبات تخریبی و آذرآواری، مخلوط شده و مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی آمیزه‌های رنگین ایران را به وجود آورده‌اند.

۳- رسوب‌های پلاژیک مجموعه‌های افیولیتی ایران بیشتر سن کرتاسهٔ پسین دارند، ولی در ناحیهٔ کرمانشاه و نیریز، این سنگ‌ها (رسوبی) حاوی سنگواره‌های ژوراسیک هستند.

چگونگی تشکیل و جایگیری افیولیت‌های ایران

در مورد چگونگی تشکیل مجموعه‌های افیولیتی، تاکنون بحث‌ها و نظرات متفاوتی ارائه شده است که در بین آنها پدیده‌هایی همچون کافتی شدن پوسته و فرارانش وابسته به برخورد صفحه‌ها و بازماندن این مجموعه‌ها در محل زمیندرزها از همه مهم‌تر است. هر یک از شواهد و دلایل گفته شده، می‌توانند در سرشت افیولیت‌های ایران نقش داشته باشند، ولی با توجه به موقعیت

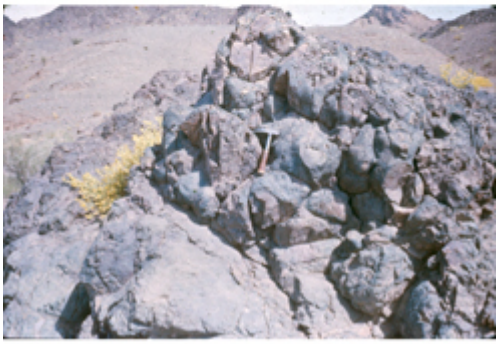
زمین‌ساختی و زمین‌شناسی ایران، نقش پدیدهٔ کافتی شدن بیشتر است. هرچند که نوع ماگمای به وجود آمده در این سیستم و یا نـوع رسـوبات همـراه بـا سـری‌هـای افیـولیتی ایـران، تفـاوت‌هـا و مغایرت‌هایی با دیگر نوارهای افیولیتی نشان می‌دهد، اما در نـواحی خـاوری ایـران، وجـود رسـوبات تخریبی مانند فلیش، شیل‌های سیلیسی که با محیط عمیـق اقیانوسـی سـازگار نیـست، دلیـل بـر نزدیک بودن



شکل ۲-۷- پدیده سرپانتینیتی شدن در مجموعه‌های افیولیتی ایران

شکل ۲-۷-توده‌های سفید رنگ رودنگیت در زمینه‌ای از هارزبورژیت‌های سیزوار(عکس از مجیدی)

شکل ۷-٤-دایک‌های ورقی که نتیجه تزریق دایک در دایک‌اند



شکل ۷-۵-گدازه‌های آتشفشانی با ساخت بالشی مجموعه‌های افیولیتی نادیه هنوج (عکس از قنبار نژاد)

محیط تشکیل افیولیت‌های مذکور به حاشیهٔ قاره‌ها و به احتمال تشکیل افیولیت‌ها در کافت‌های قاره‌ای از نوع دریای سُرخ است، به عبارتی وجود پهنه‌های اقیانوسی بین صفحه‌های ایران، بعید می‌نماید. بررسی نوارهای افیولیتی ایران نشانگر آن است که این مجموعه‌ها در طی دو مرحلهٔ جداگانه تشکیل شده‌اند.

مرحلهٔ نخست، کششی است که با ایجاد شکاف در پوسته همراه بوده است. این شکاف‌ها که تا سست‌کره ادامه داشته، مسیر مناسبی برای جایگیری ماگماهایی با ترکیب بازالتی بوده‌اند.مرحلهٔ دوم، یک مرحلهٔ فشردگی است که باعث بسته شدن کافت اولیه شده در نتیجه مجموعه‌های افیولیتی را بر روی لبهٔ قاره‌های مجاور رانده است. روشن است که راندگی مورد سخن، محدود به زمان جایگیری اولیه نبوده، بلکه همزمان با رویدادهای زمین‌ساختی بعدی این عمل تکرار شده است. برای نمونه، ریکو (۱۹۷۴)، در ناحیهٔ نیریز به دو فاز راندگی بعدی در زمان پلیوسن باور دارد.در مورد شرایط ترمودینامیکی جایگزینی افیولیت‌ها، چهار نظریهٔ وجود دارد :

۱- نظریهٔ جایگزینی، به صورت جامد و سرد

Cold Intrusion-2- نظریهٔ فعالیت نفوذی - آتشفشانی

۳- نظریهٔ آتشفشانی

۴- نظریهٔ فعالیت نفوذی.در مورد افیولیت‌های ایران نظریهٔ سرد و جامد پذیرفتنی‌تر است.

با وجود این، ریکو (۱۹۷۴)، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌شناسی، تودهٔ اولترابازیک نیریز را نشانهٔ تبلور آرام ماگما در دما و فشار بالا می‌داند وی وجود هالهٔ دگرگونی گرمایی (به ضخامت چندین ده متر) در همبری پریدوتیت‌ها با سنگ‌آهک‌های تنگ حنا را دلیلی بر این نظر می‌داند. به گفتهٔ دیگر کانی‌های دگرگونی این هاله، معرف دمای ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ درجهٔ سانتیگراد است و با توجه به نقطهٔ ذوب هارزبورژیت (۱۲۰۰ درجه)، نتیجه گرفته شده که دست کم در ناحیهٔ نیریز، افیولیت‌ها در زمان جایگیری حالت خمیری داشته‌اند. در ضمن، نمایش بعضی ریزساختارها، مانند چین‌های خوابیده که در بعضی توده‌های افیولیتی ایران دیده می‌شود، نشان می‌دهند که ممکن است افیولیت‌های ایران در زمان جایگیری به حالت گدازه‌های خمیری بوده‌اند.در هر حال، این پرسش وجود دارد که آیا آمیزه‌های افیولیتی ایران فقط منشأ زمین‌ساختی دارند؟ اگرچه مجموعه‌های افیولیتی ایران حاصل صعود دیاپیرهای اولترامافیک به نظر می‌رسند. ولی، دسمونز (۱۹۸۱)، برخی از سفره‌های رورانده افیولیتی ایران را حاصل لغزش گرانشی می‌داند که از راه راندگی بالا نیامده‌اند، بلکه به دلیل وزن خود، از یک منشأ افیولیتی مرتفع به پایین لغزیده‌اند.لازم به ذکر است که، به باور سبزه‌ئی (گفته شفاهی) هالهٔ دگرگونی تنگ حنا یک پدیدهٔ ثانوی و در ارتباط با دایک‌های میکروگابرویی می‌باشد و نمی‌تواند نشانگر تأثیرگرمایی توده‌های پریدوتیتی بر سنگ‌های مجاور باشد. در ضمن ریز ساخت‌ها ممکن است مربوط به تنش‌های بعد از جایگیری باشد.

آمیزه‌های رنگین

در بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران، توالی کلاسیک معمول حفظ نشده و سنگ‌های گوناگون به مقدار متفاوتی با یکدیگر مخلوط شده‌اند. تنوع سنگی و رنگی سبب شده که در سال ۱۹۵۵ گانسر به این مجموعه، آمیزه‌های رنگین نام دهد (شکل ۷-۶). مطالعات بعدی نشان داد که بیشتر عناصر سازندهٔ این مجموعه، متعلق به سنگ‌های افیولیتی است، لذا پاره‌ای از زمین‌شناسان نام آمیزهٔ افیولیتی را ترجیح داده‌اند. از نظر درویش‌زاده (۱۳۷۰) مجموعه‌های افیولیتی ایران شامل سه بخش کلی زیر است:

× قطعات اصلی یا قطعاتی که جزء واحدهای افیولیتی است و ابعاد بزرگ دارند.

× قطعات بیگانه (اولیستولیت‌ها) که ابعاد و جنس بسیار متفاوت دارند.

× خمیره‌ای که قطعات مذکور را در بر گرفته و خود یک مخلوط زمین‌ساختی دانه ریز (ریزآمیزه‌ها) است. (**شکل ۷-۶**)

امروزه در زمین‌شناسی ایران واژهٔ آمیزهٔ رنگین بسیار رایج است، به گونه‌ای که حتی در نواحی افیولیتی فاقد ویژگی آمیختگی نیز از این اصطلاح به غلط استفاده می‌شود.