Archive of SID

مطالعه کانسار فلوگوپیت املش

علی درویش زاده[۱]، هومن حاجی کریمی مهربان[*۲]، مژگان صلواتی[۳]
۱- استاد گروه مهندسی معدن دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
۲- کارشناس ارشد زمین شناسی اقتصادی
۳- عضو هیأت علمی گروه زمین شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
*(*عهده دار مکاتبات - Hooman_hajikarimi@hotmail.com)*

چکیده

ارتفاعات جنوبی شهرستان املش اساساً شامل سنگ های افیولیتی به سن کرتاسه فوقانی است که گدازه های بالشی، دایک‌های دیابازی و گابروهای ایزوتروپ بیرون زدگی های عمده آنرا تشکیل می دهند. دایک های حاوی میکا (دایک های آلکالن) بدون روندخاص و در جهات مختلف در سنگ های مزبور نفوذ کرده اند. براساس شواهد صحرایی و بررسی های میکروسکوپی دایک های مورد بحث نوعی لامپروفیر بازیک آلکالن فلدسپاتوئید دار هستند که در ان مگاکریست های ایدیومورف فلوگوپیت ۶ سانتی متری حدود ۱۰ درصد کانی های سازنده آنها را تشکیل می دهند. بنابرگزارش سازمان صنایع و معادن استان گیلان (۱۳۸۷) میزان ذخیره قطعی دو معدن میکا (یا علی گوابر ۶۳ هزار تن و معدن پرام سرا ۱۸۰ هزار تن) بیش از ۲۴۰ هزار تن است. وفور فلوگوپیت های زونه در دایک های آلکالن مورد بحث به ابعاد و اندازه های مختلف با توجه به شرایط تشکیل آنها (فشار بخار آب زیاد و دمایی بیش از ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد)، احتمالاً مذاب دایک ها از ذوب گوه گوشته در حال فرورانش با درصد ذوب اندک (حداکثر ۳درصد) به وجود آمده است.

واژگان کلیدی: *میکا، املش، لامپروفیر آلکالن، کانسار فلوگوپیت.*

۱- مقدمه

شهرستان املش در ۲۲ کیلومتری جنوب غربی رودسر در استان گیلان قرار دارد. ارتفاعات جنوبی آن از گدازه‌های بالشی، دایک های دیابازی و گابروهای ایزوتروپ همراه با آهک های گلوبوترونکا دار به سن کرتاسه تحتانی تشکیل گردیده اند (صلواتی، ۱۳۷۹). به نظر صلواتی (۱۳۸۷) مجموعه افیولیتی جواهر دشت – املش – جنوب لاهیجان دو مجموعه جداگانه ای را تشکیل می دهند که نوع قدیمی تر آن تولئی ایتی و نوع جدید آن، ترکیب آلکالن دارند. دایک های حاوی مگاکریستال های فلوگوپیت در جهات مختلف، مجموعه اخیر را درجهات مختلف قطع کرده اند. ضخامت این دایک ها بین ۱ تا ۶ متر متغیر است، با توجه به پوشش جنگلی منطقه و باغات چای روستائیان و ضخامت زیاد خاک ها ارتباط بین دایک ها و تعیین طول دقیق آنها عملاً غیر ممکن است ولی با توجه به پراکندگی برداشت های معدنی میکا (شکل ۱) می توان طول این دایک ها را حدود ۱۲۰۰ متر در نظر گرفت. درشکل مزبور بیرون زدگی کانسار فلوگوپیت جنوب املش مشخص شده است که از این بیرون زدگی ها می توان به معادن یاعلی گوابر و پرام سرا، جورکاسر، سرچپر، خرم کوه (خرم کوئی)، شیردره، گلستان سرا، جیرگوابر و کوه آغوزی که توسط اداره صنایع و معادن (۱۳۷۱) گزارش شده است، اشاره کرد.

www.SID.ir

Archive of SID

شکل ۱: برونزدهای میکا در منطقه مورد مطالعه (با تغییر از صمدی، ۱۳۷۸)

بخش سطحی دایک های مزبور به شدت فرسوده و هوازده است و تنها میکا کـه کـانی نسـبتاً مقـاومی در برابـر هوازدگی به حساب می آید در خاک های هوازده حوالی دایک ها به وفور یافت می شود. بـه نحـوی کـه در دو معـدن فعال میکای منطقه (یاعلی گوابر و پرام سرا) در بخش سطحی دایک های هوازده مقدار آن تا ۶۰ درصد مـی رسـد. امـا این مقدار در دایک های سالم از ۱۰ درصد حجمی تجاوز نمی کند. به همین دلیل شـرکت هـای معـدنی، خـاک هـای حاوی میکا را به وسیله بیل مکانیکی، کامیون و... به کارگاه فرآوری حمل می کننـد در آنجـا بـا و روش هـای مختلـف فرآوری، میکا را از خاک ها جدا می سازند.

۲- میکای منطقه یا علی گوابر

این محدوده معـدنی در پـنج کیلـومتری جنـوب شهرسـتان املـش، در طـول "۵۰ َ۰۹ ْ۵۰ و عـرض "۴۵ َ۰۳ ْ۳۷ جغرافیایی قراردارد.تمامی این محدوده معدنی بوسیله باغ های چای پوشـیده شـده اسـت کـه همـین پوشـش گیـاهی دسترسی به ماده معدنی را توأم با اشکال نموده است. بنابرگزارش اداره صنایع و معادن اسـتان گـیلان (۱۳۷۱) مقـدار ذخیره محدوده معدنی یا علی گوابر۶۳ هزار تن است. میکا ها در این منطقه دانه درشت و تا ابعاد ۶ سانتی متـری نیـز دیده شده اند (شکل ۳). ضخامت ورقه های آنها گاهی تا یک سانتی متر می رسد که در این حالـت رنگـی تیـره دارنـد ولی در ضخامت های کمتر (حدود ۲ تا ۳ میلیمتر) به رنگ بور می باشند. بخـش سـطحی دایـک هـای ایـن محـدوده معدنی به شدت دگرسان شده و در حد نهایی به خاک های قهوه ای تبدیل شده اند و همین خاک هاست که به وسیله بیل مکانیکی و کامیون جهت فرآوری به کارگاه حمل می‌شوند.

www.SID.ir

Archive of SID

شکل ۲: فلوگوپیت های های معدن یا علی گوابر

۳- میکای منطقه پرام سرا (پروم سرا)

این محدوده معدنی در ۴ کیلومتری جنوب املش، یک کیلومتری جنوب شرقی محدوده معدنی "یاعلی گوابر" ، در مختصات جغرافیایی "۵۰ ٬۰۹ ٬۵۰ طول شرقی و "۴۵ ٬۰۳ ٬۳۷ عرض شمالی و در بین باغ های چای و مرکبات واقع شده است. دایک های حاوی میکای این منطقه در رخنمون ها بافت برشی دارد(شکل۳) و میکاهای این ناحیه نیز دانه ریز تر، تیره تر (شکل۴) و کم انعطاف پذیر تر از میکای منطقه یاعلی گوابرند. اما تراکم میکاها در دایک های این ناحیه زیادتر است.

شکل ۳: دایک های برشی محدوده معدنی "پرام سرا"

شکل ۴: میکاهای محدوده "پرام سرا" که از نظر اندازه کوچکتر ازمیکاهای محدوده یاعلی گوابر(شکل۳) می باشند

۴- ویژگی های سنگ میزبان فلوگوپیت

سنگ میزبان میکاهای املش دایک های تیره رنگ بازیکی به قطر ۱ تا ۶ متر است که بدون روند خاص به داخل سنگ های افیولیتی منطقه نفوذ کرده و حتی بطور محلی موجب دگرگونی سنگ های آهکی کرتاسه در منطقه شده‌اند. همانطور که قبلاً ذکر شد سنگ میزبان سنگی است مشابه بازالت، تیره (ملانوکرات)، سخت و بافتی پورفیری هولوکریستالین دارد و در آن درشت بلورهای چند سانتی متری میکا به سهولت قابل تشخیص است (شکل ۵). در زیر میکروسکوپ علاوه بر فلوگوپیت، بلورهای پیروکسن و الیوین، سایر فنوکریست ها ی سنگ را تشکیل می دهند که در خمیر ریز بلور قرار دارند.

www.SID.ir

Archive of SID

شکل۵: دونمونه از دایک های هوازده حاوی میکا الف- منطقه یا علی گوابر ب- منطقه پرام سرا

۴-۱- فلوگوپیت : حداقل سه نسل فلوگوپیت در سنگ ها قابل تشخیص است:

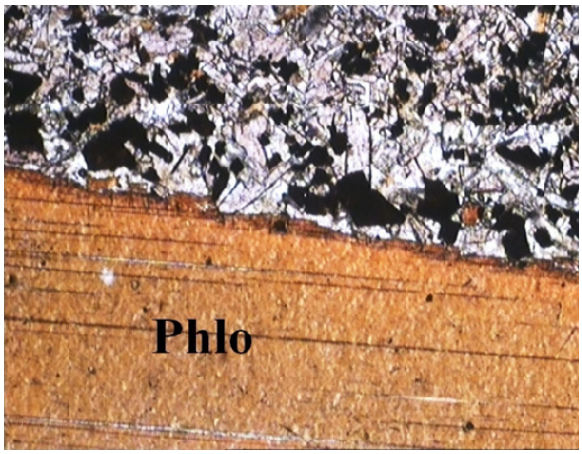
۱- مگا کریست های چند سانتی متری (شکل ۵)

۲- فنوکریست ها که بعضاً به صورت انکلوزیون در پیروکسن دیده می شوند.

۳- ریز بلورهای زمینه

فلوگوپیت در زیر میکروسکوپ به صورت بلورهای شش گوش اتومورف به رنگ قهوه ای مایل به قرمز و زاویه خاموشی اندک (حداکثر تا ۴ درجه) دیده می شود. درشت بلورهای آن زونه می باشند (شکل ۶). این درشت بلورها در مرکز کمرنگ و در حاشیه پررنگ ترند. با توجه به اینکه در فلوگوپیت های محبوس در پیروکسن، تفاوت رنگ در مرکز و حاشیه دیده نشده، بنابراین باید نتیجه گرفت که اولاً درشت بلورهای فلوگوپیت قبل از پیروکسن متبلور شده اند ثانیاً پیدایش زونینگ که به صورت نوار تیره باریکی در حاشیه درشت بلورها قابل مشاهده است. پس ازتبلور پیروکسن انجام شده است که خود نشانه ورود تیتان از محیط مذاب به داخل بلور میکاست.

ریز بلورهای میکا که در خمیره ریزدانه سنگ حضور دارند غالباً زینومورف و رنگ قهوه ای تیره داشته و درواقع آهن‌دارترند.



شکل ۶: فلوگوپیت زیر میکروسکوپ (به زونینگ آن توجه شود) نور XPL

نکته قابل توجه عدم حضور پلازیوکلاز (نه به صورت درشت بلور و نه در خمیره سنگ) است و به جای آن بلورهای دانه ریز و بین ذره ای آنالسیم و نفلین که همراه با ریزبلورهای کانی های فوق و اکسید آهن خمیره سنگ را تشکیل می دهند.

www.SID.ir

Archive of SID

با توجه به شواهد صحرایی و ترکیب کانی شناسی استثنایی فلوگوپیت + اوژیت تیتان دار + الیوین+ آنالسیم و فقدان پلاژیوکلاز این سنگ لامپروفیر و براساس ترکیب کانی شناسی و شیمیایی (جدول شماره۱) آنرا از زمره لامپروفیرهای آلکالن محسوب می کنیم.

جدول ۱: نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی و کانی های نورماتیو یک نمونه دایک آلکالن (دایک میکادار) به روش ICP (حاجی کریمی، ۱۳۸۹)

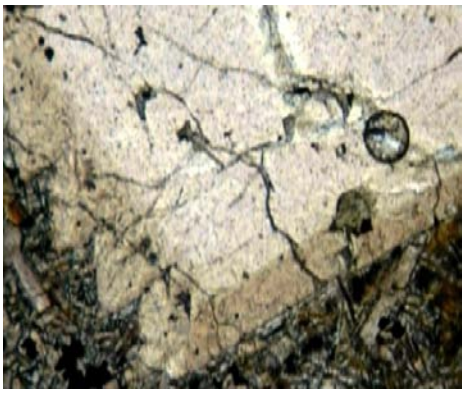
Sample No.	دایک آلکالن
SiO_2	38.3
TiO_2	3.53
Al_2O_3	11.50
Fe_2O_3	11.10
MnO	0.14
MgO	7.14
CaO	13.90
Na_2O	2.01
K_2O	1.88
P_2O_5	0.88
LOI	8.37
Total	99.0
کانی های نورماتیو	
Sample No.	دایک آلکالن
Quartz	0.0
Orthoclase	9.95
Albite	0.0
Anorthite	18.71
Nepheline	10.26
Diopside	40.29
Hypresthene	0.0
Olivine	0.98
Magnetite	8.12
Ilmenite	7.46
Hematite	0.0
Apatite	2.27
Total	99.5

۴-۲- پیروکسن: این کانی در زیر میکروسکوپ به رنگ بنفش مایل به قهوه ای و به شکل درشت بلور (شکل ۷) ریزبلور و سوزنی (شکل ۸) دیده می شود و می توان گفت ۳۰ تا۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می دهد. درشت بلورهای پیروکسن مانند درشت بلورهای میکا حالت زونه دارند و می توان حاشیه پررنگ (بنفش رنگ) آن را از مرکز کمرنگ تر به راحتی شناسایی کرد. تفاوت رنگ در حاشیه و مرکز بلورها را می توان با توجه به رنگ بنفش این حاشیه در نور معمولی مرتبط با حضور عنصر تیتان دانست که در مراحل انتهایی تبلور و در محیط فراوانتر بوده است. بنابراین پیروکسن های این دایک ها از نوع تیتان اوژیت است.

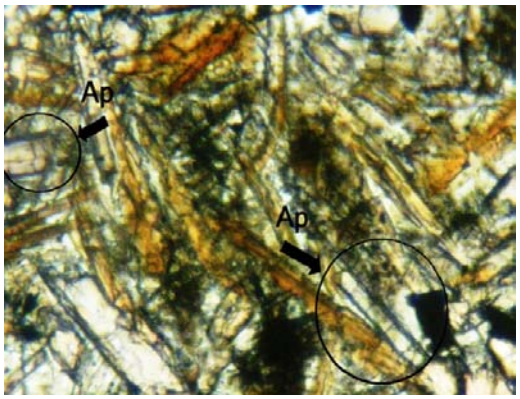
ریزبلورها بیشتر در حاشیه دایک ها دیده می شوند. در این قسمت درشت بلورهای پیروکسن بسیار ناچیز هستند بنابراین باید قبول داشت که بلورهای دانه ریز و سوزنی پیروکسن در آخرین فاز و در اثر انجماد سریع مذاب باقیمانده ایجاد شده اند.

www.SID.ir

Archive of SID

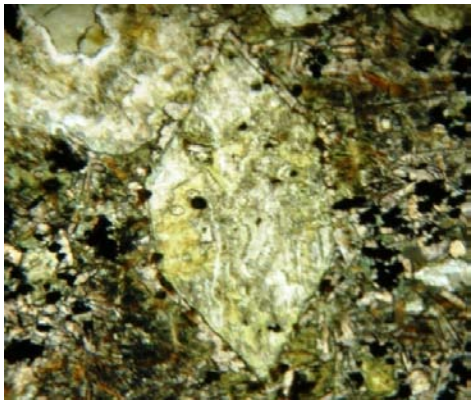


شکل ۷: فنوکریست کلینوپیروکسن زونه با حاشیه مضرس (بزرگنمایی ۸۰ برابر، نورPPL)

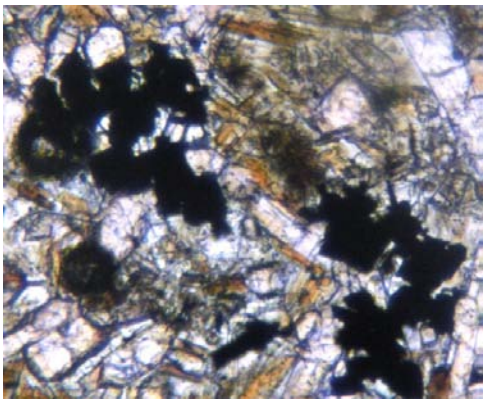


شکل ۸: بلورهای سوزنی پیروکسن (Px) و آپاتیت (Ap) (بزرگنمایی ۸۰ برابر، نورXPL)

۴-۳- الیوین: اکثراً صورت میکروفنوکریست ایدیومورف (شکل ۹) دیده می شود، به طوریکه حدود ۸ تا ۱۰ درصد زمینه را به خود اختصاص می دهد. اکثر الیوین‌ها به سرپانتین تجزیه شده اند. این الیوین ها ابتدا در اعماق متبلور شده ولی به تدریج که مذاب به سطح زمین نزدیک گردید، افزایش فشار بخار آب افزایش یافته، پدیده سرپانتینی شدن الیوین ها را سبب گردید.



شکل ۹: میکرو فنوکریست الیوین (بزرگنمایی ۸۰ برابر ، نور PPL)



شکل ۱۰: تجمعی از بلورهای تیتانومگنتیت (بزرگنمایی ۸۰ برابر، نورPPL)

۴-۴- کانی های اپاک: بصورت خودشکل و به مقدار زیاد (حدود۱۰ درصد) در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل۱۰) که به وفور یون آهن در مذاب مورد بحث و محیط اکسیدان مربوط است. این بلورها از نوع تیتانومگنتیت هستند و در اطراف پیروکسن ها به صورت منفرد و گاهی به صورت مجتمع و خوشه ای ای قرار می گیرند. با توجه به حضور اوژیت‌های تیتان داری که قبلاً توضیح داده شده است، کانی های اپاک مزبور باید از نوع تیتانومگنتیت باشند.

۴-۵- نفلین و آنالسیم: به صورت بلورهای کوچک و بی شکل در فضای بین کانی های دیگر دیده می شود. این ریز بلورهای نفلین در درجه حرارت های پائین تر متبلور می شوند و فضای بین کانی ها را پر کرده و تنها با رنگ گلی کمرنگ در نور طبیعی قابل تشخیص می باشند. باتوجه به حضور بخار آب فراوان در مراحل آخر تبلور دایک ها بلورهای نفلین غالباً به آنالسیم تبدیل شده اند به نحوی که در انتهای فوقانی دایک ها به جای نفلین فقط آنالسیم قابل رویت است.

www.SID.ir

Archive of SID

۴-۶- آپاتیت: ازکانی های فرعی تشکیل دهنده سنگ که به صورت سوزنی در زمینه دیده می شود (شکل۹).

۵- ترتیب تبلور کانی ها در دایک های حاوی میکا

به نظر می رسدکه الیوین اولین فاز جامدی باشد که از ماگما متبلور می شود. با تبلور الیوین در مذاب باقیمانده K,Al,Ti و Si افزایش می یابد و با توجه به حضور آب در محیط مذاب، تبلور فلوگوپیت آغاز می شود. این همان مگاکریست های چند سانتی متری فلوگوپیت های نسل اول است. بخشی از P_2O_5 موجود در محیط مذاب نیز همراه با فلوگوپیت در ماگما متبلور می شود. در این مرحله یون های Ca به همراه بخشی از یون های باقیمانده درشت بلورهای پیروکسن نسل اول ایدیومورف بوجود می آورند. با صعود ماگما به سطح فوقانی فشار بخارآب افزایش می یابد و در این مرحله بلورهای الیوین نسل اول به سرپانتین تبدیل می شوند و درثانی بلورهای نسل دوم کوچکتر فلوگوپیت متبلور می شوند که عملاً غنی از آهن و آلومینیوم و تیتان هستند. ضمناً حاشیه مگاکریست های فلوگوپیت های نسل اول هم در این زمان متبلور می شوند که غنی از سه عنصر فوق اند. در آخرین مرحله هم ریز بلورهای پیروکسن، بیوتیت و نفلین و آنالسیم زمینه سنگ را تشکیل می دهند.

به علت فشار زیاد بخار آب محیط مذاب که بر مقدار آن در نزدیک به سطح زمین افزوده می شود، انفجاراتی زیرزمینی اتفاق افتاد و در نتیجه برش های حاصل از انفجار عموماً در سطح فوقانی دایک ها و در حاشیه آنها در نزدیکی سطح زمین به وجود آمده اند.ضخامت این برش ها گاهی تا ۶ متر نیز می رسند و در آن قطعات بازالتی، درشت بلورهای اتومورف فلوگوپیت نسل اول، بلورهای پیروکسن همراه با قطعات رسوبی، آهکی، شیلی و بعضاً رگه های نازک شامل مجموعه اپیدوت+کلریت+کلسیت همراه پیریت که نشانه ای از فعالیت هیدروترمال شدید است در منطقه است که می تواند حاکی از پروپیلیتی شدن در مقیاس کوچک در منطقه باشد که در آندزیت ها و بازالت های آبدار پدیده ای شایع است (حاجی کریمی، ۱۳۸۹).

۶- نتایج آنالیز شیمی

تاکنون از میکاهای منطقه املش آنالیزهای بسیاری صورت پذیرفته است. اما متاسفانه در نتایج آنالیزها ناهمخوانی های زیادی دیده می شود. ولی ۶ نمونه از آنالیز میکروپروب از میکاهای املش که نتایج آنها با درنظرگرفتن استانداردها، قابل قبول‌تراند، انتخاب گردیدند (جدول۲).

نتایج حاصل از آنالیز شیمی میکاهای تیره کوه های جنوب املش به شرح زیر است:

۱- در درشت بلورها مقدار TiO_2 در مرکز بلور حدود ۳ تا ۲/۵ درصد کمتر از حاشیه است و حاکی از آنست که با پیشرفت تبلور ماده مذاب، مقدار TiO_2 آن افزایش چشمگیر یافته است که در شرح میکروسکوپی کلینوپیروکسن های همیافت با میکاها به آن اشاره شده است.

۲- مقدار MgO در مرکز درشت بلورها از حاشیه زیادتر است. در ریز بلورها نیز همین مسئله دیده می شود و به نظر می رسد که دامنه تغییرات درصد MgO در بلورهای ریز و درشت چندان نوسان نداشته است. با توجه به اینکه دامنه تغییرات مقادیر MgO در میکاها با FeO حالت عکس دارد، این تغییرات از مرکز به حاشیه بلور و در ریز بلورها تا حدودی به چشم می آید.

۳- مقادیر K_2O در میکاهای تیره املش حدود۱۰ تا ۹/۱۵ است که با عدد استاندارد میکاها (۶/۲۳ تا ۱۱/۲۳) تا حدودی مطابقت دارد.

www.SID.ir

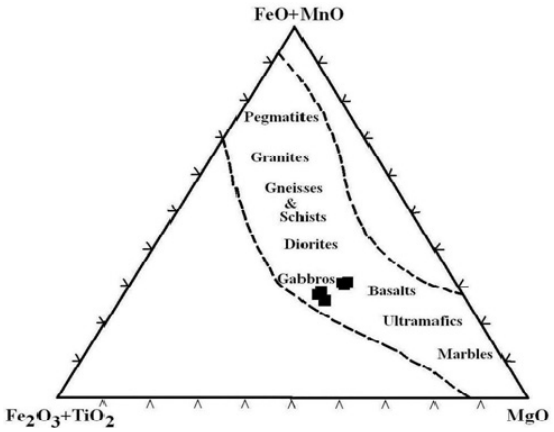
Archive of SID

جدول ۲: نتایج آنالیز میکروپروب میکاهای جنوب املش

شماره نمونه / نام اکسید	S1-C (درشت بلور)	S1-E (درشت بلور)	M20-C (درشت بلور)	M20-E (درشت بلور)	M21-C (ریزبلور)	M21-E (ریزبلور)
SiO_2	36.45	34.37	35.5	33.56	35.33	34.46
Al_2O_3	15.9	15.03	15.82	15.2	16.02	15.18
TiO_2	7.75	10.62	8.06	11.02	8.06	10.56
FeO	10.45	9.66	10.32	9.43	10.32	10.05
MgO	15.61	14.39	15.52	14.35	15.5	14.85
CaO	-	-	-	-	-	-
K_2O	9.97	9.15	10.09	9.8	9.72	9.95
Na_2O	-	-	0.62	0.48	0.56	0.5
MnO	-	-	-	0.22	0.04	0.18
Cr_2O_3	0.14	-	0.08	-	-	0.12
بقیه تا ۱۰۰، LOI فرض شده اند.						
فرمول ساختمانی براساس ۲۴(F,OH,O)						
Si	5.722 } 8	5.470 } 8	5.512 } 8	5.228 } 8	5.348 } 8	5.471 } 8
Al	2.278	2.530	2.488	2.772	2.652	2.529
Al	0.949 } 6.283	1.093 } 7.038	0.737 } 7.373	0.668 } 7.044	0.728 } 7.247	0.814 } 7.027
Ti	0.228	0.298	0.283	0.348	0.361	0.298
Fe^{2+}	1.904	1.819	1.920	1.894	1.901	1.920
Mn	-	-	-	0.031	0.060	0.002
Mg	2.415	2.204	2.412	2.137	2.206	2.019
Ca	-	-	-	-	-	-
Na	-	-	0.198	0.188	0.189	0.191
K	1.785	1.624	1.822	1.778	1.802	1.783
Cr	0.002	-	0.001	-	-	-

S: آنالیز از صلواتی ۱۳۷۹ M : آنالیز از بخشنده ۱۳۸۸

علیرغم آنکه در آنالیز نمونه ها، آهن کل به صورت FeO محاسبه شده و مقدار Fe_2O_3 محاسبه نشده است، اما با این وصف محل آنها را در دیاگرام سه تایی $FeO+MnO،MgO،Fe_2O_3+TiO_2$ (شکل۱۱) نشان داده شده است. چنانکه ملاحظه می شود هر شش نمونه از میکاها در قلمرو سنگ های گابروئی- بازالتی قرار می گیرندکه با توجه به پتروگرافی دایک های حاوی این میکاها که آنها را نوعی لامپروفیر (مونشیکیت) نامیده اند (صلواتی، ۱۳۷۹)، محل آن در دیاگرام با سنگ های مرتبط با آن تطبیق می کند.



شکل ۱۱: محل میکاهای املش در دیاگرام سه تایی $FeO+MnO - MgO - Fe_2O_3+TiO_2$ که وابستگی آنها را به سنگ های مافیک تائید می کند. از (After Enge1,A.EJ, 1960)

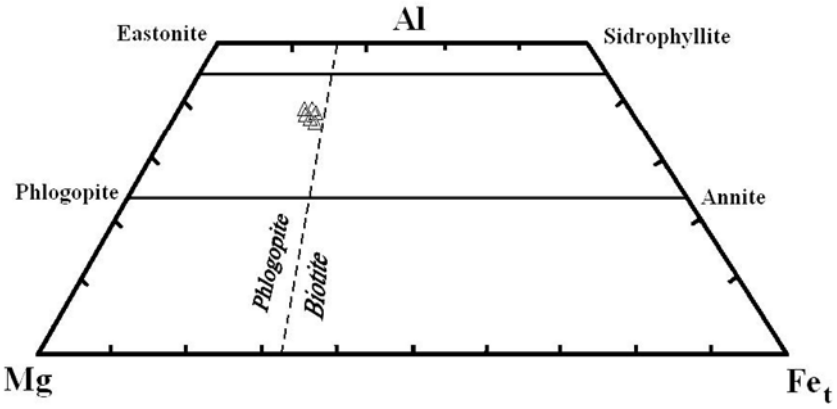
www.SID.ir

Archive of SID

۷- تعیین نوع میکا در منطقه مورد مطالعه

جهت تعیین نوع میکاهای منطقه مورد مطالعه از دیاگرام سه تایی Al, Mg , Fe_{Total} (Mitchell,1995) استفاده نمودیم. به این صورت که فرمول های ساختمانی محاسبه شده(جدول۲) از آنالیزهای میکروپروب را به این نمودار انتقال داده شدند(شکل ۱۲).

با توجه به خط جداکننده بیوتیت از فلوگوپیت که در این نمودار ترسیم شده است، نمونه های میکای جنوب املش در قلمرو فلوگوپیت قرار می گیرند. اگر قطب آهن دار میکای تیره را آنیت و قطب منیزیم دار را فلوگوپیت در نظر بگیریم، میکاهای املش به علت مقدار منیزیمی که در ترکیب دارند، در داخل قلمرو فلوگوپیت قرار می گیرند و لذا بایدآنها را فلوگوپیت دانست نه بیوتیت (حاجی کریمی، ۱۳۸۹).



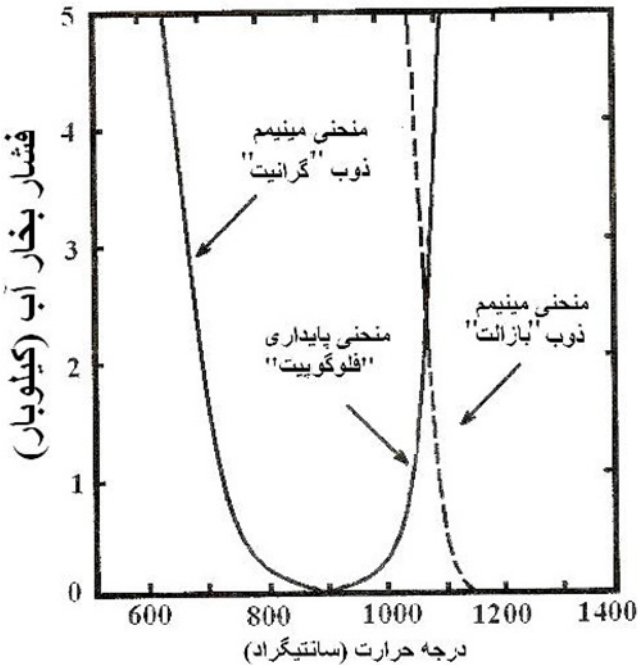
شکل ۱۲: با توجه به خط جداکننده فلوگوپیت از بیوتیت میکاهای املش
در دیاگرام سه تایی Mg-Al-Fe (Mitchell,1995) از نوع فلوگوپیت اند.

۸- شرایط پایداری فلوگوپیت ها

فلوگوپیت میکای تری اکتائدرال غنی از منیزیوم است و فرق آن با بیوتیت در نسبت Mg/Fe است. هرگاه نسبت مزبور بیش از ۲ باشد کانی مزبور فلوگوپیت و هرگاه کمتر از ۲ باشد کانی مزبور بیوتیت است (Deer et al,1991). بیوتیت در دمای ۸۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد و در فشار بخار آب بالا (بیشتر از یک کیلوبار) متبلور می شود. دمای تبلور بیوتیت ها رابطه مستقیم با Mg دارد به گونه ای که هر اندازه مقدار Mg بیشتر باشد، دمای تبلور آن نیز بالا می‌رود. در این حالت به قلمرو تبلور فلوگوپیت (شکل۱۳) نزدیک می شود. علاوه بر موارد فوق، در محیط هایی که فشار بخار آب کم باشد، بیوتیت تشکیل نمی شود وچون فشار بخار آب در هنگامیکه گدازه های آتشفشانی به سطح زمین می رسند، به تدریج کاهش می یابد و برعکس دمای حاصل از اکسیداسیون در معرض اتمسفر بالا می رود در نتیجه در شرایط سطحی، حاشیه بلور تیره یا به اصطلاح سوخته می شود (Resorption) . به همین دلیل در سنگ‌های آتشفشانی بازیک (مانند بازالت ها) که دمای انجماد بالاتر از میدان پایداری بیوتیت است ، بیوتیت متبلور نمی‌شود و به جای آن فلوگوپیت که منیزیم در ترکیب آن زیادتر است ظاهر می شودکه شرایط پایداری آنها در شکل۱۳ نمایش داده شده است. همانگونه که ملاحظه می شود، درعمق زیاد تحت فشار بیش از ۲/۵ کیلوبار- بالاتر از محل تقاطع دو منحنی پایداری فلوگوپیت و منحنی مینیمم ذوب بازالت- و دمایی بیش از ۱۰۰۰ (کمتر از ۱۲۰۰) درجه سانتی گراد، فلوگوپیت به تبلور می رسد. اگر دمای تبلور بازالت ها را ۱۲۰۰-۱۱۸۰ درجه سانتی گراد در نظر بگیریم با توجه به سنگ میزبان میکاهای املش که در واقع نوعی لامپروفیر بازیک و هم خانواده بازالت است می توان تبلور فلوگوپیت‌های املش را در رگه لامپروفیری مافیک منطقه مورد تائید قرار داد.

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۳: شرایط پایداری فلوگوپیت در مذاب های بازالتی (Deer et al, 1991)

۹- نتایج

در دایک های لامپروفیری جنوب املش که مجموعه افیولیتی کرتاسه فوقانی را در جهات مختلف قطع کرده اند، مگاکریست های ۴ تا ۶ سانتی متری فلوگوپیت وجود دارند که میزان ذخیره آن بیش از ۲۴۰ هزار تن برآورده شده و در حال حاضر دو شرکت غیردولتی آنرا استخراج می کنند. لازمه حضور فلوگوپیت ها در این دایک ها شرایط استثنایی یعنی فشار بخار آب زیاد (بیش از ۳کیلو بار) و دمای تبلور بیش از ۱۱۰۰ درجه است.

وجود مگاکریست های زونه فلوگوپیت در دایک های آلکالن منطقه را می توان به منشاء عمیق این دایک ها نسبت داد. با توجه به وفور فلوگوپیت ها و شرایط حرارت و فشار زیادی که برای تبلور آن الزامی است این تصور در ذهن تداعی می شود که دایک های مزبور منشاء بسیار عمیق داشته و احتمالاً از ذوب گوشته متاسوماتیزم شده و آبداری ناشی شده باشند در اینحالت ممکن است در ارتباط با ذوب گوه گوشته بالای منطقه فرورانش که تصاعد آب فراوان از پوسته در حال فرورانش، شرایط ذوب را فراهم می سازد، به وجود آمده باشند (ژوتو و موری، ۱۹۹۷). اگرچه در شرایط حاضر با توجه به عدم دسترسی به نتایج ایزوتوپی Pb,Sr,Nd امکان ارزیابی دقیق تر وجود ندارد. معهذا وجود دایک های آلکالن فلوگوپیت دار غنی از عناصر ناسازگار Ba،K,Rb و تیتان در مناطق فرورانش متضمن مشارکت پوسته اقیانوسی و رسوبات تخریبی همراه آن در ذوب گوه گوشته در اعماق حدود ۱۲۰ – ۱۰۰ کیلومتری است که به علت فشار بخار آب زیاد به کمک شکستگی های منطقه به سطح زمین راه یافته است.

۱۰- منابع

۱- آمار معادن در پایان ۳ ماهه دوم سال ۱۳۸۷ استان گیلان. آمار داخلی سازمان صنایع و معادن استان گیلان، ۹ صفحه.

۲- ادارهٔ کل معادن و فلزات گیلان.،۱۳۷۱، گزارش اکتشاف مقدماتی میکا جنوب املش ، ۶۵ صفحه.

۳- بخشنده، ع.، ۱۳۸۸، بررسی کانی شناسی و ژئوشیمیایی میکای جنوب املش، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، ۱۵۰ صفحه.

۴- حاجی کریمی مهربان، ه.، ۱۳۸۹، بررسی زمین شناسی اقتصادی سنگ های مافیک ارتفاعات املش-لاهیجان، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، ۱۴۶ صفحه.

www.SID.ir

Archive of SID

۵- صلواتی، م.، ۱۳۷۹، بررسی زمین شناسی و پتروژنز سنگ های ماگمایی منطقه جنوب املش، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشگده علوم، ۱۵۹ صفحه.
۶- ۲۲- صلواتی، م.، ۱۳۸۷، پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی شرق گیلان ، رساله دکتری، دانشگاه اصفهان، دانشگده علوم، ۲۴۲ صفحه.
۷- صمدی،ع.، ۱۳۷۸، بررسی پتانسیل های معدنی شهرستان املش (میکاها و زئولیت ها)، رساله کارشناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، دانشکده فنی،۷۳ صفحه.
8- Deer, W.A.; Howie, R.A. and Zussman, J., 1991, An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical. 528P.
9- Engel, A.E.J. and Engel, C.G. 1960, ' Progressive metamorphism and granitization of the Majore paragnesiss, northwest Adirondack Mountains,New York.Part II,Mineralogy', Bull. Geo.Soc.Amer.,Vol. 71, p.1.
10- Gill, J. B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin. 43-489.
11- Juteau, T. and Maury, R., 1997, Geologie de la Croute oceanique: Petrologie et dynamique endogens, 569 p.
12- Mitchel, R.H., 1995, Kimberlites,Orangites, and Related Rocks.Plenum press,New York,N.y.410p.

www.SID.ir