

# تحلیل روابط ژنتیکی بین گدازه‌های آتشفسانی ائوسن در منطقه شیرین سو (جنوب لوشان) براساس شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی

محمد‌هاشم امامی، ناهید اسدی<sup>\*</sup>، منیره خیرخواه

پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>\*</sup>سئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: na.asadi@gmail.com

(دریافت: ۸۶/۱۲/۱؛ پذیرش: ۸۷/۴/۱)

## چکیده

سنگهای آتشفسانی ائوسن در منطقه شیرین سو عمدتاً شامل گدازه‌های بازیک با ترکیب آلکالی الیوین بازالت، گدازه‌های حدواسط آندزیتی- تراکی آندزیتی و ایگنمبربیت‌های داسیتی- ریوداسیتی می‌باشد. روابط بافتی و کانی‌شناسی مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی از جمله حضور اجتماعات گلومروپیرفیری و گلومروکریست کانیهای مافیک، وجود بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی پلازیوکلاز، ترکیب بایمدال فنوکریست‌های پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن، ترکیب ناهمگن خمیره سنگ و حضور انکلاوها و میکروپیلوهای بازیک با زمینه شیشه‌ای کدر در زمینه روشن سنگهای اسیدی، وجود زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها با حاشیه واکنشی و غیره و نیز پراکندگی‌ها و روندهای مختلف مشاهده شده در نمودارهای ژئوشیمیائی معلوم می‌دارد گدازه‌های بازالتی و آندزیتی در منطقه هم‌منشاء بوده‌اند و پدیده‌های تفرقی، اختلاط مagma‌ئی (مینگ‌لینگ و بلندینگ) و آلدگی پوسته‌ای در تشکیل آنها مؤثر بوده است. به عبارت دیگر سنگهای حدواسط منطقه حاصل اختلاط بین مagma‌ئی بازالتی با بخش‌های تفرقی یافته این مagma می‌باشند که طی مرحله صعود و جاگیری در پوسته دچار آلدگی‌های پوسته‌ای نیز شده‌اند. بر اساس شواهد موجود ایگنمبربیت‌های داسیتی- ریوداسیتی که حجم بسیار زیادی را نیز در منطقه به خود اختصاص داده‌اند، دارای منشاء متفاوتی نسبت به بازالت‌ها و آندزیت‌ها هستند. به احتمال قوی این سنگها حاصل ذوب بخشی پوسته می‌باشند که در عین حال ضمن جایگزینی magma‌ئی بازیک در پوسته بین دو magma‌پدیده اختلاط (عمدتاً مینگ‌لینگ) نیز صورت گرفته است.

واژه‌های کلیدی: شیرین سو، تفرقی بلورین، مینگ‌لینگ، بلندینگ، ذوب بخشی، آلدگی پوسته‌ای

از نرم افزارهای ArcGIS 9.1، Geomatica 9.1 و Minpet صورت گرفته است. آنالیز شیمیائی نمونه‌ها به روش XRF(S4) و در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت گرفته است.

**۲- زمین‌شناسی عمومی:** بر اساس تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) منطقه مورد نظر جزء زون ساختاری البرز می‌باشد و در بخش غربی این زون قرار گیرفته است. لیتولوژی عمده منطقه شامل واحدهای آتشفسانی به سن ائوسن می‌باشد. آنلز و همکاران (۱۹۷۵) تشکیل سنگهای آتشفسانی ائوسن را به سه مرحله (فاز) نسبت داده‌اند:

در فاز اول (ائوسن) بیشتر توفهای زیردریائی به همراه رسوبات دیگر دیده می‌شود. جنس سنگهای آتشفسانی آندزیت و داسیت بوده و ضخامت آنها حدود ۶۰۰۰ متر می‌باشد.

در فاز دوم که با فرونژینی این نواحی ادامه داشته، فوران‌ها از نوع تراکی بازالت است. این سنگها از داخل شکافهای گستردگی که در این زمان وجود داشته بیرون ریخته‌اند.

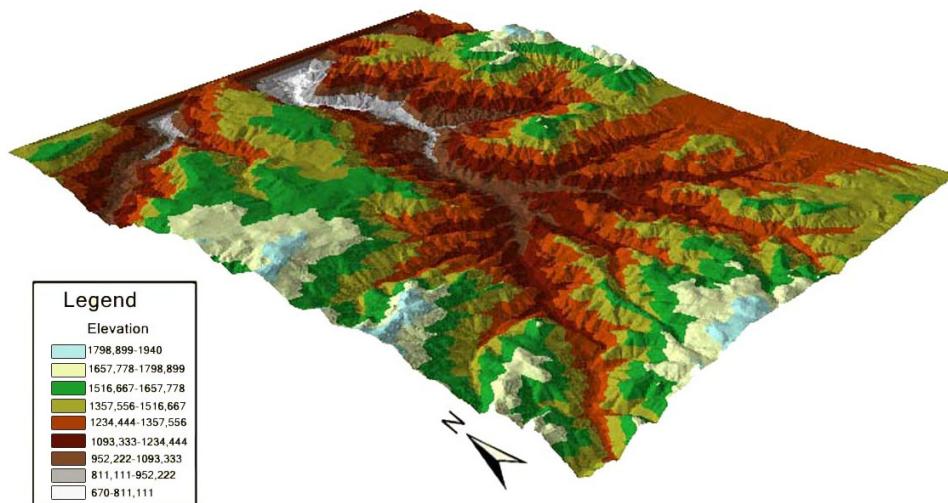
طی فاز سوم فعالیت انفعاری رونق زیادی داشته و طی آن ریولیت

## ۱- مقدمه

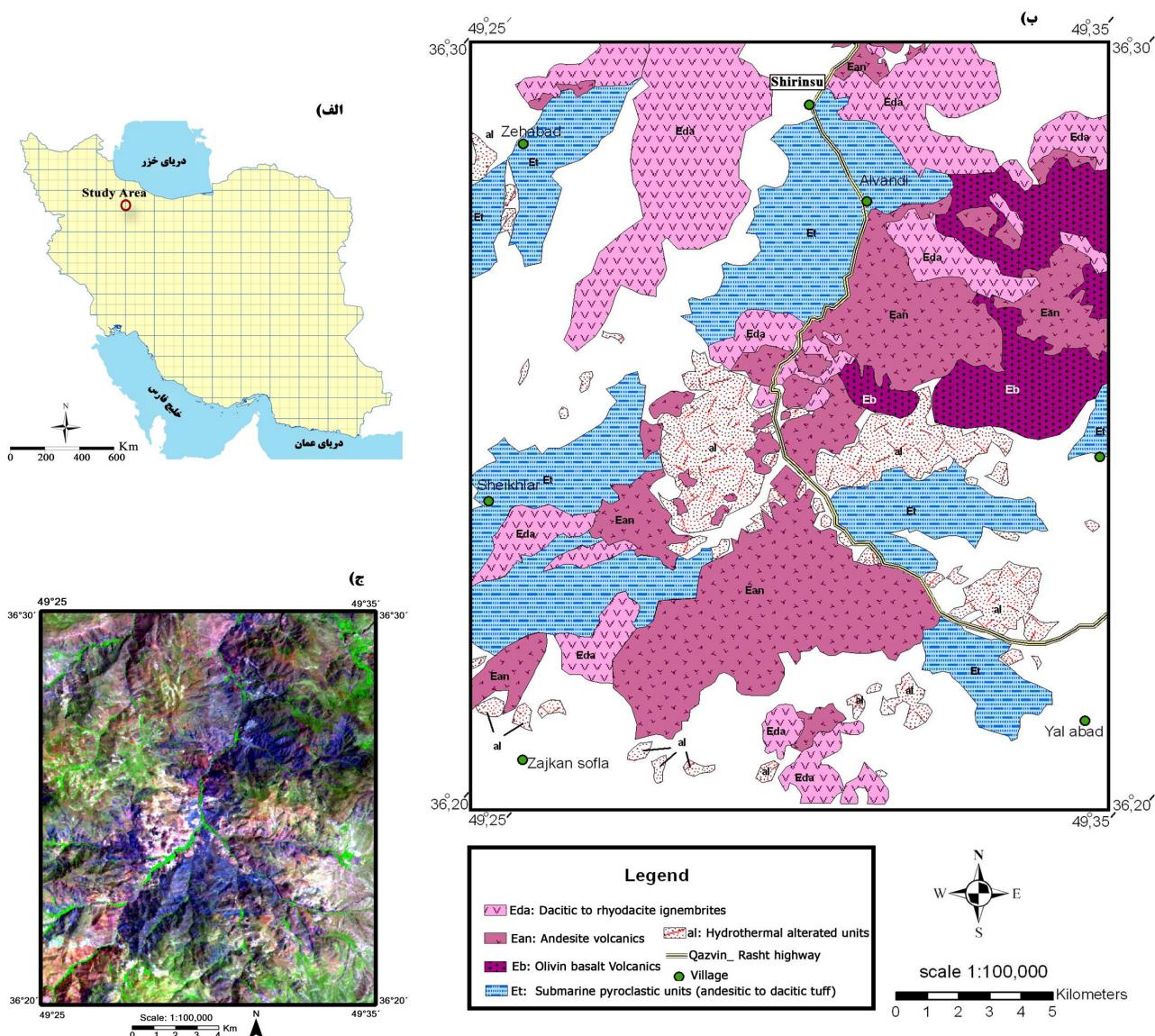
منطقه مورد مطالعه در محدوده  $25^{\circ} 49^{\circ}$  طول شرقی و  $36^{\circ} 30^{\circ}$  عرض شمالی واقع شده است. این منطقه در جنوب شهرستان لوشان قرار گرفته و وسعتی حدود ۲۷۰ کیلومترمربع را شامل می‌شود. راه اصلی دسترسی به منطقه جاده آسفالته قزوین- رشت می‌باشد.

همانند سایر نقاط البرز این منطقه نیز دارای توپوگرافی بسیار شدید و ناهموار می‌باشد، بطوریکه ارتفاعات بسیار پرشیب و مرتفع در مجاورت دره‌های عمیق قرار دارند. امتداد کلی بلندی‌ها و دره‌های مهم، شمال شرق- جنوب غرب است. شکل ۱ مدل ارتفاعی سه بعدی (TIN) منطقه را نشان می‌دهد. در شکل ۲ موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقشه پراکندگی واحدهای سنگی منطقه نشان داده شده است، که بر اساس تصویر لندست (ETM<sup>+</sup>) تفکیک شده‌اند.

مطالعات انجام شده در منطقه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰ و ۱:۲۵۰،۰۰۰)، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰ و تصویر ماهواره‌ای لندست (سنجدنه ETM<sup>+</sup>) و با استفاده



شکل ۱: مدل ارتفاعی سه بعدی (TIN) منطقه بر اساس نقشه توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰.



شکل ۲: (الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه (ب) نقشه پراکندگی واحدهای سنگی منطقه تفکیک شده بر اساس تصویر لندست (ETM<sup>+</sup>) (ج) تصویر لندست منطقه (ETM<sup>+</sup>) با ترکیب باندی RGB = ۷,۴,۲

ترکیب بلورهای کلینوپیروکسن در حد اوژیت، اوژیتارژین و تیتان اوژیت می‌باشد که این ترکیب دلالت بر ماهیت آکالان بازالت‌های منطقه دارد. از ویژگی‌های بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگها خوردگی شدید و اشکال خلیجی است.

**۳- الیون:** نکته قابل توجه در سنگهای بازالتی حضور الیون هم بصورت فنوکریست و هم بصورت بلورهای کوچک در زمینه سنگ است. این ویژگی از مشخصات بازالت‌های آکالان می‌باشد و شاهدی بر آکالان بودن این سنگ است.

**۴- آمفیبول:** بلورهای آمفیبول غنی از Fe و Ti با ترکیب احتمالاً کرسوتیتی به مقدار کم به صورت کانی فرعی در این سنگها وجود دارد. این بلورها به رنگ قهوه‌ای تیره بوده و به شدت اپاسیته و اکسیده‌اند.

**۵- کوارتز:** بلورهای کوارتز در این سنگها بصورت گزنوکریست وجود دارند و در اطراف آنها حاشیه واکنشی شامل بلورهای فیبری ریز پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۴-a).

#### خمیره:

پلازیوکلاز کانی اصلی سازنده خمیره این سنگهاست و ریز بلورهای پیروکسن و الیون ایدنگزیتی و کانی‌های اوپاک بصورت اینترگرانولار بین بلورهای پلازیوکلاز دیده می‌شوند.

#### ۲- گدازه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی:

این واحد با نماد  $E^{an}$  بر روی نقشه نشان داده شده است. فنوکریست‌های موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

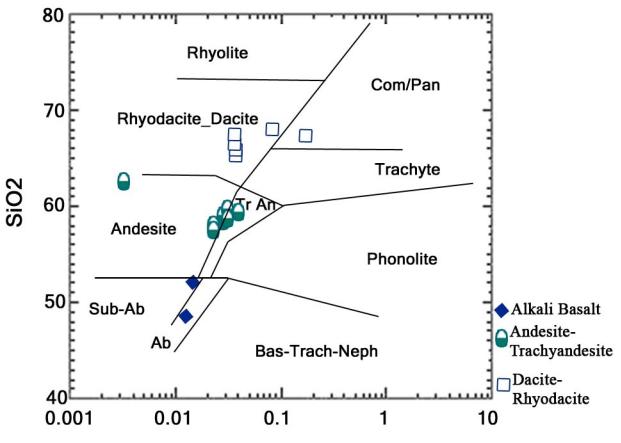
۱- پلازیوکلاز: بر اساس مشاهدات میکروسکوپی از لحاظ بافتی و ترکیبی دو نوع پلازیوکلاز در سنگهای آندزیتی منطقه می‌توان تشخیص داد: اول پلازیوکلازهایی با ترکیب لاپرادوریت تا آندزین که این پلازیوکلازها دارای ماکلهای تکراری ضخیم، منطقه‌بندی، خوردگی، گردشگی، اشکال خلیجی، بافت غربالی و گاه انکلوزیون‌هایی از شیشه بازیک هستند. این شیشه بازیک از لحاظ ترکیبی معادل شیشه‌هایی به دام افتاده در بخش‌های گلومروپورفیری است (شکل b, d) در مواردی جذب بلور توسط خمیره اسیدی مشاهده می‌شود (پدیده Infiltration). گاهی نیز این پلازیوکلازها بطور تجمعی با پیروکسن و در مواردی الیون دیده می‌شوند و بافت گلومروپورفیری ایجاد می‌کنند. تجمع این بلورها را بصورت گلومروکریست و اجتماعات سینوسی نیز می‌بینیم. در بسیاری موارد در اطراف این پلازیوکلازها یا اطراف تجمعات گلومروپورفیری آنها حاشیه‌ای از یک شیشه بازیک اپاسیته دیده می‌شود (شکل ۴-e).

نوع دوم پلازیوکلاز این سنگها، پلازیوکلازهایی با ترکیب سدیکتر در حد الیگوکلاز با ماکلهای تکراری ظرفیت می‌باشد. این پلازیوکلازها نسبت به پلازیوکلازهای نوع اول سالم‌تر و متعادل‌تر و از لحاظ اندازه‌ای

و داسیت همراه با ایگنمبیریت‌ها و توفهای وابسته حجم زیادی را به خود اختصاص داده‌اند. جریان‌های داسیتی با درزهای منشوری بصورت پرتگاه در بالای روستای ملاعلی در جاده کوهین - لوشان دیده می‌شوند و خاکمی حدود ۱۴۰۰ متر دارند.

#### ۳- پتروگرافی:

بر اساس مطالعات صحرائی، مشاهدات میکروسکوپی و نمودارهای ردیبندی شیمیائی سنگهای آتشفسانی مطالعه شده در منطقه را به سه گروه کلی شامل گدازه‌های بازالتی، گدازه‌های آندزیتی- تراکی آندزیتی و ایگنمبیریت‌های داسیتی- ریوداسیتی تقسیم‌بندی نموده‌ایم. شکل ۳ موقعیت سنگهای منطقه را در نمودار  $\text{SiO}_2 \times 10^{-4}$  در برابر  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 0.0001$  (Winchester & Floyd 1979) نشان می‌دهد.



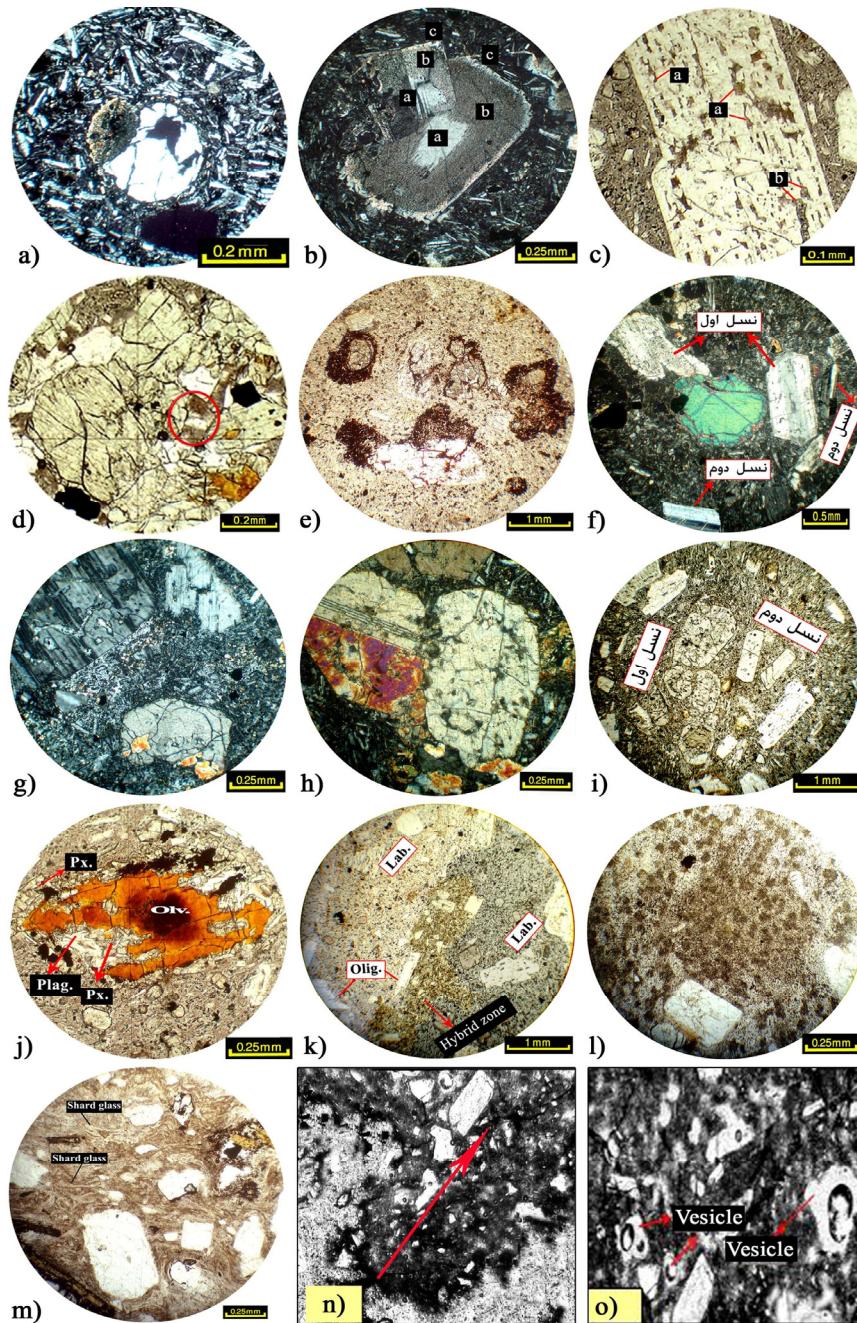
شکل ۳: نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{Zr}/\text{TiO}_2 \times 10^{-4}$  (Winchester & Floyd 1979).

#### ۱- گدازه‌های بازالتی

این واحد که با نماد  $E^b$  بر روی نقشه نشان داده شده شامل گدازه‌های خاکستری دانه ریز است. فنوکریست‌های موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱- پلازیوکلاز: پلازیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست این سنگها می‌باشد که گاه به صورت منفرد و گاه به حالت تجمعات گلومروپورفیری یا گلومروکریست دیده می‌شود. این بلورها دارای ماکلهای تکراری ضخیم بوده و با توجه به ویژگی‌های بلورشناسی و نوری ترکیب لاپرادوریت تا آندزین دارند. از ویژگی این پلازیوکلازها وجود بافت غربالی، ماکل تکراری، منطقه‌بندی نوسانی، خوردگی و گاه گردشگی است.

۲- کلینوپیروکسن: بلورهای کلینوپیروکسن شکل دار تا نیمه‌شکل دار بوده و بصورت منفرد یا تجمعی با پلازیوکلاز و الیون دیده می‌شوند.



شکل ۴-۴(a) گزنوکریست کوارتز با حاشیه واکنشی در سنگهای بازانی منطقه، (b) بخش‌های ترکیبی سه‌گانه در بلورهای پلازیوکلاز غربالی نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی، (c) حضور انکلوزیون‌های شیشه‌ای دوگانه در بلور پلازیوکلاز نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی، (d) حضور انکلوزیون‌های شیشه‌ای بازیک در تجمعات گلومروپورفیری در آندزیت‌های منطقه، (e) حاشیه ماجمای بازیک اپاسیته در اطراف بلور پلازیوکلاز نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی، (f) پلازیوکلازهای سدیک سالن با ترکیب الیگوکلاز در کنار پلازیوکلاز در جذب بلورین در بلورهای پلازیوکلاز (لابرادوریت) و خوردگی و گردشگی کلینوپیروکسن (تیتان اوژیت) فاز بازیک در بخش اسیدی، حواشی خورده شده و جذب بلورین در بلورهای پلازیوکلاز (لابرادوریت) و خوردگی و گردشگی کلینوپیروکسن (تیتان اوژیت) مربوط به سنگهای آندزیتی منطقه، (g) پدیده جذب بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول مربوط به آندزیت‌های منطقه، (h) کلینوپیروکسن‌های سدیک نسل دوم با ترکیب اوزیت‌اژین در کنار کلینوپیروکسن‌های اوزیتی نسل اول مربوط به آندزیت‌های منطقه، (i) ناپایداری بلور الیوین و تبدیل آن به پیروکسن، (j) نمایی از بخش‌های ترکیبی سه‌گانه موجود در سنگهای آندزیتی منطقه، بخش بازیک (سمت راست تصویر) بخش اسیدی پلازیوکلاز و کانی‌های اپاک، (k) نمایی از بخش‌های ترکیبی سه‌گانه موجود در سنگهای آندزیتی منطقه، بخش بازیک (سمت راست تصویر) بخش اسیدی (سمت چپ تصویر) و زون هیبرید در مرز این دو بخش، (l) نمایی از ماجمای متلاشی شده که هائی در زمینه سنگ پراکنده گشته است، مربوط به گروه سنگهای آندزیتی منطقه، (m) نمایی از ایگنمبریت‌های منطقه با بافت ویتروکلاستیک جریانی، (n) حضور انکلاو ماویک با حاشیه سردشده در سنگهای داسیتی و افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز (جهت فلش)، (o) نمایی از سنگهای داسیتی منطقه و نمایش پدیده وزیکولیشن در بخش بازیک و حفره دار شدن میکروپیلو در مجاورت ماجمای اسیدی (dasitی).

تصویر) به رنگ روشن بوده، بافت میکروکریستال پورفیری و فلزیتیک نشان می‌دهد و شامل بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار می‌باشد. پلاژیوکلازهای لابرادوریتی، الیوین و تیتان اوژیت در این بخش ناپایدار بوده بافت‌های نامتعادل نشان می‌دهند. فنوکریستهای متعادل با این بخش شامل پلاژیوکلازهای سدیک (الیگوکلاز) و پیروکسن‌هایی با ترکیب اوژیت تا اوژیت‌اژرین می‌باشد. آثار جذب (resorption) همواره در بلورهای قرار گرفته در این بخش به خصوص در فنوکریستهای پلاژیوکلاز کلسیک دیده می‌شود. بخش شیشه‌ای حدواسط (بخش میانی در تصویر) به رنگ قهوه‌ای روشن بوده و بافت میکرولیتی ریز نشان می‌دهد. ضریب شکست این شیشه از شیشه روشن اسیدی بیشتر و از شیشه تیره بازیک کمتر است. این بخش در حدفاصل بخش اسیدی و بازیک دیده می‌شود.

بخش بازیک گاهی بصورت میکروپیلو و گاه بصورت پچ‌های پراکنده و یا به شکل رگه‌های بازیک در سنگ دیده می‌شود. در مواردی نیز بخش بازیک بصورت لکه‌هایی در زمینه سنگ آندزیتی وجود دارد (شکل ۴-۱). همچنان بخش شیشه‌ای بازیک بصورت حاشیه‌ای در اطراف فازهای بازیک (پلاژیوکلاز لابرادوریتی، تیتان اوژیت، الیوین، کانی‌های اوپاک و تجمعات گلومروپورفیری) حضور دارد.

### ۳-۳-۱-ایگنمبریت‌های داسیتی-ریوداسیتی:

این واحد با نماد  $E^{da}$  بر روی نقشه نشان داده شده است. فنوکریستها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

**۱-پلاژیوکلاز:** بر اساس مشاهدات پتروگرافی ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگها در حد متوسط تا سدیک است. این پلاژیوکلازها دارای ماکلهای ظریف بوده و گاهی نیز منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در مواردی حالت گردشده و خلیجی در این بلورها به چشم می‌خورد.

**۲-آلکالی فلدسپار:** آلکالی فلدسپار در خمیره سنگ فراوان بوده و به مقدار کم بصورت فنوکریست نیز دیده می‌شود.

**۳-کوارتز:** کمتر بصورت فنوکریست دیده می‌شود و اغلب در خمیره سنگ است. فنوکریستهای کوارتز خودگی خلیجی و گردشگی نشان می‌دهند.

**۴-بیوتیت:** بلورهای بیوتیت دارای حواشی نامتعادل و اپاسیت‌هایی که این حاشیه اپاسیتیه گاه کل بلور را فرا می‌گیرد.

**۵-هورنبلندها:** بلورهای هورنبلندهای نیز مانند بیوتیت دارای حاشیه اپاسیت‌هایند و گاه با بلورهای کوارتز و فلدسپار پسودومورف شده‌اند.

**خمیره:** فنوکریستها، پومیس، قطعات لیتیک و گرنولیت‌ها در خمیره‌ای با بافت ویتروکلاستیک جریانی قرار گرفته‌اند (شکل ۴-m). از ویژگی‌های

کوچکتر از آنها هستند. شکل ۴-f دو نوع پلاژیوکلاز موجود در این سنگها را نشان می‌دهد.

**۲-کلینوپیروکسن:** کلینوپیروکسن نیز مانند پلاژیوکلاز در دو فاز بافتی و ترکیبی مختلف دیده می‌شود. اول کلینوپیروکسن‌هایی با ترکیب تیتان اوژیت-اوژیت که حالت خوردگی، گردشگی و بافت اسکلتی دارند و گاهی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این بلورها حاشیه کاملاً نامتعادل داشته و پدیده جذب بلورین به خوبی در آنها دیده می‌شود (شکل h). این کلینوپیروکسن‌ها بیشتر بصورت تجمعی با پلاژیوکلاز یا بصورت گلومروکریست دیده می‌شوند. گاهی نیز یک حاشیه کاملاً اپاسیتیه در اطراف این کلینوپیروکسن‌ها وجود دارد که باعث شده بلور سالم بماند.

فاز دوم شامل کلینوپیروکسن‌هایی با ترکیب اوژیت تا اوژیت‌اژرین است. این کلینوپیروکسن‌ها نسبتاً سالم و متعادل بوده و بصورت منفرد یا بصورت حاشیه‌ای در اطراف کلینوپیروکسن‌های نوع اول دیده می‌شوند. در اطراف این بلورها ترکیب زمینه اسیدی‌تر است. (شکل i)

**۳-الیوین:** با توجه به ماهیت آلکالن سنگهای منطقه گاهی الیوین نیز بصورت فنوکریست در سنگهای آندزیتی منطقه دیده می‌شود. بلورهای الیوین به خصوص در بخش‌های اسیدی‌تر اغلب حالت نامتعادل دارند و در مواردی حاشیه واکنشی از پیروکسن یا پیروکسن، پلاژیوکلاز و اسیدهای آهن در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل j).

**۴-آمفیبول:** بلورهای آمفیبول دارای خوردگی‌های خلیجی و حاشیه اپاسیتیه (واکنشی) نامتعادل می‌باشند و از نوع آمفیبول‌های آهن و تیتان دار می‌باشند.

**۵-بیوتیت:** گاهی بیوتیت نیز بصورت میکروفونوکریست‌هایی دیده می‌شود. در اطراف بیوتیت‌ها نیز حاشیه اپاسیتیه وجود دارد.

### خمیره:

خمیره این سنگ‌ها از لحاظ ترکیبی شامل دو و حتی گاهی سه بخش متمایز است (بخش بازیک-بخش حدواسط و بخش اسیدی). در (شکل k) حضور این سه بخش در کنار یکدیگر نشان داده شده است.

در این سنگ‌ها بخش بازیک (سمت راست تصویر) به رنگ تیره دیده می‌شود و اغلب اپاسیتیه است و بافت میکرولیتی یا هیالومیکرولیتی نشان می‌دهد. این بخش شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، شیشه بازیک، کانی‌های اوپاک و تجمعات گلومروپورفیری این کانی‌ها می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز در این بخش بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن در بخش بازیک نسبتاً غنی از تیتانیم و در حد تیتان اوژیت می‌باشد. بخش اسیدی (سمت چپ

۴-۲- نمودارهای تغییرات: شکل ۷ نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) را نشان می‌دهد و در شکل ۸ نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) و نیز نمودارهای انتخابی عناصر کمیاب نشان داده شده است.

#### ۵- بحث:

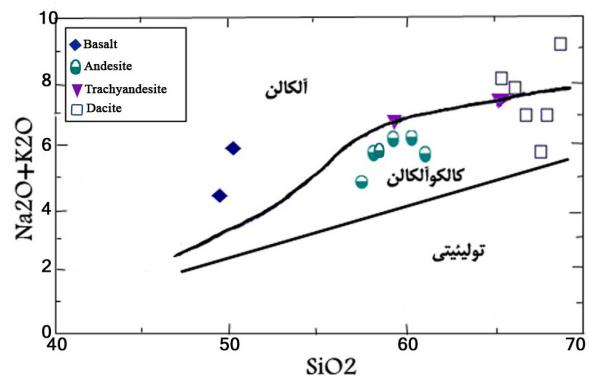
۱- تحلیل مشاهدات بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیائی چنانچه گفته شد فنوکریستهای موجود در بازالت‌ها شامل الیوین، کلینوپیروکسن (با ترکیب عمدتاً تیتان اوژیت و اوژیت)، پلازیوکلاز (عمدتاً لابرادوریت) و گاه آمفیبول می‌باشد. در سنگهای آندزیتی مقدار الیوین کاهش می‌یابد و در مواردی نیز فنوکریستهای الیوین حاشیه واکنشی نامتعادل دارند. در این سنگها ترکیب پلازیوکلاز به سمت آندزین و کلینوپیروکسن به سمت اوژیت و اوژیت از هرین تغییر می‌نماید. گاه علاوه بر آمفیبول بیوتیت نیز به صورت فنوکریست در آندزیت‌ها ظاهر شده است. تجمعات گلومرولوپورفیری، گلومروکریست و اجتماعات سینوسی پلازیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین نیز به کرات در آندزیت‌ها و بازالت‌ها مشاهده می‌شود. وجود این تجمعات و تغییرات ترکیبی پیوسته سری واکنشی باون را یادآور شده و تأثیر فرایند تفریق بلورین را در تشکیل این سنگهای نشان می‌دهد (اسدی ۱۳۸۶). تجمعات کانی‌های مافیک سنگین معرف مراحل اولیه تفریق بلورین می‌باشد. ترکیب پلازیوکلاز در سنگهای داسیتی به الیوکلاز و آلبیت تغییر می‌کند. با توجه به این اختلاف ترکیب و بخصوص با در نظر گرفتن حجم بسیار زیاد سنگهای اسیدی منطقه در مقایسه با بازالت‌ها، تفریق آنها از مagma‌های بازیک اولیه بعید بنظر می‌رسد. همچنین در نمودار تغییرات عناصر اصلی (شکل ۷) و عناصر سازگار Ni, Co, Cr در برابر ضریب تفریق (شکل ۸) علیرغم برخی پراکندگی‌ها، تغییر ترکیب پیوسته‌ای بین نمونه‌های بازالتی و آندزیتی مشاهده می‌شود. نمونه‌های داسیتی هر چند در عناصر اصلی پیوستگی نشان می‌دهند، اما در نمودارهای عناصر کمیاب و نمودارهای انتخابی روند مجزائی نسبت به آندزیت‌ها و بازالت‌ها دارند.

فنوکریستهای پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن در سنگهای آندزیتی منطقه بايدال بوده و بطوریکه ذکر شد در دو فاز بافتی و ترکیبی کاملاً مجزا دیده می‌شوند (شکل ۴-f و ۴-n). نسل اول بلورها دارای بافت‌های غیرتعادلی بوده و بصورت نامتعادل در سنگ میزان قرار گرفته‌اند. از جمله شواهدی که عدم تعادل این بلورها را ثابت می‌کند در مورد پلازیوکلازها وجود انکلوزیون‌های شیشه‌ای می‌باشد. بطور کلی دو نوع انکلوزیون در این بلورها قابل تشخیص می‌باشد: اول انکلوزیون‌های شیشه‌ای با ترکیب بازیک که در جهت موازی با ماقمل پلی‌سنتتیک بلور قرار دارند (انکلوزیون‌های نوع a در شکل ۴-c). این شیشه‌ها با زمینه سنگ در تعادل نبوده و دارای ضریب شکست بالاتری

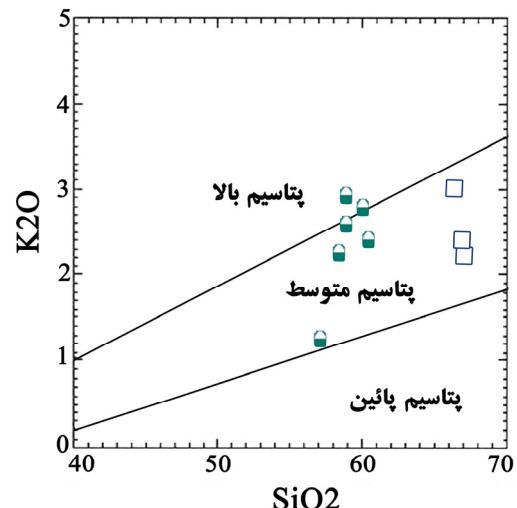
مهم این سنگها حضور بخش‌های مافیک در خمیره سنگ است. این بخش‌ها بصورت پچ‌ها (تکه‌های) مافیک یا میکروپیلو دیده می‌شوند که حاشیه اپاسیته و ریز بلوری در اطراف آنها دیده می‌شود. در بخش مافیک از حاشیه به سمت مرکز افزایشی در اندازه بلورها مشاهده می‌کنیم (جهت فلش در شکل ۴-n). میکروپیلوها حفره‌دار (وزیکولار) بوده (شکل ۴-o) و در جهت جریان کشیدگی دارند. از دیگر ویژگی‌های این سنگها شکستگی و خردشدنگی بلورها وجود قطعات لیتیک، زینولیت و اتوپیت در آنهاست.

#### ۴- ژئوشیمی

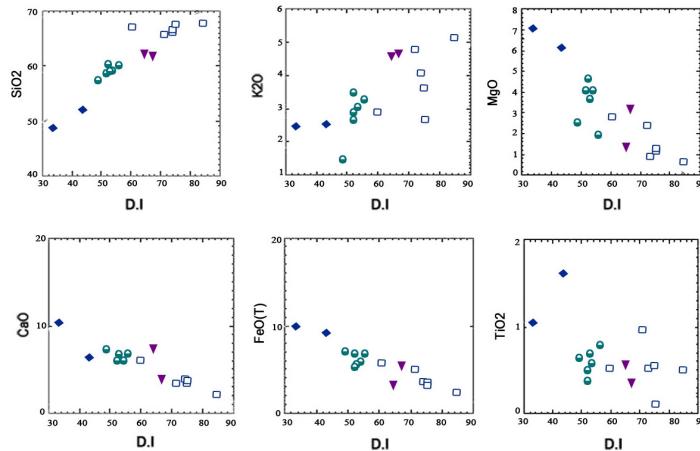
۱-۴- تعیین سری ماگمائي: در نمودار (Kuno 1968) بازالت‌های منطقه در محدوده سری آلکالن، سنگهای آندزیتی و تراکی آندزیتی در محدوده ساب آلکالن تا مز آلکالن و ساب آلکالن (کالک آلکالن) و نمونه‌های داسیتی در محدوده آلکالن و ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار (Le Maitre et al, 1989) سنگهای ساب آلکالن منطقه در محدوده پتانسیم متوسط تا بالا قرار دارند. (شکل ۶).



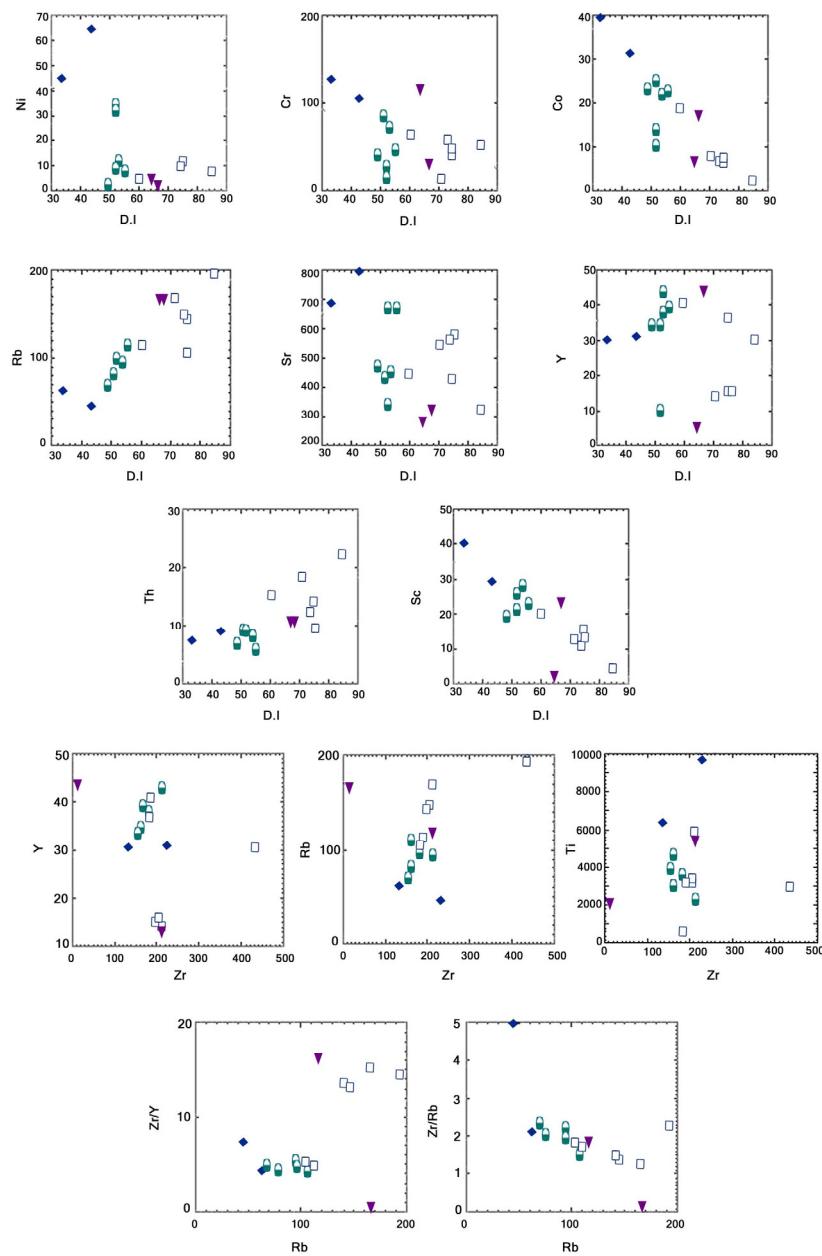
شکل ۵: تعیین سری ماگمایی برای گروههای سنگی منطقه در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر مجموع آلکالن (Kuno 1968) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).



شکل ۶: بررسی محتوای پتانسیم در گروههای سنگی منطقه در نمودار  $\text{SiO}_2$  در برابر  $\text{K}_2\text{O}$  (Le Maitre et al, 1989) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).



شکل ۷: نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).



شکل ۸: نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) و نمودارهای انتخابی عناصر کمیاب (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).

فراوانی متغیر Sr در این سنگها و روند عمودی مشاهده شده را توجیه نماید. همچنین در مورد عنصر Ti روندهای عمودی که در گروه سنگهای آندزیتی دیده می‌شود می‌تواند ناشی از تجمع متفاوت بلورهای تیتان اوژیت و بیوتیت و یا میزان اکسیداسیون نمونه‌ها باشد. دیگر ویژگی بارزی که هم در سنگهای حدواسط و هم در سنگهای اسیدی منطقه دیده می‌شود حضور بخش‌هایی از یک ماقمای بازیک در متن سنگ می‌باشد. این ماقمای بازیک به اشکال مختلفی در سنگ سنگها وارد شده است و مبین وقوع پدیده اختلاط در این سنگها می‌باشد. بررسی اشکال مختلف این ماقمای بازیک نشان می‌دهد پدیده اختلاط گاه بصورت ناقص (Mingling) و گاه بصورت کامل (Blending) یا Mixing بوقوع پیوسته است (اسدی ۱۳۸۶). بطور کلی ماقمای بازیک به سه شکل در سنگهای آندزیتی و داسیتی منطقه حضور دارد:

**۱- انکلاوهای (پچ‌های مافیک):** در این حالت که عمدتاً در سنگهای حدواسط منطقه مشاهده می‌شود بخش ماقمای بازیک بصورت پچ مانند یا رگهای وارد سنگ میزبان آندزیتی شده است و در حدفاصل این دو بخش چنانچه قبلًا نیز اشاره شد یک زون هیبرید تشکیل شده است که از لحاظ ترکیبی حدواسط دو بخش مزبور می‌باشد (شکل k-۴). با توجه به شواهد ارائه شده ماقمای بازالتی و آندزیتی هم منشاء بوده‌اند و در واقع ماقمای آندزیتی بخش تفیریق‌یافته‌تر ماقمای بازالتی است و حضور ماقمای بازیک نشانه تغذیه مجدد حجره می‌باشد. به نظر می‌رسد قسمت اعظم ماقمای بازالتی تزریق شده در حجره در کف حجره تجمع می‌کند و لایه بازیک نیمه‌پایداری ایجاد می‌شود. در اثر انتشار عناصر از سطح تقابی دو ماقما (اسیدی و بازیک)، بین این دو اختلاط شیمیائی (Blending) صورت می‌گیرد و یک لایه ماقمای هیبرید (Blended) با ترکیب حدواسط آندزیتی در حدفاصل دو ماقمای اولیه تشکیل می‌شود (زون هیبرید). به عبارت دیگر وجود این زون هیبرید نشان می‌دهد پدیده اختلاط در این سنگها از نوع اختلاط شیمیائی بوده که از آن به عنوان اختلاط کامل (Blending) یا Mixing (نیز یاد شده است (اسدی ۱۹۸۴). Marshall & Sparks 1984) در آزمایشات تجربی خود به تشکیل چنین زون مختلطی اشاره کرده است. به عقیده وی درجه اختلاط و آمیزش بین ماقمای بازیک در ترکیب متابین بستگی به وضعیت هندسی حدفاصل آنها، میزان به هم خوردگی و آشفتگی (Turbulence) و نیز مدت زمان تماس و اقامت دو ماقما در حجره دارد. تغذیه مکرر حجره باعث به هم خوردن لایه‌بندی موجود (ماقمای بازیک در کف حجره، ماقمای اسیدی در بخش‌های فوکانی و زون ماقمای هیبرید در حدفاصل این دو ماقما) و پراکندگی ماقمای مافیک در ماقمای اسیدی خواهد شد. با توجه به تشکیل زون هیبرید در سنگهای موردنظر می‌توان استنباط نمود که اولاً: اختلاف

از شیشه زمینه سنگ می‌باشند. همچنین از لحاظ ترکیبی این شیشه‌ها مشابه شیشه‌های هستند که در توده‌های گلومروپورفیری به دام افتاده‌اند (شکل d-۴). این انکلوزیون‌ها قطراتی از مذاب هستند که هنگام سرد شدن سریع بلور در آن به دام افتاده‌اند و ترکیب مذاب سازنده بلور را نشان می‌دهند. لذا با توجه به این انکلوزیون‌ها می‌توان استنباط کرد که بلورهای پلازیوکلاز با ترکیب لاپرادوریت- آندزین از یک ماقمای بازیک متبولور شده‌اند و اکنون بصورت نامتعادل در سنگ (آندزیتی) قرار گرفته‌اند. دسته دوم انکلوزیون‌های موجود در این بلورها دارای ترکیبی کاملاً مشابه با ترکیب زمینه می‌باشند (انکلوزیون‌های نوع b در شکل c-۴). بنظر می‌رسد زمانیکه بلورهای مزبور وارد بخش‌های ماقمایی تغیریق یافته‌تر شده‌اند، در مواجهه با محیط دما و فشار جدید ناپایدار شده و دچار انحلال و خوردگی گشته‌اند. نفوذ مذاب به داخل بخش‌های خورده شده (پدیده Infiltration) انکلوزیون‌های نوع دوم را بوجود آورده است. همچنین ناپایداری این بلورها اغلب منجر به تشکیل بافت غربالی نیز شده است. در بلورهای غربالی پلازیوکلاز سه بخش کاملاً مشخص را می‌توان تفکیک کرد (شکل b-۴): بخش مرکزی (a) با ترکیب کلسیک (بیتوبنیت تا لاپرادوریت) که گاه انکلوزیون‌های شیشه بازیک نیز در آن دیده می‌شود. بخش غبارآلود یا زون جذبی (b) حاوی انکلوزیون‌های کوچک و درهم شیشه و دیگر مواد سازنده خمیره سنگ و حاشیه‌ای آلکالن که پس از واکنش بلور با خمیره و برقراری شرایط تعادلی جدید در تعادل با خمیره سنگ تشکیل شده است. ضخامت کم این بخش نشانه توقف کوتاه ماقما در حجره پس از برقراری تعادل مجدد می‌باشد.

با توجه به ترکیب بایمدادل پلازیوکلازهای منطقه و نیز با توجه به تفاوت ترکیب موجود بین هسته و حاشیه بلور در بلورهای پلازیوکلاز غربالی، تشکیل بافت غربالی نتیجه باز بودن سیستم ماقمایی و فرایند اختلاط ماقمایی بوده است (اسدی ۱۳۸۶).

در بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول پدیده جذب بلورین به خوبی دیده می‌شود. این بلورها مانند پلازیوکلازهای نسل اول دارای حاشیه نامتعادل و خورده شده هستند که این خوردگی‌ها اغلب همراه با گردش‌دگی نیز می‌باشند. Vernon (2004) ایجاد اینگونه خوردگی‌ها را به تغییر شرایط پایدار ناشی از تغییر فشار و یا ترکیب مذاب هنگام وقوع اختلاط نسبت می‌دهد.

تأثیر حضور فنوکریستهای بایمدادل در نمودارهای ژئوشیمیائی نیز مشهود می‌باشد. در نمودار Sr در برابر D.I بین نمونه‌های آندزیتی روندهای عمودی مشاهده می‌گردد. فرایند غالب خارج کردن Sr از ماقما پذیرفته شدن به جای Ca است. وجود پلازیوکلازهای سدیک و نسبت فراوانی آنها در مقایسه با پلازیوکلازهای کلسیک می‌تواند

حرارت چشمگیری بین دو ماگما وجود نداشته است، ثانیاً دو ماگما به پایین ماگمای اسیدی باعث لخته شدن ماگمای مافیک می‌شود. در نتیجه از دست دادن سریع حرارت میکروپیلوها اغلب دارای حاشیه سرد شده هستند. وجود این حاشیه مانع از انجام تبادلات شیمیائی می‌شود. در واقع وجود میکروپیلوها معرف وقوع یک اختلاط صرفاً فیزیکی است که از آن به عنوان اختلاط ماگمائی ناقص (Mingling) نیز یاد شده است (Marshal & Sparks 1986). در حاشیه انکلاو مافیک بلورها ریزترند و به سمت مرکز اندازه بلورها افزایش می‌یابد. این ویژگی در میکروپیلوهای تشکیل شده در داسیت‌های منطقه بوضوح دیده می‌شود (شکل ۴-۱). وجود حاشیه سردشده دانه‌ریز به خوبی نشان می‌دهد که ماگمای مافیک یک مرحله تبلور مشخص را پس از ورود به میزبان تحمل کرده است. این تبلور باعث اشتعال شدن مواد فرار در مذاب باقیمانده و نهایتاً اکسولوشن مواد فرار و حرارت شدن (Vesiculation) می‌شود (شکل ۴-۰) که این فرایند خود به شناور شدن ماگمای بازیک در میزبان اسیدی کمک خواهد کرد (Coombs *et al* 2002).

با توجه به اختلاف دمای بالای ماگمای بازیک و ماگمای داسیتی تشکیل میکروپیلوها را به خصوص در سنگهای داسیتی منطقه مشاهده می‌نماییم. بنظر می‌رسد فنوکریستهای کوارتز و فلدسپار و بطورکلی فازهای فلزیک در نتیجه افزایش حرارت ناشی از ورود ماگمای داغ در ماگما حل شده‌اند. اشکال خلیجی کوارتز و پلاژیوکلاز می‌تواند نشانگر این مسئله باشد. همچنین اپاسیته شدن بلورهای هورنبلند و بیوتیت را نیز شاید بتوان با ورود یک ماگمای داغ به آب مافیک توجیه کرد.

در نمودار Ni در برابر D.I (شکل ۸) بین سنگهای حدواسط و اسیدی روند خاصی دیده نمی‌شود و در بعضی نمونه‌های داسیتی میزان نیکل در حد آندزیت‌هاست. این مسئله می‌تواند نتیجه وجود مواد بازیک در ترکیب این سنگهای اسیدی باشد. بنابراین نمودار Ni در برابر D.I نیز

به وجود پدیده اختلاط ماگمائی و ناهمگنی سنگها اشاره می‌کند. در نمودار Ti در برابر Zr پراکندگی‌های موجود احتمالاً ناشی از میزان تجمع کانیها و فازهای Ti دار مانند میکروپیلوهای بازیک اپاسیته و شیشه‌های بازیک خمیره، تفاوت در درصد اکسیداسیون نمونه‌ها و اختلاط ماگمائی است که همچنین باعث ایجاد روندهای عمودی نیز شده است.

**۳- میکروپیلوهای متلاشی شده:** در بررسی سنگهای آندزیتی منطقه مشاهده نمودیم که گاهی ماگمای بازیک بصورت یک حاشیه اپاسیته در اطراف فازهای مافیک (الیوین، پلاژیوکلازها و کلینوپیروسن‌های نسل اول، هورنبلندهای کرسوتیتی) به جا مانده است (شکل ۴-۵). وجود حاشیه بازیک در اطراف این بلورها نشانه تعلق این بلورها به فاز بازیک بوده و مرحله‌ای از فرایند همگن شدن

حرارت چشمگیری بین دو ماگما وجود نداشته است، ثانیاً دو ماگما به مدت کافی در تماس با یکدیگر بوده‌اند، بطوریکه انتشار و دیفوژن بین دو ماگما اتفاق افتاده است، ثالثاً مشاهده این سه زون ترکیبی در یک نمونه واحد و در کنار هم معرف اقامت کوتاه در حجره ماگمائی (پس از اختلاط و انجام تبادلات بین دو بخش) است، بطوریکه ماگمای اسیدی و بازیک توансه‌اند حدفاصل خود را حفظ کنند. (اما می ۱۳۶۳). گاه ماگمای بازالتی پس از ورود به بخش تفریق یافته‌تر (و سردتر) حجره متلاشی شده و در اثر حرکات کنوکسیون بصورت انکلاوها و تکه‌های آندزیتی در سرتاسر ماگمای میزبان پراکنده می‌شود. این حالت نیز در سنگهای آندزیتی و تفریق یافته منطقه دیده می‌شود (شکل ۴-۱). همچنین این حالت ممکن است نتیجه ورود ماگمای بازیک به داخل بخش اسیدی تفریق یافته‌تر و سردتر تحت فشار و سرعت بالا ایجاد شده باشد (Coombs *et al* 2002).

در گروه سنگهای داسیتی منطقه همانگونه که دیدیم در بخش اسیدی (تفریق یافته) خمیره سنگ دانه درشت‌تر است و بافت‌های میکروکریستالین تا فلزیتیک شامل موزائیک‌های کوچک کوارتز و فلدسپار را نشان می‌دهد. همچنین فنوکریستهای مربوط به بخش اسیدی کم هستند و بلورهایی که در آن دیده می‌شود، بیشتر شامل فنوکریستهای آزاد شده از بخش بازیک است. این حالت می‌تواند مربوط به انتقال حرارت از بخش بازیک به بخش اسیدی باشد که از طرفی باعث انحلال فازهای فلزیک شده و از طرف دیگر دمای این بخش را بالا برد و امکان انتشار را در آن افزایش داده است، لذا بلورهای این بخش درشت‌تر شده است. اشکال خلیجی در فنوکریستهای بخش بازیک و میکرولیت‌های اسکلتی پلاژیوکلاز نشان‌دهنده یک تغییر منفی و نسبتاً ناگهانی درجه حرارت هستند. این حالت را می‌توان با سرد شدن نسبتاً سریع ماگمای بازیک در مجاورت یا در داخل بخش اسیدی تر و سردتر توجیه کرد.

پراکندگی‌هایی که در مورد عناصری چون Co و Ti مشاهده می‌گردد و روندهای عمودی که در محدوده نمونه‌های آندزیتی وجود دارد، معلوم ترکیب ناهمگن این سنگها (حضور ماگمای بازیک) و فراوانی فنوکریستهای مربوط به ماگمای بازیک در این سنگها است.

**۲- میکروپیلو:** در سنگهای داسیتی و گاه آندزیتی منطقه شاهد حضور ماگمای بازیک بصورت میکروپیلو هستیم. میکروپیلوها (بالشکه‌ای مافیک) وقتی تشکیل می‌شوند که اختلاط دمای زیادی بین ماگماها وجود داشته باشد و یا نسبت حجمی ماگمای اسیدی خیلی زیاد باشد، (٪ ۰/۱ <> X (درصد حجمی ماگمای مافیک)) (Sparks & Marshall 1986). در واقع میکروپیلوها حجم کوچکی از ماگمای مافیک را نشان می‌دهند که در حجره ماگمای اسیدی نفوذ کرده است و در حجره به سرعت گرمای خود را از دست داده و

وارد آن شده‌اند. گاه ممکن است گزنویلیت کاملاً در ماقما حل شده باشد که در این حالت گزنویلیتی در سنگ دیده نخواهد شد. بنابراین عدم وجود گزنویلیت ضرورتاً به معنی عدم آلودگی ماقما نیست.

مسئله آلودگی سنگهای منطقه با مواد پوسته‌ای را از نمودارهای ژئوشیمیائی نیز می‌توان استنتاج نمود. میزان برخی عناصر نظری  $\text{Th}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Rb}$  و  $\text{Sr}$  در تمام گروههای سنگی منطقه بالا بوده و در حد مقادیر پوسته‌ای می‌باشد و در نمودارهای مربوط به این عناصر پراکندگی‌های مشاهده می‌شود. عناصر مزبور جزء عناصر ناسازگار هستند که ضمن فرایند تبلور بخشی تمرکز بالائی در پوسته یافته‌اند و لذا به عنوان عناصر پوسته‌ای شناخته می‌شوند. بنابراین پراکندگی‌هایی که در این نمودارها مشاهده می‌گردد می‌تواند دلالت بر آلودگی سنگها با مواد پوسته‌ای داشته باشد. این پراکندگی همچنین در نمودار  $\text{Y}$  به  $\text{Zr}$  و  $\text{Rb}$  به  $\text{Zr}$  نیز دیده می‌شود. مسلماً انجام مطالعات ایزوتوپی در اثبات این مسئله بسیار مفید خواهد بود.

## ۲-۵ مدل پتروژئنیکی پیشنهادی:

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی ارائه شده ماقمای اولیه سازنده سنگهای بازالتی منطقه یک ماقمای آلکالی‌الیوین بازالتی بوده است. شباهت‌های کانی‌شناسی و ارتباطات پیوسته ژئوشیمیائی که بین گروه سنگهای بازالتی و آندزیتی دیده می‌شود، نشانه وجود رابطه تغیریق بین این دو گروه می‌باشد. شواهدی چون ترکیب ناهمنگ خمیره وجود پچ‌های مافیک در زمینه سنگ آندزیتی نشانه صعود ماقمای بازالتی اولیه و ورود آن به بخش‌های تغیریق یافته حجره بوده و در واقع تغذیه مجدد حجره را نشان می‌دهد. بنظر می‌رسد پس از ورود این ماقما سطح تقابلی بین دو ماقما (ماقمای بازالتی در زیر و ماقمای آندزیتی در رو) ایجاد شده باشد که از این سطح تبادلات حرارتی و شیمیائی انجام می‌شده است. اثرات انتقال حرارت از بخش بازیک به بخش اسیدی‌تر با انحلال فازهای فلزیک و بطورکلی کم بودن فنوکریستهای این بخش و درشت شدن بافت خمیره این قسمت مشخص می‌گردد. تشکیل زون هیبرید بین بخش بازیک و اسیدی و پراکندگی‌ها و روندهای عمودی مشاهده شده در محدوده نمونه‌های آندزیتی بیانگر تبادلات شیمیائی انجام شده بین این دو بخش و قوع پدیده اختلاط (شیمیائی) می‌باشد. مشاهده این سه زون ترکیبی در یک نمونه واحد و در کنار هم معرف اقامت کوتاه در حجره ماقمایی (پس از اختلاط و انجام تبادلات بین دو بخش) است بطوریکه ماقمای اسیدی و بازیک توانسته‌اند حدفاصل خود را حفظ کنند.

این ماقما ضمن صعود و جاگیری و توقف در پوسته دچار آلودگی شده است، بطوریکه محتوای عناصر پوسته‌ای در آن بالا رفته و به مقادیر پوسته‌ای نزدیک شده است. نفوذ مکرر ماقمای بازیک در پوسته و توقف آن باعث افزایش حرارت و نهایتاً ذوب بخشی پوسته و تولید

مکانیکی را نشان می‌دهد. در واقع می‌توان گفت این بلورها بخشی از همان میکروپیلوها هستند که طی فرایند همگنی مکانیکی متلاشی شده و اجزاء آنها در سنگ پراکنده شده است. سرد شدن مایع بازالتی در مجاورت ماقمای اسیدی باعث افزایش گرانزوی آن می‌شود. بر عکس به علت گرم شدن، بر تحرک و سیالیت ماقمای اسیدی افروده شده و گرانزوی آن به حدی افزایش می‌یابد که زبانه‌ها و زائده‌هایی را در بالشک‌های بازیک ایجاد می‌کند. با ادامه این فرایند بالشک‌های بازیک توسط زوائد ماقمای اسیدی جزء به جزء می‌شوند و بصورت اجزای پراکنده عدسی شکل یا دانه‌ای (به خصوص عناصر بازیک اولیه) در متن اسیدی ظاهر می‌کنند. تراکم این مواد بازیک در اطراف برخی بلورهای اصلی فاز بازیک (مانند الیوین و پلاژیوکلاز) بیشتر است. این بلورها بواسطه اینکه هنوز مواد بازیک تیره رنگ شیشه‌ای (زمینه اولیه بخش بازیک) به قسمت‌هایی از آنها پیوستگی و چسبندگی دارد در وضعیت تعادلی بوده و شکل هندسی خود را نسبتاً حفظ می‌کنند. (امامی ۱۳۶۳).

در سنگهای هیبرید (حدواسط) منطقه حاشیه واکنشی پیروکسن به خرج الیوین (شکل ۴-۳) و آمفیبول به خرج پیروکسن مشهود می‌باشد. این تبدیلات مبنی افزایش  $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$  و افزایش محتوای سیلیس ماقماست. این تغییرات نیز ممکن است هنگام اختلاط ماقمای مافیک با یک ماقمای اسیدی‌تر و آبدارتر اتفاق افتاده باشد.

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی پدیده هضم و آلودگی نیز بر سنگهای منطقه تأثیر گذار بوده است. از جمله این شواهد می‌توان به حضور گزنوکریستهای کوارتز با حاشیه واکنشی و گزنویلیت‌های بیگانه اشاره کرد.

وجود گزنوکریستهای کوارتز در سنگهای بازالتی منطقه که حاشیه واکنشی با ترکیب پیروکسن (احتمالاً کلینوپیروکسن) در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل ۴-a)، شاهد روشنی بر آلودگی سنگ با مواد پوسته‌ای می‌باشد (اسدی ۱۳۸۶). به عقیده (Vernon 2004) انحلال و خوردگی گزنوکریستهای کوارتز نشان دهنده تمایل مذاب در برگیرنده این گزنوکریستها برای جذب و بکارگیری آنها در ساختمان ارتپیروکسن‌ها می‌باشد که با حذف تمام یا بخش قابل توجهی از الیوین در این سنگها نیز همراه است. هضم این گزنوکریستها می‌تواند منجر به تغییر ترکیب ماقما و در نتیجه ظهور بافت‌های غربالی و نیز منطقه‌بندی به خصوص در فنوکریستهای پلاژیوکلاز شود.

گزنویلیت‌های نیمه‌عمق با ترکیبات دیوریتی، مونزودیوریتی که در سنگهای آندزیتی و داسیتی منطقه مشاهده می‌شود نیز می‌تواند دلیل دیگری بر پدیده هضم و آلودگی باشد. این گزنویلیت‌ها ممکن است قطعاتی از سنگ دیواره یا سقف آشیانه ماقمایی و یا سنگهای پوسته‌ای باشند که در مسیر عبور ماقما بوده‌اند و ضمن عبور ماقما کنده شده و

نیز وجود دارد. این اختلاط گاه بصورت شیمیائی (Blending) و گاه بصورت فیزیکی (Mingling) بوده است. همچنین بر اساس شواهد موجود گاه آلدگی با مواد پوسته‌ای نیز ترکیب این سنگها را تحت تأثیر قرار داده است.

ایگنمبریت‌های داسیتی موجود در منطقه دارای منشاء متفاوتی بوده و حاصل ذوب بخشی پوسته می‌باشند. نفوذ ماغمای بازیک در پوسته و توقف آن باعث آغشتنگی این ماغما با مواد پوسته‌ای و پاره‌ای تبدلات عنصری گردیده است، از سوی دیگر نفوذ مکرر ماغمای بازیک باعث افزایش حرارت و نهایتاً ذوب بخشی پوسته و تولید مذابی با ترکیب داسیت- ریوداسیت شده است. حضور میکروپیلوهای بازیک اپاسیته در خمیره این سنگها نشانه ورود ماغمای بازیک در مذاب حاصله و موقع پدیده اختلاط بین دو ماغما می‌باشد. میکروپیلوها در جهت جریان کشیدگی دارند و به خوبی اختلاط ماغمای بازیک و اسیدی در حالت مذاب را نشان می‌دهند. حجم زیاد ایگنمبریت‌های داسیتی در منطقه و روندهای متفاوتی که در نمودارهای ژئوشیمیائی بین این سنگها و گروه سنگهای بازیک و حدواسط وجود دارد منشاء پوسته‌ای ایگنمبریت‌ها را ثابت می‌کند.

### ۳-۵- نتیجه‌گیری:

با توجه به مجموع بررسی‌های انجام شده نتایج زیر حاصل شده است:

۱. فرایندهای مؤثر در تشکیل سنگهای منطقه بطورکلی شامل پدیده‌های تفریق بلورین، اختلاط ماغمایی و آلدگی پوسته‌ای می‌باشد.
۲. سنگهای بازالتی و آندزیتی منطقه هم‌منشاء بوده و دارای ماغمای مادر مشابهی می‌باشند. عبارت دیگر ماغمای آندزیتی حاصل تفریق ماغمای بازالتی است، اما علاوه بر تفریق شواهد اختلاط بین دو بخش

### منابع:

- اسدی ن. ۱۳۸۶: بررسی پترولوجیکی سنگهای آتشفشاری آوسن در منطقه شیرین سو (جنوب لوشان) با نگرشی ویژه بر زونهای دگرسانی منطقه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین. ۳۳۳ ص.
- افتخارنژاد ج. ۱۳۵۹: تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوی. نشریه انجمن نفت. ۱۹-۲۸: ۸۲.
- امامی م. م. ۱۳۶۳: شواهد سنگ‌شناسی مربوط به اختلاط ماغمای اسیدی و بازیک و ژنز داسیت‌ویدهای منطقه قم-آران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Annells R.N., Arthon R.S., Bazley R.A., Davis R.G 1975: Explanatory text of the Qazvin-Rasht quadrangle map 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Bacon C.R. 1986: Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **91**: 6091-6112.
- Coombs M.L., Eichelberger J.C., Rutherford M.J. 2002: Experimental and textural constraints on mafic enclave formation in volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **119**: 125-144.
- Kuno H., 1968: Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanol.* **32**: 141-176.
- Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Strecheisen A., Woolley A.R. and Zanettin B., 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford.
- Marshall L.A., Sparks R.S.J. 1984: Origin of some mixed magma and net-veined ring intrusions. *J. Geol. Soc. Lond.* **141**: 171-182.
- Sparks R.S.J., & Marshall L.A. 1986: Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* **29**: 99-124.
- Vernon R.H. 2004: A Practical guide to rock microstructures. Cambridge Univ.
- Winchester J.A., Floyd P.A. 1977: geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* **20**: 325-343.
- Yoder H.S. 1973: Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *American Mineralogist.* **58**: 153-171.