

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور در شمال‌باختری معدن طلای زرشوران (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی)

نیلوفر نایبی^۱، داریوش اسماعیلی^۱، منصور قربانی^{۲*} و یوسف وصالی^۱
^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
^۲ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

چکیده

توده‌های نیمه‌نفوذی (شبه‌آتشفشانی) کوه گورگور بخشی از مجموعه آتشفشانی-نفوذی کوه گورگور در جنوب روستای عربشاه تکاب، واقع در بخش میانی محور آتشفشانی تکاب-قره‌آعاج (در بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر) هستند که به‌صورت توده‌های نیمه‌ژرف با ترکیب مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت و به شکل گنبدی رخنمون یافته‌اند. بافت این سنگ‌ها، گرانولار تا پورفیروئید با زمینه دانه‌ای تا میکروگرانولار است. کانی‌های روشن متداول این واحدهای سنگی شامل پلاژیوکلاز و پتاسیم‌فلدسپار، و کانی‌های مافیک شامل کلینوپیروکسن و هورنبلند هستند کانی کوارتز نیز به‌صورت فرعی در آنها رویت می‌شود. بر اساس مطالعات زمین‌شیمیایی توده نیمه‌نفوذی کوه گورگور دارای ماهیت کالک‌آلکان و متآلومین بوده، متعلق به گرانیت‌های نوع I هستند. بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، خاستگاه توده‌های کوه گورگور در ارتباط با یک پهنه زمین‌ساختی از نوع کمان قاره‌ای حواشی فعال قاره‌ای است. هماهنگی توزیع REE و عناصر ناسازگار بین نمونه‌ها می‌تواند بیانگر ارتباط زایشی این سنگ‌ها با یکدیگر باشد. از سویی بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE و شباهت ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها با ماگماهایی که در پهنه فرورانشی تشکیل می‌شوند، احتمال تشکیل سنگ‌های منطقه در یک پهنه فرورانشی را تقویت می‌کند. نتایج مطالعات سنگ‌زادی نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای مادر توده‌های نفوذی کوه گورگور مرتبط با ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاد (متاسوماتیسم) شده‌ای است که بر اثر جای‌گیری ماگمای مادر در پوسته زیرین سبب زایش گسترده‌ای از سنگ‌های تفریق یافته‌تر در سطوح بالاتر شده است. به‌طور کلی، فرآیند پیدایش محور آتشفشانی تکاب-قره‌آعاج در زمان میوسن فوقانی-پلیوسن، تحت تأثیر تداوم بالآمدگی مجموعه دگرگونی حلقوی تکاب و خیزش ماگماهای مادر و پارگدازش پوسته‌ای و شکل‌گیری توده‌های نیمه‌نفوذی غنی از پتاسیم نوع I روی داده است. در زمان میوسن پسین-پلیوسن و همزمان با ماگماتیسیم گسترده میو-پلیوسن در شمال‌باختر ایران و جنوب خاور ترکیه، توده گنبدی کوه گورگور در محور آتشفشانی تکاب-قره‌آعاج جایگزین شده است.

واژه‌های کلیدی: گنبد کوه گورگور، ماگماتیسیم پس از برخوردی، تکاب، محور آتشفشانی تکاب-قره‌آعاج، پهنه ارومیه-دختر

* m-ghorbani@sbu.ac.ir

مقدمه

پهنه ماگمایی ارومیه-دختر به صورت نواری با راستای شمال باختری-جنوب خاوری و به درازای ۱۷۰۰ و پهنای تقریبی ۱۰۰ کیلومتر، بزرگترین پهنه ماگمایی سنوزویک ایران و بخشی از کمربند آذرین تیتسی (از ترکیه تا پاکستان) است (Alavi, 1994). بررسی‌ها نشان می‌دهند که این پهنه ماگمایی در بخش‌های گوناگون خود، مراحل پیدایش و تکامل زمین‌ساختی متفاوتی را گذرانده که تحت تأثیر تفاوت‌های سنی مراکز آتشفشانی از شمال به جنوب، روند آرایش مراکز آتشفشانی-نفوذی در امتداد این پهنه، عملکرد ساختارهای زمین‌ساختی ناحیه‌ای و محلی، غالب بودن فرایندهای آذرین درونی یا آتشفشانی، خاستگاه ماگما، فرایندهای سنگ‌زادی دخیل و ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت از لحاظ مکانی و زمانی بوده است. بنابراین، این پهنه را به پهنه‌ها، محورها و مراکز آتشفشانی گوناگون تقسیم کرده‌اند. بر اساس بررسی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی بر پایه شواهد سن‌سنجی و زمین‌شیمیایی نوین سنگ‌های آذرین در بخش‌های مختلف این پهنه ماگمایی، این پهنه را به مراکز و محورها آتشفشانی و نفوذی گوناگونی تقسیم کرده‌اند (مانند: محور دهج-ساردویی (Dimitrijevic, 1973)، محور عقدا-یزد، محور نطنز-سروک یا نایین-اردستان (Amidi, 1977)، محور میانی (ساوه-تفرش)، محور آتشفشانی-نفوذی مردآباد-بویین‌زهر (Yaghoubpour و همکاران ۲۰۱۱)، محور آتشفشانی قروه-تکاب-قره‌آغاج (Moeinvaziri, 1996) و مراکز آتشفشانی سهند-سارای و مرکز آتشفشانی تفتان-سلطان-ماشکل). محور آتشفشانی تکاب-قره‌آغاج به طول ۱۲۰ کیلومتر بخشی از پهنه ارومیه-دختر، بین شهر قره‌آغاج تا تکاب در شمال این پهنه است که دارای مراکز آتشفشانی مانند گنبد کوه بابا، مجموعه آتشفشانی-نفوذی کوه گورگور، گنبد‌های پیرامون معدن طلای زرشوران (بلی‌قیه و گچی‌قیاوسی،

قره‌داغ) و گنبد کوه بلقیس و مراکز آتشفشانی قینرجه و تخت‌سلیمان، آریاچایی و گنبد آتشفشانی ایوب‌انصار است. کوه گورگور یکی از مهم‌ترین مراکز آتشفشانی-نفوذی در این محور است که در محدوده بین بزرگ‌ترین کنسارهای طلای ایران، زرشوران و آق‌دره جای دارد. تکاپوهای ماگمایی این منطقه بر اساس شواهد چینه‌شناسی از الیگو-میوسن با رویداد ماگماتیسیم اسیدی به شکل گنبد‌های آندزیتی-داسیتی و همچنین، بازالتی آغاز و پس از اندکی درنگ در پلیوسن با جای‌گیری توده‌های نیمه‌نفوذی تراز بالا با ترکیب میکرودیوریت و میکرومونزونیت پی گرفته می‌شوند. بررسی‌های Ghorbani (۲۰۱۳)، Daliran (۲۰۰۷) و Mehrabi و همکاران (۱۹۹۹) در این منطقه و اطراف آن، نشان می‌دهد که توده‌های نیمه‌نفوذی این ناحیه بخشی از ماگماتیسیم گسترده میو-پلیوسن در منطقه تکاب-قره‌آغاج هستند که به صورت محدود در گنبد گورگور نمایان شده‌اند. وجود سیستم‌های زمین‌گرمایی گوناگون مانند چشمه‌های آب‌گرم، گسترده‌گی و ضخامت زیاد نهشته‌های تراورتن و سیستم‌های اپی‌ترمال فسیل با سن جوان‌تر از میوسن، بیانگر گسترده‌گی ماگماتیسیم میو-پلیوسن در منطقه تکاب (علی‌رغم محدودیت برون‌زدگی سطحی آنها) است. از این رو، مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور با توجه به نزدیکی آنها به دو معدن بزرگ طلای کشور و اندیس‌های گوناگون فلزی می‌تواند ما را در شناخت بهتر تکامل پدیده ماگماتیسیم و کانه‌زایی در محور تکاب-قره‌آغاج یاری کند. هدف این مقاله بهره‌گیری از داده‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی برای بررسی سنگ‌شناسی واحدهای نیمه‌نفوذی گنبد ساب‌ولکانیک (subvolcanic dome) یا شبه‌آتشفشانی کوه گورگور و تبیین جایگاه زمین‌ساختی این گستره ماگماتیسیم در محور آتشفشانی تکاب-قره‌آغاج (آذربایجان غربی) است.

جایگاه زمین‌شناسی و روابط صحرایی

منطقه مورد مطالعه در جنوب روستای عربشاه شهرستان تکاب (آذربایجان غربی)، در محدوده بین طول جغرافیایی شمالی $36^{\circ}43'58''$ تا $36^{\circ}44'43''/2$ و عرض جغرافیایی خاوری $47^{\circ}21'5/4''$ تا $47^{\circ}43'3/3''$ ، در فاصله ۴ کیلومتری معدن طلای زرشوران و ۵ کیلومتری معدن آق دره جای دارد.

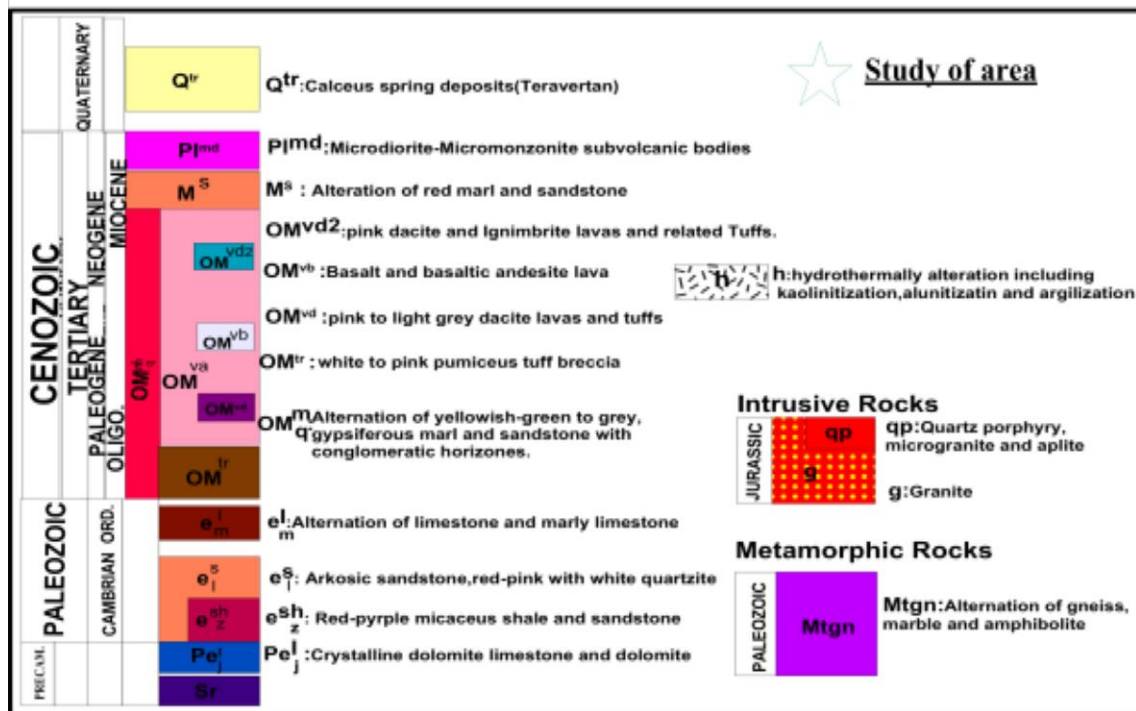
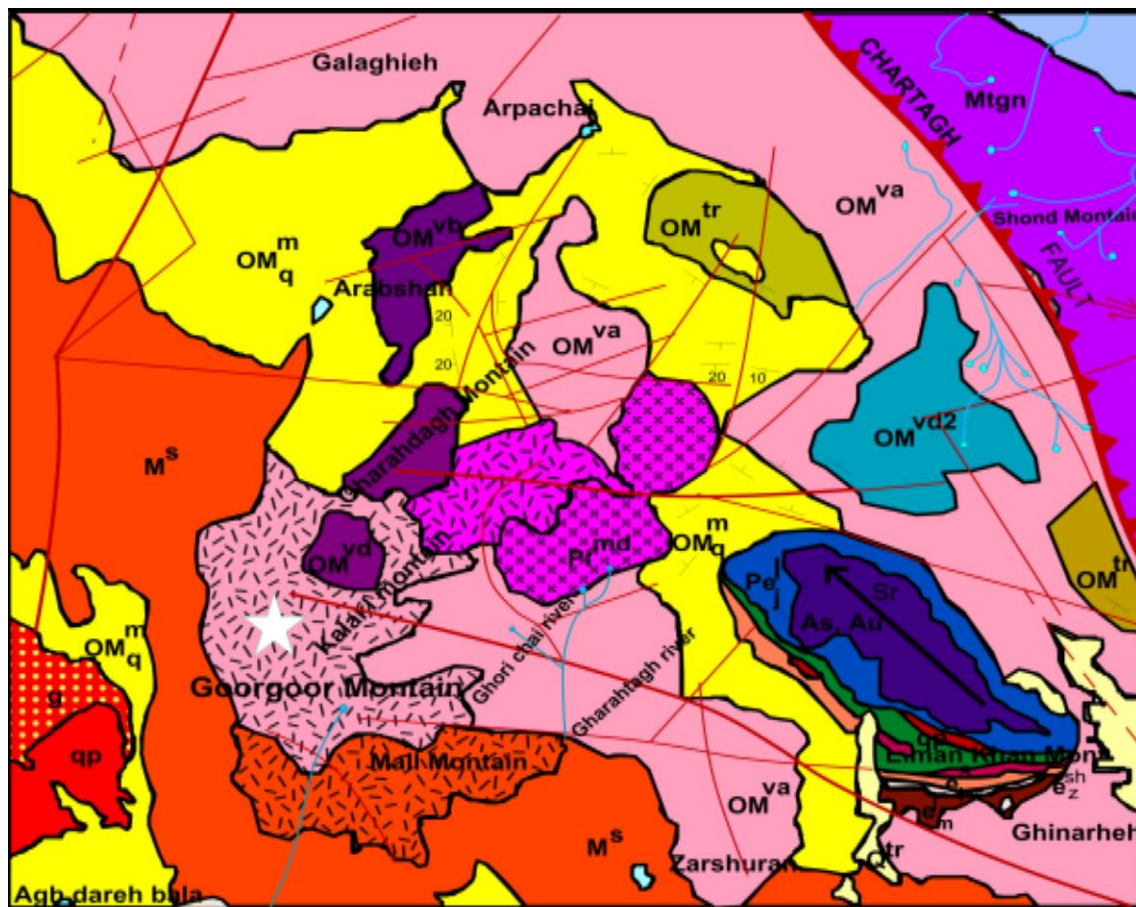
بر اساس Aghanabati (۲۰۰۴)، از دیدگاه پهنه‌های ساختاری ایران‌زمین، این منطقه در بخش شمالی پهنه ارومیه-دختر به‌نام پهنه تبریز-ساره (Alavi, 1994) جای دارد و بر اساس ویژگی سنگ‌های آذرین، بخشی از محور آتشفشانی بین تکاب-قره‌آغاج به‌نام به محور آتشفشانی تکاب-قره‌آغاج است. این منطقه در بردارنده واحدهای چینه‌ای متشکل از تناوب رسوبات نئوژن و کواترنری همراه با واحدهای گوناگون آذرین است (شکل ۱). بر اساس مطالعات صحرایی و نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان (Babakhani and Ghalamghash, 1990) واحدهای چینه‌ای زیر در منطقه به ترتیب دیده می‌شوند (شکل ۲):

واحد سنگی OM_q^m : این واحد سنگی شامل تناوبی از مارن سبز مایل به زرد تا خاکستری گچ‌دار با ماسه‌سنگ همراه با افق‌هایی از کنگلومرا هستند. این واحد سنگی معادل بخش زیرین سازند قم است.

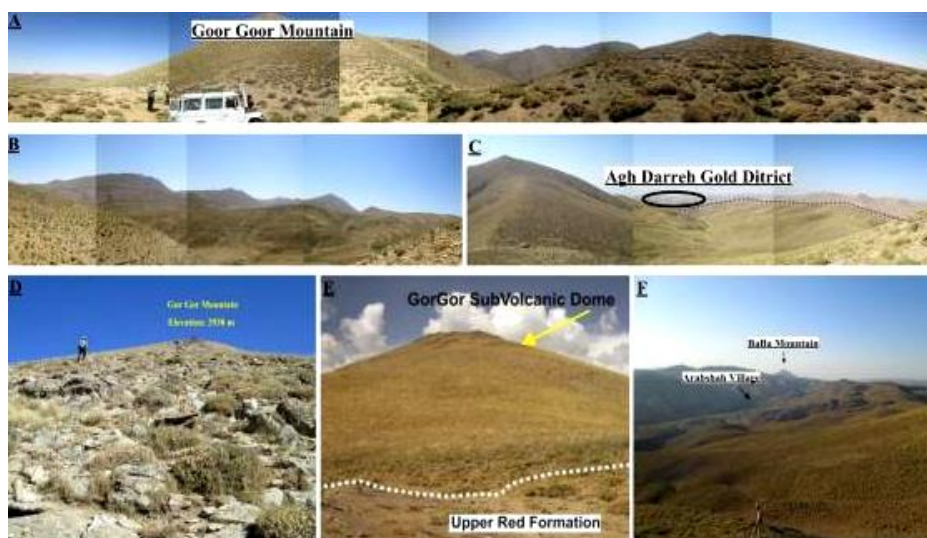
واحد سنگی M^S : در جنوب این منطقه، بر روی واحد OM_q^m ، یک افق ماسه‌سنگی قرمز رنگ همراه با میان لایه‌هایی از مارن (تناوب مارن و ماسه‌سنگ قرمز رنگ) با سن میوسن آغازی-میانی جای گرفته است. رسوبات این واحد چینه‌ای هم‌ارز رسوبات سازند قرمز بالایی هستند. سنگ‌های آذرین نیز بخش گسترده‌ای از منطقه گورگور و پیرامون آن را تشکیل می‌دهند و از واحدهای

سنگی OM^{Va} و OM^{Vb} همراه با PL^{md} تشکیل شده‌اند. واحد OM^{vd} در منطقه عربشاه از گسترده‌گی زیادی برخوردار بوده، و بخش درخور توجهی از سنگ‌شناسی منطقه را در بر می‌گیرند. این سنگ‌ها از یک سری گدازه‌های پورفیری با ترکیب آندزیتی و به‌رنگ خاکستری، قهوه‌ای و بنفش تشکیل شده است. این سنگ‌ها بخشی از سنگ‌های آتشفشانی گسترده الیگو-میوسن در منطقه تکاب است. واحد سنگی PI^{Md} به داخل این سنگ‌ها نفوذ کرده، موجب دگرسانی گرمایی گسترده این سنگ‌ها شده‌اند.

واحد OM^{vb} با روند خطی و در راستای شمال‌خاوری-جنوب‌باختری، از شمال روستای عربشاه تا کوه قره‌داغ در جنوب خاور آن کشیده شده است. گسل عربشاه با راستای باختر-شمال‌باختری تا خاور-جنوب‌خاوری، و با مولفه راستالغز چپ‌گرد این مجموعه را قطع کرده است (شکل ۱). این واحد سنگی از بازالت و آندزیت‌بازالت‌ها تشکیل شده و از میان سازند سرخ بالایی به‌صورت فوران شکافی و گنبد‌های بازالتی کوچک بیرون ریخته است (شکل ۲). واحد سنگی PI^{Md} شامل توده‌های نفوذی نیمه‌ژرف تراز بالا با ترکیب میکرودیوریت-میکرومونزونیتی است. این سنگ‌ها در پیوند با فعالیت ماگمایی اوایل پلیوسن به‌صورت گنبد‌های گدازه و توده‌های نیمه‌ژرف در منطقه جایگیری کرده‌اند (شکل ۳). بیشترین برونزد این واحد سنگی در کوه گورگور و پیرامون آن است. در این توده‌های نیمه‌نفوذی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گوناگونی دیده می‌شود. این انکلاوها گرد شده بوده، اندازه‌شان بین ۱ تا ۱۰ cm است و مرز مشخصی با سنگ میزبان دارند (شکل ۳-C). این واحد سنگی نیز به نوبه خود در بخش‌های شمالی تحت تأثیر محلول‌های گرمایی جای گرفته و دگرسان شده است (شکل‌های ۳-F و ۳-E).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه عربشاه و رخنمون توده‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) در آن (برگرفته از نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ تحت‌سلیمان در www.gsi.ir، با تغییرات).



شکل ۲- نمای صحرائی گنبد نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) و بیرون آمدگی آن از میان سازند قرمز بالایی.



شکل ۳- A, B, D و E) نماهایی از رخنمون سنگ‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی)؛ C) انکلاوهای میکرودیوریتی در زمینه سنگ‌ها؛ F) تأثیر محلول‌های گرمایی در منطقه و دگرسانی شدید نمونه‌ها.

روش انجام پژوهش

در این پژوهش پس از بررسی دقیق ۳۸ مقطع نازک، از میان آن‌ها ۱۲ نمونه مناسب در آزمایشگاه (CRPG) دانشگاه نانسی فرانسه به روش‌های تجزیه

شیمیایی (ICP-MS, ICP-AES)، میزان اکسیدهای اصلی (بر اساس درصد وزنی) و عناصر خاکی نادر و کمیاب (بر اساس ppm) بررسی شدند. داده‌های به‌دست آمده در جدول ۱ آورده شده‌اند.

جدول ۱- غلظت عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی) و عناصر کمیاب (بر اساس ppm) برای نمونه‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) (<L.D): کمتر از آستانه آشکارسازی؛ Md: مونوزودیوریت؛ Di: دیوریت).

Sample No.	GO-11	GO-14	GO-10	GO-16	GO-13	AS2-80	AS2-50	KL-25	GO-4	AS2-47	KL-6	GO-12
Rock Type	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Md	Di	Di
SiO ₂	65.05	64.98	63.36	64.42	64.92	51.7	76.31	78.3	55.95	51.66	62.11	55.62
TiO ₂	0.4	0.42	0.48	0.43	0.39	0.58	0.5	0.56	0.62	0.6	0.6	0.64
Al ₂ O ₃	16.15	16.1	16.07	16.05	15.69	17.16	10.85	17.86	16.25	17.25	16.56	16.42
FeO*	4.17	4.36	4.87	4.64	3.94	6.19	3.32	0.06	7.13	6.36	6.03	7.24
MnO	0.15	0.1	0.12	0.06	0.1	0.11	0	0	0.08	0.09	0.07	0.16
MgO	1.57	1.58	2.08	1.62	1.5	2.72	0.11	0.03	3.02	2.41	2.41	3.65
CaO	3.85	2.26	3.92	2.77	3.71	6.16	0.11	0.16	4.39	6.32	4.41	4.73
Na ₂ O	4.07	5.46	4.42	4.44	3.94	3.82	5.23	0.12	5.04	4.18	3.59	5.24
K ₂ O	3.79	4.16	3.73	4.09	3.85	2.58	0.17	0.06	3.03	2.44	3.43	2.36
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.16	0.22	0.15	0.27	0.1	0.17	0.24	0.26	0.2	0.19
LOI	1.07	1.1	1.39	1.07	1.93	7.83	2.57	4.19	4.69	7.9	1.41	3.92
Total	100.42	100.68	100.58	99.8	100.11	99.11	99.18	101.5	100.45	99.46	100.82	100.16
As	3.381	7.477	3.478	3.345	2.387	1.963	25.35	19.02	5.604	2.602	13.62	2.896
Ba	603.4	727.7	602.6	717.7	625.6	400.3	19.83	84.65	644.5	236.8	675.5	382.9
Be	2.302	2.205	2.055	2.241	2.087	2.201	0.587	0.401	2.456	1.943	2.022	1.751
Bi	0.313	0.153	<L.D.	0.223	<L.D.	<L.D.	4.115	0.671	0.166	<L.D.	<L.D.	0.206
Cd	0.175	<L.D.	0.169	0.16	0.158	0.139	<L.D.	0.135	0.147	0.142	0.142	<L.D.
Ce	56.29	56.11	55.38	57.37	55.07	67.87	20.48	78.48	53.75	68.19	60.05	45.44
Co	25.69	24.99	27.44	30.31	22.44	16.94	32.72	10.7	29.59	17.03	27.4	23.52
Cr	<L.D.	<L.D.	5.321	5.264	<L.D.	11.45	36.54	<L.D.	9.363	16.75	5.035	10.35
Cs	1.519	0.445	1.07	1.217	2.349	1.669	1.547	0.208	0.763	1.741	0.945	0.669
Cu	17.55	44.14	15.84	44.23	20.81	<L.D.	<L.D.	<L.D.	127.7	<L.D.	48.23	14.31
Dy	2.668	2.651	3.029	2.918	2.614	3.619	2.786	1.05	3.394	3.699	3.156	3.168
Er	1.613	1.6	1.803	1.728	1.552	2.102	1.573	0.484	1.948	2.116	1.831	1.809
Eu	0.946	0.96	0.983	0.986	0.918	1.271	0.53	1.003	1.113	1.289	1.123	1.037
Ga	15.97	15.61	15.72	16.01	15.62	17.23	11.41	20.85	15.93	17.44	16.34	15.99
Gd	2.975	2.855	3.169	3.189	2.857	4.049	2.702	2.868	3.727	4.111	3.541	3.339
Ge	1.41	1.509	1.673	1.351	1.328	1.313	0.847	1.398	1.466	1.442	1.362	1.531
Hf	3.606	3.575	3.656	4.069	3.604	4.013	3.396	4.302	3.284	4.05	3.428	2.55
Ho	0.584	0.58	0.656	0.623	0.568	0.753	0.574	0.163	0.719	0.771	0.67	0.674
In	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.091	<L.D.	<L.D.	<L.D.
La	33.63	33.2	32.39	33.66	32.91	37.86	9.576	45.62	29.7	37.97	34.44	25.16
Lu	0.305	0.302	0.317	0.309	0.289	0.349	0.261	0.149	0.336	0.352	0.318	0.304
Mo	0.863	0.684	0.957	0.638	1.115	2.403	1.843	<L.D.	1.162	0.82	<L.D.	0.691
Nb	9.562	9.562	8.995	9.909	9.09	10.3	8.16	10.01	8.502	10.03	8.637	7.08
Nd	19.13	19.25	19.59	19.86	18.54	25.92	10.59	28.29	20.93	26.24	22.24	17.96
Ni	<L.D.	<L.D.	6.365	5.794	<L.D.	11.67	29.06	<L.D.	10.18	13.11	13.08	9.965
Pb	21.2772	8.31	14.0026	8.022	22.9404	5.8068	11.1159	179.0967	6.8437	8.4442	6.8804	5.6352
Pr	5.731	5.737	5.754	5.858	5.54	7.258	2.607	8.211	5.888	7.392	6.381	4.971
Rb	120.2	99.37	110.6	142.6	126.5	75.46	4.856	1.537	71.03	71.86	96.39	69.07
Sc	7.29	7.34	10.29	7.74	7.02	12.03	11.28	11.2	13.46	13.21	13.37	15.49
Sb	0.421	1.425	0.391	0.425	0.323	0.541	1.637	10.58	1.185	0.546	0.635	0.605
Sm	3.428	3.428	3.734	3.686	3.332	4.767	2.835	4.712	4.23	4.904	4.152	3.728
Sn	1.387	1.465	1.686	1.837	1.565	1.504	2.444	2.542	2.317	1.553	1.228	2.468
Sr	283.7	259.5	266.4	248.2	276.3	411.8	111.7	149.7	221.6	563.5	322.9	208.9
Ta	1.291	1.184	1.265	1.362	1.242	0.715	0.798	1.126	0.779	0.714	0.989	0.785
Tb	0.441	0.439	0.491	0.47	0.432	0.601	0.449	0.276	0.561	0.613	0.524	0.511
Th	20.72	20.65	20.04	21.58	21.94	15.32	5.453	19.88	16.91	15.08	17.3	12.5
Tm	0.251	0.247	0.271	0.27	0.243	0.314	0.235	0.08	0.282	0.317	0.273	0.265
U	5.929	4.49	6.505	5.829	6.483	5.045	2.445	3.164	4.497	4.98	4.914	3.874
V	67.12	70.13	85.64	71.72	62.83	110.1	76.09	84.66	121.8	118.7	108.5	134.14
W	647.6	470.9	667.1	724.9	520.9	46.72	373.6	206.5	160.6	36.69	309.3	360.5
Y	16.78	16.27	17.91	17.49	15.8	21.17	14.84	4.101	19.96	21.23	18.65	18.49
Yb	1.859	1.836	1.988	2	1.814	2.229	1.701	0.715	2.042	2.234	1.986	1.895
Zn	71.49	48.08	52.35	30.95	67.15	132.1	25.32	<L.D.	36.69	144.9	104.2	67.36
Zr	166.2	158.5	158.3	183.2	155.9	176.7	128.5	173.6	143.3	173.6	141.4	108.5

حجمی)، کوارتز (کمتر از ۵ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و هورنبلند (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) بوده، کانی‌های فرعی شامل پیروکسن و کانی‌های کدر هستند. کلریت و سربیسیت، کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۴-A تا ۴-C).

مونزودیوریت: این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی، معمولاً دارای بافت گرانولار بوده و گاه بافت پورفیرویدی دارند. در برخی بخش‌ها دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بسیار با بافت میکروولیتی هستند. کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز (حدود ۵۰ - ۶۰ درصد حجمی)، کوارتز، هورنبلند (حدود ۱۰ درصد حجمی) و فلدسپار (کمتر از ۲۰ درصد حجمی)، و کانی‌های فرعی (کمتر از ۵ درصد حجمی) آنها آپاتیت، زیرکن و کانی‌های کدر هستند. همچنین، کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها کلریت، سربیسیت و کربنات هستند (شکل ۴-D).

مونزونیت تا کوارتز مونزونیت: در مقاطع میکروسکوپی، دارای بافت ساب‌گرانولار تا پورفیرویدی است. در برخی بخش‌ها انکلاوهای میکروگرانولار میکرودیوریتی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۵۵ تا ۶۵ درصد حجمی سنگ)، کوارتز (بین ۳ تا ۵ درصد حجمی)، پتاسیم‌فلدسپار (۱۵ درصد حجمی کانی‌های روشن) و هورنبلند بوده، کانی‌های فرعی شامل کوارتز و کانی‌های کدر هستند. کلریت و سربیسیت و کلسیت کانی‌های حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها هستند (شکل‌های ۴-E تا ۴-F).

میکرودیوریت: بافت این سنگ‌ها میکروگرانولار بوده، شامل کانی‌های شکل‌دار پلاژیوکلاز (۷۰ تا ۸۰ درصد حجمی) و هورنبلند سبز (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) است. کانی کدر از کانی‌های فرعی به‌شمار می‌رود (شکل‌های ۴-G تا ۴-I).

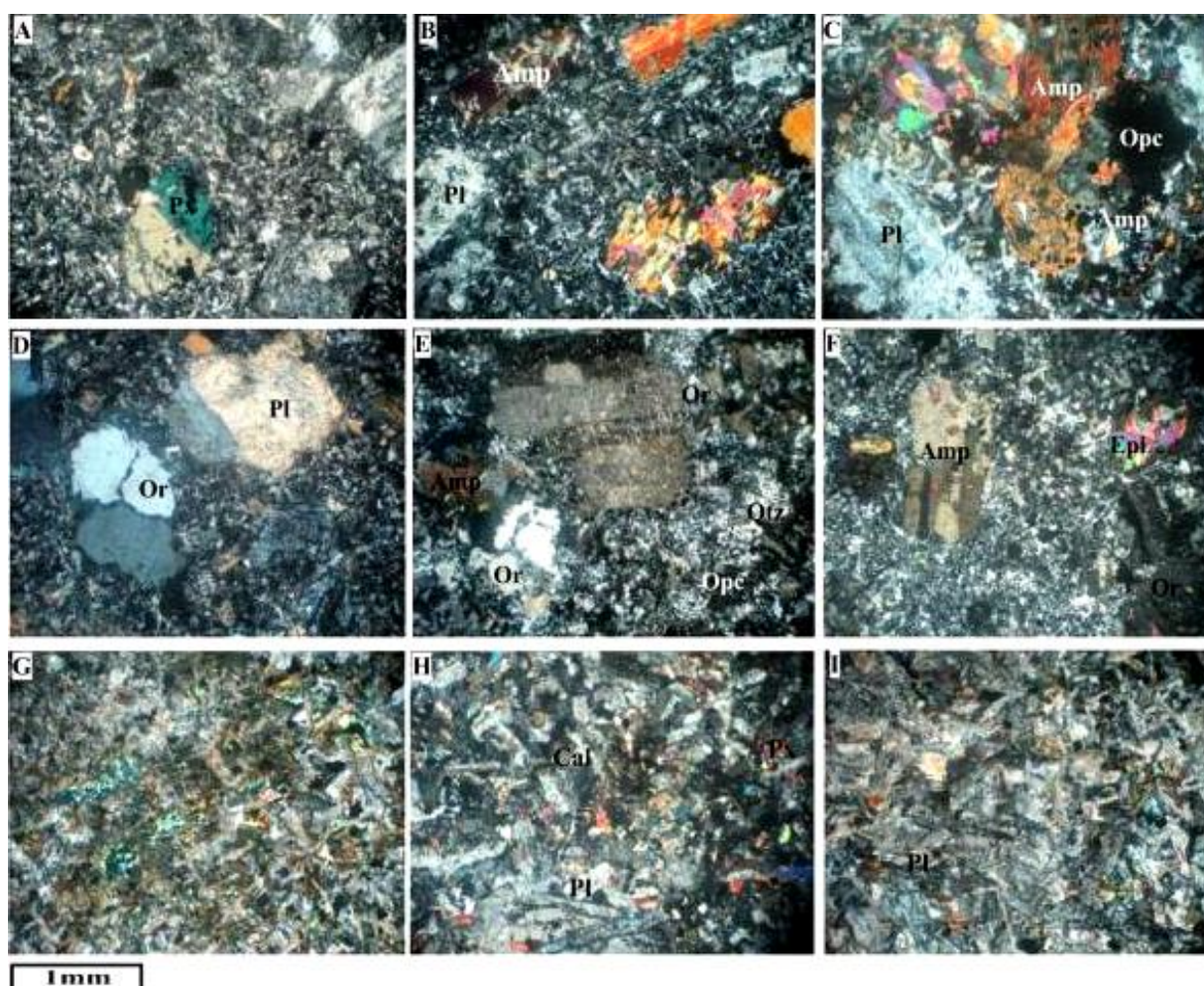
همه نمونه‌ها ترکیب بسیار نزدیکی دارند که نشان‌دهنده دامنه بسیار مشابه مقدار عناصر سازنده آنهاست. با توجه به نتایج آنالیزهای شیمیایی پارامترهایی مانند نام‌گذاری سنگ‌ها به روش شیمیایی و بررسی پهنه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه، بررسی نمودارهای عنکبوتی برای مقایسه مقادیر عناصر فرعی و کمیاب با توجه به ترکیب میانگین کندریت و مورب و همچنین، خاستگاه سنگ‌ها بررسی شد.

سنگ‌نگاری

در بررسی میکروسکوپی و با توجه به کانی‌شناسی، سنگ‌های نیمه‌نفوذی این ناحیه را می‌توان به گروه‌های دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت تا کوارتز مونزونیت پرفیروید تفکیک کرد که از لحاظ کانی‌های روشن و مافیک تفاوت نشان می‌دهند (شکل ۴). بافت این سنگ‌ها، گرانولار تا پرفیروید با زمینه دانه‌ای تا میکروگرانولار است. کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم کانی‌های روشن و کلینوپیروکسن و هورنبلند کانی مافیک معمول این واحدهای سنگی هستند. کانی کوارتز نیز به‌صورت فرعی در آنها دیده می‌شود. از کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها می‌توان به اپیدوت، کلریت، کوارتز، سربیسیت و کانی‌های رسی اشاره کرد که بر اثر تأثیر سیالات گرمایی بر کانی‌های اولیه تشکیل شده‌اند.

همچنین، این واحدهای سنگی دارای انکلاوهایی با ترکیب میکرودیوریت است که از نظر کانی‌شناسی تا اندازه‌ای همانند سنگ میزبان خود هستند. سنگ میزبان این انکلاوها دارای بافت ساب‌گرانولار تا پورفیروید و انکلاوها دارای بافت میکروگرانولار هستند.

دیوریت پورفیرویدی: در مقاطع میکروسکوپی، دارای بافت ساب‌گرانولار تا پورفیرویدی هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (۶۵ تا ۷۵ درصد



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی نمونه‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) در نور XPL یا Cross Polarized (Light). A, B, C) بافت، زمینه و کانی‌های اصلی سازنده دیوریت پرفیروید. A) بلور پیروکسن با بافت اینترگرانولار همراه با کانی پلاژیوکلاز در زمینه سریسیتی و کلسیتی شده و بافت سنگ ساب‌گرانولار؛ B) کانی آمفیبول با دگرسانی کلریتی و پلاژیوکلاز سریسیتی در زمینه ریزبلور تا میکرولیتی؛ C) تجمع کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول به صورت خوشه‌ای همراه با کانی کدر در زمینه ساب‌گرانولار؛ D) بافت، زمینه و کانی‌های اصلی سازنده مونزودیوریت پرفیروید؛ E) کوارتز مونزونیت با بافت پرفیروید همراه با کانی‌های ارتوز، آمفیبول، کوارتز و کدر در زمینه ساب‌گرانولار؛ F- مونزونیت با بافت پرفیروید؛ G, E, F) سنگ میکرودیوریت- میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در کنار ریزبلورهای پیروکسن. زمینه به کانی‌های رسی و کلسیت دگرسان شده و کانی‌های کدر در آن به صورت پراکنده دیده می‌شوند (نام اختصاری کانی‌ها: Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیون، Pl: پلاژیوکلاز، Opx: ارتوپیرکسن، Amp: آمفیبول، Cal: کلسیت).

می‌دهند. اندازه این بلورها ۰/۱ تا حداکثر ۲ میلی‌متر است و با توجه به ماکل تکراری و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها و ویژگی‌های نوری (زاویه خاموشی ۲۸-۳۶ درجه)، بیشتر ترکیب الیگوکلاز تا آندزین برای آنها پیشنهاد می‌شود. ارتوز: ابعاد آنها بین ۰/۱ تا ۲ میلی‌متر تغییر می‌کند. آلکالی‌فلدسپارها شکل‌دار تا بی‌شکل و

کانی‌شناسی

کانی‌های اصلی:

پلاژیوکلاز: فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی سنگ‌های منطقه بلورهای پلاژیوکلاز بوده، درشت‌بلورهای (فنوکرست) سنگ را می‌سازند. بلورهای پلاژیوکلاز معمولاً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و بافت منطقه‌ای از خود نشان

Irvine و Baragar (۱۹۷۱)، نمونه‌های ساب‌آلکان در محدوده کالک‌آلکان جای دارند. برای بررسی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتویدی تاکنون نمودارهای گوناگونی پیشنهاد شده است. به این ترتیب، می‌توان رده‌بندی ساده و مهمی را برای تمایز انواع گرانیت‌ها در نظر گرفت (یعنی گرانیت‌هایی که در قاره‌ها و در امتداد نوارهای چین خورده تشکیل می‌شوند (کوهزایی) از گرانیتویدهایی که معمولاً به همراه مراحل بالا آمدگی و ایجاد ریفت (غیرکوهزایی) تولید می‌شوند). برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه از نمودارهایی همچون Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Schandl و Gorton (۲۰۰۲) استفاده شده است. بر این اساس، در نمودارهای Rb در برابر Y+Nb و Nb در برابر Y (Pearce *et al.*, 1984)، این نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG)، و در نمودارهای Schandl و Gorton (۲۰۰۲)، این نمونه‌ها به‌طور کامل در پهنه حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند (شکل ۶- D). در نمودار SiO_2 در برابر Rb/Zr (که برای تفکیک انواع گرانیت‌های همزمان با کوهزایی و پس از برخورد تا گرانیتویدهای کمانی استفاده می‌شود)، نمونه‌ها جزو گروه III (در محدوده پس از برخورد تا گرانیتویدهای کمانی) جای می‌گیرند (شکل ۶- E).

برای اطمینان بیشتر نمونه‌ها در نمودار مثلثی Harris و همکاران (۱۹۸۶) نیز رسم شدند (شکل ۶- F). همان‌گونه که دیده می‌شود نمونه‌ها در بخش VA (کمان آتشفشانی) و به‌عبارت دیگر محدوده کمان آتشفشانی یا گروه I در رده‌بندی Harris و همکاران (۱۹۸۶) جای می‌گیرند. Harris و همکاران (۱۹۸۶) بر اساس عناصر فرعی، توده‌های گرانیتویدی را از لحاظ پهنه زمین‌ساختی در چهار گروه رده‌بندی کرده‌اند. بر اساس این رده‌بندی، گروه I، توده‌های نفوذی کالک‌آلکان پیش از برخورد هستند که در حاشیه فعال قاره‌ها و در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی به زیر صفحه قاره‌ای تشکیل می‌شوند.

دارای ماکل کارلسباد بوده و گاه به سرسیت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند.

هورنبلند: آمفیبول مهم‌ترین کانی فرومنیزین در توده‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور است که بیشتر به‌صورت بلورهای شکل‌دار و دراز (تا ۲/۵ میلیمتر) با چندرنگی سبز کم‌رنگ تا سبز متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود که دگرسانی متداول آن کلریتی‌شدن است.

پیروکسن: به‌صورت ریزیلور و بی‌شکل بوده، ترکیب آن بیشتر دیوپسید - اورتیت است.

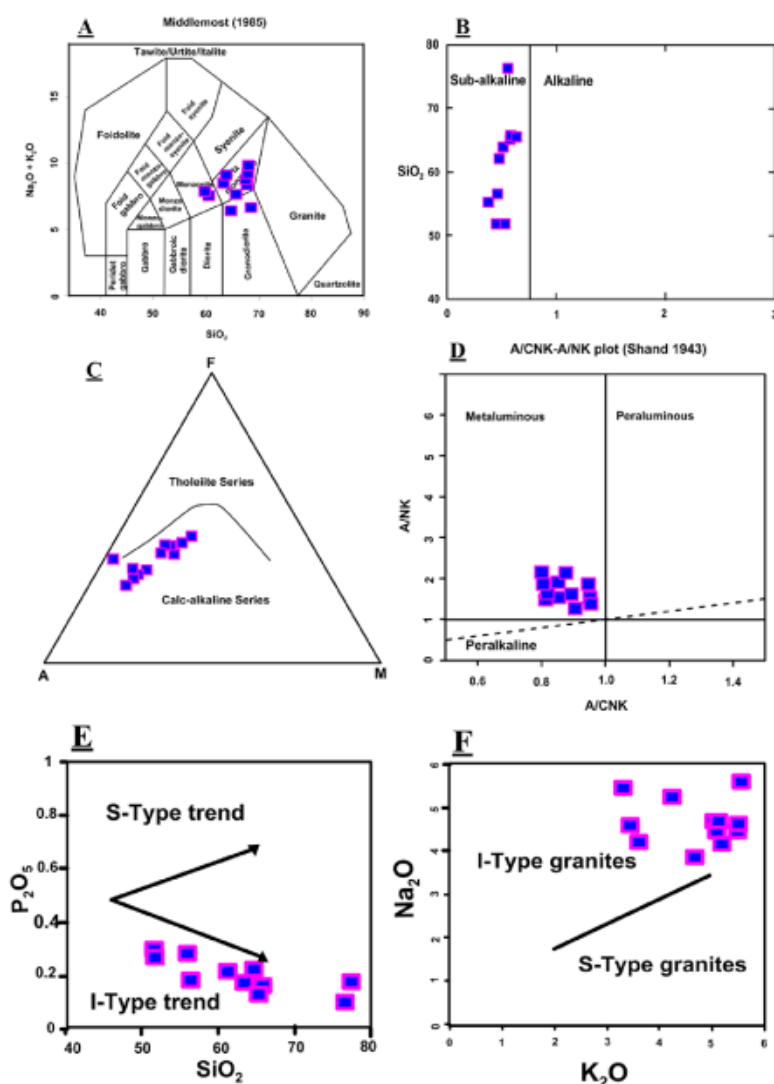
کانی‌های فرعی:

کوارتز: کوارتز به‌عنوان کانی فرعی، در مقاطع بیشتر به‌صورت بی‌شکل بوده، غالباً فضای خالی بین کانی‌های دیگر را اشغال کرده است. این پدیده نشان‌دهنده تبلور کوارتز در مراحل پایانی و بعد از کانی‌های دیگر است.

کانی‌های کدر: کانی‌های کدر، بیشتر از نوع اکسیدهای آهن و تیتانومگنتیت هستند.

زمین‌شیمی

برای نام‌گذاری سنگ‌های مورد مطالعه، از نمودارهای مختلفی می‌توان بهره برد. یکی از مهم‌ترین این نوع نمودارها، نمودار رده‌بندی (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 است که توسط پژوهشگران بسیاری (Middlemost, 1985; LeBas *et al.*, 1986; Cox *et al.*, 1979) پیشنهاد شده است. در نمودار Middlemost (۱۹۸۵) که بر اساس مقدار سیلیس به آلکالی سنگ است، نمونه‌های منطقه گورگور در محدوده کوارتز مونزونیت، مونزونیت و گرانودیوریت جای می‌گیرند که تقریباً با نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های سنگ‌نگاری همخوانی دارند. بر اساس تعیین سری ماگمایی با نمودار عناصر Nb/Y در برابر SiO_2 (Pearce and Cann, 1973)، نمونه‌های منطقه در محدوده ساب‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۵). بر اساس نمودار

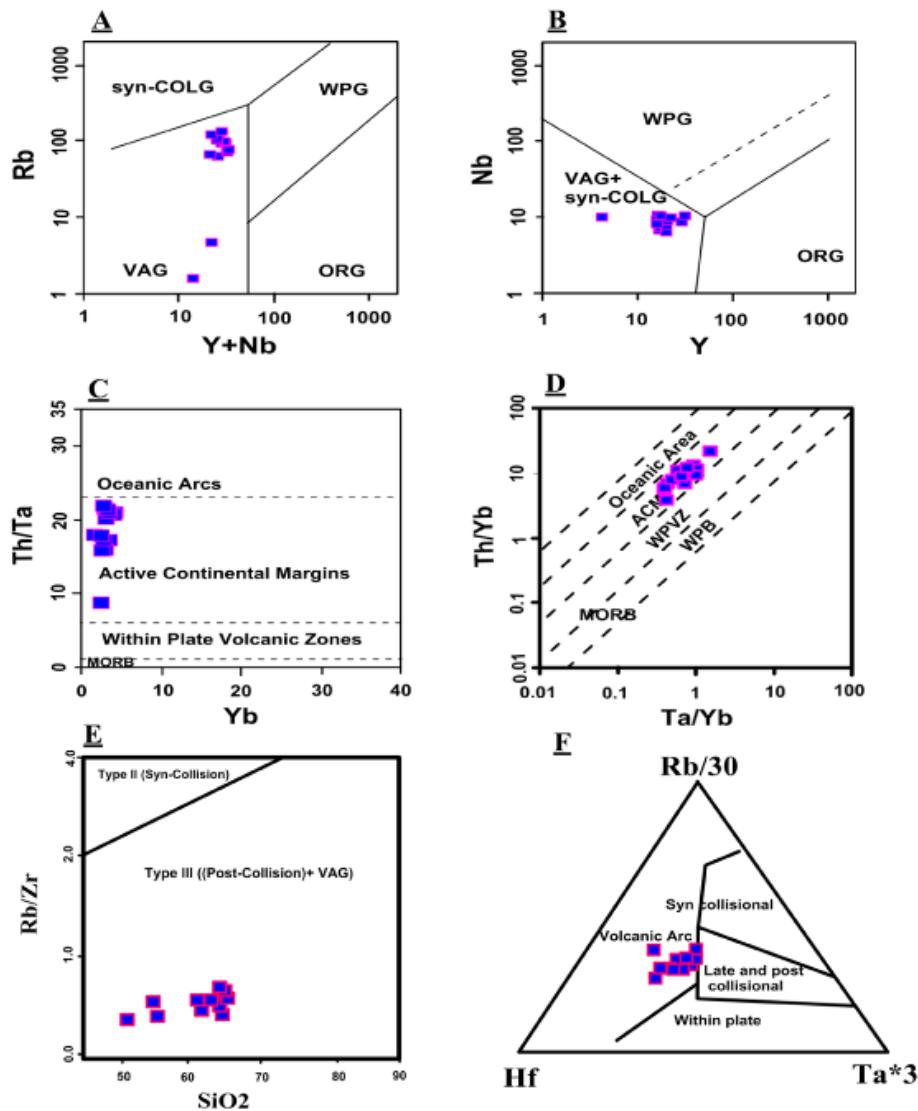


شکل ۵- ترکیب شیمی سنگ کل سنگ‌های نفوذی منطقه کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) در: (A) نمودار Middlemost (1985) بر اساس مقدار سیلیس در برابر مقدار آکالی؛ (B) نمودار Nb/Y در برابر SiO_2 (Pearce and Cann, 1973)؛ (C) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) برای تعیین سری ماگمایی؛ (E و F) نمودار Na_2O در برابر K_2O و P_2O_5 در برابر SiO_2 (Chappell and White, 1992).

نمودارهای عنکبوتی

نمودارهای عنکبوتی برای داشتن یک چارچوب مرجع که نسبت به آن بتوان فراوانی عناصر را مقایسه کرد پیشنهاد شده‌اند. این پیشنهاد توسط Sun (۱۹۸۰)، Wood (۱۹۸۰) و Thompson (۱۹۸۲) تکامل یافت. در این نوع نمودارها مقادیر یک دسته از عناصر کمیاب نسبت به فراوانی آنها در گوشته اولیه و یا یک ترکیب مشخص دیگر به‌هنجار می‌شود. نمودارهای عنکبوتی ممکن است تنها بر اساس

عناصر خاکی نادر (REE) و یا بر اساس عناصر خاکی نادر به همراه برخی دیگر از عناصر ناسازگار (نمودارهای چند عنصری) ترسیم شوند و با استفاده از این نمودارها می‌توان میزان انحراف هر ترکیب را از الگوی ترکیبی اولیه در طی فرایندهای ذوب بخشی یا تفریق بلوری ارزیابی کرد. برای به‌هنجار کردن عناصر REE نمونه‌های سنگی مورد مطالعه، از روش به‌هنجار سازی نسبت به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974) می‌توان بهره برد.



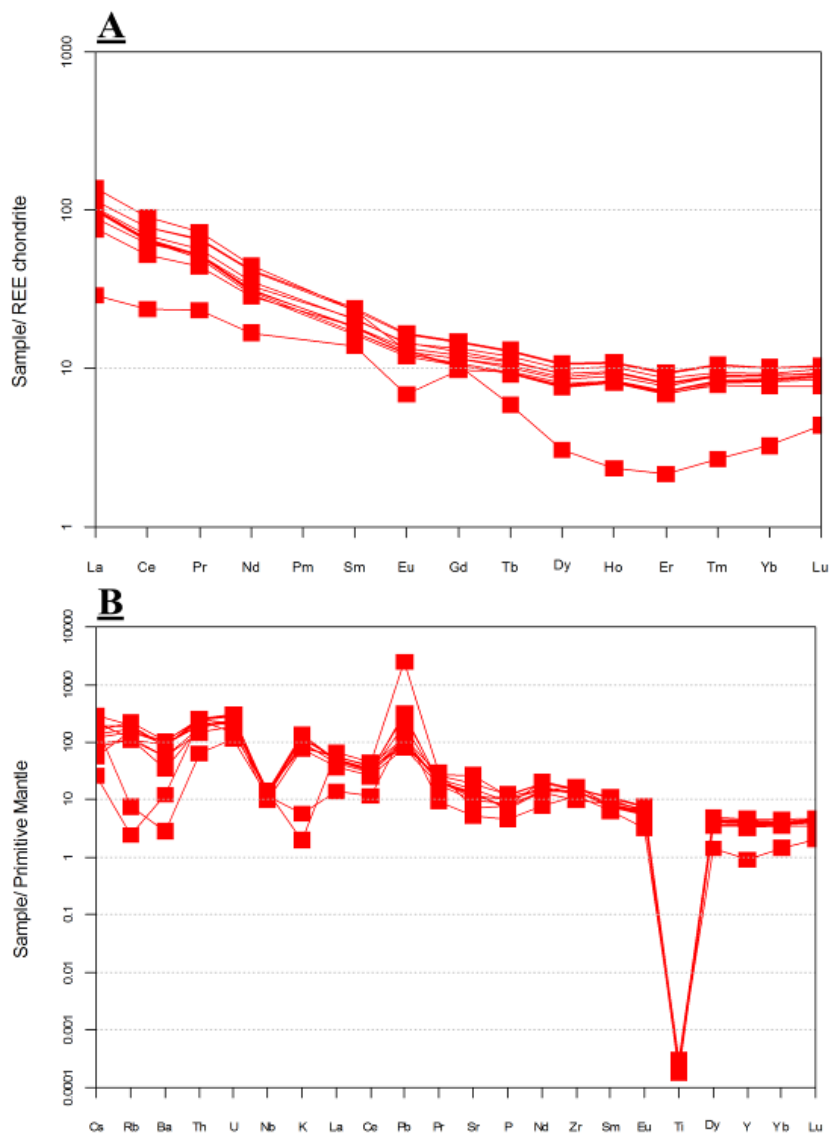
شکل ۶- جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) در: A، B) نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴)؛ C، D) نمودارهای Schandl و Gorton (۲۰۰۲) و جای‌گرفتن همه نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای؛ E، F) نمودار تفکیک گرانیتوئیدها بر اساس عناصر کمیاب Harris و همکاران (۱۹۸۶) و جای‌گرفتن نمونه‌ها در محدوده کمان‌های قاره‌ای.

به‌هنجارسازی استفاده شده است (شکل ۷-B). در این نمودار عنصرهای Ba، Nb و Ti و تا حدودی Eu تهی‌شدگی و عنصرهای Cs، Th، U، K و Zr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. بی‌هنجاری‌های آشکارای این نمودار، تهی‌شدگی نمونه‌ها از عنصرهای Nb، Ti و P است. همچنین، آنومالی منفی عنصرهای Nb و Ti (که ویژه توده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکان است) در این نمودارها به‌خوبی دیده می‌شود. تهی‌شدگی عنصر Sr به

همان‌گونه‌که در شکل ۷-A دیده می‌شود نمودار از سمت LREE به سمت HREE یک روند نزولی نشان می‌دهد و این مطلب بیانگر آن است که عناصر خاکی نادر سبک نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. یکنواخت بودن این نمودار نشان از خاستگاه یکسان سنگ‌های منطقه دارد. برای بررسی الگوی تغییرات عناصر کمیاب نیز از داده‌های گوشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای

همان گونه که دیده می‌شود، LILE مانند Rb، K و Th و عناصر LREE (مانند Ce، Nd و La) نسبت به HFSE (Nb، Zr، Sm، Y و Yb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

علت جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارهاست. آنومالی نسبتاً منفی P به علت فاز فرعی آپاتیت و آنومالی منفی Ti را می‌توان به علت وجود کانی‌های تیتانیم‌دار مانند اسفن در نظر گرفت (Wilson, 1989).



شکل ۷- ترکیب سنگ کل سنگ‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور (شمال‌باختر تکاب، آذربایجان غربی) در: (A) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت (Nakamura, 1974); (B) الگوی چند عنصری به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت هستند. این توده‌ها بر اثر سیالات گرمابی دچار فرایندهای آرژیلیک، سریسیتیک و پروپلیتیک شده‌اند. مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز در این توده‌ها بر اساس فراوانی به ترتیب

بحث

کوه گورگور در شمال‌باختری معدن زرشوران به شکل توده‌های نیمه‌نفوذی همراه با واحدهای آتشفشانی برونزد یافته است. این واحدهای نیمه‌نفوذی بیشتر

به‌نظر می‌رسد فرآیند فرورانش تأثیر اندکی بر تمرکز عنصرهای Eu، Nd، Tb، Sm، Hf، Ta، Zr و Y در سنگ‌های منطقه داشته، اما تأثیر درخور توجهی بر تمرکز عناصر U، Th و تا اندازه‌ای عناصر LILE (به‌علت پتانسیل یونی پایین) داشته است. این عناصر در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال‌های آبدار حل شده و انتقال می‌یابند (Tatsumi, 1995). در صورتی که میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در سیال‌های آبدار پایین است. این پدیده باعث می‌شود که در هنگام ذوب‌بخشی یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گشته‌ای بر اثر متاسوماتیسم سیال‌های آبدار از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شود (Green, 2006). آنومالی شدید Th و U در نمودارهای عنکبوتی نشانه اضافه شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی است (Fan et al., 2003). آنومالی منفی نسبی P نیز مرتبط با پیدایش آپاتیت است. آنومالی مثبت Cs می‌تواند نشان‌دهنده آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای باشد و این به‌علت تمرکز بالای این عنصر در پوسته قاره‌ای از این عنصر است. توقف ماگمای سازنده سنگ‌ها (حتی در کوتاه مدت) در پوسته قاره‌ای زیرین، به‌همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما و یا هضم مواد پوسته‌ای در داخل ماگما در هنگام بالاآمدن موجب رویداد این آنومالی مثبت شده است.

به‌طور کلی، گرانیوتیویدهای تیپ I در کمربندهای کوهزایی در نتیجه برهم‌کنش ماگماهای مادر با پوسته قاره‌ای از راه فرایندهای اختلاط ماگمایی و یا آرایش همراه با تبلور تفریقی (AFC) پدید می‌آیند (Dilek et al., 2009). ماگماهای مادر اولیه مشتق شده از گوه گشته‌ای در پهنه‌های فرورانشی معمولاً دارای ترکیب بازالتی هستند (Gill, 1981; Thorpe et al., 1984; Wilson, 1989; Best, 2003). سنگ‌های پوسته‌ای می‌توانند به‌صورت یک فیلتر چگالی مؤثر، جلوی ماگماهای مافیک چگال‌تر مشتق از گوه گشته را مسدود

شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و کوارتز هستند که با بافت پرفیروئید در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و آمفیبول جای گرفته‌اند. سریسیت، کلریت و اپیدوت مهم‌ترین کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند که هنگام دگرسانی پدید آمده‌اند. این توده‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن متآلومینوس بوده، از گرانیتهای نوع I هستند. در نمودارهای گوناگون تفکیک پهنه زمین‌ساختی گرانیوتیویدها، نمونه‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور همانند گرانیتهای مرتبط با کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای هستند. همچنین، هماهنگی توزیع REE و عناصر ناسازگار بین نمونه‌ها بیانگر ارتباط زایشی این سنگ‌ها با یکدیگر است. افزون بر این، در نمودار چندعنصری به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوه گشته اولیه Sun و McDonough (۱۹۸۹)، غنی‌شدگی LILE همراه با تهی‌شدگی Ta، Nb و Ti در نمونه‌های کوه گورگور نشان‌دهنده یک خاستگاه گوه گشته‌ای متاسوماتیسم شده است که با فرایندهای فرورانش غنی شده است (Dostal et al., 2001). به‌طور کلی، به‌نظر می‌رسد که الگوهای پیشنهادی با محیط‌های در ارتباط با پهنه فرورانش همخوانی دارد. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE در نمونه‌ها و همانندی ترکیب شیمیایی آنها با گدازه‌هایی که در پهنه‌های فرورانشی پدید می‌آیند، احتمال تشکیل سنگ‌های منطقه را در یک پهنه فرورانش افزایش می‌دهد. به‌طور کلی، چنین ویژگی‌هایی از ویژگی‌های آشکار ماگماهای کالک‌آلکالن کمان‌های حاشیه قاره‌ای است که پدیده فرورانش در تشکیل آنها نقش اساسی داشته است (Notsu et al., 1995). به باور Srivastava و Singh (۲۰۰۴)، غنی‌شدگی بیشتر عناصر کمیاب خاکی سبک LREE ممکن است بر اثر دو عامل بوده باشد که این عوامل شامل درجات کم ذوب‌بخشی (کمتر از ۱۵ درصد) منبع گوه گشته‌ای و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای است.

است. فروریزش کوهزایی همراه با کشش و بیرون زدگی مجموعه‌های دگرگونی حلقوی بوده که در مناطق ایران مرکزی (ساغند)، گلپایگان و تکاب شناخته شده‌اند (Verdel *et al.*, 2007; Kargarabafghi *et al.*, 2012). برون زدگی مجموعه‌های دگرگونی حلقوی همراه با گسلسل نرمال (وجود گسل‌های نرمال نوع دومینو در گلپایگان؛ Tillman و همکاران، ۱۹۸۱)، برون زدگی سریع سنگ‌های متبلور میلونیتی در امتداد گسل‌های جدایشی کششی در تکاب، بیارجمند، پشت بادام و گلپایگان (Stockli و همکاران، ۲۰۰۴؛ Kargarabafghi و همکاران، ۲۰۰۶؛ Hassanzadeh و همکاران، ۲۰۰۵) و فرونشست و تکاپوی ماگمایی گسترده بوده است. بارزترین تظاهرات ماگمایی این پدیده زمین‌ساختی مهم در دوره پالئوسن پسین-اوسن به شکل کشش و طغیان ماگمایی گسترده روی داده است (Verdel *et al.*, 2011). Verdel و همکاران (۲۰۱۱) این طغیان ماگمایی را به ذوب ناشی از افت فشار گوشته لیتوسفری آبدار شده با سیالات مشتق از تختال یا slab (در پی آغاز بیرون زدگی پی‌سنگ به صورت مجموعه‌های دگرگونی حلقوی) نسبت دادند که با بالازدگی و ذوب گوشته استنوسفری کمتر تغییر یافته (که همراه با فوران الیون بازالت‌های آکالان در مرکز و شمال خاوری و باختری ایران بوده) پی گرفته شده است. یکی از مناطقی که دچار این رویداد مهم زمین‌ساختی و آثار ماگمایی و زمین‌ساختی آن شده منطقه تکاب است. پدیده کشش پوسته‌ای در این منطقه همراه با پیدایش مجموعه دگرگونی حلقوی تکاب، ماگماتیسم گسترده الیگو-میوسن تا پلیوسن و رسوب‌گذاری نهشته‌های تخریبی نئوژن بوده است. از این رو فرآیند پیدایش ماگمایی محور تکاب-قره‌آعاج در شمال باختر پهنه ماگمایی ارومیه-دختر می‌تواند تحت تأثیر فرآیند بالازدگی مجموعه دگرگونی تکاب و به تبع آن کاهش فشار از روی گوشته متاسوماتیسم شده، بالازدگی سست‌کره افزایش گرادیان گرمایی، تولید ماگما،

سازند (Best, 2003). این پدیده احتمالاً یک پهنه ذوب، آلیش، ذخیره و همگن‌شدگی (MASH) را در بخش‌های پایینی پوسته و یا در مرز گذر پوسته-گوشته (جایی که ماگماهای بازالتی که تحت تأثیر شناوری طبیعی از گوه گوشته‌ای صعود و در این مرز تحت تأثیر چگالی به دام افتاده‌اند) پدید می‌آورد (Thorpe *et al.*, 1984). زیراستری‌شدگی ماگماهای مافیک نزدیک موهوی قاره‌ای می‌تواند گرمای لازم برای ذوب بخشی پوسته زیرین فراهم آورد (Hildreth, 1981). این فرایند می‌تواند گرانیوتوییده‌های کالک‌آکالان نوع I را پدید آورد که دارای نسبت‌های متفاوتی از اجزای مشتق از گوشته و پوسته هستند (Galan *et al.*, 1996). تبلور تفریقی این ماگماها در ترکیب با آلیش پوسته‌ای در سطوح پایین‌تر می‌تواند دلیلی بر پدید آمدن گستره‌ای از سنگ‌های تفریق یافته‌تر باشد که در سطوح بالاتر دیده می‌شوند (Wilson, 1989). بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی در مقیاس منطقه‌ای و ناحیه‌ای و همچنین، رژیم زمین‌ساختی حاکم بر منطقه تکاب می‌تواند بیانگر این باشد که خاستگاه ماگمای مادر توده‌های کوه گورگور با ذوب بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده (بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس) مرتبط بوده، که بر اثر جابجایی گرفتن ماگمای مادر در پوسته، زایش سنگ‌های تفریق یافته‌تر مانند مونزونیت، کوارتز مونزونیت و دیوریت روی داده است. شایان ذکر است که پژوهشگران عوامل گوناگونی را برای رویداد ویژگی‌های تکتونوماگمایی و برخی پدیده‌های مهم پوسته ایران زمین و نواحی مجاور آن (مانند فاز کششی گسترده اوسن تا میوسن و شروع رسوب‌گذاری گسترده پس از آن) پیشنهاد کرده‌اند (Hassanzadeh *et al.*, 2002; Vincent *et al.*, 2005). به باور Rossetti و همکاران (۲۰۱۴) گذر از یک ساز و کار کششی به فشارشی در کناره‌های پهنه همگرای صفحات عربی-اوراسیایی در زمان اوسن روی داده که همراه با فروریزش پوسته ضخیم شده ایران مرکزی بوده

آمده نشان می‌دهد که خاستگاه ماگمای مادر توده‌های نیمه‌نفوذی کوه گورگور مرتبط با ذوب‌بخشی گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده بر اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس است که بر اثر جای‌گرفتن ماگمای مادر در پوسته زیرین دچار آرایش پوسته‌ای و تفریق بلورین شده و موجب زایش سنگ‌های تفریق یافته‌تر مانند مونزویت و دیوریت در سطوح بالاتر شده است. فهم زایش ماگما در کمان‌های قاره‌ای دشوار است و چندین سازنده (گوه‌گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورونده، رسوبات فرورانش شده، پوسته قاره‌ای و غیره) و فرایند (آب‌زدایی صفحه فرورونده، جریان گوشته سست‌کره‌ای، ذوب‌بخشی با گسترش‌های متفاوت، هضم پوسته‌ای و غیره) ممکن است در زایش طیف ترکیب گسترده آنها دخالت نمایند. اما در ارتباط با منطقه مورد بررسی و با در نظر گرفتن همه جوانب، این توده‌ها گرانیتوئیدهای متاآلومین نوع I و در ارتباط با کمان‌های آتشفشانی VAG هستند.

سپاس‌گزاری

به‌این وسیله از تلاش‌های جناب آقای مصطفی قدیمی، تولیدات آستان مقدس امامزاده سید بابا عربشاه (تکاب)، برای فراهم ساختن امکانات اقامت و پذیرایی و همچنین، آقایان ذکریای رازی و سعید زکی‌زاده برای همکاری در مطالعات صحرائی و آزمایشگاهی سپاس‌گزاری می‌شود.

زیراستری‌شدگی گسترده ماگما و ذوب پوسته‌ای، رویداد ساختارهای کششی و مهاجرت ماگما تداوم یافته و ساز و کار مناسبی برای گسترش ماگماهای اسیدی مرتبط با کمان و نیز، جانشینی توده‌های پرفیروئید در ناحیه مورد مطالعه فراهم کرده است.

نتیجه‌گیری

مجموعه نفوذی-آتشفشانی کوه گورگور در شمال‌باختری معدن زرشوران در گنبد گورگور به شکل توده‌های نیمه‌نفوذی همراه با واحدهای آتشفشانی برونزد یافته است. سنگ‌های نفوذی بر اساس نتایج داده‌های به‌دست آمده دارای ترکیب مونزویت، میکرودیوریت همراه با انکلاوهای با ترکیب میکرودیوریتی هستند. این توده‌ها دارای ماهیت کالک‌آلکالن و متاآلومینوس بوده، از گرانیت‌های نوع I هستند. در نمودارهای تفکیک کننده خاستگاه زمین‌ساختی، نمونه‌های کوه گورگور به یک پهنه زمین‌ساختی مرتبط با کمان قاره‌ای پس از برخورد تعلق دارند که در زمان میوسن پسین-پلیوسن در پی ماگماتیسیم گسترده منطقه، جایگزین شده‌اند. در نمودار به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت و گوشته اولیه آنومالی منفی عنصرهای Ti، Ta، Sr، Ba، Nb و P و به‌طور کلی، غنی‌شدگی LILE همراه با تهی‌شدگی Nb، Ta و Ti نشان‌دهنده یک خاستگاه گوشته‌ای متاسوماتیسم شده است که با فرایندهای فرورانش غنی شده است، که ویژه توده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکالن مناطق کمان هستند. نتایج به‌دست

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. Tectonophysics 229: 211-238.
- Amidi, S. M., (1997) Étude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central). PhD thesis,

Université de Grenobl, France.

- Babakhani, A. and Ghalamghash, J. (1990) Explanatory text of Takht-e-Soleyman. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5463, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing, Turin.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and unwin, London.
- Daliran, D. (2007) the carbonate rock-hosted epithermal gold deposit of Agdarreh, Takab geothermal field, NW Iran-hydrothermal alteration and mineralization. *Mineralium Deposita* 43: 383-404.
- Dilek, Y., Altunkaynak, S. and Oner, Z. (2009) Syn-extensional granitoids in the Menderes core complex and the Late Cenozoic extensional tectonics of the Aegean province. *Geological Society, London, Special Publications* 321:197–223.
- Dimitrijevic, M. D. (1973) *Geology of Kerman region*, Geological survey of Iran.
- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L. (2001) Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia: transition from arc to extensional volcanism, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 107: 149-170.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Galan, G., Pin, C. and Duthou, J. L. (1996) Sr–Nd isotopic record of multi-stage interactions between mantle-derived magmas and crustal components in a collision context the ultramafic–granitoid association from Vivero (Hercynian belt, NW Spain). *Chemical Geology* 131: 67–91.
- Ghorbani, M. (2013) *The Economic Geology of Iran (Mineral Deposits and Natural Resources)*. Springer, Netherlands.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: New York, Springer-Verlag.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions. *Lithos* 87: 23- 49.
- Harris, N. B., Pearce J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward M. P. and Reis, A. C.) 19: 67-81. *Special Publications, Geological Society, London*.
- Hassanzadeh, J., Ghazi, A. M., Axen, G. and Guest, B. (2002) Oligo-Miocene mafic alkaline magmatism in North and Northwest of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 34(6): 331.
- Hassanzadeh, J., Malekpour, A., Grove, M., Axen, G., Horton, B., Stockli, D. F., Farley, K., Schmitt, A., Mohajjel, M. and Ghazi, A. M. (2005) Biarjmand metamorphic core complex: New evidence for Late Cretaceous–Paleocene extensional tectonics along the northern margin of central Iranian plateau. *Geological Society of America Annual Abstracts with Programs* 37(7): 71.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in Silicic Magma Chambers: Implications for Lithospheric Magmatism. *Journal of Geophysical Research* 86: 153–192.

- Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kargaran, F., Neubauer, F., Genser, J. and Houshmandzadeh, A. (2006) The Eocene Chapedony metamorphic core complex in central Iran: preliminary structural results. *European Geosciences Union Geophysical Research Abstracts*.
- Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghieh, A. and Kusky, T. (2012) Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. *Tectonophysics* 564: 83-100.
- LeBas M. J., LeMaitre, R. W., Streckeisen A. and Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* 27:745-750.
- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R. (1999) Sediment-hosted disseminated gold mineralisation at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita* 34(7): 673-696.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology*. Longman Group U. K.
- Moeinvaziri, H. (1996) *Magmatism in Iran*. University of Tarbiat Moallem publication, Tehran (in Persian).
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Notsu, K., Fujitani, T., Ui, T., Matsuda, J. and Ercan, T. (1995) Geochemical features of collision-related volcanic rocks in central and eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 64: 171-192.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Rossetti, F., Nasrabad, M., Theye, T., Gerdes, A., Monie, P., Lucci, F. and Vignaroli, G. (2014) Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran). *Geological Society of America Bulletin* 126: 317-343.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits*. John Wiley and Sons, Inc., New York.
- Srivastava, A. K. and Singh, S. (2004) Soil and Plant Nutritional Constraints Contributing to Citrus Decline in Marathawada Region, India. *Communications in Soil Science and Plant Analysis* 35(17/18): 2537-2550.
- Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G. J., Walker, J. D. and Dewane, T. J. (2004) Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 36(5): 319.
- Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A297*: 409-445.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt:

- implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Special publication, Geological Society, London.
- Tatsumi, Y. (1995) *Eggs S subduction zone magmatism*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Thompson, A. B. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W. and O'Callaghan, L. (1984) Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A*, 310: 675-692.
- Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S. and Eckert, A. (1981) Structural evolution of Sanandaj-Sirjan ranges near Esfahan, Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65: 674-687.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Hassanzadeh, J. and Guest, B. (2011) A paleogene extensional arcflare-up in Iran. *Tectonics* 30: 3008-302.
- Verdel, C., Wernicke, B. P., Ramezani, J., Hassanzadeh, J., Renne, P. R. and Spell, T. L. (2007) Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of Central Iran. *Geological Society of America Bulletin* 119: 961-977.
- Vincent, S. J., Allen, M. B., Ismail-Zadeh, A. D., Flecker, R., Foland, K. A. and Simmons, M. D. (2005) Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin* 117: 1513-1533.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Geological Society of American. Memorial* 159: 21-34.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50(1): 11-30.
- Yaghoubpour, A., Ghafari, Z., Masoudi, F. and Ebrahim, T. F. (2011) mineralogy, texture, structure and Geochemistry of Jaroo deposit (SE Eshtehard): breccia hosted base metal and silver mineralization. First National Copper Conference, Kerman, Iran.

Petrology, geochemistry and tectonic setting of Kohe Gor Gor subvolcanic intrusions in the NW of Zarshouran gold deposit (NE Takab, West Azerbaijan)

Niloofer Nayebi ¹, Dariush Esmaili ¹, Mansour Ghorbani ^{2*} and Yousef Vesali ¹

¹ School of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

The Kohe GorGor sub volcanic units in the GorGor dome is located in the south of Arabshah village between Zarshouran and Agh dare gold mines. These units are part of Kohe Gor Gor volcano-plutonic complex and composed high-level sub volcanic micro dioritic and micro monzonitic plutons. This area is part of volcanic center between Takab and Qara Aghaj cities which refereed as Takab-Qara Aghaj volcanic belt within the northern part of Urmia-Dokhtar magmatic arc. The Kohe GorGor subvolcanic units have metaluminous and calc-alkaline affinity and represent most similarity to I -type granites. The various petrogenesis diagrams indicate a subduction-metasomatized lithospheric mantle source for parent magma of Kohe Gor Gor which during its ascending to upper level and led to produces more evolved rock types that are emplaced at shallow depths. The Kohe Gor Gor subvolcanic units belong to post collision arc setting which emplaced in Takab-Qara Aghaj volcanic belt during late Miocene-early Pliocene coincide with extensive Mio-Pliocene magmatism in NW Iran and SE Turkey. The evolution processes of Takab-Qara Aghaj volcanic belt in the late Miocene-early Pliocene is dominated by Takab core complex exhumation that accompanied with Decompressional melting of metasomatized lithospheric mantle and subsequently production of primary magma and its Ascending to upper level reservoirs and its modification by crustal melting ,assimilation and fractionation processes which finally produce more evolved felsic magmas which outcropped in the form of high-K calcalkaline I-type sub volcanic intrusions in the some part of this belt.

Key words: Kohe Gor Gor dome, Post collision magmatism, Takab, Takab-QaraAghaj volcanic belt, Uromieh-Dokhtar zone

* m-ghorbani@sbu.ac.ir