



ویژگی‌های بافتی و شیمی کانی در مجموعه‌ی پلوتونیک قروه (کردستان): شواهدی بر پدیده آمیختگی / اختلاط ماگمایی

اشرف ترکیان

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۶، نسخه نهایی: ۹۰/۴/۲۷)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در بخش جنوبی مجموعه‌ی پلوتونیک قروه قرار دارد. بررسی شواهد بافتی و شیمی کانی‌ها در سنگ گرانیتوئیدی میزبان با ترکیب گرانودیوریت، گرانیات، مونزونیت کوارتزار و برونوبوم‌های ریزدانه مافیک (MME) درون آن، با ترکیب کوارتزدیوریت تا ملادیوریت مورد توجه این مقاله است. بررسی‌های دقیق میکروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزپردازش الکترونی بر ناتعادلی‌های بافتی و ترکیبی (حضور پلاژیوکلازهای سلولی شکل پر از ادخال، ناحیه‌بندی و انحلال بلوری، آپاتیت سوزنی، فلدسپارهایی با رورشدی و آمفیبول‌های زونی) در سنگ میزبان و برونوبوم‌ها دلالت دارد. به سبب همخوانی شواهد بافتی و کانی‌شناسی، نظریه البرگ را در این خصوص می‌پذیریم که گلبول‌هایی از ماگمای مافیک و سنگ میزبان گرانیتوئیدی با یکدیگر آمیخته شده و فرایند موثر در تشکیل برونوبوم‌ها حداقل یک اختلاط ساده مکانیکی (آمیختگی)، حاصل از ضربان‌های ماگمای مافیک در یک مخزن ماگمایی فلسیک، بوده است. این واقعیت با شرایط ژئوشیمیایی و محیط زمین‌ساختی استقرار این مجموعه در پهنه‌ی سنندج- سیرجان به عنوان یک زون بجامانده از یک رژیم فرورانش همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید؛ برونوبوم؛ آمیختگی؛ اختلاط ماگمایی؛ قروه، کردستان.

مقدمه

اصطلاح اختلاط ماگمایی (magma mixing) به ترکیب شدن کامل دو ماگمای مافیک و فلسیک و در نتیجه حاصل شدن ماگمایی همگن با ترکیب حدواسط گفته می‌شود ولی آمیختگی ماگمایی (magma mingling) نتیجه‌ی تقابل مکانیکی دو ماگمای متضاد است که هنوز ویژگی‌های دو ماگمای مخلوط شده اثرهای خود را حفظ کرده‌اند.

این مقاله سعی دارد تا شواهد وابسته به آمیختگی / اختلاط ماگمایی را در این مجموعه بررسی کند. نتایج به‌دست آمده از روابط صحرایی، شواهد بافتی و داده‌های تجزیه ریزپردازش الکترونی پلاژیوکلازها و آمفیبول‌ها در برونوبوم و گرانیتوئید میزبان‌شان مهم‌ترین مدارک مورد بررسی در این مقاله‌اند.

تعریف ما از برونوبوم (انکلاو = enclave) مترادف با معنایی است که [۱] استفاده نمود و عبارتند از: (۱) زینولیت‌ها، (۲) رستیت-ها، (۳) تولیت‌ها، (۴) برونوبوم‌های ریزدانه ماگمایی که خود برحسب ترکیب کانیایی شامل فلسیک و مافیک هستند. نوع اخیر فراوان‌ترین نوع برونوبوم‌ها در نیمه‌ی قلیایی و به‌ویژه در آهکی-قلیایی‌ها هستند [۲] و حضور آن‌ها در مناطق فرورانش ویژگی برجسته‌ای محسوب می‌شود.

بررسی رزنز برونوبوم‌ها برای شناخت خاستگاه گرانیتوئیدهای میزبان‌شان امری لازم و ضروری است [۲] و نمی‌تواند از بررسی در سنگ‌های میزبان منفک باشد [۳]. لازم به یادآوری است که

روش بررسی

با هدف بررسی‌های سنگ‌نگاری ۷۵ مقطع نازک از برونومها و میزبان تهیه و به منظور بررسی ترکیب شیمیایی و تغییرات ترکیبی، پلاژیوکلازها و آمفیبول‌هایی انتخاب و با استفاده از یک ریزکاوته‌ی الکترونی CAMECA SX50، در دانشگاه اکلاهما (امریکا) تجزیه شدند. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵

کیلوولت (kV) و جریان روبش ۲۰ نانوآمپر (nA) بوده‌است. برای تعیین مقدار Fe^{+3} از روش [۴] استفاده و نتایج داده در جدول-های ۱ تا ۳ آورده شده‌اند. به‌علاوه یک نمونه از بلورهای آلانیت موجود در سنگ گرانودیوریت میزبان نیز مورد تجزیه‌ی XRD قرار گرفته‌است.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی از پلاژیوکلاز برونومها. برای دستیابی به فرمول ساختاری پلاژیوکلازها براساس ۸ اکسیژن از نرم افزار MINPET [۲۱] بهره گرفته شده‌است.

شماره نمونه	۵۸EP	۵۹EP	۶۰EP	۵۸EP	۵۹EP	۶۰EP	۶۱EP	۶۲EP	۶۳EP
SiO ₂	۴۸٫۰۵	۵۰٫۷۷	۵۰٫۸۶	۴۸٫۶۰	۴۸٫۶۷	۵۰٫۰۴	۴۹٫۳۷	۴۸٫۹۶	۵۱٫۰۴
TiO ₂	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰	۰٫۰۱	۰٫۱۵
Al ₂ O ₃	۳۱٫۳۸	۳۱٫۲۶	۳۱٫۲۷	۳۲٫۹۳	۳۱٫۹۲	۳۱٫۶۷	۳۱٫۷۹	۳۲٫۰۲	۳۰٫۶۲
FeO ^{total}	۰٫۱۹	۰٫۰۶	۰٫۶۳	۰٫۰۹	۰٫۴۳	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۷۳
MgO	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۲۷	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۲۲
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
CaO	۱۵٫۰۱	۱۳٫۴۷	۱۲٫۹۴	۱۵٫۳۹	۱۴٫۴۱	۱۴٫۲۱	۱۴٫۷۱	۱۴٫۸۳	۱۲٫۸۹
SrO	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۳
BaO	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۴	۰
Na ₂ O	۲٫۷۹	۳٫۸۴	۴٫۰۲	۲٫۷۰	۳٫۱۰	۳٫۴۱	۳٫۱۲	۳٫۰۲	۴٫۰۷
K ₂ O	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۳۷	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۳۲
F	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۱	۰٫۰۹	۰٫۲۲	۰٫۱۱
Cl	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰
Total	۹۷٫۷۷	۹۹٫۶۲	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۲۲	۹۹٫۷۴	۹۹٫۲۸	۹۹٫۳۶	۱۰۰٫۱۵
An%	۷۴٫۲	۶۵٫۸	۶۲٫۷	۷۵٫۲	۷۱	۶۹٫۵	۷۲	۷۲٫۷	۶۲٫۴
Ab%	۲۴٫۹	۳۳٫۹	۳۵٫۲	۲۴	۲۷٫۷	۳۰٫۲	۲۷٫۶	۲۶٫۸	۳۵٫۷
Or%	۰٫۸	۰٫۳	۲٫۱	۰٫۸	۱٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۵	۱٫۸

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی پلاژیوکلازی و هاله پرتیتی پیرامون آن در برونومها. برای دستیابی به فرمول ساختاری کاتی‌ها از نرم-افزار MINPET [۲۱] بهره گرفته شده‌است.

شماره نمونه	۱EP	۲EP	۳EP	۴EP	۵EP	۶EP	۷EP	۸EP	۹EP	۱۰EP
SiO ₂	۵۴٫۴۳	۵۷٫۱۱	۵۶٫۸۲	۵۷٫۵۱	۵۷٫۱۱	۶۴٫۰۲	۶۱٫۵۰	۶۳٫۸۰	۶۳٫۲۴	۶۲٫۲۳
TiO ₂	۰٫۶	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۱	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱
Al ₂ O ₃	۲۶٫۸۹	۲۶٫۱۳	۲۵٫۹۲	۲۵٫۹۵	۲۶٫۳۹	۲۲٫۴۳	۲۳٫۶۱	۲۳٫۱۲	۲۱٫۸۴	۲۳٫۰۵
FeO ^{total}	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۹۲	۰٫۶۳	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۲۰
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱
MnO	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰	۰
CaO	۸٫۵۳	۸٫۳۸	۸٫۱۰	۸٫۰۴	۸٫۶۵	۳٫۳۶	۵٫۲۴	۳٫۷۶	۲٫۸۹	۴٫۵۲
SrO	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵
BaO	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۱۵	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Na ₂ O	۵٫۹۴	۶٫۸۱	۶٫۷۵	۷٫۰۳	۶٫۸۴	۱۰٫۰۳	۸٫۶۷	۹٫۴۹	۸٫۹۱	۹٫۳۲
K ₂ O	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۵۸	۰٫۳۵	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۳۸	۱٫۵۶	۰٫۱۹
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	۹۶٫۷۴	۹۹٫۳۰	۹۹٫۵۳	۹۹٫۹۳	۹۹٫۶۳	۱۰۰٫۲۴	۹۹٫۶۱	۱۰۰٫۹۷	۹۸٫۸۶	۹۹٫۶۵
An%	۴۳٫۳	۴۰	۳۸٫۵	۳۷٫۹	۴۰٫۶	۱۵٫۵	۲۴٫۸	۱۷٫۶	۱۳٫۸	۲۰٫۹
Ab%	۵۴٫۶	۵۸٫۸	۵۸٫۲	۶۰٫۱	۵۸٫۲	۸۳٫۵	۷۴٫۱	۸۰٫۳	۷۷٫۳	۷۸
Or%	۲	۱٫۲	۳٫۳	۲	۱٫۲	۱	۱٫۲	۲٫۱	۸٫۹	۱٫۱

ادامه جدول ۲

شماره نمونه	EP- حاشیه پرتیتی 1	EP- حاشیه پرتیتی 2	EP- حاشیه پرتیتی 3
SiO ₂	۶۴,۰۲	۶۴,۲۵	۶۴,۱۲
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱
Al ₂ O ₃	۱۸,۵۸	۱۸,۴۸	۱۸,۳۳
FeO ^{total}	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۱۳
MgO	-	-	-
MnO	۰,۰۲	-	-
CaO	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۰۳
SrO	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۷
BaO	۰,۲۵	۰,۳۴	۰,۱۲
Na ₂ O	۲,۳۶	۲,۰۳	۱,۲۱
K ₂ O	۱۲,۵۳	۱۳,۶۷	۱۵,۰۹
F	-	-	-
Cl	-	-	-
Total	۹۸,۲۳	۹۹,۲۵	۹۹,۲۲
An%	۰,۸	۰,۸	۰,۱
Ab%	۲۲,۱	۱۸,۳	۱۰,۹
Or%	۷۷	۸۱	۸۹

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی از آمفیبول‌هایی از منطقه‌ی اختلاط ماگمایی میزبان گرانیتوئیدی و برونوم. برای دستیابی به فرمول ساختاری کاتی بر مبنای ۱۳ کاتیون (13 eCNK) از نرم‌افزار MINPET [۲۱] بهره گرفته شده‌است.

شماره نمونه	حاشیه بیرونی نقطه ۱۰۰	حاشیه بیرونی نقطه ۱۰۱	حاشیه بیرونی نقطه ۱۰۲	حاشیه بیرونی نقطه ۱۰۳	حاشیه بیرونی نقطه ۱۰۴	حاشیه درونی نقطه ۱۰۵	حاشیه درونی نقطه ۱۰۶	حاشیه درونی نقطه ۱۰۷	حاشیه درونی نقطه ۱۰۸	حاشیه درونی نقطه ۱۰۹
SiO ₂	۵۰,۸۳	۴۸,۵۹	۴۸,۳۴	۴۷,۹۸	۴۸,۱۰	۵۲,۶۰	۵۲,۱۰	۵۳,۸۷	۵۲,۵۶	۵۲,۴۷
TiO ₂	۰,۵۸	۱,۱۶	۱,۱۲	۱,۴۷	۱,۵۴	۰,۴۵	۰,۳۰	۰,۱۱	۰,۴۷	۰,۳۹
Al ₂ O ₃	۳,۰۵	۴,۶۳	۴,۵۵	۴,۸۵	۴,۸۱	۲,۸۳	۲,۵۴	۱,۸۹	۲,۸۴	۲,۳۱
FeO ^{total}	۱۷,۹۴	۱۷,۶۲	۱۷,۸۵	۱۷,۵۰	۱۷,۶۲	۱۲,۷۰	۱۵,۷۲	۱۱,۸۷	۱۵,۱۵	۱۴,۳۴
MgO	۱۲,۷۷	۱۲,۹۳	۱۲,۷۹	۱۲,۵۷	۱۲,۶۱	۱۶,۴۱	۱۴,۲۱	۱۶,۷۱	۱۴,۴۵	۱۴,۹۳
MnO	۰,۳۰	۰,۴۳	۰,۴۲	۰,۳۸	۰,۴۴	۰,۱۱	۰,۱۹	۰,۰۹	۰,۱۷	۰,۱۳
CaO	۱۱,۰۹	۱۰,۲۲	۱۰,۰۵	۱۰,۴۷	۱۰,۳۶	۱۲,۲۳	۱۱,۶۷	۱۲,۴۷	۱۱,۷۰	۱۱,۷۷
SrO	-	۰,۰۲	۰,۰۱	-	-	-	-	۰,۰۲	۰,۰۲	-
BaO	-	-	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۶	۰,۰۱	-	۰,۰۶	۰,۰۱
Na ₂ O	۰,۸۰	۱,۳۸	۱,۵۷	۱,۶۲	۱,۵۱	۰,۸۷	۰,۶۸	۰,۳۹	۰,۷۲	۰,۶۸
K ₂ O	۰,۲۶	۰,۴۷	۰,۴۸	۰,۴۵	۰,۴۸	۰,۲۸	۰,۲۲	۰,۱۳	۰,۲۶	۰,۲
Fe+Mg	۳۰,۶۹	۳۰,۵۵	۳۰,۶۴	۳۰,۰۷	۲۵,۳۱	۲۷,۳۱	۲۹,۹۳	۲۸,۵۸	۲۹,۶۰	۲۹,۱۷
MgO/FeO	۰,۷۱	۰,۷۳	۰,۷۲	۰,۷۲	۰,۷۱	۱,۹۲	۰,۹۰	۱,۴۰	۰,۹۵	۱,۰۴
Fe/(Fe+Mg)	۰,۵۸	۰,۵۷	۰,۵۸	۰,۵۸	۰,۷۰	۰,۴۶	۰,۵۲	۰,۴۱	۰,۵۱	۰,۴۹
Si	۷,۲۹	۷,۰۷	۷,۰۷	۷,۰۵	۷,۰۴	۷,۰۵	۷,۰۴	۷,۰۷	۷,۶۰	۷,۶۰
Al (iv)	۰,۵۲	۰,۸۰	۰,۷۸	۰,۸۴	۰,۸۳	۰,۴۷	۰,۴۲	۰,۳۱	۰,۴۶	۰,۴۰
T	۷,۹۱	۷,۸۷	۷,۸۵	۷,۸۹	۷,۸۷	۷,۹۵	۷,۷۸	۸	۷	۷,۹۸
Al (vi)	-	-	-	-	-	-	-	۰,۰۱	۰,۰۲	-
Ti	۰,۰۶	۰,۱۳	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۴
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe(iii)	۰,۸۱	۱,۱۴	۱,۱۵	۰,۹۰	۱	۰,۴۶	۱,۰۴	۰,۳۴	۰,۵۰	۰,۵۰
Fe(ii)	۱,۳۸	۱	۱,۰۳	۱,۲۵	۱,۱۷	۱,۰۵	۰,۸۱	۱,۰۸	۱,۳۲	۱,۲۸
Mn	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱
Mg	۲,۷۹	۲,۸۰	۲,۷۸	۲,۷۵	۲,۷۵	۳,۴۸	۳,۳۰	۳,۵۶	۳,۰۹	۳,۲۲
C	۵,۰۸	۵,۱۳	۵,۱۵	۵,۱۱	۵,۱۳	۵,۰۵	۵,۲۲	۵	۵	۵,۰۱
Ca	۱,۷۴	۱,۶۰	۱,۶۰	۱,۶۵	۱,۶۲	۰,۱۹	۱,۸۰	۱,۹۰	۱,۸۰	۱,۸۲
Na	۰,۲۲	۰,۳۹	۰,۴۲	۰,۳۵	۰,۳۷	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۱۰	۰,۲۰	۰,۱۷
B	۱,۹۶	۱,۹۸	۲	۲	۲	۲	۱,۹۵	۲	۱,۹۹	۲
Na	-	-	۰,۲۰	۰,۱۰	۰,۰۵	۰,۱۰	-	۰,۰۱	-	۰,۰۱
K	۰,۰۵	۰,۹	۰,۰۹	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۳
A	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۹	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵
Mg#	۵۵,۹	۵۶,۷	۵۶,۱	۵۶,۱	۵۶,۱	۶۹,۷	۶۱,۷	۷۱,۵	۶۳	۶۵

بالا- پالئوسن قرار دارند. فعالیت‌های کوهزایی سبب دگرگونی سنگ‌های تریاس- ژوراسیک شده که به اعتقاد [۱۱] مرمر، آمفیبولیت، شیست و فیلیت محصول آنها هستند.

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری توده‌ی نفوذی میزبان

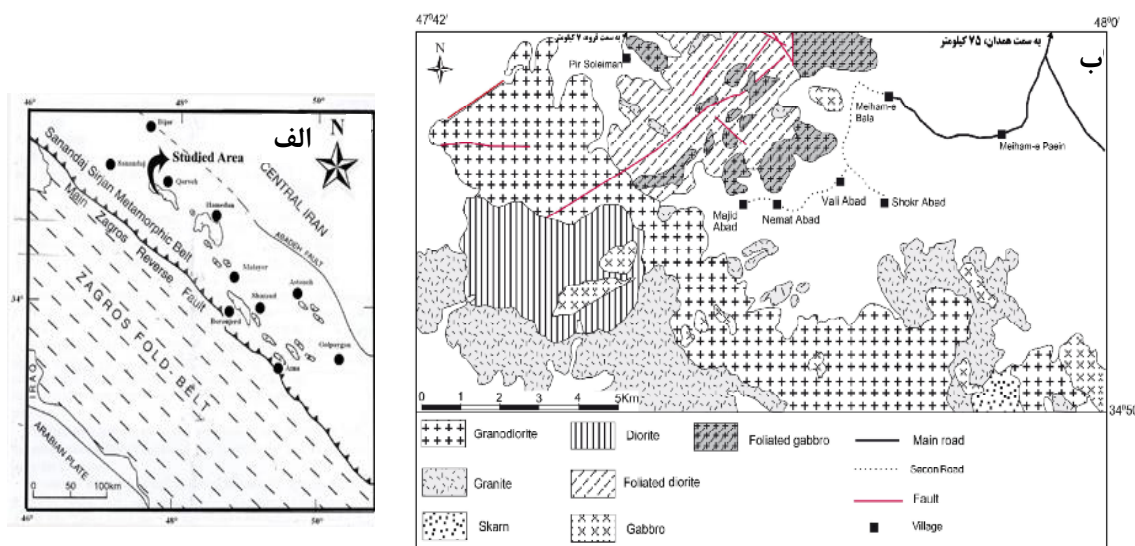
واحد میزبان در رده‌ی متالومین‌های فلسیک و دارای ویژگی- های گرانیتوئیدهای نوع I است [۱۰]. ترکیب سنگ‌شناسی از گرانودیوریت، گرانیت تا مونزونیت کوارتزار متغیر و متوسط تا درشت‌دانه هستند. دامنه‌ی متغیر کانیایی این واحد موجب شد تا مجموعه‌ای از سنگ‌هایی با ترکیب مختلف در کنار یکدیگر یافت شوند. واحد میزبان بیشتر از پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰٪)، فلدسپارهای قلیائی (۲۰-۳۲٪)، هورنبلند (۱۳-۲۵٪) و کوارتز به میزان ۱۰ تا ۱۵ درصد ساخته شده که با کانی‌های فرعی و جزئی بیوتیت، زیرکن، اسفن، آپاتیت، آلانیت و کانی‌های فلزی همراهی می‌شوند.

بافت غالب دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار است ولی گاهی بافت پورفیروئیدی نیز مشاهده شده‌است. در بافت اخیر بلورهای درشت پلاژیوکلاز عموماً به شکل صفحه‌ای (تابولار) نیمه‌شکل- دار تا شکل‌دار هستند. پلاژیوکلازها از منطقه‌بندی تنابویی، عادی و پیچیده و نیز ماکل‌های کارلسباد و آل‌بیت و یا تواماً از این دو ماکل برخوردارند. فلدسپارهای قلیائی از نوع ارتوکلاز پرتیتی و میکروکلین است.

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی و روابط صحرایی

پهنه‌ی سنندج-سیرجان بواسطه‌ی زیرراندگی پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک ایران مرکزی و به دنبال آن برخورد بین ورقه‌ی آفریکو-عربی و خرده ورقه‌ی ایران شکل گرفته‌است (برای مثال به [۵] مراجعه شود). در این پهنه، مجموعه‌های نفوذی چندی به صورت زنجیره‌ای، از جمله باتولیت گرانیتوئیدی قروه قراردارند (شکل ۱ الف و ب). در هر یک از آنها کمابیش به حضور برونوم‌هایی با خاستگاه‌های گوناگون (برای مثال [۶-۸] اشاره کرده‌اند).

همبافت گرانیتوئیدی جنوب شهرستان قروه (استان کردستان)، با گستره‌ای به مختصات جغرافیایی $47^{\circ}42'$ تا 48° طول‌های شرقی و $34^{\circ}50'$ تا $35^{\circ}10'$ عرض‌های شمالی، در بردارنده‌ی توده‌های فلسیک تا مافیک است که به سبب نفوذ مکرر ماگماهایی با ترکیبات متفاوت [۹] و یا زمین‌ساختی فعال پس از جایگیری [۱۰] به صورت یک مخلوط ماگمایی در آمده و به گرانیتوئیدهای سری آهکی - قلیایی تعلق دارد (شکل ۱ ب). رسوب‌های دولومیتی کاملاً بلورین و خردشده تریاس، قدیمی- ترین واحد چینه‌شناسی منطقه است که به وسیله‌ی شیل، شیست و آتشفشانی‌های مشابه با سازند شمشک در البرز ایران مرکزی، به سن ژوراسیک، پوشیده شده‌است. آخرین دنباله‌ی رسوبی به ظاهر پیوسته مزوزوئیک- ترشیری، شیل‌ها و ماسه سنگ‌های حاوی عدسی‌های آهکی همراه با سنگ‌های آتشفشانی هستند که به طورهمساز روی رسوب‌های کرتاسه



شکل ۱ الف) موقعیت منطقه نسبت به شهرستان قروه و جایگاه آن در زون سنندج-سیرجان ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه‌ی مورد بررسی (با کمی تغییر، مرزبندی بر اساس [۱۱])، و [۱۲] سن توده‌های نفوذی در شرق منطقه‌ی مورد بررسی (برای مثال در میهم بالا) ۱۴۹- ۱۵۲ میلیون سال برآورد شده‌است.

غیر ممکن است. برونوم بیشتر دارای بافت ریزدانه‌اند ولی ضرورتاً همیشه ریزدانه نیستند و در بعضی نیز با بافت پورفیریک مشاهده می‌شود.

کانی‌ها به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز ($An_{۴-۵۸}$)، هورنبلند ($Mg\#۶۳$)، فلدسپار قلیائی، کوارتز و بیوتیت‌اند و آپاتیت سوزنی، زیرکن‌های بدون هاله متامیکت، اسفن، مگنتیت $\pm$ پیروکسن آن‌ها را همراهی می‌کنند و لذا ترکیب سنگ-شناسی برونوم‌ها کوارتز دیوریت تا ملادیوریت است. کانی‌های برونوم‌های پورفیریک را درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند تشکیل می‌دهند. طول بلورهای پلاژیوکلاز در حدود ۲ میلی‌متر است و برخی از آنها منطقه‌بندی شدیدی نشان می‌دهند و گهگاه حالتی از انحلال بلور اولیه و سپس رشد فلدسپار قلیائی در حاشیه آنها نیز مشاهده می‌شود. ۳۰٪ کانی‌های زمینه را نیز پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیائی، کوارتز، بیوتیت، زیرکن و آپاتیت سوزنی بخود اختصاص داده‌اند.

برونوم‌هایی که از هورنبلند غنی‌ترند، با سنگ‌های میزبان مافیکتر در برگرفته شده‌اند. فراوانی هورنبلند در این سنگ‌ها بر گدازه‌ی مافیک سازنده‌ی آنها که نسبتاً غنی از منیزیم و آهن بوده دلالت دارد. برخی از برونوم‌ها دارای کوارتز و فلدسپار قلیائی درشتی با بافت پوئی‌کلیتیک هستند. نوع خاصی از برونوم‌های منطقه‌ی مورد بررسی حاوی اجتماعات فراوانی از بلورهای آمفیبول‌اند. واژه‌های متفاوتی مانند بسته‌های غنی از آمفیبول ($ARC = Amphibole-rich clots$) [۱۴-۱۵]، انباشت‌های چندبلورین آمفیبول [۱۶] یا لخته‌های مافیک [۱۷] برای این انباشت بکار رفته است. بسته‌های غنی از آمفیبول در بسیاری از برونوم‌های ریزدانه‌ی مافیک و نیز در سنگ‌های میزبان آن‌ها یافت می‌شوند (شکل ۲ الف - پ).

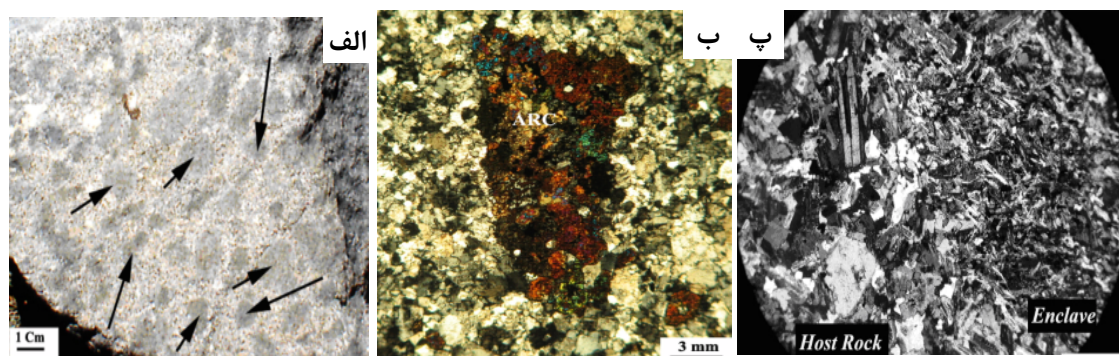
کوارتز بی‌شکل و فلدسپارهای قلیائی فواصل بین پلاژیوکلازها را پر می‌کنند. آمفیبول، مهمترین کانی فرومنیزینی است که به صورت بلورهای منفرد و تمام‌شکل‌دار وجود دارد. فراوانی آن در واحدهای سنگی مختلف یکسان نیست و گاهی با بیوتیت همراهی می‌شود، در این صورت فراوانی آمفیبول به کمتر از ۵ درصد می‌رسد.

سنگ‌شناسی و سنگ‌نگاری برونوم‌های ریزدانه‌ی مافیک (MMEs)

برونوم‌های ریزدانه مافیک منطقه‌ی مورد بررسی نظیر تمامی برونوم‌ها ریزدانه مافیک به‌طور قابل‌ملاحظه‌ای ریزتر و تیره‌تر از سنگ‌های پلوتونیک دربرگیرنده‌ی خود هستند. آن‌ها در گرانودیوریت‌ها فراوان‌تر از سنگ‌های دیگر یافت می‌شوند، به-علاوه در بخش‌های مافیک‌تر نسبتاً پرتراکم‌تر، تیره‌تر و ریزتر دانه هستند.

اندازه برونوم‌های پس از رخنمون، از چند سانتی‌متر تا چندین دسی‌متر در نوسان است. حداکثر قطر آنها حدود ۴۰ سانتیمتر و به صورت مدور، یا طویل و کشیده دیده می‌شوند. وجود برونوم‌های کشیده و بدون زاویه می‌تواند بیانگر تغییرشکل ناشی از جریان ماگما حین جایگیری و پیرو اعمال نیروهای برشی باشد. در عین حال برونوم‌های کاملاً نامنظم و زاویه‌داری نیز دیده شده‌اند که شکل آن‌ها احتمالاً به‌وسیله‌ی درزه‌ها کنترل شده و حاصل شکسته شدن سنگ‌های جامدند، یعنی بازتابی از تغییرشکل در حالت جامد و یا شرایط چسبندگی بالای ماگماست [۱۳].

برونوم‌های مافیک با داشتن مرز تماس تیز و مشخص و نیز دندانه‌دار و یا کنگره‌ای، فاقد حاشیه بیوتیتی محصور کننده‌ی برونوم هستند. جدا کردن کامل آنها از سنگ میزبان



شکل ۲ (الف) نمونه دستی سنگ میزبان گرانیتوئیدی حاوی بسته‌های غنی از آمفیبول. (ب) برش نازک سنگ (A) که در آن انبوه‌های آمفیبولی (ARC) بخوبی نمایش داده شده‌اند. (پ) تصویر میکروسکوپی از مرز برونوم و سنگ میزبان. طول قاعده تصویر ۴ میلی‌متر است.

شیمی کانی‌ها

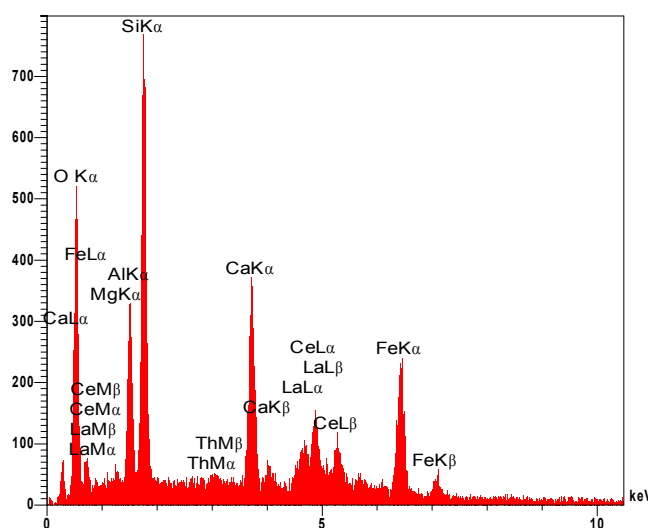
داده‌های بررسی‌های ریزپردازشی حاکی از آنست که پلاژیوکلازها در توده‌ی میزبان ترکیب آنورتیتی و آمفیبول‌ها در گستره‌ی منیزیوهورنبلند و دارای $(0.18 < X_{Mg} < 0.23)$ هستند [۱۰]. بیوتیت‌های واحد میزبان از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن و براساس رده‌بندی [۱۸] به بیوتیت‌های غنی از آهن گرانیوتوئیدهای آهکی - قلیایی تعلق دارند. نمونه‌ای از آلانیت‌های سنگ گرانودیوریتی میزبان نیز مورد تجزیه XRD قرار گرفته که وجود $13/9$ سریم، $1/53$ توریم و $8/92$ لانتانیوم (همگی به درصدوزنی) در ترکیب آن را نشان می‌دهد (شکل ۳). پلاژیوکلاز: داده‌های ریزپردازش الکترونی بیانگر آنست که پلاژیوکلازها در توده‌ی میزبان بیشتر با ترکیب آنورتیت درحد ۲۰ تا ۴۳ درصد با میانگین $22/5$ درصد، آندزین - اولیگوکلاز هستند. فلدسپارهای قلیائی از ترکیب $(An_{1-1} Ab_{4-8} Or_{92-95})$ برخوردارند. در برونوم‌ها بررسی‌های میکروسکپی پلاژیوکلازها نشان می‌دهد که این بلورها دارای دو نسل‌اند: نسل اول؛ پلاژیوکلازهایی هستند که درشت‌بلور و هسته‌ی کلسیک (۷۵- An_{62}) دارای منطقه‌بندی هستند. بررسی تجزیه‌ی الکترونی ۹ نقطه از نمونه‌ای از این درشت‌بلورها (جدول ۱) معلوم می‌دارد (شکل ۴ الف و ب) که همگام با تغییرات جزئی ترکیب ماگما، در ماگمای در حال رشد، مقدار کلسیم هسته رو به کاهش می‌گذارد، به علاوه این بلورها با افت ناگهانی مقدار کلسیم (در نقطه ۳) مواجه شده، سپس بار دیگر کلسیم افزایش می‌یابد، به‌طوریکه تغییرات درصد آنورتیت منطقه‌بندی نوسانی را به وجود می‌آورد.

به اعتقاد [۱۹-۲۰] این تغییرات می‌تواند ناشی از اختلاط

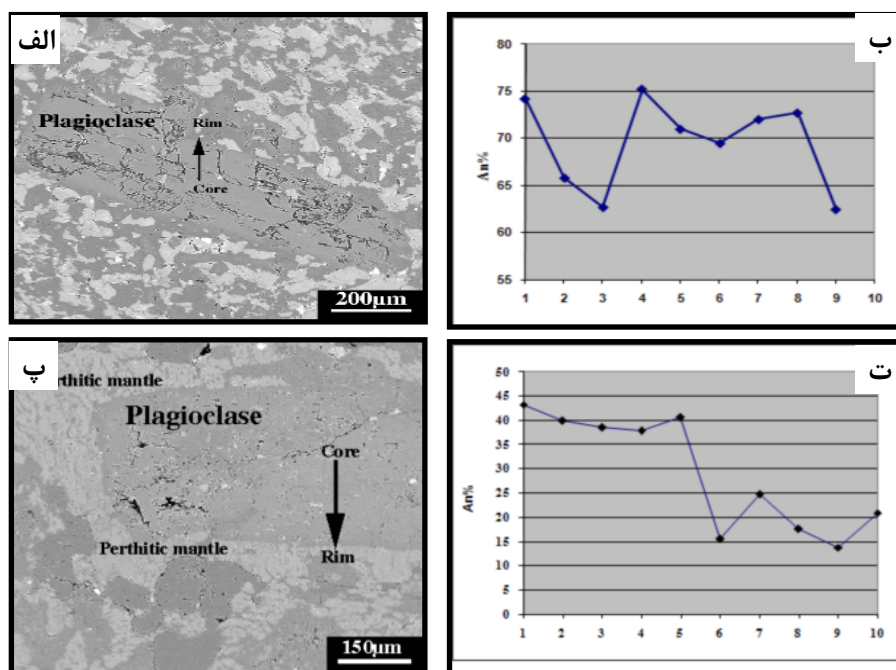
ماگمایی باشد. به سبب تغییر شرایط (شاید به سبب وجود جریان‌های همرفتی در اتاق ماگمایی) تا رسیدن به حالت تعادل شیمیائی و دینامیکی، بلورهای در حال رشد پلاژیوکلاز پی در پی ترکیب کلسیک‌تر و یا سدیک‌تری پیدا می‌کنند. در مرحله-ی تعادل ترکیب ماگما سدیک‌تر می‌شود و لذا پلاژیوکلازهایی با پوشش سدیک شکل می‌گیرند. نسل دوم؛ پلاژیوکلازهای ریزبلوری هستند که دارای منطقه‌بندی عادی‌اند و در حاشیه نیز روند رشد پلاژیوکلاز عادی بوده و همگام با پیشرفت تبلور حاشیه‌های غنی از سدیم در آن‌ها بوجود می‌آید.

از سویی دیگر برونوم‌های پلاژیوکلاز بافت آنتی‌راپاکیوی دارند (شکل ۴). یک نمونه از این نوع کانی‌ها تجزیه شدند (جدول ۲) و تصویر BSE آن در (شکل ۴ پ) دیده می‌شود. تغییرات آنورتیت و ارتوکلاز در این نمونه بیانگر آنست که بلور پلاژیوکلاز به طور متوسط محتوی ۲۹ درصد آنورتیت و با پوششی از بلورهای فلدسپارقلیائی دربرگرفته شده است. این نوار پوششی از ۷۷ تا ۹۰ درصد ارتوکلاز برخوردارست (شکل ۴ پ و ت).

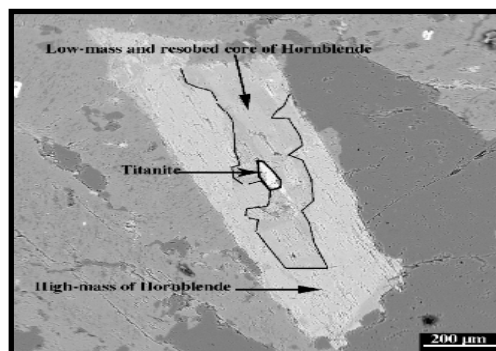
آمفیبول: آمفیبول‌ها در گستره‌ی منیزیوهورنبلند و دارای ساختار منطقه‌بندی‌شده‌ای دارند. به‌علاوه ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها با آمفیبول‌های سنگ میزبان شباهت زیادی دارد. نمونه‌ای از این کانی مورد تجزیه قرار گرفته (جدول ۳) و نتایج بیانگر آنست که $Mg\# = [(Mg/(Mg + Fe^{+2}))]$ در ترکیب منطقه‌ی هسته بالاتر از حاشیه (۶۱ تا ۷۲ درصد در هسته و در حاشیه‌ی ۵۵ - ۵۷ درصد) است (شکل ۵).



شکل ۳ الگوی پراش پرتو X بلور آلانیت موجود در گرانودیوریت میزبان.



شکل ۴ (الف) تصویر BSE درشت بلوری از پلاژیوکلازهای برونومها. پیکان مسیر تجزیه را از هسته تا حاشیه بلور نشان می‌دهد. (ب) نمودار نشان‌دهنده تغییرات منطقه‌بندی در بلور این پلاژیوکلاز: از نقطه ۱ تا ۳ کاهش قابل توجهی در میزان آنورتیت و سپس افزایش آن به بیش از مقدار اولیه (نقطه ۴ و نشان‌دهنده منطقه‌بندی معکوس) و متعاقب آن روند کاهشی آنورتیت و ایجاد حاشیه‌ای با ترکیب سدیک‌تر. (پ) در تصویر BSE پلاژیوکلازی که با پوششی از بلورهای فلدسپارقلیائی دربرگرفته شده است را نشان می‌دهد. (ت) وجود بافت منطقه‌بندی در بلور پلاژیوکلازی از برونومها. نمودار نشان‌دهنده تغییرات منطقه‌بندی پلاژیوکلازی با منطقه‌بندی بهنجار در هسته و سپس به ترتیب کاهش، افزایش و به دنبال آن روند کاهشی آنورتیت (منطقه‌بندی از نوع بهنجار).



شکل ۵ تصویر BSE آمفیبولی با ساختار منطقه‌بندی. داده‌های آنالیز بیانگر آنست که Mg# در ترکیب منطقه‌ی هسته‌ی این کانی بالاتر از حاشیه آن است. این شاهد بافتی بر اختلاط ماگمایی دلالت دارد.

بحث و بررسی

خاستگاه برونومها؛ رستیت یا اختلاط ماگمایی؟

برداشت‌های صحرائی (شکل‌های ۶ الف-ب)، بررسی‌های دقیق سنگ‌نگاری و تجزیه‌ی ریزپردازش الکترونی کانی‌ها نشان می‌دهد که برونومها خاستگاه ماگمایی (آذرین) دارند و حاصل واکنش متقابل در اثر یک پدیده‌ی متاسوماتیسم (دگرنهادی) موضعی نیستند. دلایل زیر از مهم‌ترین این ویژگی‌هاست:

الف) حاشیه‌های سریع سردشده (chilled margins) که پیرامون این سنگ‌ها مشاهده می‌شود بر تبلور در محیط ماگمایی، که حاصل انجماد سریع ماگمای مافیک داغ و در تماس با ماگمای سردتر فلسیک است، دلالت دارد. به‌علاوه نبود بیوتیت‌هایی پیرامون برونومها نشانگر تبلور همزمان آنها با سنگ میزبان است. سطوح تماس کاملاً واضح و تیز نشان‌دهنده‌ی این واقعیت است که ماگمای گرانیته طی جایگزینی،



شکل ۶ (الف) تصویری از انبوهه‌های برونوم‌ها در درون سنگ میزبان گرانیتوئیدی. (ب) تصویری از برونومی (A) که در محل تماس با سنگ میزبان گرانیتی (C) دستخوش تغییر ترکیب سنگ‌شناسی (B) شده‌است. چنین شواهدی در منطقه‌ی مورد بررسی حاکی از پیدایش پدیده‌ی اختلاط ماگمایی در مقیاس محلی است.

منطقه و برونوم‌های درون آن وابسته‌اند، هر یک جداگانه مورد توصیف قرار می‌گیرند:

ریخت‌شناسی سوزنی در آپاتیت‌ها

مقاطع نازک میکروسکوپی برونوم‌ها و سنگ میزبان آن‌ها نشان می‌دهد که بلورهای آپاتیت به‌شکل بلورهای کشیده و بلند (بطور متوسط با نسبت طول به قطر قاعده ۱۰:۱) متبلور شده‌اند. این بافت از شواهد بافتی حاصل از اختلاط ماگمایی [۲۳] است. تبلور سریع گلبول‌هایی از ماگمای مافیک که در ماگمای نسبتاً سردتر ماگمای فلسیک به‌دام افتاده، باعث می‌شود آپاتیت‌ها پیش از آنکه به صورت بلورهای منشوری و قطور درآیند، شکل سوزنی به‌خود بگیرند [۱۹] (شکل ۷ الف). البته در بسیاری از موارد رشد بلورهای آپاتیت سوزنی ناشی از رشد سریع ماگمای حامل است، ولی آپاتیت یک کانی زودتشکیل شده است و لذا به نظر می‌رسد نظریه آمیختگی ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک (اختلاط ماگمایی) قابل قبول‌تر باشد.

۲- پلاژیوکلازهای سلولی دارای بافت غربالی (sieve texture) یکی از شواهد مهم نشان‌دهنده‌ی دو رگه‌ای شدن (هیبرید) ماگماهای فلسیک و بازی، وجود رشد پوششی چشمگیر همراه با ادخال‌های ریزی از کانی‌های زمینه است [۲۴]. در برونوم‌ها پلاژیوکلازهایی وجود دارند که در حاشیه‌ی رورشدی آنها، بلورهایی از آمفیبول، کوارتز، فلدسپار در برگرفته شده‌اند. اندازه‌ی ادخال‌ها کوچک‌تر یا برابر اندازه‌ی کانی‌های زمینه و ترکیب‌شان نیز مشابه ترکیب آن‌هاست (شکل ۷ ب).

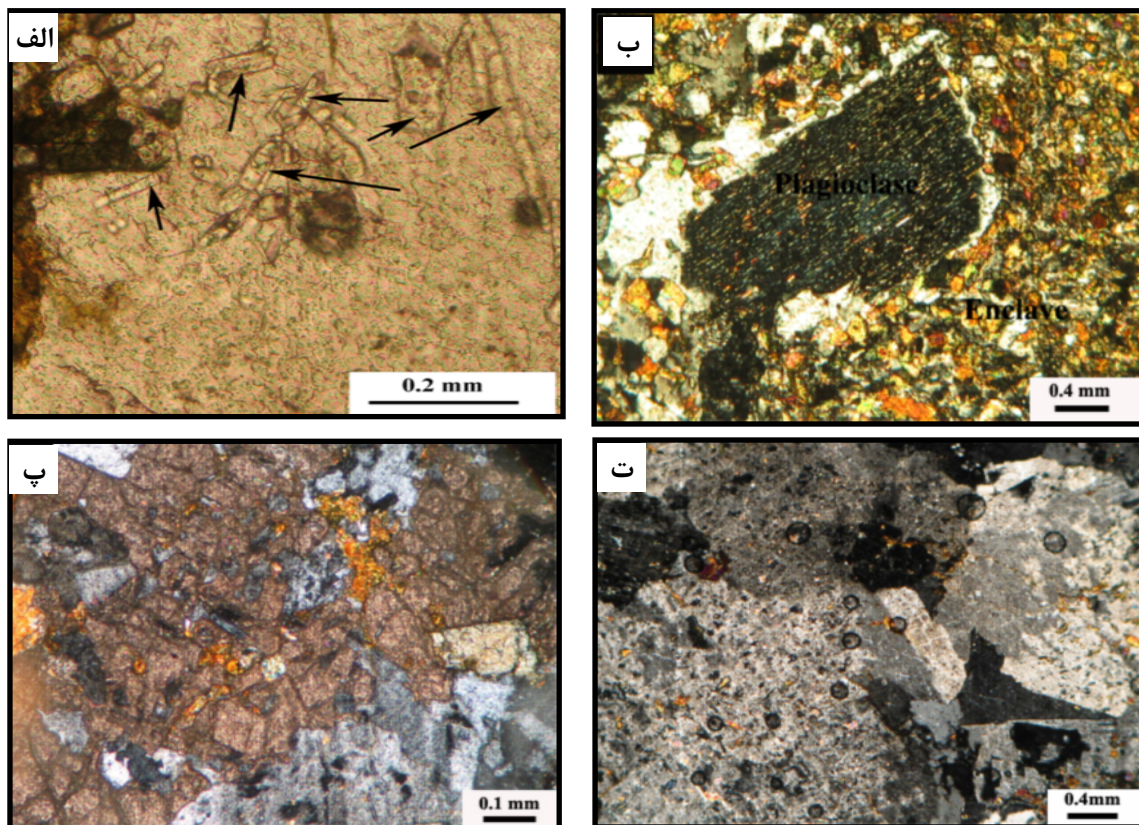
ضمن سرد کردن برونوم‌ها آن‌ها را نیز با خود حمل کرده است. از طرفی وجود برونوم‌هایی با حاشیه‌های گل‌کلمی تا کنگره‌ای بر فعال بودن نه چندان زیاد فرایند اختلاط ماگمایی دلالت دارد.

ب) وجود پلاژیوکلازهایی که هم به صورت فنوکریست و هم ریزدانه در زمینه‌ی سنگ، از ماکل و منطقه‌بندی برخوردارند، تنها با تبلور در حالت ماگما سازگار و شاهد دیگری بر خاستگاه آذرین برونوم‌هاست.

ج) بلورهای کشیده و یوهدرال پلاژیوکلاز و هورنبلند که یکی از شاخص‌های معمول در سنگ‌های آذرین‌اند، نیز در برونوم‌های ریزدانه مافیک این منطقه به فراوانی یافت می‌شوند. از طرف دیگر بافت‌های دگرگونی که شاخص رستیت بودن برونوم‌هاست در آن‌ها مشاهده نشده است. حضور بلورهای کوارتز در آنها و فقدان بافت‌های کومولیتی ریز دانه اتولیت بودن برونوم‌ها را منتفی می‌سازد.

اختلاط ماگمایی

بررسی‌های دقیق و جزئی‌تر در مرز تماس برونوم‌ها با سنگ میزبان، نشان می‌دهد که ترکیب سنگ‌شناسی تغییر کرده و یک منطقه‌ی واکنش متقابل بین دو ترکیب برونوم و میزبان ایجاد کرده‌است. این هاله با ضخامت کم ترکیب کوارتز مونزودیوریت تا تونالیت -گرانودیوریتی ناهمگن (شکل‌های ۶ الف-ب) دارد که در آن برونوم‌های مافیک در اندازه‌ها، شکل‌ها و ترکیب‌های متفاوت توزیع شده‌اند و به اعتقاد [۲۲] این ویژگی بر اختلاط ماگمایی دلالت دارد. شواهد بافتی زیر که همگی به این



شکل ۷ شواهد بافتی و کانی‌شناسی میکروسکوپی از اختلاط ماگمایی در منطقه‌ی مورد بررسی. (الف) بلورهای سوزنی آپاتیت، (ب) بلور پلاژیوکلازی با بافت غربالی، (پ) هم‌رشدی فلدسپار قلیایی و اسفن، (ت) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت پوئی‌کلیتیک کوارتز و فلدسپار قلیایی.

ذوب بخشی و انتشار چندگن را تجربه می‌کند و با افزایش دما، تنها یک رستیت کلسیک‌تر از کانی باقی می‌ماند [۲۶-۲۷]. واکنش انحلالی پلاژیوکلازهای کلسیک‌تر (ماگمای بازی) با یک گدازه‌ی سدیک‌تر (ماگمای میزبان) پلاژیوکلازی را به وجود می‌آورد که نسبت به پلاژیوکلاز اصلی (هسته) از آنورتیت کمتری برخوردار است، اما نسبت به ماده‌ی گدازه‌ی همزیست خود ممکن است کلسیک‌تر نیز باشد [۱۹]. ناتعادلی بافتی و ترکیبی در پلاژیوکلازها، مثل نبود ترکیبی قابل توجه و بزرگ بین هسته کلسیک و پوشش سدیک، به شدت بر اختلاط ماگمایی دلالت دارد. ماندگاری و نگهداری علائم ناتعادلی مستلزم تبلور سریع و اختلاط ناکامل است [۲۸].

پلاژیوکلازهایی با رورشدیهایی از فلدسپار قلیایی

چنانکه قبلاً اشاره شد برخی پلاژیوکلازها بافت آنتی‌راپاکیوی دارند و بلور پلاژیوکلاز با فلدسپار قلیایی احاطه شده‌است. این بافت در فهرست بافت‌های حاصل از اختلاط ماگمایی [۱۹، ۲۹]

پلاژیوکلازهایی با زونینگ و بافت resorption

نتایج پیمایش عرضی تجزیه ریزپردازشی الکترونی در پلاژیوکلازهای برونوم‌های ریزدانه مافیک و گرانودیوریت، بیانگر وجود منطقه‌بندی است (شکل‌های ۴ و ۷ ب). به اعتقاد [۲۴] پیچیدگی‌ها و ناپیوستگی‌های منطقه‌بندی مشاهده شده در الگوی فنوکریست‌های این کانی بازتاب دهنده‌ی انحلال یا تغییر ترکیب ناشی از اختلاط ماگمایی است. [۲۵] نیز انحلال حاشیه‌ی پلاژیوکلازها را متأثر از صعود ناگهانی دما، بالارفتن اندیس فعالیت (اکتیویته) آب و کاهش فشار تلقی کرده‌است. بنابراین چنین بافتی به سبب ناتعادلی‌های گرمایی و شیمیایی بین برونوم‌های ریزدانه مافیک و گرانیتوئید میزبان‌شان ایجاد می‌شود. گاهی حاشیه‌ای سدیک (با کلسیم ۲۰-۴۰ درصد) پیرامون هسته‌ی کلسیک دوباره جذب شده (با کلسیم ۸۵-۹۰ درصد) را احاطه کرده‌است. تشکیل این فرایند پیچیده اینگونه تفسیر می‌شود: بلور پلاژیوکلازی که از یک ماگما فلسیک متبلور شده، درون ماگمای مافیک به دام می‌افتد و به دنبال

بسته‌های غنی از آمفیبول

یکی از خاستگاه‌های انبوه‌های آمفیبولی بر اساس آنچه [۱۵] عنوان کرده است، آمیختگی ماگماهای متضاد است. بر اساس شواهد سنگ‌نگاری و صحرایی سنگ‌های مجموعه‌ی پلوتونیک قروه تصور می‌شود بسته‌های غنی از آمفیبول این مجموعه قطعاتی از آمیختگی ماگماهای مافیک و اسیدی باشند. البته اثبات این فرضیه نیازمند بررسی‌های دقیق‌تر شیمی کانی این بسته‌هاست.

نتیجه‌گیری

از مجموع بررسی‌های روابط صحرایی و سنگ‌نگاری معلوم می‌شود که حداقل دو فاز ماگمایی با ترکیب متضاد فلسیک و مافیک در منطقه وجود داشته که با اختلاف زمانی کم یا تقریباً همزمان نفوذ کرده‌اند. در فاز گرانیته‌ویدی، برونوم‌های ریزدانه مافیک در اندازه‌های مختلف پراکنده هستند. حاشیه‌های باریک به ضخامت چند سانتی‌متر در مرز بین برونوم‌ها و سنگ‌های میزبان‌شان ترکیب آنها را به سمت کوارتز مونزودیوریت تا تونالیت کشیده است. برای ژنر برونوم‌ها [۳۲] سه نظریه‌ی مهم را به صورت زیر خلاصه کرده است: (۱) قطعاتی از سنگ دیواره یا حاشیه‌های سرد شده‌ی اولیه توده‌های نفوذی هستند، (۲) قطعاتی از سنگ‌های دگرگون شده، تجدید تبلور یافته و دیرگدازی هستند که باقی مانده‌هایی از خاستگاه گرانیته‌ها محسوب می‌شوند و (۳) گلبول‌هایی از ماگمای مافیکی هستند که با ماگمای میزبان فلسیک آمیخته شده‌اند.

شواهد شیمی‌کانی و بافتی شامل پلاژیوکلازهای سلولی دارای نوارهایی پر از ادخال، پلاژیوکلازهایی با منطقه‌بندی و بافت انحلالی، آپاتیت‌های سوزنی، فلدسپارهایی با رورشدی-های قلیائی، هم‌رشدی اسفن و فلدسپار، بافت پوئی‌کلستیک در کوارتز و فلدسپار قلیائی، آمفیبول‌های منطقه‌بندی‌شده و نیز بسته‌های غنی از آمفیبول این فرضیه را حمایت می‌کند که اختلاط ماگمایی در مقیاس محلی در محل تماس دو ماگمای مافیک و فلسیک و در نتیجه حاصل شدن ماگمایی همگن با ترکیب حدواسط با حجمی اندک صورت پذیرفته است.

با نگاهی بر زمین‌دما-فشارسنجی [۳۳]، روابط صحرایی و سنگ‌نگاری، توده‌ی میزبان مشخصات توده‌های نفوذی کم عمقی و در سطوح فوقانی پوسته جایگزین شده است. به علاوه حجم زیاد ماگمای میزبان مانع از اختلاط کامل بوده و به-

آورده شده است. این پلاژیوکلازها اثرهایی از انحلال بلور اولیه (پلاژیوکلاز) و سپس رشد فلدسپار قلیائی در حاشیه را نشان می‌دهند (شکل ۴). چنین پلاژیوکلازهایی بنام پلاژیوکلازهای پوشش‌دارشده (mantled) نیز خوانده شده و به اعتقاد [۱۹]، [۲۹] ممکن است به عنوان محصول اختلاط (و یا حتی مجاورت) ماگمایی با دمای نزدیک به دمای آبگون و سرشار از سازندگان فلدسپار قلیائی با ماگمای مافیکی، که در آن پلاژیوکلاز شکل گرفته است، باشد.

هم‌رشدی بلورهای اسفن و فلدسپار

در مقاطع نازک برونوم‌ها نوعی همزیستی به صورت تقریباً عدسی‌شکل از بلورهای اسفن و فلدسپار وجود دارد. بلورهای اسفن معمولاً به صورت افتیکی تیغه‌ای فلدسپارهای کلسیک (پلاژیوکلاز) را در برمی‌گیرند (شکل ۷ پ). [۱۹] ضمن اعتقاد به نادر بودن چنین بافتی، تشکیل آن را مستلزم یک مدل دو مرحله‌ای از آمیختگی می‌داند.

بافت پوئی‌کلستیک در کوارتز و فلدسپار قلیائی

برخی از برونوم‌ها بلورهای نسبتاً درشت با بافت پوئی‌کلستیک از جنس کوارتز و فلدسپار قلیائی دارند که بلورهای کوچک‌تر پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و آپاتیت را دربر گرفته‌اند (شکل ۷د). چنین هم‌رشدی‌هایی شاهده‌ی بر یکسان بودن سرعت سرد شدن برونوم‌های حامل این کانی‌ها و ماگمای گرانیته‌ی دربرگیرنده‌ی آنها است [۲۷]. این کانی‌ها در دمای پایین‌تر شروع به هسته‌سازی می‌کنند و شبیه کانی‌های ماگماهای گرانیته‌ی دیگر دربرگیرنده، دارای سرعت هسته‌سازی نسبتاً کمتر و سرعت رشد زیادتری هستند.

آمفیبول‌های منطقه‌بندی شده

چنانکه در بحث شیمی کانی آمفیبول اشاره شد آمفیبول‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی و عدد منیزی در ترکیب هسته و حاشیه‌ی این کانی متفاوت است. این تغییرات دلالت بر ترکیبی بر متغیر بودن شرایط تبلور در ماگما دارد [۳۰] و به عقیده‌ی دورایس (مذاکرات شفاهی، ۲۰۱۱) قویاً نشانه‌ی اختلاط ماگمایی است (شکل ۵). [۳۱] نیز معتقد است این ویژگی حاکی از تغییر ترکیب اندک ماگما در زمان رشد بلور است. [۲۰] آن را نشانه‌ای بر آمیختگی ماگمای مافیک و ماگمای فلسیک یعنی اختلاط ماگمایی می‌دانند.

(ed.), Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation, Springer-Verlag Berlin Heidelberg (2011), pp. 331-342.

[۷] سپاهی ع.ا، "نقش زینولیتها، برونومها و دایکهای همزمان با پلوتونیسم در تفسیر تحول ماگمایی مجموعه پلوتونیک الوند: با تاکید بر شواهد زمین‌شناسی و کانی‌شناسی مربوط به آمیختگی ماگمایی"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۲ (۱۳۸۷) ص. ۲۴۸-۲۳۴.

[۸] طهماسبی ز، خلیلی م، احمدی خلجی ا، سرجوقیان ف، "شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی آمیختگی ماگمایی در برونومهای موجود در سنگهای گرانودیوریتی منطقه آستانه (جنوب غرب اراک)"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۴ (۱۳۸۸) ص. ۶۰۸-۵۹۱.

[۹] سنگ قلعه ر، "پترولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قلعه"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۷۴)، ص. ۱۵۶.

[۱۰] ترکیان ا، "مطالعه ماگماتیسم توده گرانودیوریتی در منطقه جنوب قروه - سنندج"، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه اصفهان (۱۳۸۷). ایران. ۱۷۵ ص.

[۱۱] حسینی م، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش قروه (پیوست نقشه)"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶).

[12] Mahmoudi SH., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., "U-Pb dating & emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj- Iran", Journal of South American Earth Sciences (2011). In press.

[13] Słaby E., Martin H., "Mafic and felsic magma interaction in granites: the Hercynian Karkonosze pluton (Sudetes, Bohemian massif)", Journal of petrology 49 (2) (2008) 353-391.

[14] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Cruz M.J.M., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil", Journal of South American Earth Sciences 11(5) (1998) 457-471.

[15] Castro A., Stephens W.E., "Amphibole-rich polycrystalline clots in calc-alkaline granitic rocks and their enclaves", Canadian Mineralogist 30 (1992) 1093-1112.

[16] Stephens W.E., "Polycrystalline amphibole aggregates (clots) in granites as potential I-type restite: an ion microprobe study of rare-earth

عقیده‌ی [۳۴]؛ برخورد و یا نفوذ ماگمای مافیک به درون ماگمای فلسیک بعد از تبلور بخشی ماگمای فلسیک صورت می‌گیرد و لذا اختلاف چسبندگی و دمای کمتر ماگمای دربرگیرنده‌ی اسیدی سبب می‌شود ماگمای مافیک به شکل گلوله‌های مافیک برونوم سرد شود. در تائید این مطلب به عقیده‌ی [۳۵] چنین برونوم‌های ریزدانه مافیکی فرآورده اختلاط ناکامل بین ماگماهای (مافیک و فلسیک) متضادی هستند که همچنان ویژگی‌های خود را حفظ کرده‌اند.

نبود آثاری از قطعات رستیت و زینولیت در این مجموعه بر بالا بودن دمای ماگمای مافیک دلالت دارد. این فرضیه با اختصاصات ژئوشیمیایی مجموعه پلوتونیک و محیط زمین-ساخت جهانی آن که یک محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است همخوانی دارد. در نتیجه به خاطر همخوانی شواهد بافتی و داده‌های شیمی کانی نظریه‌ی [۳۲] را در این خصوص می‌پذیریم که در این منطقه گلبول‌هایی از ماگمای مافیک و سنگ میزبان گرانیتوئیدی حداقل طی یک فرایند اختلاط ماگمایی با یکدیگر آمیخته شده‌اند.

مراجع

- [1] Didier J., "Granites and their Enclaves", Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, London (1973) 393p.
- [2] Didier J., Barbarin B., "Conclusions: Enclaves and granite petrology", In: Didier, J. & Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Elsevier (1991), Amsterdam, 545-549.
- [3] Debon F., "Comparative major element chemistry in various "microgranular enclave-plutonic host pairs", In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Elsevier, Amsterdam, (1991) 293-312.
- [4] Leake B.E et al., "Nomenclature of amphiboles, Report of Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names", European of Journal Mineralogy 9 (1997) 623-651.
- [5] Ghasemi A., Talbot C.J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 26(6) (2005) 683-693.
- [6] Torkian A., "The Parishan Pluton in Qorveh Area, an Example for Magma Mingling process, Southeastern Sanandaj, Iran", In: Srivastava R.K.

- [26] Blundy J.D., Sparks S.J., "Petrogenesis of mafic inclusions granitoids of the Adamello Massif, Italy", *Journal of Petrology* 33(5) (1992) 1039-1139.
- [27] Xe X. Dong C.W., Li W.X., Zhou X.M., "Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite- granite association", *Lithos* 46 (1999) 299-315.
- [28] Chen B., Jahn B. M., Wei C., "Petrogenesis of Mesozoic granitoids in the Dabie UHP complex, central China: trace element and Nd-Sr isotope evidence", *Lithos* 60 (2002) 67-88.
- [29] Arslan M., Aslan Z., "Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey", *Journal of Asian Earth Sciences* 27 (2006) 177-193.
- [30] Dorais M.J., Whitney J.A., Roden M.F., "The origin of mafic enclaves from the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith", *Journal of Petrology* 31 (1990) 53-81.
- [31] Vernon R.H., "A practical guide to rock microstructural", (2004) Cambridge, 594p.
- [32] Elburg M.A., "Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton Granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia", *Lithos* 38 (1996) 1-22.
- [۳۳] ترکیان ا.، طهماسبی ز.، "ترمومبارومتري توده گرانودیوریتی مجموعه گرانیتوئیدی قروه (جنوب شرقی استان کردستان)، مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دانشگاه بوعلی سینا همدان (۱۳۸۸)، ص. ۳۳-۴۱.
- [34] Barbarin B., "Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the Central Sierra Nevada Botholith, California: nature, origin and relations with the hosts", *Lithos* 80 (2005) 155-177.
- [35] Orsini J.B., Cocirca C., Zorpi M.J., "Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas", In: Didier, J. and Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, (1991) 445-464.
- distributions", *Australian Journal of Earth Sciences* 48 (2001) 591-601.
- [17] Didier J., Barbarin B., "The different types of enclaves in granites—nomenclature", In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam, (1991) 19-24.
- [18] Abdel-Rahman A., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas", *Journal of Petrology* 35(2) (1994) 525-541.
- [19] Hibbard M.J., "Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems", In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam (1991) 431-444.
- [20] Waight T.E., Maas R., Nicholls I.A., "Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal and magma mingling in S-type granites", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139 (2000) 227-239.
- [21] Richard LR, "MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02 MinPet Geological Software", (1995) Québec.
- [22] Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A., Chu C.H., Lo M.F., Song B., "Petrogenesis of Early Cretaceous intrusions in the Sulu ultrahigh-pressure orogenic belt, east China and their relationship to lithospheric thinning", *Chemical Geology* 222 (2005) 200-231.
- [23] Didier J., "Contribution of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France", In: Didier J. and Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*, Elsevier, Amsterdam (1987) 47-62.
- [24] Vernon R.H., "Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves", In: Didier, J. and Barbarin, B., (2nd) (Eds.), *Developments in Petrology. Enclaves and granite petrology*, Elsevier, Amsterdam, (1991) 277-292.
- [25] Castro A., "Plagioclase morphologies in assimilation experiments, Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks", *Minerl. Petrol.* 71 (2001) 31-49.