

شواهد بافتی وجود شرایط دینامیکی در حین و پس از تبلور گنایس‌های دیناموماگماتیک قلعه‌دژ، ازنا

ناهید شبانیان بروجنی^{۱*}، علیرضا داوودیان دهکردی^۱، محمود خلیلی^۲، مهناز خدای^۳

۱- دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات

(دریافت مقاله: ۸۸/۷/۱، نسخه نهایی: ۸۹/۲/۱۱)

چکیده: گنایس‌های دیناموماگماتیک ازنا دارای بافت میلونیتی بوده و با پورفایروکلاست‌های چرخیده بزرگ یا چشم‌های فلدسپات مشخص می‌شوند که در پیرامون آنها یک زمینه ی ریز تا متوسط دانه شکل‌پذیرتر از میکای سفید (مسکویت فنزیتی)، بیوتیت، کوارتز و فلدسپات خم برداشته و ساختار هسته - پوشش را ایجاد کرده‌اند. فلدسپات‌ها هر دو رفتار شکننده و شکل‌پذیر را نشان می‌دهند. شواهد تغییر شکل نظیر ماکل‌های دگرشکلی، ماکل‌های خمیده، خاموشی موجی، نوارهای دگرشکل و شکنجی در پلاژیوکلازها دیده می‌شوند و نشان‌دهنده ی دگرشکلی در حالت جامد هستند. دگرشکلی کوارتز در گنایس‌های دیناموماگماتیک عموماً منجر به ایجاد ساختار هسته-پوشش و نیز نوارهای کوارتزی شده که حاصل مجموعه‌های کوارتز تجدید تبلور یافته و کشیده و سمت یافته اند که بیانگر تبلور دوباره ی دینامیکی است. میکاها غالباً به موازات و یا تقریباً موازی با نوارهای کوارتز کشیده شده‌اند و برگراگی سنگ را نشان می‌دهند. این بافت‌ها معرف دگرشکلی دینامیکی در حین تبلور و پس از آنند.

واژه‌های کلیدی: گنایس دیناموماگماتیک، ساختار هسته - پوشش، دگرشکلی، ازنا.

مقدمه

سیلیسی وابسته به یک پوسته ی فوقانی که مذاب حاصل در یک محیط دینامیکی در حال همگن شدن باشد [۲].

- آناتکسی بخشی سنگ‌های گرانیتی ماگمایی غیرگنایسی یا گنایس گرانیتی همگن که قبلاً خود این سنگ‌های مادر در یک محیط دینامیکی تشکیل شده‌اند.

- همگن شدن میگماتیت تزریقی و یا میگماتیت تزریقی آناتکسی در یک محیط دینامیکی.

- دگرشکلی مرحله ی پایانی سیستم ماگمایی گرانیتی در حال تبلور [۳-۶].

وجود گنایس‌های کوارتز و فلدسپاتی در پوسته ی بلورین قاره‌ای تقریباً عادی بوده و این سنگ‌ها به صورت توده‌های بزرگ همگن (Homogenous) ارتوگنایس [۲، ۱] و یا به صورت میگماتیت‌هایی با بخش‌هایی از گنایس نسبتاً همگن دیده می‌شوند.

گنایس گرانیتی تقریباً همگن، می‌تواند در حضور و یا در غیاب مذاب تشکیل شود. مذاب، حداقل در چهار حالت زیر می‌تواند وجود داشته باشد:

- آناتکسی بخشی (Partial anatexis) سنگ‌های تخریبی

* نویسنده مسئول، تلفن: ۹۱۳۳۱۸۰۲۴۲، نمابر: ۶۲۶۵۷۴ (۰۳۱۱)، پست الکترونیکی: nahid.shabanian@gmail.com

زمین‌شناسی منطقه

توده ی نفوذی قلعه دژ از نظر موقعیت زمین شناسی، در پهنه زمین ساختی سسندج- سیرجان و در حدود ۱۵ کیلومتری شمال راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. پلوتون قلعه دژ از لحاظ جغرافیایی در ۱۰ کیلومتری شمال غربی شهر ازنا و در گستره ی نقشه ی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ زمین شناسی خرم آباد واقع شده است (شکل ۱) [۸].

پلوتون قلعه دژ فاقد آثار چشمگیری از دگرگونی مجاورتی است که این یکی از شواهد وابسته به توده های نفوذی همزمان با زمین ساختی است [۹] و با سنگ های دگرگون ناحیه ای همچون شست، آمفیبولیت، کوارتزیت و مرمرها در بر گرفته شده اند (شکل ۲). این توده ی نفوذی تحت تاثیر یک رژیم دگرشکلی دینامیکی تشکیل شده است. عناصر ساختاری L و LS در این توده ی نفوذی به خوبی مشاهده می شود و آثار برش راست گرد در این پلوتون قابل تشخیص است [۱۰]. از دیدگاه ژئوشیمیایی، این توده دارای مشخصات گرانیتوئیدهای نوع A2 است که در محیط پس از کوهزایی و احتمالاً در فضاهای کشتی در راستای گسل های راستا لغز جایگیر شده است [۱۱].

کانی شناسی

پلوتون قلعه دژ از لحاظ کانی شناسی تنوع نسبتاً اندکی دارد و بخش بزرگ آنها را کانی های کوارتز، فلدسپات (فلدسپات قلیایی، پلاژیوکلاز و پرتیت) تشکیل می دهد. برگواره ی اصلی این سنگ ها را کانی های بیوتیت و موسکویت فنزیتی (که با رنگ سبز کم رنگ قابل شناسایی اند) تشکیل می دهد. از کانی های عارضه ای می توان به تورمالین، زیرکن، اپیدوت، آلانیت، اسفن و مگنتیت اشاره کرد.

بافت اصلی این سنگ ها لیپیدوگرانوبلاستیک است که بیانگر ماهیت دگرگونی و ماگمایی بودن این سنگ ها است. از طرف دیگر در این سنگ ها بافت S-C (شکل ۲-ب) به موازات راستای برش^۸ مشاهده می شود که دال بر سیر تدریجی دگرشکلی از ماگماتیسم به حالت جامد است [۱۲]. علاوه بر آن بافت میلونیتی در این سنگ ها قابل رویت است که بر اساس نسبت پورفیر به ماتریکس از الترامیلونیت تا پروتومیلونیت متغیر است.

گنایس تقریباً همگن در اثر فرایندهای ماگمایی و دگرگونی در یک محیط دینامیکی طی مراحل انتهایی سالیدوس ماگما تشکیل می شود و بنابراین نام گنایس دیناموماگماتیک به آن داده می شود [۴].

دگرشکلی سیستم ماگما- بلور در شرایط نزدیک به سالیدوس^۱ رخ می دهد. دگرشکلی شکل پذیر^۲ (شکننده - شکل پذیر^۳) در سیستم های پلوتونیک در مراحل پیشرفته تبلور جایی بروز می کند که:

- فشار محبوس کننده نسبتاً بالا باشد

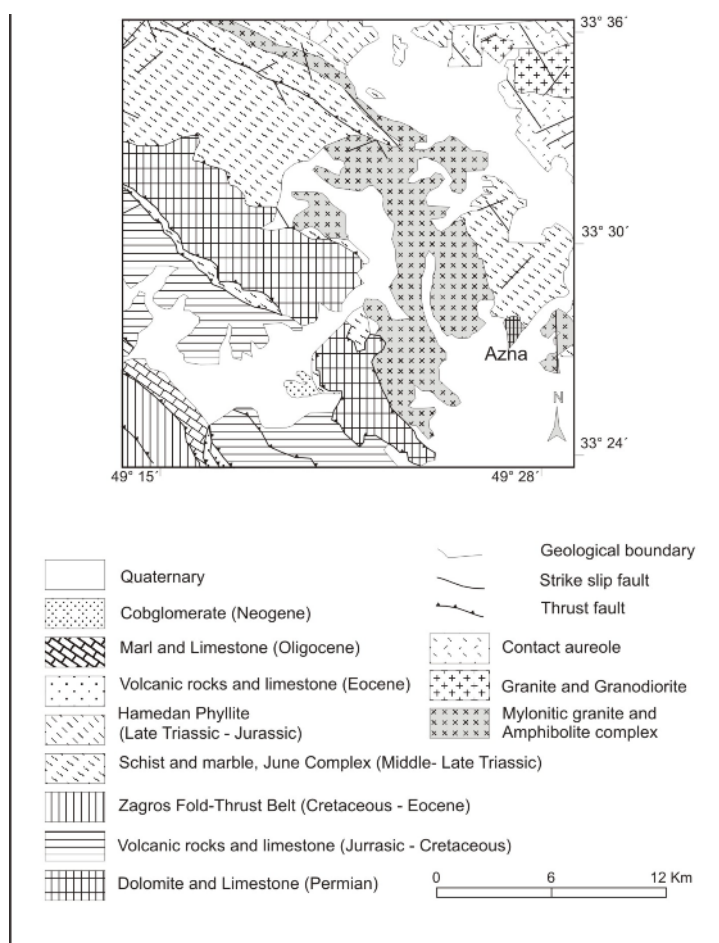
- دماها بالای سالیدوس باشند

- دگرشکلی نافذ با سرعت تغییر شکل پایین وجود داشته باشد اگر در سیستمی حجم مذاب بیش از ۳۰٪ باشد، فشار وارده بر سیستم تاثیری بر اجزای متبلور شده ندارد و تغییر شکل سبب حرکت مذاب و غوطه ور شدن بلورها می شود. در صورتی که اگر حجم مذاب در سیستم ماگما- بلور کم تر از ۳۰٪ باشد، جریان دگرشکلی روی بلورها آثار بافتی گذاشته و سبب توزیع دوباره ی جریان بین دانه ای می شود [۷]. البته نسبت حجمی مذاب به بلور را ۲۰ تا ۴۰ درصد در نظر می گیرند تا ماهیت جریان بتواند از یک سیستم مذاب غالب (جریان تعلیقی^۴، سیستم ماگمایی) به یک سیستم بلور غالب (جریان پشتیبانی شده^۵، سیستم تقریباً ماگمایی^۶) تغییر کند [۵].

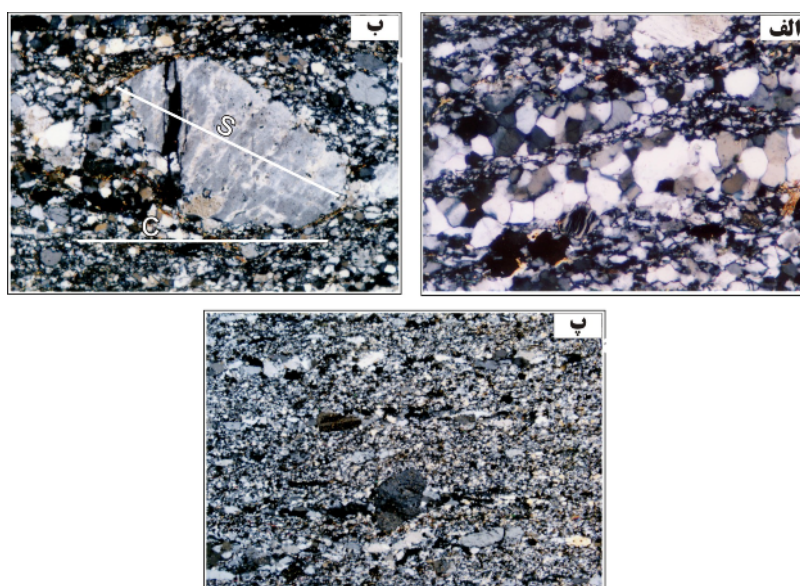
چون دگرشکلی در حضور ساختارهای بلورین رخ می دهد، فرایندهای حالت جامد^۷ بایستی همزمان با مکان سازی دوباره ی جریان حاصل شوند. دمای بالا (نزدیک دمای سالیدوس) به همراه جریان (حتی اگر نسبت جریان به بلور کم باشد) سبب تاثیر ساز و کارهای دگرشکلی بلور پلاستیک و تبلور دوباره می شود، زیرا کانی های مختلف آستانه متفاوتی در برابر دگرشکلی دارند به طوری که رفتار شکل پذیر کوارتز را در برابر رفتار شکننده فلدسپات می بینیم.

در این مقاله سعی شده است تا با استفاده از شواهد بافتی، رابطه ی تبلور با حرکت دینامیکی را بدست آوریم.

- 1 - Solidus
- 2 - Ductile
- 3 - Brittle- ductile
- 4 - Suspension
- 5 - Supported
- 6 - Submagmatic
- 7 - Solid- state



شکل ۱ نقشه‌ی ساده شده‌ی منطقه ازنا (اصلاح شده از محجل و همکاران، ۲۰۰۳) [۱۱].



شکل ۲ (الف) در اثر تبلور دوباره‌ی چندضلعی‌های شکل‌دار از بلورهای کوارتز بوجود آمده‌اند. زاویه‌ی دو سطحی بین بلورهای کوارتز 120° است. پهنای دید یک میلی‌متر، تصویر در نور XPL. (ب) چندضلعی‌های تجدید تبلور کوارتز در سایه‌های حاصل از فشار فلدسپات‌ها. پهنای دید $2/5$ میلی‌متر. تصویر در نور XPL. (پ) در بخش پایینی تصویر بلورهای کوارتز تشکیل آگرگات‌هایی به موازات برگوارگی سنگ داده‌اند. سنگ یک الترامیلونیت با پورفیروکلاست‌های فلدسپات است. نور XPL، پهنای دید $3/4$ میلی‌متر.

کانی‌های اصلی

کوارتز: کانی کوارتز به عنوان سازای اصلی این سنگ‌ها دارای اندازه‌ی نسبتاً متغیر است و در میکروسکوپ به یکی از چند حالت زیر مشاهده می‌شود: - به صورت نوارهای کوارتزی که شامل چندضلعی‌های شکل‌دار بلورهای کوارتز است که در اثر تبلور دوباره حاصل شده‌اند. این مجموعه بلور دارای زاویه دو سطحی 120° است (شکل ۲- الف). بعضی از این دانه‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند که بیانگر مرحله‌ی اولیه تشکیل ریزدانه^۱ و ادامه‌ی دگرشکلی پس از تشکیل آنهاست [۱۳].

- به صورت چندضلعی‌های تجدید تبلور یافته کوارتز در سایه‌های حاصل از فشار فلدسپات‌ها (شکل ۲- ب). انبوهه‌های کشیده و تجدید تبلور یافته و تقریباً سمت یافته‌ی کوارتز در چنین ساختارهایی معرف تبلور دوباره‌ی دینامیکی است که در شرایط رخساره‌ی اپیدوت-آمفیبولیت حاصل می‌شود [۱۴].

- برخی از بلورها به صورت پورفیروکلاست‌های کوارتزی هستند که در اثر تنش وارده به شکل ریزدانه‌هایی با مرز دنداندار در آمده‌اند.

- گاهی دانه‌های کوارتز، شکستگی گوه‌ای شکل پورفیروکلاست‌های فلدسپات را پر می‌کنند (شکل ۴- ث).

- بلورهای کوارتز دارای کشیدگی به موازات برگواره‌ی اصلی سنگ هستند (شکل ۲- ج).

- گاهی دانه‌های کوارتز تشکیل لامل‌های دگرشکلی را می‌دهد. **فلدسپات:** متداول‌ترین شکل دگرشکلی در فلدسپات‌های مورد بررسی وجود یک حاشیه از دانه‌های دوباره متبلور شده در مرز دانه‌ای است که یک ساختار هسته- پوشش^۲ را ایجاد می‌کند. این بافت در سنگ‌های شدیداً دگرشکل شده و تجدید تبلور یافته‌ای دیده می‌شود که پورفیروکلاست‌های بزرگ کوارتز و فلدسپات در پیرامون خود مقادیر زیادی ریزدانه و نودانه^۳ دارند. پورفیروکلاست‌ها در واقع باقیمانده‌هایی از کانی‌های مقاوم سنگ مادری هستند که تحت تاثیر دگرشکلی واقع شده‌اند. دانه‌های فلدسپات هسته اندازه بزرگتری از پوشش و دانه‌های پیرامون خود دارند. پهنای پوشش دوباره متبلور شده نسبت به قطر هسته خیلی کوچک است و هسته‌ها دارای مرزهایی تدریجی (سری‌ایت) هستند که دلیلی بر بازتبلور دینامیکی در

حین مهاجرت مرز دانه‌ای است. این مرز دانه‌ای سری‌ایت بین دانه‌های کوارتز و فلدسپات تشکیل می‌شود (شکل‌های ۳- الف و پ). عدم تشکیل چنین مرزی بین فلدسپات و بیوتیت می‌تواند بیانگر قابلیت موضعی بودن تغییر شکل فلدسپات باشد [۱۵]. تبلور دوباره‌ی دینامیکی پیرامون پورفیروکلاست‌ها در ساختار هسته- پوشش در اثر چرخش ریزدانه و مهاجرت مرز دانه‌ای به وجود می‌آید و نشان‌دهنده‌ی این است که تبلور دوباره همراه با جابه‌جایی خزشی رخ داده است. در پوشش‌ها، اندازه‌ی دانه‌ها متغیرند و از داخل به خارج پوشش کاهش می‌یابد که دلیلی است بر این که پوشش بر اثر چرخش ریزدانه ایجاد شده و از طرف دیگر افزایش میزان تغییر شکل با دور شدن از هسته را نشان می‌دهد [۱۳]. بطوری‌که ریزدانه‌ها در پوشش خارجی ممکن است تحت تاثیر بازتبلور همراه با جابه‌جایی خزشی قرار گیرد.

نبودن آثار دگرشکلی در داخل پورفیروکلاست‌ها (بجز پرتیت) نسبت به بخش خارجی بیان‌کننده تفاوت و ناهمگنی^۴ در عملکرد دگرشکلی است [۱۶]. محور بزرگ پورفیروکلاست‌ها غالباً موازی با برگوارگی اصلی سنگ است.

پلاژیوکلازها به صورت پورفیروکلاست‌هایی هستند که از حاشیه تحلیل رفته و شکل بیضوی ماندی را به خود گرفته‌اند (شکل ۳- الف و ب). بیشتر پورفیروکلاست‌ها دارای ماکل پلی سنتتیک با انتهای مخروطی، متقاطع و خمیده‌اند (شکل‌های ۳ ب و پ) که بر اساس ریخت‌شناسی^۵ ماکل، همه‌ی آنها مکانیکی هستند [۱۷-۱۹] و برخی از آنها دارای حالت پلکانی در ماکل پلی سنتتیک هستند (شکل ۳- ت) که نشان‌دهنده‌ی لغزش ماکل^۶ [۱۶] و شرایط رخساره‌ی شیبست سبزند [۱۴].

ماکل آلبیت و پریکلین در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها قابل مشاهده است ولی غالب ماکل‌ها پلاژیوکلازها از نوع آلبیتی پیروی می‌کنند. بهر حال همراهی دو نوع ماکل آلبیتی و پریکلین به حالت مکانیکی آنها اشاره دارد ([۲۰]، شکل ۳- ث). ماکل پریکلین فراوانی زیادی ندارد. برخی ماکل‌ها فقط در عرض و یا در لبه‌ی بلور دیده می‌شوند، در حالی‌که گروهی دیگر تمام بلور را در بر می‌گیرند (شکل ۳- ج).

4 - heterogeneous

5 - Morphology

6 - Twin gliding

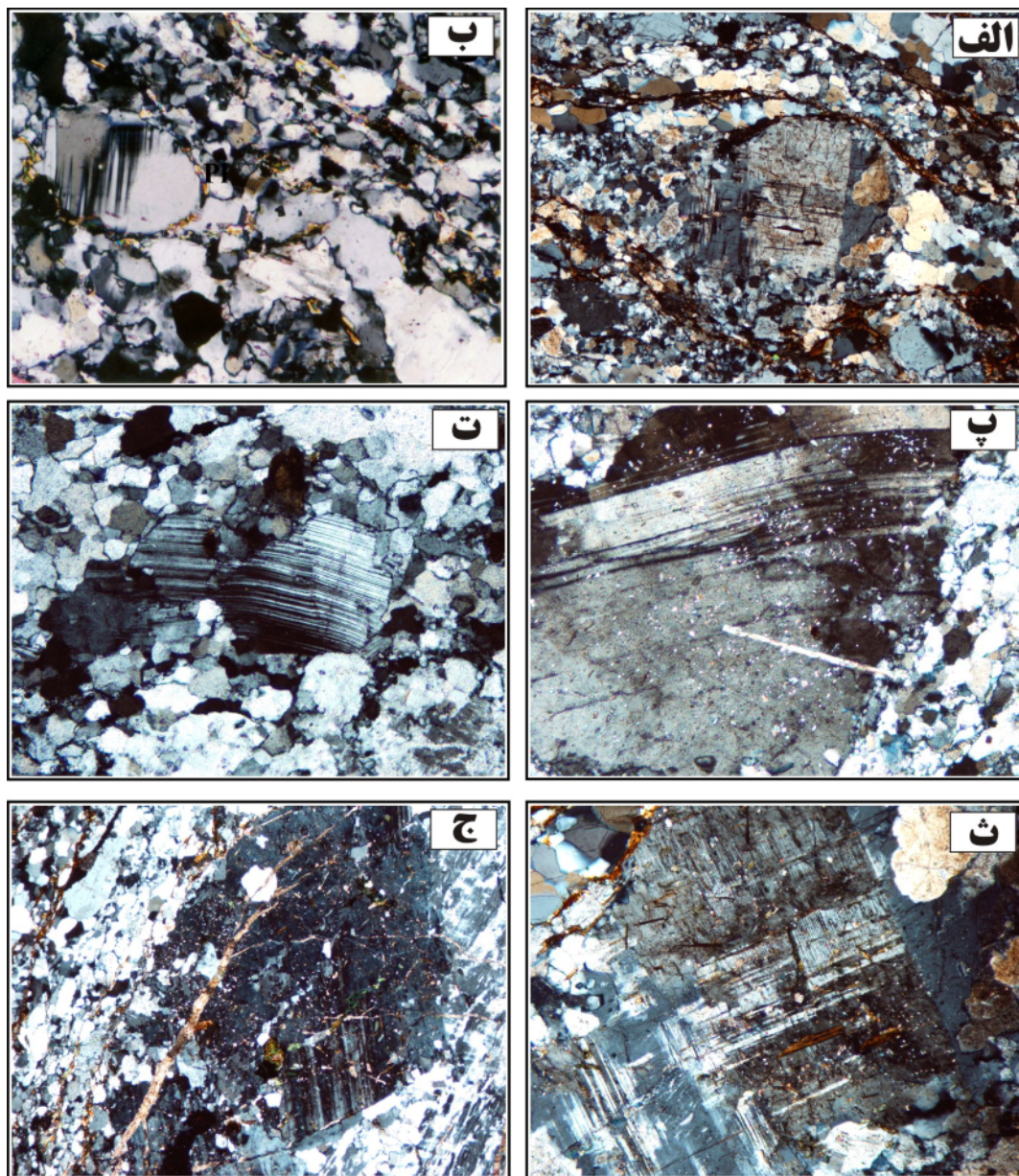
1 - Subgrain

2 - core-and-mantle structure

3 - Neograin

بلورهای درشت فلدسپات‌های قلیایی در نمونه‌ی دستی با اندازه متجاوز از یک سانتیمتر نمای چشم مانند یا چشمی به سنگ بخشیده‌اند. در زیر میکروسکوپ، بلورهای این کانی به صورت پورفیروکلاست با اندازه‌ی متغیر که همه‌ی آنها به صورت پرتیت هستند، قابل رویت‌اند.

باند‌های دگرشکلی و خاموشی موجی در پلاژیوکلازها دیده می‌شود. خاموشی موجی به علت تخریب شبکه‌ی بلورین است [۲۱]، که در پلاژیوکلازها و فلدسپات قلیایی به سبب شکستگی ریز میکروسکوپی درون بلورین نامنظم است [۱۳]. بلورهای پلاژیوکلاز اسید در اثر دگرسانی با نسبت‌های متفاوتی به سیریزیت تجزیه شده‌اند.



شکل ۳ الف) پورفیروکلاست پوششی با هسته‌ای از پلاژیوکلاز که با بلورهای کوارتز با اندازه‌های متفاوت و پوششی از میکا احاطه شده است. نور XPL، پهنای دید ۲/۵ میلی متر ب) نمایش ماکل دگرشکلی با انتهای مخروطی. نور XPL، پهنای دید برابر با یک میلی متر پ) نمایش ماکل دگرشکلی خمیده در بلور پلاژیوکلاز. نور XPL، پهنای دید برابر با ۱/۳ میلی متر. ت) خمش همراه با حالت پلکانی در ماکل پلی‌سنتتیک پلاژیوکلاز. نور XPL، پهنای دید برابر با ۱/۳ میلی متر ث) ترکیبی از ماکل آلبیتی و پری‌کلین در بلورهای پلاژیوکلاز. نور XPL، پهنای دید برابر با ۱/۳ میلی متر ج) نمایش ماکل‌های پلاژیوکلاز که فقط بخشی از این کانی را فرا گرفته است. نور XPL، پهنای دید برابر با ۱/۳ میلی متر.

بزرگی این پورفیروکلاست‌ها گاه کل میدان دید میکروسکوپ را در بر می‌گیرد. نوع پرتیت‌ها از نوع لخته‌ای^۱، میله‌ای و شعله‌ای^۲ هستند. پرتیت لخته‌ای (شکل ۴-الف) از شواهد دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمایی است [۱۲]، در حالی که پرتیت شعله‌ای (شکل ۴-ب) در سنگ‌های گرانیتی دگرشکل شده در شرایط رخساره شیست سبز حاصل می‌شود [۲۲]. در این شرایط پورفیروکلاست‌های پرتیت از پیرامون به وسیله‌ی کوارتز در برگرفته می‌شوند. گاهی پرتیت‌ها به صورت خرد شده‌اند که فضای بین قطعات خرد شده را کوارتز می‌پوشاند و گاهی دارای ادخال‌های از کوارتزند که خاموشی موجی نشان می‌دهند. برخی از پورفیروکلاست‌ها دارای دانه‌های پلاژیوکلاز با ماکل آلبیتی و پلی سنتتیک هستند (شکل ۴-ب). پورفیروکلاست‌های میکروکلین از پیرامون با ریزدانه‌ها و نودانه‌های کوارتز احاطه می‌شوند. میکروکلین با ماکل مشبک به فراوانی دیده می‌شود که نشانه‌ی تاثیر دگرشکلی دینامیکی در شرایط جامد است [۲۲]. گاه خود میکروکلین هم پرتیتی شده است.

شکستگی‌هایی در مرز و یا در درون بعضی از فلدسپات‌ها مشاهده می‌شود که گاهی با جابه‌جایی همراهند و با دانه‌های کوارتز پر می‌شوند. وجود شکستگی‌های پر شده به وسیله‌ی کوارتز دال بر جریان تقریباً ماگمایی است [۴، ۶، ۱۲، ۲۳، ۲۴]. معمولاً پورفیروکلاست‌های خوب گرد شده فاقد این گونه شکستگی‌هاست. بعضی از دانه‌ها دارای شکستگی‌هایی هستند که یا سرتاسر بلور را در برگرفته و یا به شکل گوه‌ایی هستند که گاه فقط با کوارتز و زمانی با کوارتز، میکروکلین، پلاژیوکلاز و بیوتیت پوشیده شده‌اند (شکل ۴-ت).

ریزساختارهای فلدسپات موید شرایط رخساره‌ی آمفیبولیت تحتانی تا شیست سبز فوقانی هستند [۱۳، ۲۵]

بسیاری از بلورهای فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز به ترتیب به کانی‌های رسی و سریزیت تجزیه شده‌اند که نشانه‌ی تنش‌های زمین ساختی است [۲۶]. فلدسپات‌های قلیایی دارای آثار ضعیفی از تجزیه هستند که در مقایسه با پلاژیوکلازها کمتر است.

بیوتیت: بلورهای بیوتیت در این توده دارای اندازه‌ی نسبتاً ریز بوده و از نظر شکل ائوهدرال تا نیمه شکل دار با ظاهری کشیده‌اند. این بلورها با سمت یافتگی موازی با برگواره میلونیتی اصلی سنگ همراه با کانیهای اصلی دیگر سنگ در متن حضور دارند. این کانی فراوانترین فاز فرومنیزین سنگهای

گرانیتوئیدی است. بیوتیت‌ها دارای پلئوکروئیسم قهوه‌ای تا قهوه‌ای پر رنگ و قهوه‌ای مایل به سبزند (شکل ۴-ث). این ویژگی‌های نوری حاکی از مصون ماندن این کانی از تاثیر دگرسانی گرمایی است، زیرا معمولاً بیوتیت پس از دگرسانی گرمایی دستخوش بی‌رنگ شدگی و کاهش شدت پلئوکروئیسم می‌شود [۲۸]. گاهی بیوتیت‌ها در این سنگ‌ها به کلریت تجزیه شده و در نتیجه اسفن زیادی در راستای کلیواژهای آنها آزاد شده است. همچنین در ساختار هسته-پوشش این کانی همراه با میکای سفید و کوارتز، بخش پوشش را تشکیل می‌دهند که درشت بلورهای فلدسپات را دور زده و خمیده شده‌اند (شکل ۳-الف).

میکای سفید: بلورهای میکای سفید در زیر میکروسکپ به صورت رنگ سبز بسیار کم رنگ بوده و نسبت به میکای موسکویت دارای برجستگی بالاتری هستند. بنابراین یک موسکویت فنزیتی محسوب می‌شوند که با توجه به ویژگیهای سنگ نگاری احتمالاً طی فازهای دگرگونی و دگرشکلی موثر بر ماگما و سنگ ایجاد شده و یا حاصل از تجدید تبلور موسکویت ماگمایی تحت تاثیر فازهای بالا هستند. تبلور دوباره کامل بیوتیت و مسکوویت که سطح برگواری را مشخص می‌کند در شرایط رخساره اپیدوت - آمفیبولیت حاصل می‌شود [۱۳].

این کانیهای برگه‌ای که دارای اندازه‌ی کوچک تا متوسط-اند، همراه با بیوتیت‌ها دارای سمت یافتگی شدیدی بوده و از برگواری اصلی سنگ تبعیت می‌کنند و گاه پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و فلدسپات قلیایی را دور می‌زنند. ظاهراً هرچه شدت دگرشکلی دینامیکی در سنگ بیشتر شود، میزان میکای سفید نیز بالا می‌رود. این افزایش مقدار با کاهش اندازه دانه‌های فلدسپات همراه است [۳۷، ۲۶].

کانی‌های فرعی

تورمالین: بلورهای تورمالین در نمونه دستی با رنگ کاملاً سیاه و به صورت‌های لکه‌ای، لخته‌ای و یا انبوهی از دانه‌های ریز قابل رویت هستند. این بلورها بیشتر همراه با فلدسپات است و به همین دلیل رابطه‌ی تنگاتنگی با فلدسپات‌ها دارند. در نور طبیعی دارای پلئوکروئیسم سبز متمایل به سیاه (سبز لجنی) تا قهوه‌ای هستند. این بلورها به صورت رگه‌ای و یا همراه با کانیهای حاصل از دگرسانی دیده نمی‌شوند. این کانی مقاوم در اثر دگرشکلی خرد شده‌است (شکل ۵-الف و ب).

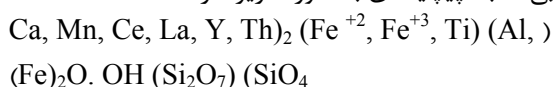
آلانیت: آلانیت یا اورتیت یک کانی دارای عناصر کمیاب Ce و La است و به صورت بلورهای طویل به موازات برگواره دیده می‌شود. آلانیت یکی از اعضای خانواده‌ی اپیدوت‌هاست که

1 - Patchy
2 - Flame

متممیت ایجاد می‌شود. بمباران یاد شده اتصال یونی را ضعیف کرده و ساختار اتمی را به هم می‌ریزد و اجازه ورود آب به شبکه بلور را می‌دهد.

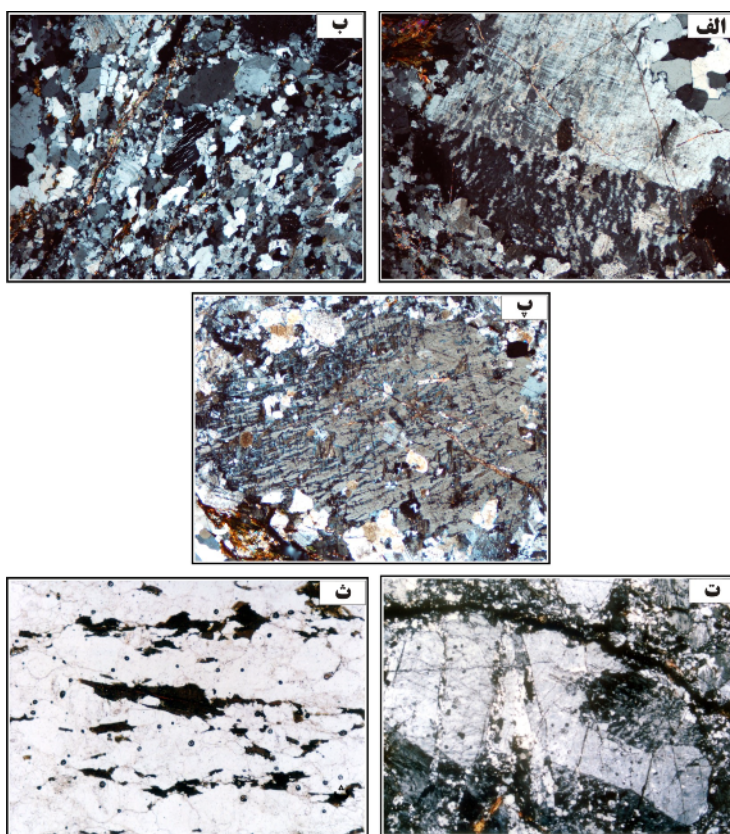
در اثر عوامل جوی قشر خاکی شکل و قهوه‌ای مایل به قرمز سطح خارجی آلانیت را فرا می‌گیرد که بیشتر شامل هیدرواکسید فریک $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ، آلومین $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3$ و CO_2 است. این قشر خارجی نسبت به بخش میانی کانی، معمولاً توریم بیشتر و عناصر کمیاب کم‌تری دارد. درجه‌ی متممکتیزاسیون تاثیر ژرفی روی دوشکستی^۱ و رفرنژانس دارد [۲۹]. به طور کلی آلانیت در شرایط فشار بالا پایدارتر از شرایط فشار پایین است [۳۱]. آلانیت معمولاً در گرانیتهای متآلومینیومی تا کمی پراآلومینیومی متبلور می‌شود [۳۲] و مشخص کننده‌ی فوگاسیته بالای اکسیژن محیط تشکیل است [۳۱].

حاوی عناصر نادر خاکی و عناصر رادیواکتیو است و ترکیب شیمیایی نسبتاً پیچیده‌ای به صورت زیر دارد.

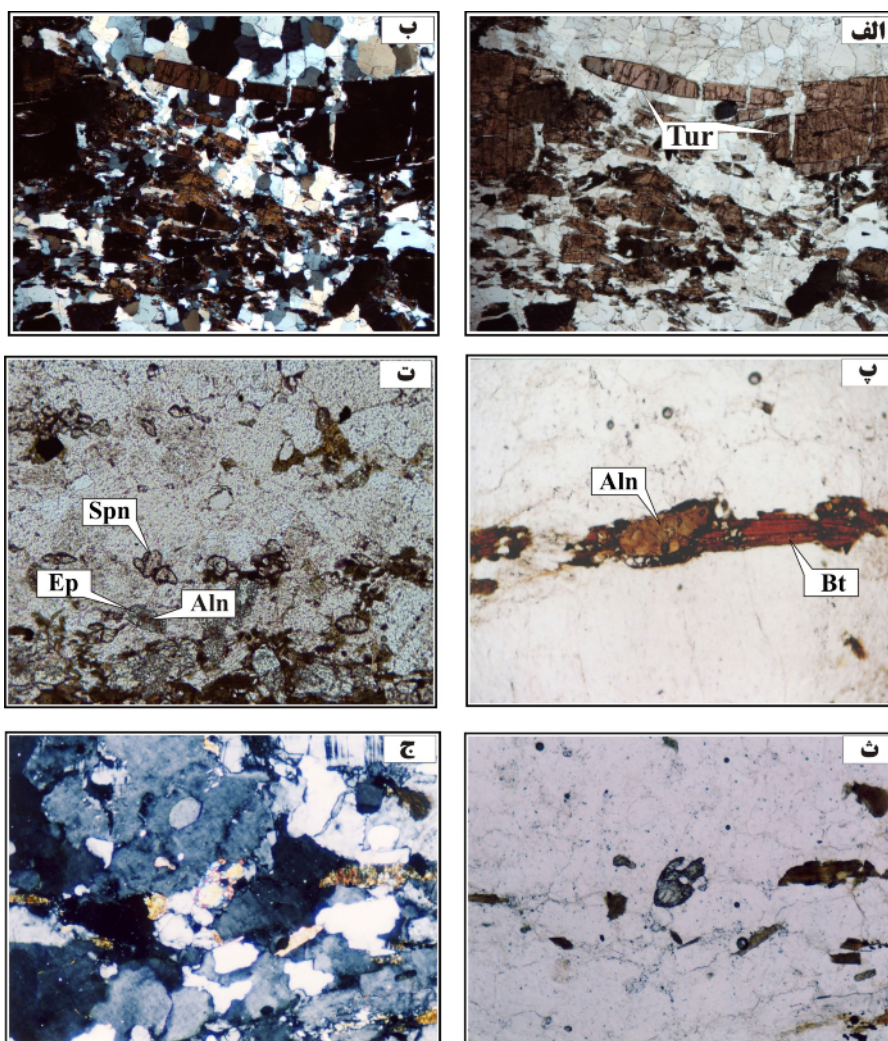


این کانی تنها عضو خانواده اپیدوت است که دارای Fe^{+2} به‌عنوان یکی از سازندگان اصلی است [۲۹]. برخی از درشت بلورهای آلانیت منطقه بندی روشنی نشان می‌دهند. آلانیت که با پلئوکروئیسم قرمز قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره تا روشن خود قابل شناسایی است، نسبت به بیوتیت‌ها دارای برجستگی بیشتری بوده و حالت برگه‌ای را نشان نمی‌دهد (شکل ۵-پ و ت).

یکی از نکات جالب توجه در مورد آنها، این است که این کانی با اپیدوت پوشیده می‌شود، و حاکی از اولیه بودن این کانی است [۳۰]. بیشتر سنگ‌های این توده دارای کانی ریز آلانیت هستند (شکل ۵-ت). در اثر بمباران ذرات آلفا، ساختار بلورین این کانی تخریب جزئی حاصل کرده و معمولاً حالت



شکل ۴ الف) نمایش پرتیت لخته‌ای که به دگرشکلی در شرایط تقریباً ماگمایی اشاره دارد. به بلورهای آلیت با ماکل پلی‌سنتتیک توجه شود نور XPL، پهنای دید برابر با یک میلی‌متر ب) نمایش پرتیت میله‌ای که بیانگر شرایط رخساره شیست سبز است. نور XPL، پهنای دید برابر است با ۲/۵ میلی‌متر پ) نمایش پورفیروکلاست میکروکلین پرتیتی. نور XPL، پهنای دید برابر است با ۱/۳ میلی‌متر ت) پورفیروکلاست پرتیتی شکسته شده و سپس به علت حضور مذاب در محیط با کوارتز، پلاژیوکلاز و میکروکلین پر شده است. نور پلاریزه XPL، پهنای دید ۲/۵ میلی‌متر ث) نمایش بیوتیت‌های جهت‌یافته که سبب ایجاد بافت لیپدوبلاستیک در سنگ می‌گردند. نور PPL، پهنای دید برابر است با یک میلی‌متر.



شکل ۵ الف) تورمالین تحت تاثیر کشیدگی خرد و تکه تکه شده‌اند و رفتار شکننده‌ای نشان می‌دهند (PPL، ب) XPL، پهنای دید برابر با ۱۱ میلی‌متر (پ) جهت یافتگی بلور آلانیت و بیوتیت بموازات فولیاسیون اصلی سنگ، نور XPL، پهنای دید یک میلی‌متر (ت) اپیدوت‌ها دارای هسته‌ای از آلانیت بوده، نور PPL، پهنای دید یک میلی‌متر (ث) کانی‌های اپیدوت تمایل به تمرکز در باندهای مافیک دارند. (ج) XPL، پهنای دید برابر با ۱۱ میلی‌متر.

سنگ به چشم می‌خورد و تمرکز آن در کنار اپیدوت و کانی‌های مافیک است (شکل ۵-پ). شواهد میکروسکوپی دال بر حضور عناصر نادر خاکی در اسفن است که سبب ایجاد دو شکستی غیر طبیعی شده است.

زیرکن: زیرکن نیز به صورت بلورهای ریز و گرد و مدور با هاله-ی پلئوکروئیک در این سنگ‌ها حضور دارد. گاه به صورت ادخال در درون بیوتیت دیده می‌شود.

کانی‌های تورمالین، آلانیت و اپیدوت در این سنگ‌ها به صورت دانه‌های مقاوم است که تحت تاثیر دگرشکلی دینامیک رفتار شکننده و آثار تکه‌تکه شدن و خردشدگی را نشان می‌دهند.

اپیدوت: اپیدوت دارای پلئوکروئیسیم ضعیف تا آشکار و اندازه‌ی آنها همانند بلورهای بیوتیت است ولی نسبت به بیوتیت‌ها شکل‌دار و در مجاور کوارتز و فلدسپات بی‌شکل و کرمی شکل‌اند و غالباً دارای هسته‌ای از آلانیت هستند (شکل‌های ۵-ث و ۵-ج). کانی‌های اپیدوت تمایل به تمرکز در باندهای مافیک دارند. روابط بافتی اپیدوت در برابر بیوتیت و فلدسپات، نبود آثار تجزیه‌ی در این کانی‌ها و تمرکز اپیدوت در لایه‌های مافیک نشان‌دهنده‌ی اینست که اپیدوت در این گرانیتهای یک کانی ماگمایی است [۳۳]. وجود اپیدوت ماگمایی در این سنگ‌ها دلالت بر بالآمدگی تکتونیک سریع دارد [۳۳].

اسفن: اسفن به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در

برداشت

در بررسی میکروسکوپی دو سری بافت مشاهده می‌شوند که دال بر وجود دگرشکلی دینامیکی حین تبلور و پس از آن است، این دو عبارتند از:

شواهد بافتی دال بر حضور مذاب حین دگرشکلی

الف- شکستگی‌های فلدسپات‌های قلیایی پرشده با کوارتز و فلدسپات: در این سنگ‌ها فلدسپات قلیایی و پلاژیوکلاز رفتار نیمه شکنا از خود نشان داده، به طوری که در اثر تنش‌های مکانیکی گاهی شکسته شده و شکستگی حاصل با کوارتز و گاه هر دو کانی کوارتز و فلدسپات قلیایی پر شده است. این شکستگی‌ها تقریباً ماگمایی در نظر گرفته می‌شوند بدین علت که:

- شکستگی، یک دانه‌ی منفرد را قطع می‌کند و گاهی شکستگی تا دانه‌ی مجاور نیز کشیده می‌شود. آنچه در اینجا مهم است وجود تماس دانه‌ها با مذاب است. غالباً شکستگی‌ها گوه‌ای شکل هستند و دارای دیواره‌های موازی هستند.
- فاز کانیایی پرکننده از لحاظ ترکیبی و بلورشناسی از داخل به خارج شکستگی، پیوستگی داشته و این فاز کانیایی معمولاً کوارتز است ولی گاهی فلدسپات و گاهی نیز کوارتز و فلدسپات است. در صورتی که فاز کانیایی کوارتز باشد، حوضچه‌های تک بلورین^۱ کوارتز را در خارج از شکستگی تشکیل می‌دهد.
- ماهیت فاز پرکننده‌ی شکستگی با ترکیب مذاب گرانیتهی باقیمانده سازگار است.

ب- وجود پرتیت و لامل‌های جدایشی در فلدسپات پتاسیم مثل پرتیت لخته‌ای
ت- میکروبرش جوش خورده^۲

شواهد بافت میلونیتی و ادامه دگرشکلی بعد از تبلور

الف- ایجاد خطوارگی قوی توسط کشیدگی کانی‌های دوباره متبلور شده یا جدیداً متبلور شده
ب- وجود پورفیروکلاست‌های پوشش‌دار نامتقارن و ایجاد بافت S-C
ج- انواع ماکل دگرشکلی در بلور پلاژیوکلاز
د- خمیدگی^۳ ماکل پلاژیوکلاز
ه- تشکیل پرتیت شعله‌ایی

و- تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین که در دمای حدود ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد [۲۱]. وجود میکروکلین با ماکل مشبک در بررسی میکروسکوپی مشخص کننده‌ی این است که سنگ تحت تاثیر تنش در حالت جامد قرار داشته است [۴].

ز- خردشدگی بلورها

توده‌ی گرانیتهی ازنا با توجه به شواهد بافتی و کانی‌شناسی از نوع گنایس Late magmatic - Post magmatic است. بنابراین بجای بکار بردن واژه‌های گرانیته سین تکتونیک - Syn tectonic و یا گرانیته گنایس بهتر است در این گونه موارد از واژه‌ی گنایس دیناموماگماتیک استفاده کنیم [۴].

مراجع

- [1] Sylvester A.G., Oertel G., Nelson C.A., Christie J.M., "Papoose Flat pluton: a granitic blister in the Inyo Mts., California", Bulletin of the Geological Society America 89 (1978) 1205-1219.
- [2] Clark R.G., Lyons J.B., "Petrogenesis of the Kinsman intrusive suite: Peraluminous granitoids of western New Hampshire", Journal of Petrology 2, 7 (1986) 1365-1393.
- [3] Hibbard M.J., "Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their implications", Journal of Geology 95(1986) 543-561.
- [4] Hibbard M.J., "Petrography to petrogenesis", Prentice Hall, New Jersey (1995) 587p.
- [5] Paterson S.R., Vernon R.H., Zac J., "A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliation in granitoids", Journal of Structure Geology 11(1989) 394-363.
- [6] Bouchez J.L., Delas C., Gleizes G., Nedelec A., Cuney M., "Submagmatic microfractures in granites", Geology 20 (1992) 35-38
- [7] George R.P., Jr., "Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus", Geological Society of America Bulletin 89 (1978) 845-865.
- [8] Soheili M., "Geological quadrangle map of the Khorramabad area, No: D 7. 1:250000", Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (1992).
- [9] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

1 - Monocrystalline

2 - Healed microbreccia

3 - Kinking

- [22] Pryer L.L., Robin P.-Y.F., "Retrograde metamorphism reactions in deforming granites and the origin of flame perthite", *Journal of Metamorphic Geology* 14 (1995) 645-658.
- [23] Paquet J., François P., Nédélec A., "Effect of partial melting on rock deformation: experimental and natural evidences on rocks of granitic compositions", *Tectonophysics* 78 (1981) 545-565.
- [24] Davidson C., Schmid S.M., Hollister L.S., "Role of melt during deformation in the deep crust", *Terra Nova* 6 (1994) 133-142 .
- [25] Passchier C.W., Trouw R.A.J., "Microtectonics", Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg (1996) 289p.
- [26] Conti P., Funedda A., Cerbai N., "Mylonite development in the Hercynian base ment of Sardinia (Italy)", *Journal of Structural Geology* 20 (1998) 121-133.
- [27] Wintsch R.P., "Feldspathization as a result of deformation", *Geological society America Bulltein* 86 (1975) 35-38.
- [28] Deer W., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1966) 549p.
- [29] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "Epidote group. In: *Rock-forming minerals*", vol. 1 A, Orthosilicates, 2nd ed., Longman (1992) 85-107.
- [30] Bea F., "Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths: implications for the geochemistry of crustal melts", *Journal of Petrology* 37 (1996) 521-552.
- [31] Petrik I., Broska I., "Petrology of two granite types from the Tribec˘ Mountains, Western Carpathians: an example of allanite (+magnetite) versus monazite dichotomy", *Geological Journal* 29 (1994) 59-78.
- [32] Broska I., "REE accessory minerals in the felsic rocks of the Westcarpathians: the distribution, composition and stability", *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* 1, Szeged (2003).
- [33] Zen E., Hammarstrom M., "Magmatic epidote and its petrologic significance", *Geology* 12(1984) 515-518.
- [10] Mohajjel M., Fergusson C.L., "Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", *Journal of Structural Geology* 22 (2000) 1125-1139.
- [11] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A.R., "Petrography and geochemistry of mylonitic granite of Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran", *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen* 185/3 (2009) 233-248.
- [12] Vernon R.H., "A practical guide to rock microstructure", Cambridge university press, United Kingdom (2004) 594p.
- [13] Bozkurt E., Park R.G., "Microstructures of deformed grains in the augen gneisses of southern Menderes Massif (western Turkey) and their tectonic significance", *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 86(1997) 103-119.
- [14] Simpson C., "Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition", *Journal of Structure Geology* 7, (1985) 503-511.
- [15] Tullis T.E., Yund R.A., "Hydrolytic weakening of experimentally deformed Westerly granite and Hale albite rock", *Journal of Structure Geology* 2 (1980) 439-451.
- [16] Pryer L.L., "Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville front, Ontario, Canada", *Journal of Structure Geology* 15 (1993) 21-36.
- [17] Smith J.V., "Feldspar minerals", vol. 2. Springer, Berlin Heidelberg, New York (1974) 653p.
- [18] Jensen L.N., Starkey J., "Plagioclase microfabrics in a ductile shear zone from the Jotun nappe, Italy", *Journal of Structure Geology*, 7 (1985) 527-539.
- [19] Smith J.V., Brown W.L., "Feldspar minerals", vol. 1, Springer, Berlin Heidelberg New York (1988) 828p.
- [20] Marshall D.B., Wilson C.J.L., "Recrystallization and peristerite formation in Albite", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57 (1976) 55-69.
- [21] Barker A.J., "Introduction to metamorphic textures and microstructures", Blackie and Son Ltd, Glasgow (1990)170p.