

ماگما تیسیم کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم قزوین

صدرالدین امینی: دانشگاه تربیت معلم
سعید تاکی: دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان

چکیده

قریه آبگرم در ۸۵ کیلومتری جنوب غربی قزوین واقع شده و ناحیه بررسی شده در حوالی آن قرار دارد. از لحاظ جغرافیایی این ناحیه ادامه کوه‌های سلطانیه در چهارگوش زمین‌شناسی کبودرآهنگ به حساب می‌آید. سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین در این منطقه شامل بازالت اسپیلیتی، آکالی الیوین بازالت، بازالت، موژه آریث و تراکی بازالت است که به صورت گدازه و توف دیده می‌شوند و نفوذی‌های داخل آن‌ها بیشتر شامل میکروگابرو، پیروکسن هورنبلند گابرو و ملاگابرو است. سنگ‌های آذرین مذکور جزء سری آلکالن هستند. انطباق‌های خوب و روندهای پیوسته اکسید عناصر اصلی در مقابل سیلیس در نمودارهای تغییرات شیمیایی، قرابت ژنتیکی بین رخساره‌های مختلف آن را تأیید می‌کند. مقایسه داده‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که جدا شدن الیوین، پیروکسن و مگنتیت سبب تقریبی ماگمای مادر و باعث ایجاد ترم‌های مختلف از آن گردیده است. با توجه به وفور ریفت‌های قاره‌ای در مرز بین خرده قاره‌ها در ایران در زمان کرتاسه زیرین ماگماهای آلکالن کرتاسه زیرین منطقه آبگرم نیز می‌تواند متعلق به این ریفت‌ها یا پشت قوس حاصل از فروانش پوخته اقیانوسی مابین خرده قاره‌ها باشد، با وجود این برای تشخیص سرگذشت دقیق منطقه آبگرم در این زمان به داده‌های بیشتری نیاز داریم.

مقدمه

نام منطقه بررسی شده از قریه آبگرم واقع در ۸۵ کیلومتری جنوب غربی قزوین گرفته شده است. این منطقه در محدوده بین طول‌های جغرافیایی ۵۵° و ۴۸° تا ۳۵° و عرض‌های ۴۰° و ۳۵° تا ۳۶° شمالی واقع است (شکل ۱) و جزء چهارگوش زمین‌شناسی کبودرآهنگ است. از لحاظ ژئومورفولوژی در چهارگوش کبودرآهنگ یک سری رشته کوه‌های موازی با روند شمال غرب - جنوب شرق وجود دارد که به وسیله فرورفتگی‌هایی از هم جدا می‌شوند، شمال شرقی‌ترین این رشته کوه‌ها رشته کوه آبگرم است که در حقیقت ادامه جنوب شرقی کوه‌های سلطانیه است.

ناحیه کبودرآهنگ هم از لحاظ چینه‌شناسی و هم ساختمانی به دو منطقه مجزا قابل تقسیم است: الف) منطقه آبگرم در شمال شرق، ب) منطقه رزن در جنوب.

واژه های کلیدی : آبگرم، آکالی الیوین بازالت، سری آلکالن، کرتاسه زیرین

حدود این منطقه‌ها با گسل آوج که روندی شمال غرب - جنوب شرق دارد منطبق است [۲]. منطقه آبگرم بخشی از زون ایران مرکزی بوده و در کمربند آتشفشانی ارومیه دختر واقع می‌شود. توالی سنگ‌های رسوبی در این منطقه ضخامتی در حدود ۱۰۰۰۰ متر دارد [۲] و سن آن‌ها از پرکامبرین تا عهد حاضر است ولی سنگ‌های آذرین در این منطقه مشتمل بر سه سن جداگانه هستند:

الف) ژوراسیک، که در حقیقت بخشی از سازند لار است

ب) کرتاسه زیرین، که گسترش آن از سنگ‌های آذرین ژوراسیک بسیار بیشتر بوده و اکثراً در کنار گسل حسن آباد قرار دارند، بنابراین به احتمال زیاد گسل حسن آباد در ظهور این سنگ‌ها نقش داشته است

ج) ائوسن میانی، که بیشترین رخنمون را داشته و شامل یک سری سنگ‌های آذر آواری و آذرین است و معادل سازند کرج به شمار می‌رود.

روش تحقیق

روش پژوهش بر مبنای انجام عملیات و مطالعات:

الف) صحرایی، نمونه برداری طبق روش‌های مرسوم بین‌المللی و در ضمن بررسی ارتباط سنگ‌های آذرین مورد نظر با سنگ‌های رسوبی مجاور به منظور تعیین سن نسبی

ب) آزمایشگاهی، تهیه مقاطع نازک میکروسکوپی و بررسی پتروگرافی آنها اعم از تشخیص کانی‌ها (با استفاده از خواص اپتیکی و اندازه‌گیری خصوصیتی مثل زاویه خاموشی و تعیین زاویه محورهای نوری توسط میز فروف)، شناسایی بافت سنگ و تشخیص اسم آنها و همچنین جدا سازی سالم‌ترین نمونه‌ها برای آنالیز شیمیایی به روش مرطوب و نیز تجزیه XRD توسط شرکت تحقیقاتی کان‌پژوه

ج) کتابخانه‌ای، استفاده از مطالعات موجود در ارتباط با موضوع و همچنین منطقه مورد مطالعه، بوده است.

طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه

به منظور انجام بررسی‌های ژئوشیمیایی و استفاده از طبقه‌بندی‌های مختلف تعداد ۱۲ نمونه از سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه تجزیه شیمیایی (به روش مرطوب) شدند (جدول ۱) در مورد سنگ‌های آذرین درونی روش لومتر با استفاده از مثلث‌های دوگانه QAPF (که نوعی طبقه‌بندی کانی‌شناسی است) نام‌گذاری انجام گردید. طبق این روش ابتدا مقادیر درصد حجمی کانی‌ها با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط^۱ به دست آمد (جدول ۳)

(سپس با محاسبه قطب‌های P ، A ، Q مشخص گردید که همه نمونه‌ها روی قطب P واقع می‌شوند

^۱ - Point counter

بنابر این طبق توصیه‌های IUGS سنگ‌های گابرویی باید براساس محتوای پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیون و هورنبلند (مطابق شکل ۲) اسم گذاری شوند.

در مورد سنگ‌های آذرین خروجی مقبول‌ترین طبقه‌بندی استفاده از یک سیستم طبقه‌بندی شیمیایی است که به آن معیارهای بافتی و ساختی هم اضافه شده باشند. طبقه بندی‌های به کار رفته برای سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه شامل طبقه‌بندی‌های شیمیایی لوباس و همکاران (۱۹۸۶) به نقل از لومتر (۱۹۸۹) (شکل ۳)، کاکس و همکاران (۱۹۷۹) با اقتباس از ویلسون (۱۹۹۷) (شکل ۴) است. تقسیم بندی بازالت‌های منطقه نیز با نمودار میدل موس (۱۹۷۵) صورت پذیرفت (شکل ۵)، طبق این نمودار تمام بازالت‌های منطقه از نوع آکالن هستند (غیر از دو نمونه I_6 و H_4 که بازالت تحولی^۱ هستند زیرا که در یکی از نمودارها در محدوده آکالی و در نمودار دیگر در محدوده ساب آکالی قرار می‌گیرند).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی برای سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم که به روش مرطوب (نمونه‌های ستار دار متعلق به سنگ‌های نفوذی هستند)

در صورتی اکسیدها نموده	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	L.O.I	P ₂ O	MnO	Sum
H ₄	۴۵/۵	۱۲/۵۶	۳/۰۸	۶/۹۲	۱/۴۶	۹/۶۸	۱۴/۵۶	۲/۷۹	۰/۵۵	۱/۵۱	۰/۳۱	۰/۱۶	۹۹/۱۷
H ₆	۴۶/۳	۱۵/۳۸	۶/۱۵	۴/۵۶	۱/۶۵	۱۰/۲۸	۵/۹۶	۳/۶۴	۱/۶۱	۳/۲۹	۰/۵۷	۰/۳۲	۹۹/۵۱
H _۷	۵۳/۷۱	۱۴/۷۸	۸/۰۸	۰/۸۳	۰/۶۷	۶/۰۷	۲/۷۴	۸/۵۱	۰/۲	۳/۸۹	۰/۳۵	۰/۰۹	۹۹/۹۱
I _۵	۴۷/۱۸	۱۵/۲۲	۶/۰۹	۳/۵۹	۱/۲۹	۸/۶۲	۵/۲۱	۵/۸۵	۲/۰۴	۴/۸	۰/۶۴	۰/۱۹	۹۹/۷۲
I _۶	۴۶/۴۷	۱۳/۷۴	۵/۴۶	۶/۴۱	۰/۹۱	۱۰/۷۷	۷/۴۵	۶/۷۷	۰/۷۲	۴/۰۸	۰/۵۳	۰/۱۹	۹۹/۵
I _۹	۴۵/۴۶	۱۳/۵۴	۳/۰۶	۷/۴۶	۱/۸۷	۹/۶۸	۱۱/۱۳	۲/۵۵	۰/۸۴	۲/۶۳	۰/۶۶	۰/۱۷	۹۹/۱۵
I _{۱۲}	۵۲/۰۱	۱۶/۹۲	۴/۱۹	۶/۰۹	۰/۷۵	۶/۴	۶/۷۲	۳/۸۳	۳/۸۴	۲/۳۸	۰/۳۹	۰/۱۵	۹۹/۶۷
I _{۱۵}	۴۶/۸۹	۱۵/۸۷	۶/۲۸	۵/۵۴	۰/۹۶	۱۳/۳۴	۶/۳۷	۱/۸۶	۱/۵۲	۲/۶۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۹۹/۳۹
H _۳	۴۶/۳	۱۷/۱۴	۶/۱۹	۵/۰۷	۲/۰۹	۸/۸۲	۵/۱۳	۳/۵۹	۱/۳۸	۲/۶۴	۰/۳۹	۰/۱۸	۹۹/۵۶
I _۸	۵۳/۴۱	۱۶/۵۲	۴/۵۲	۲/۸۴	۰/۷۱	۴/۷۲	۶/۲	۶/۶۴	۴/۴۶	۳/۷۴	۰/۳۳	۰/۱۲	۱۰۰/۰۲
H _۶	۴۶/۱۵	۱۲/۴۷	۶/۳۵	۶/۶۹	۲/۷	۱۰/۰۶	۱۱/۶۵	۳/۳۳	۰/۵۴	۰/۷۱	۰/۶۴	۰/۱۶	۹۹/۵
H _۴	۴۵/۱۵	۱۲/۴۴	۲/۶۲	۷/۱۵	۱/۱۲	۱۸/۲۹	۸/۱۵	۰/۹۵	۱/۳۳	۲/۰۷	۰/۳۷	۰/۱۸	۱۰۰/۰۲

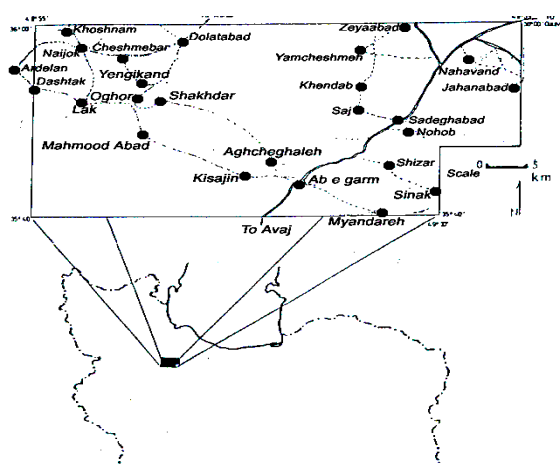
^۱-transitional basalt

جدول ۲- محاسبه نورم بعد از اعمال تصحیحات مربوطه در مورد داده‌های موجود در جدول ۱

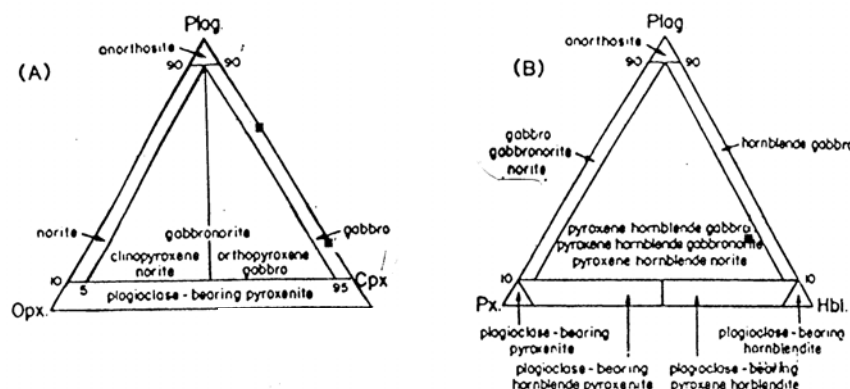
کانیهای نورم	Or	Ab	An	Le	Ne	Di	Hyp	Ol	Mt	Ilm	Ap	%An
شماره نمونه												
H ₄	۳/۲۵	۱۸/۷۸	۲۰/۱۲	-	۲/۶۲	۲۰/۵۸	-	۲۴/۸۹	۴/۲۹	۲/۷۷	۰/۷۲	۵۲
H ₆	۹/۵۱	۱۹/۴۸	۲۰/۸۷	-	۶/۱۳	۲۱/۵۰	-	۹/۷	۴/۵۷	۳/۱۳	۱/۳۲	۵۲
H ₇	۱/۱۸	۵۰/۲۴	۱/۵۴	-	۱۱/۷۹	۲۲/۰۱	-	۴/۰۴	۳/۱۵	۱/۲۷	۰/۸۱	۳
I ₅	۱۲/۰۶	۱۸/۹۸	۹/۲۵	-	۱۶/۵۴	۲۳/۹۵	-	۷/۱۸	۴/۵	۲/۴۵	۱/۴۸	۳۳
I ₆	۴/۲۶	۱۹/۲۳	۱۳/۹۵	-	۱۱/۴۵	۲۹/۲۷	-	۱۰/۸۱	۳/۴۹	۱/۷۳	۱/۲۳	۴۲
I ₉	۴/۹۶	۲۱/۵۸	۲۳/۰۲	-	-	۱۶/۰۲	۲/۷۳	۱۸/۴۶	۴/۴۴	۳/۵۵	۱/۷۶	۵۲
I ₁₂	۲۲/۶۹	۲۸/۶۴	۱۷/۶۴	-	۲/۰۴	۹/۴۶	-	۱۱/۲۳	۳/۲۶	۱/۴۲	۰/۹	۳۸
I ₁₅ *	۸/۴۸	۶/۹۱	۳۰/۴۷	-	۴/۷۶	۲۸/۵۶	-	۱۱/۵	۳/۵۷	۱/۸۲	۰/۳۷	۸۲
h ₃	۸/۱۶	۲۵/۴۱	۲۶/۵۸	-	۲/۶۹	۱۱/۸۸	-	۱۱/۹۸	۵/۲۱	۳/۹۷	۰/۹	۵۱
I ₁₈	۲۶/۳۶	۳۲/۵۱	۱۱/۹۸	-	۲/۷۴	۷/۵۷	-	۹/۸	۳/۲	۱/۳۵	۰/۷۶	۲۷
h ₆ *	۳/۱۹	۱۸/۰۸	۱۷/۴۸	-	۵/۴۷	۲۲/۵۷	-	۱۹/۲۴	۶/۰۹	۵/۱۳	۱/۴۸	۴۹
h ₄ *	-	-	۲۴/۸۷	۷/۵۵	۴/۳۵	۴۹/۶۱	-	۴/۱۷	۳/۸	۲/۱۳	۰/۶۳	۱۰۰

جدول ۳- مقدار درصد حجمی کانی‌ها با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط

کانیها	Plag	Cpx	Ol	Hb	Biot	Op	Chl	Ap	درصد آنورتیت در پلاژیوکلاز
شماره نمونه									
I ₁₅	۵۹/۵۹	۳۱/۲۸	-	-	۳/۲۸	۴/۹۸	-	۰/۸۵	۵۹
h ₆	۲۵/۹۹	۷/۴۱	۴/۰۱	۵۶/۰۲	-	۶/۵۶	-	-	۵۲
h ₄	۲۴/۵۹	۷۲/۹۵	-	-	-	۲/۴۶	-	-	۹
I ₉	۴۳/۲۵	۲۸/۶۳	۱۲/۴۵	-	-	۴/۷۲	۱۰/۹۵	-	۶۰

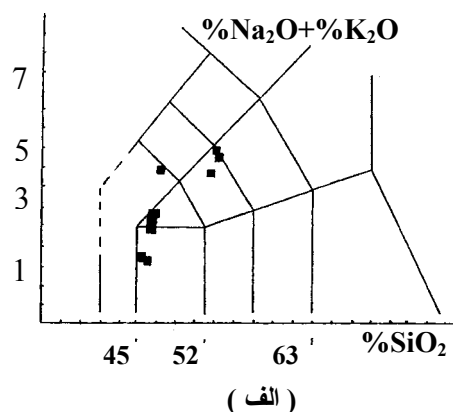


شکل ۱) موقعیت منطقه بررسی شده در نقشه ایران و راه‌های ارتباطی



شکل ۲- طبقه‌بندی سنگ‌های پلوتونیک منطقه طبق پیشنهادات IUGS با اقتباس از Le Maitre, 1989. تمام نمونه‌ها روی مثلث دوگانه QAPF روی قطب P واقع می‌شوند (یعنی همگی گابرو هستند) به همین سبب برای تقسیم‌بندی آن‌ها از نمودارهای مربوط به تقسیم‌بندی گابروها استفاده شد

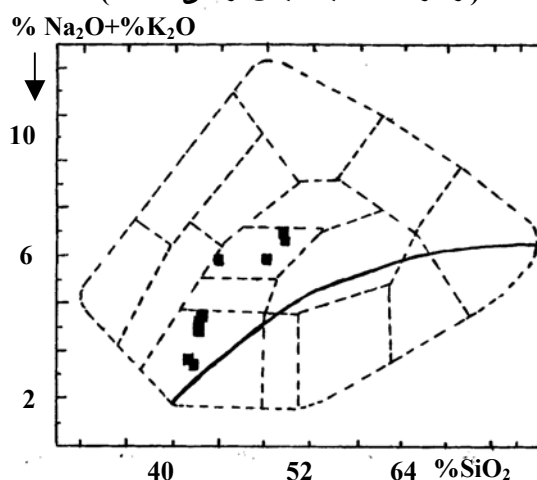
	$\geq K_2O$ Na_2O-2	$\leq K_2O$ Na_2O-2
Trachybasalt	Hawaiite	Potassic trachybasalt
Basaltic trachyandesite	Mugearite	Shoshonite
Trachyandesite	Benmoreite	Latite



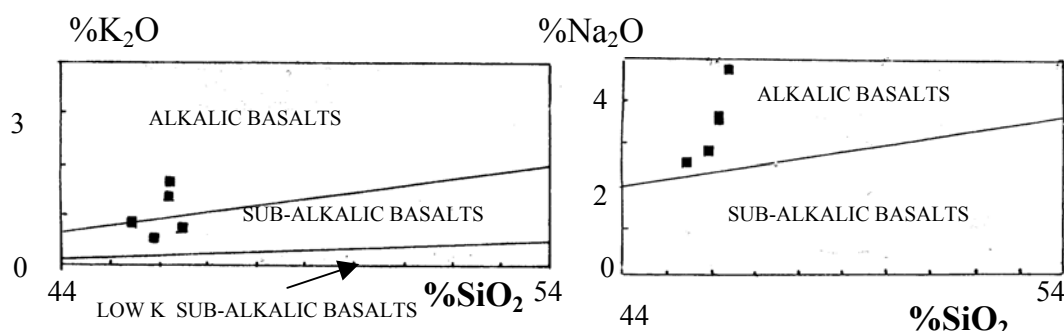
(ب)

(الف)

شکل ۳- الف) دیاگرام TAS برای طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانیک (طبق توصیه‌های IUGS به نقل از لومتر ۱۹۸۹ براساس لوپاس و دیگران ۱۹۸۶) زیر تقسیمات بعدی تراکی بازالت و تراکی آندزیت (لومتر ۱۹۸۹ با اقتباس از شلی ۱۹۹۱)



شکل ۴- نام‌گذاری سنگ‌های آذرین عادی (غیرپتاسیک) (کاکس و همکاران ۱۹۷۹ با اقتباس از ویلسون ۱۹۹۷) و موقعیت سنگ‌های ولکانیک کرتاسه زیرین منطقه آبگرم

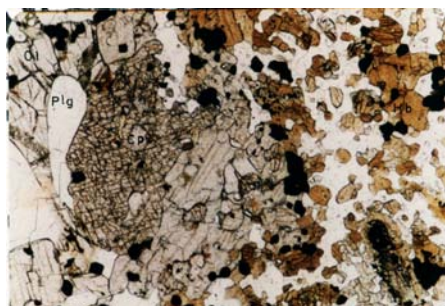


شکل ۵- طبقه‌بندی بازالت‌های آلوکالیک و ساب آلوکالیک (نقل از میدل موسست ۱۹۷۵، اقتباس از ویلسون ۱۹۹۷)

پتروگرافی

سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم غالباً خروجی‌هایی هستند که در بعضی مکان‌ها با سنگ‌های هیپ آبی‌سال همراهند. سنگ‌های هیپ آبی‌سال شامل ترم‌های زیر است:

پیروکسن هورنبلند میکروگابرو: کانی‌های اصلی این سنگ شامل هورنبلند قهوه‌ای (به مقدار زیاد که بعضاً تا حدود ۵۸ درصد حجمی سنگ نیز می‌رسد، با زاویه خاموشی ماکزیمم 24° و رنگ اینترفرانس حداکثر سبز نظام دوم)، پلاژیوکلاز (با زاویه خاموشی ماکزیمم 29° با ترکیب لابرادور An_{52})، کلینوپیروکسن (حداکثر زاویه خاموشی 30° و از لحاظ حجمی نسبت به هورنبلندها درشت‌تر) و کانی‌های فرعی شامل کانی‌های اپاک (از جنس مگنتیت که غالباً ریزند و بعضاً به صورت ادخال در پیروکسن وجود دارند) و همچنین الیوین. بافت سنگ از نوع دانه‌ای^۱ (شکل ۶ «a» و «b»).



(a)



(b)

شکل ۶ (۱) پیروکسن هورنبلند میکروگابرو. حاوی هورنبلند قهوه‌ای (Hb)، پلاژیوکلاز (Plg)، کلینوپیروکسن (Cpx)، الیوین (Ol) و اپاک (بزرگنمایی $25\times$) (a) PPL (b) XPL

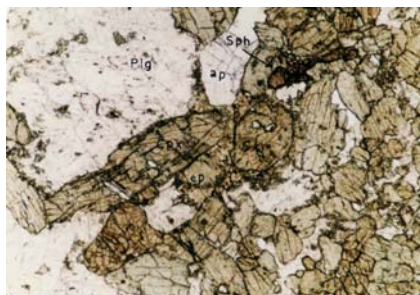
^۱-anhedral granular

میکروملاگابرو: کانی‌ها شامل کلینوپیروکسن (با زاویه خاموشی ماکزیمم $\gamma^{\wedge}z = 40^{\circ}$ ، دو محوره منفی و $2V_{\gamma} = 56^{\circ}$ و از لحاظ حجمی زیاد به طوری که حدود ۷۳ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و غالباً سالم هستند) پلاژیوکلاز (که به مقدار زیاد سریسیتی شده و در حقیقت پرکننده فضای بین پیروکسن‌ها هستند و برخلاف پیروکسن‌ها که غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند، بی‌شکل هستند)، کانی‌های اپاک و بافت سنگ نیز میکروگرانولارند (شکل ۷).

این سنگ را دایک‌هایی از جنس گابرو قطع کرده است (شکل ۷-ج) و دایک‌ها را نیز رگه‌های اپیدوتی قطع کرده‌اند (تأثیر فازهای تأخیری هیدروترمال).



a



c



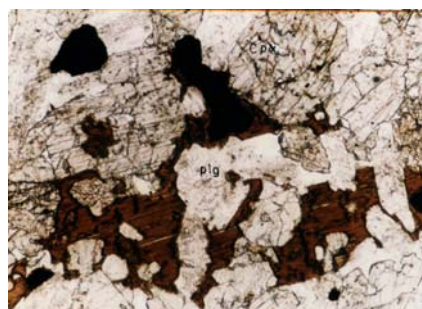
b

شکل ۷-ا- قطع شدگی میکروملاگابرو توسط دایک گابرویی. b و c - تصویر میکروسکوپی از کنتاکت این دو سنگ در حالات به ترتیب xpl و ppl (بزرگنمایی ۲۵x). پلاژیوکلاز: Plg، کلینوپیروکسن: Cpx، اپیدوت: ep، اسفن: Sph، آپاتیت: ap

گابرو: کانی‌های تشکیل دهنده عبارتند از: پلاژیوکلاز (با ترکیب لابرادوریت An_{56} و غالباً سریسیتی با در صد حجمی حدود ۶۰٪)، کلینوپیروکسن (زاویه خاموشی ماکزیمم $\gamma^{\wedge}z = 40^{\circ}$ ، دو محوره مثبت و $2V_{\gamma} = 60^{\circ}$ با درصد حجمی حدود ۳۲٪)، بیوتیت (درصد حجمی حدود ۳٪، پرکننده فضای بین پیروکسن و پلاژیوکلاز و گاهی نیز در برگیرنده آن‌ها)، کانی‌های اپاک (حدود ۵٪) (شکل ۸).



b

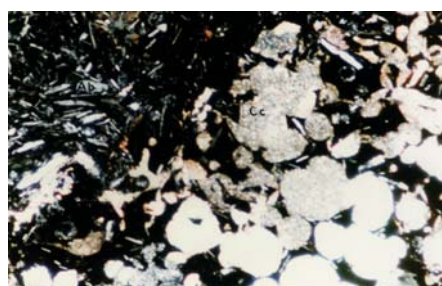


a

شکل ۸- محاصره پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اپاک به وسیله بیوتیت درگابرو (بزرگنمایی ۲۵x) (a ppl (b xpl

سنگ‌های خروجی که از لحاظ حجمی نسبت به انواع ساب و لکانیک بیشتر هستند، غالباً گدازه و گاهی نیز به صورت آذرآواری‌اند. ترم‌های مختلف به شرح ذیل است:

بازالت‌های اسپیلیتی: بخشی از گدازه‌های این منطقه را بازالت‌های اسپیلیتی حفره‌دار تشکیل می‌دهند. حفره‌ها با کلسیت پر شده‌اند. پلاژیوکلازها در سنگ آلبیتی شده و زمینه سنگ را غالباً اکسید آهن تشکیل می‌دهد (شکل ۹).



شکل ۹ - بازالت‌های اسپیلیتی حاوی آلبیت (Ab) با زمینه متشکل از اکسید آهن (سیاه‌رنگ) و حفره‌های پر شده از کلسیت (cc) (بزرگنمایی ۲۵x)

آلکالی الیوین بازالت: کانی‌ها شامل الیوین (به صورت فنوکریستال و غالباً دارای خلیج خوردگی^۱، دو محوره منفی و $92^\circ = 2V\gamma$ با ترکیب کریزولیت For_{85} ، کلینوپیروکسن (به صورت میکروکریستال)، پلاژیوکلاز (به صورت توفال Lath و با زاویه خاموشی 36° با ترکیب لابرادوریت An_{64}) و کانی‌های اپاک. بافت سنگ پورفیری میکروولیتی و تراکیتی از نوع پیلوتاکسیتیک (شکل ۱۰).

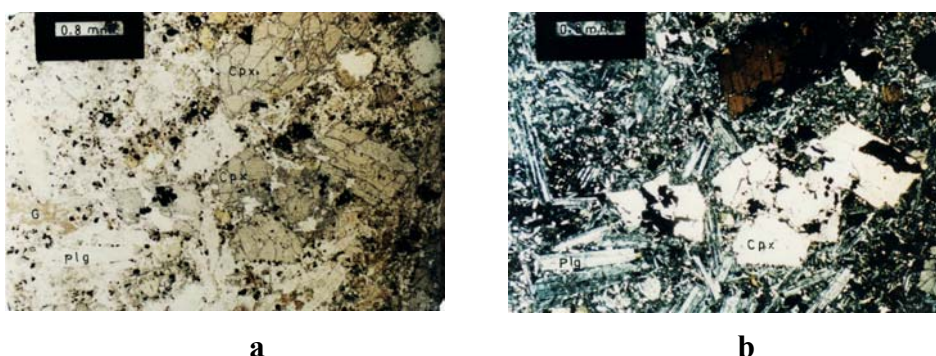


شکل ۱۰ - آلکالی الیوین بازالت با فنوکریستال‌های الیوین و اپاک در زمینه میکروکریستال‌های کلینوپیروکسن پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک (xpl، بزرگنمایی ۲۵x)

^۱-Corrosion Gulf

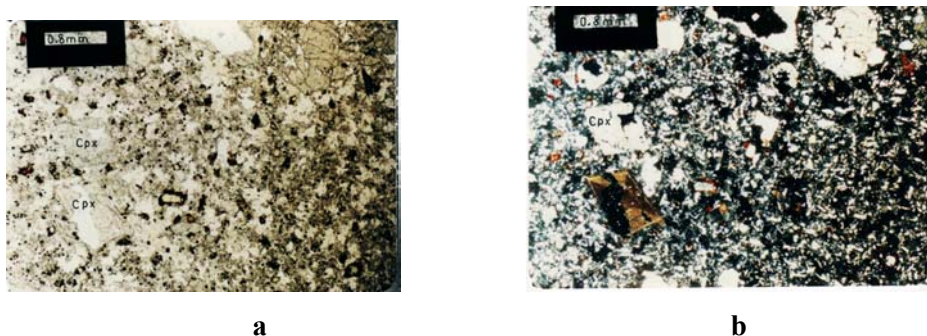
بازالت: گدازه‌های بازالتی فراوان‌ترین سنگ آتشفشانی کرتاسه زیرین در این منطقه هستند و از لحاظ پتروگرافی خصوصیات مختلفی را نشان می‌دهند. سه نمونه مجزای آن در ذیل آورده شده است:

نمونه H_6 : این نمونه از شمال غرب برداشته شد، از لحاظ میکروسکوپی الیوین‌ها مقدارشان کم (حدود ۳ تا ۵٪) و تماماً کلریتیزه‌اند. کلینوپیروکسن‌ها همه سالم، به صورت فنوکریستال، اتومورف، غالباً دارای ماکل (ساعت شنی و پلی‌سنتتیک) و زاویه محورهای نوری آن‌ها $2\gamma = 27^\circ$ است. علاوه بر آن، پلاژیوکلاز به صورت فنوکریستال هم وجود دارد که مقدارش تا ۴۵٪ هم می‌رسد و با توجه به زاویه خاموشی حدود 32° ترکیب آن‌ها لابرادوریت (An_{57}) است. بافت سنگ پورفیری و گاهی اینترسرتال تا اینترگرانولار است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- بازالت حاوی کلینوپیروکسن‌های اتومورف با ماکل ساعت شنی (بالا سمت راست) (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، اپاک، کلریت (Cl) و شیشه (G) (سمت چپ و پایین) (۲۰x) (a) ppl (b) xpl

نمونه I_6 : در شمال دهکده نایجوک بازالت‌هایی وجود دارند که حدود ۵۰-۵۵ درصد از حجم آنها را کلینوپیروکسن تشکیل می‌دهد، حداکثر زاویه خاموشی کلینوپیروکسن‌ها $\gamma^z = 37^\circ$ بوده و $2\gamma = 56^\circ$ دارند، زمینه سنگ شیشه بوده و در داخل آن مقادیر جزیی از میکروولیت پلاژیوکلاز وجود دارد. علاوه بر این، پزدومورف‌هایی از کانی‌هایی که تماماً توسط اکسید آهن و کلریت جانشین شده‌اند نیز در سنگ وجود دارد. بافت سنگ سری‌ایت^۱ است (شکل ۱۲).



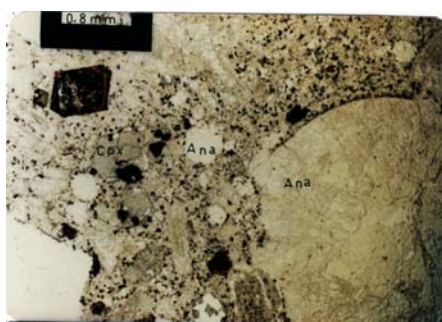
شکل ۱۲- بازالت غنی از کلینوپیروکسن (Cpx)، (بزرگ‌نمایی ۱۲x) (a) ppl (b) xpl

نمونه h3: قسمت اعظم این سنگ از توفال‌های پلاژیوکلاز تشکیل شده که در متنی متشکل از کانی‌های کریپتوکریستالین، اپاک (مگنتیت) و سریسیت قرار دارند، پلاژیوکلازها زاویه خاموشی برابر با 33° دارند و جنس آن‌ها لابرادوریت (An_{59}) است. بافت سنگ پیلوتاکسیتی است (شکل ۱۳).

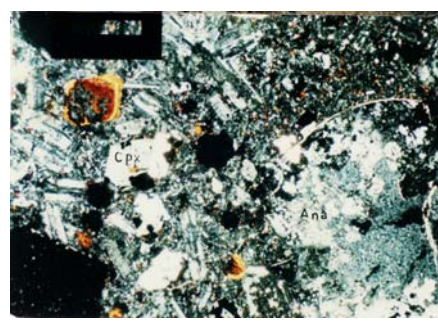


شکل ۱۳- بازالت تا حدی دگرسان شده با بافت پیلوتاکسیتی (بزرگ‌نمایی $25\times$ ، xpl).

موژه آریٹ: بافت سنگ پورفیری و کانی‌ها شامل، الف) فنوکریستال‌های: پلاژیوکلاز (از جنس لابرادوریت An_{54} و به مقدار زیاد، حدود 40% حجم سنگ)، کلینوپیروکسن (حدود 15% و غالباً بسیار درشت به طوری که طولشان به یک سانتیمتر هم می‌رسد و همچنین اکثراً دارای ماکل از نوع دوتایی، پلی‌سنتتیک، ساعت شنی و نیز منطقه‌ای)، آنالسیم که به دو صورت در سنگ دیده می‌شود، گرد و سوزنی. نوع گرد آن احتمالاً در آب جوی غیرماگمایی جانشین لوسیت شده است (کلیتون، کارلسون، ۱۹۹۱)^۱، اپاک (از نوع مگنتیت، پیریت و ایلمنوریتیل) و آمفیبول اپاسیتی شده. ب) زمینه سنگ: متشکل از شیشه، میکروولیت‌های ریز پلاژیوکلاز و سانیدین حرارت بالا (این ترکیب کانی شناسی توسط آنالیز XRD هم تأیید شده است) (شکل ۱۴).



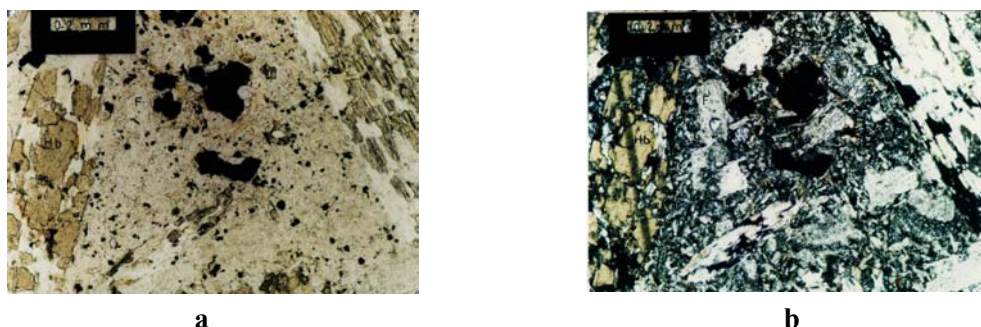
a



b

شکل ۱۴- تصویر میکروسکوپی موژه آریٹ. وجود دو نوع آنالسیم (Ana) سوزنی (داخل حفره سمت راست) و گرد در عکس نمایان است (بزرگ‌نمایی $12\times$). (a) PPL (b) XPL

^۱-Clayton, Karlson 1991



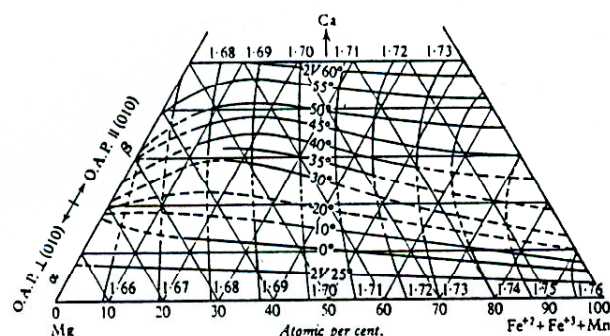
شکل ۱۵- تراکی بازالت آمفیبول دار. کانی‌های کشیده سمت راست و چپ عکس آمفیبول از نوع هورنبلند سبز (Hb) بوده و کانی‌های بین آن‌ها فلدسپات (F) و اپاک است (بزرگنمایی ۵۰x). PPL (a) XPL (b)

تراکی بازالت: اسیدی ترین سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین در این منطقه تراکی بازالت است. این سنگ‌ها غالباً فقط آمفیبول‌دار هستند ولی بعضی هم آمفیبول و هم پیروکسن دارند و بعضی نیز ظاهری توف مانند به خود گرفته‌اند. آمفیبول در این سنگ‌ها غالباً به طور کامل- یا تا حدی - اپاسیتی شده است، حداکثر زاویه خاموشی این آمفیبول‌ها $\gamma^{\wedge}z = 25^{\circ}$ زاویه محورهای نوری $\gamma = 70^{\circ}$ بوده و دارای پلئوکروئیسم سبز تا بی‌رنگ هستند. پیروکسن‌ها در صورت وجود از نوع منوکلینیک بوده و دو محوره مثبت با زاویه خاموشی ماکزیم $\gamma^{\wedge}z = 40^{\circ}$ هستند. فلدسپات آلکالن غالباً آلتره بوده و جنس آنها سانیدین یا آنورتوز می‌باشد (شکل ۱۵). بررسی پتروگرافی سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها خصوصیات را دارا هستند که با ماگمای آلکالن همخوانی دارد (این مسئله توسط خواص شیمیایی سنگ‌ها هم به اثبات رسیده است). این خصوصیات عبارتند از:

(۱) الیوین در تمام این سنگ‌ها با خمیره سنگ در حال تعادل شیمیایی کامل است و هیچ‌گونه حاشیه واکنشی در آن دیده نمی‌شود.

(۲) پیروکسن‌ها با توجه به زوایای محورهای نوری (۲۷) و زاویه خاموشی از نوع کلینوپیروکسن غنی از کلسیم هستند و پیژونیت و ارتوپیروکسن در سنگ وجود ندارد. (اندازمگیری زوایای ۲۷ کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که گرچه تعیین دقیق نوع کلینوپیروکسن‌ها از این طریق میسر نیست، ولی همگی روی دی‌اگرام پلدر وارت - هس ۱۹۵۱ محدوده‌های نزدیک به رأس Ca را اشغال می‌کند (شکل ۱۶)). بنابراین با توجه به ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و نبود پیژونیت و ارتوپیروکسن، بازالت‌های منطقه باید از نوع آلکالن باشند.

شماره نمونه	زاویه ۲۷
h ₄	$56^\circ = \gamma V_2$
I ₁₅	$60^\circ = \gamma V_2$
I ₉	$2 V\gamma = 51^\circ$
H ₆	$27^\circ = \gamma V_2$



الف

ب

شکل ۱۶ - الف) زوایای ۲۷ کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم
ب) ارتباط بین زوایای ۲۷ کلینوپیروکسن‌ها با ترکیب شیمیایی آن‌ها در دیاگرام پلدرورت - هس ۱۹۵۱ [۱۳]

۳) طبق گفته ناکامورا ۱۹۷۳ و داوتی ۱۹۷۶ (با اقتباس از دیوید شلی ۱۹۹۲) از اختصاصات اوژیت تیتان دار وجود ماکل ساعت شنی است پس کلینوپیروکسن‌های موجود در این سنگ‌ها باید از نوع اوژیت تیتان دار باشند.
۴) محاسبه نورم طبق روش CIPW (با اقتباس از ژوتو و موری ۱۹۹۸) نشان می‌دهد که الیوین و فلدسپاتونید در اکثر آن‌ها موجود است (جدول ۲). این مسئله و همچنین فقیر بودن از لحاظ سیلیس (بین ۴۴/۱۵ تا ۵۳/۷۱ درصد) نشان می‌دهد که سنگ‌ها و مخصوصاً بازالت‌های کرتاسه زیرین منطقه آبگرم غالباً از لحاظ سیلیس تحت اشباع هستند.

خواص ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه

و استفاده از آن‌ها به عنوان معرف‌های پتروژنتیک

هدف از بررسی خواص ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه تشخیص نوع سری ماگمایی و فهم ارتباط ژنتیکی بین انواع سنگ‌هاست. از آنجا که سه سری ماگمایی غالب وجود دارد (آلکان، کالکوالکان و تولییتی) و در هر کدام از این سری‌ها طیف پیوسته‌ای از انواع سنگ‌ها به چشم می‌خورد، بررسی خواص ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه آبگرم می‌تواند نوع سری ماگمایی و ارتباط ژنتیکی آن‌ها و تا حدی فرایندهای درگیر در پتروژن‌ماگمای اولیه را مشخص کند، ولی از آنجا که داده‌های ما فقط به عناصر اصلی محدود میشود اطمینان کامل‌تر هنگامی حاصل می‌شود که داده‌های ایزوتوپی و عناصر کمیاب هم مکمل آنها شود.

در این راستا با استفاده از نمودارهای تغییرات شیمیایی از نوع هارکر مشخص شد که سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم انطباق‌های نسبتاً خوبی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۱۷) بنابراین، این مسئله می‌تواند دلیل خوبی برای هم منشأ بودن سنگ‌ها باشد. با وجود این اگرچه با مشاهده پیوستگی نقاط بر روی دیاگرام‌های هارکر می‌توان به ارتباط ژنتیکی آن‌ها پی برد، ولی تشخیص ترکیب دقیق ماگمای مادر از این طریق (به

جهت اثرات حاصل از تجمع بلورین (میسر نیست). از سوی دیگر حتی توجیه چنین روندهای خطی نسبتاً خوب وقتی می‌تواند به عنوان خط سقوط مایع^۱ تلقی گردد که هموزنیه ایزوتوپی تمام اعضای سنگ‌ها ثابت شده باشد. مشاهده نشدن شواهد پتروگرافی مربوط به فرایندهای اختلاط ماگما و آرایش پوسته و همچنین پخش شدگی کم داده‌ها بر روی دیگرام‌های هارکر، این ذهنیت را که «این سنگ‌ها تحت تأثیر فرایندهای فوق به مقدار زیاد قرار نگرفته‌اند» در ما قوت بخشید، با وجود این تشخیص صحیح و اطمینان بخشی از میزان تأثیر این فرایندها هنگامی مقدور است که اطلاعات ایزوتوپی به ویژه استرانسیوم و سرب در دست باشد.

نمودار $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$: در این نمودار مجموع درصد وزنی اکسید آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در مقابل درصد وزنی سیلیس برده شده است (شکل ۱۷). همان‌گونه که مشاهده می‌شود اکسید آهن انطباق منفی‌ای را با اکسید سیلیسیوم نشان می‌دهد و همچنین شیب خط واصل بین نقاط در ترم‌های بازیک بیشتر و به سمت ترم‌های حد واسط کمتر می‌گردد، علت چنین شیب زیادی در سمت بازیک نمودار می‌تواند به واسطه تبلور و تفریق کانی‌های فرومنیزین نظیر الیوین، پیروکسن، بیوتیت و مگنتیت باشد. مقایسه شواهد پتروگرافی و داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی نشان می‌دهد که از بین کانی‌های فرومنیزین بیشترین تفریق را الیوین و کمترین تفریق را آمفیبول متحمل شده است، زیرا الیوین فقط در بازیک ترین ترم‌ها (نمونه‌های I_9 ، h_6 و H_4) و آمفیبول در همه ترم‌ها از بازیک گرفته تا حد واسط متداول است.

نمودار MgO/SiO_2 : اکسید منیزیم نیز همانند اکسید آهن انطباق منفی‌ای را با اکسید سیلیسیوم نشان می‌دهد (شکل ۱۷) روند نقاط به نحوی است که ابتدای نمودار (ترم‌های بازیک) شیب، بسیار تند است و بعد ملایم می‌شود. این با تفریق زیاد الیوین سازگاری بسیار خوبی دارد زیرا نمونه‌های I_9 ، h_6 و H_4 که الیوین دار هستند در رأس واقع شده‌اند.

نمودار CaO/SiO_2 : انطباق منفی ولی جزئی اکسید کلسیم با اکسید سیلیسیوم یا به عبارتی کاهش مقدار Ca در طول تفریق به احتمال زیاد به تفریق کمتر کلینوپیروکسن (نسبت به الیوین) مربوط می‌شود (شکل ۱۷).
نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$: میزان اکسید آلومینیوم در طول تفریق تغییر زیادی را نشان نمی‌دهد (شکل ۱۷)، این مسئله با جدا شدن زیاد الیوین، مگنتیت و تا حدی پیروکسن از پلاژیوکلاز و مایع همخوانی دارد (به عبارت دیگر ظاهراً تبلور بخشی پلاژیوکلاز در تفریق نقش چندانی نداشته است و این الیوین، مگنتیت و تا حدی پیروکسن بوده اند که سبب تفریق ماگما شده‌اند).

نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$: افزایش منظم آلکالی‌ها در طول تفریق به علت تبلور کانی‌های الیوین، مگنتیت و پیروکسن از ماگما و عدم شرکت این عناصر در این کانی‌ها و در نتیجه افزایش آن‌ها در ماگمای باقیمانده است (شکل ۱۷).

^۱-The liquid line of descent

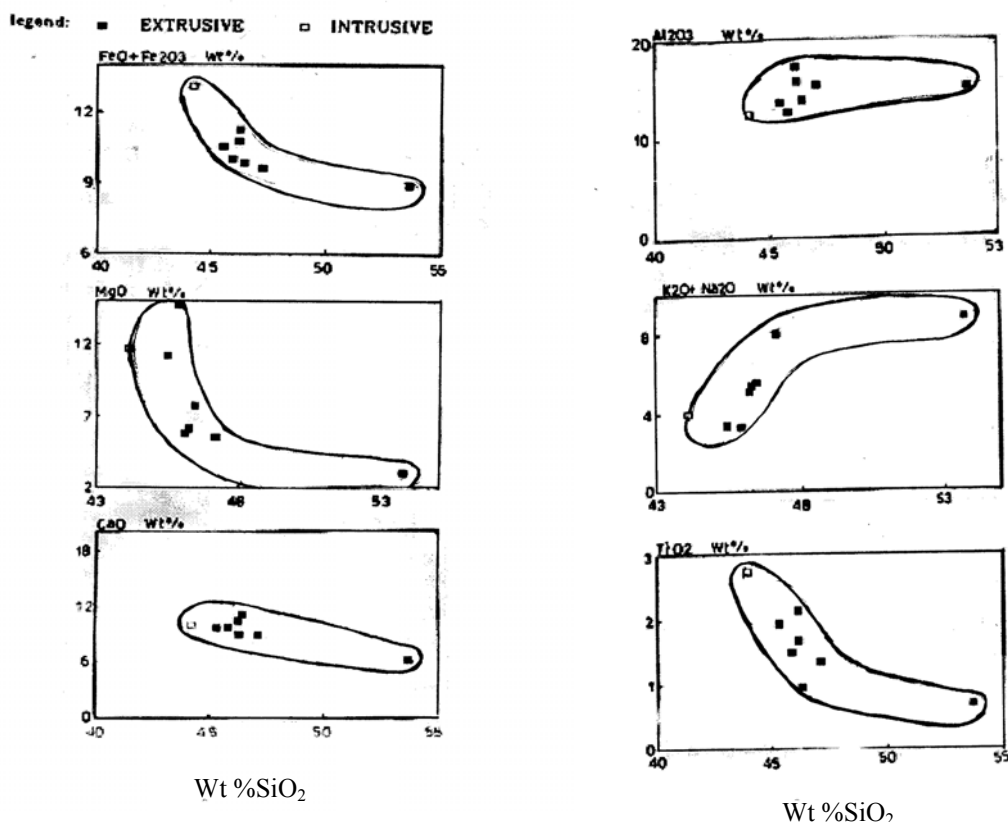
نمودار TiO_2 / SiO_2 : اکسید تیتانیوم در طول تفریق کاهش مشخصی را نشان می‌دهد (شکل ۱۷). علت این امر شرکت این عنصر در کانی‌های زیر است: اسفن، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و پیروکسن (وجود ماکل‌های ساعت شنی نیز تأیید کننده این مدعاست).

خواص ژئوشیمیایی و نوع سری ماگمایی

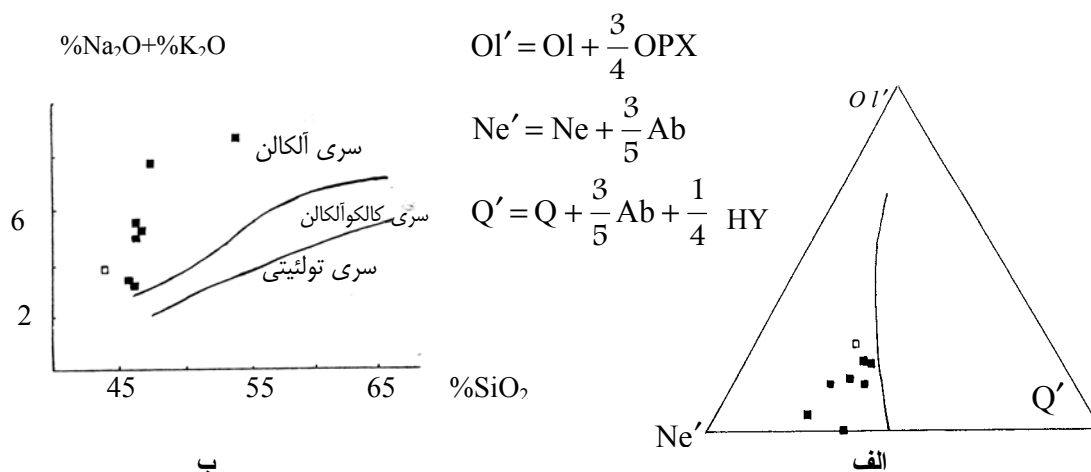
سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین بر روی نمودارهای کونو (۱۹۶۸) و نورم یودر و تایلی (۱۹۶۲) در محدوده آلکالن واقع می‌شوند (شکل ۱۸) و روی نمودار میدل موسست (۱۹۹۱) در مرز بین محدوده‌های آلکالی و ترانس آلکالی قرار می‌گیرند (شکل ۱۹).

بر روی نمودار میدل موسست (۱۹۷۵) (شکل ۲۰) سنگ‌های مزبور همگی در محدوده سدیک واقع می‌شوند پس این سنگ‌ها آلکالن سدیک هستند.

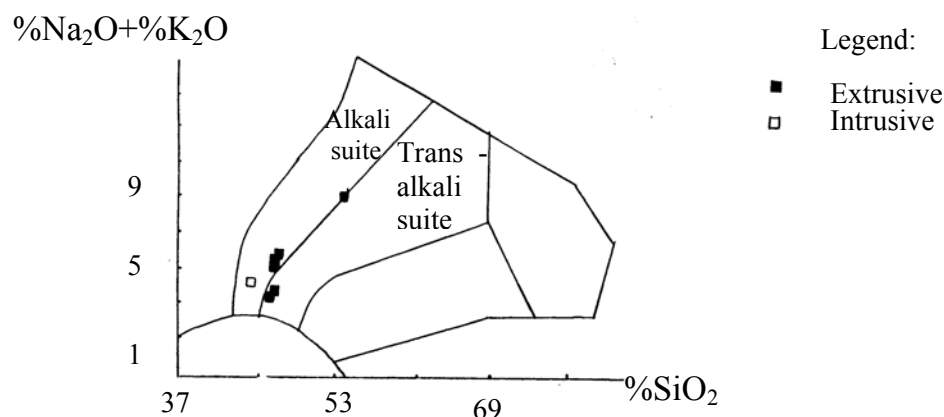
بردن داده‌های مربوط به سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین بر روی دیاگرام AFM نشان می‌دهد که این سنگ‌ها مربوط به سری تحولی نبوده و غالباً آلکالن می‌باشند (شکل ۲۱).



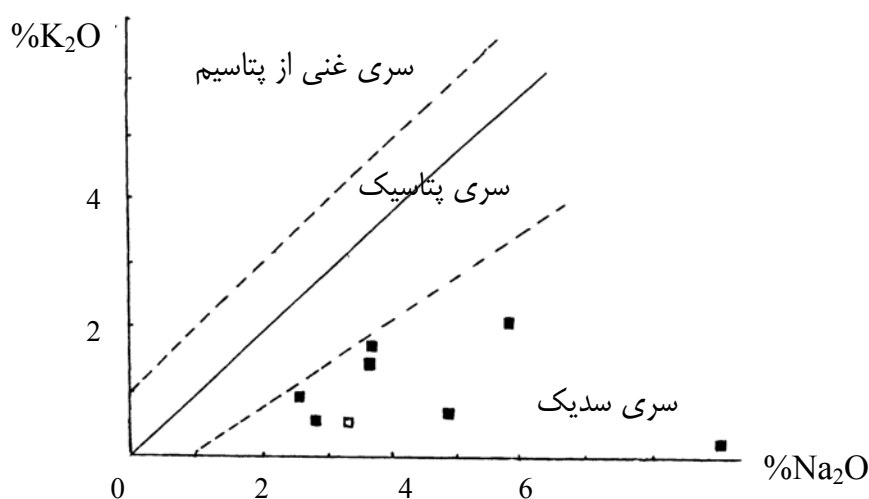
شکل ۱۷- نمودارهای تغییرات درصد وزنی اکسید عناصر اصلی در مقابل درصد وزنی سیلیس برای سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم



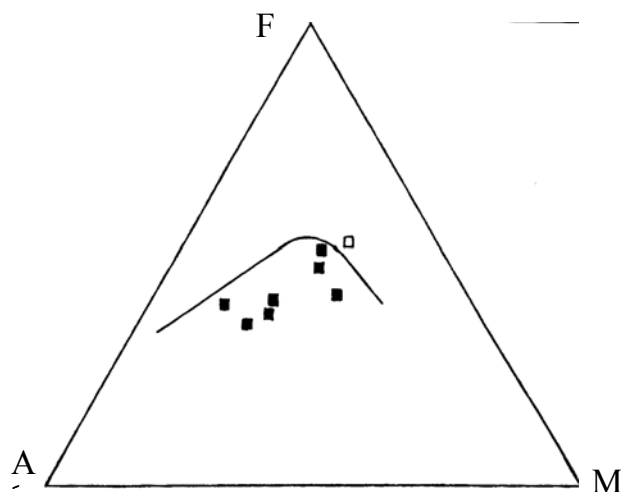
شکل ۱۸ - موقعیت سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم بر روی دیاگرام (الف) کونو (۱۹۶۸)، (ب) نورم یودرو تایی (۱۹۶۲)



شکل ۱۹ - موقعیت سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم بر روی نمودار میدل موسست ۱۹۹۱.



شکل ۲۰ - تمایز سری‌های پتاسیک و سدیک سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم با استفاده از نمودارهای میدل موسست ۱۹۷۵ (اقتباس از ویلسون ۱۹۹۷)



شکل ۲۱- موقعیت سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم روی دیاگرام AFM (ایروین و باراگر ۱۹۷۱، اقتباس از Best 2000).

پتروژنز ماگماهای بازالتی منطقه

بررسی‌های پتروژنتیک سنگ‌های آذرین شامل توصیف مناطق منشأ ماگماها، شرایط حاکم بر ذوب بخشی و میزان تعدیلات بعدی بر روی ماگماهای اولیه نشأت گرفته از مانتو در طول حمل و ذخیره در اتاق‌های ماگمایی است. در مورد تعدیلات بعدی در قسمت‌های قبلی صحبت شد و نتیجه گرفته شد که ماگمای کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم آکالن بوده و طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های بازیک گرفته تا حد واسط را غالباً از طریق تقریق بلور - مایع در اتاق‌های ماگمایی و هنگام صعود به طرف سطح به وجود آورده است.

اما یکی از منشأهای بازالت‌ها را می‌توان، ذوب بخشی مستقیم مانتوی فوقانی با ترکیب لرزولیت دانست (شکل ۲۲)، با توجه به شکل ۵ بازالت‌های کرتاسه زیرین منطقه آبگرم غالباً در محدوده آکالن قرار می‌گیرند، پس یک چنین نوع بازالت‌هایی در صورتی که حاصل ذوب مانتو باشند بایستی (طبق شکل ۲۲- ب) از ذوب بخشی یک منشأ لرزولیتی غنی شده (enriched حاوی فازهای زود ذوب مثل گارنت، اسپینل، پلاژیوکلاز و...) با نرخ کمتر از ۲۰٪ و در فشارهای ۱۰-۲۵ کیلو بار حاصل شده باشند. در این صورت بازالت‌های ما خصوصیات ماگمای اولیه را نشان خواهند داد (ویلسون ۱۹۹۷). از آنجا که بازالت‌های منطقه آبگرم خصوصیات یک ماگمای اولیه را نشان نمی‌دهند به عنوان مثال مقادیر $Mg = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$ کمتر از ۰/۶۸ داشته و نیز زینولیت‌های پریدوتیتی با منشأ مانتویی در خود ندارند، باید متحمل تحولات و تعدیلات بعدی در اعماق کمتر در اتاق ماگمایی و یا در مسیر صعود به سمت سطح زمین گردیده باشند.

منشأ بازالت‌ها را به تقریق مذاب‌های پیکریتی نیز می‌توان نسبت داد. ماگماهای پیکریتی می‌توانند با ماگمای تکامل یافته در اتاق‌های ماگمایی کم عمق پوسته مخلوط و ماگماهای بازالتی را ایجاد کنند. یک چنین بازالت‌هایی

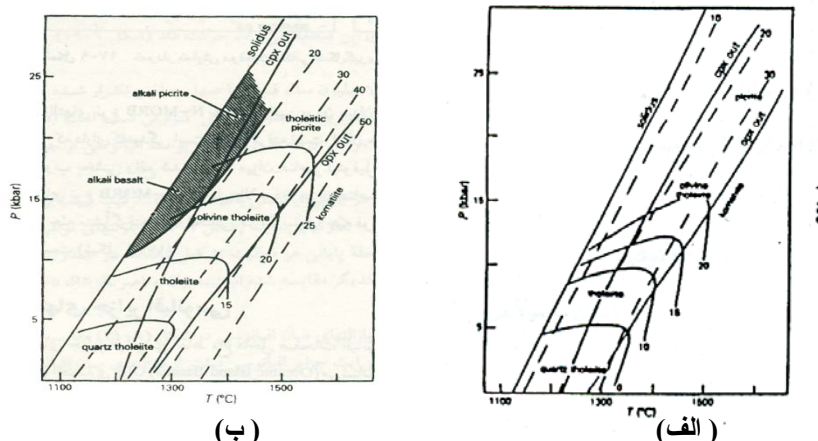
نیز خصوصیات یک ماگمای بازالتی اولیه را نشان نمی‌دهند.

ارائه الگوی تکتونوماگمایی احتمالی در مورد کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم

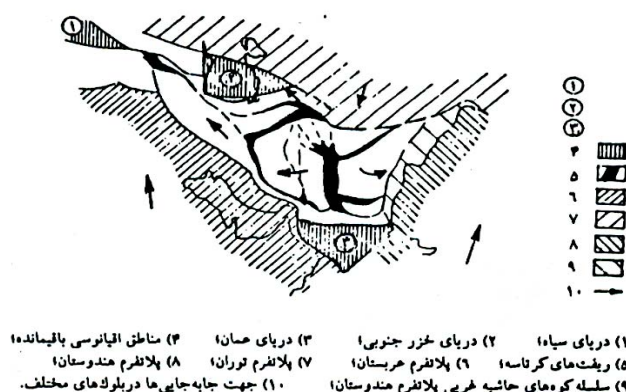
بازالت‌های آکالن و مشتقاتشان در وضعیت‌های تکتونیکی داخل پلینی مثل جزایر اقیانوسی، کوه‌های دریایی^۱ ریف‌های داخل قاره‌ای و پالئوریف‌ها و حوضه‌های پشت قوس (قاره‌ای و جزایر قوسی) دیده می‌شوند (ویلسون ۱۹۹۷، میدل موسست ۱۹۸۷، گیل ۱۹۸۱).

بنا به نظر اشتامپلی ۱۹۷۸ و درکور و همکاران ۱۹۸۴ (با اقتباس از کتاب زمین‌شناسی ایران، علی درویش‌زاده ۱۳۸۰) در ایران در اوایل کرتاسه مقدمات تشکیل ریف فراهم گردید و طی آپسین هم‌زمان با پیشروی دریا گسترش کف اقیانوس در حد بین خرده قاره های ایران شروع شده این مرحله باز شدگی و گسترش چند میلیون سال بیشتر دوام نمی آورد (شکل ۲۳).

بنابراین ماگماتیسیم کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم نیز می‌تواند حاصل از همین ریف‌ها بوده و گویای مرز بین خرده قاره‌ها در این زمان باشد (در شکل ۲۳ امتداد این ریف‌ها در جهت خطوط غیرممتد ظاهراً از منطقه بررسی شده می‌گذرد). با وجود این به سبب نبود اطلاعات کافی هم از لحاظ کیفی (داده های مربوط به عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌ها) و هم کمی (حجم اطلاعات) و هم بررسی نشدن ژئوشیمیایی سنگ‌های کرتاسه زیرین در سایر مناطق ما فعلاً در ارائه یک مدل (به جای دو مدل) برای ماگماتیسیم آکالن کرتاسه زیرین در این منطقه و مربوط دانستن آن به یک پدیده تکتونیکی مثل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و یا ماگماتیسیم حاصل از ایجاد ریف‌های قاره‌ای (به سبب تشکیل خرده قاره ها) ناتوان هستیم.



شکل ۲۲- تعیین خصوصیات مذاب‌های بخشی حاصل از یک منشأ مانتونی با ترکیب لرزولیت از طریق آزمایش و تجربه
 فرق شکل الف و ب در ترکیب لرزولیت می‌باشد. در شکل (الف) لرزولیت مانتو تهی شده (از فازهای زود ذوب) و در
 شکل (ب) غنی شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود ماگمای بازالتی آکالن فقط از لرزولیت غنی شده قابل تشکیل
 است (اقتباس از جاکس و گرین ۱۹۸۰ برگرفته از ویلسون ۱۹۹۷ و ژوتو و موری ۱۹۹۸)



شکل ۲۳- شکلی از کلیه ریف‌های کرتاسه در محدوده صفحه ایران - افغانستان
 (اشتمایی ۱۹۷۸ برگرفته از کتاب زمین‌شناسی ایران علی درویش زاده ۱۳۸۰)
 امتداد این ریف‌ها در جهت خطوط غیر ممتد ظاهراً از منطقه مورد مطالعه می‌گذرد.

نتایج

- ۱) سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین از نوع آکالن بوده و یک دامنه پیوسته از بازالت آکالن تا تراکی بازالت را (که گویای تفریق آن‌ها از یک ماگمای والد مشترک است) نشان می‌دهند.
- ۲) جدا شدن البوین، پیروکسن و مگنتیت سبب تفریق ماگمای مذکور شده است.
- ۳) تزریق نهایی ته مانده مخزن ماگمایی بدرون سنگ‌های آتشفشانی سنگ‌های ساب ولکانیک از نوع گابرو را به وجود آورده است.
- ۴) با توجه به زوایای ۲۷ کلینو پیروکسن‌ها (نوع آن‌ها باید عمدتاً از جنس اوژیت یا اعضای غنی از کلسیوم باشد)، تعادل شیمیایی کامل البوین با خمیره در سنگ و همچنین وجود البوین و فلدسپاتوئید در نورم این سنگ‌ها همه تأیید کننده تعلق این سنگ‌ها به سری آکالن است.
- ۵) از لحاظ پتروژنتیک بازالت‌های آکالن کرتاسه زیرین باید از یک مانتوی لرزولیتی غنی شده حاصل شده باشد که طی صعود و ذخیره در پوسته متحمل تحولات دیگری شده است و آن را از صورت یک ماگمای اولیه خارج کرده است.
- ۶) با توجه به وفور ریف‌های موجود بین خرده قاره‌ها در ایران در زمان کرتاسه زیرین احتمالاً ماگماتیسیم آکالن منطقه آبگرم متعلق به همین ریف‌ها یا ماگماتیسیم حاصل از فروانش پوسته اقیانوسی موجود در اقیانوس بین این خرده قاره‌ها در قسمت پشت قوس بوده است.

منابع

- ۱- آدابی، م. ح، کریم پور، م. ح، نامگذاری و طبقه بندی جامع سنگ‌های رسوبی، آذرین و دگرگونی، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد (۱۳۸۱) ۲۷۲ ص.
- ۲- بلورچی، م. ح، پژوهش زمین‌شناسی چهارگوش کبودر آهنگ مقیاس ۲۵۰۰۰۰ : ۱ و نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کبودر آهنگ شماره D5 (۱۳۵۸).
- ۳- درویش زاده، ع.، زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیر کبیر (۱۳۸۰) ۹۰۱ ص
- ۴- درویش‌زاده، ع.، زمین‌شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی مؤلفان تیری ژوتو و رنه موری ۱۹۹۸، دانشگاه تهران (۱۳۸۱) ۵۶۹ ص.
- ۵- درویش زاده، ع و آسیابان‌ها، ع.، ترجمه ماگماها و سنگ‌های ماگمایی مبانی پترولوژی آذرین، مؤلف اریک. ا.ک. میدل ماست، دانشگاه تهران (۱۳۷۰) ۵۱۵ ص.
- ۶- زارعی سهامیه، ر.، پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی شمال ابهر و ارتباط ولکانیسم منطقه با کانی‌سازی‌های انجام شده، پایان نامه فوق لیسانس دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۰).
- ۷- سپاهی گرو، ع. ا.، رده بندی و نامگذاری سنگ‌های (آذرین، دگرگونی و رسوبی) انتشارات نور علم (۱۳۷۹) ۱۷۵ ص.
- ۸- معین وزیری، ح، دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۵) ۴۴۰ ص.
- ۹- معین وزیری، ح، احمدی، ع.، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۸۰).
- ۱۰- ولی زاده، م. و، پترولوژی تجربی و تکتونیک کلی (کلیات) جلد اول (۱۳۷۱)، انتشارات دانشگاه تهران
11. M.G Best and H.Eric, Christiansen, *Igneous and metamorphic Petrology*, Blackwell Science(2000).
12. J.D.Cox, Bell and R.G. Pankhurst , *The Interpretation of Igneous Rocks*, London , Allen and Unwin(1979).
13. W.A. Deer, R.A. Howie, and J. Zussman, *An Introduction to the Rock Forming Minerals*, 17th Imp, Longman Scientific and Tech (1991).
14. A.Hall, *Igneous Petrology*, Longman Scientific and Tech., UK(1996).
15. M.J. LeBas, R.LeMaitre, A. Streckiesen, and B. Zanettin, "A chemical classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali–Silica diagram", *Journal of petrology*27(1986) 745–50.

16. E.A.K Middlemost, "A Contribution to the Nomenclature and Classification of Volcanic Rocks", *Geol. Mag.* 117 (1980) 51 – 7.
- 17.D.Shelly, *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*, Chapman and Hall(1991)445.
18. M.Wilson, *Igneous petrogenesis*, Unwin Hyman (1997) 466.