ماگما تیسم 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 زمین شناسی کبودرآهنگ به حساب می‌آید. سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین در این منطقه شامل بازالت اسپیلیتی، آلکالی الیوین بازالت، بازالت، موژه آریت و تراکی بازالت است که به صورت گدازه و توف دیده می‌شوند و نفوذی‌های داخل آن‌ها بیشتر شامل میکروگابرو، پیروکسن هورنبلند گابرو وملاگابرو است. سنگ‌های آذرین مذکورجزء 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 تفریق ماگمای مادر و باعث ایجاد ترم‌های مختلف از آن گردیده است. با توجه به وفور ریفت‌های قاره‌ای در مرزبین 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 فرورانش پوسته 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 درمحدوده بین طول‌های جغرافیایی ′۵۵ و°۴۸تا ′۳۵ و°۴۹شرقی وعرض‌های ′۴۰و°۳۵تا °۳۶ شمالی واقع است (شکل۱) و جزء چهارگوش زمین‌شناسی کبودرآهنگ است. از لحاظ ژئومورفولوژی در چهارگوش کبودرآهنگ یک سری رشته کوه‌های موازی با روند شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق وجود دارد که به وسیله فرورفتگی‌هایی ازهم جدا می‌شوند ،شمال‌شرقی‌ترین این رشته کوه‌ها رشته کوه آبگرم است که در حقیقت ادامه جنوب‌شرقی کوه‌های سلطانیه است.

ناحیه کبودرآهنگ هم از لحاظ چینه‌شناسی وهم ساختمانی به دو منطقه مجزا قابل تقسیم است: الف) منطقه آبگرم درشمال‌شرق، ب) منطقه رزن درجنوب.

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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

حدود این منطقه‌ها با گسل آوج که روندی شمال‌غرب ـ جنوب‌شرق 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 درحقیقت بخشی از سازند لار است

ب) کرتاسه زیرین، که گسترش آن ازسنگ‌های آذرین ژوراسیک بسیار بیشتربوده 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 می رود.

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 خصوصیاتی مثل زاویه خاموشی و تعیین زاویه محورهای نوری توسط میز فدروف)، شناسایی بافت سنگ و تشخیص اسم آنها و همچنین جدا سازی سالم‌ترین نمونه‌ها برای آنالیز شیمیایی به روش مرطوب ونیز تجزیه XRD توسط شرکت تحقیقاتی کان‌پژوه

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

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(جدول۱) 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(جدول۳) سپس با محاسبه قطب‌هایQ،A،P مشخص گردید که همه نمونه‌ها روی قطبP واقع می‌شوند

۱-Point counter

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

بنابراین طبق توصیه‌های IUGS سنگ‌های گابرویی باید براساس محتوای پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین 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(۱۹۸٦) به نقل از لومتر(۱۹۸۹)(شکل۳)، کاکس و همکاران (۱۹۷۹) با اقتباس از ویلسون(۱۹۹۷)(شکل٤) است. تقسیم بندی بازالت‌های منطقه نیز با نمودار میدل موست (۱۹۷٥) صورت پذیرفت (شکل ٥)، طبق این نمودار تمام بازالت‌های منطقه از نوع آلکالن هستند (غیراز دو نمونه I_6 و H_4 که بازالت تحولی[1] هستند زیرا که در یکی از نمودارها در محدوده آلکالی و در نمودار دیگر در محدوده ساب آلکالی قرار می‌گیرند).

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

درصدوزنی اکسیدها / شماره نمونه	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	TiO_2	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	L.O.I	P_2O	MnO	Sum
H_4	۴۵/۹۵	۱۲/۵۶	۳/۰۸	۶/۸۲	۱/٤۱	۹/۲۸	۱۴/۵۶	۲/۷۹	۰/۵۵	۱/٥۱	۰/۳۱	۰/۱٦	۹۹/۱۷
H_6	۴۶/۲	۱۵/۳۸	۶/۱۵	۴/۵۶	۱/۴۵	۱۰/۳۸	۵/۹۶	۳/۶۴	۱/۶۱	۳/۲۹	۰/۵۷	۰/۲۲	۹۹/۵۱
H_7	۵۳/۷۱	۱۴/۸۸	۸/۰۸	۰/۸۳	۰/۴۷	۶/۰۷	۲/۷۴	۸/۵۱	۰/۳	۳/۸۹	۰/۳۵	۰/۰۹	۹۹/۹۱
I_5	۴۷/۱۸	۱۵/۲۲	۶/۰۹	۳/۵۹	۱/۲۹	۸/۶۲	۵/۲۱	۵/۸۵	۲/۰۴	۳/۸	۰/۶۴	۰/۱۹	۹۹/۷۲
I_6	۴۶/۴۷	۱۳/۲۴	۵/۴۶	۴/۴۱	۰/۹۱	۱۰/۷۷	۷/۴۵	۴/۷۷	۰/۸۲	۴/۰۸	۰/۵۳	۰/۱۹	۹۹/۵
I_9	۴۵/۴۶	۱۳/۵۴	۳/۰۶	۷/۴۶	۱/۸۷	۹/۶۸	۱۱/۱۳	۲/۵۵	۰/۸۴	۲/۶۳	۰/۷۶	۰/۱۷	۹۹/۱۵
I_{12}	۵۲/۰۱	۱۶/۹۲	۴/۱۹	۶/۰۹	۰/۷۵	۶/۴	۴/۷۲	۳/۸۳	۳/۸۴	۲/۳۸	۰/۳۹	۰/۱۵	۹۹/۶۷
I_{15}^*	۴۴/۸۹	۱۵/۸۷	۶/۳۸	۵/۵۴	۰/۹۶	۱۲/۳۴	۶/۳۷	۱/۸۶	۱/۵۲	۲/۶۳	۰/۱۶	۰/۱۷	۹۹/۳۹
b_3	۴۶/۲	۱۷/۱۴	۶/۱۹	۵/۰۷	۲/۰۹	۸/۸۲	۵/۷۳	۳/۵۹	۱/۳۸	۲/۶۴	۰/۳۹	۰/۱۸	۹۹/۵۶
I_{18}	۵۳/۴۱	۱۶/۵۲	۴/۵۲	۲/۸۴	۰/۷۱	۴/۷۲	۴/۲	۴/۴۴	۴/۴۶	۳/۷۴	۰/۳۳	۰/۱۲	۱۰۰/۰۲
b_6^*	۴۴/۱۵	۱۲/۴۷	۶/۳۵	۶/۴۹	۲/۷	۱۰/۰۶	۱۱/۶۵	۳/۳۳	۰/۵۴	۰/۷۱	۰/۶۴	۰/۱۶	۹۹/۵
h_4^*	۴۵/۱۵	۱۲/۴۴	۲/۶۲	۷/۱۵	۱/۱۲	۱۸/۲۹	۸/۱۵	۰/۹۵	۱/۶۳	۲/۰۷	۰/۲۷	۰/۱۸	۱۰۰/۰۲

[1]-transitional basalt

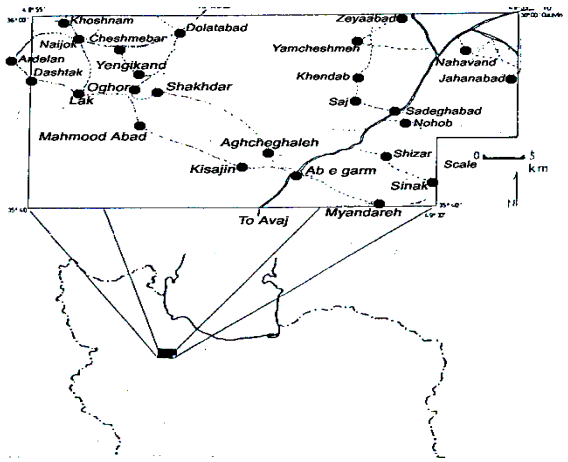
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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

کانیهای نورم / شماره نمونه	Or	Ab	An	Le	Ne	Di	Hyp	Ol	Mt	Ilm	Ap	%An
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}^*	۸/۹۸	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

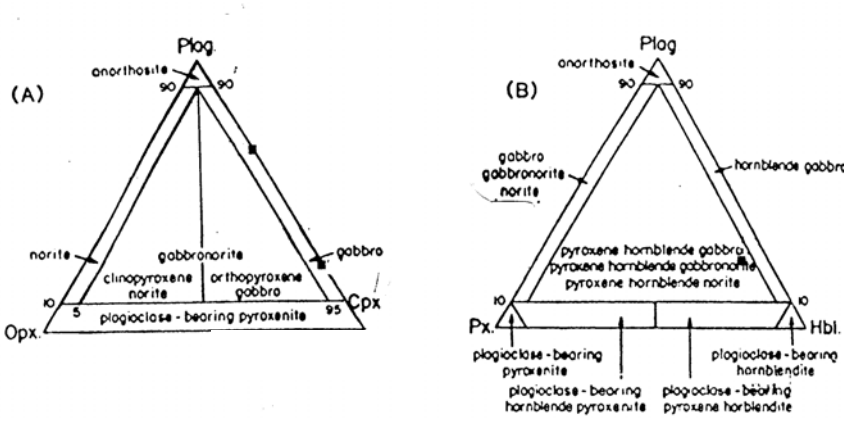
جدول ۳- مقدار درصد حجمی کانی‌ها با استفاده از دستگاه شمارنده نقاط

کانیها / شماره نمونه	Plag	Cpx	Ol	Hb	Biot	Op	Chl	Ap	درصد آنورتیت در پلاژیوکلاز
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	-	-	؟
I_9	۴۳/۲۵	۲۸/۶۳	۱۲/۴۵	-	-	۴/۷۲	۱۰/۹۵	-	۶۰



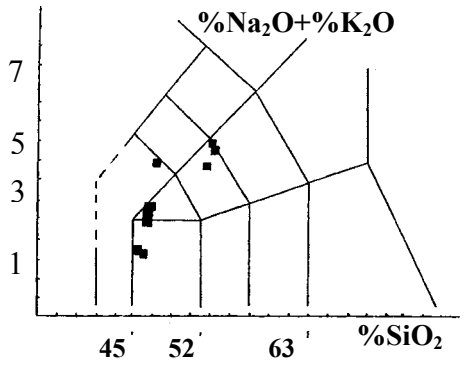
شکل ۱) موقعیت منطقه بررسی شده در نقشه ایران و راه‌های ارتباطی

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]



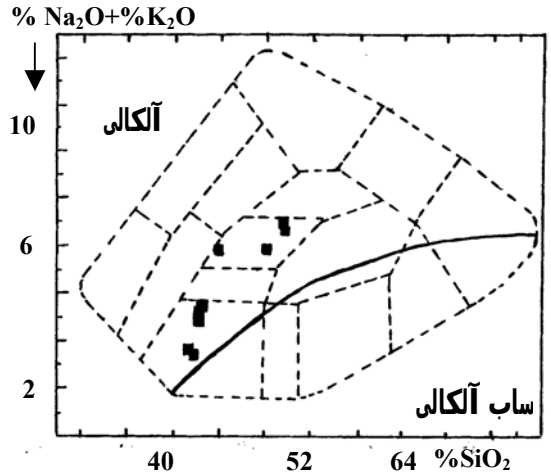
شکل ۲- طبقه‌بندی سنگ‌های پلوتونیک منطقه طبق پیشنهادات IUGS با اقتباس از Le Maitre 1989.تمام نمونه‌ها روی مثلث دوگانه QAPF روی قطب P واقع می‌شوند (یعنی همگی گابرو هستند) به همین سبب برای تقسیم‌بندی آن‌ها از نمودارهای مربوط به تقسیم‌بندی گابروها استفاده شد

	$\geq K_2O$ Na_2O-2	$\leq K_2O$ Na_2O-2
Trachybasalt	Hawaiite	Potassic trchybasalt
Basaltic trchyandesite	Mugearite	Shoshonite
Trchyandesite	Benmoreite	Latite



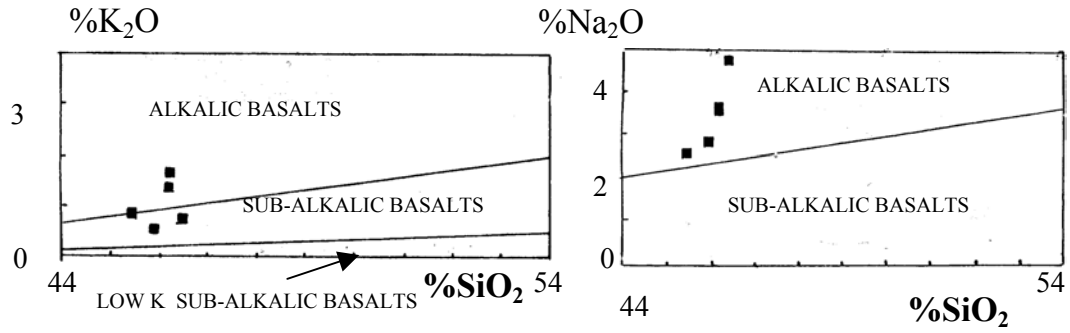
(ب) **(الف)**

شکل ۳- الف) دیاگرام TAS برای طبقه‌بندی سنگ‌های ولکانیک (طبق توصیه‌های IUGS به نقل از لومتر ۱۹۸۹ براساس لوباس و دیگران ۱۹۸۶ب) زیرتقسیمات بعدی تراکی بازالت وتراکی آندزیت (لومتر ۱۹۸۹ با اقتباس ازشلی ۱۹۹۱)



شکل ٤) نامگذاری سنگ‌های آذرین عادی(غیرپتاسیک) (کاکس و همکاران ۱۹۷۹ با اقتباس از ویلسون ۱۹۹۷) و موقعیت سنگ‌های ولکانیک کرتاسه زیرین منطقه آبگرم

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

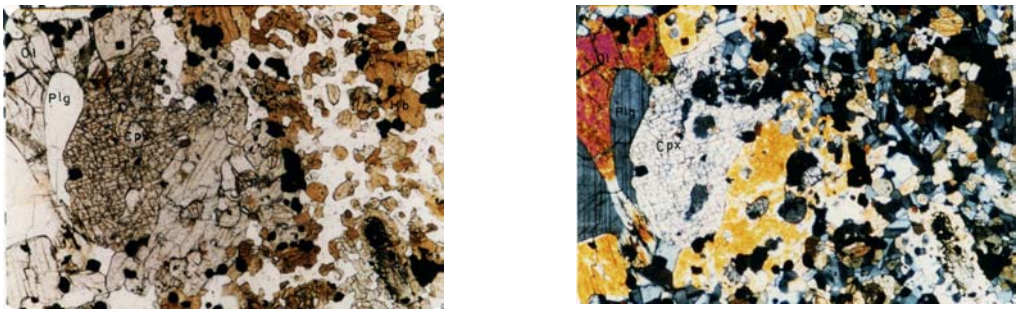


شکل ۵- طبقه‌بندی بازالت‌های آلکالیک و ساب آلکالیک (نقل از میدل موست ۱۹۷۵، اقتباس از ویلسون ۱۹۹۷)

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 ۲۴° و رنگ اینترفرانس حداکثر سبز نظام دوم)، پلاژیوکلاز (با زاویه خاموشی ماکزیمم ۲۹° با ترکیب لابرادور An_{52})، کلینوپیروکسن (حداکثر زاویه خاموشی $n\gamma \wedge z = ۳۰^{\circ}$ 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] (شکل٦«a و b»).



(a) **(b)**

شکل ٦) پیروکسن هورنبلند میکروگابرو . حاوی هورنبلند قهوه‌ای (Hb) ،پلاژیوکلاز (Plg) ، کلینوپیروکسن (Cpx)، الیوین (Ol) و اپاک (بزرگنمایی ۲۵x) PPL (a XPL (b

۱-anhedral granular

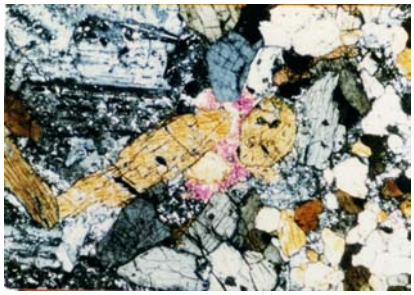
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

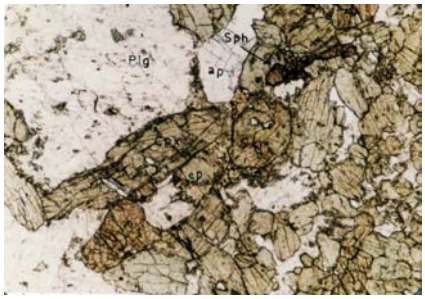
میکروملا گابرو: کانی‌ها شامل کلینوپیروکسن (با زاویه خاموشی ماکزیمم $n\gamma \wedge z = 40^\circ$، دو محوره منفی و $2V\gamma = 56^\circ$ و از لحاظ حجمی زیاد به طوری که حدود۷۳ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و غالباً سالم هستند) پلاژیوکلاز(که به مقدار زیاد سریسیتی شده و در حقیقت پرکننده فضای بین پیروکسن‌ها هستند 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-c) و دایک‌ها را نیز رگه‌های اپیدوتی قطع کرده‌اند (تأثیر فازهای تأخیری هیدروترمال).



a



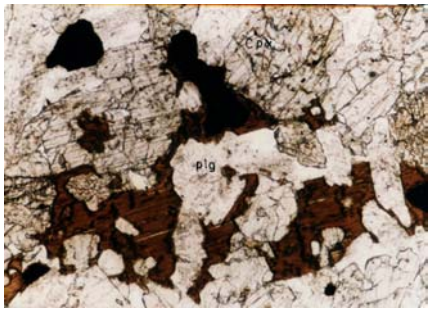


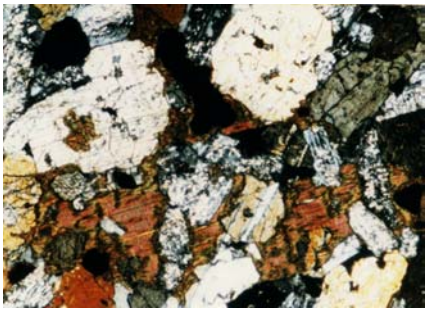
c **b**

شکل ۷-a- 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 $n\gamma \wedge z = 40^\circ$، 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).

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]





a **b**

شکل۸- محاصره پلاژیوکلاز ،کلینوپیروکسن و اپاک به وسیله بیوتیت درگابرو (بزرگ‌نمایی ۲۵x) a) ppl b) xpl

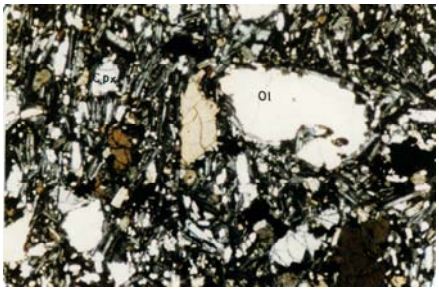
سنگ‌های خروجی که از لحاظ حجمی نسبت به انواع ساب ولکانیک بیشترهستند، غالباً گدازه و گاهی نیز به صورت آذرآواری‌اند. ترم‌های مختلف به شرح ذیل است:

بازالتهای اسپیلیتی: بخشی از گدازه‌های این منطقه را بازالت‌های اسپیلیتی حفره‌دار تشکیل می‌دهند. حفره‌ها با کلسیت پرشده‌اند. پلاژیوکلازها در سنگ آلبیتی شده و زمینه سنگ را غالباً اکسیدآهن تشکیل می‌دهد (شکل۹).



شکل۹ - بازالت‌های اسپیلیتی حاوی آلبیت (Ab) با زمینه متشکل از اکسید آهن (سیاهرنگ) و حفره‌های پرشده از کلسیت (cc) (بزرگ‌نمایی x ۲۵)

آلکالی الیوین بازالت: کانی‌ها شامل الیوین(به صورت فنوکریستال وغالباً دارای خلیج خوردگی[۱]، دو محوره منفی و $2V\gamma = ۹۲^{\circ}$ با ترکیب کریزولیت Fo_{85})، کلینوپیروکسن(به صورت میکروکریستال)، پلاژیوکلاز (به صورت توفال Lath و با زاویه خاموشی ۳۶° با ترکیب لابرادوریت An_{64}) و کانی‌های اپاک. بافت سنگ پورفیری میکرولیتی و تراکیتی از نوع پیلوتاکسیتیک(شکل ۱۰).



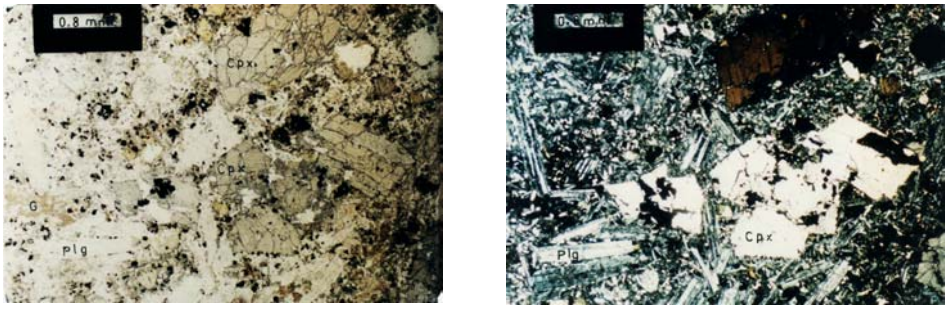
شکل ۱۰- آلکالی الیوین بازالت با فنوکریستال‌های الیوین و اپاک در زمینه میکروکریستال‌های کلینوپیروکسن پلاژیوکلاز و کانی‌های اپاک (xpl ، بزرگ‌نمایی x ۲۵)

۱-Corrosion Gulf

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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:

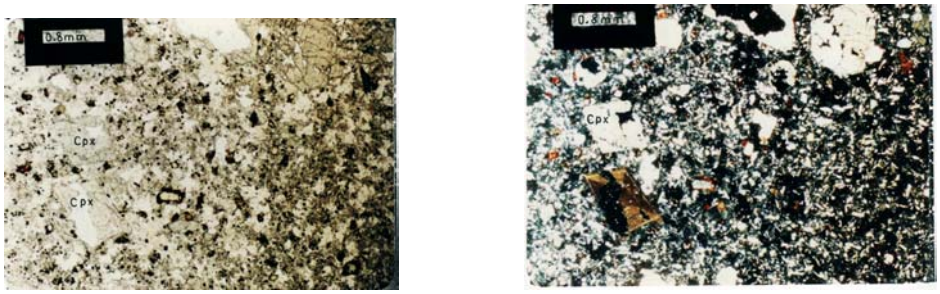
نمونه H_6: این نمونه ازشمال‌غرب برداشته شد، ازلحاظ میکروسکوپی الیوین‌ها مقدارشان کم(حدود۳ تا ۵%) و تماماً کلریتیزه‌اند. کلینوپیروکسن‌ها همه سالم، به صورت فنوکریستال، اتومورف، غالباً دارای ماکل (ساعت شنی وپلی‌سنتتیک) و زاویه محورهای نوری آن‌ها $2V\gamma = 27^\circ$است. علاوه بر آن، پلاژیوکلاز به صورت فنوکریستال هم وجود دارد که مقدارش تا ۴۵% هم می‌رسد و با توجه به زاویه خاموشی حدود ۳۲° ترکیب آن‌ها لابرادوریت(An_{57}) است. بافت سنگ پورفیری و گاهی اینترسرتال تا اینترگرانولاراست(شکل۱۱).



a **b**

شکل۱۱- بازالت حاوی کلینوپیروکسن های اتومورف با ماکل ساعت شنی (بالا سمت راست) (Cpx) ، پلاژیوکلاز (Plg)، اپاک، کلریت (Cl) و شیشه (G) (سمت چپ و پایین) (۲۵x). a) ppl b) xpl

نمونهI_6: در شمال دهکده نایجوک بازالت‌هایی وجود دارند که حدود ۵۵-۵۰ درصد از حجم آنها را کلینوپیروکسن تشکیل می‌دهد، حداکثر زاویه خاموشی کلینوپیروکسن‌ها$n\gamma \wedge z = 37^\circ$ بوده و$2V\gamma = 56^\circ$ دارند، زمینه سنگ شیشه بوده و در داخل آن مقادیر جزیی از میکرولیت پلاژیوکلاز وجود دارد. علاوه براین، پزدومورف‌هایی از کانی‌هایی که تماماً توسط اکسیدآهن وکلریت جانشین شده‌اند نیز در سنگ وجود دارد. بافت سنگ سری‌ایت[1] است(شکل۱۲).



a **b**

شکل۱۲- بازالت غنی از کلینوپیروکسن (Cpx) ، (بزرگ‌نمایی ۱۲x) a) ppl b) xpl

۱-Seriate

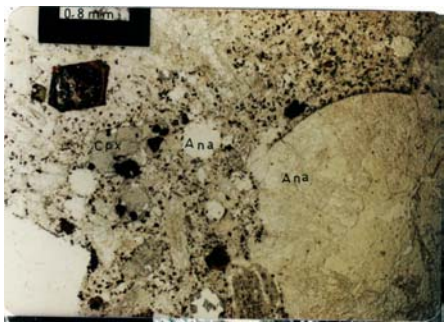
[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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 ° ۳۳ دارند و جنس آن‌ها لابرادوریت (An_{59}) است. بافت سنگ پیلوتاکسیتی است (شکل۱۳).

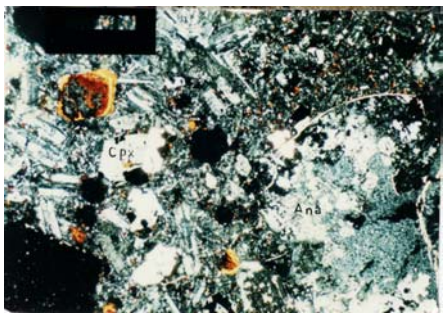


شکل۱۳- بازالت تا حدی دگرسان شده با بافت پیلوتاکسیتی (بزرگ‌نمایی x۲۵، xpl).

موژه آریت: بافت سنگ پورفیری و کانی‌ها شامل، الف) فنوکریستال‌های: پلاژیوکلاز(از جنس لابرادوریت An_{54} و به مقدار زیاد، حدود ٤٠% حجم سنگ)، کلینوپیروکسن (حدود۱۵% 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 جوّی غیرماگمایی جانشین لوسیت شده است(کلیتون، کارلسون،۱۹۹۱)[۱]، اپاک(از نوع مگنتیت، پیریت و ایلمنوروتیل) و آمفیبول اپاسیتی شده . ب) زمینه سنگ: متشکل از شیشه، میکرولیت‌های ریزپلاژیوکلاز و سانیدین حرارت بالا (این ترکیب کانی شناسی توسط آنالیز XRD هم تأیید شده است) (شکل١٤).



a

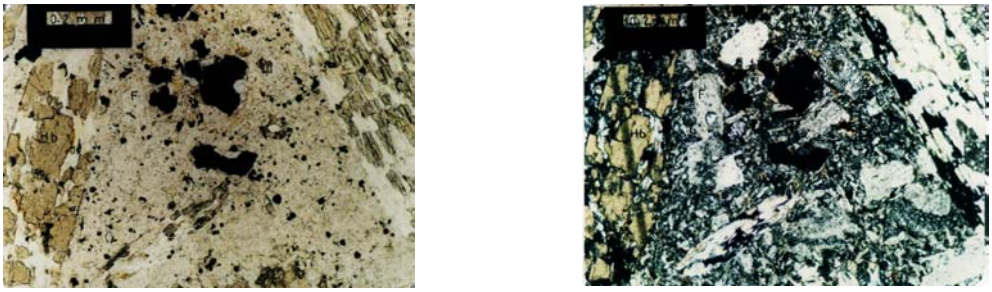


b

شکل١٤- تصویر میکروسکوپی موژه آریت. وجود دو نوع آنالسیم (A na) سوزنی (داخل حفره سمت راست) و گرد در عکس نمایان است (بزرگ‌نمایی x ۱۲). a) PPL b) XPL

۱-Clayton, Karlson 1991

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]



a b

شکل۱۵- 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). a) PPL b) XPL

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 دراین سنگ‌ها غالباً به طور کامل- یا تا حدی - اپاسیتی شده است،حداکثر زاویه خاموشی این آمفیبول‌ها $n\gamma \wedge z = ۲۵^{\circ}$ زاویه محورهای نوری $۲V\gamma = ۷۰^{\circ}$ بوده و دارای پلئوکروئیسم سبز تا بی‌رنگ هستند. پیروکسن‌ها در صورت وجود از نوع منوکلینیک بوده و دو محوره مثبت با زاویه خاموشی ماکزیمم $n\gamma \wedge z = ۴۰^{\circ}$ هستند. فلدسپات آلکالن غالباً آلتره بوده وجنس آنها سانیدین یا آنورتوز می‌باشد(شکل۱۵).

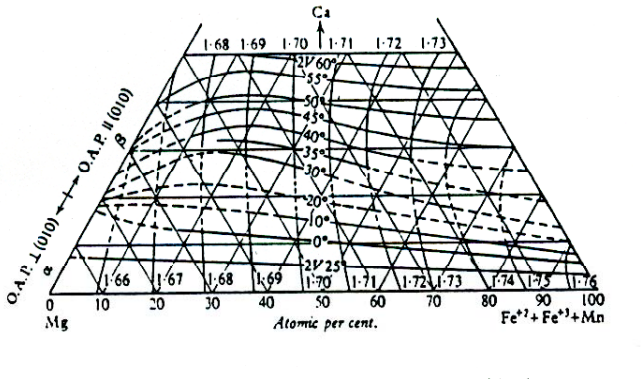
بررسی پتروگرافی سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها خصوصیاتی را دارا هستند که با ماگمای آلکالن همخوانی دارد (این مسئله توسط خواص شیمیایی سنگ‌ها هم به اثبات رسیده است). این خصوصیات عبارتند از:

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 (۲V) و زاویه خاموشی از نوع کلینوپیروکسن غنی از کلسیوم هستند و پیژونیت وارتوپیروکسن در سنگ وجود ندارد.(اندازمگیری زوایای ۲V کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که گرچه تعیین دقیق نوع کلینوپیروکسن‌هااز این طریق میسر نیست، ولی همگی روی دیاگرام پلدروارت –هس۱۹۵۱محدوده‌های نزدیک به رأس Ca را اشغال می‌کند(شکل۱۶). بنابراین با توجه به ترکیب کلینوپیروکسن‌ها و نبود پیژونیت و ارتوپیروکسن، بازالت‌های منطقه باید از نوع آلکالن باشند.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

زاویه ۲V	شماره نمونه
۲V$_\gamma$ ≒ ۵۶°	h_4
۲V$_\gamma$ = ۶۰°	I_{15}
۲V$_\gamma$ = ۵۱°	I_9
۲V$_\gamma$ ≒ ۲۷°	H_6



الف ب

شکل ۱۶ ـ الف) زوایای ۲V کلینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم
ب) ارتباط بین زوایای۲V کلینوپیروکسن‌ها با ترکیب شیمیایی آن‌ها در دیاگرام پلدروارت – هس۱۹۵۱[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 تیتان‌دار باشند.

٤) محاسبه نورم طبق روش CIPW (با اقتباس از ژوتو و موری ۱۹۹۸) نشان می‌دهد که الیوین و فلدسپاتوئید دراکثر آن‌ها موجود است(جدول۲). این مسئله و همچنین فقیر بودن از لحاظ سیلیس (بین ٤٤/۱۵ 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(آلکالن، کالکوآلکالن و تولئیتی) و در هرکدام 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 فرآیندهای درگیر در پتروژنزماگمای اولیه را مشخص کند، ولی از آنجا که داده‌های ما فقط به عناصر اصلی محدود میشود اطمینان کامل‌ترهنگامی 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(شکل۱۷) 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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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[1] تلقی گردد که هموژنیته ایزوتوپی تمام اعضای سنگ‌ها ثابت شده باشد.

مشاهده نشدن شواهد پتروگرافی مربوط به فرآیندهای اختلاط ماگما و آلایش پوسته و همچنین پخش شدگی کم داده‌ها بر روی دیاگرام‌های هارکر، این ذهنیت را که « این سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیندهای فوق به مقدار زیاد قرار نگرفته‌اند» در ما قوت بخشید، با وجود این تشخیص صحیح و اطمینان بخشی از میزان تأثیر این فرآیندها هنگامی مقدور است که اطلاعات ایزوتوپی به ویژه استرانسیوم و سرب در دست باشد .

نمودار $FeO+Fe_2O_3/SiO_2$: در این نمودار مجموع درصد وزنی اکسیدآهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی در مقابل درصد وزنی سیلیس برده شده است (شکل۱۷). همان‌گونه که مشاهده می‌شود اکسیدآهن 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(شکل۱۷) 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 کلسیوم با اکسید سیلیسیوم یا به عبارتی کاهش مقدار Ca در طول تفریق به احتمال زیاد به تفریق کمتر کلینوپیروکسن (نسبت به الیوین) مربوط می‌شود (شکل۱۷).

نمودار Al_2O_3/SiO_2 : میزان اکسید آلومینیوم در طول تفریق تغییر زیادی را نشان نمی‌دهد (شکل۱۷)، این مسئله با جدا شدن زیاد الیوین، مگنتیت و تا حدی پیروکسن از پلاژیوکلاز و مایع همخوانی دارد (به عبارت دیگر ظاهراً تبلور بخشی پلاژیوکلازدر تفریق نقش چندانی نداشته است و این الیوین، مگنتیت و تا حدی پیروکسن بوده اند که سبب تفریق ماگما شده‌اند).

نمودارNa_2O+K_2O/SiO_2: افزایش منظم آلکالی‌ها در طول تفریق به علت تبلور کانی‌های الیوین، مگنتیت و پیروکسن از ماگما وعدم شرکت این عناصر دراین کانی‌ها و در نتیجه افزایش آن‌ها در ماگمای باقیمانده است (شکل۱۷).

۱-The liquid line of descent

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

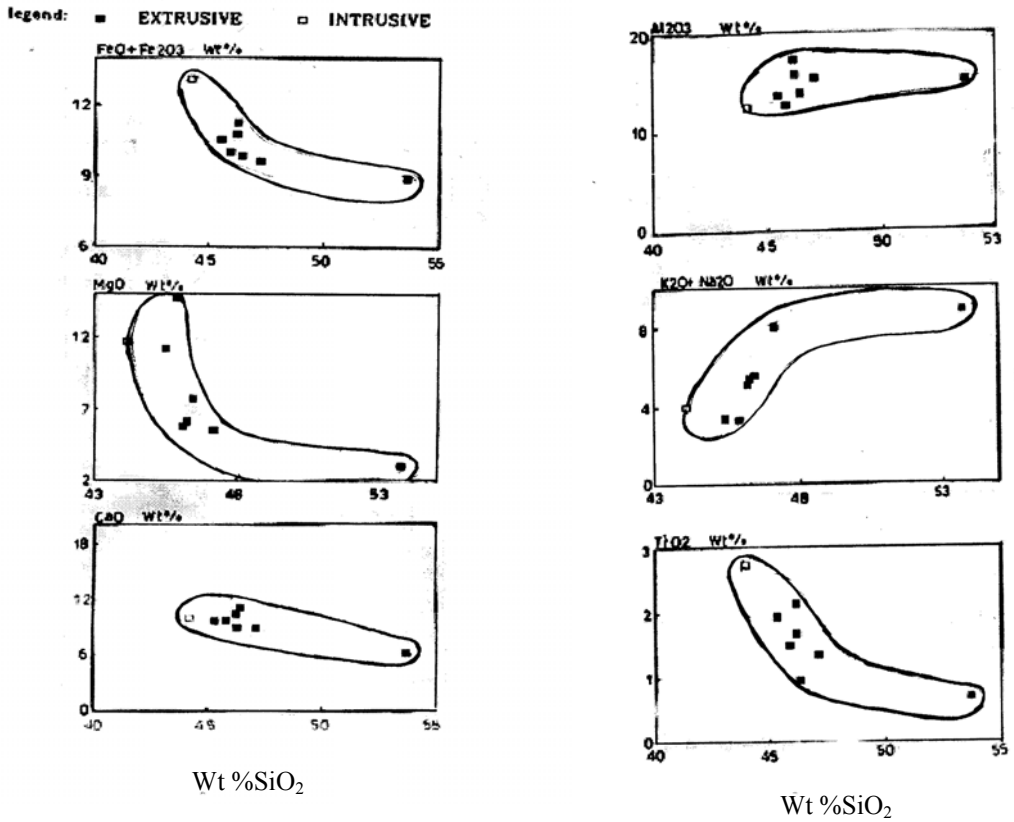
نمودار TiO_2 / SiO_2 : اکسید تیتانیوم در طول تفریق کاهش مشخصی را نشان می‌دهد (شکل ۱۷). علت این امر شرکت این عنصر در کانی‌های زیر است: اسفن،ایلمنیت،تیتانومگنتیت و پیروکسن (وجود ماکل‌های ساعت شنی نیز تأیید کننده این مدعاست).

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 (شکل۱۸) و روی نمودار میدل موست (۱۹۹۱) در مرز بین محدوده‌های آلکالی و ترانس آلکالی قرار می‌گیرند (شکل۱۹).

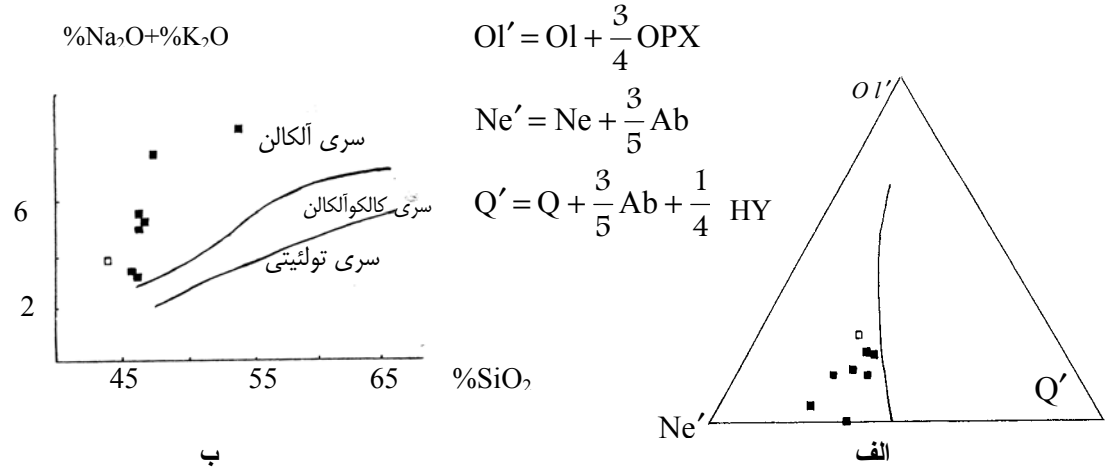
بر روی نمودارمیدل موست (۱۹۷۵)(شکل۲۰) سنگ‌های مزبور همگی در محدوده سدیک واقع می‌شوند پس این سنگ‌ها آلکالن سدیک هستند.

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).



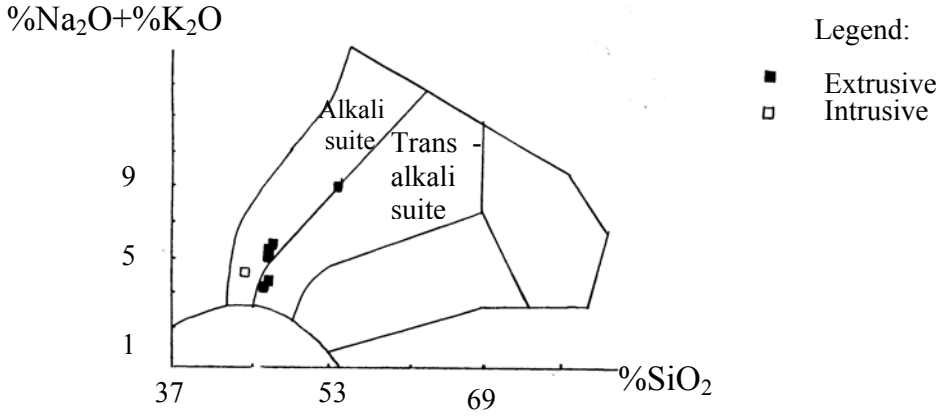
شکل ۱۷- نمودارهای تغییرات درصد وزنی اکسید عناصر اصلی در مقابل درصد وزنی سیلیس برای سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

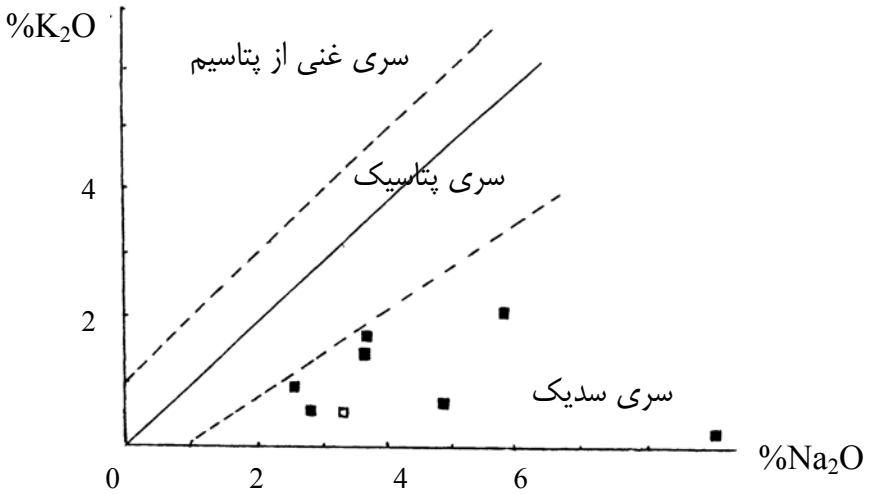


ب الف

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

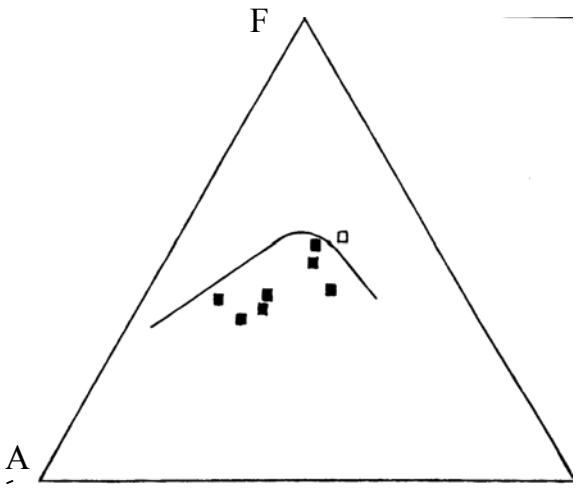


شکل ۱۹ـ موقعیت سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم بر روی نمودار میدل موست ۱۹۹۱.



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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]



شکل ۲۱ـ موقعیت سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین منطقه آبگرم روی دیاگرام AFM (ایروین و باراگار 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 دراتاق‌های ماگمایی است. در مورد تعدیلات بعدی در قسمت‌های قبلی صحبت شد و نتیجه گرفته شد که ماگمای کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم آلکالن بوده و طیف پیوسته‌ای از سنگ‌های بازیک گرفته تا حد واسط را غالباً از طریق تفریق بلور ـ 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 آلکالن قرار می‌گیرند، پس یک چنین نوع بازالت‌هایی درصورتی که حاصل ذوب مانتو باشند بایستی(طبق شکل۲۲ـ 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 ۲۵ـ۱۰ کیلو بار حاصل شده باشند. در این صورت بازالت‌های ما خصوصیات ماگمای اولیه را نشان خواهند داد(ویلسون۱۹۹۷). از آنجا که بازالت‌های منطقه آبگرم خصوصیات یک ماگمای اولیـه را نشان نمی‌دهند به عنـوان مثال مقادیر $Mg = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+}}$ کمتـر از ۰/۶۸ داشتـه و نیـز زینـولیت‌های 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 تفریق مذاب‌های پیکریتی نیزمی‌توان 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

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

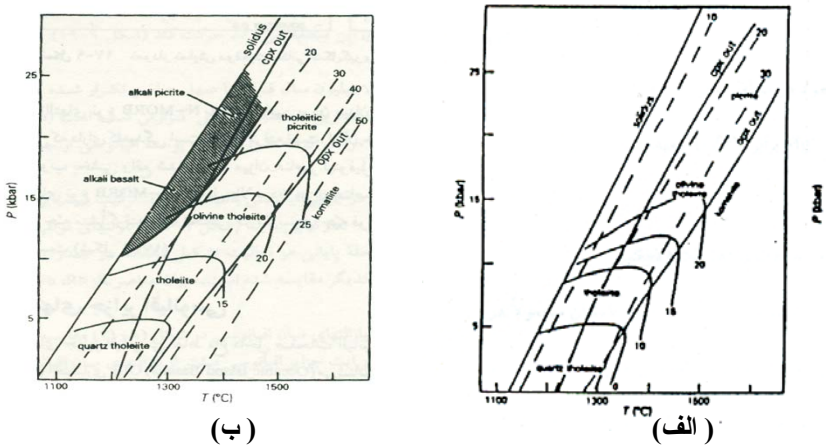
نیز خصوصیات یک ماگمای بازالتی اولیه را نشان نمی‌دهند.

ارائه الگوی تکتونوماگمائی احتمالی در مورد کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم

بازالت‌های آلکالن و مشتقاتشان در وضعیت‌های تکتونیکی داخل پلیتی مثل جزایر اقیانوسی، کوه‌های دریایی[1] ریفت‌های داخل قاره‌ای و پالئوریفت‌ها و حوضه‌های پشت قوس(قاره‌ای و جزایر قوسی) دیده می‌شوند (ویلسون ۱۹۹۷، میدل موست ۱۹۸۷، گیل ۱۹۸۱).

بنا به نظر اشتامپلی ۱۹۷۸ و درکور و همکاران ۱۹۸٤(با اقتباس از کتاب *زمین‌شناسی ایران*، علی درویش‌زاده ۱۳۸۰) درایران دراوایل کرتاسه مقدمات تشکیل ریفت 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).

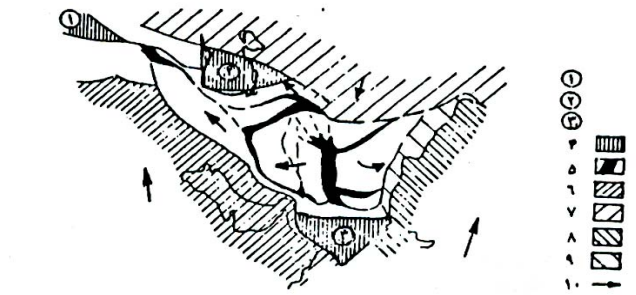
بنابراین ماگماتیسم کرتاسه زیرین در منطقه آبگرم نیز می‌تواند حاصل از همین ریفت‌ها بوده و گویای مرز بین خرده قاره‌ها در این زمان باشد(در شکل ۲۳ امتداد این ریفت‌ها در جهت خطوط غیرممتد ظاهراً از منطقه بررسی شده می‌گذرد). با وجود این به سبب نبود اطلاعات کافی هم از لحاظ کیفی(داده های مربوط به عناصر کمیاب و 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 ماگماتیسم آلکالن کرتاسه زیرین در این منطقه و مربوط دانستن آن به یک پدیده تکتونیکی مثل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و یا ماگماتیسم حاصل از ایجاد ریفت‌های قاره‌ای (به سبب تشکیل خرده قاره ها) ناتوان هستیم.



(ب) **(الف)**

شکل ۲۲- تعیین خصوصیات مذاب‌های بخشی حاصل از یک منشأ مانتوئی 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 آلکالن فقط از لرزولیت غنی شده قابل تشکیل است(اقتباس از جاکس و گرین ۱۹۸۰ برگرفته از ویلسون ۱۹۹۷و ژوتو و موری ۱۹۹۸)

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]



شکل ۲۳- شکلی از کلیه ریفت‌های کرتاسه در محدوده صفحه ایران - افغانستان (اشتامپلی ۱۹۷۸ برگرفته از کتاب زمین‌شناسی ایران علی درویش زاده ۱۳۸۰) امتداد این ریفت‌ها در جهت خطوط غیر ممتد ظاهراً از منطقه مورد مطالعه می گذرد.

نتایج

۱) سنگ‌های آذرین کرتاسه زیرین از نوع آلکالن بوده و یک دامنه پیوسته از بازالت آلکالن تا تراکی بازالت را (که گویای تفریق آن‌ها از یک ماگمای والد مشترک است) نشان می‌دهند.

۲) جدا شدن الیوین، 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.

٤) با توجه به زوایای 2V کلینو پیروکسن‌ها (نوع آن‌ها باید عمدتاً از جنس اوژیت یا اعضای غنی از کلسیوم باشد)، تعادل شیمیایی کامل الیوین با خمیره در سنگ و همچنین وجود الیوین و فلدسپاتوئید در نورم این سنگ‌ها همه تأیید کننده تعلق این سنگ‌ها به سری آلکالن است.

٥) از لحاظ پتروژنتیک بازالت‌های آلکالن 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.

٦) با توجه به وفور ریفت‌های موجود بین خرده قاره‌ها در ایران در زمان کرتاسه زیرین احتمالاً ماگماتیسم آلکالن منطقه آبگرم متعلق به همین ریفت‌ها یا ماگماتیسم حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی موجود در اقیانوس بین این خرده قاره‌ها در قسمت پشت قوس بوده است.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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

٤- درویش‌زاده،ع ، *زمین شناسی پوسته اقیانوسی، پترولوژی و دینامیک درونی* مؤلفان تیری ژوتو و رنه موری ۱۹۹۸، دانشگاه تهران(۱۳۸۱) ٥٦۹ ص.

٥- درویش زاده، ع و آسیابان‌ها، ع ، ترجمه ماگماها و سنگ‌های ماگمایی مبانی پترولوژی آذرین، مؤلف اریک. ا.ک. میدل موست، دانشگاه تهران (۱۳۷۰) ٥۱٥ ص.

٦- زارعی سهامیه، ر، *پتروگرافی، پترولوژی و ژئو شیمی 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 نورعلم (۱۳۷۹) ۱۷٥ ص.

۸- معین وزیری، ح، *دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران*، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷٥) ٤٤۰ 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.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]

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.

[Downloaded from c4i2016.khu.ac.ir on 2026-11-03]