

پترولولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی جنوب تبریز (آتشفشان سهند)

فرهاد پیرمحمدی علیشاه^۱،*، علی عامری^۲، احمد جهانگیری^۲، منصور مجتهدی^۱ و محمت کسکین^۳

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر، شبستر، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه استانبول، استانبول، ترکیه

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب تبریز و شرق دریاچه ارومیه واقع است. این منطقه در بر گیرنده توالی سنگ‌های آتشفشانی ریولیت تا داسیت مربوط به فعالیت‌های آتشفشانی میوسن میانی و فوقانی و سنگ‌های رسوبی تخریبی الیگومیوسن و پلیوسن و همچنین رسوبات اپی کلاستیک پلیوسن زیرین است. سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه به صورت زنجیره گنبدی شکل بوده و استقرار آن‌ها دارای نظم خاصی است، به طوری که گنبدهای میانی ریولیت و ریوداسیت و گنبدهای حواشی داسیت و تراکیت است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز هستند که در یک خمیره ریزبلور و شیشه‌ای قرار دارند. بافت غالب این سنگ‌ها پورفیریستیک است. بافت‌های غربالی و دگرسانی انتخابی در پلاژیوکلازها، وجود بیوتیت و هورنبلندهای با حواشی سوخته به همراه سایر بافت‌های غیرتعدادی از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هاست. بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE در نمونه‌ها و شباهت ترکیب شیمیایی آن‌ها با گدازه‌هایی که در مناطق شاخص فرورانش تشکیل می‌شوند، احتمال شکل‌گیری سنگ‌های منطقه را در یک محیط فرورانش تقویت می‌کند. همچنین مقایسه الگوهای عناصر ناسازگار و سازگار کمیاب سنگ‌های ریولیتی و داسیتی مورد بررسی با انواع موجود در محیط‌های زمین‌ساختی مشخص، بیانگر بیش‌ترین تطابق آن‌ها با کمان‌های آتشفشانی، به ویژه محیط‌های پس از برخوردی است.

واژه‌های کلیدی: داسیت، ریولیت، ژئوشیمی، آتشفشان سهند، تبریز

مقدمه

اغلب نواحی ایران در زمان سنوزوئیک، میزبان فعالیت آتشفشانی شدیدی بوده که نتیجه تأثیر ماگمازایی تصادم حاشیه قاره‌ای است (Allen et al., 2004). در پهنه ایران مرکزی این فعالیت به صورت رشته کوه‌هایی از آذربایجان تا بزمان و تفتان در

بلوچستان ادامه دارد و به نام کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر مشهور است.

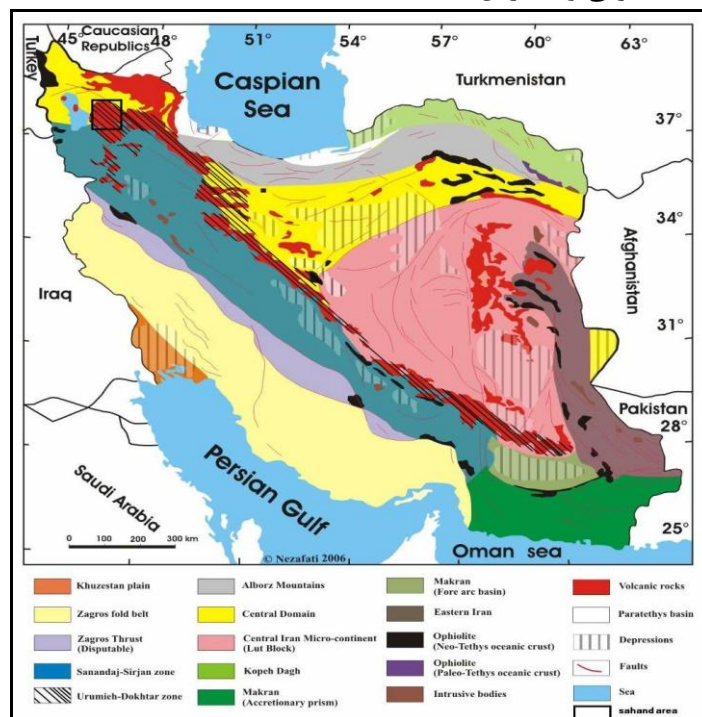
بخشی از این سنگ‌ها به صورت گنبدهای آتشفشانی و انواع دیگر سنگ‌های آتشفشانی در محدوده شرقی دریاچه ارومیه و جنوب تبریز در استان آذربایجان شرقی برونزد دارد. بر اساس مطالعات انجام شده بر روی

جغرافیایی $37^{\circ}30'$ و $37^{\circ}40'$ شمالی قرار دارد. آتشفشان سهند از آتشفشان‌های جوان در قسمت شمالی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر است که از اواخر میوسن تا پلیستوسن به صورت متناوب دارای فعالیت‌های انفجاری و خروج گدازه بوده است (پیرمحمدی، ۱۳۹۰) (شکل ۱). گدازه‌های آتشفشانی و نیمه‌آتشفشانی حدواسط تا اسیدی در این منطقه گسترش وسیعی دارند. کامل‌ترین توالی در ارتباط با فعالیت آتشفشانی از زمان میوسن میانی تا پلیوسن و کواترنری در منطقه مشاهده می‌شود (غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱). در مراحل اولیه فعالیت آتشفشانی در سهند، گدازه‌های حدواسط با ترکیبات مختلف فوران کرده است. در انتهای میوسن، انتشار وسیع پامیس و خاکستر آتشفشانی و در جدیدترین فعالیت آتشفشانی در پلیوسن و کواترنری، بعد از مراحل آرامش و خاموشی گدازه‌های اسیدی مانند داسیت و ریوداسیت فوران کرده‌اند که هم‌سن با سایر گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی در منطقه آذربایجان بوده و مربوط به مرحله آخر فعالیت آتشفشانی هستند (پیرمحمدی، ۱۳۹۰).

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سهند و با توجه به نتایج داده‌های ژئوکرونولوژی و روابط چینه‌شناسی (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۵۶ و غیوری و معین‌وزیری، ۱۳۸۱)، مراکز آتشفشانی سهند از میوسن فوقانی تا اواخر پلیستوسن به طور متناوب فعالیت نموده‌اند. مواد پیروکلاستیک سهند از ماسه‌های آتشفشانی، رس‌های پامیس‌دار، پامیس، کنگلومرا با قطعات سنگ‌های آتشفشانی سخت‌نشده، لاپیلی‌های هسته‌دار، آگلومرا، ایگنیمبریت و لاهار تشکیل شده‌اند که اجزای آن‌ها را مواد عارضه‌ای، هم‌زاد و جوان تشکیل می‌دهند. وسعت رسوبات پیروکلاستیک در منطقه به حدی است که روابط بین توده‌های مختلف را مبهم ساخته‌اند (پیرمحمدی، ۱۳۹۰).

زمین‌شناسی

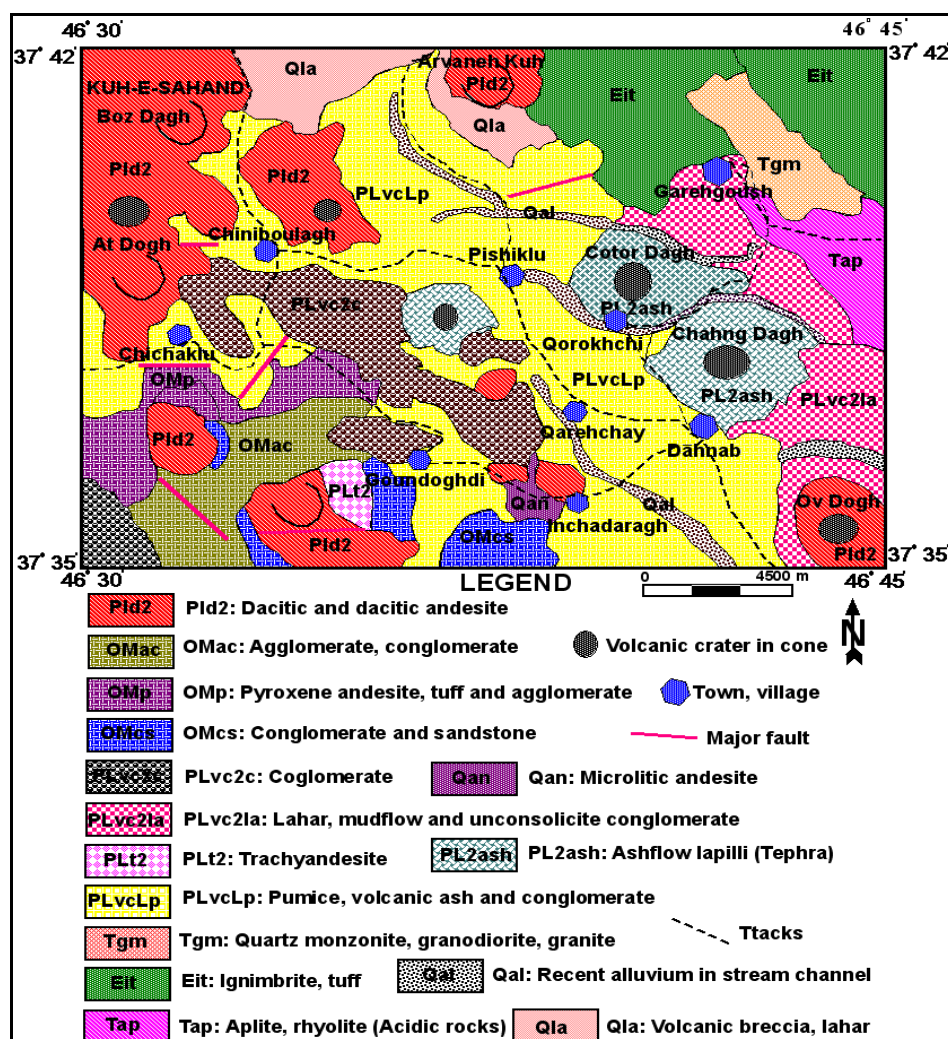
منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران، ۶۰ کیلومتری شرق دریاچه ارومیه و ۴۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر تبریز، در محدوده بین طول‌های جغرافیایی $46^{\circ}30'$ و $46^{\circ}40'$ شرقی و عرض‌های



شکل ۱- تقسیمات زمین‌شناسی ایران، با اصلاحاتی بر روی نقشه تهیه شده توسط Stocklin (۱۹۷۱) و نبوی (۱۳۵۵) (آقانباتی، ۱۳۸۵)

جایگیری گنبد‌های نیمه‌آتشفشانی در هسته تاقدیس‌های موجود در سازند سرخ بالایی در نقشه‌های بزرگ مقیاس که توسط بهروزی و همکاران (۱۳۷۴) تهیه شده است، نشان می‌دهد که فوران‌های آتشفشانی شکافی بوده و در اثر حرکات گسل‌های امتدادلغز و عمدتاً از محل برخورد گسل‌های متقاطع با روندهای NE-SW و NW-SE صورت گرفته و پیروی فعالیت‌های آتشفشانی از ساختارهای زمین‌ساختی منطقه را نشان می‌دهد (پیرمحمدی، ۱۳۹۰). نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۲ آمده است.

شکل‌های گنبدی در منطقه سهند به دو صورت گنبد‌های آتشفشانی منفرد و بزرگ و توده‌های گنبدی‌شکل با اندازه‌های کوچک‌تر و متعدد دیده می‌شوند. گنبد‌های آتشفشانی موجود در این منطقه، همگی واحدهای رسوبی سازند سرخ بالایی به سن میوسن را قطع کرده و سبب خردشدگی و شیب‌دار شدن سنگ‌های مجاور شده‌اند. همه این مجموعه آتشفشانی توسط رسوبات جوانتر آبرفتی و اپی‌کلاستیک با سن پلیوسن پوشیده شده‌اند. آرایش و جایگیری خطی گنبد‌های آتشفشانی سهند و ارتباط آن‌ها با سایر مجموعه‌های آتشفشانی در آذربایجان، همچنین



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه مورد بررسی، اقتباس از بهروزی و همکاران (۱۳۷۴)

روش انجام پژوهش

برای مطالعه سنگ‌های آتشفشانی منطقه، پس از مشخص شدن پراکندگی و روابط صحرایی موجود، نمونه‌برداری‌های متعدد انجام شد. با مطالعات دقیق صحرایی، نمونه‌های متفاوت جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب و پس از مطالعات میکروسکوپی،

تعداد ۳۰ نمونه از سالم‌ترین نمونه‌های منطقه انتخاب و برای آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کانادا ارسال شد. در این نمونه‌ها، مقادیر ۵۴ عنصر اصلی و کمیاب برای ارزیابی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه اندازه‌گیری شد (جدول ۱).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی عناصر اصلی (wt%) و فرعی (ppm) گدازه‌های منطقه سه‌سند که به روش ICP-MS تجزیه شده است.

sample	1A ₇	2B ₈	3B ₉	4C ₁₁	5C ₁₆	6C ₁₈	7D ₂₁	8E ₂₂	9F ₂₇	10F ₂₈	11G ₁	12G ₁₀	13G ₁₁	14H ₁
wt%														
SiO ₂	69	69.4	67.9	66.2	58.2	67.6	67.2	68.2	67.1	67.1	67.6	67	65.8	67.4
Al ₂ O ₃	15.65	15.9	15.75	16.25	17.5	16.25	16.25	16.05	16	15.1	15.65	16.65	15.8	15.95
Fe ₂ O ₃	1.07	0.89	1.04	1.5	2.54	1.5	1.53	0.96	1.46	0.9	0.96	1.53	1.42	1.48
FeO	0.99	0.88	0.99	1.55	3.39	1.5	1.47	0.99	1.46	0.92	1	1.56	1.46	1.48
CaO	2.76	3.09	2.79	3.68	6.17	3.66	3.57	3.27	3.59	4.49	3.38	3.75	4.28	3.81
MgO	0.7	0.69	0.75	1.12	2.63	0.78	1.08	0.81	1.15	0.75	1.06	0.94	1.25	1.46
Na ₂ O	4.83	4.5	4.78	4.43	3.68	4.56	4.7	4.6	4.25	4.37	4.2	4.62	4.42	4.45
K ₂ O	2.27	2.16	2.3	2.06	1.96	2.15	2.34	1.78	2.52	2.32	2.35	2.32	2.26	2.22
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
TiO ₂	0.31	0.25	0.32	0.41	0.66	0.4	0.38	0.27	0.38	0.27	0.37	0.45	0.38	0.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.05	0.13	0.04	0.05	0.03	0.06	0.03	0.05	0.05	0.05	0.06
P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.13	0.18	0.23	0.19	0.19	0.1	0.18	0.1	0.14	0.22	0.18	0.13
SrO	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.07	0.07
BaO	0.07	0.08	0.07	0.08	0.06	0.08	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.1	0.09	0.08
LOI	1.7	2.09	2.7	1.89	1.89	0.5	0.8	2.3	1.8	3.3	2.17	0.79	2.5	1.09
Total	99.5	100	99.7	99.6	99.5	99.4	99.9	99.5	100	99.8	100	100	100	100
ppm														
Ba	607	672	622	619	530	689	762	538	617	654	608	839	713	704
Ce	54.7	38.6	54.4	52.2	50.1	52.3	52.1	32.7	47.7	40.9	45.2	53.3	50.4	47.3
Co	4.1	3.9	4.8	7.5	16.7	6.2	7.8	4.5	6.9	4.1	6.4	6.8	6.9	8.3
Cr	70	90	130	200	90	150	100	90	90	60	90	130	110	110
Cs	1.15	1.64	1.13	1.34	2.42	1.67	1.67	1.28	2.18	1.87	2.41	1.2	2.45	2.81
Cu	11	39	11	20	45	25	22	11	12	17	19	32	29	25
Dy	1.08	0.9	1.04	1.79	3.84	1.57	1.54	0.9	1.55	0.95	1.6	1.59	1.39	1.52
Er	0.5	0.43	0.48	0.92	2.39	0.81	0.85	0.45	0.83	0.48	0.81	0.78	0.7	0.75
Eu	0.67	0.61	0.66	0.93	1.13	0.84	0.88	0.56	0.8	0.65	0.76	0.89	0.8	0.77
Ga	18.4	17.5	18.7	19.1	18.3	19	18.9	17.2	18.4	17.6	18	19.5	18.1	18.9
Gd	2.38	1.93	2.35	3.05	4.53	2.85	2.71	1.63	2.6	1.96	2.54	2.76	2.6	2.89
Hf	4	3.2	4	4.2	4.2	3.6	3.4	3	3.5	3.2	3.5	4	3.5	3.3
Ho	0.18	0.16	0.18	0.32	0.79	0.29	0.29	0.16	0.28	0.17	0.29	0.29	0.24	0.27
La	36	25.4	35.6	30	26.5	31.7	29.7	21.3	27.5	25.3	27.1	31.7	29.2	27.3
Lu	0.05	0.05	0.05	0.12	0.36	0.09	0.11	0.05	0.11	0.06	0.1	0.1	0.08	0.08
Mo	4	4	4	4	5	3	3	2	3	3	3	5	5	3
Nb	12.5	8.1	12.6	10.6	10.4	10.4	12.8	7.5	11.2	9	10	12.7	9.9	10.7
Nd	17	13.2	16.6	20	22.4	19.6	19.2	10.7	17.6	13.3	16.6	19.5	18.2	17.8
Ni	8	17	14	15	9	13	8	11	9	6	7	12	11	20
Pb	14	16	15	14	12	15	17	13	16	15	16	17	15	19
Pr	5.36	3.92	5.23	5.64	5.93	5.74	5.62	3.2	5.09	4.13	4.88	5.6	5.29	5.04
Rb	47.7	51.3	45.9	42.9	83.1	46.9	52.7	43.6	52	54.1	55.2	48	48	54.9
Sm	2.39	2	2.37	3.28	4.23	3.13	3.25	1.67	2.78	2.2	2.77	2.96	2.81	2.85
Sr	444	513	438	433	391	533	652	476	508	463	424	580	561	550
Ta	0.9	0.6	0.9	0.7	0.7	0.7	0.8	0.5	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.8
Tb	0.25	0.21	0.25	0.38	0.68	0.33	0.33	0.2	0.31	0.23	0.32	0.34	0.3	0.31
Th	13.5	9.26	13.4	8.35	11.3	7.75	8.2	8.3	7.85	9.16	8.44	8.61	7.22	7.56
Ti	1858	1499	1918	2458	3956	2398	2278	1618	2278	1618	2218	2697	2278	2278
Tm	0.07	0.07	0.08	0.12	0.34	0.1	0.1	0.06	0.12	0.06	0.1	0.11	0.09	0.11
U	3.11	2.51	3.17	2.07	3.32	2.52	2.98	2.31	2.84	3.41	2.93	2.6	2.54	3
V	28	23	27	48	133	51	36	27	52	26	50	61	53	57
W	3	4	10	13	5	14	3	6	7	3	7	5	4	8
Y	4.7	4.2	4.7	8.2	20.8	7.7	7.8	4.5	8	4.5	7.8	7.4	6.3	7.3
Yb	0.39	0.34	0.4	0.74	2.27	0.65	0.72	0.39	0.71	0.43	0.67	0.71	0.61	0.71
Zn	48	38	48	56	75	58	54	41	58	41	51	60	54	53
Zr	161	121	158	160	147	139	137	112	132	121	134	154	127	119

جدول ۱- ادامه

sample	15H ₃	16L ₄	17L ₅	18J ₁	19K ₂	20L ₃	21L ₆	22M ₁	23M ₃	24N ₁	25N ₂	26N ₃	27N ₄	28N ₆	29N ₆	30S ₁
wt%	69.7	69.4	66.1	67.8	65.2	65.5	66.6	62.3	65.4	67.4	67.5	67.7	69.7	69.4	69.3	65.7
SiO ₂	15.35	15.8	16.15	15.4	16.6	16.75	16.45	18.2	15.8	16.2	15.9	15.85	15.05	15.45	15.7	15.8
Al ₂ O ₃	1.64	0.92	1.5	0.98	1.71	1.88	1.81	1.12	1.58	1.48	1.47	1.38	0.91	1.68	1.7	1.41
Fe ₂ O ₃	0	0.87	1.57	1	1.83	2.03	1.75	1.37	1.62	1.48	1.5	1.43	0.88	0	0	1.51
FeO	3.02	3.04	3.75	3.15	4.26	4.05	3.49	1.76	3.7	3.64	3.63	3.58	2.97	2.99	3.43	3.81
CaO	0.79	0.74	1.34	0.81	0.88	0.76	0.52	0.16	1.28	0.84	1.18	1.17	0.73	0.72	0.71	1.39
MgO	4.29	4.8	4.11	4.63	4.28	4.23	4.66	3.11	4.44	4.58	4.4	4.47	4.62	4.76	4.88	4.33
Na ₂ O	2.14	2.06	2.4	1.78	1.99	2.01	2.6	2.49	2.51	2.27	2.25	2.16	1.91	1.88	1.87	2.24
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02
Cr ₂ O ₃	0.21	0.23	0.42	0.26	0.45	0.46	0.42	0.45	0.39	0.4	0.37	0.37	0.22	0.22	0.22	0.37
TiO ₂	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05
MnO	0.04	0.07	0.18	0.08	0.23	0.23	0.24	0.27	0.16	0.15	0.16	0.09	0.08	0.07	0.07	0.19
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.09	0.1	0.09	0.07	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07
SrO	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.1	0.12	0.11	0.11	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
BaO	2.78	1.38	2.28	2.3	1.39	1.69	1	8.35	2.18	0.5	1.5	1.6	2.49	2	0.99	1.9
LOI	100	99.5	100	98.4	99.2	100	100	99.9	99.6	99.3	100	100	99.8	99.4	99	99
Total	523	521	699	509	776	856	1025	942	890	709	672	673	567	567	568	701
ppm	30.6	31.4	51.7	33.6	54.7	56.3	76.3	67.4	68.9	50.2	49.1	48.9	27.7	28.2	28.5	46.7
Ba	3.8	4.1	7.8	4.8	7.3	6.4	6.1	3.6	7	7.1	7.1	6.9	3.8	3.7	3.7	7.9
Ce	70	110	100	130	100	70	110	70	120	70	140	100	110	80	90	120
Co	2.93	2.1	2.85	1.32	4.17	21.2	3.11	13.55	9.95	1.17	2.35	2.3	1.81	1.75	1.93	2.72
Cr	10	10	20	21	41	43	32	22	29	44	24	25	15	27	15	31
Cs	1	0.97	1.62	0.95	1.91	1.92	2.19	0.86	1.74	1.44	1.53	1.47	0.86	0.94	0.9	1.48
Cu	0.59	0.54	0.82	0.45	0.96	0.97	1.08	0.44	0.88	0.76	0.75	0.74	0.44	0.44	0.44	0.73
Dy	0.52	0.53	0.83	0.55	1.05	1.02	1.16	0.61	1	0.75	0.76	0.75	0.45	0.47	0.48	0.77
Er	15.8	17.3	19.1	17.1	19.4	19	20	26.4	19.5	19	18.6	18.6	16.2	16.6	17	18.3
Eu	1.74	1.74	2.83	1.72	3.58	3.42	3.97	2.18	3.4	2.64	2.51	2.49	1.49	1.55	1.48	2.62
Ga	2.8	2.9	3.7	2.9	3.4	3.4	3.9	3.3	3.6	3.5	3.5	3.4	2.6	2.7	2.7	3.3
Gd	0.19	0.19	0.28	0.17	0.35	0.33	0.37	0.13	0.3	0.25	0.27	0.26	0.14	0.16	0.16	0.26
Hf	19.2	20.3	29.7	21.3	35.6	33.1	47	37.8	38.5	29.1	28.7	28.5	17.4	17.9	18.2	26.4
Ho	0.08	0.07	0.11	0.05	0.1	0.1	0.13	0.04	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.05	0.05	0.09
La	3	3	3	5	2	2	2	2	5	2	6	3	4	2	2	5
Lu	8.1	8.7	11.9	7.5	12.5	12	15.5	11.7	16.1	10.8	10.3	10.2	7.3	7.2	7.5	10.7
Mo	10	10.2	18.7	11.3	23.6	22	29.3	21.2	25.6	18	17.2	17.2	9.1	9.2	9.5	17.3
Nb	8	8	13	12	13	11	16	7	12	12	10	9	8	9	8	16
Nd	13	15	16	13	16	16	24	10	19	20	17	16	14	14	13	17
Ni	3.03	3.12	5.44	3.4	6.66	6.23	8.67	7.2	7.5	5.37	5.19	5.16	2.76	2.77	2.79	4.99
Pb	54	55.7	53.9	45.1	49.9	49.4	54.1	50.6	58.7	51.8	54.1	53.1	49.1	48.8	48.5	55.6
Pr	1.65	1.67	2.93	1.77	3.82	3.57	4.34	2.26	3.72	2.79	2.63	2.67	1.46	1.44	1.48	2.83
Rb	429	436	522	454	614	570	768	804	751	569	545	542	435	454	472	554
Sm	0.6	0.7	0.8	0.5	0.8	0.8	1	0.8	0.1	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8
Sr	0.21	0.2	0.34	0.2	0.41	0.4	0.47	0.18	0.39	0.31	0.3	0.31	0.18	0.18	0.17	0.3
Ta	8.92	8.25	7.93	8.24	7.86	4.64	8.72	8.48	8.83	8.45	8.29	8.25	7.12	7.15	7.1	7.46
Tb	1259	1379	2518	1558	2697	2757	2418	2697	2338	2398	2218	2218	1319	1319	1319	2218
Th	0.08	0.06	0.1	0.06	0.12	0.12	0.14	0.02	0.11	0.09	0.1	0.1	0.05	0.06	0.06	0.09
Ti	2.82	3.5	2.82	2.48	2.79	2.69	3.53	2.63	4.1	2.85	2.85	2.81	2.64	2.63	2.59	3.16
Tm	24	22	57	29	73	71	50	59	52	53	57	54	24	22	21	54
U	5	8	7	6	7	3	9	4	6	3	6	14	4	6	7	6
V	5.2	5.1	7.6	4.4	9.4	8.5	10.4	3.6	8.3	6.8	7.2	6.7	4.3	4.2	4.4	7
W	0.53	0.49	0.71	0.38	0.73	0.78	0.88	0.32	0.74	0.67	0.62	0.64	0.37	0.39	0.37	0.66
Y	36	36	54	39	65	68	65	23	62	52	57	55	36	34	33	51
Yb	100	110	143	110	129	125	154	119	134	130	129	127	98	102	100	124
Zn	15H3	16L4	17L5	18J1	19K2	20L3	21L6	22M1	23M3	24N1	25N2	26N3	27N4	28N6	29No	30S1
Zr	69.7	69.4	66.1	67.8	65.2	65.5	66.6	62.3	65.4	67.4	67.5	67.7	69.7	69.4	69.3	65.7

پتروگرافی

با توجه به مطالعات پتروگرافی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه را می‌توان به انواع آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت تقسیم‌بندی کرد. سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی در نمونه دستی، طیف متنوعی از رنگ‌های خاکستری روشن، قهوه‌ای، سرخ و سبز تیره دارند. در برخی از نمونه‌ها، بافت فانریتیک و پورفیریتیک دیده می‌شود و در برخی دیگر، بافت ریزبلور و آفانتیک وجود دارد. داسیت‌ها،

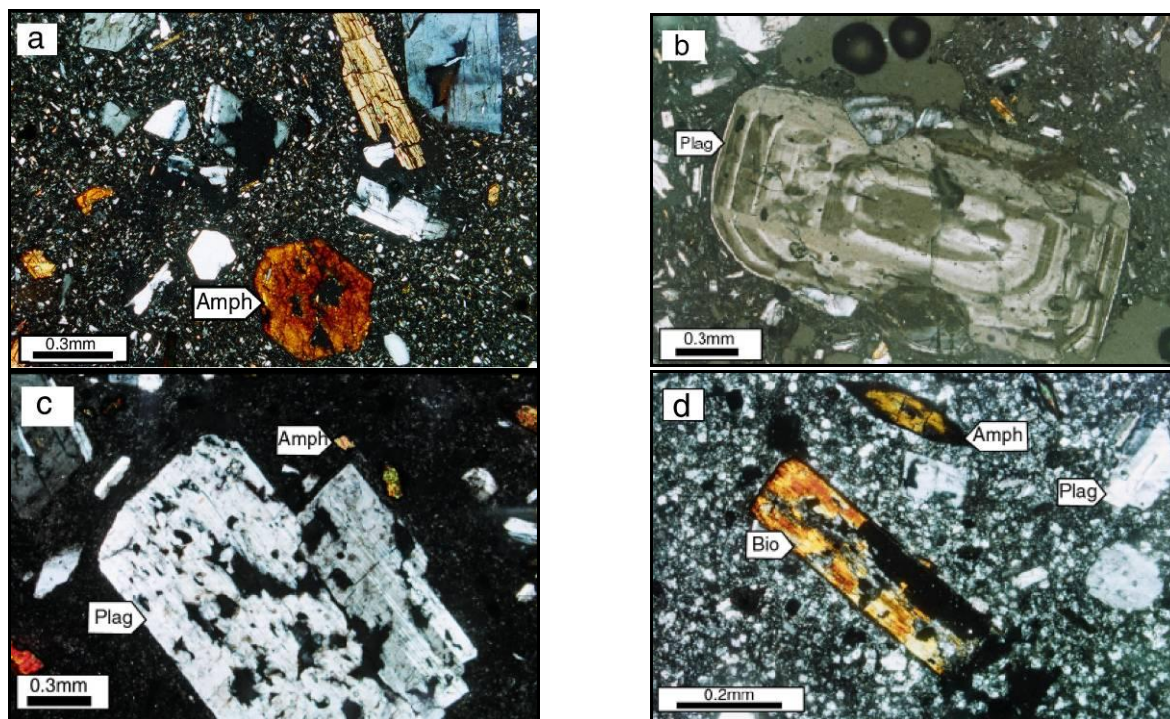
ریوداسیت‌ها و ریولیت‌ها گسترش بیشتری در منطقه سهند داشته و به‌طور عمده به‌صورت گنبد‌های منفرد آتشفشانی و یا به‌صورت آگلومرا و برش‌های آتشفشانی مشاهده می‌شوند که در نمونه دستی، اغلب به رنگ قهوه‌ای روشن تا خاکستری و خاکستری روشن هستند.

آندزیت‌ها

کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و هورنبلند است که به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار، هم

(شکل ۳- c) هستند. قطرک‌های شیشه‌ای در درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. در برخی از نمونه‌ها، هورنبلندها دارای حاشیه سوخته و در برخی دیگر دارای حواشی تحلیل‌رفته هستند (شکل ۳- d).

به‌صورت درشت‌بلور و هم‌کانی‌های ریزتر در متن قرار دارند. بافت سنگ‌ها پورفیریتیک با خمیره ریزبلور و گلومروپورفیریتیک است (شکل ۳- a). اغلب درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای ساختار منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳- b) و بافت غربالی



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از (a) بافت پورفیریتیک با آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL)، (b) درشت‌بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی هم‌مرکز (PPL)، (c) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و آمفیبول‌های شکل‌دار (XPL) و (d) بیوتیت و آمفیبول‌های شکل‌دار با حاشیه سوخته (XPL) (Amph = آمفیبول، Bio = بیوتیت، Plag = پلاژیوکلاز و Px = پیروکسن)

به‌وجود می‌آیند. در اعماق کمتر و نزدیک به سطح، فرآیند اکسیداسیون نیز اتفاق می‌افتد و سبب تشکیل دانه‌های ریز اکسید آهن مانند مگنتیت و یا هماتیت در اطراف بلورها می‌شود (Blatt and Tracy, 1995) (شکل ۴- a).

کانی‌های فرعی و عارضه‌ای شامل ریزبلورهای از اوژیت، اسفن، آپاتیت، آلکالی‌فلدسپار بیشتر از نوع ارتوکلاز و کانی‌های آهن و منیزیم‌دار هستند و به‌طور عمده در متن و یا به‌صورت میان‌بار در کانی‌های دیگر قرار دارند. کانی‌های تجزیه‌ای شامل سریسیت، کلریت،

همچنین برخی از هورنبلندها دارای بافت پویی‌کلیتیک هستند و در آن‌ها میان‌بارهایی از آپاتیت، اسفن و شیشه دیده می‌شود. بیوتیت و کلینوپیروکسن‌های اوژیت به مقدار کمتر در متن و گاه به‌صورت درشت‌بلور دیده می‌شوند. برخی از آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها دارای حاشیه سوخته هستند و در اثر اکسایش شدید، آمفیبول‌ها از حاشیه به مجموعه‌ای از کانی‌های تیره تبدیل شده‌اند. اگر سرعت صعود ماگما زیاد باشد، تجزیه و تحلیل‌رفتگی حاشیه بلورها متوقف شده و بلورهای با حواشی نامنظم و خلیجی‌شکل

بیشتر از نوع هورنبلند آندزیت هستند.

داسیت‌ها

کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلازهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و با منطقه‌بندی و بافت غربالی به‌صورت درشت‌بلور در اندازه‌های ۱ تا ۵ میلی‌متر در متنی دانه‌ریز یا شیشه‌ای قرار دارند. در برخی از نمونه‌ها درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز با میان‌بارهای شیشه دیده می‌شود (شکل ۵-ا). پلاژیوکلازهایی که سالم بوده و فاقد منطقه‌بندی هستند با استفاده از روش میشل لوی در حد اولیگوکلاز تعیین شده است (شکل ۵-ب). هورنبلند و بیوتیت نیز به‌صورت درشت‌بلور مشاهده می‌شوند و مانند آندزیت‌ها دارای حاشیه سوخته‌اند.

پیروکسن، اسفن، آپاتیت، فلدسپار سدیم و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی محسوب می‌شوند. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار آبدار، شامل بیوتیت و آمفیبول به‌شدت دگرسان‌شده و به مجموعه‌ای از کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کلریت، اپیدوت و کانی‌های تیره تبدیل شده‌اند (شکل ۵- c و d). خمیره متشکل از ریزبلورهای آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، سانیدین و بلورهای ریز کوارتز است.

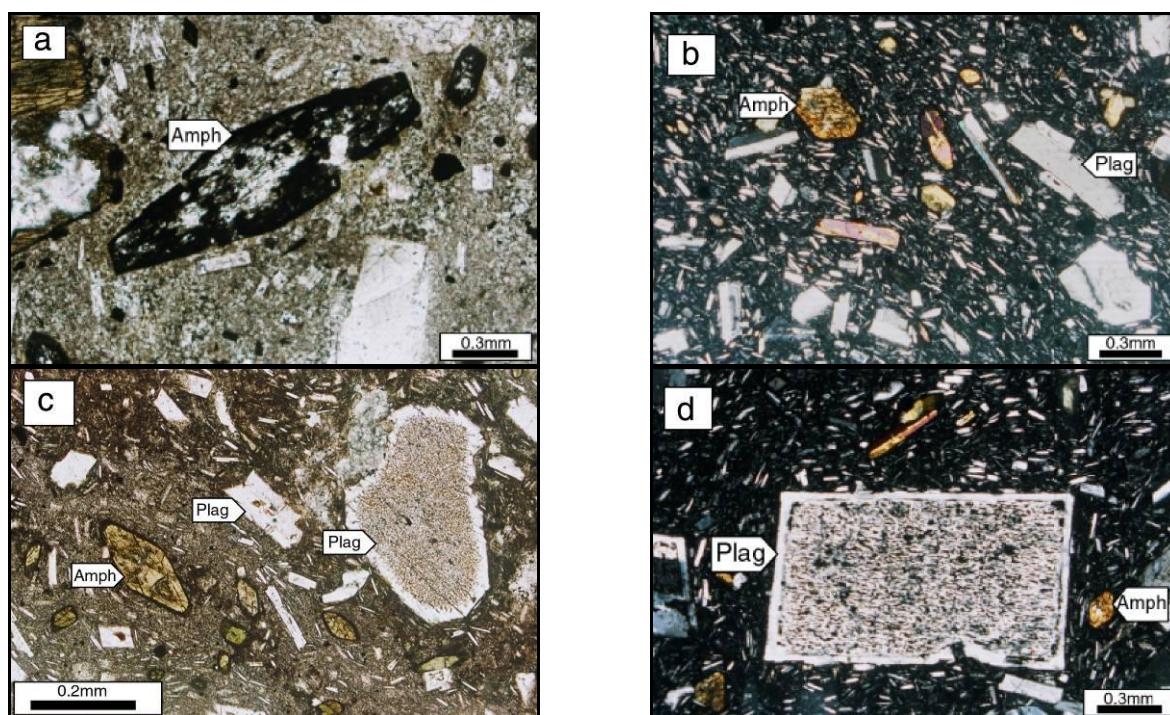
بافت اغلب سنگ‌ها پورفیریتیک و گلومروپورفیریتیک است. وجود فلدسپارهای سدیم‌دار فراوان و کم شدن از تعداد کانی‌های مافیک، در داسیت‌ها مشاهده می‌شود. در تعدادی از نمونه‌ها بیگانه‌سنگ هم‌زاد مشاهده می‌شود که احتمالاً منشأ آن‌ها از حاشیه انجماد سریع گنبد‌ها است (شکل ۶-ا و b) (Halsor, 1981). در نمونه‌هایی که ارتوکلاز و پلاژیوکلازها بافت غربالی دارند، احتمالاً در اثر انحلال و واکنش ایجاد شده‌اند که خوردگی‌های حواشی این کانی‌ها موضوع را تأیید می‌کند (Halsor, 1981).

کلسیت، اپیدوت، زئولیت و پرهنیت است. کانی‌های آهن و منیزیم‌دار به کلسیت، اپیدوت، زئولیت و فلدسپارها به سربسیت، کوارتز و پرهنیت تجزیه شده‌اند. بافت غالب نمونه‌های مطالعه‌شده، پورفیریتیک، میکرولیتیک پورفیریتیک و هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک است. در برخی از نمونه‌ها بافت تراکیتی نیز دیده می‌شود (شکل ۴- b). وجود ساختار منطقه‌ای، بافت غربالی، حواشی سوخته و کدر و حواشی تحلیل‌رفته بلورها نشان‌دهنده شرایط ناپایدار در محیط تبلور بوده و احتمالاً در اثر صعود سریع ماگما (Blatt and Tracy, 1995) و یا فرآیندهای آلایش و هضم ایجاد شده است (McBirney, 2007). پژوهشگران مختلف، تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها را به افت سریع فشار (Nelson and Montana, 1992)، آمیختگی ماگمایی و تغذیه مخزن ماگمایی (Tsuchiyama, 1985) ارتباط داده‌اند.

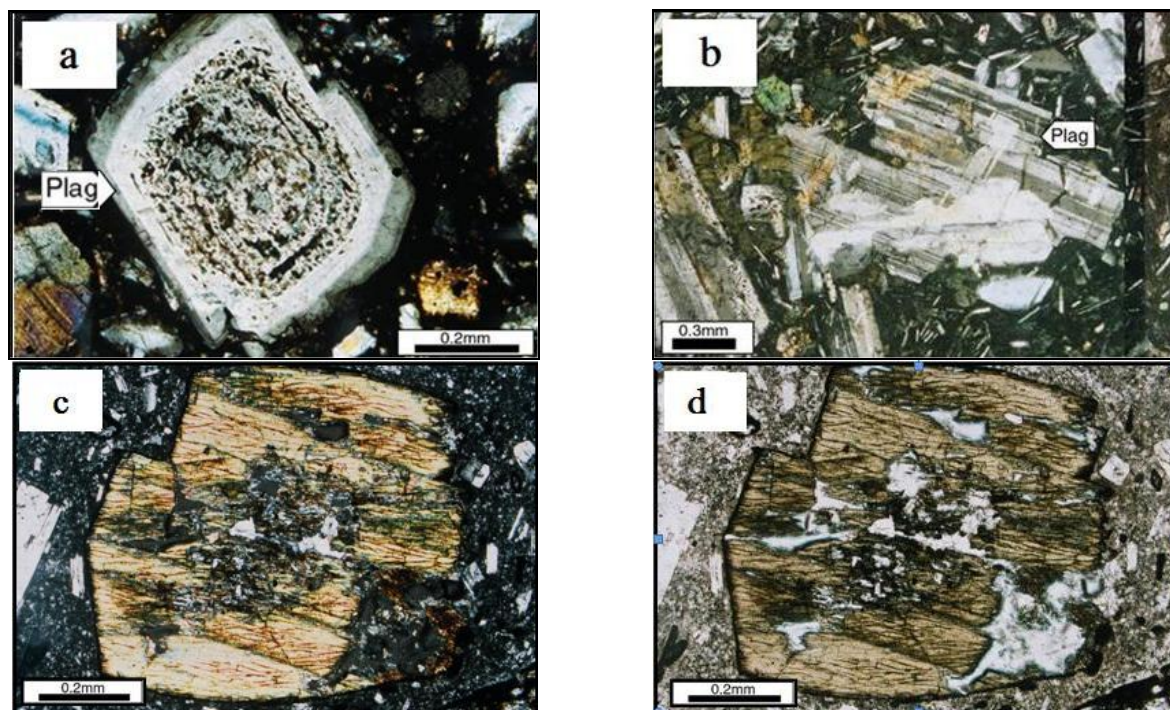
تراکی آندزیت‌ها

در تراکی آندزیت‌ها عمده کانی تشکیل‌دهنده سنگ، پلاژیوکلاز است که به دو صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار همراه با منطقه‌بندی و نیز بی‌شکل با حاشیه تحلیل‌رفته و دگرسان‌شده به کانی‌های رسی، کلسیت، سربسیت و کوارتزهای دانه‌ریز دیده می‌شود.

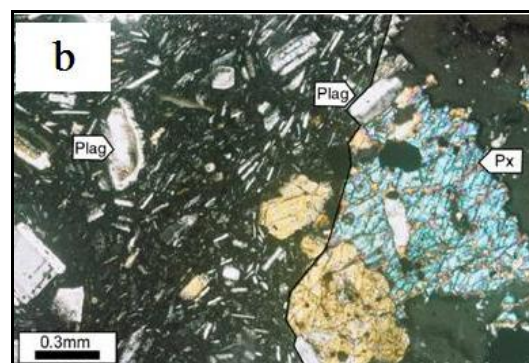
برخی از پلاژیوکلازها دارای حاشیه واکنشی با مذاب بوده، بافت غربالی را در امتداد حاشیه نشان می‌دهند. بیوتیت به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شود. فنوکریست‌های آمفیبول با چندرنگی شدید به‌صورت شکل‌دار همراه با کلینوپیروکسن به‌صورت دانه‌ریز تا دانه‌درشت حضور دارند. میکرولیت‌های پلاژیوکلاز به همراه کلسیت، کانی‌های آهن و منیزیم‌دار، کوارتزهای دانه‌ریز و کانی‌های رسی تشکیل‌دهنده خمیره این سنگ‌ها هستند. بافت غالب این سنگ‌ها، پورفیریتیک با خمیره میکرولیتی تا هیالوپورفیریتیک است (شکل ۴- c و d). با توجه به کانی‌شناسی سنگ‌ها، این نمونه‌ها



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از (a) درشت بلور شکل دار هورنبلند اپاسیتی شده (PPL)، (b) بافت هیالوپورفیریک، پلاژیوکلاز و آمفیبول‌های شکل دار سالم با بافت تراکیتی (XPL) و (c و d) پلاژیوکلاز با بافت غربالی و ساختمان منطقه‌بندی به همراه آمفیبول‌های شکل دار (XPL و PPL)؛ اختصار کانی‌ها مانند شکل ۳



شکل ۵- (a) درشت بلورهایی از پلاژیوکلاز با میان‌بارهای شیشه در داسیت‌ها (XPL)، (b) پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک در یک خمیره تمام‌بلورین از آلکالی‌فلدسپار، بیوتیت و کوارتز (XPL) و (c و d) درشت بلور آمفیبول که به کانی‌های تیره تجزیه شده و در خمیره میکرولیتی شامل بلورهای کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت قرار دارند (XPL و PPL)؛ اختصار کانی‌ها مانند شکل ۳



شکل ۶- (a) قرار گرفتن یک قطعه بیگانه سنگ اسیدی در مذاب داسیتی که احتمالاً منشأ آن از حاشیه انجماد سریع است و (b) قرار گرفتن یک قطعه بیگانه سنگ در یک مذاب داسیتی (XPL)

ریولیت‌ها و ریوداسیت‌ها

کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل درشت‌بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت است. بلورهای کوارتز، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده و بیش‌ترین مقدار کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ را تشکیل می‌دهد.

پلاژیوکلاز بعد از کوارتز فراوان‌ترین کانی در مقاطع است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها شکل‌دار بوده، دارای ترکیب سدیک (آلبیت تا الیگوکلاز) با ماکل پلی‌سنتتیک هستند. در برخی از پلاژیوکلازها منطقه‌بندی و در برخی دیگر حاشیه واکنشی و گردشده مشاهده می‌شود که این نکته می‌تواند نشانه عدم تعادل میان بلورها با ماگمای در برگیرنده آن‌ها باشد (Shelley, 1991; Singer *et al.*, 1993).

آلکالی‌فلدسپارها بیشتر از نوع ارتوکلاز بوده، به‌صورت ریزبلور و میکروولیت در زمینه سنگ حضور دارند. البته، برخی نیز به‌صورت فنوکریست هستند و اغلب کائولینیتی شده‌اند. از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در مقاطع به آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر (احتمالاً مگنتیت) می‌توان اشاره کرد. بافت غالب، پورفیریتیک، به‌ویژه بافت فلستیک پورفیریتیک است.

ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه در رده‌بندی

ژئوشیمیایی در نمودار $(\text{Le SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ (Bas *et al.*, 1986) در محدوده‌های آندزیت، داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۷). همچنین از نظر مقدار آلومین (Maniar and Piccolli, 1989) (شکل ۸)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده متاآلومینوس و تعدادی در محدوده پراآلومینوس قرار می‌گیرند که این امر می‌تواند نشانگر آرایش با مواد پوسته‌ای باشد.

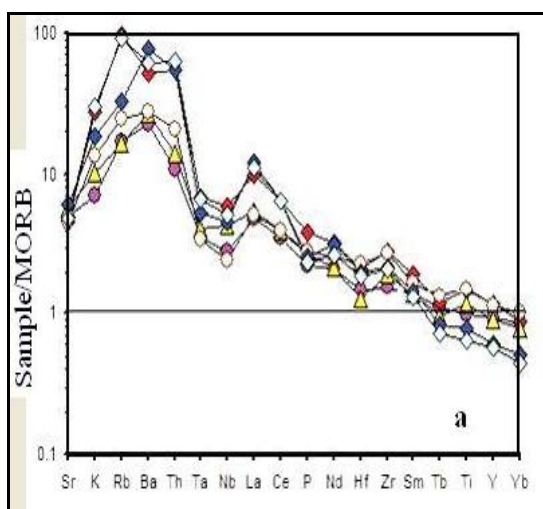
سنگ‌های منطقه در نمودارهای شکل‌های ۹ و ۱۰ نسبت به گوشته اولیه و کندریت (Sun and McDonough, 1989) به‌هنجارسازی شده‌اند. در شکل ۹ بی‌هنجاری منفی Nb، P و Ti همراه با بی‌هنجاری مثبت K، Rb، Th و U دیده می‌شود. غنی‌شدگی عناصر Th و U در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند نشانه اضافه شدن رسوبات پلاژیک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب‌شدگی باشد (Fan *et al.*, 2003)، همچنین بی‌هنجاری منفی برای P می‌تواند در ارتباط با تبلور بخشی آپاتیت باشد (Fan *et al.*, 2003). در واقع این بی‌هنجاری‌ها در کنار بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های آتشفشانی مناطق کمان کالک‌آلکان در نتیجه ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به‌وجود می‌آیند و فرآیند فرورانش نقش مؤثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد (Hole *et al.*, 1984; Saunders *et al.*, 1980). بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و

بر اثر متاسوماتیسم سیال‌های آبدار از عناصر LILE نسبت به HFSE غنی شود (Green, 2006). در شکل ۱۱ نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده به MORB و عناصر کمیاب منطقه فلات ارزروم- کارس (۱۱- a) در شرق ترکیه (Keskin *et al.*, 1998) با نمودار مشابه آن در منطقه سهند (۱۱- b) در شمال غرب ایران (پیرمحمدی، ۱۳۹۰) مقایسه شده است. آتشفشان‌های فلات ارزروم- کارس در شرق ترکیه به‌عنوان آتشفشان‌های تیپ مناطق پس از برخوردی معرفی شده‌اند و از نوع دونمایی (Bimodal) هستند (Keskin *et al.*, 1998).

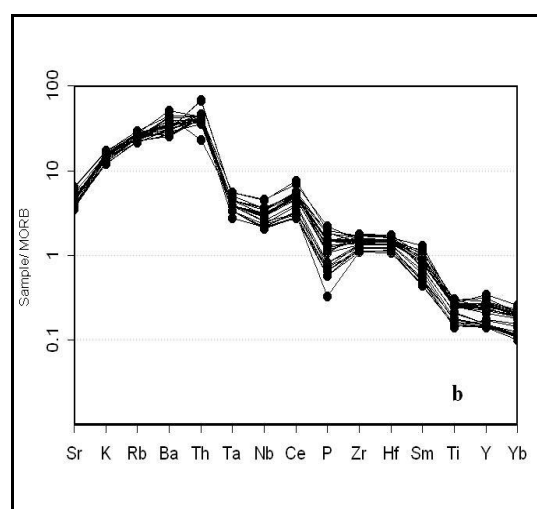
در این منطقه، گدازه‌های اسیدی و حذواسط دارای ویژگی‌های کانی‌شناختی مشابه با نمونه‌های منطقه سهند هستند (پیرمحمدی، ۱۳۹۰). غنی‌شدگی در عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و بی‌هنگاری منفی Nb و Ta و پایین بودن Y، Ti و Yb از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های این دو منطقه است.

بررسی سری‌های ماگمایی

مطالعه سری‌های ماگمایی در شناخت محیط‌های زمین‌ساختی و ژئودینامیکی اهمیت ویژه‌ای دارد.



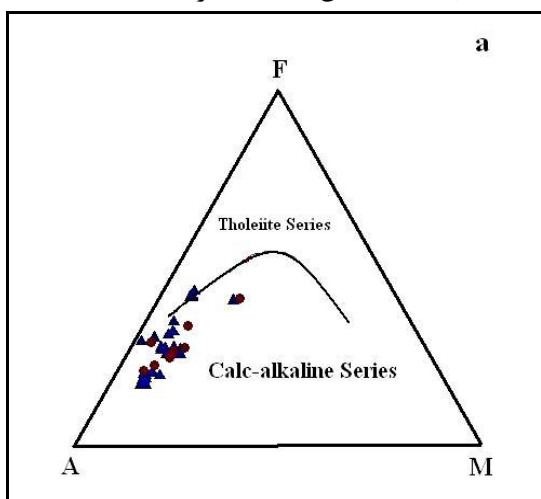
یکی ناسازگارتر بودن LREE ها نسبت به HREE ها (Krauskopf and Bird, 1995) تحولات ماگمایی در سنگ‌های تحول یافته منطقه متمرکز شده باشند. عامل دیگر، تشکیل سنگ‌ها در مناطق فرورانش است (Winter, 2001). گدازه‌های مناطق فرورانش با تهی‌شدگی عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE قابل تشخیص هستند که منشأ این تهی‌شدگی می‌تواند به علت تأثیر سیال‌ها یا مواد مذاب حاصل از صفحه فرورانده بر روی گوه گشته‌ای باشد (Green, 2006). سیال‌های آبدار منتج از صفحه فرورونده، مسؤول انتقال برخی از عناصر ناسازگار از پوسته فرورانده به گوه گشته زیر قاره‌ای در ناحیه کمان هستند (Hermann *et al.*, 2006). عناصر LILE به علت دارا بودن پتانسیل یونی پایین، در فشار و دمای بالا به آسانی در سیال‌های آبدار حل شده و انتقال می‌یابند (Green and Pearson, 1986; Ryerson and Eggins, 1995; Watson, 1987; Tatsumi and Eggins, 1995). صورتی که میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در سیال‌های آبدار پایین است (Tatsumi *et al.*, 1986). این امر باعث می‌شود که در حین عمل ذوب بخشی یا از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده، گوه گشته



شکل ۱۱- مقایسه نمودار عنکبوتی و تغییرات عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکالن فلات ارزروم- کارس؛ (a) در شرق ترکیه (Keskin *et al.*, 1998) با منطقه سهند (b) در شمال غرب ایران (پیرمحمدی، ۱۳۹۰) که هر دو به MORB به‌هنگار شده‌اند (Sun and McDonough, 1989).

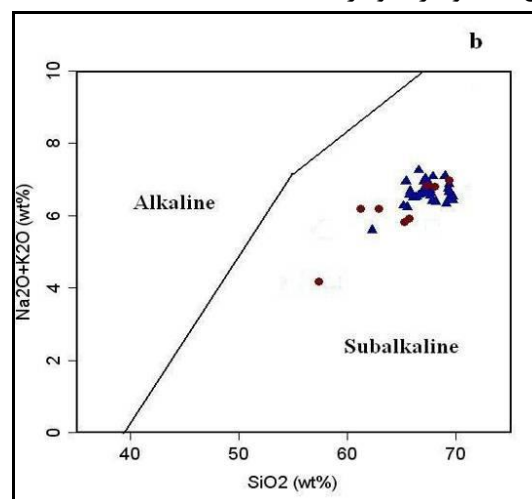
۱۹۸۹ در منطقه سنگ‌های با پتاسیم متوسط (شکل ۱۴) قرار می‌گیرند.

در نمودار $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Rogers *et al.*, 1998) (شکل ۱۵) بیشتر سنگ‌های منطقه در محدوده سری کالک‌آلکان با ویژگی $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ قرار می‌گیرند. مقایسه نسبت مودال درشت‌بلورها در آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که نسبت مودال پلاژیوکلاز به مجموع کانی‌های آهن و منیزیم‌دار در این سنگ‌ها خیلی بالا بوده و به سنگ‌های کالک‌آلکان شباهت دارند.

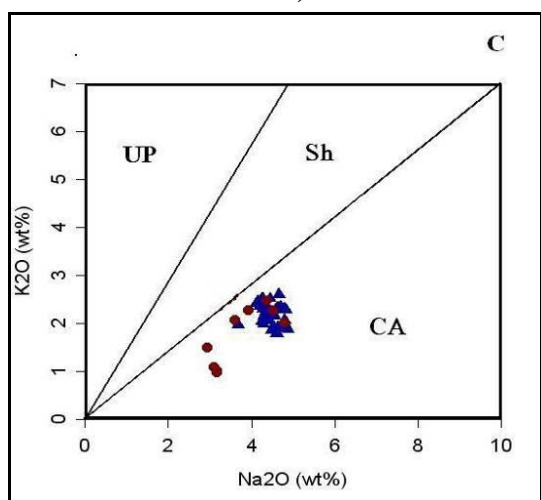


شکل ۱۳- نمودار AFM برای تفکیک سری‌های کلسیمی-قلیایی از تولیتی برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Irvine and Baragar, 1971).

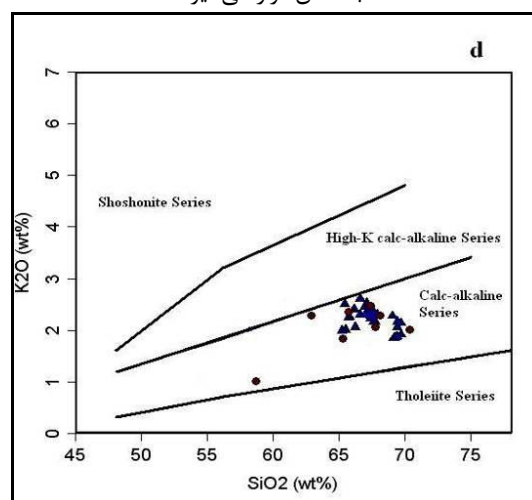
برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلکان از ساب‌آلکان نمودار مجموع آلکان در مقابل سیلیس استفاده شد که برای تعیین مرز سری‌ها در آن از نمودار Baragar و Irvine (۱۹۷۱) استفاده شده است. مطابق این نمودار (شکل ۱۲) نمونه‌های مورد نظر در محدوده ساب‌آلکان قرار می‌گیرند. این نمونه‌ها با داشتن K_2O بین ۱/۷۸ تا ۲/۶ درصد وزنی و Na_2O بین ۳/۱۱ تا ۴/۸۳ درصد وزنی، در نمودار مثلثی (Irvine and AFM, Baragar, 1971) اکثراً در قلمرو سنگ‌های کالک‌آلکان (شکل ۱۳) و در نمودار $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre *et al.*, 1989)



شکل ۱۲- نمودار تغییرات $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در مقابل SiO_2 (Irvine and Baragar, 1971) که در آن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو ساب‌آلکان قرار می‌گیرند.



شکل ۱۴- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (Rogers *et al.*, 1998)



شکل ۱۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (Le Maitre *et al.*, 1989)

بررسی روند تفریق در نمودارهای هارکر

در نمودارهای متغیر اکسید-اکسید و عناصر فرعی (Harker, 1909)، رفتار سیلیس نسبت به عناصر اصلی و فرعی مورد بررسی قرار گرفته است (شکل ۱۶). در این نمودارها با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای اصلی TiO_2 ، Al_2O_3 ، P_2O_5 ، CaO ، MgO ، Fe_2O_3 روند نزولی نشان می‌دهند. این مسئله می‌تواند احتمالاً در ارتباط با تفریق و تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و کانی‌های تیره مانند تیتانومگنتیت و ایلمنیت در مسیر صعود و استقرار آن در محفظه‌های ماگمایی بالاتر باشد. Na_2O دارای روند صعودی است، که نشانگر تبلور بخشی پلاژیوکلاز و تشکیل پلاژیوکلازهای سدیک با افزایش سیلیس ماگماست. داخل شدن Na در شبکه پلاژیوکلازها می‌تواند روند صعودی ایجاد کند و پراکنده بودن آن می‌تواند در ارتباط با هضم یا آمیختگی تفسیر شود. K_2O با افزایش سیلیس ماگما روند مشخصی را نشان نمی‌دهد، به‌خصوص در نمونه‌های اسیدی روند خاصی مشاهده نمی‌شود که می‌تواند در ارتباط با وجود فنوکریست در سنگ‌های خروجی باشد. ترکیبات حدواسط در حین صعود ماگما به سطوح فوقانی و استقرار آن در حرات ماگمایی تا حدی شیب ملایم و یکنواختی را در روند تغییرات پتاسیم نشان می‌دهند. در مجموع وجود پراکندگی و نبود روند خطی منظم در برخی از نمونه‌ها برای اکسیدهای عناصر، می‌تواند توسط پدیده‌های دیگر نظیر آلاینش ماگمایی، اختلاط ماگمایی و هضم توجیه شود. همچنین جدا شدن برخی از نمونه‌ها در نمودارها نسبت به نمونه‌های حدواسط و اسیدی می‌تواند نشان‌دهنده عدم ارتباط ژنتیکی آن‌ها با محصولات حدواسط و اسیدی باشد. Nb و Zr ، Y دارای روند نزولی با افزایش SiO_2 است. Zr در اولویت اول، تمایل به ورود در ساختار کانی زیرکن دارد و در صورت نبود زیرکن، عنصر زیرکنیم در آمفیبول‌ها وارد

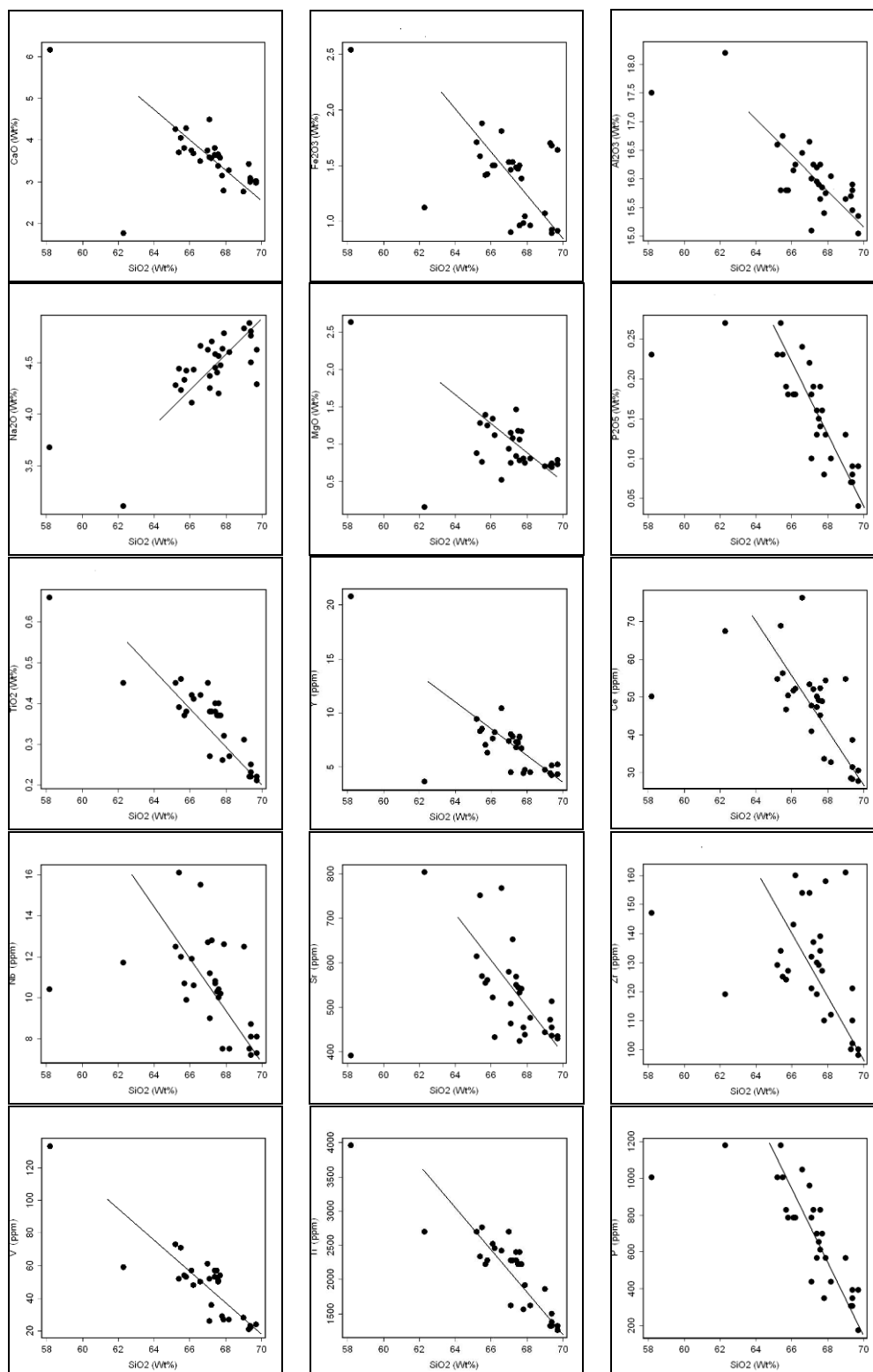
می‌شود (Rollinson, 1993). تغییرات عنصر Nb در ارتباط با جدایش ایلمنیت، اسفن و در مرحله بعد می‌تواند در ارتباط با تفریق کانی‌های بیوتیت و هورنبلند باشد. تغییرات Sr به موازات افزایش SiO_2 نشان‌دهنده روند نزولی و تا حدی پراکندگی هم مشاهده می‌شود. اصولاً در روند تفریق Sr با جدایش پلاژیوکلازهای کلسیک و مصرف شدن آن، باید روند نزولی دیده شود، پراکندگی برخی از نمونه‌ها به‌ویژه دو نمونه‌ای که دارای سیلیس کمتر است، می‌تواند مربوط به تأثیر آلاینش باشد. عناصر سازگار V ، Ce ، Ti و SiO_2 با افزایش همبستگی منفی نشان می‌دهند (شکل ۱۶). به‌نظر می‌رسد تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی‌های آهن-منیزیم‌دار حاوی Ti ، مهم‌ترین علت ناهنجاری منفی این عنصر بوده و تبلور بخشی آپاتیت نیز سبب ناهنجاری منفی P شده است. این مسئله می‌تواند در ارتباط با تفریق کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن و مگنتیت در حین صعود ماگما و استقرار آن در محفظه‌های ماگمایی باشد. با توجه به همبستگی‌های مشاهده شده در نمودارها، نمونه‌های منطقه احتمال دارد از یک منشأ پوسته‌ای حاصل شده باشند که با مقادیر مختلف از ماگمای بازالتی آمیختگی یافته و متعاقب آن تحول چنین ماگمایی هنگام صعود و استقرار در محفظه‌های ماگمایی در طی فرآیند آلاینش، هضم و تفریق با نرخ‌های متفاوت انواع سنگ‌های منطقه را به‌وجود آورده است.

جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه ماگمایی

تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌ها در تفسیر پتروژنز آن‌ها بسیار مؤثر است. جهت تعیین و تشخیص جایگاه تکتونیکی توده‌های آذرین از نمودارهای متمایزکننده استفاده می‌شود. این نمودارها اکثراً بر اساس عناصر کمیاب بوده و معمولاً سعی می‌شود عناصر غیر متحرک یا با تحرک کم مورد استفاده قرار گیرند. با توجه به

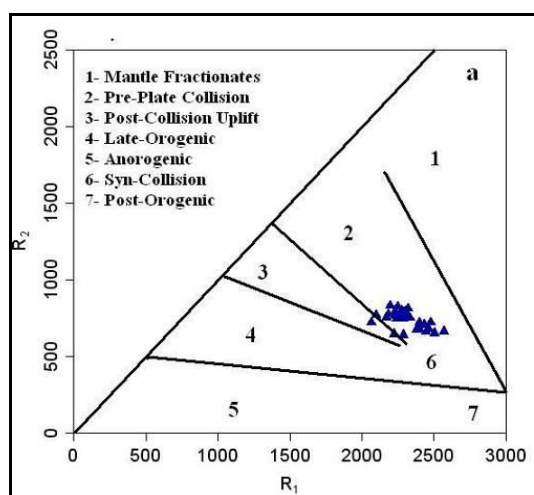
تحت شرایط گرمایی، هوازدگی و درجات بالای دگرگونی پایدار هستند، این عناصر کاربرد زیادی دارند.

اینکه عناصر با شدت میدان بالا HFSE نظیر Nb، Zr، P، Y و Ti در سیالات آبی نسبتاً غیر متحرک بوده و

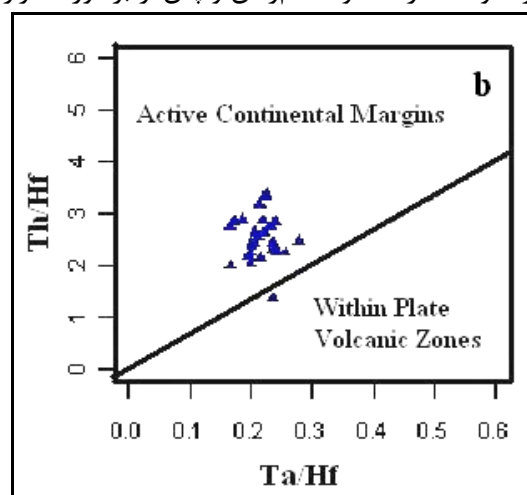


شکل ۱۶- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر کمیاب در برابر سیلیس برای سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Harker, 1909).

می‌گیرند. همچنین در نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf (Schandl and Gorton, 2000)، (شکل ۱۷- b) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده حواشی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.



نمودار R_1 - R_2 (Batchelor and Bowden, 1985)، (شکل ۱۷- a) بر اساس عناصر اصلی است و بر اساس پارامترهای کاتیونی $R_1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$ و $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ طراحی شده است. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده هم‌زمان و پس از برخورد قرار



شکل ۱۷- a) نمودار R_1 - R_2 ، نمونه‌های منطقه در محدوده هم‌زمان و پس از برخورد قرار می‌گیرند (Batchelor and Bowden, 1985)؛ b) نمودار Th/Hf در برابر Ta/Hf برای سنگ‌های سهند که اکثریت نمونه‌ها در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (Schandl and Gorton, 2000)

La/Ta نیز از دیگر مشخصات مناطق کمان است (Trumbull *et al.*, 1999) که در مورد سنگ‌های منطقه صدق می‌کند. میزان TiO_2 یکی از معیارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی گدازه‌هاست. در بازالت و آندزیت‌های مناطق کمان مقدار TiO_2 به‌ندرت از ۱/۳ درصد وزنی فراتر می‌رود، این در حالی است که TiO_2 در سنگ‌های سایر محیط‌های زمین‌ساختی بیشتر از ۱۰ درصد وزنی است (Rendeng *et al.*, 2006). یکی از مهم‌ترین تفاوت‌های سری‌های کالک‌آلکالن جزایر کمانی با حاشیه فعال قاره، فراوانی زیاد سنگ‌های سیلیسی (داسیت و ریولیت) به‌صورت مواد آذرآواری در حاشیه قاره است (Rendeng *et al.*, 2006). با توجه به گنبد‌های داسیتی و ریولیتی مورد مطالعه و همچنین گسترش چشم‌گیر توف‌های اسیدی در منطقه، به‌نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به حاشیه فعال قاره باشند. همچنین از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد

سنگ‌های منطقه از لحاظ نسبت Ba/La ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مناطق کمان آتشفشانی را نشان می‌دهند. این نسبت برای NMORB بین ۴ الی ۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰ تا ۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Wood, 1980). مقدار نسبت یاد شده در کمان‌های آتشفشانی بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت کمان است (Macdonald *et al.*, 2001). در گدازه‌های سهند، همانند ماگمای مناطق کمان، میزان این نسبت از ۱۶/۸۶ تا ۲۶/۵۵ در تغییر است. بالا بودن نسبت Ba/La علامت غنی‌شدگی گوه‌گوشه توسط سیال‌های منطقه پیش از برخورد و در زمان فروانش و ورود Ba از رسوبات اقیانوسی فرورانده شده به ماگما است. نسبت Ba/Ta بالاتر از ۴۵۰، از مهم‌ترین ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای کمان است (Macdonald *et al.*, 2001). این نسبت در نمونه‌های مورد مطالعه بین ۶۷۴ تا ۱۲۸۱ است. بالا بودن نسبت

حواشی آن‌ها رشد مجدد کرده و اکثراً در حواشی، بافت غربالی نشان نمی‌دهند. این بافت‌ها به کاهش فشار لیتواستاتیک در اثر بالا آمدن ماگما و افزایش فشار بخار آب در اثر صعود ماگما نسبت داده می‌شوند.

میانگین مقدار $\text{SiO}_2 = 68.25$ و نسبت میانگین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.6$ و میانگین مقدار $\text{Cr} = 97.8 \text{ ppm}$ و $\text{Ni} = 7.8 \text{ ppm}$ و $\text{Sr} = 537 \text{ ppm}$ است. میانگین مقادیر Y ، Yb و La_N به ترتیب 6.85 ppm ، 0.403 ppm و 34.75 ppm است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد سری ماگمایی سنگ‌ها، کالک‌آلکال است و بیشتر نمونه‌های منطقه در محدوده متاآلومینوس و تعدادی نیز در محدوده پراآلومینوس واقع شده‌اند که این امر می‌تواند نشانگر آرایش با مواد پوسته‌ای باشد.

در نمودارهای عنکبوتی با افزایش مقدار سیلیس، اکسیدهای اصلی Al_2O_3 ، CaO ، P_2O_5 ، MgO ، Fe_2O_3 و TiO_2 روند نزولی و Na_2O دارای روند صعودی هستند. عناصر ناسازگار با شعاع یونی بزرگ مانند K ، Ba ، Rb و Sr غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر Ti و P تهی‌شدگی دارند. عناصر نادر خاکی سنگین مانند Y و Yb نیز تهی‌شدگی دارند. Nb و Ta نیز آنومالی منفی نشان می‌دهند که شاخص مناطق مرتبط با فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای است. نمونه‌های منطقه فاقد آنومالی منفی Eu هستند.

محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد مطالعه کمان‌های پس از برخوردی و کمان‌های حاشیه فعال قاره‌ای تعیین شده است.

تشکر و قدردانی

نویسندگان از خداوند متعال برای جناب آقای دکتر علی عامری، استاد برجسته گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز، که قبل از چاپ این نوشتار ما را تنها گذاشته و به دیار باقی شتافتند، تقاضای علو درجات و رحمت الهی دارند. همچنین از جناب آقای دکتر حسین معین‌وزیری و دکتر فریبرز مسعودی که با حوصله و دلسوزی و ارائه

(Pearce and Norry, 1979). اگر در ترکیب شیمیایی سنگ‌ها نسبت $\text{Zr}/\text{Y} > 3$ باشد متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای هستند و اگر در آنها $\text{Zr}/\text{Y} < 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه دارای نسبت $\text{Zr}/\text{Y} > 3$ (مقدار میانگین $19/19$) هستند و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند.

بنابراین با توجه به نمودارهای مختلف متمایز کننده محیط تکتونیکی و همچنین شواهد کانی‌شناسی و میکروسکوپی مانند وجود آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده با حواشی خورده شده و سوخته، بافت غربالی، گلوپروپورفیریتیک و پوی‌کلیتیک، بالا بودن نسبت $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ، الگوی تفریق‌یافته برای REE ، نبود بی‌هنجاری منفی برای Eu ، پایین بودن Nb ، Ti و Y و نیز الگوی تهی شده از HREE ، می‌توان گفت نمونه‌های منطقه سه‌سند به قوس ماگمایی هم‌زمان و بعد از تصادم تعلق دارند.

نتیجه‌گیری

ترکیب سنگ‌شناسی آتشفشانی منطقه شامل آندزیت، تراکی‌آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت است که به‌طور گسترده با مرزهای دگرشیب بر روی واحدهای رسوبی به سن میوسن قرار گرفته‌اند.

سنگ‌های مطالعه شده لوکوکرات، با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند و بافت این سنگ‌ها هیالومیکرولیتیک پورفیری، میکرولیتیک پورفیری و هیالومیکرولیتیک پورفیری جریان‌ی است و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند در زمینه‌ای از میکرولیت و شیشه قرار گرفته‌اند. در میان فنوکریست‌ها، پلاژیوکلاز و هورنبلند بیش‌ترین فراوانی را دارند. پلاژیوکلازها عموماً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل آلبیتی هستند. پلاژیوکلازها بیشتر منطقه‌ای بوده و در قسمت مرکزی بافت غربالی نشان می‌دهند و

سازنده خویش به بهتر شدن ساختار مقاله کمک نموده‌اند، تشکر و قدردانی می‌شود. همچنین از ریاست و معاونت پژوهشی دانشگاه آزاد اسلامی واحد شبستر نیز نهایت سپاسگزاری را داریم.

نظرات و پیشنهادات و راهنمایی‌های ارزنده در انجام این تحقیق ما را یاری رساندند نهایت تشکر و قدردانی را می‌نمایند. از هیأت تحریریه و داوران محترم مجله علمی-پژوهشی پترولوژی دانشگاه اصفهان که با پیشنهادهای

منابع

- آقاباتی، ع. (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- بهروزی، ا.، امینی‌فضل، ع.، و امینی‌آذر، د. (۱۳۷۴) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- پیرمحمدی، ف. (۱۳۹۰) مطالعه پترولوژیکی، ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شرق و جنوب شرق آتشفشان سهند با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آذرآواری. رساله دکتری، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران.
- غیوری، ن. و معین‌وزیری، ا. (۱۳۸۱) مطالعه چینه‌شناسی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی افق‌های ایگنیمبریتی سهند. پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران، ایران.
- معین‌وزیری، ح. و امین‌سبحانی، ا. (۱۳۵۶) سهند از نظر ولکانولوژی و ولکانوسدیمانولوژی. انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، تهران.
- نبوی، م. (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23: 1-16.
- Atherton, M. P., Sanderson, L. M., Warden, V. & McCourt, W.J., 1985. The volcanic cover, chemical composition and the origin of the magmas of the Calipuy Group. In: Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D. (eds) *Magmatism at a Platt Edgi: the Peruvian Andes*. Glasgow: Blackie Halstead Press, pp. 273-284.
- Batchelor R. A., Bowden P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology* 48: 43-55.
- Blatt, H. and Tracy, R. (1995) *Petrology: Igneous, Sedimentary and metamorphic*. W. H., Freeman book Company, New York.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J and Lin, G. (2003) Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extention in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 121: 115-135.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87: 23-49.
- Green, T. H. and Pearson, N. J. (1986) Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic-Felsic compositions at high P and T. *Chemical Geology* 54: 185-201.
- Halsor, S. P. (1989) Large glass inclusions in plagioclase phenocrysts and their bearing on the origin of mixed andesitic lavas at Toliman Volcano. *Guatemala Bulletin of Volcanology* 51: 271-280.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hermann, J., Spandler, C., Hack, A. and Korsakov, A. V. (2006) Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. *Lithos* 92: 399-417.

- Hole, M. J., Saunders, A. D., Marriner, G. F. and Tarney, J. (1984) Subduction of pelagic sediments: Implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands. *Journal of Geological Society of London* 141: 453-472.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Keskin, M., Pearce, J. A. and Mitchell, J. G. (1998) Volcano stratigraphy and geochemistry of collision - related volcanism on the Erzurum-Kars plateau, northeastern Tuerkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 355-404.
- Krauskopf, K. B. and Bird, D. K. (1995) *Introduction to geochemistry*. McGraw Hill, New York.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zannetin, B. (1986) Achemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Kellre, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A. and Zanettin, B. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Macdonald, R., Hawkesworth, C. J. and Heath, E. (2001) The lesser Antilles volcanic chain: A study in arc magmatism. *Earth Science Reviews* 49: 1-76.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids: Geological society of America Bulletin 101: 635-643.
- Mc Birney, A. R. (2007) *Igneous petrology*. 3rd edition, Jones and Bartlett Learning, Burlington, Canada.
- Nelson, T. S. and Montana, A. (1992) Sive-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogy* 77: 1242-1249.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. A. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review Earth and Planetary Science Letters* 23: 251-285.
- Rendeng, S., Jingsui, Y., Cailai, W., Iizuka, T. and Hirata, T. (2006) Island arc volcanic rocks in the north Qaidam UHP belt, Northern Tibet plateau: Evidence for ocean-continent subduction preceding continent Subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 28: 151-159.
- Rogers, G., Saunders, A. D., Terrell, D. J., Verma, S. P., Marriner. G. F. (1998) Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature* 315, 389-392.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: Implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Saunders, A. D., Tarnery, J. and Weaver, D. (1980) Transverse geochemical variations across the Antractic Peninsula: Implications for the genesis of calcalkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46: 334-360.
- Schandl, E. S., and Gorton, M. P. (2000) From continents to island arcs: A geochemical indx of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist* 38: 1065-1073.
- Shelley, D. (1991) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Singer, S. B., Pearce, H. T., Kolisnik, M. A. and Myers, D. J. (1993) Plagioclase Zoning in mid-Pleistocene lavas from the Segum volvanic center, central Aleutian arc, Alaska. *American*

- Mineralogist 78: 143-157.
- Stocklin, J. and Setudenia, A. (1971) Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran, No.18, 1-376.
- Sun, S. S and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.
- Tatsumi, Y. and Eggins, S. (1995) Subduction Zone Magmatism. Blackwell Publishing, Oxford.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high pressure experiment and natural rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research 29: 239-309.
- Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications. Journal of South American Earth Science. 12: 135-155.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. Contributions to Mineralogy and Petrology 89, 1-16.
- Winter, J. D. (2001) An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- 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: 11-30.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannucci, R. (1999) The Finero phlogopite-peridotite massif: An example of subduction-related metasomatism. Contributions to Mineralogy and Petrology 134: 107-122.

Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the South of Tabriz (Sahand Volcano)

Farhad Pirmohammadi Alishah ^{1*}, Ali Ameri ², Ahmad Jahangiri ², Mansour Mojtahedi ¹ and Mehmet Keskin ³

¹ Department of Geology, Islamic Azad University, Shabestar branch, Shabestar, Iran

² Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³ Department of Geological Engineering, Faculty of Engineering, University of Istanbul, Istanbul, Turkey

Abstract

The area under study is situated in the south of Tabriz and east of Urmia Lake. The area is dominated by a sequence of volcanic rock ranging from rhyolitic to dacitic composition related to volcanic processes in the Oligo-Miocene, middle and upper Miocene, Pliocene clastic sedimentary rocks and lower Pliocene epiclastic sediments. The volcanic rocks as Dome-Ring shape, emplaced in a good order as the middle domes have rhyolitic and rhyodacitic whereas the marginal ones have dacitic and trachytic composition. The major minerals including plagioclase, hornblende and quartz, set in a fine grained and glassy matrix. Porphyritic is the dominate texture. Sieve texture and selective alteration in some plagioclases, the presence of biotite and hornblende with opacitic rims, associated with some other disequilibrium textures are characteristic features of the rocks studied. Based on the high LILE/HFSE and LREE/HREE ratios and their similar composition to that of the subduction volcanic rock suites, the rocks of the area seem to have formed in a subduction zone. Compared to rhyolitic and dacitic rocks from typical tectonic environments, the compatible and incompatible elements patterns for the rhyolitic and dacitic rocks from the study area are more consistent with a post-collision volcanic arc setting.

Key words: Dacite, Rhyolite, Geochemistry, Sahand volcano, Tabriz

* petrofarhad@yahoo.com