نشریه علمی سازمان انرژی اتمی ایران
شماره ۱۷، صفحات ۱۶ - ۱، ۱۳۷۷

فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش اول)

بهرام سامانی
امور اکتشاف، سازمان انرژی اتمی ایران

چکیده

در عصر پرکامبرین پسین، در پی سنگ قاره‌ای نارسیده کهن‌تر از ۸۰۰ میلیون سال ایران مرکزی به عنوان بخشی از ابرقاره گُندوانا، پدیدهٔ فعال شدن زمین ساختی-ماگمایی «TMA»[1] موجب شکل‌گیری ساختارهای کافتی گردیده است. به نظر می‌رسد که تکوین ساختار «TMA» در ایران مرکزی، از منطقه چغارت-اسفوردی آغاز گردیده و به نواحی ساغند-خشومی و بخشهای شمالی آن کشیده شده است. به همین لحاظ، این ساختار را می‌توان به دو پهنه جنوبی (چغارت-اسفوردی) و شمالی (ساغند-خشومی) تقسیم کرد. پدیده‌های زمین‌ساختی-ماگمایی در پهنه جنوبی ۸۰ میلیون سال کهن‌تر بوده و رویکردهای ماگمایی نشأت گرفته از جُبّهٔ (مانتو)[2] غنی شده، در آن گسترده‌تر بوده است. فرآیندهای پدیدهٔ کافتی شدن در دو مرحلهٔ متوالی، دو رخساره متفاوت (سازند ساغند و سری ریزو)، ماگماتیسم قلیایی «فرابازی» نوع مرکزی و زایش کانسارهای ماگنتیت - آپاتیتِ ماگمازا بوده است. نفوذ سیال گاز - مایع در حدود ۵۸۰ میلیون سال موجب زایش کربناتیت - متاسوْماتیت خطی به صورت فرآیندی از متاسوْماتیسم Si، Na، K، Ca، Mg، Co_2 بوده است. تکوین زمین‌شناختی ماگماتیسم و متاسوْماتیسم مبحث اصلی بخش اول این نوشتار است.

در بخش دوم آن، به فلززایی منابع آهن، اورانیوم، تیتانیوم، عناصر نادر خاکی، سرب و روی، کوْبالت، مولیبدن و منگنز پرداخته می‌شود که در شماره آینده ارائه خواهد شد.

مقدمه

جایگاه تمامی کانسارهای کره زمین بطورکلی خارجی‌ترین ونازک‌ترین بخش آن، یعنی پوسته[3] است. رشد وپیشرفت بشر در زمینه‌های گوناگون علم و فن، داده‌هایی را عرضه کرده است که بر مبنای آنها عوامل شکل‌گیری و زایش کانسارهای درونزاد، بسیار فراوان‌تر و پیچیده‌تر از آنچه در گذشته تصور می‌شد نمایانند. کره زمین در جریان تحول دائمی است و فعال شدن آن درسیستمی منظم به سوی کمال پیش می‌رود. پدیده‌ها و فرآیندهای حاکم بر این سیستم از نظمی خرد-کلان برخوردارند که در میدانی وسیع، از ژرفای درونی (هسته و جبّه) تا سطح برونی آن برقرار است.

اندیشمندان، بر پایه دست‌آوردهای گذشته و حال، بسیاری از سازندهای ماگمایی وکانسارهای شناخته شده را زاییدهٔ تحول و تکوین در لایه‌های جبّه به عنوان منشاء و مبنای بسیاری از ماگماهای بارور وکانه‌دار در کره زمین می‌دانند. این فرآیند ممکن است معلول صعود ترکیبات هیدریدی کربن وسیلیسیوم و تبادل شیمیایی آنها در ترازهای برونی باشد [۱۳] که حاصل آن ایجاد

۱- Tectono-Magmatic Activation

۲- Mantle ۳- Crust

«HACONS»[۴] است. مبانی فلززایی در دهه‌های گذشته «خطی» تصوّر می‌شدند. اما برخلاف این تصوّر، در بسیاری از مناطق فلززا رابطه مستقیم (خطی) بین رخدادهای پوسته‌ای با کانسارهای شناخته شده وجود ندارد. در این نوشتار سعی بر آن است که فلززایی غیرخطی کانسارها و نحوه تشکیل آنها به بحث گذاشته شود. از طرف دیگر، در گذشته تقریباً همهٔ کانسارها به رخدادهای کوهزایی درپوسته زمین نسبت داده می‌شدند، ولی امروزه بر این باورند که بسیاری از آنهااز حجره‌ها و دملهایی بوجود آمده‌اند که در زیر پوسته، یعنی در جبّه جای دارند، مانند کانسارهای Sn، Mo، Sb،Hg، F و نهشته‌های رسوبی-گرمایی در کافتهای اقیانوسی یا کانسارهای کربناتیت-متاسوماتیتی کافتهای درون قاره‌ای.

بعضی از پدیده‌های شناخته شده در جبّه، مانند دیاپیریسم، انبساط، جریانهای همرفتی، اعم از صعودی و نزولی در مقیاس وسیع، به رویکردهای «HACONS» نسبت داده می‌شوند [۹]، به عبارت کلی‌تر، ناپایداری زمین ریشه در «فعّال شدن» HACONS دارد.

عصر پرکامبرین پسین در ایران زمین، همانند دیگر بخشهای ابرقارهٔ گُندوانا، دورهٔ فعّال شدن HACONS در سکّوی نورسیده‌ای بوده است که فرآیندها و رویکردهای آن به شکل انواع سنگهای ماگمایی و پدیده‌های منسوب به آنها بروز کرده و فلززایی مربوط به HACON را در کمربند فعال شدهٔ زمین‌ساختی-ماگمایی سبب شده‌است. بر پایه مشاهدات و کشفیات صحرایی و با بهره گیری از دستاوردهای علوم و فنون نوین (ژئوفیزیک، سنجش از راه دور و داده‌های ایزوتوپی)، فلززایی این بخش از کشور تبیین و تفسیر شده است که موضوع این نوشتار می‌باشد.

تکوین پوستهٔ قاره‌ای کهن

کهن‌ترین طبقات رسوبی شناخته شده در ایران مرکزی (جدول ۱) سازندی با رخسارهٔ چرخه‌ای (ریتمی) - فلیش مانند، متشکل از سنگهای تخریبی - رسوبی دارد که درکوه ناتک دارای رخنمون است [۳]. این واحد سنگی حاوی سازندگان تخریبی[۵] با معدودی میان لایهٔ بازالتی و طبقات کربناتی است که رخساره «میوژئوسنکلینالی»[۶] از خود نشان می‌دهد. اینگونه رسوبات همواره روی پی-سنگی از پوستهٔ قاره‌ای پنداشته می‌شود. رخساره چرخه‌ای لایه‌ها معرف حرکات ملایمی است که با رژیم زمین-ساختی نوع سکّوئی مطابقت دارد. این روند ساختاری، به ویژه نوع رخساره‌ای آن در شکل‌گیری اولین پوستهٔ بسیاری از سرزمینهای پرکامبرین حاکمیت داشته است. بر این قیاس، می‌توان سازند ناتک را بیرونی‌ترین پوشش رسوبی سکّوی پرکامبرین ایران محسوب داشت و اولین رده طبقات رسوبی قاره‌ای (در بدو امر قرمز رنگ) پنداشت که رنگ تیره و احیاشدهٔ کنونی آنها ثانوی بوده و معلول پوشیده شدن آن با رده‌های بعدی است. سازند ناتک که چین‌خوردگی ملایم و ضعیفی متحمل شده است ساختاری تک‌شیب[۷] دارد که ضخامت آن نمی‌تواند بیش از ۲۰۰۰ متر باشد. این سازند، دگرگونی ضعیفی در حد رخساره شیست سبز نشان می‌دهد.

سرشت پوستهٔ زیر سازند ناتک را از طریق داده‌های غیرمستقیم می‌توان حدس زد: در گرانودیوریت نفوذی درسازند ناتک نمودار کنکوردیای U-Pb سنّ ۱۳۲۷+۱۳۴/-۱۲۷ میلیون سال را نشان می‌دهد [۳]، که

---

۴ - H: حرارت، هیدروژن، هالوژنها A: عناصر قلیایی C: کربن O: اکسیژن N: نیتروژن S: سیلیس وگوگرد.

۵ - Terrigenous

۶ - Miogeosynclinal

۷ - Monocline

جدول ۱- واحدهای سنگی و خاستگاه زمین‌شناختی پرکامبرین در ایران مرکزی

وضعیت زمین‌ساختی		عصر ایزوتوپی سن (میلیون سال)	ماگمایی	سنگ - چینه‌نگاری		
سگوی - پی‌قاره‌ای				ماسه‌سنگ لالون	پالئوزوئیک زیرین کامبرین زیرین	
---- Pan-African ----				~~~~~~~~~~~~~~		
کافتی‌شدن پسین	Pan-African	۵۶۰±۷۳	آتشفشانهای اسیدی - پتاسی	دولومیت سلطانیه		
				سلسلهٔ دزو		
گسلش		۵۸۳	گرانیت سدیم‌دار متاسوماتیک	سلسلهٔ ریزو		
		۶۲۰-۶۵۰	گرانودیوریت	~~~~~~~~~~~~~~	ونلدین	
کافتی‌شدن اصلی		۶۷۹±۹۹	گدازه‌های ریوداسیتی - ریولیتی			
		۸۲۹±۷۵	آذرین‌های قلیایی فرابازی	سازند ساغند	رفتین بالایی	پروتروزوئیک جوان
			آتشفشانهای دوو جهی			
≈≈کوهزایی لوفیلی≈≈		≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈	≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈	≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈≈		
شیب قاره‌ای		۸۲۰±۳۰	گرانیت پتاسی	سازند ناتک		
میوژئوسنکلینال		۸۷۴±۸۰	گدازهٔ بازالت			
پوسته قاره‌ای سیالی (۱۰۰۰-۱۳۰۰ میلیون سال)						

ممکن است نشانه آناتکسی پوسته کهن یا تشکیل پوسته قاره‌ای با قدمت ۱۰۰۰-۱۳۰۰ میلیون سال باشد.

جنس این پوسته کهن را از دو طریق می‌توان تخمین زد: نخست آنکه، گرانودیوریت از جملهٔ سنگهایی است که می‌تواند قابل قیاس با سرشت تونالیتی یا نزدیک به آن باشد که بنابر پندارکُندی (۱۹۷۶) اولین مجموعه ماگمای نفوذی در پوستهٔ در حال تکوین است. براین قیاس جنس اولین پوسته احتمالا" ترکیبی از نوع بازی تا متوسّط داشته است. دوم آنکه نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ آپاتیت‌های جداشده از گرانودیوریت به مقدار ۰/۷۰۸۵۲۴ را نشان می‌دهد که نشانه بالا نبودن درجه رسیدگی[8] در پوسته کهن است. وفور توده‌های گرانیت پتاسی[9] معرّف درجه رسیدگی پوسته قلمداد می‌شود (Condie ۱۹۸۴).

موردی از رخنمون‌های شناخته شده از این نوع گرانیت، گرانیت رباط در نقشه زمین‌شناختی فردوس است [۱۰]. اندازه‌گیری سن رادیوایزوتوپ کانی‌های زیرکُن و اورانینیت از این گرانیت، بنابر داده‌های جدول ۲ و نمودار ۱، ۳۰-/۳۲+۸۲۰ میلیون سال رانشان می‌دهد. با توجه به نوع کانی‌ها، سن تعین شده را می‌توان مستند تلقی کرد و بر پایه آن، توده گرانیتی مورد اشاره را کهن‌ترین گرانیت شناخته شده در ایران مرکزی به حساب آورد که بنیان و پیکره پوسته قاره‌ای آغازین را ساخته است.

۸- Maturity

۹- K-granite

سازند ناتک را می‌توان از جملهٔ رسوبات ساحل ـ قاره‌ای[10] چنین پیکره‌ای محسوب داشت. در قاعدهٔ سازند ساغند، در کنگلومرایی که مرز سازند ناتک و سازند ساغند را تشکیل می‌دهد قلوه‌هایی از گرانیت قلیایی فلوئورین‌دار دیده شده است که می‌توان آن را منسوب به این فاز ماگمایی دانست [۲]. گرچه توده‌های گرانیت پتاسی نشانهٔ تکوین پوسته قاره‌ای سیالی[11] است، اما محدود بودن حجم آن می‌تواند دلیلی بر پایین بودن درجهٔ رسیدگی این پوسته باشد. می‌توان گفت که تکوین پوسته‌ای پرکامبرین، روندی مشابه با دیگر پوسته‌های قاره‌ای (نمودار ۲) داشته، اما در دورهٔ جوانتری انجام گرفته است که خود همگام با رشد پوستهٔ قاره‌ای از درون قاره گُندوانا به سمت کناره‌های آن می‌باشد. ردیف سنگ ـ چینه‌ای و رخدادهای ماگمایی و زمین‌شناختی بعد از شکل‌گیری پوسته قاره‌ای آغازین در جدول ۱ درج شده است.

مهمترین حادثه مؤثر در فلززایی، ماگماتیسم، دگرسانی و زمین‌شناختی عصر پرکامبرین پسین، کافتی شدن[12] و پی‌آمدهای آن است که حداقل در ایران مرکزی قابل ردیابی و شناخت است.

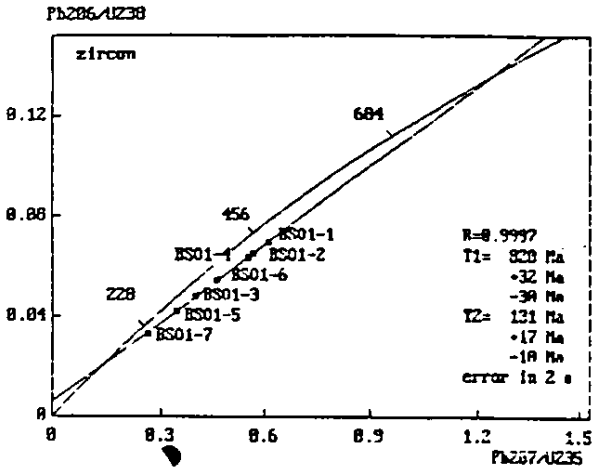
جدول ۲- نتایج سن‌یابی U - Pb درزیرکن و اورانینیت از گرانیت فردوس

شماره نمونه	U (ppm)	Th (ppm)	Pb (ppm)	^{204}Pb (%)	^{206}Pb (%)	^{207}Pb (%)	^{208}Pb (%)
BSO_1-۱	۳۸۴/۵۷	-	۳۳/۸۸	۰/۲۳۲۰	۷۲/۰۸۱۰	۷/۹۵۱۰	۱۹/۷۳۹۰
BSO_1 - ۲	۷۱۹/۵۲	-	۶۶/۴۶	۰/۳۴۹۲	۶۶/۸۰۸۷	۹/۲۷۲۱	۲۳/۵۷۰۳
BSO_1 - ۳	۸۵۱/۴۵	-	۷۵/۷۹	۰/۵۹۳۹	۵۶/۷۹۳۰	۱۲/۰۴۹۶	۳۰/۵۶۳۶
BSO_1 - ۴	۱۰۳۸/۶۳	-	۱۲۵/۲۴	۰/۶۲۵۹	۵۶/۳۵۸۹	۱۲/۶۱۸۰	۳۰/۳۹۷۳
BSO_1 - ۵	۵۵۵۱/۵۶	-	۵۳۸/۳۳	۰/۷۸۶۱	۵۱/۱۰۱۹	۱۴/۴۶۷۹	۳۳/۶۴۴۳
BSO_1 - ۶	۲۲۹۸/۷۴	-	۳۳۵/۶۹	۰/۸۵۹۱	۴۷/۲۶۶۶	۱۵/۳۷۰۲	۳۶/۵۰۴۳
BSO_1 - ۷	۷۸۰۰۰/۰۰	-	۲۶۳۰۰/۰۰	۰/۱۲۹۵	۸۶/۸۵۸۸	۶/۸۹۳۶	۶/۱۱۸۲

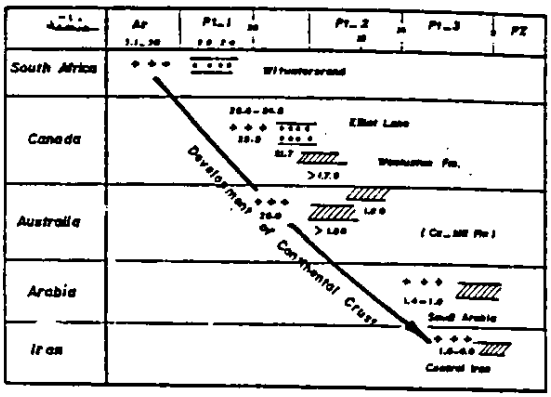
سن (میلیون سال)

شماره نمونه	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{208}Pb/^{232}Th$
BSO_1 - ۱	۴۳۳	۴۸۵	۷۳۷	-
BSO_1 - ۲	۴۰۵	۴۵۴	۷۰۸	-
BSO_1 - ۳	۲۹۹	۳۳۶	۶۰۲	-
BSO_1 - ۴	۳۹۳	۴۴۲	۷۰۲	-
BSO_1 - ۵	۲۶۰	۲۶۳	۵۶۴	-
BSO_1 - ۶	۳۳۶	۳۷۷	۶۳۸	-
BSO_1 - ۷	۲۱۰	۲۳۷	۵۱۴	-

۱۰- Continental Sheff
۱۱- Continental Cialic Crust
۱۲- Rifting



نمودر ۱- سن مطلق تعیین شده برای گرانیت پرکامبرین فردوس



+ + + پوسته قاره‌ای و گرانیت پتاسیم دار

o o o کنگلومرای کهن

طبقات رسوبی

نمودار ۲- تکوین پوستهٔ قاره‌ای و تشکیل طبقات رسوبی

کافت درون قاره‌ای پرکامبرین

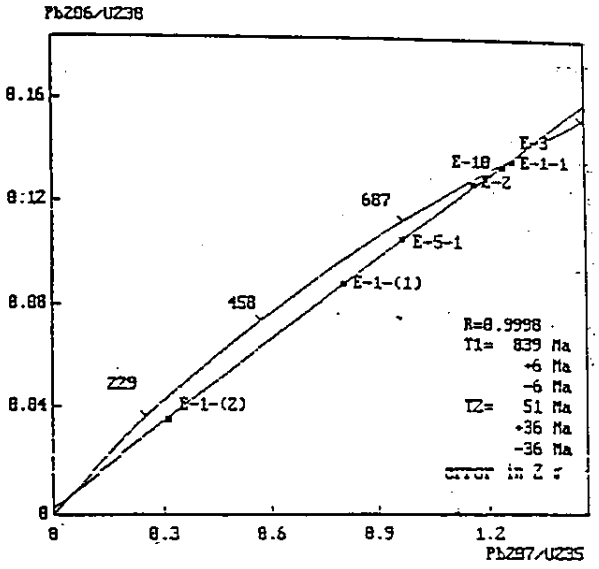
در اواخر پرکامبرین پسین کافت (کافتهای) درون قاره‌ای در سکّوی پایدار پیشین شکل گرفته که رویکردی از ساختارهای فرازمین[۱۳] و فروزمین[۱۴] داشته است. فرازمین‌های بالا آمده در گذشته توسط مؤلّفان مختلف به رخداد زمین‌شناختی آسینی[۱۵] و بایکالی نسبت داده شده است [۴، ۵، ۱۱، ۱۲، ۱۵، ۱۶، ۱۷، ۱۸]. در ایران مرکزی دو فروزمین با روند شمالی - جنوبی قابل شناخت است (شکل ۱)، یکی روند منطقهٔ دوزخ درّه - چادرملو و زریگان که به سمت جنوب ادامه می‌یابد. این ساختار به داشتن توده‌های گرانیتی نوع متاسوماتیک و گستردگی متاسوماتیسم سُدیک چهره شناخته شده‌ای دارد. ساختار شرقی که رخنمون آن در منطقه اسفوردی، لکه‌سیاه و سه‌چاهون دید می‌شود، به داشتن رده‌های قلیایی - ماگمایی و نفوذی‌های ماگمایی پتاسی خودنمایی می‌کند که دارای روند تفریقی از ردهٔ فرابازی تا سِنیت[۱۶] می‌باشد. بر روی سنگهای فرابازی دگرسان شدهٔ کانسار اسفوردی [۶]، تعیین سن رادیوایزوتوپ به روش Nd-Sm، عدد ۷۶±۸۲۸ میلیون سال را بدست داده است (جدول و نمودار ۳) که می‌تواند سن قابل استناد برای ماگماتیسم قلیایی در این ساختار باشد. این فاز ماگمایی، بانی، سازنده و میزبان کانسارهای آپاتیت و ماگنتیت - آپاتیت‌دار در ایران مرکزی است (کانسارهای اسفوردی، سه چاهون، لکه سیاه، چغارت و احتمالاً زریگان). چن ژوئی و همکاران [۶]. روی ۵ نمونه آپاتیت، یک نمونه زیرکن از سینیت و یک نمونه آپاتیت از بیوتیت پلاژیوکلازیت از کانسار Fe-P اسفوردی، تعیین سن به روش U-pb بعمل آورده‌اند (جدول و نمودار ۴) که عدد ۶±۸۳۹ میلیون سال را نشان داده است و همزادی و قرابت کانی‌سازی آهن - آپاتیت رابا ماگماتیسم قلیایی فرابازی، تایید می‌نماید. تفریق نهایی ماگما و جدا شدن سیّال گاز - مایع و کانی‌سازی آپاتیت، در دوره کوتاهی رخداده است.

۱۳- Horst

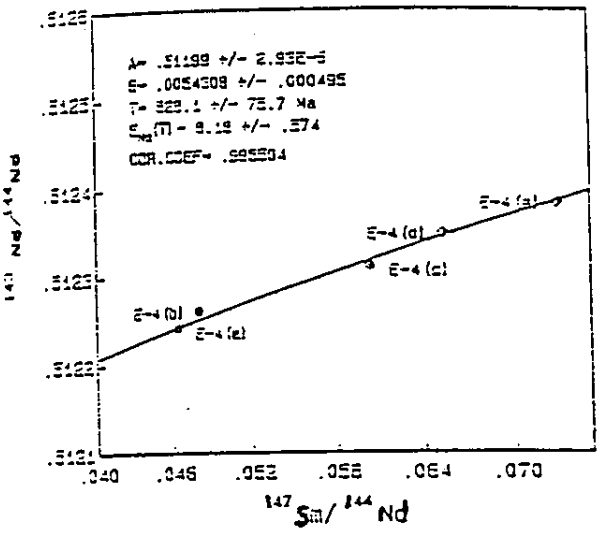
۱۴- Graben

۱۵- Assynitic

۱۶- Syenite



نمودار ۳- نمودار همزمان Sm-Nd سنگهای فرابازی منطقه معدنی اسفوردی [٦].



نمودار۴- نمودارکنکوردیای تهیه شده برای کانیهای زیرکن و آپاتیت منطقه معدنی اسفوردی [٦].

جدول ۳- نتایج سن‌یابی Sm-Nd روی تمام کانیها و سنگهای فرابازی میدان معدنی اسفوردی [٦].

شماره نمونه	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}Sm/^{111}Nd$ (Aoms)	$^{143}Nd/^{144}Nd$ (۲)	YT(Chur) (Ma)	T(DM) (Ma)
E-۴(a)	۲۱/۴۳۱	۱۷۸/۲۳۹	۰/۰۷۲۷۱۸	۰/۵۱۲۳۸۲+/-۲۸	۳۱۷/۸۶	۸۳۲/۲۴
E-۴(b)	۱۲/۸۲۶	۱۶۱/۸۶۰	۰/۰۴۷۹۳۲	۰/۵۱۲۲۶۰+/-۳۷	۳۹۰/۰۷	۸۲۰/۰۶
E-۴(c)	۲۵/۱۰۰	۲۵۱/۵۴۶	۰/۰۶۰۳۴۹	۰/۵۱۲۳۱۱+/-۲۱	۳۶۸/۵۰	۸۳۵/۷۱
E-۴(d)	۲۲/۹۴۷	۲۱۲/۸۲۴	-/۶۵۲۱۲	۰/۵۱۲۳۴۷+/-۱۳	۳۴۰/۳۴	۶۲۶/۱۳
E-۴(e)	۷۵/۷۷۷	۹۸۸/۴۸۱	۰/۰۴۶۳۶۴	۰/۵۱۲۲۴۱+/-۱۵	۴۰۵/۲۸	۸۲۹/۶۷

جدول ۴- تعیین سن U-Pb رادیوایزوتوپ در زیرکن و آپاتیتهای میدان معدنی اسفوردی (نقل ازچن ژوئی و همکاران ۱۹۹۴)

	U ($\mu g/g$)	Th ($\mu g/g$)	Pb ($\mu g/g$)	^{204}Pb (%)	^{206}Pb (%)	^{207}Pb (%)	^{208}Pb (%)
E-۵-۱	۶۵۱/۶۵	-	۱۹۸/۰۲	۰/۸۰۱	۴۳/۸۶۵	۱۴/۴۷۲	۴۰/۸۶۵
E-۱-(۱)	۲/۲۵	-	۱/۵۴	۰/۸۷۸	۲۶/۴۵۴	۱۴/۴۲۴	۵۸/۲۴۶
E-۱-(۲)	۱۴/۸۸	-	۹	۱/۲۰۴	۲۶/۰۰۱	۱۹/۰۸۹	۵۳/۷۰۸
E-۱-۱	۰/۹۳	-	۱/۹۷	۱/۱۵۶	۲۵/۷۲۶	۱۸/۳۹۵	۵۴/۷۲۵
E-۲	۴/۲۲	-	۲/۵۲	۰/۵۰۵	۲۷/۲۰۴	۹/۰۹۲	۶۳/۲۰۱
E-۳	۲/۱۱	-	۳/۰۲	۱/۰۱۵	۲۵/۹۵۸	۱۶/۳۷۸	۵۶/۶۵۲
E-۱۰	۵/۲۵	-	۱۰/۵۲	۱/۱۴۱	۲۵/۶۸۶	۱۸/۱۷۴	۵۵/۰۰۱

مقایسه رویکردهای ماگمایی و متاسوماتیسم این ساختار با آنچه که در منطقه اورانیوم‌دار ساغند رخداده حاکی از آن است که کشش پوسته‌ای، کافتی شدن، فعالیت سیّالات جبّه‌ای، ماگماتیسم قلیایی و متاسوماتیسم، در این دو محدوده متفاوت بوده و حداقل ۸۰ میلیون سال اختلاف زمان دارند [۲، ۳ و ٦]. می‌توان پنداشت که شکستگی ژرف خاوری - باختری چادرملو محتملاً" جداکنندهٔ دو قطعه جنوبی و شمالی از یکدیگر است (شکل ۱). کافتی شدن در توده ایران مرکزی احتمالاً" از قطعه جنوبی آغاز شده و با گذشت زمان به سمت شمال کشیده شده است. به بیان دیگر

احتمالاً" دمل اولیهٔ دیاپیریسم سنگ کره[۱۷] در قطعهٔ جنوبی و با سرشت ماگمایی نوع مرکزی شکل گرفته و پویا شده است و به صورت خطی در شکستگی ژرف قطعه شمالی ویژگیهای متاسوماتیک ـ کربناتیت خطی از خود بروز داده است. گرچه سیما و پیکره اصلی کافتی شدن و فلززایی مرتبط با آن در ایران مرکزی منحصر به فرد و سازوکار خاصی مسبّب آن بوده است، اما همانند همه حوادث و رخدادهای زمین‌شناختی، تفاوتهایی بین این دو قطعه مشاهده می‌شود.

تفاوتهای زمین‌شناختی و فلززایی بین قطعهٔ شمالی (ساغند-ناتک) و قطعهٔ جنوبی (اسفوردی-چغارت)

در نوع ماگماتیسم و پدیده‌های دگرسانی از لحاظ زمان وقوع و در نهایت از لحاظ فلززایی تفاوتهایی چند بین قطعه اسفوردی ـ چغارت و قطعه ساغند ـ ناتک دیده می‌شود:

۱ ـ کافتی شدن در قطعهٔ جنوبی زودتر از قطعهٔ شمالی شروع شده است. زمان کافتی شدن و ماگماتیسم فرابازی بر پایه داده‌های ایزوتوپی Nd-Sm، حدود ۷۶±۸۲۷ میلیون سال بوده و ممکن است بازمان ۸۲۰-۸۳۰ میلیون سال تطبیق کند، حال آنکه در قطعه شمالی این حادثه حدود ۸۰ میلیون سال جوانتر است.

۲ ـ ماگماتیسم در قطعه جنوبی از نوع افتراقی ـ تبلوری ماگمای قلیایی فرابازی است که فرآیند آن در نهایت به صورت نفوذ و تزریق توده‌های سینیتی پتاسی ظاهر شده است. چنین وضعیتی در قطعه شمالی دیده نمی‌شود، بلکه ماگماتیسم رخنمون‌دار عموماً" سرشت شبه گرانیتی قلیایی دارد.

۳ ـ کانی‌سازی آهن در قطعه جنوبی بطور عمده از نوع ماگنتیت ـ آپاتیت بوده و در آن پدیده افتراق و دگرسانی (آمفیبولی شدن و آلبیتی شدن) به صورت همبری با سنگهای در برگیرنده مشاهده می‌شود. به بیان دیگر فلززایی نوع ماگمازا در این قطعه غالب است و کانسنگها حاوی فسفر، وانادیم و تیتان هستند. کانسارهای چغارت، اسفوردی، چاه گز، سه چاهون، زریگان، میشدوان و لکه سیاه از این گروه محسوب می‌شوند، در صورتیکه قطعه‌های شمالی، کانسنگهای آهن از نوع متاسوماتیک بوده ودارای گوگرد و مولیبدن هستند (نابهنجاری آهن ساغند).

۴ ـ پدیده متاسوماتیسم در قطعه جنوبی اصولاً" از نوع همبری و در جوار توده‌های آهن‌دار و موضعی است، در صورتی که د رقطعه شمالی، متاسوماتیسم گسترده و وسیع بوده و نمونه بارزی از متاسوماتیسم سدیوم‌دار نوع مرکزی است که ساختار نواری گرانیت در قفا و درون، و جبههٔ بازی در پیشانی دارد. ساختار نواری متاسوماتیسم از K-Na تا Fe-Mg-Ca، دارای مقیاس ناحیه‌ای است.

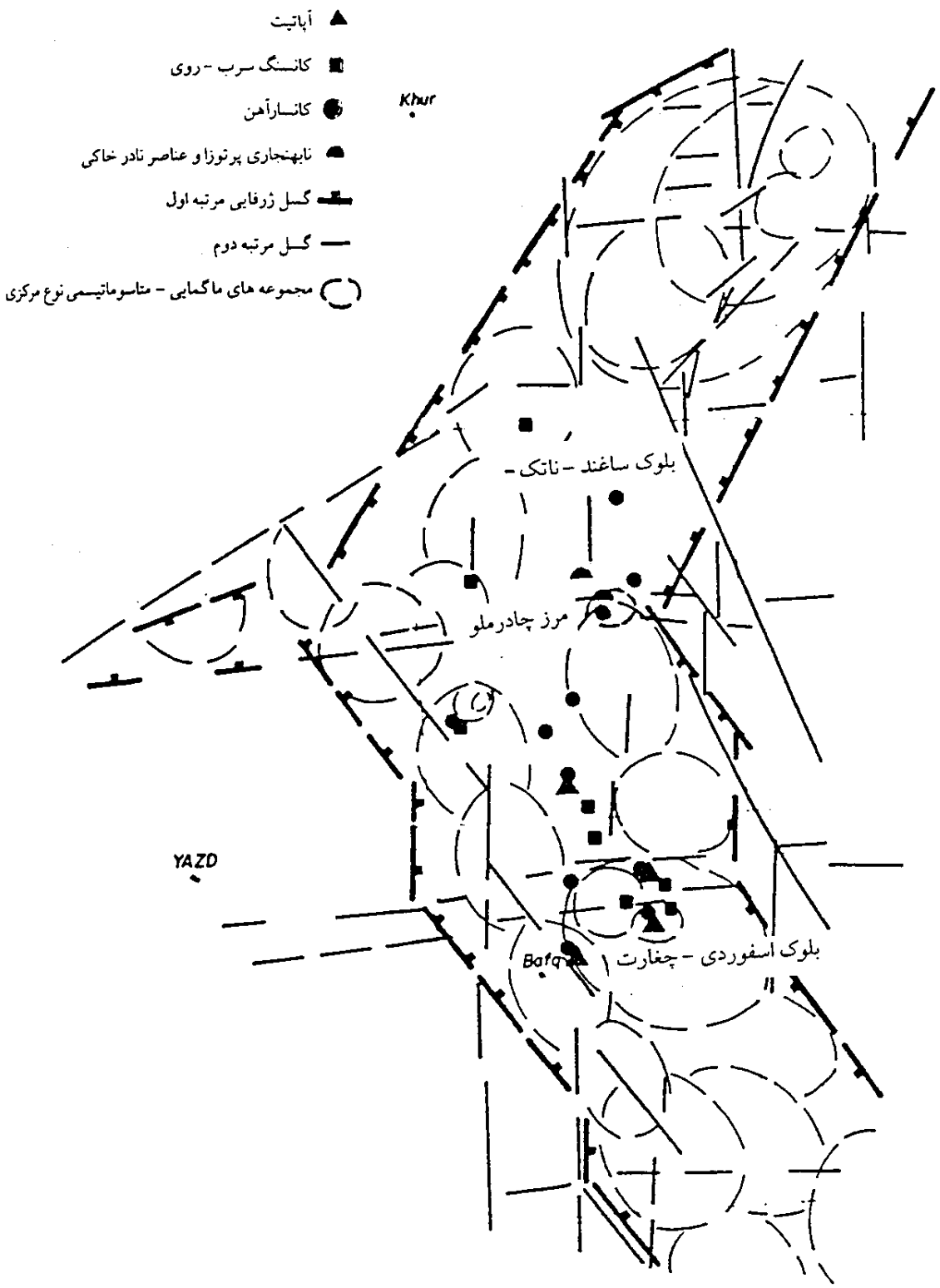
۵ ـ کانی‌سازی عناصر پرتوزا شامل U-Th-[۱۸]REE_{Ce}-TiO_2 در متاسوماتیسم نوع سدیوم‌دار و در ناحیهٔ آمفیبول ـ آلبیت ـ کربنات به عنوان فاز اول در متاسوماتیسم نواری می‌باشد و کانی‌سازی رگه‌ای ـ گرمابی U-Mo همراه Y نسبت به فاز اول مؤخر بوده طبیعت ساختاری ـ گرمابی دارد. در قطعهٔ جنوبی چنین وضعیتی دیده نمی‌شود، زیراکانی‌سازی عناصر پرتوزا اصولاً" از نوع غلبهٔ توریوم بر اورانیوم بوده منحصر و محدود به حواشی توده‌های کانسنگ آهن ـ آپاتیت می‌باشد. عناصر نادر خاکی

---

۱۷ ـ Asthenosphere

۱۸ ـ REE_{Ce}: Cerium Group Rare Earth Elements

(یعنی عناصر نادر خاکی گروه سریوم)



شکل ۱- محدوده کافتی شناخته شده در ایران مرکزی

در این قطعه در همخوانی و همزادی با آپاتیت بوده و عموماً" ازگروه مونازیت و دیگر کانیهای حاوی عناصر نادر خاکی گروه سریوم است.

۶- در قطعه جنوبی ماگماتیسم کافت ثانوی از نوع آتشفشانی پُتاسی بوده باکانی‌سازی رسوبی-گرمابی عناصر کالکوفیل (نوع کوشک) همراه است، حال آنکه در قطعه شمالی چنین رویکردی فعلاً" ناشناخته است. این پدیدهٔ آتشفشانی در قطعه جنوبی توانسته است سبب فعّالیت دوباره وکانی‌سازی اورانیوم و سولفور چند فلزی (Mo-Cu-As) منسوب به گرمابی-آتشفشانی شود.

۷- از نظر ژئوشیمی عناصر، در قطعه جنوبی غلبه فلززایی با عناصر سیدروفیل (P,Fe) و عناصر کالکوفیل می‌باشد اما در قطعه شمالی عناصر لیتوفیل (Mo,U) غلبه کرده‌اند.

۸- تعداد ومیزان بهنجاریهای پرتوزایی مربوط به اورانیوم در قطعه شمالی بسی گسترده‌تر از قطعه جنوبی است که در آن نابهنجاری Th و K بر اورانیوم غلبه دارد.

۹- تراز رخنمون در قطعه جنوبی ژرف‌تر و رخسارهٔ کافتی از نظر ماگماتیسم پیشرفته‌تر از قطعه شمالی است.

۱۰- در دسترس بودن پوسته قاره‌ای با ماهیت سیالی در قطعه شمالی به مراتب بیشتر از قطعه جنوبی بوده و بهمین لحاظ دخالت آن در تشکیل مجموعه‌های گرانیتی، ماگماتیسم اسیدی و فرآیندهای فلززایی آن شدیدتر و گسترده‌تر از رویکردهای قطعه جنوبی است.

۱۱- سازند ساغند به عنوان رخسارهٔ کافتی دارای سنگ‌شناختی متفاوت در شمال و جنوب است. این سازند در قطعه شمالی بیشتر رخسارهٔ آتشفشان‌زایی-آذرآواری با میان لایه‌های آهن‌دار است، حال آنکه در قطعه جنوبی به قطب رده‌های توفی دان‌ریز و رسوبات گرمابی (رخساره پیشرفته) در فراگرد آتشفشانی گرایش دارد.

۱۲- ساختار میدانهای معدنی[19] قطعه جنوبی عموماً" ازگونه ماگمازای نوع مرکزی می‌باشد، در صورتی که در بخش شمالی از نوع سوماتیک مرکزی-خطی بوده و تابع گسترهٔ نواری از دگرسانی است.

۱۳- در قطعه شمالی انتظار دستیابی به رده‌های پسین تفریق ماگمای گرانیتی (گرانیت قلیایی) با فلززایی Nb-Zr-REE وجود دارد، ولی در قطعه جنوبی، فلززایی ویژهٔ سِنیت‌های قلیایی (آپاتیت - عناصر نادر خاکی) قابل پیش‌بینی است.

۱۴- فلززایی قطعه جنوبی در قرابت با ماگماتیسم فرابازی-قلیایی بوده، اختلاف زمان چندانی بین فرآیندهای ماگمایی و فلززایی وجود ندارد (آپاتیت‌های اسفوردی و تشکیل این کانسار، به روش Nb-Sm سن ۶ ± ۸۳۹ میلیون سال را در اندازه‌گیری نشان می‌دهد)، اما بین فلززایی قطعه شمالی و تشکیل سازند ساغند، بازهٔ زمانی در حدود ۱۰۰ میلیون سال وجود داشته است.

۱۵- نوارهای متاسوماتیک در قطعه جنوبی عموماً" از نوع همبر[20] بوده و در مرز بلافصل یا مجاور توده قلیایی نفوذی است (منطقه اسفوردی، چشمه فیروزی و ...). در قطعهٔ شمالی نوارهای متاسوماتیک از نوع گرمابی بوده و رخنمون آشکاری از توده‌های قلیایی سِنیت یاگابرو[21] در آن دیده نمی‌شود. به عبارت دیگر تراز رخنمون در قطعهٔ جنوبی ژرفتر و پدیده‌ها منسوب به تفریق ماگمایی و فاز مذاب سیّال است ولی در قطعه شمالی غلبه باسیستمهای گرمابی و سیّال می‌باشد.

۱۹- Ore fields

۲۰- Contact Metasomatic

۲۱- Gabbro

ماگماتیسم و متاسوماتیسم

ماگماتیسم پرکامبرین در ایران مرکزی متشکل از رده‌های آتشفشانی و آذرآواری است که خود بنابر دو مرحله از کافتی شدن، قابل تقسیم به دو ردیف متفاوت و متمایز از یکدیگر است. رده آذرین در این دوره از نوع تولئیتی[۲۲] نبوده بلکه به رده‌های بازالتی قلیای متعلق است و شباهت به ماگماتیسمی دارد که در کافت‌ها و در روند گسلهای ژرف دیده می‌شود اما منعکس کنندهٔ ماگماتیسم جزایر قوسی، بستر اقیانوسی و حاشیهٔ قاره‌ای نمی‌باشد. سنگهای آذرین کافت اصلی منطقه را بدون در نظر گرفتن پدیده‌های دگرگونی و متاسوماتیک بعدی می‌توان به رده‌های ذیل تقسیم کرد:

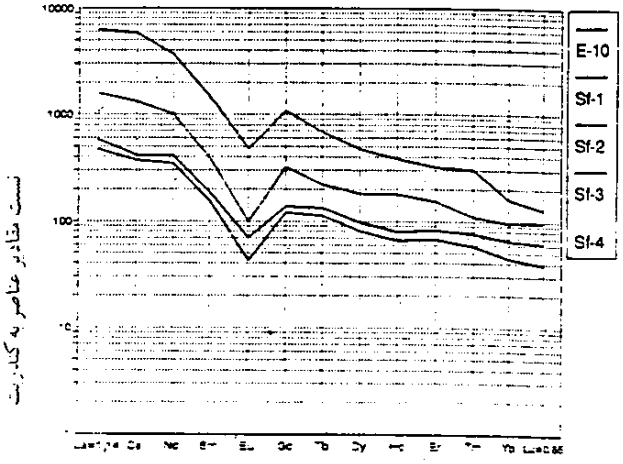
الف - ردهٔ آتشفشانی - تخریبی آغازین
ب - کمپلکس‌های قلیایی و رویکردهای افتراقی آنها
ج - ردهٔ بعد از ماگماتیسم قلیایی

الف - ردهٔ آتشفشانی - تخریبی آغازین به عنوان بخشی از سازندگان رده ساغند [۲]، به صورت تناوبی از طبقات آذرآواری دانه‌ریز، شیلها، ماسه‌سنگها و سنگهای کربنات دیده می‌شود. در منطقه کوه ناتک (ناحیه اورانیوم‌دار ساغند) این رده بخشهای مختلف سازند ساغند را می‌سازد که خود تناوبی از آتشفشان‌زایی[۲۳] دوگانه فروهشته‌های گرمابی رسوبی، سنگهای آذرآواری و گدازه‌های بازالتی - ریوداسیتی[۲۴] است اما در منطقه اسفوردی - سه‌چاهون این رده شامل برشهای آتشفشانی، توفیت، گدازه‌های پورفیروکلاستی، کوارتزپورفیری همراه با رسوبات گرمابی و طبقات کربنات است.

ب - کمپلکسهای قلیایی - فرابازی به عنوان رویکردی از تفریق ماگمای جبّه‌ای با ردیف پیروکسنیت، هورنبلندیت، گابرو دانه‌ریز، گابرو، دیوریت، انورتوزیت‌بیوتیت‌دار، مینت[۲۵] سینیت‌پورفیری، سینیت و کوارتز - سینیت است که کانی‌سازیهای آهن، آپاتیت و عناصر نادر خاکی از فرآیندهای تفریقی آن به شمار می‌رود.

بین دو ردهٔ (الف) و (ب) تفاوتهایی چند دیده می‌شود که خود مبین اختلاف در زایش و زمان آنها می‌تواند باشد.
ردهٔ آتشفشانی در گستره‌ای شمالی - جنوبی، سازندهٔ ردیف ستبری از سنگهای آذرآواری است که در منطقه چغارت تا زریگان، چادرملو و ساغند گسترده است، حال آنکه کمپلکسهای فرابازی - قلیایی در محل تقاطع ساختارهای شمالی - جنوبی، شرقی - غربی و گسله‌های ژرف شکل گرفته و وسعت کمتری نسبت به ردهٔ آتشفشانی دارند.
- ردهٔ آتشفشانی متحمّل پدیده‌های زمین - ساختی و گسستگی شدید توأم با چین‌خوردگی شده‌اند، حال آنکه کمپلکسهای فرابازی - قلیایی نسبتاً" سالم باقیمانده‌اند.
- از نظر عناصر نادر خاکی (نمودار ۵) دو وضعیت متفاوت و متمایز از یکدیگر دیده می‌شود. کمپلکس قلیایی - فرابازی با کانسنگهای آهن - آپاتیت از نظر عناصر نادر خاکی همسان بوده اما با ردهٔ آتشفشانی آغازین تفاوت دارند. براین قیاس این دو سری همزاد نبوده و ممکن است در دو زمان متفاوت شکل گرفته باشند.

۲۲ - Tholeite
۲۳ - Bimodal Volcanism
۲۴ - Rhyodacite
۲۵ - Minette



شعاع یونی

نمودار ۵- چگونگی تغییرات REE به کندریت در نمونه‌های گرفته شده از کانسار اسفوردی شامل آپاتیت و سنگهای آتشفشانی پی-سنگ منطقه (sf-4) و بروز تفاوت در افت Eu که ممکن است نشانگر اختلاف در سرشت باشد.

ج ـ *سنگهای آذرین متوسط و بازی* بعد از کانی‌سازی شامل دیوریت دارای فلدسپار قلیایی، دیوریت و دیواره‌های[۲۶] دیابازی (Minette) است که در گسترهٔ منطقه‌ایران مرکزی دیده می‌شوند. این رده فاقد پدیده‌های مرتبط با کانی‌سازی و دگرسانی‌های گرمابی و متاسوماتیسم می‌باشد.

از میان آنچه که یاد شد، ماگماتیسم قلیایی فرابازی بانی و زایندهٔ کانسارهای مختلف وپدیده‌های مرتبط با آنها است که به عنوان فاز ماگمایی کانه‌ساز معرفی می‌گردد. در مراحل تکوین این فاز ماگمایی که تصویر عمومی آن درنمودار ٦ نشان داده شده است به تبعیت از رفتار ژئوشیمیایی عناصر، پیروکسنیت غنی از Mg، Fe و هورنبلندیت در مراحل آغازین تفریق شکل گرفته، آنگاه دیوریت، انورتوزیت بیوتیت‌دار، دایک‌های دیابازی وسنگهای غنی از پتاسیوم به تدریج و پس از افت تدریجی مواد مافیک و فزونی پتاسیوم بوجود آمده است. در واپسین گامها، ماگمای قلیایی سرشار از گاز ـ سیّال و عناصر ناسازگار تولید گشته است. سیّال پرمایه از P، REE و Co_2 در نوارهای گسسته نفوذ کرده، توانسته است رگه‌های آپاتیت و آهن ـ آپاتیت را بوجود آورد. علاوه بر کانه‌سازی، این سیّال‌های بارور سبب پدیده‌های متاسوماتیک از نوع اکتینولیت‌زا، ترمولیت‌زا، آلبیتیزاسیون و دیگر کانی‌سازیهای متاسوماتیک شده‌اند. کمپلکسهای فرابازی ـ قلیایی در منطقه محدود بوده ورویکردهای آن در اسفوردی، چاه گز، لکه‌سیاه، چغارت و سه‌چاهون قابل شناخت می‌باشد (قطعه جنوبی ناحیهٔ فلززایی ایران مرکزی) اما آنچه در گستره کامل ایران مرکزی از جنوب تا شمال قابل بحث و طرح می‌باشد پدیده متاسوماتیسم ورویکردهای آن است که دارای روند خطی ممتد بوده و بخش بزرگی از واحدهای سنگی شناخته شده را در این منطقه بوجود آورده است.

بحث در پدیده متاسوماتیسم و فرآیندهای ناشی از آن موضوعی نو و درخور تأمل است [۱،۷، ۱۳] که شرح تفصیل آن در اینجا لزومی ندارد. آنچه قابل ذکر است آنست که فرآورده‌های تفریقی ماگماتیسم فرابازی ـ قلیایی در روند گسلهای ژرف شمالی ـ جنوبی و در محل برخورد آنها با ساختارهای شرقی ـ غربی به علت عدم پایداری و صُلبیت در پی ـ سنگ، انرژی و محمولهٔ شیمیایی (عناصر فعال در محلولهای گرمابی ، گازها و بخارهای) خود را از دست داده و سبب گسترش متاسوماتیسم، به عنوان رویکردی از تفریق گرمابی[۲۷] در منطقه شده است (نمودار۷). پدیده متاسوماتیک از جمله پدیده‌های مهم این

۲٦ ـ Dyke

۲۷ ـ Hydrothermal Differentiation

رخداد است که به صورت پیش‌رونده تا تشکیل ماگمای شبه گرانیتی در مقیاس منطقه‌ای پیش رفته است و در واقع قابل مقایسه با فنیت‌زایی در سقف توده ایژولیتی است که محصول آن به صورت گرانیت پسین (گرانیت لوکوکرات)، نوار متاسوماتیک و جبههٔ بازی تجلی می‌نماید. دیواره‌ها و آپوفیزهای این مذاب گرانیتی به واسطهٔ غنای آن از H_2O، SiO_2، Na_2O خود موجب متاسوماتیسم همبر شده و حتی توانسته است در یک کنش حجم به حجم، آذرآوارهای آتشفشانی پیرامون را به فلدسپار-آمفیبولِ متاسوماتیت تبدیل نماید. پدیده متاسوماتیسم در این رخداد را می‌توان به چهار مرحله تقسیم کرد:

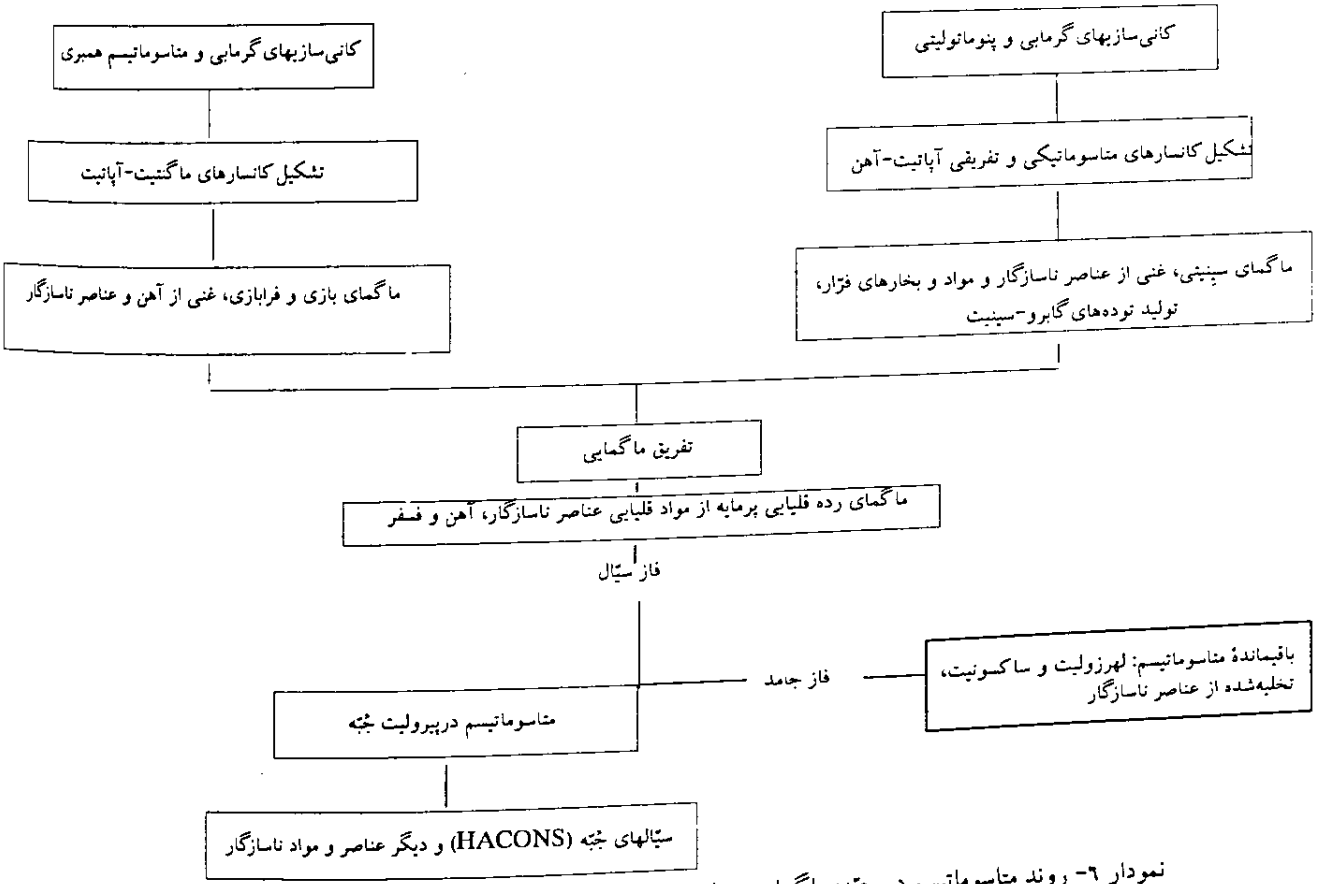
الف - متاسوماتیک درون ماگمایی و افتراق ماگمای ایژولیتی

ب - متاسوماتیسم همبری با تشکیل انستاتیت، اولیوین، ترمولیت، پلاژیوکلاز و کربنات

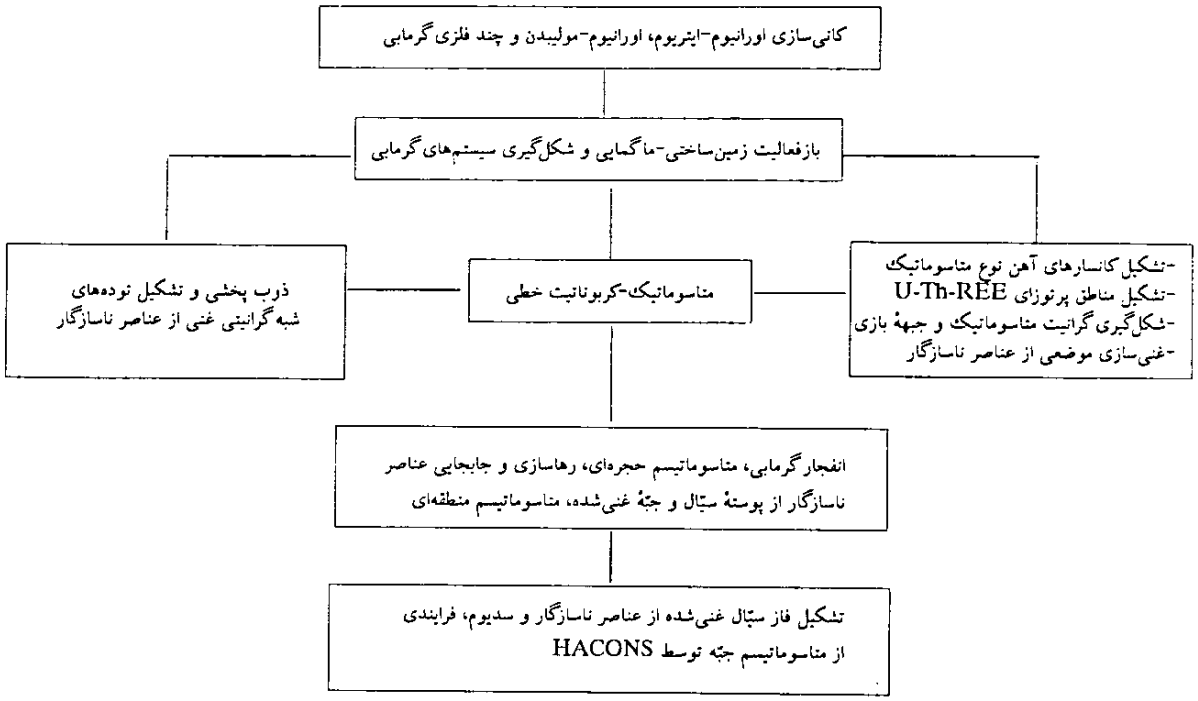
ج - متاسوماتیسم گرمابی تحت فشار با تشکیل آفیبول، فلوگوپیت و کربنات

د - متاسوماتیسم گرمابی که به چهار صورت:

- متاسوماتیسم قلیایی با تشکیل آلبیت سفید، کلریت و کربنات
- هیدرولیز شدن با اجاد سرپانتین و کربنات (اندک)
- متاسوماتیسم منیزیوم با تشکیل کلریت و کربنات (اندک)
- متاسوماتیسم سیلیکا با ایجاد تالک، کلریت و در نهایت سیلسی شدن و تشکیل رگه‌های کوچک (اندک و محدود) کوارتزکه در مقیاس چندین صد متر تاکمتر از متر قابل مشاهده است. این روند متاسوماتیسم در نمودار ۷ نشان داده شده است.



نمودار ٦- روند متاسوماتیسم در جبّه، ماگماتیسم قلیایی و کانی‌سازی ماگنتیت-آپاتیت در قطعه جنوبی ایران مرکزی [٦]



نمودار ۷- روند متاسوماتیسم و کانی‌سازی آهن، عناصر نادر خاکی، عناصر پرتوزا و مولیبدن درقطعهٔ شمالی ایران مرکزی

خیزش جبّه باردار معلول تصعید بخارها و گازهایی است که فرآیند آن در روندهای گسسته و گسله‌های ژرف به صورت کربناتیت-متاسوماتیسم خطی در پوسته‌های قاره‌ای نورسیده ظاهر می‌شود، حال آنکه در سپرهای قدیمی و پوسته‌های قاره‌ای رسیده و صُلب به صورت مجموعهٔ کربناتیت حلقوی بروز می‌کند. لاپین و همکاران [۱۴] ویژگیهایی را برای این دو نوع رویکرد ماگماتیسم قلیایی و خاستگاههای آنها ذکر می‌کنند که خلاصهٔ آن در جدول ۵ درج شده است.

این پدیده فرآیندهای متنوعی از گرانیتی شدن تا ماگماتیسم و کانی‌سازی دارد که در ایران مرکزی به قوت و شدت عمل کرده و مسبب و بانی شکل گرفتن کانسارهای متاسوماتیسم و گرمابی شده است. این رویداد با مدل فلززایی کربناتیت-متاسوماتیت خطی از ویژگیهای بارز فلززایی و کانی‌سازی پرمایه در ایران مرکزی به شمار می‌رود که قابل قیاس با انواع مشابه در نوارهای سیلین (حاوی SilinJarvi) و تاتار بر پایه نوشته لاپین و همکاران [۱۴] و خطواره پاتوس[۲۸] در برزیل می‌تواند باشد. در این پدیده بخارها و گازها و موادمذاب نشأت گرفته از جبّه باردار در معبر گسلهای ژرف به برون راه می‌یابند که به علت عدم پایداری و پایین بودن درجه صُلبیت در پی‌سنگ، انرژی و محموله شیمیایی (عناصر فعال در محلول گرمابی، گازها و بخارهای) خود را از دست داده، سبب متاسوماتیسم در منطقه شده است. گرچه پندارهای پیشین همواره بر آن بوده است که ماگماتیسم کربناتیتی عوارض و شاخصهای ویژه خود (مدل شرق افریقا، کربناتیت‌های برزیل و سیبری

۲۸- Patos Lineament

جدول ۵- مقایسه ویژگیهای کربناتیت‌های نوع مرکزی و خطی [۱۴]

ویژگیهای مورد مقایسه	کربناتیت - متاسوماتیت خطی با متاسوماتیت قلیایی	مجموعه‌های کربناتیتی نوع مرکزی
جایگاه زمین شناختی و ساختاری	گسلهای ژرف حاشیهٔ بزرگ «ناودیسها»، نوارهای متحرک و ساختارهای چین‌خورده نوع سگوئی، محل شکستگیهای ژرف کهن، جایگزینی کربناتیت-متاسوماتیت اندکی پیش از شکل‌گیری نهائی و حاکم شدن رژیم سگوئی	نواحی فعال زمین‌ساختی-ماگمائی در سپرهای پایدار و نوارهای متحرک صلب شده که مدت مدیدی در شرایط سگوئی مانده‌اند
رابطه زمان و زمین‌شناسی با شکل‌گیری سنگهای درونگیر	کربناتیت-متاسوماتیت خطی تقریبا" موازی با هم‌روند با سنگهای پیرامون است. وقفهٔ زمانی کوتاهی بین صلبیت نوارهای متحرک و جای‌گیری کربناتیت-متاسوماتیت خطی وجود دارد.	وجود همبری ناجور با سنگها و طبقات پیرامون دیاپیریسم ماگمایی سبب گنبدی شدن سنگهای پیرامون و درون‌گیرنده شده است. فاصله زمانی طولانی بین شکل‌گیری سگو تا جای‌گیری کربناتیت دیده می‌شود.
ژرفا و زمان شکل‌گیری	مجموعه‌های بسیار ژرف و متوسط که عموما" در زمانهای کهن بوجود آمده‌اند.	معمولا" در سطح زمین آشکار می‌شوند و سن متفاوت دارند.
رژیم انرژی شکل‌گیری	انتشار گستردهٔ انرژی از معبر گسلهای ژرف، فاقد نابهنجاری حرارتی موضعی با شار زیاد	همراه با نشر انرژی و نابهنجاری حرارتی موضعی با شار کم
شکل و اندازه	دارای دهها و صدها کیلومتر طول و ۵ تا ۱۰ کیلومتر پهنا، ساختار ان‌اسلان با رگه‌ها و رگه‌مانندهایی از نوارهای کربناتیت در ابعاد ۲۰×۲۰ کیلومتر	به شکل استوکهای گرد، بیضوی و دایره‌ای در ابعاد متغیر از ۱-۲ و ۴۰-۵۰ کیلومترمربع، رخنمون وجود رگه‌ها و دایکهای شیب‌دار در توده‌های انبوه
سنگهای آذرین و متاسوماتیک همراه	معمولا" فاقد سنگهای آذرین، تنهادارای بقایایی از مذابهای اوتکتیک (سینیت و نفلین-سینیت)، وفور سنگهای متاسوماتیت (آلبیتیت و سنگهای شبه کربناتیت)	حاوی سریهای مختلف از سنگهای تفریقی فوق بازی تا نفلین سینیت همراه با متاسوماتیت قلیایی (آلبیت و آرژین)
درجات افتراق در کربناتیتها	کربناتیت‌های با درجه تفریق پایین، معمولا" تک‌رخساره	کربناتیت‌های دارای رده‌های تفریقی از تک‌رخساره تا چند رخساره

و ...) را بروز می‌دهد، اما تحقیقات و بررسیهای نوین و تجربه در ایران مرکزی حکایت از آن دارد که ماگماتیسم برخاسته از جبّه باردار به فراخور مکان و زمان مشخصات متفاوتی به خود می‌گیرد که نباید در بررسی آنهانادیده گرفته شوند. در ایران مرکزی مصادیق بارزی از کربناتیت-متاسوماتیت خطی وجود دارد که در عین حال با رویکردهای بسیار محدود و کوچکی از کربناتیت مرکزی (کمپلکسهای قلیایی فرابازی) همراهی می‌شود. به بیان دیگر رویکردهای ماگماتیسم و متاسوماتیسم در ایران مرکزی به تبعیت از سیستم مادر، اما در قالب اندکی متفاوت از یکدیگر، دیده می‌شوند که بطور کلی می‌توان آنهارا به مقیاسهای ناحیه‌ای (کربناتیت-متاسوماتیت خطی) و موضعی (کمپلکسهای قلیایی فرابازی) تقسیم کرد. در انواع موضعی (مرکزی) رویکردهای متاسوماتیسم در ارتباط تنگاتنگ با نحوه افتراق کمپلکس ماگمایی و جای‌گیری توده‌های آذرین و کانسنگ می‌باشد که در مبحث فلززایی بدان پرداخته خواهد شد.

ادامه دارد....

References

۱- پوران بهینا، پتروژنیز گرانیتوئیدی منطقه قوشچی، فرآیندی از متاسماتیسم آلکالن، پایان‌نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران ۲۱۰ صفحه، (۱۳۷۴).

۲- بهرام سامانی، معرفی سازند ساغند با رخساره ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ٦، صفحات ۳۲ الی ۴۵، (۱۳۷۱).

۳- بهرام سامانی، چن‌ژوئی، گواسوتائو و تائوگوان، زمین شناسی پرکامبرین در ایران مرکزی از دیدگاه چینه‌نگاری، ماگماتیسم و دگرگونی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۱۰، صفحات ۴۰ الی ٦۳ (۱۳۷۲).

۴- محمدحسین نبوی، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۰۹، (۱۳۵۵).

5. M. Berberian, Contribution to the Seismotectonic of Iran (part II), GSI, Rep. No 39, 516 pp, (1976).
6. Chen Zhuyi et. al. Evaluation of apatite mineralization potential in central Iran, using remote sensing technology, Ministry of Mines and Metals, Tehran, Iran 140 pp, (1994).
7. L.G. Collins, Hydrothermal differentiation and myrmekite A CLUE to many geology puzzle, Theophrastus Publ. Greece 382 pp, (1988a).
8. K.C. Condie, Plate tectonics and crustal evolution, Pergamon Press, Oxford, (1989).
9. Du Letian, Mantle Ichor HACONS - Evidence of Its Existance, chinese Journal. of Geochemistry, Vol. 8, No. 3. 193-212. pp, (1989).
10. Geological Survey of Iran, Geological map of Ferdos, 1:250,000, Tehran, Iran (1977).
11. A. Haghipour, Etude geological de la region de Biabanak - Bafq (Iran central), petrologie et tectonique G.S.I, Rep. No. 34, 403 pp, (1978).
12. R. Huckriede Kursten M. and H. Venzlaff,: Zur Geologie des Gebretes Zwischen Kerman and Sagand (Iran), Beih Geol. Jb. 51, pp, (1970), (1962).
13. C.W. Hunt (ed);: Expanding Geosphere, energy and mass transfers from earth interior, Western Book Journal Press, California, USA, 421 pp, (1992).
14. A.V. Lapin and Plashko: Rock - Association and morphological types of carbonatite and their geotectonic environments, Int. Geol. Rev., pp, 376 - 390 (1988).
15. J. Stocklin, Structural history and tectonics of Iran: A review, AAPG Bult. Vol. 52, No. 7, pp, 1229-1258, (1968).
16. J. Stocklin, Northern Iran: Alborz Mountains, Mesozoic, Cenozoic Orogenic Belts, data for orogenic studies: Geol. Soc. London P. Pub. 4, pp, 213-234, (1974a).
17. J. Stocklin, possible ancient continental margin in Iran, Geology of Continental Margins (ed. A.A. Burk and C.L. Drake), Springer Verlag pp, 873-877, (1974b).
18. J. Stocklin, Structural correlation of the Alpine range between Iran and central Asia, Men. h. ser.soc. geol. France No. 8 pp, 333-353 (1977).

AEOI Scientific Bulletin

No. 17, pp. 1-16, 1998

PRECAMBERIAN METALOGENIC IN CENTRAL IRAN (PART 1)

B. Samani
Maniger of Exploration Affairs, AEOI,
P.O. Box 14155-1339, Tehran, Iran

Abstract

Central Iran, as a part of Gondwanaland, was formed before 800 M.y. during upper Precambrian time. The newly formed immature sialic continental crust was reactivated by mantle doming on the form of Tectono-Magmatic Activization "TMA" as well as development of riftogenic structure (s). This structure is well recognizable between Choghart and Saghand are fields, and could be divided into two parts. The southern one (Choghart-Esfordi domain) is 80 M.y. older than northern part (Saghand-Khoshumi domain). Tectono-Magmatic Activization developed after doming of enriched mantle and was more extensive on the southern domain with central-type alkaline ultrabasic magmatism and magmatogenic magnetite-apatite are formation. Two stages of rifting (major and subsidiary) are defined by Saghand formation and Rizu series. Hydrothermal differentiation and activities of gas-liquid fluids caused generation of linear carbonatite-metasomatite as the production of Si, Na, K, Ca, Mg and CO3 metasomatism. Geological evolution, nature of magmatism, and metasomatism are presented in this part of article. The metallogenesis of Fe, U, Th, REE, P, Ti, Pb, Zn, Co, Mo and Mn would be discussed as the second part of article on the forthcoming volume in future.