نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم
جلد۱۰، شماره ۲
تاریخ چاپ: تابستان ۱۳۹۱

گرانیت زریگان، ماگمایی یا متاسوماتیک؟

شیرین گل‌کرم، *نعمت‌ا... رشیدنژاد عمران: دانشگاه تربیت مدرس
فریبرز مسعودی: دانشگاه شهید بهشتی
قربان وهاب‌زاده: دانشکده علوم کشاورزی و منابع طبیعی دانشگاه مازندران

چکیده

توده‌های گرانیتی منطقهٔ زریگان و چاه چوله، که در شمال بافق و جنوب شرقی نقشهٔ ۱:۲۵۰۰۰۰ اردکان واقع شده اند، جزیی از خرده قارهٔ ایران مرکزی محسوب می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی این توده‌ها، از آلکالی فلدسپار گرانیت تا سینو- مونزو گرانیت نوسان دارد. این توده‌ها از نوع گرانیت‌های لوکوکرات و ساب ولکانیک، با کانی‌شناسی عمدتاً کوارتز- فلدسپاتی، و فقیر از کانی‌های مافیک هستند. انواع بافت‌های ماگمایی، دگرشکلی، متاسوماتیک و دگرسانی، گرانوفیری، گرافیک، میلونیتی و کاتاکلاستی، میرمکیت، پرتیتی و جانشینی در آن‌ها دیده می‌شود. از نظر ژئوشیمیایی، توده‌های مورد بحث، ویژگی‌هایی از سری‌های کالکوآلکالن تا آلکالن، پرآلومین I-type و محیط تکتونیکی کمان ماگمایی را نشان می‌دهند. در نمودارهای تغییرات عناصر نیز، بستگی به تمایلات ذاتی، پویایی و مراتب سازگاری و ناسازگاری عناصر، رفتارهای متفاوتی دیده می‌شود که گویای تأثیر هر دو فرآیند تفریق و تبلور و متاسوماتیسم، بر توده‌های مذکور است. شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، در توده‌های گرانیتی زریگان و چاه چوله حاکی از آن است که دست کم بخشی از این توده‌ها، به ویژه گرانیت زریگان، از طریق متاسوماتیسم و فرآیندهای تفریق گرمابی از سنگ‌های مافیک قبلی دیوریتی و گابرویی و سنگ‌های آذر آواری تشکیل شده و حتی پس از آن نیز به نحوی گسترده تحت تأثیر این فرآیندها واقع شده‌اند. مقایسهٔ این توده‌ها، با معیارهایی که برای تمایز گرانیت‌های ماگمایی و متاسوماتیک ارائه شده، نشان می‌دهد که این توده‌ها، ضمن شباهت‌هایی با برخی از توده‌های شاخص ماگمایی، به‌ویژه گرانیت زریگان، بیش‌ترین شباهت را به گرانیت نوع متاسوماتیک یا E- type دارد.

واژه‌های کلیدی: گرانیت زریگان، متاسوماتیسم، تفریق گرمابی، لوکوکرات، ایران مرکزی، شمال بافق

دریافت ۸۹/۳/۲ پذیرش۹۰/۱۲/۸

*نویسنده مسئول rashid@modares.ac.ir

۱. Collins

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

مقدمه

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و آرایش کانی‌ها، در تشکیل بافت‌های مختلف سنگ‌های آذرین بازتاب دارد. در سال‌های اخیر به بافت‌های موجود در سنگ‌های آذرین، مانند پرتیت و میرمکیت، کلیدی برای تعیین ویژگی‌های کانی‌ها و فرآیندهای مؤثر در تشکیل آن‌ها، توجه خاصی شده است. برای مثال کولینز[۱] (۱۹۹۸)[۱] با بررسیمیرمکیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای متاسوماتیکی و میرمکیت‌های موجود در کمپلکس کوما در جنوب شرقی استرالیا، چگونگی تأثیر فرآیند متاسوماتیسم را در تشکیل این توده‌ها یادآوری کرده است. رانگ[۲] (۲۰۰۲)[۲] میرمکیت‌های حاصل جانشینی را، بررسی کرده و معتقد است میرمکیت‌هایی که در اثر فرآیند مزبور تشکیل می‌شوند، می‌توانند نشان‌دهندهٔ نوع ماگمای سازنده سنگ‌ها باشند.

ایران مرکزی به‌دلیل تحمل حوادث و رویدادهای متفاوت و متعدد و دارا بودن منابع معدنی با ارزش، مورد توجه محققان زمین‌شناسی و اکتشافی است. در این پژوهش‌ها به منطقهٔ بیابانک- بافق به‌علت جای‌گاه خاص خود در ایران مرکزی، بیش‌تر توجه شده است. گرانیت زریگان و چاه چوله نیز به‌دلیل داشتن منابع معدنی با ارزش از جمله اورانیوم، توجه زمین‌شناسان را به خود جلب کرده است. آیوا[۳] و زاهدی (۱۹۶۶)[۳]، ضمن بررسی‌های زمین‌شناسی و بررسی ناهنجاری‌های آهن ناحیهٔ بافق- چادرملو، ژنز کانسار آهن چادرملو را به متاسوماتیسم ناشی از تزریق ماگمای گرانیتی به داخل مجموعه سنگ‌های ولکانیک منطقه نسبت داده‌اند. هوشمندزاده (۱۹۶۹)[۴] در رساله دکتری خود، متامورفیسم و گرانیتیزاسیون مجموعه سنگ‌های دگرگونی چاپدونی را بررسی کرده است و سازند تاشک، به‌ویژه بخش‌های زیرین آن را به‌عنوان سنگ مادر مجموعهٔ دگرگونی چاپدونی پیشنهاد کرده است. درویش‌زاده (۱۳۶۲)[۵]، با بررسی معدن فسفات اسفوردی در منطقهٔ بافق، این کانسار را منشأ متاسوماتیسم دانسته است و خاطر نشان می‌کند که ماگمایی با روند کربناتیتی در تشکیل آن نقش داشته است. سامانی (۱۳۶۷، ۱۳۷۷)[۶] و [۷]، در رابطه با شناسایی مناطق اورانیوم‌دار، باعنوان مسئلهٔ کربنات‌زایی در ایران مرکزی و زاگرس، به عمل‌کرد متاسوماتیسم آلکالن در منطقهٔ ساغند و نقش آن در شکل‌گیری ذخایر اورانیوم و تشکیل سنگ‌های گرانیتی اشاره کرده است. از دیگر پژوهش‌هایی که در ایران، در ارتباط با متاسوماتیسم انجام شده، می‌توان به پایان‌نامهٔ بهنیا (۱۳۷۴) [۸] اشاره کرد که روی گرانیت قوشچی (ارومیه) تحقیق کرده است و اعتقاد دارد که سنگ‌های گرانیتی منطقه از سنگ‌های بازیک و در اثر متاسوماتیسم به وجود آمده‌اند. معین‌وزیری (گفتگوی حضوری) نیز اشاره کرده است که گرانیت زریگان در اثر متاسوماتیسم توف‌ها (سری ریزو) تشکیل شده است.

---

۱. Collins ۲.. Rong ۳.Iwao

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

زمین‌شناسی عمومی

خرده قارهٔ ایران مرکزی، بخشی از ایران‌زمین میانی است که با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نایین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده و با گسل‌های طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتداد لغز راست‌گرد، قابل تقسیم به بلوک لوت، بلوک طبس، بلوک پشت بادام و بلوک یزد است و منطقهٔ بررسی شده در مرز بلوک پشت بادام و بلوک یزد قرار دارد [۹]. کمپلکس‌های دگرگونی چاپدونی، بنه شورو، تاشک و پشت بادام، به‌عنوان پی سنگ دگرگونه خرده قارهٔ ایران مرکزی [۱۰] در این منطقه برونزد دارند.

سنگ‌های دوران سوم، بیش‌تر در بخش شمال غربی محدوده و در کنارهٔ شمالی و غربی کوه درانجیر و کوه خشومی (غرب ساغند) گسترش دارند. کهن‌ترین واحد رسوبی دوران سوم، شامل برونزد کوچکی از واحدی میکروکنگلومرایی، با سیمان آهکی آکنده از نومولیت است که به‌صورت ناهمساز بر روی واحد کرتاسهٔ پایین قرار می‌گیرد. بر پایهٔ گزارش حقی‌پور (۱۳۴۲)[۱۰] و بررسی نقشه‌ها و گزارش‌های موجود از شمال بافق، این منطقه از پهنهٔ وسیع ایران مرکزی در ادوار مختلف زمین‌شناسی، تحت تأثیر حوادث مختلف پلوتونیسم و جای‌گیری توده‌های نفوذی متعددی قرارگرفته است. بر اساس اطلاعات موجود، توده‌های نفوذی تا ساب ولکانیك، با ترکیب بازیك، حدواسط و اسیدی، از پرکامبرین تا نئوژن، در این پهنه برونزد یافته‌اند.

در بخش شرقی و جنوب شرقی نقشهٔ صدهزارم آریز، تودهٔ گرانیتی بزرگ لوکوکرات، سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ناتک در کوه چاه چوله و سنگ‌های دگرگونی کمپلکس بنه شورو و سری کربناته-آواری کامبرین پایین را در کوه زریگان بریده است (شکل۱). این توده با نام گرانیت زریگان معرفی شده است [۱۰]. روند گسترش این تودهٔ گرانیتی شمالی- جنوبی است و به دو بخش شمالی (چاه چوله) و جنوبی (زریگان) قابل تقسیم است. این تودهٔ گرانیتی به‌دلیل فرسایش به‌صورت تپه ماهوری و گاه هموار دیده می‌شود. تودهٔ گرانیت زریگان به‌رنگ کرم تا صورتی است که به‌طور کلی از کوارتز و فلدسپات تشکیل شده است و کانی‌های فرومنیزین تقریباً در آن دیده نمی‌شود. در نمونه‌های برگرفته از این توده، بلورهای کوارتز گرد شده در زمینه‌ای از کوارتز- فلدسپات (ارتوز و آلبیت) قرار گرفته است. در این منطقه، دایک‌های دیابازی بسیاری، تودهٔ نیمه ژرف کوارتز پورفیری زریگان را بریده‌اند. دایک‌ها تراکم بسیار زیادی دارند و به‌نظر می‌رسد که این دایك‌ها در فضاهای کششی، در یك سیستم با روند شمال غرب- جنوب شرق، جای‌گزین شده باشند. در تودهٔ گرانیتی زریگان، توده‌های شناور و بی‌ریشه‌ای از یك سنگ مافیك با ترکیب دیوریت تا دیوریت-گابرو دیده می‌شود که در اثر فرآیندهای متاسوماتیسم به‌تدریج به یك سنگ گرانیتی و فلسیك تبدیل شده‌اند.

حقی‌پور (۱۳۴۲)[۱۰] سن این توده‌ها را به اینفراکامبرین نسبت داده است، در حالی‌که رمضانی (۱۹۹۷) [۱۱] سن مطلق این تودهٔ گرانیتی به‌روش (U-Pb zircon) را ۵۳۷ میلیون سال (گرانیت چاه چوله در شمال) و

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

۵۳۴ میلیون سال در بخش کوارتز پورفیری جنوبی (گرانیت زریگان) یعنی کامبرین میانی، گزارش کرده است. به‌نظر مجیدی و باباخانی (۱۳۷۹) [۱۲] نیز، گرانیت زریگان سن جوان‌تر از ژوراسیک را نشان می‌دهد.

روش پژوهش

به‌منظور بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی و ژئوشیمیایی تودهٔ زریگان، بیش از ۷۰ تیغه نازک از نمونه‌های مربوط به بخش‌های مختلف توده تهیه و پس از بررسی، نمونه‌های انتخابی به روش‌های XRF و ICP-MS تجزیه شدند. ۱۲ نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه ALS- CHEMEX کشور کانادا تجزیهٔ شیمیایی شدند (جدول۲). این ۱۲ نمونه به اضافهٔ ۷ نمونهٔ دیگردر آزمایشگاه دانشگاه تربیت معلم به روش XRF (عناصر اصلی و جزئی و تعدادی REE) تجزیه شیمیایی شدند (جدول ۱).

جدول۱. فراوانی عناصر اصلی در سنگ‌های گرانیتی منطقه (به روش XRF در دانشگاه تربیت معلم)

sample	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO_2	P_2O_5
	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
zg- ۸	۷۵/۴۰	۱۲/۶۹	۰/۳۸	۰/۱۱	۱/۰۵	۷/۴۲	۰/۰۰	۰/۳۰	۰/۰۱	۰/۰۲
zg- ۲۸	۸۷/۷۲	۳/۶۵	۲/۲۴	۰/۱۵	۳/۱۲	۰/۴۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۱	۲/۲۲
zg- ۳۷	۷۶/۶۰	۱۱/۰۶	۱/۵۲	۰/۱۰	۰/۰۳	۳/۱۶	۴/۵۸	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۳
zg- ۱۰	۷۶/۴۵	۱۱/۹۳	۱/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۵	۵/۵۳	۳/۲۵	۰/۵۴	۰/۰۰	۰/۰۳
zg- ۳۵	۷۲/۰۰	۱۳/۶۰	۱/۶۱	۰/۲۱	۰/۶۸	۸/۲۱	۰/۸۹	۰/۸۶	۰/۰۱	۰/۰۲
zg- ۵۷	۶۵/۸۳	۱۳/۴۲	۲/۷۷	۰/۳۸	۰/۷۲	۸/۶۷	۰/۹۴	۴/۳۳	۰/۰۰	۰/۰۲
zg- ۳۶	۷۶/۵۶	۴/۷۷	۷/۰۸	۰/۴۳	۰/۱۷	۲/۱۴	۰/۰۳	۸/۷۲	۰/۰۲	۰/۰۳
zg-۱۴	۷۵/۴۲	۱۲/۸۸	۰/۴۶	۰/۰۴	۰/۰۸	۶/۸۴	۱/۶۶	۰/۱۵	۰/۰۰	۰/۰۲
zg-۲۰	۷۸/۹۵	۱۱/۰۳	۰/۴۱	۰/۰۵	۰/۰۰	۶/۷۸	۰/۸۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲
zg-۲۱	۷۶/۲۵	۱۱/۵۷	۰/۹۰	۰/۰۵	۰/۰۸	۶/۸۶	۱/۴۴	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۳
zg-۲۴	۷۲/۱۶	۱۳/۲۷	۱/۵۲	۰/۴۳	۰/۱۹	۷/۹۰	۰/۹۸	۱/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
zg-۲۵	۷۳/۲۷	۱۲/۵۷	۱/۴۸	۰/۴۷	۰/۱۱	۸/۷۴	۰/۷۹	۰/۹۵	۰/۰۰	۰/۰۲
zg-۲۹	۷۸/۴۱	۱۱/۲۱	۰/۶۶	۰/۰۶	۰/۱۴	۶/۴۲	۰/۵۶	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۲
zg-۴۲	۷۸/۱۳	۱۰/۸۱	۰/۶۱	۰/۰۵	۰/۰۰	۳/۸۲	۴/۶۶	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۰۲
zg-۴۴	۶۵/۸۳	۱۳/۴۲	۲/۷۷	۰/۷۲	۰/۳۸	۸/۶۷	۰/۹۴	۴/۳۳	۰/۰۲	۰/۰۲
zg-۴۹	۷۵/۵۳	۱۲/۸۳	۰/۵۵	۰/۵۵	۰/۰۷	۶/۳۹	۱/۷۷	۰/۳۰	۰/۰۱	۰/۰۲
zg-۵۱	۵۸/۹۹	۱۳/۵۰	۱/۴۲	۱۵/۲۸	۰/۸۸	۵/۱۴	۳/۴۱	۰/۷۶	۰/۰۷	۰/۰۲
zg-۵۵	۷۸/۶۲	۱۰/۸۴	۰/۷۲	۰/۰۵	۰/۰۱	۵/۲۷	۳/۰۱	۰/۱۷	۰/۰۱	۰/۰۲
zg-۵۶	۷۶/۸۳	۱۱/۱۱	۰/۴۶	۰/۶۴	۰/۰۸	۶/۵۶	۱/۹۸	۰/۳۴	۰/۰۱	۰/۰۲

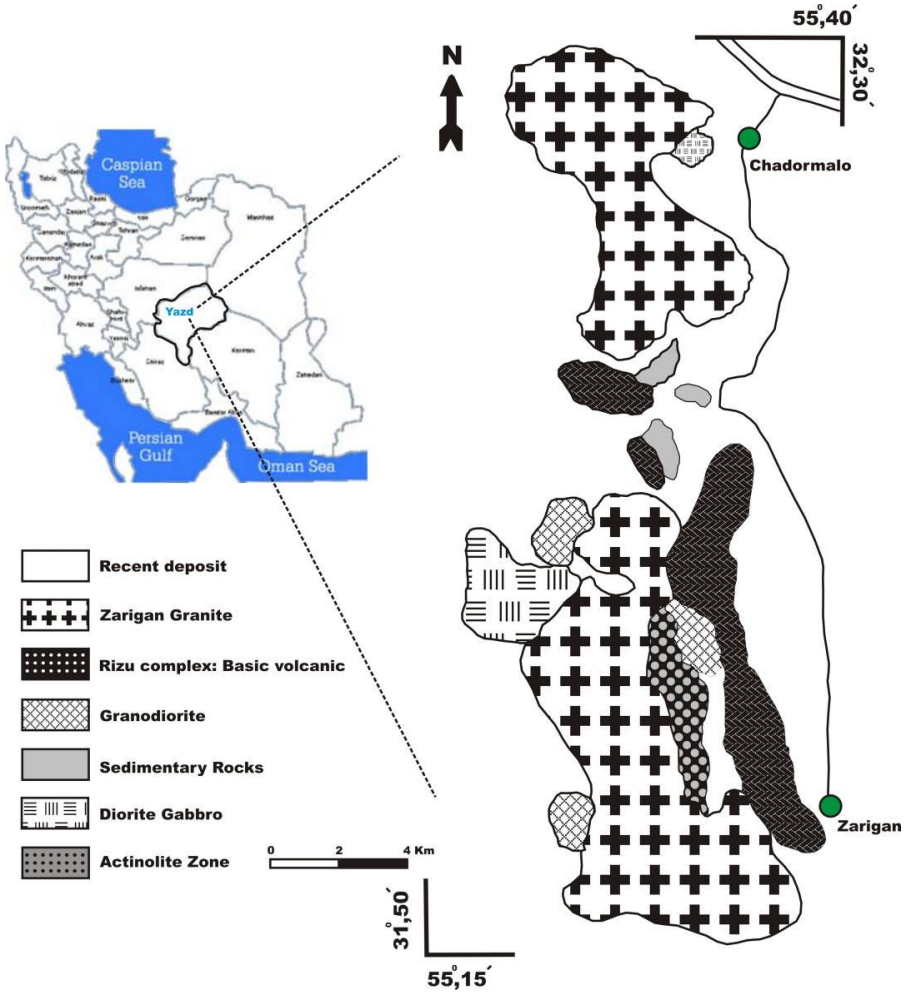
جدول۲. نتایج تجزیهٔ شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های منطقه بررسی شده به روش ICP-MS (کانادا)

sample	Ag	Ba	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd	Hf	Ho	La	Lu	Mo	Nb	Nd
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	Ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
zg-۱۴	<۱/۰۰	۶۷۱/۰۰	۴/۹	۲/۴	۲۰۰/۰۰	۰/۱۷	۹/۰۰	۰/۳۴	۰/۳۰	۰/۱۵	۱۲/۶۰	۰/۲۶	۴/۶۰	۰/۰۸	۳/۵۰	۰/۰۸	۳/۰۰	۴/۵۰	۱/۲۰
zg-۲۰	<۱/۰۰	۳۲۶/۰۰	۲/۶۰	۱/۵۰	۲۰۰/۰۰	۰/۱۲	۱۵/۰۰	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۰	۱۲/۷۰	۰/۱۱	۴/۳۰	۰/۰۳	۲/۱۰	۰/۰۴	۳/۰۰	۰/۴۰	۰/۵۰
zg-۲۱	<۱/۰۰	۴۳۴/۰۰	۳/۵۰	۱/۶۰	۱۸۰/۰۰	۰/۱۲	۶۵/۰۰	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۱۵	۱۶/۸۰	۰/۱۹	۷/۶۰	۰/۰۷	۲/۴۰	۰/۰۹	۲/۰۰	۲/۵۰	۰/۹۰
zg-۲۴	<۱/۰۰	۲۶/۰۰	۹/۵۰	۲/۸۰	۱۷۰/۰۰	۰/۰۶	۵/۰۰	۲/۶۹	۱/۸۶	۰/۳۹	۱۲/۹۰	۱/۶۶	۵/۶۰	۰/۵۸	۵/۱۰	۰/۳۵	۳/۰۰	۲/۴۰	۵/۱۰
zg-۲۵	<۱/۰۰	۱۶۴/۵۰	۲/۸۰	۱/۱۰	۱۴۰/۰۰	۰/۲۵	۵/۰۰	۰/۲۸	۰/۳۹	۰/۱۱	۱۹/۲۰	۰/۱۷	۸/۷۰	۰/۰۹	۱/۹۰	۰/۰۹	۲/۰۰	۸/۲۰	۰/۵۰
zg-۲۹	<۱/۰۰	۴۹/۷۰	۱۲/۶۰	۲/۵۰	۱۵۰/۰۰	۰/۱۱	۱۲/۰۰	۰/۲۹	۰/۲۱	۰/۲۳	۱۳/۳۰	۰/۴۶	۴/۸۰	۰/۰۵	۸/۲۰	۰/۰۸	۲/۰۰	۰/۶۰	۳/۳۰
zg-۴۲	<۱/۰۰	۹۰۳/۰۰	۱۲/۳۰	۱/۲۰	۲۴۰/۰۰	۰/۱۴	<۵/۰۰	۰/۵۱	۰/۳۷	۰/۳۴	۱۲/۸۰	۰/۶۶	۵/۳۰	۰/۱۰	۷/۵۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۲/۰۰	۳/۵۰
zg-۴۴	<۱/۰۰	۳۰۱/۰۰	۴۴۰/۰۰	۳/۸۰	۲۷۰/۰۰	۰/۰۷	۷/۰۰	۳۴/۲۰	۳۲/۹۰	۱/۶۲	۲۲/۰۰	۱۷/۴۰	۸/۴۰	۸/۴۹	۴۲۲/۰۰	۷/۲۱	۲/۰۰	۶۸/۸۰	۴۵/۹۰
zg-۴۹	<۱/۰۰	۲۶۸/۰۰	۱۱/۷۰	۰/۹۰	۲۴۰/۰۰	۰/۱۶	۱۰/۰۰	۰/۵۴	۰/۴۳	۰/۳۳	۱۳/۶۰	۰/۵۹	۵/۹۰	۰/۱۱	۳/۶۰	۰/۱۲	۳/۰۰	۴/۷۰	۳/۴۰
zg-۵۱	<۱/۰۰	۴۲/۱۰	۵/۰۰	۱/۰۰	۱۹۰/۰۰	۰/۰۳	<۵/۰۰	۰/۴۷	۰/۴۴	۰/۰۸	۱۳/۶۰	۰/۳۰	۴/۲۰	۰/۱۱	۳/۴۰	۰/۱۱	۲/۰۰	۱/۰۰	۱/۲۰
zg-۵۵	<۱/۰۰	۶۶۶/۰۰	۱۱/۴۰	۱/۲۰	۱۸۰/۰۰	۰/۳۲	۷/۰۰	۰/۵۰	۰/۳۶	۰/۳۷	۱۲/۵۰	۰/۵۷	۵/۱۰	۰/۱۰	۷/۳۰	۰/۱۰	۳/۰۰	۴/۶۰	۳/۲۰
zg-۵۶	<۱/۰۰	۴۲۲/۰۰	۹/۹۰	۰/۶۰	۱۵۰/۰۰	۰/۱۱	<۵/۰۰	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۴۰	۱۵/۳۰	۰/۵۴	۶/۱۰	۰/۱۴	۶/۲۰	۰/۱۵	۲/۰۰	۴/۱۰	۲/۷۰

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

ادامه جدول ۲

sample	Ni ppm	Zr ppm	Pb ppm	Pr ppm	Rb ppm	Sm ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Tb ppm	Th ppm	Tl ppm	Tm Ppm	U ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Yb ppm	Zn ppm
zg-۱٤	<۰/۰۰	۱۳۸/۰۰	<۰/۰۰	۰/٤۰	۱۹/۸۰	۰/۲۳	۱/۰۰	۷۰/۱۰	۰/۰۰	۰/۰٤	۱۹/۹۰	<۰/۰۰	۰/۰۰	۱/٤٤	۰/۰۰	۱٦/۰۰	۲/٦۰	۰/٤۲	۸/۰۰
zg-۲۰	<۰/۰۰	۱۲۰/۰۰	<۰/۰۰	۰/۲۱	۸/٦۰	۰/۱۰	<۱/۰۰	۷۲/۷۰	۰/۱۰	۰/۰۱	۱/۲۰	<۰/۰۰	۰/۰۲	۰/٤۲	<۰/۰۰	۱٤/۰۰	۱/۱۰	۰/۲۱	۱۰/۰۰
zg-۲۱	<۰/۰۰	۲۸۱/۰۰	<۰/۰۰	۰/۳۱	۲۲/۷۰	۰/۱۳	<۱/۰۰	۹۲/۸۰	۰/۳۰	۰/۰٤	۲/۰۰	<۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۰	۰/۰۰	۱۳/۰۰	۲/۲۰	۰/٤۷	۸/۰۰
zg-۲٤	<۰/۰۰	۱٦۸/۰۰	<۰/۰۰	۱/۲۹	۱/۱۰	۱/۰۷	۱/۰۰	۳۰/۸۰	۰/٤۰	۰/۳٤	۱٦/۱۰	<۰/۰۰	۰/۲۹	۱/۸٤	۱۰/۰۰	۱٤/۰۰	۱۸/٤۰	۲/۰۸	٦/۰۰
zg-۲۵	<۰/۰۰	۳۳٤/۰۰	<۰/۰۰	۰/۲۱	۱۲/۹۰	۰/۰۸	۱/۰۰	۱۲۸/۵۰	۱/۱۰	۰/۰۳	۰/۵٦	<۰/۰۰	۰/۰۷	۱/۰۹	۲٤/۰۰	۱۰/۰۰	۲/۹۰	۰/۰٤	۲۲/۰۰
zg-۲۹	<۰/۰۰	۱٤۸/۰۰	<۰/۰۰	۱/۱۳	۱۲/٤۰	۰/٤۷	<۱/۰۰	۳٦/٦۰	۰/۱۰	۰/۰۵	۱/۹۷	<۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۷۲	<۰/۰۰	۱۰/۰۰	۱/٦۰	۰/۳۰	۷/۰۰
zg-٤۲	<۰/۰۰	۱۰٦/۰۰	<۰/۰۰	۱/۱۹	٦۰/۰۰	۰/٦۷	<۱/۰۰	۹٤/٦۰	۰/٤۰	۰/۰۸	۱٤/۱۵	<۰/۰۰	۰/۰۵	۲/٦۳	<۰/۰۰	۱۷/۰۰	۳/۱۰	۰/۰۷	۱۰/۰۰
zg-٤٤	<۰/۰۰	۲۲٤/۰۰	<۰/۰۰	۲۳/۳	۱۱/۳۰	۱۰/٤۰	۱۱/۰۰	۱۹۳/۵۰	۳/۰۰	۳/۸۱	۲۰/۰۰	<۰/۰۰	۰/۰۹	۱۰۲/۵۰	۹۰/۰۰	۹/۰۰	۲۱٦	٤۲/٤	۵۵/۰۰
zg-٤۹	<۰/۰۰	۱۸۳/۰۰	<۰/۰۰	۱/۱٦	۱۸/٤۰	۰/۰٦	۱/۰۰	٦۲/۰۰	۰/٦۰	۰/۰۸	۱۸/۷۵	<۰/۰۰	۰/۰۷	۲/۰۹	۱۱/۰۰	۱٦/۰۰	۳/٦۰	۰/٦۱	۱۷/۰۰
zg-۵۱	<۰/۰۰	۱۱۸/۰۰	<۰/۰۰	۰/٤۲	۲/۲۰	۰/۲۳	<۱/۰۰	٦۹/۹۰	۰/۲۰	۰/۰٦	۳/۹۹	<۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۹۰	<۰/۰۰	۱۵/۰۰	۳/۹۰	۰/۵۰	٦/۰۰
zg-۵۵	<۰/۰۰	۱٦۰/۰۰	<۰/۰۰	۱/۱۱	٤۹/۰۰	۰/٦۲	<۱/۰۰	۸۸/٤۰	۰/۷۰	۰/۰۸	۲٤/۱۰	<۰/۰۰	۰/۰٦	۲/٦۵	<۰/۰۰	۱۳/۰۰	۲/۹۰	۰/۵۱	۱۸/۰۰
zg-۵٦	<۰/۰۰	۱۹۱/۰۰	<۰/۰۰	۰/۹۳	۲۱/۲۰	۰/٤۸	۱/۰۰	٦٦/۸۰	۰/٦۰	۰/۰۹	۲۳/۱۰	<۰/۰۰	۰/۰۹	۲/۰۹	۱۲/۰۰	۱۱/۰۰	٤/۳۰	۰/۷٦	۱۰/۰۰



شکل ۱. نقشهٔ ساده شده، تلفیقی از نقشه‌های با مقیاس صدهزارم آریز [۱۲]، بافق [۱۳] چادرملو [۱۴] و اسفوردی [۱۵]

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

گرانیت‌های زریگان و چاه چوله، به‌صورت دو توده در جنوب و شمال منطقهٔ مورد بحث قرار دارند. گرانیت زریگان به‌صورت یك تودهٔ ساب ولکانیك دیده می‌شود که گاه یك ریوداسیت تا کوارتز پورفیری را تداعی می‌کند. در حالی‌که تودهٔ گرانیت چاه چوله با بافت غالباً گرانولار و دانه‌درشت است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و نتایج آنالیز مدال [۱۶] مشخص شد که سنگ‌های آذرین دو منطقهٔ زریگان و چاه چوله دامنهٔ ترکیبی از آلکالی فلدسپار گرانیت؛ سینوگرانیت تا کوارتزسینیت و مونزوگرانیت تا کوارتزمونزونیت را شامل می‌شوند.

بافت این سنگ‌ها اغلب گرانولار و گرانولار پورفیریتی تا متمایل به پورفیری است. این سنگ‌ها گاهی نیز بافت کاتاکلاستی دارند که با خاموشی موجی در دانه‌های کوارتز و به‌طور کلی ترک‌خوردگی دانه‌ها مشخص است. فلدسپات آلکالن، کوارتز و پلاژیوکلاز عمده کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها هستند. زیرکن، اسفن، مونازیت و کانی‌های اپک (از جمله مانیتیت، هماتیت و یا پیریت) از جمله کانی‌های فرعی و سریسیت، کلریت، اپیدوت، کانی‌های رسی و کربنات‌ها جزو کانی‌های ثانویهٔ این طیف از سنگ‌ها هستند. از ویژگی‌های خاص این سنگ‌ها وجود بافت‌های میرمکیتی و گرانوفیری بسیار زیاد و زیبا در نمونه‌ها است.

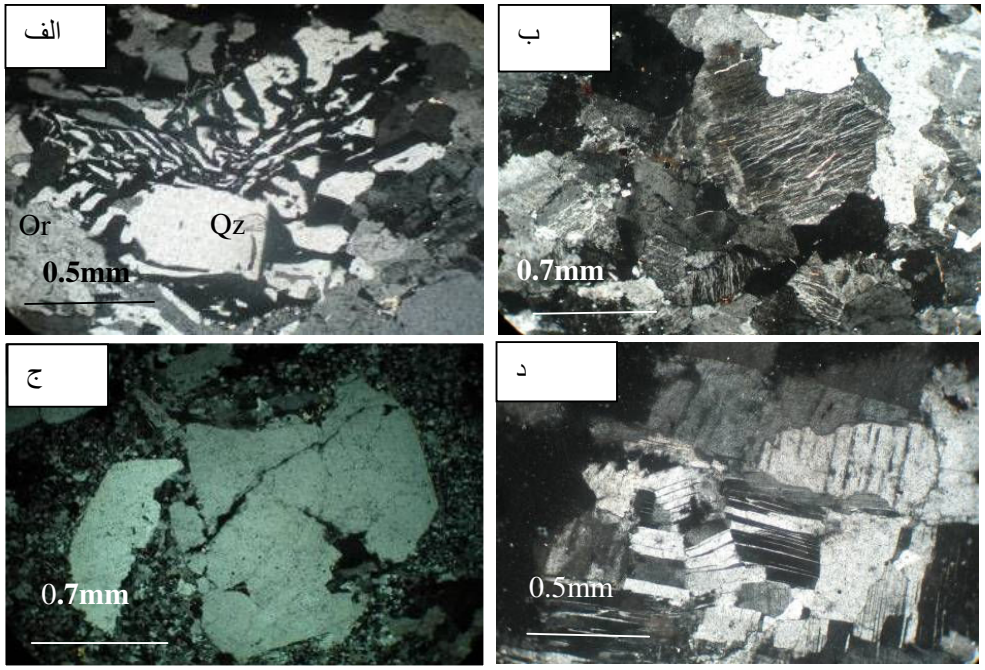
عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهندهٔ این سنگ‌ها فلدسپات آلکالن است که معمولاً به‌صورت بلورهای ساب اتومورف از ارتوز و کمی میکروکلین با ماکل‌های کارلسباد و مشبک دیده می‌شود. فلدسپات‌های آلکالن دارای کوارتز گرافیکی دردرون یا در حاشیهٔ خود هستند (شکل ۲ الف). همچنین در بعضی نمونه‌ها، هم‌رشدی گرانوفیری با کوارتز دیده می‌شود. پرتیت‌ها معمولاً از نوع رشته‌ای هستند که در آن‌ها تیغه‌های آلبیتی به‌صورت رشته‌های ظریف و گاه درشت غالباً در جهت‌های تقریباً موازی رشد کرده‌اند (شکل ۲ب). در بیش‌تر موارد حواشی فلدسپات‌ها مضرس و از حاشیه جانشین پلاژیوکلاز شده است و در بعضی جاها لکه‌هایی از فلدسپات آلکالن درون پلاژیوکلازها دیده می‌شود که شروع جانشینی را به نشانهٔ متاسوماتیسم نشان می‌دهند [۱۷]. همچنین در محل تماس بلورهای پلاژیوکلاز یا فلدسپات‌های آلکالن، هم‌رشدی کوارتز و پلاژیوکلاز به‌صورت میرمکیت وجود دارد. جانشین شدن فلدسپات‌های آلکالن به جای پلاژیوکلاز از حاشیه یا لکه‌های فلدسپات آلکالن درون پلاژیوکلاز کاملاً مشخص و مشهود است. حواشی مضرس در کانی‌ها مشخص است و می‌تواند نشان‌دهندهٔ وقوع پدیده متاسوماتیسم باشد [۱۷]. به‌علت ورود سیالات و دگرسانی، فلدسپات آلکالن غبارآلود و آرژیلی شده است.

بلورهای کوارتز اغلب بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار، به ابعاد کم‌تر از ۱ میلی‌متر تا ۴ میلی‌متر، گاه به‌صورت مگاکریست‌های با اندازهٔ ۲ سانتی‌متر، با حواشی گرد شده یا خلیجی دیده می‌شود. در بعضی موارد این مگاکریست‌ها، در اثر فشارهای تکتونیکی، شکسته و خرد شده و بافت کاتاکلاستی را به‌وجود آورده‌اند (شکل ۲ج). اجتماع پلی کریستالین کوارتز، به‌ندرت همراه با فلدسپات پتاسیم نیز در بعضی نمونه‌ها دیده می‌شود. مهاجرت مرز دانه‌ای و تبلور مجدد در این کانی‌ها حاکی از تحمیل تنش و رخداد دگرشکلی بر این سنگ‌هاست.

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

پلاژیوکلاز در اشکال شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، در اندازهٔ چند دهم میلی‌متر تا ۳ میلی‌متر و گاه مگاکریست به اندازهٔ ۲ سانتی‌متر، به مقدار به‌مراتب کم‌تر از فلدسپات آلکالن در این سنگ حضور دارد. ماکل پلی سنتتیک و آلبیتی در این کانی‌ها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز گاه به نشانه متاسوماتیسم دارای انکلوزیون‌هایی از کانی‌های کوارتز، اپک، بیوتیت و زیرکن است و خود نیز گاهی به‌صورت انکلوزیون درون فلدسپات‌های آلکالن قرار دارد. بعضی از پلاژیوکلازها تحت تأثیر فرایند متاسوماتیسم در حاشیهٔ تبدیل به ارتوز یا میکروکلین شده‌اند. پلاژیوکلازها گاهی تجمع موضعی (گلومری) پیدا کرده و به‌صورت دانه‌های ریز موزاییکی در کنار یکدیگر جمع شده‌اند (شکل ۲د). بعضی از این دانه‌ها دارای هم‌رشدی با کوارتز بوده و به‌صورت میرمکیت ظاهر شده‌اند. بیش‌تر پلاژیوکلازهای این طیف از سنگ‌ها دگرسان شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های سریسیتی و رسی تبدیل شده‌اند. تأثیر فشارهای تکتونیکی در منطقه به‌نحوی است که در بعضی نمونه‌ها باعث خمیدگی ماکل بلورهای آلبیتی می‌شود و در بعضی دیگر سبب شکستگی بلور و حتی جابه‌جایی می‌شود. در بعضی نمونه‌ها پدیدهٔ متاسوماتیسم باعث از بین رفتن منطقه‌بندی و از بین رفتن ماکل آلبیتی شده است که فقط هاله‌ای از ماکل مشاهده می‌شود. بیوتیت به موسکویت تبدیل شده است.

از کانی‌های فرعی، زیرکن به‌صورت بلورهای اتومورف، اسفن به‌صورت بلورهای بی شکل، کانی‌های اپک (اکسیدآهن) به مقدار کم و مونازیت به‌صورت بلورهای ساب اتومورف در این سنگ‌ها دیده می‌شوند



شکل ۲. الف) بافت‌های گرانوفیری در گرانیت زریگان. ب) پرتیت رشته‌ای. ج) شکستگی بلور کوارتز (ساب گرین) در اثر تنش تکتونیکی در گرانیت چاه چوله د) شکستگی پلاژیوکلاز در اثر تنش و تجمع موزاییکی

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

بحث

کمیتهٔ جهانی IUGS ، متاسوماتیسم را بدین شرح توصیف کرده است [۱۷]:

«متاسوماتیسم فرآیندی است که بدان‌وسیله ترکیب شیمیایی یك سنگ یا بخشی از یك سنگ به‌نحو وسیعی تغییر می‌کند که لازمهٔ آن واکنش سنگ با سیالات یا محلول‌های آبکی و ورود و خروج عناصر شیمیایی در محیط واکنش است، به‌نحوی که سنگ در حالت جامد باقی می‌ماند. سنگ‌های متاسوماتیك به‌طور کلی، ساخت و بافت گرانوفلسیك یا گرانوبلاستیك دارند. این سنگ‌ها دانه درشت یا دانه ریز هستند و گاهی ممکن است ساختار نواری را نمایش دهند که بر ساختارهای پیشین سنگ سوار یا رو نقشی می شوند».

تفریق گرمابی نظریه‌ای جدید است که توضیح تازه‌ای را برای منشأ سنگ‌های گرانیتی ارائه می‌کند. بر اساس نظریهٔ ارائه شده [۱۷] یك فرآیند متاسوماتیك سنگ‌های مافیك را به محصولات پایانی گرانیتی تبدیل می‌کند. در خلال این فرایند، میرمکیت، که یك هم‌رشدی کرمی شکل کوارتز- پلاژیوکلاز است، تشکیل می‌شود که کلیدی برای فهم چگونگی رخداد این فرآیند است. کولینز(۱۹۸۸)[۱۸]، بر اساس معیارهای صحرایی و سنگ‌شناختی، گرانیت‌های ماگمایی و متاسوماتیک (E-type) را بدین شرح مقایسه کرده است:

مشخصات گرانیت‌های ماگمایی	مشخصات گرانیت‌های متاسوماتیک
۱. مرز مشخصی با سنگ در برگیرنده دارند.	۱. وجود منطقهٔ تغییر و تبدیل بین گرانیت و سنگ میزبان.
۲. سنگ‌های در برگیرنده را قطع کرده و باعث دگرگونی مجاورتی این سنگ‌ها می‌شوند.	۲. وجود شواهدی از بافت‌های جانشینی بسیار مشخص در بین کانی‌ها.
۳. دارای یک حاشیهٔ دانه‌ریز در محل همبری هستند.	۳. نبود شواهدی برای آناتکسی.
۴. وجود مدرکی برای آناتکسی.	۴.نبود مدرکی از اختلاط ماگمایی.
۵. وجود شواهدی برای آمیختگی ماگمایی.	۵. نبود انکلاوهای مافیک.
۶. هضم انکلاوها.	۶. نبود حفره‌های میارولیتی و انتقال تدریجی به ریولیت.
۷. حضور حفرات میارولیتی و تغییر تدریجی تا ریولیت.	۷. فقدان زونینگ در پلاژیوکلازها و شروع به امحای زونینگ.
۸. وجود پلاژیوکلاز با زونینگ نرمال یک نشانه منطقی از گرانیت با منشأ ماگمایی است.	۸. فقدان زونینگ شیمیایی در فلدسپات پتاسیم.
۹. وجود یک زونینگ شیمیایی در فلدسپات پتاسیم.	۹. سطح تماس خلیجی شده و نامنظم فلدسپات پتاسیم.
۱۰. مجاورت مشخص و منظم فلدسپات پتاسیم با دیگر بلورها.	۱۰. درهم رشدی فلدسپات پتاسیم- کوارتز و تشکیل بافت میرمکیت.
۱۱. نبود بافت‌های درهم رشدی مثل میرمکیت.	۱۱. حضور بافت‌های غربالی کوارتز در بیوتیت و هورنبلند.
۱۲. نبود بافت‌های غربالی کوارتز در هورنبلند و بیوتیت.	۱۲.غیر عادی بودن توالی تبلور کانی‌ها.
۱۳. روند تبلور کانی‌ها در آن‌ها عادی است.	۱۳. این مدل، مسئله و مشکل فضا در باتولیت‌های گرانیتی را حل می‌کند.

بررسی‌ها و مشاهده‌های صحرایی و سنگ‌شناسی در منطقهٔ زریگان، از وقوع نوعی تفریق گرمابی حکایت دارند. به این صورت که توده‌های مافیك منطقه (دیوریت تا گابرو) یا توف‌های متعلق به سری ریزو (معین وزیری، گفتگوی شفاهی) تحت تأثیر سیالات گرمابی حامل Na، K و Si قرار گرفته‌اند و در اثر متاسوماتیسم به سنگ‌های اسیدی گرانیتی تبدیل شده‌اند. در اثر این فرآیند، پلاژیوکلاز سنگ‌های دیوریتی و گابرویی اولیه به

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

فلدسپات آلکالن و پتاسیك و میرمکیت تبدیل شدند و کانی‌های مافیك نیز جای خود را به کوارتز داده‌اند. به اعتقاد [۱۷] عناصر فرومنیزین پس از مهاجرت از سنگ اولیه، در جای دیگری دایک‌های مافیک را می‌سازند.

شواهد صحرایی متاسوماتیسم

رابطهٔ صحرایی بین دو تودهٔ گرانیتی و سنگ‌های دیوریتی- گابرویی در منطقهٔ زریگان، به‌صورتی آشکار نشان می‌دهد که چگونه یك تودهٔ آذرین با ترکیب حد واسط تا مافیك، به‌تدریج اما به‌طور نامنظم به سنگی فلسیك و گرانیتی تبدیل می‌شود. چنان‌که محققان [۱۷] و [۱۸] و [۱۹] مطرح کرده‌اند، نخستین شرط زمینه برای انجام متاسوماتیسم و تفریق گرمابی، دگرشکلی کاتاکلاستیکی و تغییرشکل مکانیکی سنگ اولیه است، زیرا برای ورود سیالات به درون سنگ، وجود نفوذپذیری و تخلخل ضروری است. منطقهٔ زریگان، با تکتونیك فعال از ادوار کهن تا کنون، در مقیاس‌های مختلف پهنه‌ای ریفتی ناحیه‌ای تا زون‌های کششی محلی و ساختارهای تکتونیکی موضعی (درزه‌ها و شکستگی‌ها)، فضاهای لازم را برای انتشار سیالات و وقوع پدیده‌های متاسوماتیسم و دگرسانی گرمابی فراهم آورده است. به‌عبارت دیگر، شواهد صحرایی نشان داده‌اند که اگر نه همهٔ حجم گرانیت زریگان (در چاه چوله)، ولی بخش عمده‌ای از این توده (در زریگان) از طریق واکنش‌های متاسوماتیکی و پدیدهٔ تفریق گرمابی از یك توده مافیك تشکیل شده است (شکل ۳). ساختارهای تکتونیکی آن دوره بیش‌تر برای شمالی- جنوبی داشته‌اند و متاسوماتیسم هم این روند را تعقیب کرده است. از سوی دیگر، پس از تشکیل این توده نیز حوادث تکتونیکی و تغییر شکلی، بسترهای لازم را برای ورود سیالات و انجام واکنش‌های متاسوماتیکی و تشکیل توده‌ها و رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی فراهم کرده‌اند (شکل ۴). گرانیت زریگان منشأ توف داشته که در نتیجه متاسوماتیسم به‌صورت تدریجی به گرانیت پورفیروئیدی و متاتوف تبدیل شده است [گفتگوی شفاهی با معین وزیری].

شکل۳. تصاویری از تبدیل تدریجی دیوریت (Di) به گرانیت (Gr)

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

شکل ۴. رگه‌های کوارتز- فلدسپاتی در گرانیت زریگان

شواهد بافتی متاسوماتیسم

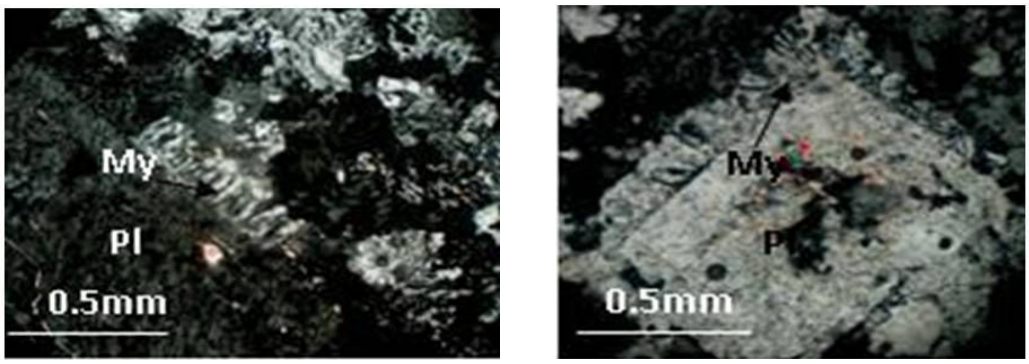
در نمونه‌های این توده‌ها، بافت میرمکیتی مشاهده می‌شود. در سال‌های اخیر محققان بسیاری، از جمله [۱۷] و [۱۸] و [۲۰] از بافت‌های موجود در سنگ‌های آذرین (مانند پرتیت و میرمکیت) برای تعیین ویژگی کانی‌ها و فرآیندهای ماگمایی استفاده کرده‌اند.

میرمکیت به اشکال مختلف تشکیل شده است. [۲۱] میرمکیت را به انواع حاشیه‌ای، منفرد، بین دانه‌ای (دو فلدسپات آلکالن) و دو لخته‌ای (با زائده‌های موسکویت) تقسیم کرده است. میرمکیت حاشیه‌ای، در تماس پلاژیوکلاز با فلدسپات آلکالن و میرمکیت منفرد از نوع موجود در فلدسپات آلکالن است. میرمکیت زائده‌دار، در حاشیهٔ یك بلور درشت فلدسپات آلکالن و با یك انحنا بدان سمت قرار می‌گیرد (شکل‌های ۵ و ۶).

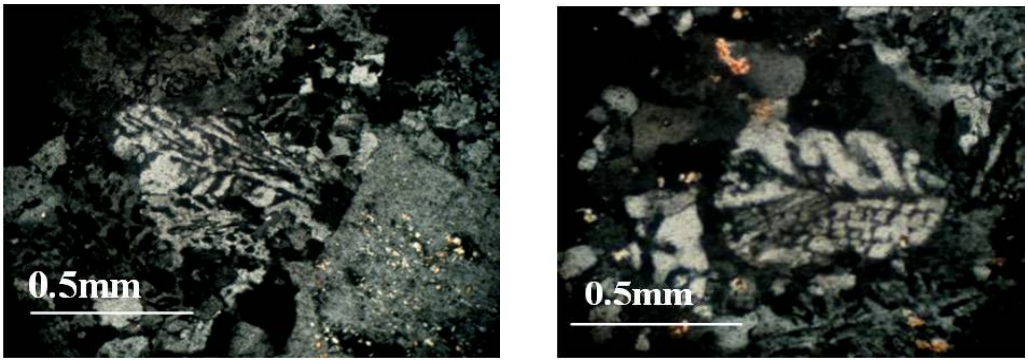
در منابع به‌نظریه‌های مختلفی در ارتباط با تشکیل میرمکیت‌ها اشاره شده است (مانند [۲]): ۱) رشد همزمان یا بلوری‌شدن مستقیم از یک سیال. ۲) رشد دوباره کوارتز به‌صورت میرمکیت. ۳) جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیلهٔ فلدسپات آلکالن. ۴) اکسولوشن (جدایش در طول سرد شدن). ۵) جانشینی فلدسپات آلکالن با پلاژیوکلاز که موجب آزادسازی سیلیس می‌شود. ۶) بلوری شدن دوبارهٔ پلاژیوکلاز در طول دگرسانی گرمابی در سنگ‌های دگرریخته. ۷) نظریه‌های ترکیبی.

در صورتی که میرمکیت در اثر جانشینی در پلاژیوکلاز به‌وجود آید، در بافت و کانی‌شناسی سنگ تغییراتی دیده می‌شود [۲] و طی این فرآیندها منطقه‌بندی پلاژیوکلازها از بین می‌رود. در منطقهٔ بررسی شده به‌نظر می‌رسد که دست کم برخی از میرمکیت‌ها در اثر جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیلهٔ فلدسپات آلکالن تشکیل شد. به نظر معین‌وزیری (گفتگوی شفاهی) وجود انکلوزیون‌هایی از کوارتز، بیوتیت، زیرکن و کانی اپک در بلورهای پلاژیوکلاز حاکی از عمل‌کرد فرآیند متاسوماتیسم در منطقه است.

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۵. بافت میرمکیت حاشیه‌ای



شکل۶. بافت میرمکیت زائده‌ای و منفرد

شواهد کانی‌شناسی متاسوماتیسم

شواهد کانی‌شناسی زیر گویای وقوع پدیده متاسوماتیسم در منطقه است:

۱. **نبود زون‌بندی در پلاژیوکلازها:** در حالت طبیعی در ماگمای داغ، پلاژیوکلازها به‌گونه‌ای متبلور می‌شوند که در قسمت مرکز کلسیک‌تر و در حاشیه سدیک‌تر هستند و در نتیجه زون‌بندی نرمالی را نشان می‌دهند [۲۲]، ولی در فرایند متاسوماتیسم، به‌دلیل واکنش بین سیال و پلاژیوکلاز و تبدیل بخشی آن به فلدسپار پتاسیم، زون‌بندی در پلاژیوکلاز از بین می‌رود. با ادامهٔ فرآیند متاسوماتیسم، ماکل نیز در پلاژیوکلازها از بین خواهد رفت. زیرا به‌علت از دست دادن Al وCa در طی متاسوماتیسم، حفره‌هایی در شبکه بلورین ایجاد می‌شود که در این حالت با ورود پتاسیم، پلاژیوکلاز به فلدسپات آلکالن تبدیل می‌شوند [۱۸]. در منطقهٔ بررسی شده نیز زون‌بندی در بلورها از بین رفته است و چون ماکل پلاژیوکلازها هنوز کامل از بین نرفته است، می‌توان گفت در بعضی از قسمت‌های این منطقه متاسوماتیسم پیشرفته نیست (شکل ۹ الف)، اما در هر جا که دگرریختی شدید است یا ساختارهای تکتونیکی دانسیتهٔ بیش‌تری داشته‌اند، زون‌بندی و ماکل کانی‌ها به کلی محو شده است.

۲. **عدم مشاهدهٔ زونینگ در فلدسپات آلکالن:** در مذاب دمای بالا، هستهٔ بلورهای فلدسپات آلکالن نسبت به حاشیهٔ آن، که در دمای پایین‌تر متبلور می‌شوند، غنی از Pb, Ba و Ca است [۱۸]. در پدیدهٔ متاسوماتیسم، به

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

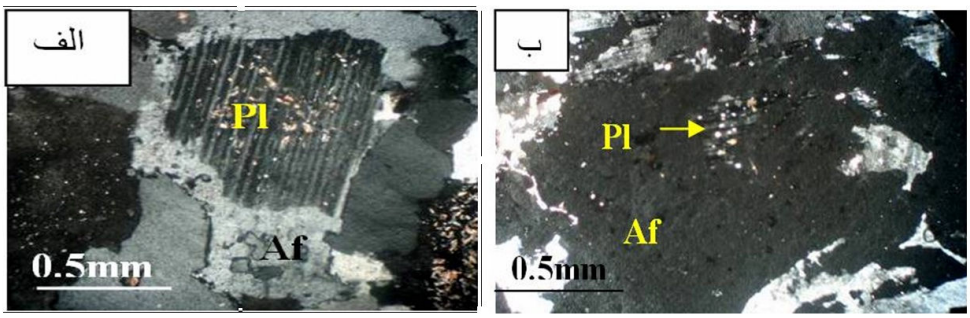
علت این‌که فلدسپات آلکالن در دمای تقریباً ثابت جای‌گزین پلاژیوکلاز می‌شود، تمایلی به ایجاد زون‌بندی از حاشیهٔ به مرکز ندارد. از طرف دیگر فرار Ba ,Pb و Ca در اثر پدیدهٔ متاسوماتیسم از پلاژیوکلازی که با فلدسپات آلکالن جانشین شده، باعث از بین رفتن منطقه‌بندی در کانی می‌شود [۱۸].

۳. جانشینی پلاژیوکلاز به‌وسیلهٔ فلدسپات آلکالن: در بیش‌تر موارد فلدسپات آلکالن از حاشیهٔ جانشین پلاژیوکلاز شده است و در بعضی جاها لکه‌هایی از فلدسپات آلکالن درون پلاژیوکلازها دیده می‌شود که شروع جانشینی را نشان می‌دهند (شکل‌های ۷ و ۸).

۴. مرز نامنظم بین فلدسپات آلکالن و کانی‌های دیگر: در متاسوماتیسم آلکالن که پلاژیوکلاز به فلدسپات آلکالن تبدیل می‌شود، ابتدا قسمت‌های داخلی پلاژیوکلاز تحت تأثیر قرار می‌گیرد. در مراحل بعد، فلدسپات آلکالن ممکن است از مرز بلورهای پلاژیوکلاز اولیه هم فراتر رود، در نتیجه مرز این بلورها با بلورهای مجاور نامنظم است [۱۸] (شکل ۸ ب).

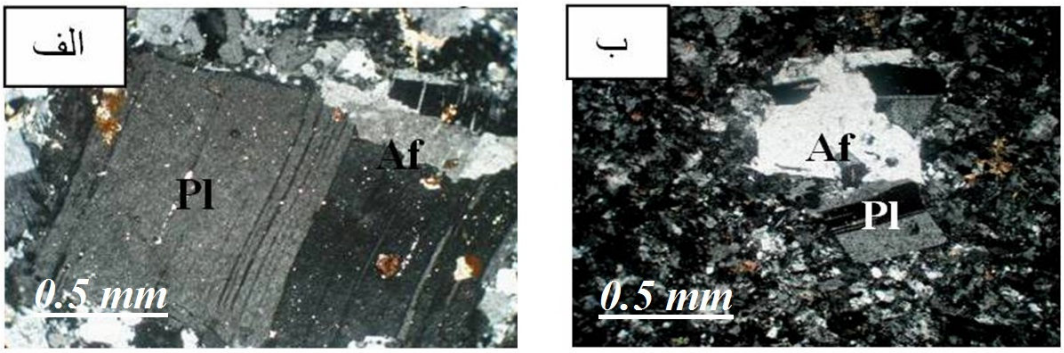
شواهد ژئوشیمیایی متاسوماتیسم

در زمینهٔ ژئوشیمی سنگ‌های حاصل از فرآیند متاسوماتیسم، اطلاعات کم‌تری وجود دارد. مقایسهٔ داده‌های موجود با توده‌های مورد بحث، گرچه اندک اما مؤید شواهد صحرایی و میکروسکوپی مبنی بر وقوع متاسوماتیسم و تشکیل توده‌های اسیدی و گرانیتی از سنگ‌های مافیک قدیمی‌تر است. در بررسی ژئوشیمیایی، به‌عنوان نمونه روند غیرخطی (یا خطی قائم) در نمودارهای $Na\text{-}SiO_2$ و $K\text{-}SiO_2$ و $Rb\text{-}SiO_2$ و $Ba\text{-}SiO_2$ مشاهده می‌شود (شکل ۱۰) که این پدیده نیز ناشی از متاسوماتیسم است [۲۳]. در واقع، در دامنهٔ محدودی از SiO_2 (شکل ۱۰) مقادیر عناصر نوسان زیادی را نشان می‌دهد. این امر با مراتب شدت و ضعف دگرشکلی و دانسیتهٔ متفاوت ساختارهای تکتونیکی که بستر انتشار سیالات هستند تفاوت در مراتب متاسوماتیسم را توضیح می‌دهد. در شرایط معمولی، نمونه‌های گرانیتی معمولاً روند خطی مثبت نشان می‌دهند، به شرطی که تودهٔ گرانیتی ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی داشته باشد.

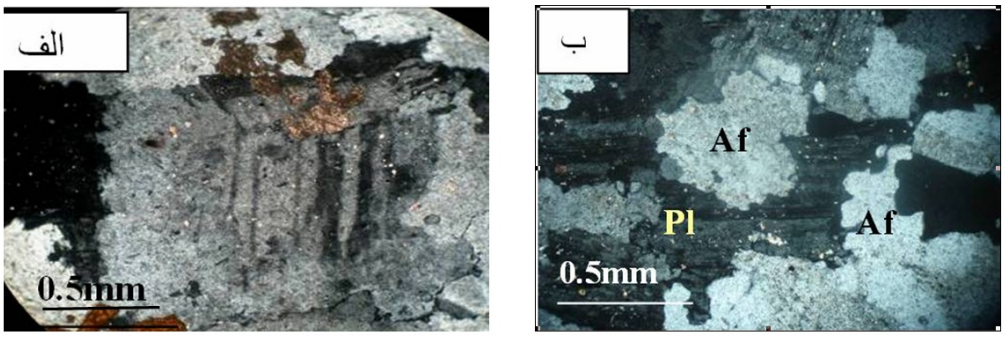


شکل۷. الف) شروع جانشینی فلدسپات آلکالن از حاشیهٔ پلاژیوکلاز ب) باقی ماندن پلاژیوکلاز مانند جزیره‌ای در وسط فلدسپات آلکالن

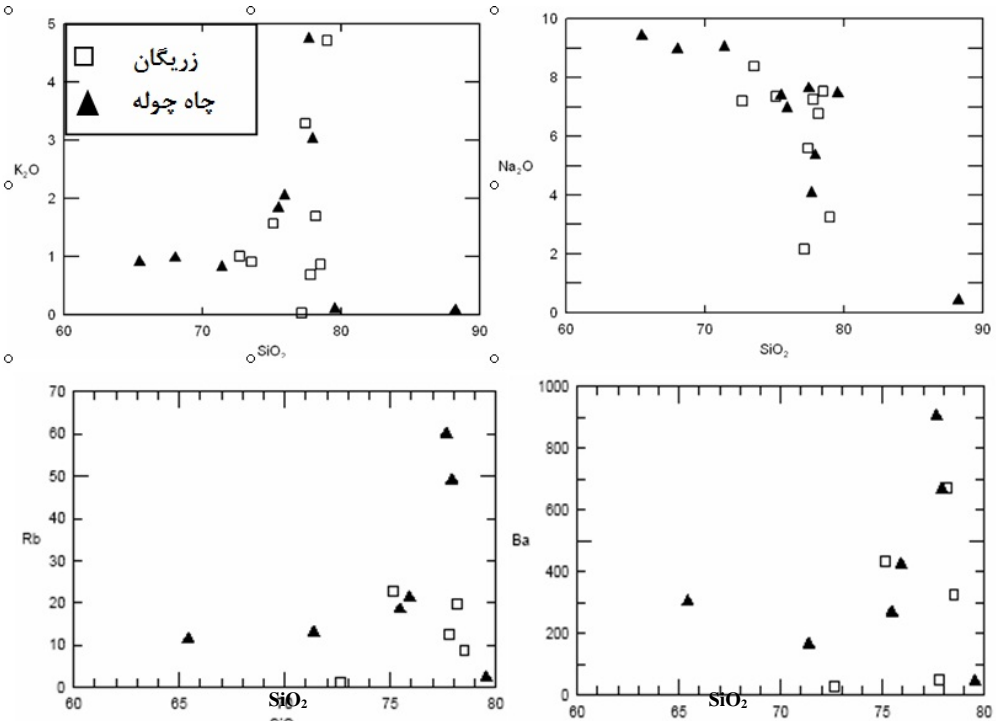
[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]



شکل۸. الف) ماکل خمیدهٔ آلبیتی پلاژیوکلاز و شروع جانشینی فلدسپات آلکالن از حاشیه ب) جانشینی فلدسپات آلکالن در مرکز پلاژیوکلاز



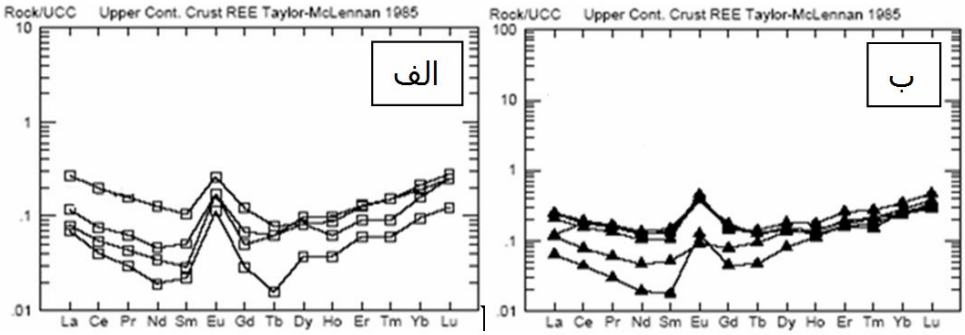
شکل۹.الف) محو شدن ماکل آلبیتی، جانشین شدن فلدسپات آلکالن ب) جانشین شدن فلدسپات آلکالن از حاشیهٔ پلاژیوکلاز و حواشی مضرس



شکل۱۰. روند غیرخطی نمونه‌ها در نمودار $Na-SiO_2$ و $K-SiO_2$ و $Rb-SiO_2$ و$Ba-SiO_2$

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

آنومالی مثبت Eu در نمودارعنکبوتی عناصر کمیاب (شکل ۱۱) یکی دیگر از شواهد ژئوشیمیایی در این نمونه‌هاست که ناشی از متاسوماتیسم و گرانیت‌زایی است [۲۴]. در شرایط معمولی، نمونه‌ها دارای آنومالی منفی Eu هستند. آنومالی مثبت Eu معمولاً در کمپلکس‌های پرکامبرین پیدا می‌شود و در سنگ‌های جوان نادر است. همچنین در سنگ‌های دگرریخته و تکتونیزه، سیالاتی که از اعماق زیاد مهاجرت کرده و در درزه‌ها و شکاف‌ها منتشر می‌شوند باعث متاسوماتیزه شدن سنگ و گرانیت‌زایی می‌شوند، که حاصل کار، ایجاد آنومالی مثبت Eu است [۲۴]. از شواهد دیگر، غنی‌شدگی و افزایش مقدار SiO_2 در این نمونه‌هاست (جدول ۲) که این پدیده نیز ناشی از متاسوماتیسم است [۲۴].



شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب تودهٔ گرانیتی چاه چوله (الف) و زریگان (ب) نسبت به پوستهٔ فوقانی نرمالیزه شده Taylor-McLennan (1985)

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌های انجام شده در پژوهش حاضر و به‌استناد شواهد صحرایی، میکروسکوپی و ژئوشیمیایی و با توجه به معیارهایی که [۱۸] معرفی کرده است، توده‌های گرانیتی منطقه، به‌ویژه در نیمهٔ جنوبی (زریگان)، شباهت‌های زیادی با گرانیت‌های نوع E-type یا متاسوماتیت دارند. از سوی دیگر، وجود پلاژیوکلاز با زونینگ عادی و بافت‌های گرانوفیری و گرافیکی، وجود انکلاو مونزوگرانیتی حاکی از منشأ ماگمایی این توده‌ها به‌ویژه نیمهٔ شمالی (چاه چوله) و تبلور در شرایط اوتکتیک است. سن این توده‌ها همچنان محل بحث است. از سوی دیگر، شاید مطالعهٔ ایزوتوپی رادیوژنیک علاوه بر تعیین سن، بتواند به روشن شدن ماهیت این توده‌ها کمک کند.

منابع

1. L. G. Collins, "Metasomatic Origin of the COOMA complex in southeastern Australia" (1998).

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

2. J. S. Rong, "Myrmekite formed by Na- and Ca-Metasomatism of K-feldespare", Beijing Research Institute of Uranium Geology (2002).

3. S. Iwao, M. Zahedi, "Geology and iron ore deposit of Tchador Malu mine: Geol. Sur. Iran", Geol. Note No. 26 (Unpublished) (1966).

4. A. Houshmandzadeh, "Metamorphism et granitisation du massif Chapedony (Iran central): These", Univ. Grenoble (1969) 242.

۵.علی درویش‌زاده، *بررسی فسفات بافق (اسفوردی)*، نشریه شماره ۱۳، جلد ۱ و ۲ مجلهٔ دانشکدهٔ علوم دانشگاه تهران، (۱۳٦۲) ص۲-۲٤.

٦. بهرام سامانی، بهرام، *پدیده‌های زمین شناسی و کانی شناسی اورانیوم در منطقهٔ ساغند ایران مرکزی*، مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد، وزارت معادن و فلزات، اداره کل معادن و فلزات (۱۳٦۷).

۷. بهرام سامانی، *فلززایی پرکامبرین در ایران مرکزی (بخش اول)*، نشریهٔ علمی سازمان انرژی اتمی، شماره ۱۷، (۱۳۷۷).

۸. پوران بهنیا، *پتروژنز گرانیتوئیدهای منطقهٔ قوشچی*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

۹. علی آقانباتی، *زمین‌شناسی ایران*. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳).

۱۰. عبدالعظیم حقی‌پور، *زمین‌شناسی منطقهٔ زریگان*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳٤٦).

11. J. Ramezani, "Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock sites of the Saghand area", central Iran, Ph.D thises, Washington Univ. (1997) 387.

۱۲. مجیدی و باباخانی، *نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آریز*. انتشارات سازمان زمین‌شناسی (۱۳۷۹).

۱۳. امینی، پشت کوهی و رشید، *نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بافق*. انتشارات سازمان زمین‌شناسی (۱۳۸۳).

۱۴. قائمی و سعیدی، *نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چادرملو*. انتشارات سازمان زمین‌شناسی (۱۳۸۵).

۱۵. سهیلی و مهدوی، *نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اسفوردی*. انتشارات سازمان زمین‌شناسی (۱۳۷۰).

16. A. L. Streckeisen, "Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of Igneous Rocks. Inter", Jour of Earth Sci, 63, (1979) 773-786.

17. L. G. Collins, "Hydrothermal differentiation and myrmekite", A clue to many geological puzzles, Theophrastus Publication (1988) 387.

18. L. G. Collins, "Contrasting characteristics of magmatic and metasomatic granites and the myth that granite plutons can be only magmatic", ISSN 1520-5757 (1997).

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]

19. V. A. Zharikov, N. N. Pertsev, V. L. Rusinov, E.Callegari, D. J. Fettes, "Metasomatism and metasomatic rock", Nauchnyi Mir, Moscow, (In Russian) (1998).

20. L. G. Collins, "Granite, a new kind of “evolved” granitic plutonic rock that is formed where K and Si are mobilized" (2007).

21. E. R. Phillips, "Myrmekite, One hundred years later: Lithos", 7 (1979) 181-194.

22. D. Shelly, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman & Hall, London (1993) 445.

۲۳. فریبرز مسعودی، محبوبه جمشیدی‌بدر، زهرا صالحی، *کاربرد شواهد کانی‌شناسی و بافتی در تشخیص متاسوماتیسم آلکالن در استوک گرانیتوئیدی دودهك (شمال شرق محلات)*، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی (۱۳۸٦).

24. E. N. Terekhov, T. F. Shcherbakova, "Genesis of positive Eu anomalies in acid rocks from the Eastern Baltic Shield", Moscow (In Russian) (2005).

[Downloaded from jsci.khu.ac.ir on 2024-10-12]