

## **Petrology and Petrogenesis of Igneous Bodies of Divan-Daghy, Ghareh-Gose North of Marand (East Azarbaijan)**

**S. Aamini<sup>1</sup>, A. Ravankhah<sup>1</sup>, M. Moayyed<sup>2</sup>**

*1- Tehran, Tarbiat Moallem University, Faculty of sciences, Department of Geology.*

*2- Tabriz, University of Tabriz, Department of Geology.*

*E-mail: Sadramini@tmu.ac.ir*

(Received: 20/5/2007, in revised form: 10/4/2008)

**Abstract:** Acidic and basic volcanic and intrusive rocks of Harzandat-Divan Daghy as individual masses, are located in North and Northwest of Marand (Harzandat) and South of Jolfa (Ghareh Gose-Divan Daghy) trending NW-SE. These rocks are located under Permian progressive deposits, which are covered by an igneous sole unconformity. Lithological composition of the acidic volcanic rocks ranges from dacite, rhyodacite to rhyolite, and basic volcanic rocks range from basalt to basaltic-andesite, where as plutonic rocks are of quartz-syenite. Major minerals of the acidic volcanic rocks and acidic intrusive bodies are quartz, plagioclase and K-feldspar and of the basic volcanic rocks are plagioclase, pyroxene and olivine. Minor minerals of these rocks are biotite, amphibole, sodic pyroxene, apatite, titanite and zircon. Emplacement of intrusions was in shallow depths as dyke, sill and small stocks and are of A-type. Studies show that acidic volcanic rocks are cognate to intrusive bodies and these rocks are A<sub>1</sub> type. Basic volcanic rocks plot in two field on the discriminant diagrams for basalts: oceanic basalts and within plate basalts, therefore two possibilities may reinforced: 1) either these basalts are the remnants of early Paleo-Tethys oceanic-crust or 2) these basalts were erupted in post collision and within plate environments perior to acidic eruptions and intruding of acidic masses. With respect to shoshonitic characteristics of these basalts which have been determined on the basis of immobile elements, and considering absence of shoshonitic rocks in oceanic environments the latter idea seems to be more acceptable.

**Keywords:** *Petrology, Divan Daghy -Ghareh Gose, Basalt, Shoshonite, Marand, A-type*



## سنگ‌شناسی و سنگ‌زایی توده‌های آذرین دیوان داغی - قره گوز شمال مرند (آذربایجان شرقی)

صدرالدین امینی<sup>۱</sup>، علیرضا روانخواه<sup>۱</sup>، محسن مؤید<sup>۲</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تربیت معلم تهران

۲- گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز

پست الکترونیکی: Sadramini@tmu.ac.ir

(دریافت مقاله: ۱۳۸۶/۲/۳۰، نسخه نهایی: ۱۳۸۷/۱/۲۲)

**چکیده:** سنگ‌های آتشفشانی اسیدی، بازی، و توده‌های نفوذی هرزندات - دیوان داغی به صورت لکه‌های پراکنده در شمال و شمالغرب مرند (هرزندات) و جنوب جلفا (کوه‌های قره گوز و دیوان داغی) با راستای تقریبی NW-SE رخنمون یافته‌اند. مجموعه‌های یاد شده زیر نهشته‌های پیشرونده پرمین و با دگرشیبی آذرین پی پوشیده می‌شوند. ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی در حد داسیت تا ریوداسیت و ریولیت، ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی بازی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی، و ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی در حد کوارتزسینیت است. کانیهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و توده‌های نفوذی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، و کانیهای اصلی سنگ‌های آتشفشانی بازی، شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، و در برخی نمونه‌ها اولیوین است. کانیهای فرعی و عارضه‌ای از بیوتیت، آمفیبول، پیروکسنهای سدیک، آپاتیت، اسفن، و زیرکن تشکیل شده‌اند. جایگیری توده‌های نفوذی به صورت دایک، سیل و استوکهای کوچک و کم عمق و به انواع A-type تعلق دارند. بررسیهای دقیقتر نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی اسیدی همخون با توده‌های نفوذی بوده و هر دو به انواع A<sub>1</sub> تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی بازی در نمودارهای تفکیک کننده محیط زمین ساختی بازالتها در دو گستره بازالتهای اقیانوسی و بازالتهای درون قاره‌ای قرار می‌گیرند دو احتمال را تقویت می‌کند: یا (۱) از باقیمانده‌های پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اولاند و یا (۲) پیش از فورانه‌های اسید و نفوذ توده‌های اسیدی در محیطهای پسابرخورد و درون صفحه‌ای فوران کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی این بازالتها که بر پایه عناصر نامتحرک تعیین شده و عدم مشاهده شوشونیتها در محیطهای اقیانوسی، احتمال دوم مقبولتر است.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ‌شناسی، دیوان داغی - قره گوز، بازالت، شوشونیت، مرند، A-type.

### مقدمه

در این بخش رخنمون سنگ‌های دگرگون به سن پرکامبرین و نیز نهشته‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک تا کواترنری گزارش شده است. مهمترین رخداد ته نشستی در این گستره به ضخامت زیادی از نهشته‌های پرمو - تریاس جلفا مربوط است که در اغلب نقاط با دگر شیبی آذرین پی، رخنمون سنگ‌های آتشفشانی، و نفوذی به سن احتمالی دونین-کربونیفر را می‌پوشانند. علاوه بر آن حجم وسیعی از

گستره مورد مطالعه بین طولهای جغرافیائی شرقی ۴۵° ۳۰' تا ۴۵° ۴۵' و عرضهای جغرافیائی شمالی ۳۸° ۴۰' تا ۳۸° ۵۰' قرار گرفته است. رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مورد بررسی در دامنه‌های جنوبی و شمالی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی، و در حد فاصل شهرستانهای مرند تا جلفا و در شمالغرب ایران به چشم می‌خورد (شکل ۱).

آذرین پی، پوشیده می‌شوند. لذا سن نسبی این رخداد ماگمائی به فاز هرسی نین (مرز دونین - کربونيفر) نسبت داده می‌شود. شواهد چینه‌شناسی دیگر از جمله قرار گرفتن نهشته‌های پیشرونده پرمین با دگرشیبی آذرین پی روی سنگهای آتشفشانی اسیدی (در روستای پیراسحاق) و نیز پیشروی ته نشستهای پرمین بر روی سنگهای آتشفشانی بازیک (در روستای قره بلاغ، غرب هرزند داغی) نشان می‌دهد که جایگیری این توده‌ها پیش از پرمین و پس از دونین و به احتمال زیاد در طی فاز کوهزایی هرسی نین صورت گرفته است.

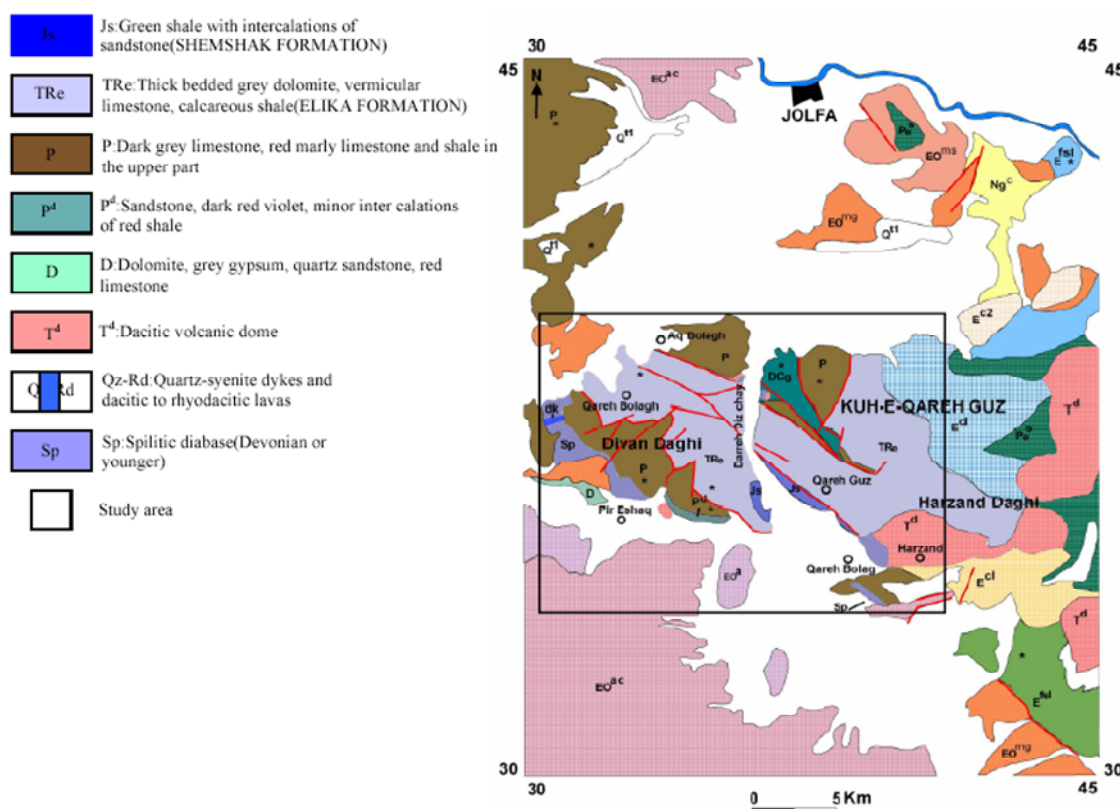
عمده‌ترین واحدهای زمین‌ساختی عمل‌کننده در منطقه، گسل دره دیز و گسلهای شمالی و جنوبی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی است. گسل دره دیز که مهمترین گسل موجود در منطقه است، ارتفاعات دیوان داغی و قره گوز را از همدیگر جدا می‌کند. عملکرد گسلهای وارون و فشاری در دامنه‌های شمالی و جنوبی ارتفاعات دیوان داغی و قره گوز، باعث بالادگی ارتفاعات قره گوز و دیوان داغی شده، و دو دشت فشاری پلنگ گور (دشت جنوبی) و دشت جلفا- هادیشهر (دشت شمالی) را ایجاد کرده است.

رخمونهای سطحی منطقه به سنگهای آتشفشانی و لکانوکلاستیک پلیو - کواترنر محدود می‌شود که در جنوب گستره مورد مطالعه از گسترش وسیعی برخوردارند. توده‌های نفوذی کم عمق مربوط به رخمونهای یاد شده، نهشته‌های تخریبی و تبخیری سرخ فوقانی را قطع می‌کنند. از ویژگیهای چشمگیر این منطقه، نا رخمونی سنگهای ته‌نشستی مربوط به پالئوزوئیک زیرین (باروت، زاگون، لالون و میلا) است که در سرزمینهای گندوانایی از ته‌نشستهای شاخص محسوب می‌شوند [۱].

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در منطقه بندیهی ساختاری ایران در پهنه‌های مختلف ایران مرکزی [۲]، البرز غربی - آذربایجان [۳] و منطقه سلطانیه - میشو [۴] قرار دارد. سنگهای آتشفشانی اسید و بازیک و توده‌های نفوذی به صورت لکه‌های پراکنده، از مرند تا جلفا و در یک راستای تقریبی NW- SE رخمون یافته‌اند.

در منطقه مورد مطالعه، توده‌های نفوذی با نهشته‌های کربناتی و شیلی دونین در دره دیز جلفا همبری مستقیم داشته و خود به وسیله نهشته‌های پیشرونده پرمین با دگر شیبی



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تبریز- پلدشت) که گستره مورد مطالعه با مربع مشخص شده است.

## روش کار

این کار پژوهشی در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی صورت پذیرفته است. در کارهای صحرایی ویژگیهای سنگ‌شناسی و تغییرات لیتولوژیکی توده‌های مورد مطالعه بررسی شدند، و بر پایه تغییرات مشاهده شده، تعداد ۱۵۰ نمونه برای بررسیهای سنگ‌شناختی برداشت شدند. از نمونه‌های برداشت شده ۸۰ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. در این کار

پژوهشی تعداد ۱۰ نمونه از سنگهای آتشفشانی اسیدی، ۹ نمونه از سنگهای آتشفشانی بازی و ۳ نمونه از توده نفوذی، در آزمایشگاه پرتو ایکس دانشکده علوم دانشگاه تربیت معلم تهران (با دستگاه XRF فیلیپس مدل PW2404) که در جدول ۱ ارائه گردیده مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگهای مورد مطالعه (اکسیدها، درصد وزنی، و سایر عناصر PPM).

Application		Rhyolite				
Sample name		BR-3	ER-15	AR3g2	DR-15	AR3f2
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	۷۳٫۴۰	۶۹٫۹۸	۷۲٫۶۱	۷۱٫۲۰	۷۲٫۴۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۲٫۳۶	۱۳٫۷۰	۱۳٫۴۳	۱۶٫۳۷	۱۳٫۸۲
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۴٫۲۲	۳٫۶۷	۳٫۲۵	۲٫۹۶	۲٫۱۳
MgO	%	۰٫۴۶	۰٫۸۷	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۵۵
CaO	%	۰٫۳۱	۲٫۰۳	۰٫۸۰	۰٫۶۹	۰٫۷۴
Na <sub>2</sub> O	%	۳٫۹۹	۳٫۷۷	۳٫۸۲	۴٫۴۳	۳٫۹۸
K <sub>2</sub> O	%	۳٫۷۴	۴٫۴۱	۴٫۳۳	۲٫۵۶	۴٫۷۸
MnO	%	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱
TiO <sub>2</sub>	%	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۴۱	۰٫۴۶	۰٫۴۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۳
Cs	ppm	۱۱	۹	۱۶	۲	۲
Ga	ppm	۱۸	۱۸	۱۷	۲۰	۱۸
Mo	ppm	۳	۳	۳	۳	۳
Sn	ppm	۸۴	۶۵	۷۷	۷۵	۸۲
Ni	ppm	۱۲	۹	۱۰	۱۶	۱۴
Rb	ppm	۱۰۸	۱۳۵	۱۳۲	۷۵	۱۵۵
Sr	ppm	۶۴	۸۴	۱۳۰	۱۵۶	۱۵۸
Y	ppm	۲۵	۳۰	۲۵	۲۳	۲۲
Cr	ppm	۶۸	۹۸	۱۰۳	۹۰	۸۵
Zr	ppm	۴۵۱	۴۶۹	۴۵۲	۵۴۰	۴۸۹
Nb	ppm	۴۲	۴۶	۴۴	۵۱	۴۷
Ba	ppm	۸۳۹	۸۴۸	۸۱۸	۸۶۴	۸۵۸
La	ppm	۷۸	۷۵	۸۵	۹۰	۸۲
Ce	ppm	۶۲	۶۴	۶۳	۶۵	۶۶
Yb	ppm	۶	۵	۶	۱۱	۸
Sc	ppm	۱	۶	۱	۱	۲
V	ppm	۲۸	۳۲	۳۲	۳۴	۳۷
Pb	ppm	۱۷	۱۵	۳۶	۷	۴۵
Cu	ppm	۲	۲	۴	۳	۱
Co	ppm	۷	۵	۵	۳	۲
Zn	ppm	۴۱	۹۹	۹	۹۰	۴۵
Th	ppm	۱۹	۱۷	۱۷	۲۳	۱۷
Nd	ppm	۱۶	۱۳	۱۶	۱۶	۱۷
Sm	ppm	۵	۴	۵	۴	۴
Ta	ppm	۱	۲	۰	۲	۱
Eu	ppm	۰	۰	۰	۰	۰

## ادامه جدول ۱

Application		Rhyolite				
Sample name		BR-12	BR-2	ER-14	ER-13	DR-18
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	۷۴٫۲۸	۷۰٫۹۵	۶۸٫۹۴	۶۸٫۲۸	۷۴٫۲۰
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۱٫۸۴	۱۴٫۲۹	۱۴٫۴۵	۱۴٫۹۲	۱۲٫۸۵
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۲٫۹۶	۴٫۵۲	۴٫۴۶	۳٫۹۶	۳٫۲۵
MgO	%	۰٫۶۳	۰٫۳۱	۰٫۷۲	۰٫۶۶	۰٫۶۷
CaO	%	۰٫۱۰	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۲٫۵۶	۰٫۵۰
Na <sub>2</sub> O	%	۳٫۷۰	۴٫۲۹	۴٫۰۵	۳٫۹۸	۳٫۹۲
K <sub>2</sub> O	%	۵٫۱۲	۴٫۲۶	۳٫۹۱	۴٫۰۷	۳٫۱۱
MnO	%	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۹	۰٫۰۲
TiO <sub>2</sub>	%	۰٫۳۱	۰٫۴۴	۰٫۵۱	۰٫۳۷	۰٫۳۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۱
Cs	ppm	۱۲	۱۴	۲	۲	۲۰
Ga	ppm	۱۹	۱۸	۲۰	۲۰	۱۹
Mo	ppm	۴	۳	۳	۳	۳
Sn	ppm	۶۶	۷۰	۷۷	۸۱	۹۷
Ni	ppm	۱۵	۲۱	۱۶	۱۶	۱۱
Rb	ppm	۱۷۷	۱۲۴	۱۱۲	۱۲۳	۸۹
Sr	ppm	۴۱	۶۵	۱۰۶	۱۶۹	۸۷
Y	ppm	۵۱	۲۶	۳۴	۲۶	۲۰
Cr	ppm	۱۰۸	۷۶	۶۵	۱۰۶	۶۹
Zr	ppm	۹۲۷	۴۶۸	۵۰۲	۴۸۹	۵۲۱
Nb	ppm	۹۶	۴۷	۵۲	۴۵	۴۶
Ba	ppm	۸۵۵	۸۶۴	۸۵۱	۸۷۴	۸۶۱
La	ppm	۳۷۷	۱۱۵	۹۸	۷۹	۹۳
Ce	ppm	۶۲	۶۶	۶۷	۶۶	۶۴
Yb	ppm	۱۰	۱۶	۱۲	۹	۷
Sc	ppm	۳	۰	۰	۹	۰
V	ppm	۲۰	۳۵	۳۹	۲۸	۲۹
Pb	ppm	۱۱	۱۶	۱۴	۹	۱۳
Cu	ppm	۲۰	۳	۲۸	۲	۲
Co	ppm	۴	۶	۷	۶	۴
Zn	ppm	۲۱	۳۱	۱۰۴	۱۲۲	۸۷
Th	ppm	۱۴	۲۰	۲۱	۱۹	۲۲
Nd	ppm	۲۳	۱۸	۲۱	۱۷	۲۱
Sm	ppm	۳۰	۴	۵	۱	۳
Ta	ppm	۲	۲	۰	۱	۳
Eu	ppm	۰	۰	۰	۱	۰

ادامه جدول ۱

Application		Basalt			
Sample name		BR-16	BR-20	AR-2e	DR-23
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	۵۲٫۶۸	۵۱٫۰۰	۴۴٫۵۳	۵۳٫۶۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۴٫۰۱	۱۵٫۷۲	۱۳٫۰۰	۱۴٫۲۴
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۳٫۵۰	۱۶٫۲۲	۱۷٫۸۸	۱۷٫۸۷
CaO	%	۹٫۲۷	۳٫۱۰	۸٫۷۸	۲٫۴۳
MgO	%	۳٫۲۳	۲٫۱۱	۹٫۰۳	۲٫۴۴
K <sub>2</sub> O	%	۰٫۴۹	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۰۷
Na <sub>2</sub> O	%	۳٫۱۱	۶٫۵۲	۱٫۸۵	۵٫۶۶
MnO	%	۰٫۱۴	۰٫۰۳	۰٫۳۳	۰٫۲۰
TiO <sub>2</sub>	%	۲٫۲۷	۲٫۸۱	۲٫۷۵	۱٫۸۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۶۳	۰٫۵۹
Ba	ppm	۴۴۴	۳۸۰	۳۱۴	۲۱۰
Ce	ppm	۴۷	۳۰	۳۱	۳۶
Cr	ppm	۷۵	۷۱	۴۳	۲
Cs	ppm	۱	۱	۱	۱
Eu	ppm	۲	۱	۳	۲
Hf	ppm	۳	۲	۲	۵
La	ppm	۲۸	۲۹	۲۳	۶۲
Nb	ppm	۳	۰	۵	۱۶
Nd	ppm	۳۹	۶۴	۴۵	۱۵۴
Ni	ppm	۵۳	۸۷	۵۹	۱
Rb	ppm	۱۰	۱۰	۱۰	۹
Sc	ppm	۳۴	۱۴	۳۱	۱۱
Sm	ppm	۶	۱۰	۳	۱۵
Sr	ppm	۳۴۵	۲۹۰	۳۳۸	۲۲۳
Ta	ppm	۱	۲	۲	۱
Tb	ppm	۱	۱	۲	۱
Y	ppm	۳۲	۳۳	۲۷	۶۱
Yb	ppm	۲	۲	۲	۱
Zr	ppm	۲۲۰	۱۷۷	۱۸۹	۵۰۴

Application		Basalt				
Sample name		CR-2	BR-18	BR-13	ER-3	CR-3
Compound	Unit	Value	Value	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	۵۰٫۷۶	۵۶٫۹۷	۶۲٫۵۱	۵۴٫۴۸	۵۰٫۳۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۲٫۰۸	۱۴٫۱۳	۱۲٫۲۴	۱۵٫۳۶	۱۴٫۸۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۸٫۹۴	۱۳٫۳۹	۹٫۵۰	۹٫۰۶	۱۵٫۲۲
CaO	%	۴٫۵۴	۵٫۹۱	۲٫۹۳	۸٫۷۵	۷٫۹۵
MgO	%	۵٫۹۶	۱٫۶۵	۱٫۸۱	۱٫۶۸	۳٫۹۹
K <sub>2</sub> O	%	۰٫۱۰	۰٫۸۷	۰٫۲۶	۰٫۵۱	۰٫۳۳
Na <sub>2</sub> O	%	۰٫۷۶	۴٫۰۲	۴٫۴۳	۶٫۳۵	۲٫۹۱
MnO	%	۰٫۳۹	۰٫۰۸	۰٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۴۳
TiO <sub>2</sub>	%	۳٫۲۳	۱٫۸۱	۲٫۹۵	۲٫۴۶	۲٫۴۷
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۶۷	۰٫۱۸	۱٫۰۲	۰٫۳۲	۰٫۴۶
Ba	ppm	۴۴۰	۵۳۷	۳۰۳	۲۰۰	۷۴۱
Ce	ppm	۲۴	۵۷	۲۳	۲۱	۷۴
Cr	ppm	۹	۹۹	۴۳	۳۷	۴۱
Cs	ppm	۰	۱	۱	۱	۱
Eu	ppm	۳	۱	۷	۱	۳
Hf	ppm	۳	۳	۷	۴	۲
La	ppm	۲۱	۳۴	۲۴	۱۴	۱۹
Nb	ppm	۲	۴	۵	۲	۳
Nd	ppm	۷۳	۲۵	۷۱	۳۱	۳۲
Ni	ppm	۴	۵۲	۱۱	۳۸	۳۱
Rb	ppm	۱۰	۱۱	۱۰	۱۲	۱۰
Sc	ppm	۱۹	۲۵	۱۴	۲۸	۳۱
Sm	ppm	۵	۷	۱۳	۵	۵
Sr	ppm	۳۷۲	۴۶۵	۲۰۹	۴۲۱	۵۱۶
Ta	ppm	۱	۱	۱	۱	۱
Tb	ppm	۰	۱	۱	۱	۱
Y	ppm	۳۶	۳۱	۵۷	۲۳	۲۷
Yb	ppm	۱	۲	۱	۱	۱
Zr	ppm	۲۲۶	۱۹۶	۳۳۲	۲۰۲	۱۹۱

## ادامه جدول ۱

Application		Syenite		
Sample name		CR-13	CR-12	CR-14
Compound	Unit	Value	Value	Value
SiO <sub>2</sub>	%	۶۲٫۱	۶۴٫۷۶	۶۱٫۹۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۱۶٫۲۷	۱۷٫۷۹	۱۸٫۲۴
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	۵٫۵۸	۵٫۹۷	۶٫۲
MgO	%	۰٫۹۳	۲٫۱۳	۲٫۲۱
CaO	%	۲٫۳۶	۲٫۱۲	۳٫۵۹
Na <sub>2</sub> O	%	۴٫۲۷	۰٫۹۸	۰٫۵۸
K <sub>2</sub> O	%	۴٫۳۳	۵٫۰۲	۵٫۹۷
MnO	%	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۱۱
TiO <sub>2</sub>	%	۰٫۷۳	۰٫۷۹	۰٫۸۸
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۰۸
Rb	ppm	۱۰۹	۱۱۰	۱۳۶
Sr	ppm	۳۲۶	۳۵۵	۳۴۲
Y	ppm	۷۱	۷۶	۷۷
Zr	ppm	۲۶۴	۲۸۲	۲۷۸
La	ppm	۱۷۸	۱۸۸	۱۲۰
Ce	ppm	۲۳۰	۲۶۸	۲۱۹
Sm	ppm	۱۳	۱۵	۱۳
Hf	ppm	۱۰	۱۲	۱۲
Eu	ppm	۲	۲	۲
V	ppm	۴۸	۵۲	۵۳
Cu	ppm	۱۱	۸	۶
Co	ppm	۶	۷	۷
Zn	ppm	۱۱۹	۱۱۵	۱۰۵
Ga	ppm	۲۳	۲۲	۲۱
Th	ppm	۶	۶	۶
Ba	ppm	۲۵۱	۳۵۶	۱۷۶
Nb	ppm	۹۰	۹۳	۸۸

## شرح بررسیها

بررسیهای سنگ‌شناختی سنگهای آتشفشانی اسیدی نشان می‌دهند که بافت غالب در این سنگها پورفیریک بوده (شکل a۲) و کانی شناختی اصلی این سنگها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، و فلدسپار پتاسیم است. پلاژیوکلازهای موجود دارای ماکلهای چند ترکیبی، مشبک، شعاعی، و صلیبی (شکل b۲) بوده و در برخی از نمونهها پرتیت نیز مشاهده می‌شود. تجزیه شدگی در این کانیها نسبتا شدید است، به طوریکه در اثر عملکرد گستره دگرسانی، این بلورها به کانیهای ثانویه‌ای نظیر کلسیت، سریسیت، و کانیهای رسی (کائولینیت) تبدیل شده‌اند. در بعضی از نمونهها، پلاژیوکلازها در اثر هضم قطعات

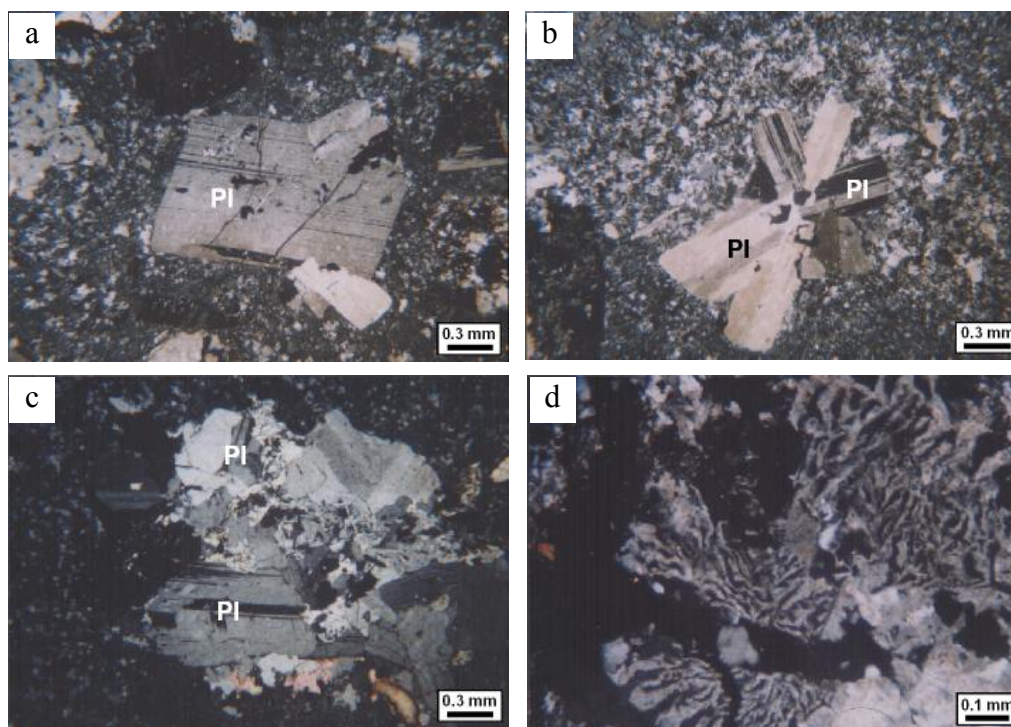
کربناتی به وجود آمده و نیز با انباشت نقطه‌ای خود، بافت ثانویه گلومروپورفیریک را بوجود آورده‌اند (شکل c۲). فنوکریستهای فلدسپار پتاسیم در اثر دگرسانی و تبدیل به کائولینیت و دیگر کانیهای رسی به صورت مات و ابری دیده می‌شوند. در برخی از نمونهها، فلدسپار پتاسیم با ماکل کارلسباد و بافت پرتیتی نیز مشاهده می‌شود. همچنین از همرشدهای کوارتز و فلدسپار پتاسیم بافت گرانوفیری نیز در این سنگها تشکیل شده است (شکل d۲). کانیهای فرعی موجود در این سنگها زیرکن، آپاتیت و اولیوین غنی از آهن (فایالیت) تشکیل شده‌اند.

در سنگهای آتشفشانی بازی بافت کلی میکرولیتی تا بین دانه‌ای بوده (شکل a۳) و کانیهای اصلی این سنگها شامل

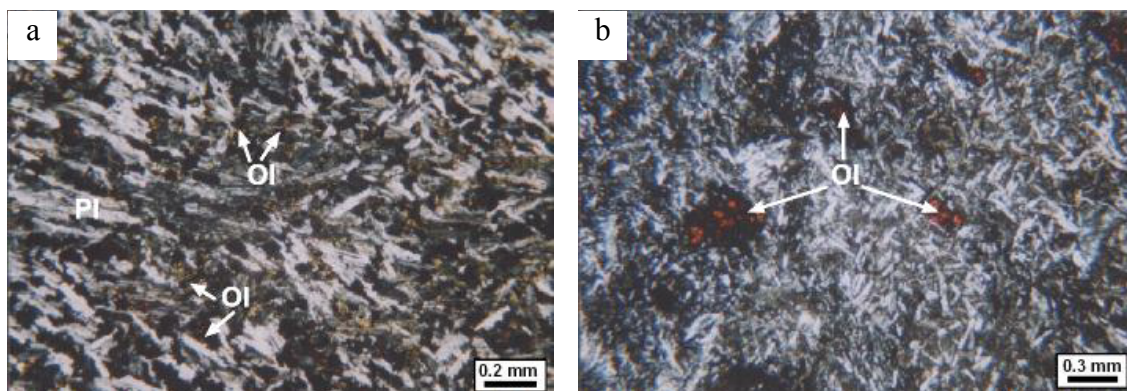


کلینوپیروکسنها در فضای بین پلاژیوکلازها و نیز در پیرامون دانه‌های اولیوین‌های ایدنگسیته شده دیده می‌شوند. در اغلب این سنگها، بلورهای سالم اولیوین بندرت پیدا می‌شوند و بیشتر به ایدنگسیت (شکل ۳b)، سرپانتین، و کلریت تجزیه شده‌اند. کانیهای فرعی موجود در این سنگها بیشتر شامل اسفن و آپاتیت‌اند.

پلاژیوکلاز، پیروکسن و در برخی از نمونه‌ها اولیوین است. پلاژیوکلازهای موجود دارای ماکلهای چند ترکیبی و دم چلچله‌ای بوده و در برخی از نمونه‌ها، رشد اپیدوت و کلسیت روی درشت بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. بلورهای پلاژیوکلاز هم به صورت سالم و هم دگرسان بوده و در بعضی از نمونه‌ها پلاژیوکلازهای اپیدوتیزه مشاهده می‌شود.



شکل ۲ (a) بافت پورفیریک در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (b) ماکل شعاعی و صلیبی در پلاژیوکلازهای سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (c) بافت گلومروپورفیریک در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL، (d) بافت گرانوفیر در سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه، نور XPL.



شکل ۳ (a) بافت میکرولیتی در سنگهای آتشفشانی بازیک منطقه، نور XPL، (b) اولیوین ایدنگسیته شده در سنگهای آتشفشانی بازیک منطقه، نور XPL.

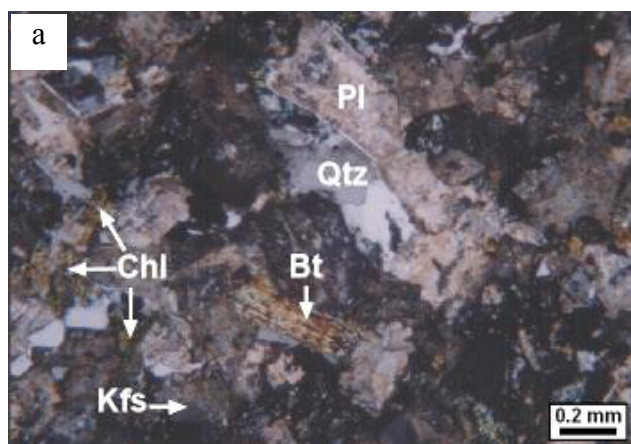


کرد که سنگهای آتشفشانی اسیدی خروجی توده‌های نفوذی، و توده‌های نفوذی اسیدی منطقه از نوع گرانیتوئیدهای گونه A هستند (غنی بودن از  $Na + K$  و  $Zr$  فقیر بودن از  $Al$  و  $Ca$ ، نسبت بالای  $Fe/Fe + Mg$ ، فراوانی بافتهای پرتیتی، گرانوفیری، و فراوانی زیرکن). در این راستا از نمودارهای جدا کننده انواع مختلف گرانیتوئیدها [۵]، بر پایه نسبتهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب، استفاده شد که همه آنها گونه A این سنگها را تایید می‌کنند (شکل ۵). با استفاده از نمودار مثلثی  $Nb-Y-3Ga$ ، و نسبتهای  $Rb/Nb$  بر حسب  $Y/Nb$  [۶] که برای تفکیک دو زیر گروه از گرانیتوئیدهای گونه A طراحی شده‌اند، معلوم شد که سنگهای مورد مطالعه در زیر گروه  $A_1$  قرار می‌گیرند (شکل ۶). چنانکه قبلا اشاره شد، سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی اسیدی، با گرانیتوئیدهای گونه A شباهت زیادی داشته و در زیر گروه  $A_1$  قرار می‌گیرند. زیر گروه  $A_1$  خاستگاه گوشته‌ای داشته و (می‌تواند با درجات زیاد یا کم پوسته قاره‌ای آلوده شده باشد) طی فعالیتهای ماگمایی درون داخل صفحه‌ای، و یا در ارتباط با فعالیتهای بالآمدگی پسابرورد، جایگیری می‌کند. لذا می‌توان برای سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی همخوان منطقه مورد مطالعه خاستگاه گوشته‌ای در نظر گرفت که با درجات کم تا متوسط از پوسته قاره‌ای آرایش یافته و طی فعالیتهای بالا آمدگی پسابرورد جایگیری کرده‌اند.

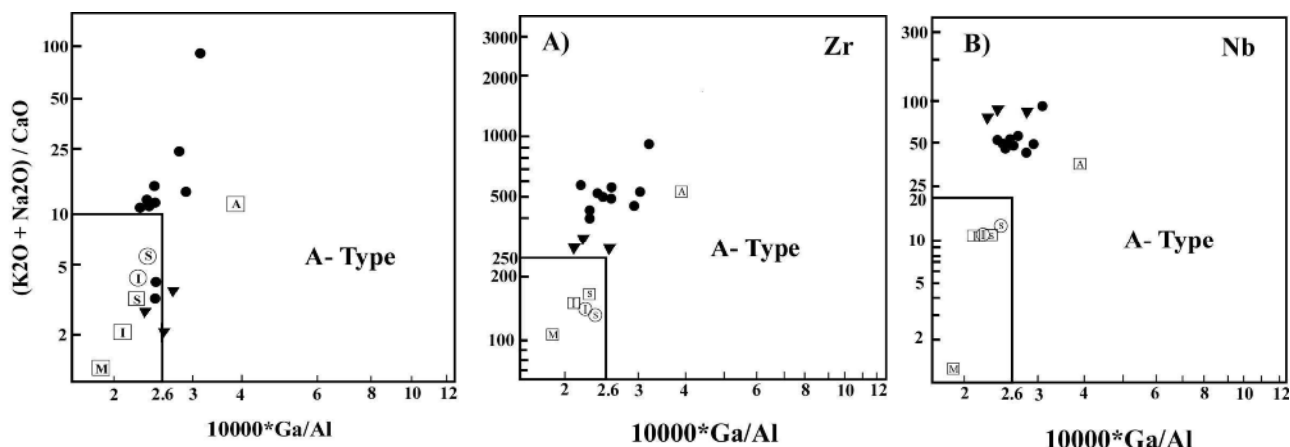
در توده‌های نفوذی نیز بافت غالب، گرانولار (شکل ۴a) بوده و کانیهای اصلی موجود شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، و فلدسپار پتاسیم است. در این سنگها، بلورهای بی‌شکل کوارتز به صورت منفرد یا انباشته فضای بین بلورهای دیگر را پر کرده و بافت بین‌روزنه‌ای را بوجود آورده است. بلورهای سالم پلاژیوکلاز بندرت یافت می‌شوند و بیشتر به سریسیت، کلسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند. فلدسپارهای پتاسیم موجود در این سنگها کائولینیزه شده و در برخی از نمونه‌ها دارای هم‌رشدی گرانوفیری با کوارتزند (بافت گرانوفیر) (شکل ۴b). کانیهای فرعی موجود شامل زیرکن، آپاتیت، بیوتیت و آمفیبول است، بطوریکه بیوتیت‌ها کلریتیزه شده و آمفیبولها به کلسیت کلریت تجزیه شده‌اند.

بر پایه بررسیهای صحرایی و ژئوشیمیایی، مجموعه‌های سنگی ارتفاعات دیوان داغی- قره گوز در ۳ گونه سنگی مختلف شامل سنگهای آتشفشانی اسیدی، سنگهای آتشفشانی بازیک و سنگهای نفوذی قابل رده بندی هستند. سنگهای آتشفشانی اسیدی ترکیبی در حد داسیت تا ریوداسیت و ریولیت، سنگهای آتشفشانی بازیک ترکیبی در حد بازالت تا آندزیت بازالتی، و توده نفوذی ترکیبی در حد کوارتز سینیت دارند.

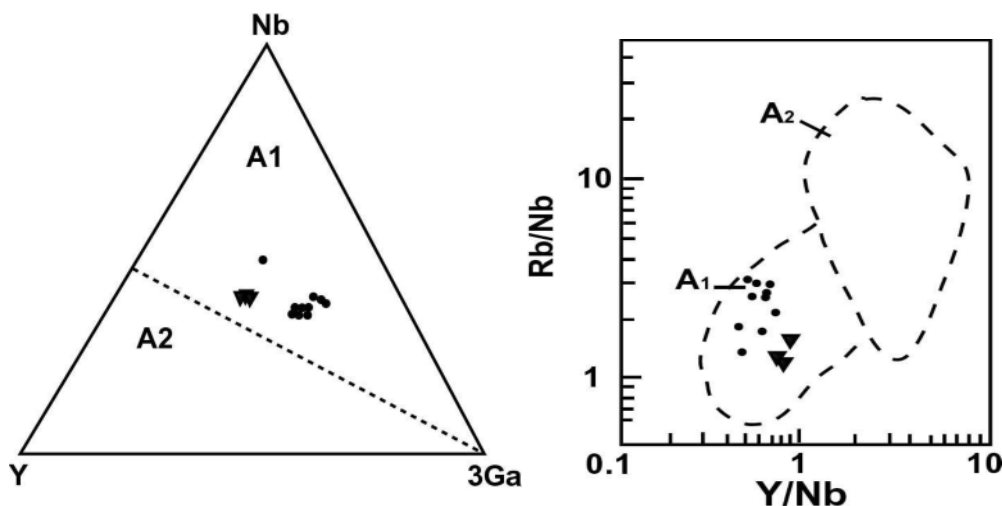
با مقایسه داده‌های حاصل از بررسیهای سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی، سنگهای منطقه با مشخصات سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی گونه‌های مختلف گرانیتوئیدی، می‌توان استنباط



شکل ۴ (a) بافت ساب هدرال گرانولار در کوارتز سینیت، نور XPL، (b) بافت گرانوفیر در کوارتز سینیت، نور XPL.



شکل ۵ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و توده‌های همخون وابسته بر پایه نسبت‌های عناصر اصلی و کمیاب [۵]. (علامت دایره نشان دهنده سنگهای آتشفشانی اسیدی و مثلث نشان دهنده توده نفوذی).



شکل ۶ تفکیک سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه به زیر گروههای A<sub>1</sub> و A<sub>2</sub> و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [۶]. (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای آتشفشانی اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).

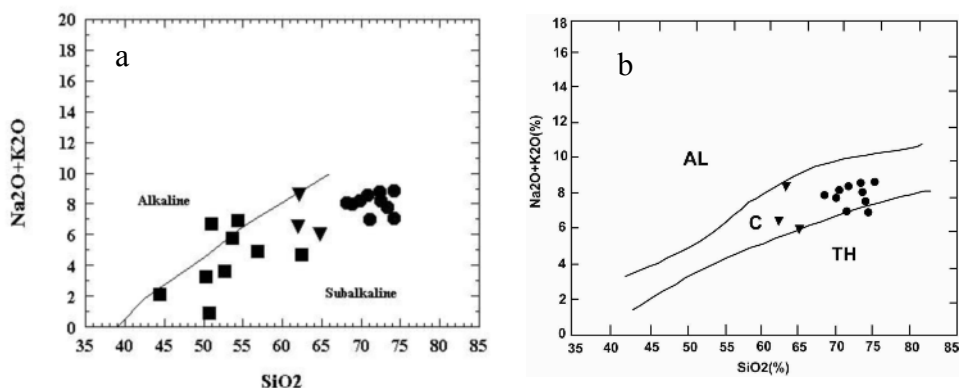
بازی بیشتر از نوع شوشونیتی است که در اثر دگرسانی و تحرک عناصر اصلی ویژگی نیمه قلیایی نشان می‌دهد. برای تعیین دگرگونیهای ماگمایی و عوامل مؤثر در تولید ماگما و نیز تعیین شرایط فیزیکی-شیمیایی مکان خاستگاه از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به ORG و MORB استفاده شده است.

مقایسه نمودار عنکبوتی گروه عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به ORG (گرانیتوئیدهای پشته‌های اقیانوسی) در سنگهای آتشفشانی اسیدی همخوان با توده نفوذی اسیدی به همراه توده نفوذی، نمودارهای مربوط به سنگهای گرانیتوئیدی از محیطهای مختلف زمین‌ساختی [۱۰]، نشان می‌دهد که سنگهای مورد مطالعه همخوانی خوبی با الگوی گرانیتوئیدهای

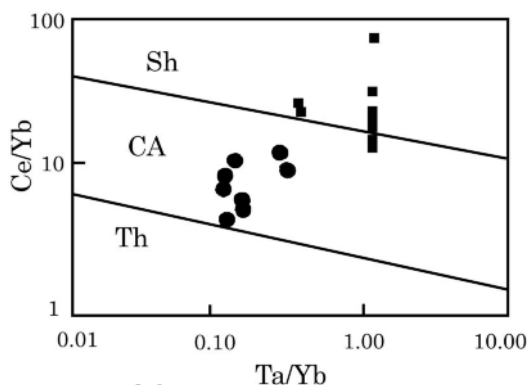
سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی و توده نفوذی در نمودار TAS [۷]، نیمه قلیایی (شکل ۷a) و قلیایی نسبت به سیلیس [۸] کالک آلکالن تعیین شده است (شکل ۷b). با توجه به گسترش پدیده دگرسانی در سنگهای آتشفشانی بازی و تا حدودی در سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی، برای تعیین سری ماگمایی از عناصر نامتحرک نظیر Ta, Yb, Ce و Th استفاده شده است. سنگهای آتشفشانی اسیدی در نمودار [۹] Ce/Yb-Ta/Yb در گستره آهکی قلیایی قرار می‌گیرند. نمونه‌های وابسته به سنگهای آتشفشانی بازی در این نمودار بیشتر در گستره شوشونیتی قرار می‌گیرند (شکل ۸). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی

جدایش زیاد ماگمای حاصل از گوشته بالایی باشد. ناهنجاری مثبت Nb نشانگر خاستگاه احتمالی گوشته‌ای توده‌های یاد شده و جدایش از یک ماگمای گوشته‌ای عمیق می‌باشد که این ویژگی با ناهنجاری منفی Y تایید می‌شود.

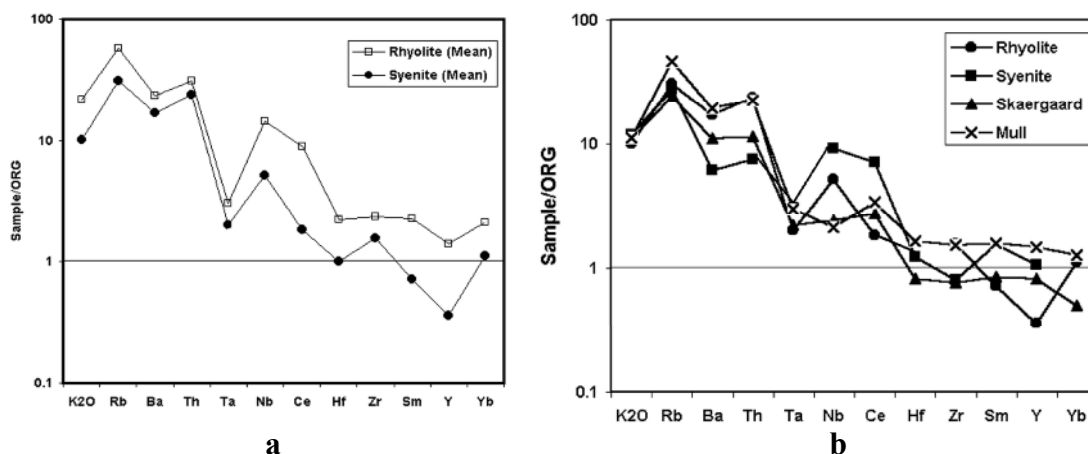
درون صفحه‌ای (WPG) دارند (شکل b۹, a). بالا بودن عناصر LIL در این نمونه‌ها و تهی شدگی از HREE می‌تواند به دلیل نقش پوسته‌ای و یا تشکیل ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی از مذابه‌ای حاصل از پوسته زیرین و در اثر استقرار ماگمای بازی، و یا به دلیل نرخ کم ذوب و درجه



شکل ۷ (a) نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه قلیایی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [۷] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی، مثلث-ها توده نفوذی و مربع‌ها سنگهای بازی)، (b) نمودار مجموع قلیایی در مقابل سیلیس و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [۸]. (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).



شکل ۸ نمودار Ce/Yb در مقابل Ta/Yb و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [۹]. (علامت دایره نشان دهنده سنگهای اسیدی و مربع نشان دهنده سنگهای بازی).



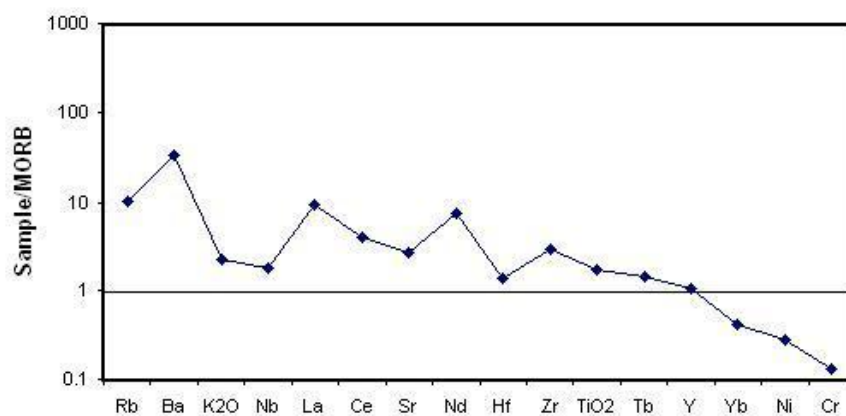
شکل ۹ (a) نمودار میانگین ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه، بهنجار شده به ORG [۱۰] (b) نمودار عنبوتی میانگین ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. Mull و Skaergaard الگوی گرانیوئیدهای درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند.

احتمال زیاد مجموعه مافیک - اولترامافیک دگرگون در کوههای میشو که به وسیله گسل جنوبی میشو حریم آنها مشخص شده است، بقایای پوسته اقیانوسی پالتوتیس اولاند که طی فاز هرسی نین و در اثر برخورد ایران با اوراسیا در منطقه زمین چاک (Suture Zone) بدام افتاده‌اند. این برخورد از نوع قاره - قاره بوده و از شواهد آن می‌توان به وجود گرانیته S-type میشو در این منطقه اشاره کرد [۱]. با قبول این فرضیه، باید بخش شمالی گسل جنوبی میشو و تبریز را به عنوان حاشیه فعال فرورانش، و پوسته را از نوع اوراسیائی در نظر گرفت. ادامه گسلهای یاد شده به سمت شمالغرب از حالت موازی خارج شده و احتمالاً به با پیوند به یکدیگر و تا مرز ترکیه ادامه می‌یابند. رخنمونهای مشابهی در راستای خط واره یاد شده تا مرز ایران و ترکیه در مناطق هرزندات و کوههای دیوان داغی دیده می‌شود. گرانیته‌های A-type منطقه مورد مطالعه و آتشفشان همخوان که سنگهای آتشفشانی بازیک را قطع کرده و خود با نهشته‌های پرمین پوشیده می‌شوند را می‌توان به عنوان گرانیته‌های پسا برخورد قاره - قاره و حاصل بسته شدن اقیانوس پالتوتیس اول در منطقه قلمداد کرد. با توجه به نتایج ژئوشیمیایی، خاستگاه این ماگما را می‌توان از گوشته غنی شده‌ای نظیر گوشته خاستگاه بازالتهای جزائر اقیانوسی در نظر گرفت که حین صعود دستخوش جدایش زیاد و احتمالاً همضم مواد پوسته‌ای شده است.

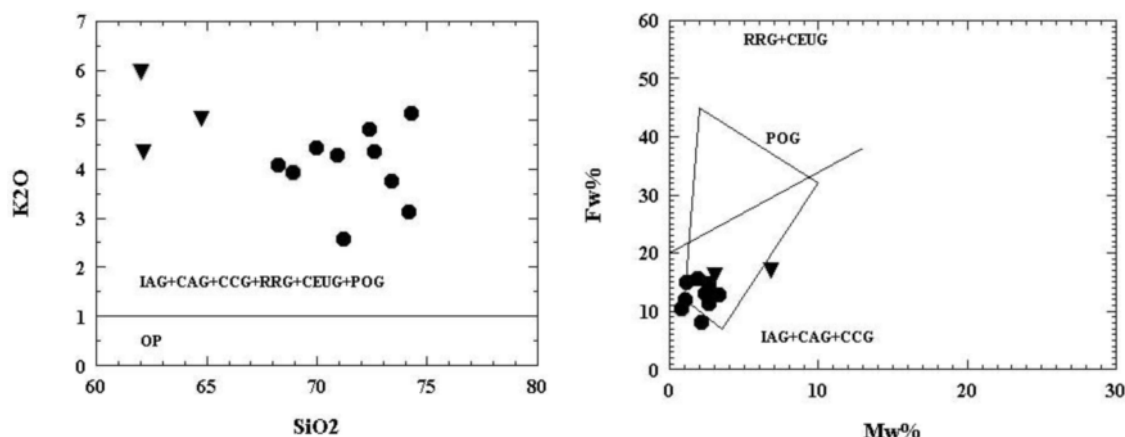
بررسی میانگینی نمودار عنکبوتی ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی بازی که به MORB [۱۷] بهنجار شده‌اند، نشان می‌دهد که اولاً غنی شدگی از عناصر LIL و LREE و تهی شدگی از HREE می‌تواند به عمق زیاد تشکیل ماگما و نرخ ذوب کم و فوگاسیته بالای  $CO_2/H_2O$  مربوط باشد. ثانیاً، پایین بودن عناصر دیرگداز گوشته‌ای (Cr و Ni) نشانگر نرخ ذوب کم و درجه جدایش زیاد ماگمای بازالتی گسترده مورد مطالعه نسبت به MORB است (شکل ۱۰).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی سنگهای مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی استفاده شده است. با استفاده از نمودارهایی که بر پایه عناصر اصلی محیطهای مختلف زمین ساختی از یکدیگر تفکیک شده‌اند [۱۱]، نمونه‌های مربوط به سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی اسیدی در گستره POG (پسا کوهزایی) قرار می‌گیرند (شکل ۱۱). همچنین بر پایه نمودار Rb-Nb+Y [۱۲] نمونه‌های مربوط به سنگهای آتشفشانی اسیدی در گستره پسا برخورد، و نمونه‌های مربوط به توده نفوذی اسیدی در گستره‌های WPG و پسابرخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۲). دلیل پراکندگی نمونه‌ها و قرار گرفتن برخی از آنها در گستره‌های دیگر (در نمودارهای مانیار و پیکولی) به تاثیر پذیری اکسیدهای عناصر اصلی از پدیده دگرسانی در این سنگها مربوط می‌شوند.

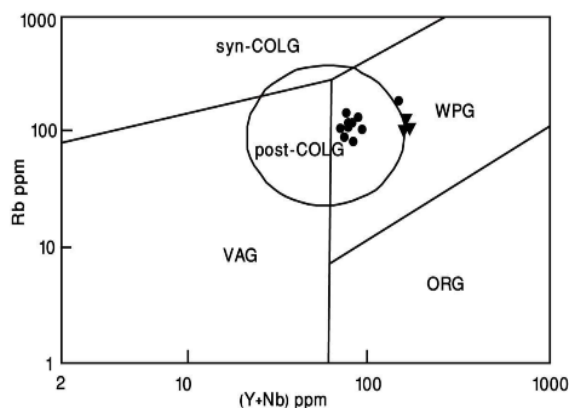
در جنوب شرقی گستره مورد مطالعه، و در کوههای مورو و میشو، توده‌های گرانیته‌ای A-type مجموعه مافیک - اولترامافیک دگرگون کوههای یاد شده را قطع کرده‌اند، و خود به وسیله نهشته‌های پیشرونده پرمین پوشیده می‌شوند. به



شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی میانگین ترکیب عناصر کمیاب سنگهای آتشفشانی بازیک، بهنجار شده به MORB [۱۷].



شکل ۱۱ تفکیک محیط زمین‌ساختی سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه، با استفاده از نمودارهای مانیار و پیکولی [۱۱] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).



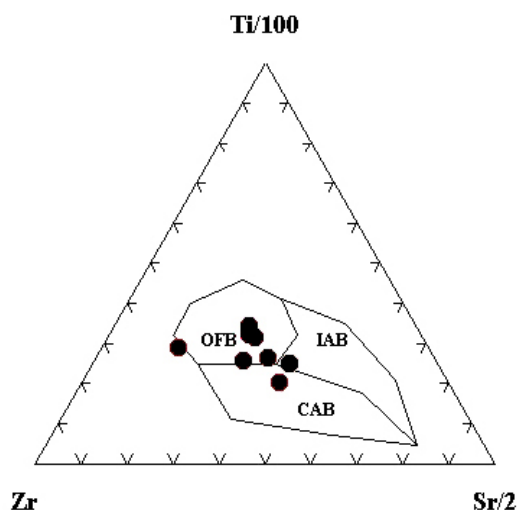
شکل ۱۲ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی منطقه و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن [۱۲] (دایره‌ها نشان دهنده سنگهای اسیدی و مثلث‌ها نشان دهنده توده نفوذی).

قرار می‌گیرد [۱۳]. در کوههای مورو و میشو رخنمون سنگهای مافیک و اولترامافیک دگرگون به احتمال زیاد به بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اول مربوطند که طی رخداد هرسی نین روی پوسته ایران که از گندوانا جدا و به اوراسیا ملحق شده است، رانده شد [۱]. با استناد به این مسئله می‌توان سنگهای بازی رخنمون یافته در کوههای دیوان داغی و قره گوز را ادامه بقایای پوسته اقیانوسی فرض کرد در اینصورت گرانیتهای گونه A منطقه و سنگهای آتشفشانی همخون را می‌توان به توده‌های نفوذی پس‌برخورد نسبت داد. لازم به یادآوری است که مشابه این توده‌ها در کوههای مورو و میشو (آلکالی گرانیته و سینیت‌های مورو و میشو) توده‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون را قطع می‌کنند و به عنوان توده‌های گونه A مربوط به رویداد برخورد ایران با اوراسیا در نظر گرفته شده‌اند [۱].

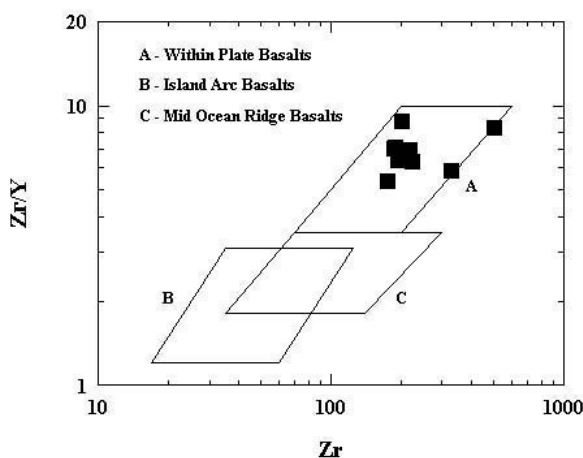
با توجه به همیافتی سنگهای آتشفشانی بازی و سنگهای آتشفشانی اسیدی، و با توجه به اینکه سنگهای آتشفشانی اسیدی هم ارز خروجی توده‌های نفوذی منطقه‌اند، و از طرفی سنگهای آتشفشانی بازی که با توده‌های نفوذی قطع شده‌اند، در نمودارهای جدا کننده سنگهای بازالتی، نمودار Ti-Zr-Sr [۱۵]، در گستره بازالت‌های کف اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳)، ولی سرشت تولییتی ندارند می‌توان گفت که مجموعه این فعالیتها در بازه زمانی دونین تا پرمین رخ داده است و می‌توان، از دو مدل سنگ‌زایی به شرح زیر استفاده کرد. ۱- منطقه زمین چاک پالئوتتیس اول در آذربایجان و به سن هرسی نین از منطقه صوفیان شروع شده و به احتمال زیاد تا مرز ایران و ترکیه و در راستای NW-SE ادامه می‌یابد که بخشی از آن بر گسل تبریز و یا گسل جنوبی کوههای میشو

بررسی مدل زمین‌ساختی جهانی ارائه شده برای تحول پالئوتتیس اول نشان می‌دهد که توده گرانیتوئیدی گونه A مورد مطالعه بعد از برخورد قاره - قاره شکل گرفته و مشابه توده‌های A-type مورو و میشو است. بر پایه این مدل در بازه زمانی فاز کالدونین تا هرسی نین، ایران از گندوانا جدا شده و با فرورانش رو به شمال پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اول، این اقیانوس بین خرد ورقه ایران و اوراسیا بسته شد، و پس از برخورد قاره - قاره و بالازدگی پس از برخورد توده‌های گرانیتوئیدی گونه A مورو و میشو و دیوان داغی و قره گوز جایگیری کرده‌اند [۱۴] (شکل ۱۵).

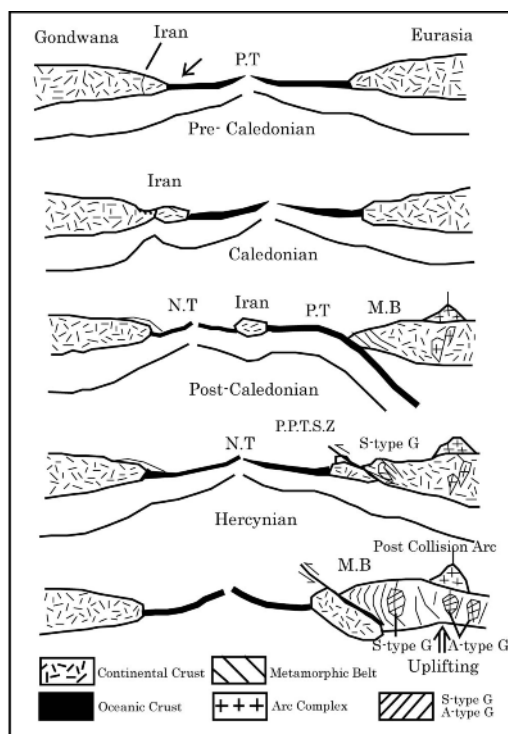
۲- با توجه به سرشت شوشونیتی ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی بازی و قرار گرفتن این نمونه‌ها در نمودار  $Zr/Y-Zr$  [۱۶] در موقعیت درون ورقه‌ای (شکل ۱۴)، می‌توان چنین فرض کرد که پس از رویداد برخوردی هرسی نین که موجب الحاق پوسته ایران به اوراسیا شد، متعاقب فاز فشاری و در اثر تداوم حرکتهای کششی ناشی از بالازدگی پوسته، فعالیت‌های آتشفشانی بازالتی درون ورقه‌ای و پسارخورد آغاز شد، و به دنبال آن گرانیتوئیدهای گونه A پس از فعالیت‌های کوهزایی و چین بالازدگی پوسته جایگیری کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی سنگهای آتشفشانی بازی و عدم همراهی توده‌های اولترامافیک با این رخمونها، مدل دوم مقبولتر است.



شکل ۱۳ نمودار متمایز کننده بازالتها بر اساس Ti-Zr-Sr و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در [۱۵].



شکل ۱۴ نمودار متمایز کننده بازالتها بر پایه متغیرهای  $Zr/Y-Zr$  [۱۶].



شکل ۱۵ مدل زمین‌ساختی جهانی تحول پالئوتتیس اول [۱۴].

## برداشت

۱- در منطقه مورد مطالعه، توده‌های نفوذی با ترکیب کوارتز سینیست با نهشته‌های کربناتی و شیلی دونین در دره دیز جلفا همبری مستقیم داشته و سنگهای آتشفشانی اسیدی با ترکیب داسیت تا ریوداسیت و ریولیت همخون با توده‌های نفوذی و بازی با ترکیب بازالت تا آندزیت بازالتی با نهشته‌های پیشرونده پرمین با دگر شیبی آذرین پی، پوشیده می‌شوند. لذا سن نسبی این رخداد ماگمایی به فاز هرسی نین (مرز دونین - کربونیفر) نسبت داده می‌شود.

۲- ماگمای مولد سنگهای آتشفشانی اسیدی و توده نفوذی اسیدی آهکی قلیایی ثانوی (به علت هضم پوسته‌ای) و سنگهای آتشفشانی بازی، شوشونیتی است.

۳- سنگهای آتشفشانی اسیدی همخون با توده نفوذی و توده نفوذی اسیدی متعلق به گرانیتوئیدهای گونه A بوده و در زیر گروه A<sub>1</sub> قرار می‌گیرند؛ لذا می‌توان پذیرفت که این سنگها منشا خاستگاه گوشته‌ای داشته و طی ماگماتیسیم درون صفحه- ای و یا در ارتباط با فعالیت‌های بالآمدگی پسابر خورد جایگیری

کرده‌اند، و بر پایه نمودارهای مختلف تمایز زمین‌ساختی، بیشتر در محیطهای درون صفحه‌ای، پسابر خورد و پسا کوهزایی قرار می‌گیرند.

۴- قرار گرفتن سنگهای آتشفشانی بازی در دو گستره بازالتیهای اقیانوسی و بازالتیهای درون قاره‌ای، دو احتمال را تقویت می‌کند که می‌توان گفت که: (۱) این بازالتها بقایای پوسته اقیانوسی پالئوتتیس اول هستند و (۲) پیش از فورانهای اسید و نفوذ توده‌های اسیدی در محیطهای پسابر خوردی و درون صفحه‌ای فوران کرده‌اند. با توجه به سرشت شوشونیتی این بازالتها که بر پایه عناصر نا متحرک تعیین شده و عدم مشاهده شوشونیتها در محیطهای اقیانوسی و نا همراهی سنگهای اولترامافیک با سنگهای آتشفشانی بازی، احتمال دوم مقبولتر است.

## مراجع

[۱] مؤید م.، مؤذن م.، تگرشی نویر موقعیت خط درز پالئوتتیس در ایران، فشرده مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان (۱۳۸۱).



مقالات سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان ۱۴۱-۱۴۶ (۱۳۸۴).

[15] Pearce J.A., and Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth Planet Sci (1973) Lett 19,290-300.

[16] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks", Contrib Mineral Petrol 69 (1979) 33-47.

[17] Boeinz et al., "Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation", Rollinson H.R., 1993, Longman Scientific and Technical, England, (1984), 352 P.

[2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", A review Am Asso Petrol Geol B Vol 52 (1968) No 6.

[۳] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵) ۱۰۹ صفحه.

[۴] افتخار نژاد ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، (۱۳۵۹).

[5] Whalen J.B., Currie K.L., and Chappell B.W., "A-type Granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contrib Min Pet 95 (1987) 407-419.

[6] Eby G.N., "Chemical Subdivision of the A-type granitoides Petrogenesis and tectonic implications", Geology 20 (1992) 641 – 644.

[7] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Can Earth Sci 8 (1971) 523-548.

[8] Kuno H., "Differentiation of basalt magmas, In: Hess H.H., and Poldervaart A., (eds.) Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition", Vol 2 Interscience New York (1968) pp 623-688.

[9] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J., and Norry M.J., (eds) "Continental basalts and mantle xenoliths" Shiva Nantwich (1983) pp230-249.

[10] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic Interpretation of granitic rocks", Geol Soc Spec (1984) Publ, 7, 14 – 24.

[11] Maniar P.D., Piccoli P.M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geo Soc Am Bull Vol 101 (1989).

[12] Pearce J.A., "Sources and settings of granitic rocks", (1996).

[۱۳] مؤید م.، رضائی مقدم م.ح.، "اهمیت ژئودینامیکی گسل تبریز و گسل جنوبی میشو در تحول پوسته‌ای ایران"، خلاصه مقالات کنفرانس بین‌المللی مخاطرات زمین، بلایای طبیعی و راه‌کارهای مقابله با آنها، دانشگاه تبریز (۱۳۸۴).

[۱۴] مؤید م.، مؤذن م.، کلاگری ع.ا.، حسین زاده ق.، "کانی‌شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب غرب مرند-آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن"، مجموعه