

## زمین‌شیمی و دما- فشارسنجی سنگ‌های آتشفشان بزمان، مثالی از آتشفشان مناطق

### کوهزایی حاشیه فعال قاره

حبیب بیابان‌گرد\*؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

احمد احمدی خلجی؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

زهرا طهماسبی؛ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

انور شریفی‌نژاد؛ دانشجوی کارشناسی‌ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه لرستان، لرستان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۳۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۸

### چکیده

آتشفشان بزمان در کمان ماگمایی مکران- چاغی در جنوب شرق ایران واقع شده است. مخروط این آتشفشان از روانه‌های آندزیتی، بازالتی، داسیتی، و ریوداسیتی همراه معادل‌های آذرآواری آن‌ها تشکیل شده است. این روانه‌ها ماهیت کالک آلکان تا اندکی تولیتی و بافت‌های پورفیری، میکروولیتیک پورفیری، و هیالو پورفیری دارند و غالباً از کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، آلیوین، هورنبلند، بیوتیت، و کوارتز تشکیل شده‌اند. الگوی نمودارهای چندعنصری عادی‌سازی‌شده این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه دارای غنی‌شدگی نسبی از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS و بی‌هنجاری منفی در عناصر Ti و P هستند. همچنین الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب عادی‌سازی‌شده این سنگ‌ها نسبت به کندریت غنی‌شدگی نسبی از عناصر LRE نسبت به عناصر HRE با بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند. نمودارهای تکنوماگمایی حاکی از وابستگی سنگ‌های این آتشفشان به مناطق کوهزایی حاشیه فعال قاره است. داده‌های ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های پیروکسن، پلاژیوکلاز، و هورنبلند نشان می‌دهد روانه‌های این آتشفشان در محیط‌های کوهزایی، شرایط نامتعادل با گریزندگی بالای اکسیژن، دمای ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد، و در فشار کمتر از ۲ کیلو بار تشکیل شده‌اند. شواهد ژئوشیمیایی کانی‌ها و سنگ کل نشان می‌دهد آتشفشان بزمان وابسته به محیط‌های فرورانشی است و احتمالاً حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی هند به زیر صفحه ایران است. کلیدواژگان: آندزیت، فرورانش، کالک آلکان، کمان مکران- چاغی.

### مقدمه

از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری ایران، آتشفشان بزمان در حاشیه جنوب شرقی پهنه لوت و انتهای جنوب شرقی کمان ماگمایی سهند- بزمان واقع شده است (کریم‌پور<sup>۱</sup> و همکاران ۲۰۱۲: ۱-۲۷؛ اشتوکلین<sup>۲</sup> ۱۹۶۷: ۳۳۳-۳۵۳؛ ریچارد<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۱۱: ۲۹۵-۳۳۲). در گذشته مطالعات متعددی به‌ویژه در مورد سنگ‌شناختی سنگ‌های آتشفشانی بزمان انجام شده است. سهندی و پاداشی (۱۳۸۵) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان را تهیه و در آن واحدهای سنگی آتشفشان بزمان را مشخص کردند. بربریان<sup>۴</sup> و بربریان (۱۹۸۲: ۵-۳۲) توده‌های آذرین نفوذی بزمان را مطالعه و مشخص کردند که این

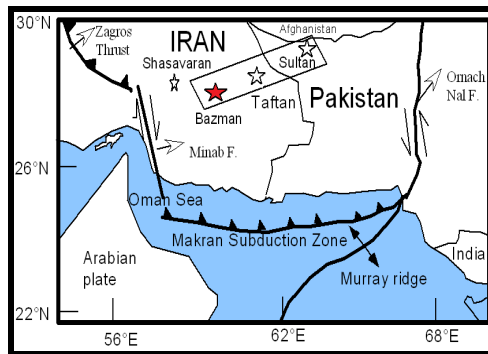
توده‌ها متعلق به ماگمای کالک آلکالن حاصل از زون فرورانش<sup>۱</sup> مکران است. قدسی (۱۳۸۴: ۱۸ - ۲۰ و ۱۳۹۵: ۲۳۰) با مطالعه سنگ‌شناختی، پتروگرافی، ژئوشیمی، و متالوژنی گرانیتوئید بزمان و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با آن اعلام کرد گرانیتوئید بزمان از نوع کالک آلکالن و مرتبط با فرورانش و دگرگونی‌های مجاورتی منطقه مرتبط با این نفوذی‌هاست. قلمقاش و همکارانش (۱۳۹۴: ۹۹ - ۱۱۰) با مطالعه زمین‌شیمی و پتروژنز آتشفشان بزمان خاطرنشان کردند که منشأ ماگمای اولیه آتشفشان بزمان از گوشته‌ای غنی از عناصر ناسازگار با ترکیب لرزولیت اسپینل‌دار است و تشکیل آن با فرورانش ارتباط دارد. سعادت<sup>۲</sup> و استرن (۲۰۱۱: ۲۴۸) روی برخی مخروط‌های آتشفشانی اطراف آتشفشان بزمان مطالعه و اعلام کردند که سنگ‌های سازنده این مخروط‌ها بیشتر از الیوین بازالت‌های کم‌تیتان با درشت‌بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. روی این مخروط‌ها بیابان‌گرد و ملازاده برواتی (۱۳۹۷: ۱۶۱ - ۱۷۴) مطالعه کردند و نشان دادند ذوب بخشی یک منبع گارنت لرزولیتی غنی شده در عمق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری حاصل شده‌اند. فیروزکوهی و همکارانش (۱۳۹۶: ۳۸۰ - ۳۸۶) با مطالعه بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلاز در آندزیت و بازالت‌های آتشفشان بزمان نشان دادند پلاژیوکلازها از برهمکنش ماگمای بازالتی و ماگمای آندزیتی حاصل شده‌اند. شیعیان و دبیری (۱۳۹۸: ۲۰۵ - ۲۲۰) با بررسی شیمی‌کانی‌های مافیک و دما- فشارسنجی سنگ‌های کواترنری آتشفشان بزمان نشان دادند دمای تشکیل ماگما ۱۱۶۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۵/۵ کیلوبار بر اساس شیمی پیروکسن است. لیکن، تاکنون مطالعات جامع زمین‌شیمی بر کانی‌های سازنده واحدهای آتشفشانی بزمان صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شد با بهره‌گیری از داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل و کانی به منشأ و محیط تکتوماگمایی آتشفشان بزمان پرداخته شود که این امر به تکمیل نتایج حاصل از بررسی‌های قبلی و همچنین شناخت ماهیت و محیط زمین‌ساختی ماگماتیسم این ناحیه از ایران کمک خواهد کرد.

## زمین‌شناسی آتشفشان بزمان

آتشفشان بزمان در بخش جنوب شرقی کمان ماگمایی فعال مکران- چاغی قرار دارد. این کمان ماگمایی با طول ۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ کیلومتر در کشورهای ایران و پاکستان و افغانستان یکی از کمان‌های ماگمایی فعال دنیا به شمار می‌رود. در این کمان ماگمایی آتشفشان‌های متعدد و معروف واقع شده‌اند؛ از جمله آتشفشان‌های بزمان، تفتان، شاهسواران، سلطان، تاجز (شکل ۱). محققان بر این باورند که این کمان ماگمایی به صورت بخشی از یک گوه افزایشی است و در نتیجه فرورانش پوسته اقیانوسی دریای عمان به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی و پاکستان پدید آمده است. این فرورانش از کرتاسه آغاز شده و ادامه دارد (بیابان‌گرد و مرادیان ۲۰۰۸: ۳۵۶ - ۳۶۹؛ صدیق<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۰۲: ۸۶ - ۹۵؛ کوکواسکی<sup>۴</sup> و همکاران ۲۰۰۱: ۱ - ۱۹؛ فراح<sup>۵</sup> و همکاران ۱۹۷۶: ۲۰۷ - ۲۲۷؛ بریتزمن<sup>۶</sup> ۱۹۷۹: ۳۰۵؛ کاظمی<sup>۷</sup> و جان ۱۹۸۲: ۳۶۳ - ۳۷۲؛ سلیتو<sup>۸</sup> ۱۹۷۸: ۳۷۷ - ۳۸۷؛

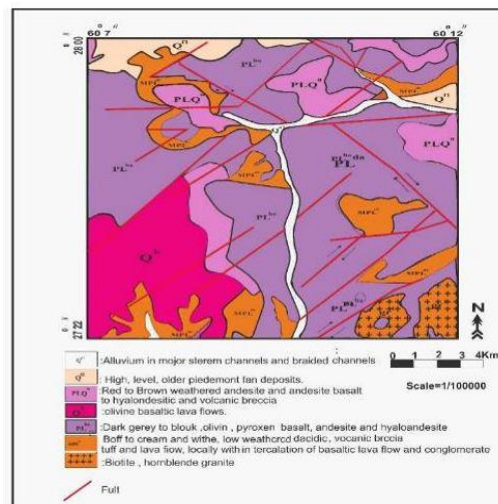
1. Subduction
2. Saadat
3. Siddiqui
4. Kukowski
5. Farah
6. Britzman
7. Kazmi
8. Sillitoe

دیگسترا<sup>۱</sup> ۱۹۸۴: ۲۴۰؛ آرثورتون<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۹۷: ۳۴۳ - ۳۸۵). بر اساس مطالعات صحرائی و نقشه زمین‌شناسی تهیه‌شده از منطقه، بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان (سپندی و پاداشی ۱۳۸۵)، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی در منطقه بزمان واحدهای رسوبی- تخریبی کربنیفر و سازند کربناتی جمال با سن پرمین و نفوذی‌های گرانیتی بزمان با سن کرتاسه هستند (شکل ۲). سنگ‌های آتشفشانی جوان و کواترنری بزمان (شکل ۲) به حالت افقی با شیب کم روی واحدهای قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند (خلقی خسرقی و محمدی گل ۱۳۸۴). مخروط آتشفشانی بزمان از نوع استراتوولکان است که از روانه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، و کمتر ریوداسیتی، ایگنیمبریتی، معادل‌های آذرآواری آن‌ها، توف‌ها و پرتابه‌های بمب، لاپیلی، و اسکوری ساخته شده است (شکل ۲ و شکل ۳ الف - ۳ و). وجود مخروط‌های کوچک بازالتی، چشمه‌های آب گرم، و گازهای خروجی که سبب تغییر رنگ سنگ‌ها و توف شده‌اند جوان بودن آتشفشان را نشان می‌دهند.



شکل ۱. موقعیت آتشفشان بزمان در زون فرورانش مکران و کمان ماگمایی مکران- چاغی (کوکوواسکی و

همکاران ۲۰۰۱: ۱- ۱۹)



شکل ۲. نقشه ساده‌شده آتشفشان بزمان بر پایه نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بزمان (اقتباس از سپندی و پاداشی

۱۳۸۵، با اندکی تغییر)

1. Dykstra
2. Arthurton

## مواد و روش‌ها

در این پژوهش، پس از چندین دوره مطالعات صحرایی از همه واحدهای آتشفشان بزمان، جهت تعیین نوع و میزان غلظت عناصر موجود در سنگ‌های منطقه، تعداد ۱۵ نمونه با کمترین دگرسانی انتخاب شد. نمونه‌ها برای آنالیز سنگ کل به روش XRF و ICP-MS در دانشگاه یاماگاتای ژاپن تجزیه شدند (جدول‌های ۱ و ۲). به منظور بررسی شیمی کانی‌های موجود در سنگ‌های آتشفشان بزمان تعداد ۱۸ نقطه از کانی‌های پلاژیوکلاز، تعداد ۱۲ نقطه از کانی‌های پیروکسن، و تعداد ۷ نقطه از کانی‌های هورنبلند در مرکز فراوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز ریزپردازش الکترونی قرار گرفتند. ولتاژ شتاب باریکه الکترونی استفاده شده برابر با ۱۵ Kv و زمان تجزیه برای هر نقطه ۴۰ ثانیه بود. برای تجزیه نمونه از جریانی با شدت ۳ nA استفاده شد. در تفسیر داده‌ها و ترسیم نمودارها از نرم‌افزارهای CorelDraw و GCDkit و ترموکالک استفاده شد. نقشه زمین‌شناسی منطقه نیز با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد.

جدول ۱. داده‌های عناصر اصلی از تجزیه نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی بزمان

Sample	B1	B2	B4	B8	B9	B10	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18	B20	B21
SiO <sub>2</sub>	62.3	63.1	52.8	66.8	66	62.3	63.6	42.4	60.3	59.1	59.2	73.2	63.6	63.0	59.1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	17.6	18.4	16.3	15.8	16.5	16.3	12.76	15.27	14.38	15.13	10.14	17.43	14.52	15.55
CaO	5.97	6.54	9.26	4.95	4.89	5.97	7.12	8.62	4.24	4.89	6.68	0.37	0.35	4.05	7.6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.62	4.17	7.72	4.06	3.78	5.62	4.29	6.97	6.65	8.01	7.35	4.92	5.21	6.05	7.86
K <sub>2</sub> O	1.38	1.31	0.66	1.82	1.89	1.38	1.52	0.40	5.62	4.00	1.75	6.84	9.78	4.68	1.38
MgO	3.21	1.84	6.89	1.99	1.77	0.21	2.19	6.02	4.55	5.46	6.10	2.35	1.64	3.98	3.66
MnO	0.1	0.07	0.14	0.08	0.08	0.1	0.09	0.24	0.01	0.18	0.15	0.09	0.06	0.16	0.12
Na <sub>2</sub> O	4.1	4.3	3.7	4	3.9	4.1	3.9	2.34	1.07	1.95	2.29	0.035	0.1	2.66	1.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.15	0.22	0.14	0.14	0.18	0.16	0.09	0.1	0.09	0.09	0.14	0.12	0.13	0.13
Total	99.36	99.08	99.79	100.14	98.25	96.36	99.17	97.107	97.76	98.01	98.76	98.11	103.18	99.20	97.32

جدول ۲. داده‌های عناصر فرعی و کمیاب از تجزیه نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی بزمان

Sample	B1	B2	B4	B8	B9	B10	B12	B13	B14	B15	B16	B17	B18	B20	Sample
Ba	290	210	140	360	350	290	300	171	292	182	213	374	491	288	267
Ce	45.6	31.6	28.6	36.9	36.1	45.6	38.8	10	62	52	31	27	56	64	29
Co	15.3	10.8	28.2	9.3	8.9	15.3	11	87	79	101	104	67	72	69	14
Rb	46.8	26.3	8.6	41.6	44.1	46.8	26.3	29	512	359	145	520	915	375	33
Ni	37	13	98	16	15	37	19	21	50	28	20	0	30	47	18
Nb	20	10	20	7	7	8	6	21	9	7	2	3	3	8	9
Mo	2	2	3	2	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Cu	35	39	99	12	7	35	31	778	160	218	145	180	110	184	250
Zr	180	140	110	129	130	175	127	320	360	303	284	197	330	355	102
Y	18.8	12.4	20	12.4	12.2	18.8	13	35	67	56	41	57	90	60	14
W	1	1.05	1	1	1	1	1	3	0	1	0	0	0	0	0
V	102	75	159	60	57	102	70	315	248	334	333	160	415	254	128
U	1.86	1.04	0.39	1.91	2.14	1.86	1.76	11	2	13	11	9	19	14	5
Th	6.6	3.1	1.7	6	6.6	6.6	6.2	17	1	10	8	16	15	5	2
Sr	410	590	690	390	380	410	420	1152	326	748	1128	379	167	842	371
La	22.9	16.3	12.7	18.6	18.9	22.9	20.6	18.3	15.7	17.9	19.4	14.6	22.4	17.7	15.9
Hf	4	3	2	3	3	4	2	2	3.5	3	2	4	2	3	3
Ga	17	18	19	16	17	17	16	17	18	16	19	19	18	16	19
Cs	2.1	0.7	0.3	2.4	2.7	2.1	2.3	2.5	1.7	2.1	2.7	0.7	2.3	0.3	0.7
Sn	25	25	1	1	1	25	13	1	15	23	23	19	21	1	1
Zn	70	50	77	73	69	70	80	212	169	187	178	185	180	355	128
Pb	19.2	19.1	17.4	29	37	50	53	66	94	53	48	84	92	64	26
Cr	210	240	225	199	215	246	96	47	24	80	83	77	78	50	19
Mn	980	850	810	354	475	469	103	64	25	89	47	53	69	72	19
As	10	9	10	6	7	7	5	15	14	16	7	9	9	6	8
Bi	0.15	0.13	0.14	0.18	0.14	0.14	0.13	0.13	0.19	0.23	0.25	0.24	0.19	0.17	0.21
Li	33.6	38.4	35.7	36.9	38.1	39.5	37.9	37.4	39.7	38	39	39	37.3	34.6	36.8
Ge	1.89	1.25	1.28	1.07	1.9	1.45	1.97	1.14	1.74	1.69	1.58	1.14	1.77	1.47	1.4
Ti	0.45	0.6	0.5	0.51	0.43	0.51	0.5	0.5	0.6	0.45	0.6	0.6	0.6	0.64	0.33
Sc	15	10.4	11.8	11.24	13.7	10.7	13.5	11.4	10.1	11.4	13.5	13.2	11.6	14	14.9
Sb	1.8	1.3	1.4	1.7	1.6	0.7	1.4	1.7	0.9	0.9	1.9	1.6	1.6	0.4	0.9
Ta	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.6
Cl	109	48	97	93	64	146	147	102	69	446	445	91	214	100	79



شکل ۳. الف) روانه‌های آندزیتی آتشفشان بزمان (دید به سمت جنوب غرب)؛ ب) روانه‌های ایگنمبریتی (دید به سمت شمال غرب)؛ ج) مجموعه‌های آذرآواری که دچار دگرسانی و فرسایش شده‌اند (دید به سمت غرب)؛ د) بمب‌های قشر نانی با ترکیب داسیتی و آندزیتی؛ ه) پرتابه‌های لاپیلی آتشفشان بزمان؛ و) پرتابه‌های اسکوری آتشفشان بزمان

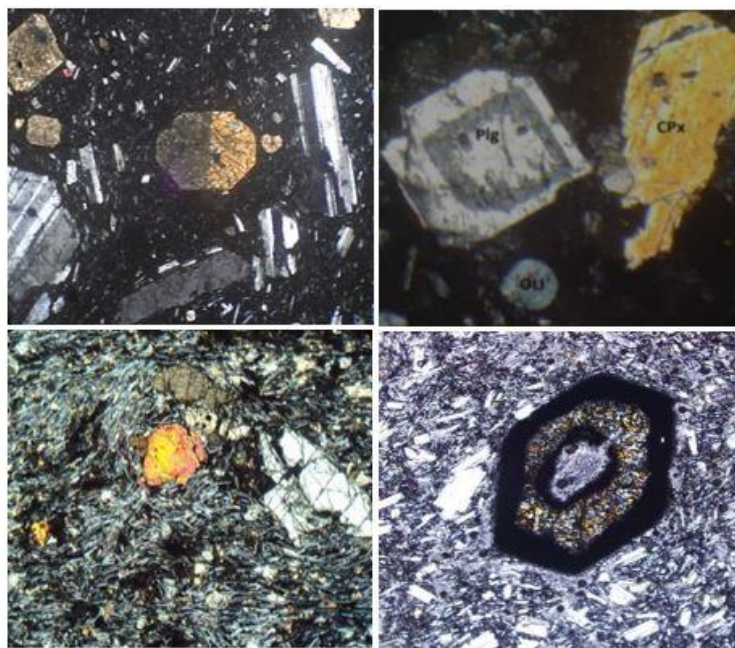
## یافته‌های پژوهش

### سنگ‌نگاری

بازالت، آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، و کمتر ریولیت مهم‌ترین سنگ‌های سازندهٔ مخروط آتشفشانی بزمان‌اند. این سنگ‌ها عمدتاً بافت‌های پورفیری، میکرولیتیک پورفیری، هیالوپوفیری، و تراکیتی دارند.

**بازالت‌ها:** ترکیب بازالت‌ها از بازالت، آلیوین بازالت، تا آندزیت بازالت در تغییر است. این سنگ‌ها عمدتاً حاوی کانی‌های آلیوین و پیروکسن و پلاژیوکلازند. پلاژیوکلازها فراوان‌ترین کانی (۶۵ درصد حجمی) هستند و به دو صورت فنوکریستال و میکرولیتی در سنگ حضور دارند (شکل ۴ الف). شکل بلوری آن‌ها عمدتاً کشیده و مستطیلی و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار در خمیره به صورت باریک و چوب‌کبریتی هستند و اغلب دارای ماکل پلی سنتتیک و منطقه‌بندی‌اند (شکل ۴ ب). بلورهای سالم و دگرسان‌شدهٔ آن‌ها به کانی‌های ثانویهٔ کلریت و سربیسیت و کلسیت در مقاطع دیده می‌شود. مقدار کانی پیروکسن در این سنگ‌ها متغیر (بین ۰ تا ۵۵ درصد) است و به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار و ریزبلورهای بی‌شکل در متن سنگ دیده می‌شوند (شکل ۴ الف و ب). به نظر می‌رسد پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها از هر دو نوع

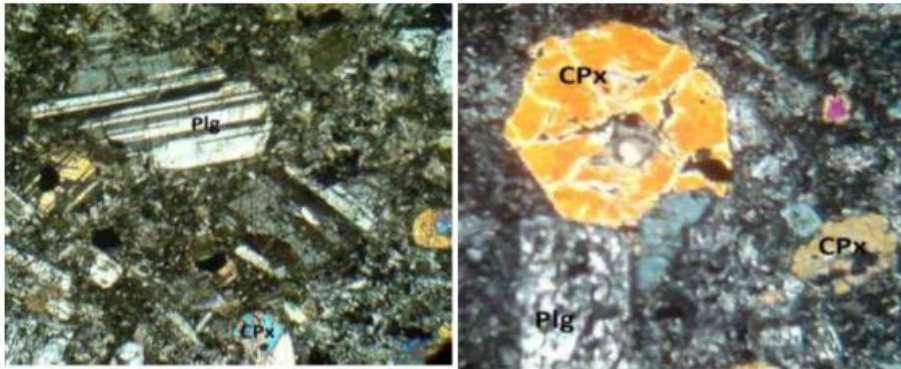
کلینوپیکروکسن (از نوع اوژیت) و ارتوپیکروکسن (هیپرستن) هستند. آلیوین این سنگ‌ها کم (شکل ۴ ج) و به صورت ریزبلور و به ندرت درشت‌بلور است و حداکثر تا ۳۰ درصد حجمی در برخی از سنگ‌ها حضور دارد. گاه، بلورهای آلیوین گردشده نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. هورنبلندهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت درشت‌بلور و خیلی کم میکروولیتی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. این کانی اغلب به شدت آپاسیتیزه شده است (شکل ۴ د). این سنگ‌ها غالباً بافت‌های پورفیری و میکروولیتیک پورفیری دارند.



شکل ۴. منتخبی از تصاویر میکروسکوپی بازالت‌های بزمان؛ الف) درشت‌بلورهای پیروکسن شکل‌دار همراه درشت‌بلورها و ریزبلورهای پلاژیوکلاز در زمینه شیشه‌ای؛ ب) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و پیروکسن؛ ج) بلورهای پیروکسن و آلیوین و بافت جریان‌ی در آندزیت-بازالت‌ها؛ د) درشت‌بلور هورنبلند آپاسیتیزه‌شده

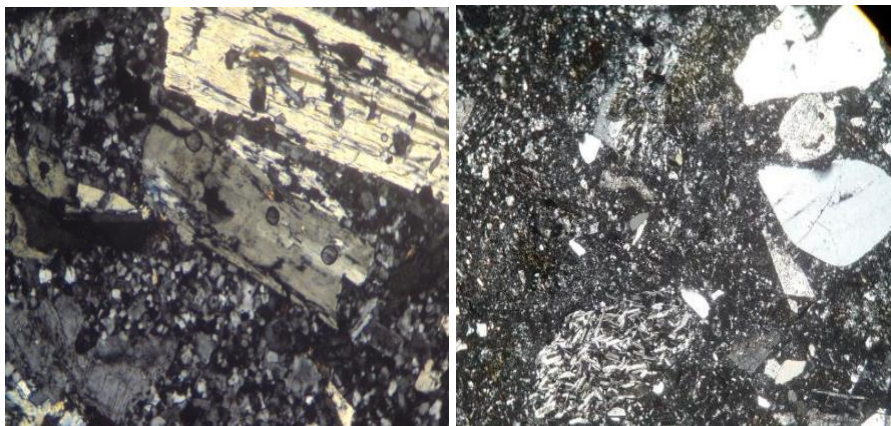
**آندزیت‌ها:** این سنگ‌ها با طیف ترکیبی آندزیت تا تراکی آندزیت فراوان‌ترین سنگ آتشفشان بزمان هستند. در نمونه‌های دستی به رنگ خاکستری، قهوه‌ای، تا آجری دیده می‌شوند. در این سنگ‌ها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، و کمتر کوارتز وجود دارد. همین کانی‌ها همراه شیشه در خمیره این سنگ‌ها حضور دارند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در آندزیت‌های بزمان است و در حدود ۶۵ تا ۷۰ درصد حجمی کانی‌های سازنده سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز موجود در این سنگ‌ها از نوع آندزین، اغلب، دارای ماکل پلی سنتتیک (شکل ۵ الف) و منطقه‌بندی هستند و معمولاً بافت‌های غیرتعادلی، نظیر بافت غربالی و تحلیل‌یافتگی، در آن‌ها مشاهده می‌شود. این بافت‌ها معمولاً در اثر عوامل مختلفی چون اختلاط ماگمایی (تاشیاما<sup>۱</sup> ۱۹۸۵: ۱-۱۶)، افزایش فشار بخار آب (ژیجیان<sup>۲</sup> و

همکاران ۲۰۱۴: ۳۷۷ - ۳۷۸)، و افت سریع فشار (اسنایدر<sup>۱</sup> و تائیت ۱۹۹۶: ۵۲۹ - ۵۳۱) به وجود می‌آید. پیروکسن موجود در این سنگ‌ها از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) و در حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی است. اغلب نیمه‌شکل‌دار، هم به صورت درشت‌بلور هم در خمیره سنگ، دیده می‌شود (شکل ۵ ب). هورنبلندهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار سوخته‌شده به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در این سنگ‌ها حضور دارند. بافت این سنگ‌ها پورفیری، میکروولیتیک پورفیری، و تراکیتی است.



شکل ۵. الف) درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماگل و بلورهای پیروکسن موجود در آندزیت‌ها؛ ب) درشت‌بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلازهای انحلالی در آندزیت‌ها

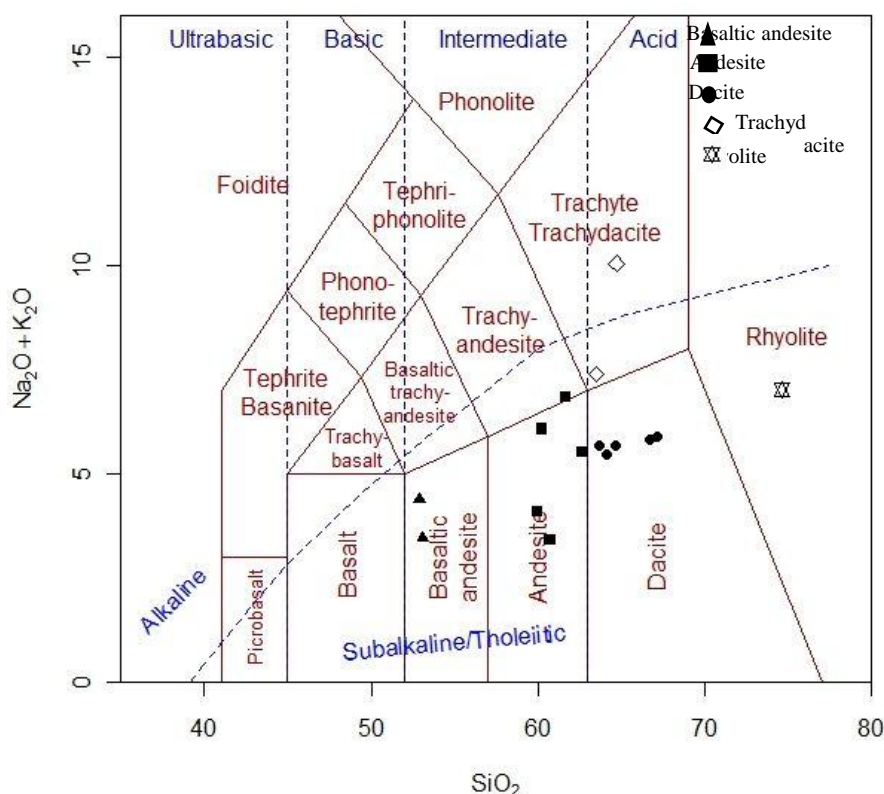
**داسیت‌ها:** داسیت‌ها حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند و کوارتز هستند. پلاژیوکلاز حدود ۶۵ درصد کانی‌های سنگ را به صورت درشت‌بلور و در خمیره تشکیل می‌دهد. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی و بافت غربالی (شکل ۶ الف) و ماگله هستند و در اثر دگرسانی به کانی‌های رسی و سرسپیت تبدیل شده‌اند. هورنبلند به مقدار کم و اغلب هم سوخته‌شده در این سنگ‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کوارتز به صورت درشت‌بلور با طرح‌های خلیجی (شکل ۶ ب) مشاهده می‌شوند.



شکل ۶. الف) بلورهای پلاژیوکلاز دارای ماگل و بافت‌های انحلالی در آندزیت‌ها؛ ب) بلورهای کوارتز انحلالی در داسیت‌ها

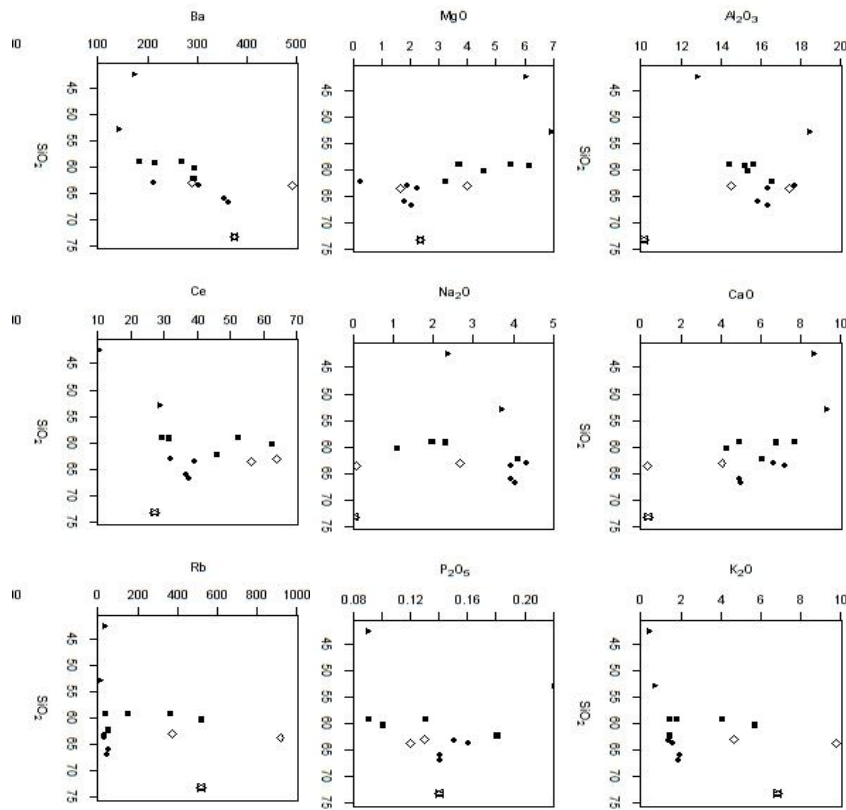
## ژئوشیمی

در نمودار رده‌بندی TAS (له‌باس<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۸۶: ۷۴۵ - ۷۵۰) سنگ‌های آتشفشانی بزمان در محدوده‌های آندزیت-بازالت، آندزیت، داسیت، ریولیت، تراکی آندزیت و آندزی بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۷). در نمودارهای متغیر اکسید-اکسید و عناصر فرعی (هarker<sup>۲</sup>: ۱۹۰۹: ۳۸۴) رفتار سیلیس نسبت به عناصر اصلی و کمیاب مشخص شدند (شکل ۸). در این نمودارها، با افزایش مقدار سیلیس، روندهای عناصر مشابه هم است و احتمالاً دلالت بر منشأ مشابه گدازه‌های آتشفشانی بزمان دارد. تغییرات جزئی در برخی از عناصر احتمالاً به دلیل ناهمگنی بافتی، بافت‌های انحلالی در برخی از کانی‌ها، و پدیده‌های واجذبی است. از طرفی وجود منطقه‌بندی، به‌ویژه در کانی‌های پلاژیوکلاز، بافت‌های واجذبی در این کانی‌ها، کوارتزهای انحلالی، سوخته شدن کانی‌های آبدار به‌ویژه هورنبلند، و حضور بافت‌های ناهمگن شواهدی بر وضعیت غیرتعادلی در آشیانه ماگمایی این سنگ‌هاست و این پدیده‌ها به ناهمگنی در روندهای عناصر منجر شده‌اند.



شکل ۷. موقعیت قرارگیری سنگ‌های آتشفشانی بزمان روی نمودار TAS (له‌باس و همکاران ۱۹۸۶: ۷۴۵ - ۷۵۰)

1. Le Bas
2. Harker

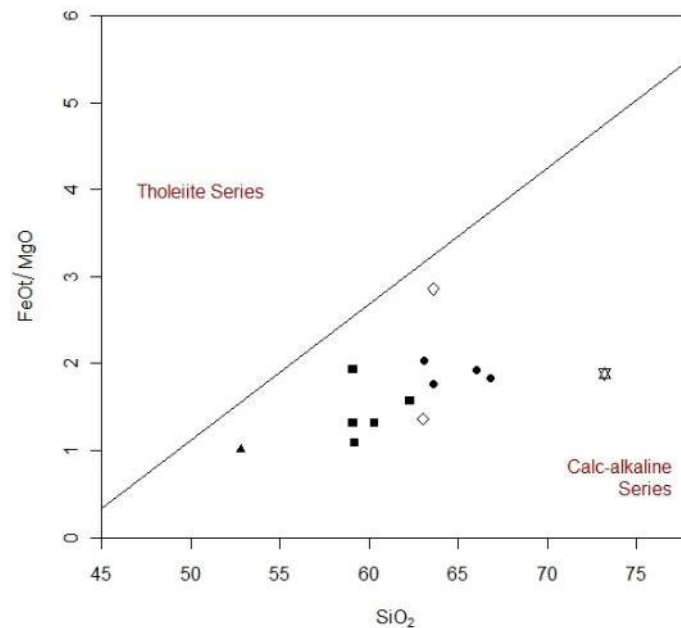


شکل ۸. نمودارهای هارکر تغییرات عناصر اصلی و فرعی در مقابل SiO<sub>2</sub>

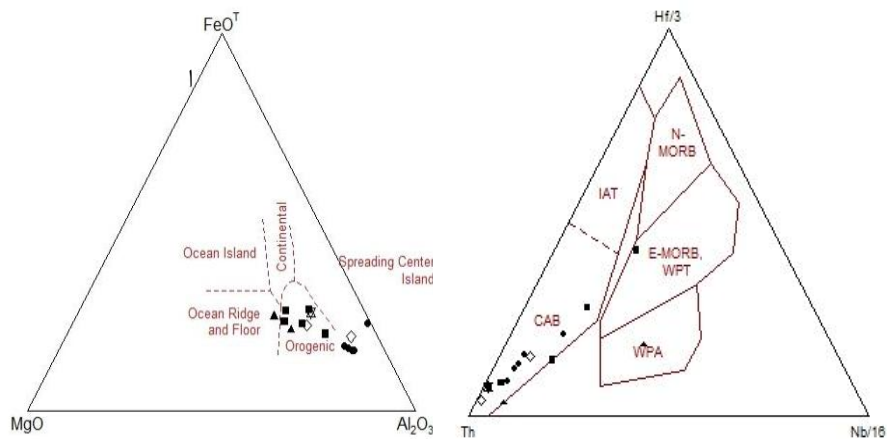
### تعیین سری و محیط تکتونوماگمایی

به منظور تعیین سری ماگمایی از نمودار  $FeO^*/MgO$  در برابر  $SiO_2$  (میاشیرو<sup>۱</sup>: ۱۹۷۴: ۳۲۱ - ۳۵۵) استفاده شد (شکل ۹). بر اساس این نمودار، سنگ‌های آتشفشانی بزمان در سری ماگمایی کالک آلکالن قرار می‌گیرند. بر اساس نمودار  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (پیرس<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۷۷: ۱۴ - ۲۴) سنگ‌های آتشفشانی بزمان در محدوده کوهزایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). سنگ‌های آتشفشانی بزمان در نمودار تکتونوماگمایی (وود<sup>۳</sup>: ۱۹۸۰: ۱۱ - ۳۰) در محدوده CAB یا بازالت‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب).

1. Miyashiro
2. Pearce
3. Wood



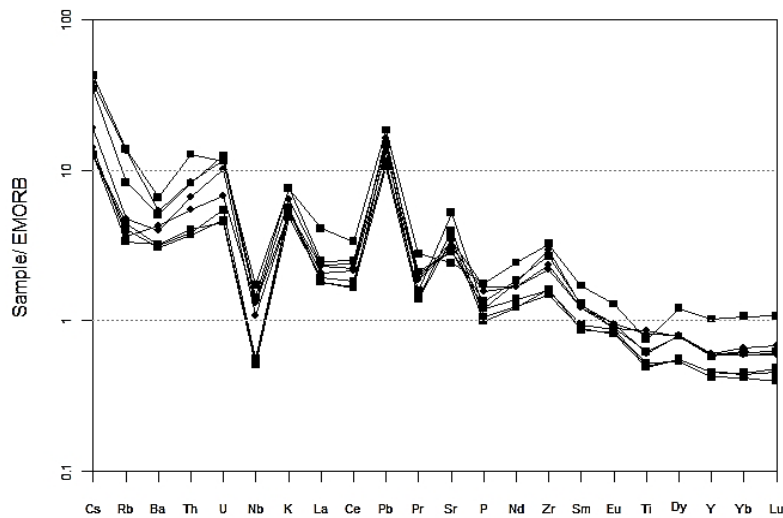
شکل ۹. موقعیت سنگ‌های آتشفشانی بزمان در نمودار (میاشیرو ۱۹۷۴: ۳۲۱ - ۳۵۵) نمونه‌ها در سری ماگمایی کالک آکالن قرار می‌گیرند.



شکل ۱۰. الف) موقعیت نمونه‌های سنگ‌های آتشفشانی بزمان در نمودار  $MgO-FeO-Al_2O_3$  (پیرس و همکاران ۱۹۷۷: ۱۴ - ۲۴؛ ب) سنگ‌های آتشفشانی بزمان در نمودار (وود ۱۹۸۰: ۱۱ - ۳۰) در موقعیت بازالت‌های حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند.

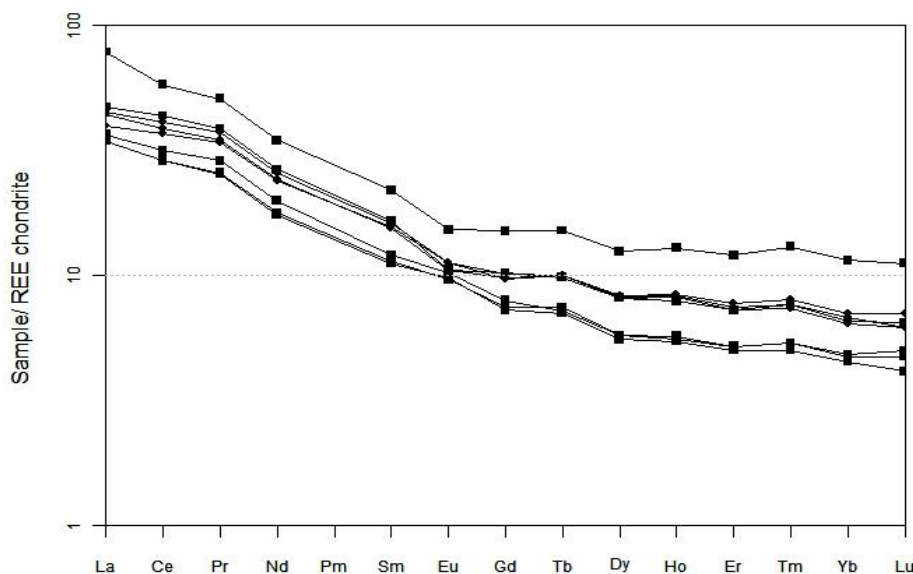
در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه (سان<sup>۱</sup> و مک دوناف ۱۹۸۹: ۳۱۳ - ۳۴۵) سنگ‌های آتشفشانی بزمان از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS غنی‌شدگی نسبی و آنومالی منفی در عناصر Nb و نسبتاً در Ti دارند (شکل ۱۱)، غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک به دو عامل درجات کم ذوب‌بخشی منبع گوشته‌ای و آرایش ماگما توسط مواد پوسته‌ای نسبت داده می‌شود (هاریشمن<sup>۲</sup> ۱۹۹۸: ۱۶۸ - ۱۹۲). از طرفی آنومالی منفی Nb و Ti در گدازه‌های اسیدی و حد واسط از ویژگی‌های گدازه‌های کالک آلکالن وابسته به مناطق فرورانش است (ویلسون<sup>۳</sup> ۲۰۰۷: ۶۵۲ - ۶۸۹) که چنین وضعیتی در سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده تعلق آن‌ها به محیط‌های فرورانشی است.

در نمودارهای عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده بر پایه ترکیب کندریت (ناکامورا<sup>۴</sup> ۱۹۷۴: ۷۵۷ - ۷۷۵) غنی‌شدگی در عناصر LRE نسبت به عناصر HRE دیده می‌شود (شکل ۱۲). این غنی‌شدگی در نمونه‌های مورد مطالعه ممکن است بر اثر تفریق ماگمایی ایجاد شده باشد. عامل دیگری که باعث غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE ها می‌شود این است که این سنگ‌ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (وینتر<sup>۵</sup> ۲۰۰۱: ۴۵۸ - ۷۹۲). همه نمونه‌های سنگی آتشفشان بزمان آنومالی ضعیف منفی در Eu دارند که احتمالاً به دلیل تفریق پلاژیوکلاز یا گریزندگی بالای اکسیژن باشد.



شکل ۱۱. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی بزمان بهنجار شده بر اساس ترکیب گوشته اولیه (سان و مک دوناف ۱۹۸۹: ۳۱۳ - ۳۴۵)

1. Sun
2. Hirschman
3. Wilson
4. Nakamura
5. Winter

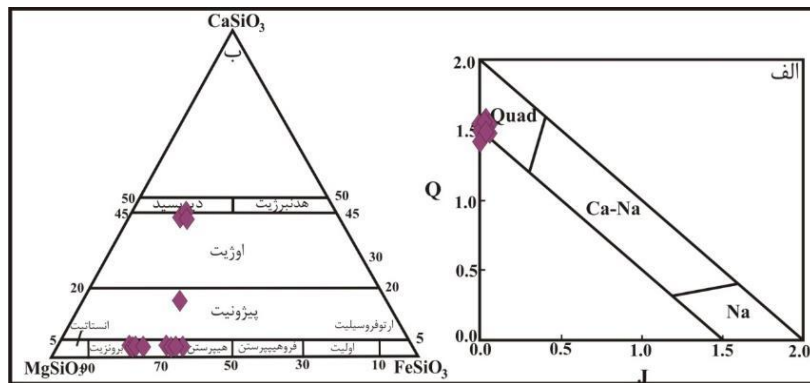


شکل ۱۲. نمودار عناصر خاکی کمیاب سنگ‌های آتشفشانی بزمان بهنجار شده بر اساس ترکیب کندریت (ناکامورا ۱۹۷۴: ۷۵۷ - ۷۷۵)

### شیمی کانی‌ها

داده‌های ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های پیروکسن و هورنبلند و پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های آتشفشانی بزمان نشان می‌دهد که ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اوژیت و ترکیب ارتوپیروکسن‌ها از نوع برونزیت تا هیپرستن است و آمفیبول‌ها از نوع کلسیک و در زیرگروه منیزیهورنبلند تا هورنبلندچرماکیت و پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت تا بیتونیت هستند.

**پیروکسن:** بر اساس طبقه‌بندی (موریموتو<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۸۸: ۵۳۵ - ۵۵۵)، نمودار Q-J پیروکسن‌ها شامل: الف) پیروکسن‌های (Ca-Mg-Fe (Quad، ب) پیروکسن‌های Ca-Na، ج) پیروکسن‌های Na-دار، و د) سایر پیروکسن‌ها هستند. پیروکسن‌های سنگ‌های آتشفشان بزمان در محدوده پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe (Quad) قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ الف) و در نمودار طبقه‌بندی پیروکسن‌ها کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید تا اوژیت و ارتوپیروکسن‌ها از نوع برونزیت تا هیپرستن هستند (شکل ۱۳ ب) که به ترتیب دارای عدد منیزیم ۷۶-۹۳ و ۷۰-۸۴ درصدند (جدول ۲).



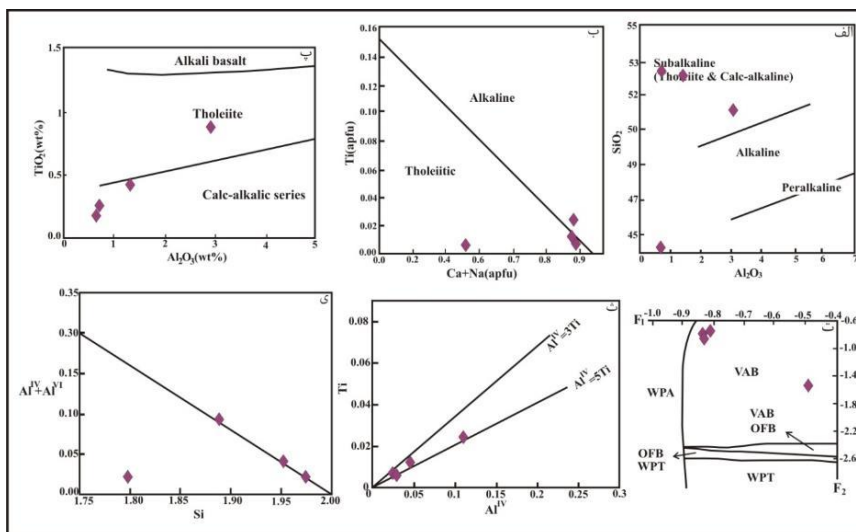
شکل ۱۳. الف) قرارگیری کلینوپیروکسن‌های بزمان در محدوده Quad ( $J=2Na$ ,  $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ ) (موریموتو و همکاران ۱۹۸۸: ۵۳۵ - ۵۵۵؛ ب) قرارگیری کلینوپیروکسن‌های بزمان در محدوده دیوپسید تا اوژیت و ارتوپیروکسن‌های در محدوده برونزیت تا هیپرستن

### تعیین محیط تکتونیکی و سری ماگمایی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن

دامنه گسترده ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها در انواع سنگ‌های آذرین می‌تواند بیانگر سرشت خاستگاه ماگمای آن‌ها باشد. در نمودارهای  $SiO_2/Al_2O_3$  (لی باس ۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸) و  $Ti/Ca+Na$  (لیمیت<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۸۲: ۱۳۹ - ۱۵۴) ماگمای بزمان از نوع نیمه‌قلیایی تا نوع تولئیتی است. در نمودار  $SiO_2/Al_2O_3$  ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها ماگماتیسیم نیمه‌قلیایی را نشان می‌دهد (شکل ۱۴ الف)؛ درحالی‌که در نمودار  $Ca+Na-Ti$  کلینوپیروکسن‌ها گرایش به ماگمای تولئیتی را نشان می‌دهند (شکل ۱۴ ب). همچنین لی باس (۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸) بر اساس مقادیر  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  نمودار دیگری برای تفکیک سری‌های ماگمایی آکالن، تولئیتی، و کالک آکالن از هم ارائه کرده است. با این نمودار و استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها نمونه‌های مورد بررسی به دلیل کمبود  $TiO_2$  در محدوده سنگ‌های کالک آکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ ج).

در نمودار F1-F2 (نسبیت و پیرس ۱۹۷۷: ۱۶۱ - ۱۷۳) کلینوپیروکسن‌ها در گستره VAB قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ د). مقادیر Al و Ti در ترکیب شیمی کلینوپیروکسن رابطه مستقیم با فعالیت سیلیس ماگمای سازنده آن‌ها دارد (لی باس ۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸). کانی‌های کلینوپیروکسن با مقادیر کم Ti از ماگمای غنی از سیلیس تشکیل شده‌اند. با توجه به نمودار Ti-AlIV (گامبل<sup>۲</sup> و تیلور ۱۹۸۰: ۲۱ - ۳۳) میزان پایین تیتانیم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیم‌دار (ایلمنیت) است (شکل ۱۴ ه). به نظر می‌رسد مقدار کم Ti و Al و مقادیر بالای Si در کلینوپیروکسن‌های منطقه ویژگی نیمه‌قلیایی این سنگ‌ها را نشان دهد. نسبت بالای Si و مقادیر کم Ti و Al در ماگماهای نیمه‌قلیایی در مقایسه با انواع قلیایی و فوق قلیایی به علت فعالیت بالای سیلیس در ترکیب ماگماهای نیمه‌قلیایی است (لی باس ۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸) که باعث افزایش مقدار Si و کاهش Al در جایگاه چهاروجهی کلینوپیروکسن شده و در نتیجه تفاوت باریونی با مقادیر کم Ti در جایگاه هشت‌وجهی جبران شده است. در نمودار توزیع Al و Si پیروکسن‌های بزمان در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴ ز).

1. Leterrier  
2. Gamble

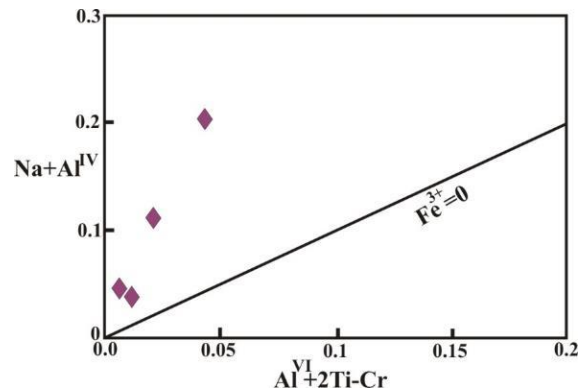


شکل ۱۴. الف) نمودار تعیین سری ماگمایی، نمونه‌ها در محدوده نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (لی باس ۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸)؛ ب) تقسیم‌بندی نمونه‌های نیمه‌قلیایی، نمونه‌ها در محدوده تولیتی قرار می‌گیرند؛ پ) با توجه به شیمی کلینوپیروکسن‌ها ماگمای سازنده سنگ‌های بزمان در محدوده کالک‌آلکالن واقع می‌شوند (لی باس ۱۹۶۲: ۲۶۷ - ۲۸۸)؛ ت) تعیین محیط تشکیل کلینوپیروکسن با استفاده از پارامتر<sup>۱</sup> و پیرس<sup>۱۹۷۷: ۱۶۱ - ۱۷۳</sup>؛ ث) با توجه به نمودار تغییرات Ti-AlIV میزان پایین تیتانیم در کلینوپیروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیم‌دار (ایلمنیت) است (گامبل و تیلور ۱۹۸۰: ۲۱ - ۳۳)؛ ی) پیروکسن‌های توده‌های مورد بررسی در نمودار توزیع Al و Si روی خط اشباع قرار می‌گیرند (شویتزر<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۷۹: ۵۰۱ - ۵۱۳)

### تعیین شرایط فیزیکو شیمیایی تبلور

گریزندگی اکسیژن: میزان گریزندگی اکسیژن به نوع محیط تکتونیکی ماگما وابسته است. گریزندگی اکسیژن آن عامل مؤثری برای کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیرگذار است. برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط به وسیله کلینوپیروکسن از روش شویتزر و همکارانش (۱۹۷۹: ۵۰۱ - ۵۱۳) استفاده شد. این پژوهشگران نمودار  $Al^{IV}+Na$  را در برابر  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  ارائه کردند که خود تابعی از میزان  $Fe^{3+}$  است. در نمودار مورد نظر، نمونه‌ها اگر در بالای خط  $Fe^{3+}=0$  قرار گرفته باشند، پیروکسن‌ها در گریزندگی بالای اکسیژن و اگر در پایین خط قرار گرفته باشند، در گریزندگی پایین اکسیژن متبلور شده‌اند. در ضمن، هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد، گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن بیشتر بوده است (شویتزر و همکاران ۱۹۷۹: ۵۰۱ - ۵۱۳). استفاده از این نمودار نشان می‌دهد که پیروکسن‌های بزمان در بالای خط  $Fe^{3+}=0$  قرار گرفته‌اند و این موضوع بر بالا بودن گریزندگی اکسیژن هنگام تبلور کلینوپیروکسن‌ها دلالت می‌کند (شکل ۱۵).

1. Nisbet  
2. Schweitzer



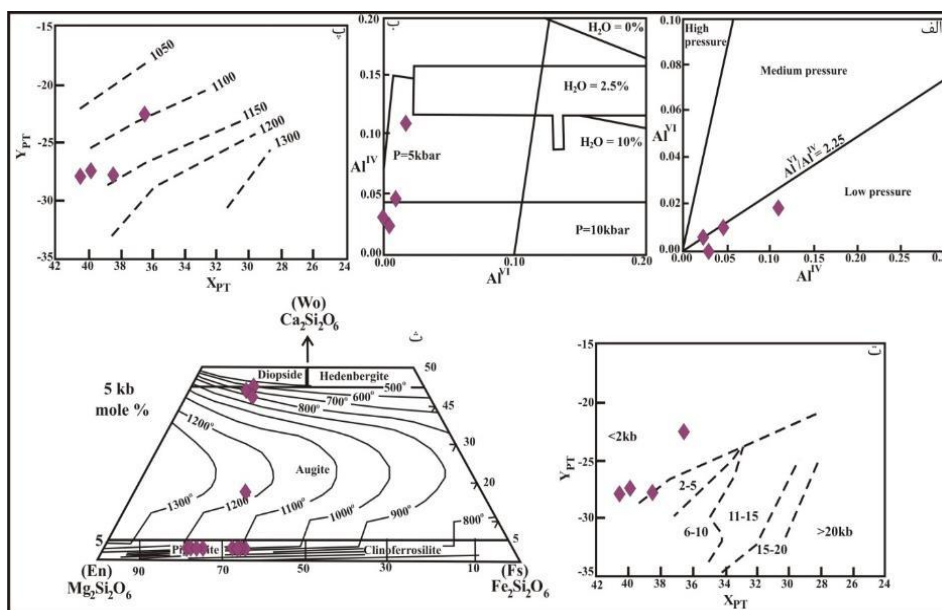
شکل ۱۵. قرارگیری نمونه‌ها در بالای خط  $Fe^{3+}=0$  در نمودار  $Al^{IV}+Na$  در برابر  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  گویای بالا بودن گریزندگی اکسیژن است و با توجه به فاصله نمونه‌ها با خط  $Fe^{3+}=0$  گریزندگی محیط تبلور نسبتاً بالا است (شویتزر و همکاران ۱۹۷۹: ۵۰۱ - ۵۱۳)

#### دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن

قرارگیری  $Al$  در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها به فشار و میزان آب موجود در محیط تبلور بستگی دارد؛ به این صورت که هر چه میزان  $Al^{VI}$  موجود در کلینوپیروکسن‌ها بیشتر باشد، این کانی در فشار بالاتری تشکیل می‌شود. همچنین، میزان  $Al^{IV}$  با افزایش مقدار آب موجود در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. برخی پژوهشگران، نظیر واس<sup>۱</sup> (۱۹۷۹: ۱۱۵ - ۱۴۳) پیشنهاد کرده‌اند نسبت‌های  $Al^{VI}/Al^{IV}$ ،  $Ti+Al^{IV}/Si$ ، و  $TiO_2/(Mg/Mg+Fe)$  در پیروکسن‌ها می‌تواند به مثابه فشارسنج به کار گرفته شود. در نمودار  $Al^{VI}/Al^{IV}$  (اوکی<sup>۲</sup> و شیبا ۱۹۷۳: ۴۱ - ۵۱) نمونه‌های بزمان در گستره‌ای با فشار پایین قرار می‌گیرند (شکل ۱۶ الف). این وضعیت نشان می‌دهد تبلور پیروکسن‌ها هنگام صعود و از اعماق به طرف سطح انجام شده است. همچنین در ساختار کلینوپیروکسن‌ها  $Cr$  در تعادل با  $Al^{VI}$  است و نسبت  $Cr/Cr+Al^{VI} \times 100$  در پیروکسن‌ها با فشار رابطه‌ای مستقیم دارد (نیمیس<sup>۳</sup> و تایلور ۲۰۰۰: ۵۴۱ - ۵۵۴)؛ طوری که کلینوپیروکسن‌های غنی از  $Al$  در فشار پایین‌تر نسبت به نمونه‌های فقیر از  $Al$  تشکیل شده‌اند (فولی<sup>۴</sup> و ونچیرلی ۱۹۸۹: ۷۲ - ۸۸؛ لیو<sup>۵</sup> و همکاران ۲۰۰۰: ۵۱۹ - ۵۳۱). با توجه به بالا بودن مقدار  $Al$  در نمونه‌های مورد بررسی می‌توان گفت کلینوپیروکسن‌های بزمان در فشار پایین تشکیل شده‌اند. محتوای  $Al$  در کلینوپیروکسن‌ها در فشار بالا با واکنش  $NaAlSi_3O_8 = NaAlSi_2O_6 + SiO_2$  و در فشار پایین با واکنش  $CaAl_2Si_2O_8 = CaAl_2SiO_6 + SiO_2$  کنترل می‌شود. برای تعیین عمق مخزن ماگمایی از  $Al$  موجود در ساختار پیروکسن‌ها استفاده شده است. پژوهشگرانی چون هلتر<sup>۶</sup> (۱۹۷۳: ۱۳۹ - ۱۹۳) تأکید کرده‌اند که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است. با این مدل، فشار ۵

1. Wass
2. Aoki
4. Nimis
5. Foley
5. Liu
6. Helz

کیلوبار، که پیروکسن‌ها در آن متبلور شده‌اند، و نیز چنان که در شکل ۱۶ ب دیده می‌شود مقدار آب ماگما در محدوده ۱۰ درصد قرار دارد. بنابراین، می‌توان گفت کینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای مادر در فشار حدود ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. به منظور تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها از نمودار سوئیسو<sup>۱</sup> (۱۹۹۷: ۵۰ - ۶۰) و مقادیر XPT و YPT کمک گرفته شد که می‌توان علاوه بر دما فشاری را که به موجب آن تبلور کینوپیروکسن‌ها صورت می‌گیرد به دست آورد. بر اساس این معادلات، گستره دمایی که موجب تبلور کینوپیروکسن‌ها می‌شود از ۱۱۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد و گستره فشاری آن کمتر از ۲ کیلوبار است (شکل ۱۶ پ و ۱۶ ت) که با فشار به دست آمده از روش اوکی و شیبا (۱۹۷۳: ۴۱ - ۵۱)، بر اساس  $Al^{VI}/Al^{IV}$  مطابقت دارد. یک روش متفاوت و موفق برای دستیابی به دما سنج ارتوپیروکسن - کینوپیروکسن را لیندسلی<sup>۲</sup> (۱۹۸۳: ۴۷۷ - ۴۹۳) ارائه کرده است. او تعادلات فازی پیروکسن‌ها را برای محدوده دمایی ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای فشارهای تا حدود ۱۵ کیلوبار تعیین کرده است. ایزوترم‌های سالوسی ارتوپیروکسن و کینوپیروکسن هم‌زیست به صورت ترسیمی در چهارضلعی En-Fs-Di-Hd نشان داده شده است که تأثیر فشار به حدود کمتر از ۸ درجه سانتی‌گراد در هر کیلوبار می‌رسد و برای بررسی روابط سالوسی در فشارهای یک اتمسفر و ۵ و ۱۰ و ۱۵ کیلوبار از روش برون‌یابی استفاده شده است. روش سالوس لیندسلی در فشار ۵ کیلوبار برای کینوپیروکسن‌ها گستره‌ای از ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و برای ارتوپیروکسن‌ها گستره‌ای از ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۱۶ ث).



شکل ۱۶ الف) برآورد کلی فشار تبلور کینوپیروکسن (اوکی و شیبا ۱۹۷۳: ۴۱ - ۵۱)؛ ب) بررسی فشار و مقدار آب موجود در ماگما (هلنز ۱۹۷۳: ۱۳۹ - ۱۹۳)؛ پ) دمای به دست آمده برای پیروکسن‌ها به روش سوئیسو (۱۹۹۷: ۵۰ - ۶۰)؛ ت) تعیین فشار پیروکسن‌ها به روش سوئیسو (۱۹۹۷: ۵۰ - ۶۰)؛ ث) تعیین دمای تعادل بین کینوپیروکسن و ارتوپیروکسن هم‌زیست در سنگ‌های بزمان (کولتروتی و همکاران ۲۰۰۷: ۶۸ - ۸۴)

1. Soesoo
2. Lindsley

جدول ۳. داده‌های آنالیز ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های پیروکسن سنگ‌های آتشفشانی بزمان  
(بر پایه نشی اتم اکسیژن)

	CPX	CPX	CPX	CPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX	OPX
SiO <sub>2</sub>	44.19	52.57	52.87	50.92	52.58	53.75	52.73	52.87	52.97	52.91	53	53.52
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.41	0.24	0.86	0.21	0.27	0.13	0.15	0.17	0.19	0.2	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	1.31	0.68	2.95	0.96	1.71	2.73	2.79	1.98	0	0.52	0.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0	0	0	0.4	0.1	0.04	0	0	0
FeO	18.71	9.64	8.56	8.39	21.3	14.27	12.82	12.94	14.69	20.7	20.82	19.37
MnO	0.5	0.3	0.34	0.23	0.55	0.31	0.22	0.26	0.33	0.63	0.63	0.62
MgO	21.45	14.83	14.83	15.39	23.6	28.32	28.56	28.05	26.91	24.9	23.88	24.66
CaO	8.91	21.17	22.14	21.39	1.51	1.6	1.38	1.57	1.47	1.24	1.3	1.32
Na <sub>2</sub> O	0	0.37	0	0.33	0.02	0.03	0.04	0.16	0.06	0	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0.01	0.01	0	0	0.01	0	0.02	0.02	0	0.01	0.03
Total	94.57	100.61	99.67	100.46	100.73	100.27	99.01	98.91	98.64	100.57	100.360	100.02
Si	1.799	1.953	1.975	1.889	1.944	1.930	1.906	1.914	1.937	1.955	1.961	1.973
Al	0.031	0.047	0.025	0.111	0.042	0.070	0.094	0.086	0.063	0.000	0.023	0.012
Al	0.000	0.010	0.005	0.018	0.000	0.002	0.023	0.033	0.022	0.000	0.000	0.000
Fe(iii)	0.517	0.062	0.009	0.102	0.089	0.083	0.082	0.080	0.052	0.119	0.067	0.047
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti	0.005	0.011	0.007	0.024	0.006	0.007	0.004	0.004	0.005	0.005	0.006	0.006
Fe(ii)	0.092	0.236	0.258	0.156	0.565	0.343	0.303	0.309	0.395	0.515	0.574	0.548
Mn	0.017	0.009	0.011	0.007	0.017	0.009	0.007	0.008	0.010	0.020	0.020	0.019
Mg	1.302	0.821	0.826	0.851	1.301	1.516	1.539	1.514	1.467	1.371	1.317	1.355
Ca	0.389	0.842	0.886	0.850	0.060	0.062	0.053	0.061	0.058	0.049	0.052	0.052
Na	0.000	0.027	0.000	0.024	0.001	0.002	0.003	0.011	0.004	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Total	4.153	4.019	4.003	4.032	4.025	4.025	4.025	4.024	4.016	4.034	4.019	4.013
Wo	16.77	42.17	44.53	42.71	2.94	3.06	2.69	3.07	2.90	2.37	2.54	2.58
En	56.18	41.11	41.50	42.77	63.99	75.25	77.46	76.34	73.86	66.14	64.92	67.04
Fs	27.05	15.38	13.97	13.33	33.00	21.59	19.71	20.02	23.03	31.49	32.54	30.38
Ac	0.00	1.33	0.00	1.19	0.07	0.10	0.14	0.57	0.21	0.00	0.00	0.00

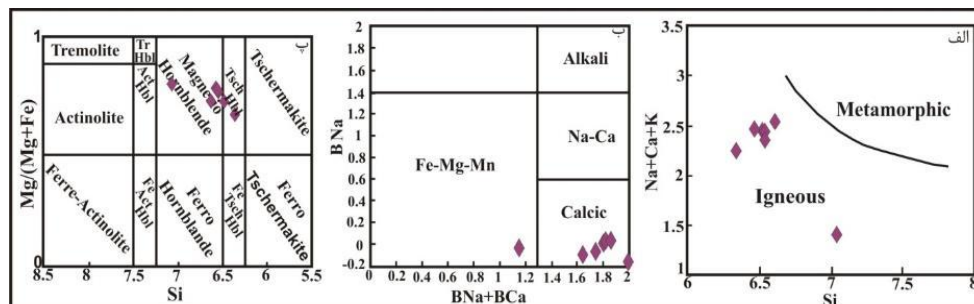
**آمفیبول:** نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های بزمان در جدول ۴ آمده است. بر اساس نمودار مجموع کاتیون‌های Na+K+Ca نسبت به Si (سیال<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۸: ۴۵۱ - ۴۷۱) آمفیبول‌های بزمان در گستره آمفیبول‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۷ الف) و بر اساس رده‌بندی لیک<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۷: ۲۵۹ - ۳۲۱) ترکیب آن‌ها منیزوهورنبلند تا چرماکیت است (شکل ۱۷ ب و ۱۷ پ).

جدول ۴. داده‌های آنالیز ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های آمفیبول سنگ‌های آتشفشانی بزمان (بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن)

	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph	Amph
SiO <sub>2</sub>	45.04	44.6	44.29	51.13	44.59	45.68	43.46
TiO <sub>2</sub>	1.37	1.36	1.29	0.87	1.51	1.53	1.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.72	11.48	11.79	9.16	12.66	12.09	13.43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.05	0.16	0.01	0.01	0.01	0
FeO	8.44	8.75	8.69	9.45	10.13	9.22	12.65
MnO	0.08	0.1	0.11	0.25	0.12	0.12	0.14
MgO	15.95	15.95	15.27	19.97	14.27	13.31	13.62
CaO	11.4	11.43	11.28	7.84	11.56	13.76	10.99
Na <sub>2</sub> O	2.18	1.72	2.02	0.84	2.15	1.26	1.56
K <sub>2</sub> O	0.34	0.34	0.5	0.12	0.36	0.26	0.44
Total	96.55	95.78	95.4	99.64	97.36	97.24	97.89
Si	6.542	6.538	6.528	7.044	6.475	6.615	6.341
Al	1.458	1.462	1.472	0.956	1.525	1.385	1.659
Al	0.549	0.521	0.576	0.531	0.642	0.678	0.650

1. Sial  
2. Leake

Fe(iii)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.150	0.150	0.143	0.090	0.165	0.167	0.176
Cr	0.003	0.006	0.019	0.001	0.001	0.001	0.000
Fe(ii)	1.025	1.072	1.071	1.089	1.230	1.116	1.543
Mn	0.010	0.012	0.014	0.029	0.015	0.015	0.017
Mg	3.454	3.486	3.356	4.102	3.089	2.873	2.963
Ca	1.774	1.795	1.781	1.157	1.798	2.135	1.718
Na	0.614	0.489	0.577	0.224	0.605	0.354	0.441
K	0.063	0.064	0.094	0.021	0.067	0.048	0.082
Total	15.642	15.594	15.631	15.244	15.612	15.387	15.590



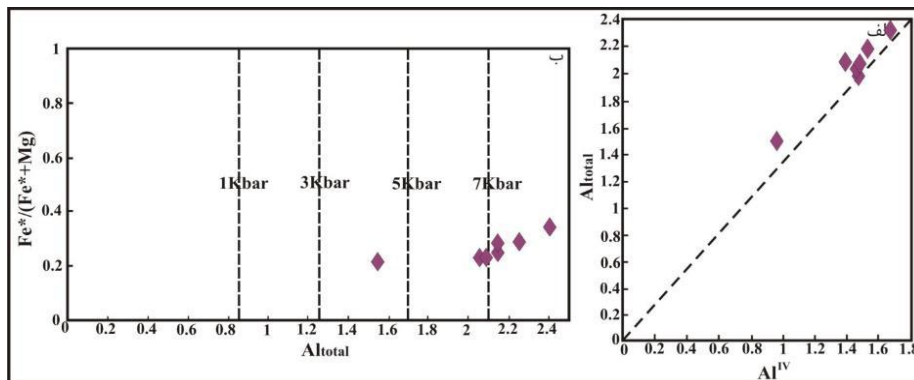
شکل ۱۷. الف) قرارگیری آمفیبول‌های بزمان در گستره آمفیبول‌های ماگمایی در نمودار سیال و همکارانش (۱۹۹۸)؛ ب و پ) رده‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس ترکیب شیمیایی آن‌ها (لیک و همکاران ۱۹۹۷: ۲۵۹ - ۳۲۱) که آمفیبول‌های بزمان در محدوده منیزوهورنبلند تا چرماکیت قرار می‌گیرند.

## زمین‌دما - فشارسنجی

کانی آمفیبول بهترین کانی در دما و فشارسنجی سنگ‌های آذرین کالک آلکالن به شمار می‌رود و در گستره از دما و فشار ۱ تا ۳۳ کیلو بار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدار است (استین<sup>۱</sup> و دیاتلی<sup>۲</sup>: ۲۰۰۱: ۲۰۷؛ لیک و همکاران ۱۹۹۷: ۲۵۹ - ۳۲۱). بررسی‌های تجربی نشان می‌دهند ترکیب آمفیبول، علاوه بر فشار، به دما و گریزندگی اکسیژن و ترکیب کل و فازهای هم‌زیست نیز بستگی دارد (هامستروم<sup>۳</sup> و زن<sup>۴</sup>: ۱۹۸۹: ۸۳۷ - ۸۴۱)؛ طوری که با افزایش دما و فشار افزایش در نسبت  $Mg/(Mg+Fe)$  و مقادیر K، Al، Na، Ti، و کاهش در Si و  $Fe+Mg+Mn+Ca$  در آمفیبول‌های کلسیک اتفاق می‌افتد (فیمینیس<sup>۳</sup> و همکاران ۲۰۰۶: ۷۳ - ۸۱). برای محاسبه شرایط فشار تبلور، بسیاری از پژوهشگران از فشارسنج Al در آمفیبول بهره جسته‌اند (بلاندی<sup>۴</sup> و هولاند<sup>۵</sup>: ۱۹۹۰: ۲۰۸ - ۲۲۴؛ اشمیت<sup>۵</sup>: ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰). شکل ۱۸ الف نشان می‌دهد که برازش خوبی بین Al کل و  $Al^{IV}$  آمفیبول‌های سنگ‌های مورد مطالعه وجود دارد و کاملاً شبیه به مواردی است که هامستروم و زن (۱۹۸۹: ۸۳۷ - ۸۴۱) برای زمین‌فشارسنجی استفاده کرده‌اند. با استفاده از شکل ۱۸ ب، که بر اساس مقادیر  $Al^T$  نسبت به  $Fe^*/Fe^*+Mg$  رسم شده است (اشمیت ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰)، می‌توان گستره فشاری متوسط در حدود ۵ کیلو بار را برای تبلور آمفیبول‌های بزمان برآورد کرد.

1. Stein
2. Hammarstrom
3. Féménias
4. Blundy
5. Schmidt

برای برآورد فشار تبلور آمفیبول‌های انتخابی از چهار روش مرسوم زمین‌شناختی، بر اساس محتوای Al موجود در هورنبلند، استفاده شد (هامستروم و زن ۱۹۸۹: ۸۳۷ - ۸۴۱؛ هالیستر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۸۷: ۲۳۱ - ۲۳۹؛ ژوهانسون<sup>۲</sup> و اشمیت ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰) و نتایج حاصل از محاسبه فشار تبلور آمفیبول‌های بزمان همراه رابطه‌های مربوط در جدول ۵ ارائه شده است. در همه روش‌های اشاره‌شده، همان‌گونه که آمد، فشار موجود در محیط فقط به مقدار Al کل نسبت داده شده و سایر پارامترها مورد توجه نبوده است.



شکل ۱۸. الف) همخوانی Al کل و AlIV در آمفیبول‌های منطقه بزمان؛ ب) نمودار Al کل نسبت به  $XFe^*$  آمفیبول‌هایی که محدوده فشار تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزمان را نشان می‌دهد (اشمیت ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰)

جدول ۵. محاسبه فشار تشکیل آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های آتشفشانی بزمان

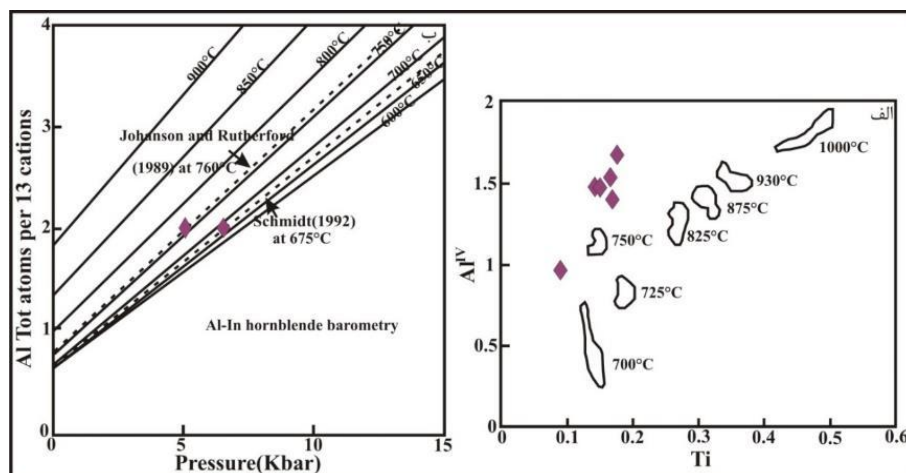
Hammarstrom & Zen (1986)	Hollister et al. (1987)	Johnson & Rutherford (1989)	(Schmidt (1992)
6.171581324	16.07541127	5.026558449	6.539886104
6.055216051	15.9449341	4.928700575	6.429767078
6.381711288	16.31102419	5.203268141	6.738736726
3.560641924	13.14783707	2.830877801	4.069096532
6.977800908	16.97940301	5.704552255	7.302829487
6.458260181	16.39685635	5.267642259	6.811176632
7.695753382	17.78442328	6.308317456	7.982243757

## دماسنجی هورنبلند

اندرسون<sup>۳</sup> (۱۹۸۳: ۱۳۳ - ۱۵۲) نشان داد مقدار تیتانیوم هورنبلند با افزایش دما افزایش می‌یابد. همچنین هلتنز (۱۹۷۳: ۱۳۹ - ۱۹۳) با استفاده از تغییرات مقدار آلومینیوم نسبت به تیتانیوم در واحد فرمولی آمفیبول‌ها دمای تشکیل این کانی‌ها را ارزیابی کرد. در این تحقیق با استفاده از تغییرات Ti نسبت به  $Al^{IV}$  دمای حدود ۷۲۵ تا ۹۳۰ درجه سانتی‌گراد برای تبلور هورنبلندهای موجود در سنگ‌های بزمان به دست آمد (شکل ۱۹ الف).

1. Hollister  
2. Johnson  
3. Anderson

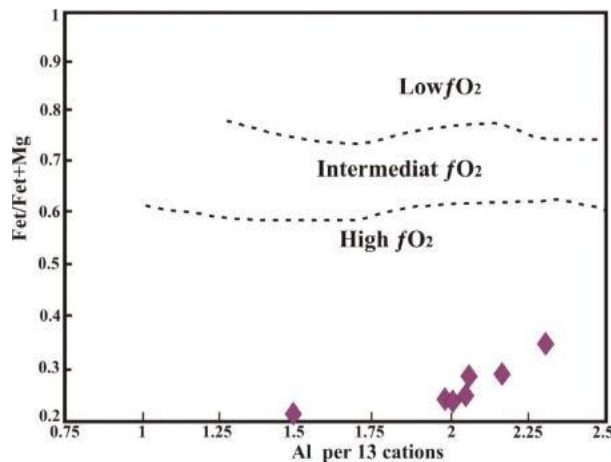
علاوه بر روش بیان شده، برای محاسبه دمای تقریبی واحدهای سنگی مورد مطالعه نیز با استفاده از نمودار شکل ۱۹ ب، که بر اساس مقادیر فشار (کیلوبار) نسبت به  $Al^T$  رسم شده است (اشمیت ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰؛ ژوهانسون و راترفورد ۱۹۸۹: ۸۳۷ - ۸۴۱)، می توان گستره دمایی بین ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد را برای هورنبلندهای بزمان برآورد کرد.



شکل ۱۹. الف) محاسبه تقریبی دمای تشکیل آمفیبول‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه بر اساس روش هلنز (۱۹۷۳): ۱۳۹ - ۱۹۳؛ ب) رسم فشار (کیلوبار) نسبت به  $Al^T$  (اشمیت ۱۹۹۲: ۳۰۴ - ۳۱۰؛ ژوهانسون و راترفورد ۱۹۸۹: ۸۳۷ - ۸۴۱). می توان گستره دمایی بین ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد را برای هورنبلندهای مورد مطالعه برآورد کرد.

### گریزندگی اکسیژن

یکی از روش‌های ارزیابی گریزندگی اکسیژن در سنگ‌ها بررسی ترکیب آمفیبول‌هایی است که از نظر شیمیایی دارای  $Al^{IV} > 0.75$  و  $Fe_T/Fe_T+Mg > 0.3$  هستند (آندرسون و اسمیت ۱۹۹۵: ۵۴۹ - ۵۵۹). آمفیبول‌های تجزیه‌شده منطقه بزمان همگی این شرایط را دارند. در نمودار  $Al^{IV}$  نسبت به  $Fe_T/Fe_T+Mg$  نمونه‌ها در گستره با گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرند (شکل ۲۰) که نشان می‌دهد سنگ‌های بزمان مرتبط با مرز ورقه‌های هم‌گرا (آندرسون ۱۹۸۳: ۱۳۳ - ۱۵۲؛ آندرسون و اسمیت ۱۹۹۵: ۵۴۹ - ۵۵۹) تشکیل شده است. در سنگ‌هایی که آمفیبول کلسیک دارند، ترکیب سنگ بیشتر غنی از سیلیس و آهن است. تغییر ترکیب آمفیبول‌ها ناشی از تغییر در گریزندگی اکسیژن و فعالیت سیلیس ماگمایی است. در حقیقت، هر چه گریزندگی اکسیژن کمتر باشد  $Fe^{2+}$  می‌تواند به مقدار بیشتری در شبکه هورنبلند جایگزین شود (استینو دیتل ۲۰۰۱: ۱۸۵ - ۲۰۷).

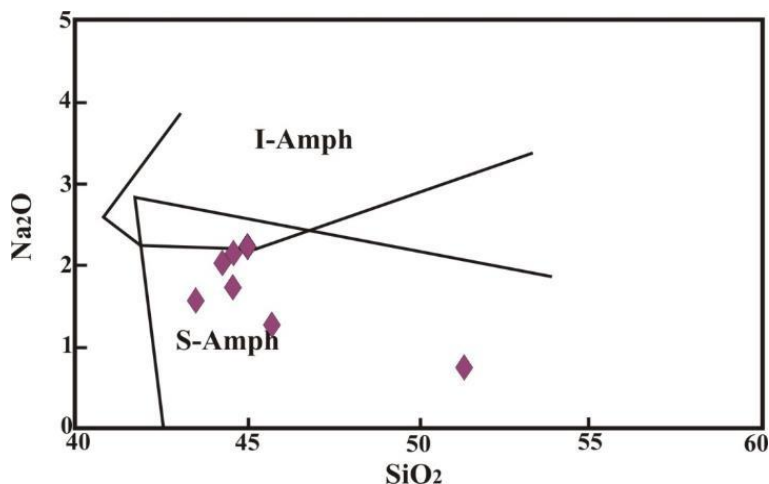


شکل ۲۰. نسبت به  $Al^{IV}$  نسبت به  $FeT/FeT+Mg$  نشان می‌دهد هورنبلندها در گریزندگی بالای اکسیژن تشکیل می‌شوند (اندرسون و اسمیت ۱۹۹۵: ۵۴۹ - ۵۵۹)

### تعیین محیط تکتونوماگمایی با استفاده از آمفیبول

از ویژگی‌های ژئوشیمیایی آمفیبول‌ها برای مقایسه ویژگی‌های دگرنهادی محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف، به‌ویژه محیط‌های فرورانش و درون‌صفحه‌ای<sup>۱</sup>، استفاده شده است (کولتورتی<sup>۲</sup> و همکاران ۲۰۰۷: ۶۸ - ۸۴). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش<sup>۳</sup>  $Na_2O$  و  $TiO_2$  پایین‌تری نسبت به انواع آمفیبول‌های میان‌صفحه‌ای<sup>۴</sup> دارند. بر اساس نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی کولتورتی و همکارانش (۲۰۰۷: ۶۸ - ۸۴) آمفیبول‌های منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به مناطق فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۲۱). این نتیجه با نتایج حاصل از تعیین محیط زمین‌ساختی با استفاده از نتایج ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارد. از طرف دیگر مقدار  $Al^{IV}=1.5$  مرز محیط تکتونوماگمایی آمفیبول‌ها در نظر گرفته شده است؛ به گونه‌ای که ارقام بالاتر از ۱/۵ به آمفیبول‌هایی وابسته‌اند که در فشارهای در حدود ۱۰ کیلو بار و در محیط‌های زمین‌ساختی جزایر قوسی شکل می‌گیرند و ارقام پایین‌تر از ۱/۵ معرف آمفیبول‌های تشکیل‌شده در کرانه‌های فعال قاره‌ای در فشارهای کمتر از ۵ کیلو بار هستند (میاشیرو ۱۹۷۴: ۳۲۱ - ۳۵۵؛ وینهل<sup>۵</sup> و مکسون ۱۹۹۱: ۱۷۶ - ۱۸۸؛ چنت<sup>۶</sup> و همکاران ۱۹۹۱: ۸۲ - ۹۱). بر این اساس و با توجه به مقادیر  $Al^{IV}$  (جدول ۴) تقریباً همه آمفیبول‌های بزمان مقادیر کمتر از ۱/۵ دارند و در قلمرو حاشیه فعال قاره‌ای وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند. این نتیجه با نتایج حاصل از بررسی ژئوشیمی سنگ کل همخوانی دارد.

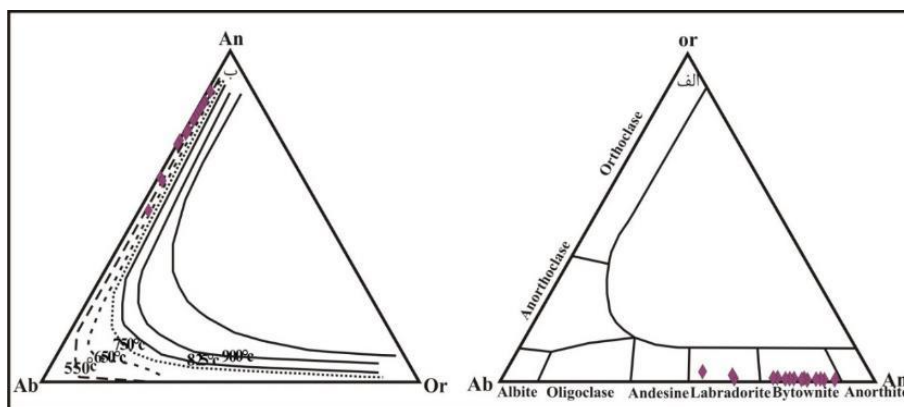
1. Intraplate
2. Coltorti
3. S-Amph
4. I-Amph
5. Vynhal
6. Ghent



شکل ۲۱. نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌های آتشفشانی منطقه بزمان (کولترونی و همکاران ۲۰۰۷: ۶۸ - ۸۴)

### پلاژیوکلاز

در جدول ۶ نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه بزمان به نمایش درآمده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها در تقسیم‌بندی مثلثی آل‌بیت- ارتوکلاز- آنورتیت (دیر<sup>۱</sup> و همکاران ۱۹۹۱: ۵۲۸) به ترتیب در گستره لابرادوریت تا بیتونیت قرار می‌گیرد (شکل ۲۲ الف). چنان که شکل ۲۲ ب نشان می‌دهد، دمای سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار سه‌تایی آل‌بیت، آنورتیت، ارتوکلاز با دمایی کمتر از ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه‌شده ناشی از تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن گدازه‌هاست (کرو<sup>۲</sup> و همکاران ۱۹۹۳: ۵۱۰ - ۵۱۸؛ اندرسون ۱۹۹۶: ۱۲۵ - ۱۳۸).



شکل ۲۲. الف) طبقه‌بندی فلدسپارهای موجود در سنگ‌های خروجی بزمان؛ ب) نمودار سیستم Ab-An-Or برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در سنگ‌های خروجی بزمان بر حسب درجه سانتی‌گراد برای گستره فشاری ۱ کیلوبار (اندرسون ۱۹۹۶: ۱۲۵ - ۱۳۸)

1. Deer
2. Kroll

## جدول ۶. داده‌های ریزپردازش الکترونی کانی‌های پلاژیوکلاز سنگ‌های آتشفشانی بزمان (بر پایه ۸ اتم اکسیژن)

	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg	plg
SiO <sub>2</sub>	47.17	48.01	48.83	54.21	48.08	48.97	49.38	51.84	51.43	49.75	47.96	47.85	49.36	49.88	52.68	48.64	55.15	52.38
TiO <sub>2</sub>	0	0	0.02	0.02	0.01	0	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0	0.01	0.02	0.03	0.03	0.1	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.8	32.19	31.76	28.24	32.56	31.7	31.85	29.81	29.71	31.76	32.44	32.54	31.68	31.46	29.52	31.58	26.93	28.97
FeO	0.31	0.4	0.42	0.68	0.42	0.5	0.47	0.51	0.56	0.39	0.4	0.37	0.44	0.4	0.39	0.68	0.76	0.56
MnO	0	0	0	0.01	0.03	0.02	0	0.02	0	0.01	0.02	0.01	0	0	0.01	0.01	0	0
MgO	0.02	0.03	0.06	0.01	0.01	0.03	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.02	0.05	0.06	0.04	0.81	0.15	0.23
CaO	17.88	16.73	15.71	11.28	16.16	16.76	16.28	14.16	14.64	14.91	16.63	16.51	15.55	14.45	13.57	15.8	11.33	12.69
Na <sub>2</sub> O	1.17	1.56	2.13	3.85	1.91	1.6	1.7	2.52	2.53	2.28	1.56	1.68	1.97	2.81	2.86	2.7	5.4	4.15
K <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.07	0.29	0.06	0.05	0.05	0.08	0.07	0.07	0.03	0.04	0.08	0.08	0.09	0.11	0.5	0.15
Total	99.4	98.98	99	98.6	99.24	99.64	99.79	99.01	98.99	99.22	99.08	99.03	99.15	99.16	99.19	100.36	100.32	99.16
Si	2.182	2.223	2.255	2.478	2.219	2.251	2.261	2.375	2.363	2.283	2.217	2.213	2.272	2.292	2.403	2.229	2.498	2.401
Al	1.789	1.757	1.729	1.522	1.771	1.718	1.72	1.61	1.609	1.718	1.768	1.775	1.719	1.704	1.588	1.706	1.438	1.565
Ti	0	0	0.001	0.001	0	0	0.001	0.001	0	0.001	0	0	0	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001
Fe <sup>2+</sup>	0.012	0.015	0.016	0.026	0.016	0.019	0.018	0.02	0.022	0.015	0.015	0.014	0.017	0.015	0.015	0.026	0.029	0.021
Mn	0	0	0	0	0.001	0.001	0	0.001	0	0.001	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	0.003	0.055	0.01	0.016
Ca	0.886	0.83	0.777	0.553	0.799	0.826	0.799	0.695	0.721	0.733	0.824	0.818	0.767	0.711	0.663	0.776	0.55	0.623
Na	0.105	0.14	0.191	0.341	0.171	0.143	0.151	0.224	0.225	0.203	0.14	0.151	0.176	0.25	0.253	0.24	0.474	0.369
K	0.002	0.003	0.004	0.017	0.004	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.002	0.002	0.005	0.005	0.005	0.006	0.029	0.009
Xab	0.11	0.14	0.2	0.37	0.18	0.15	0.16	0.24	0.24	0.22	0.14	0.16	0.19	0.26	0.27	0.23	0.45	0.37
Xan	0.89	0.85	0.8	0.61	0.82	0.85	0.84	0.75	0.76	0.78	0.85	0.84	0.81	0.74	0.72	0.76	0.52	0.62
Xor	0	0	0	0.02	0	0	0	0.01	0	0	0	0	0	0	0.01	0.01	0.03	0.01

## نتیجه

مخروط استراتوولکان کواترنری آتشفشان بزمان از گدازه‌هایی با ترکیب سنگ‌شناسی آندزیت، بازالت، آندزیت-بازالت، داسیت، و خیلی کم ریولیت همراه معادل‌های آداواری آن‌ها و روانه‌های ایگنمبریتی و توفی تشکیل شده است. سنگ‌های این آتشفشان ماهیت کالک آلکالن تا اندکی تولییتی دارند و متعلق به مناطق فرورانشی حاشیه قاره‌اند. در نمودارهای عنکبوتی عادی‌سازی شده، بر اساس ترکیب گوشته اولیه، سنگ‌های آتشفشانی بزمان از عناصر LIL نسبت به عناصر HFS غنی‌شدگی نسبی و آنومالی منفی در عناصر Nb و Ti دارند. سنگ‌های آتشفشانی بزمان از عناصر LRE نسبت به عناصر HRE غنی‌شدگی نشان می‌دهند و همه نمونه‌های سنگی آنومالی ضعیف منفی در Eu نشان می‌دهند. داده‌های ریزپردازش الکترونی روی کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و هورنبلند موجود در این سنگ‌ها مشخص کرد پلاژیوکلازها در گستره لابرادوریت تا بیتونیت، پیروکسن‌ها از نوع هیپرستن و اوژیت، و هورنبلندها از نوع کلسیک و منیزیهورنبلند تا چرماکیت هستند. دما- فشارسنجی بر اساس این کانی‌ها نشان داد سنگ‌های آتشفشانی بزمان در دمای بین ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار حداقل ۲ کیلوبار و در گریزندگی بالای اکسیژن تشکیل شده‌اند. شواهد ژئوشیمیایی و شیمی کانی تشکیل آتشفشان بزمان را در محیط فرورانش تأیید می‌کند که با سن و موقعیت ژئودینامیکی آن نیز هماهنگی دارد.

## منابع

بیابان‌گرد، حبیب؛ فرزاد ملازاده برواتی (۱۳۹۶). «زمین‌شناسی، ژئوشیمی، و جایگاه زمین‌ساختی چند مخروط آتشفشانی در جنوب خاوری ایران»، علوم زمین، ش ۱۰۹، صص ۱۶۱ - ۱۷۴، استاد راهنما: حبیب بیابان‌گرد، رشته پترولوژی دانشگاه سیستان و بلوچستان.

خلقی خسرقی، محمد؛ آزاد محمدی گل (۱۳۸۴). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ / جهان‌آباد، شماره برگه ۷۸۴۵، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سهنندی، محمد؛ مهدی پاداشی؛ محمد بهره‌مند (۱۳۸۹). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بزمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

شیعیان، کیوان؛ رحیم دبیری (۱۳۹۸). «شیمی کانی‌های مافیک و دما- فشارسنجی سنگ‌های کواترنری آتشفشان بزمان»، *کواترنری ایران*، د ۵، ش ۲، صص ۲۰۵ - ۲۲۰.

فیروزکوهی، زهرا؛ علی احمدی؛ علی اصغر مریدی فریمانی؛ دیوید لنتز (۱۳۹۶). «ویژگی‌های ژئوشیمیایی و بافتی پلاژیوکلاز، شواهدی از فرایندهای وابسته به سیستم‌های باز (بررسی موردی: آتشفشان بزمان (جنوب شرق ایران))»، *بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*، ش ۲، صص ۳۶۷ - ۳۸۰.

قدسی، محمدرضا (۱۳۸۵). «پترولوژی و پتروگرافی توده‌های نفوذی غرب بزمان»، اولین کنفرانس آموزش زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم زاهدان، صص ۱۸ - ۲۰.

قدسی، محمدرضا (۱۳۹۵). «ژئوشیمی و متالوژنی گرانیتوئید بزمان و سنگ‌های دگرگونی مرتبط با آن، جنوب شرق ایران»، رساله دکتری، دانشگاه سیستان و بلوچستان، استاد راهنما: محمد بومری، استاد مشاور: ساسان باقری، رشته ژئوشیمی دانشگاه سیستان و بلوچستان.

قلمقاش، جلیل؛ کیوان شیعیان؛ منصور عابدینی؛ فرهاد مسعودی (۱۳۹۴). «زمین‌شناسی، ژئوشیمی، و پتروژن آتشفشان بزمان، جنوب خاوری ایران»، *علوم زمین*، سازمان زمین‌شناسی کشور، ش ۹۵، صص ۹۹ - ۱۱۰.

Anderson, J.L. & Smith, D.R. (1995). "The effects of temperature and FO<sub>2</sub> on the Al- in hornblende barometer", *American Mineralogist*, No. 80, pp. 549-559.

Anderson, J.L. (1996). "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", *Earth Science Review*, No. 87, pp. 125-138.

Aoki, K. & Shiba, I. (1973). "Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinom e-Gata, Japan", *Lithos*, No. 6, pp. 41-51.

Arthurton, R. S., Farah, A., & Ahmed, W. (1982). The Late Cretaceous-Cenozoic history of western Balochistan, Pakistan – the northern margin of the Makran subduction complex. In Leggett, J K., Ed., *Trench Fore-Arc Geology*, Geological Society of London Special Publication, No. 10, pp. 343-385.

Berberian, F. & Berberian, M. (1982). Tectono-plutonic episodes in Iran. In: (Gupta, H.K. and Delaney, F.M., eds) *Zagros, Hindu Kush, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, geodynamics series, No. 3, pp. 5-32.

Biabangard, H. & Molazadehbarvati, F. (2017). "Geology, Geochemistry and Tectonomagmatic of some volcanic cones in SE Iran", *Geosciences*, Vol. 109, pp. 161-174, Supervisor: Habib Biabangard, Department of Petrology, Sistan and Baluchestan University (in Persian).

Biabangard, H. & Moradian, A. (2008). "Geology and geochemical evaluation of Taftan Volcano, Sistan and Baluchestan Province, southeast of Iran", *Chinese Journal of Geochemistry*, No. 27, pp. 356-369.

Blundy, J.D. & Holland, T.J. B. (1990). "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole plagioclase geothermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 104, pp. 208-224.

Britzman, L. (1979). Fission track ages of intrusive of Chagai District, Baluchistan, Pakistan: unpublished M.A. thesis, Darmouth College, Honover, N. H., U.S.A. 305 p.

Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y., & Powell, W. (2007). "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, No. 99, pp. 68-84.

Deer, W.A., Howie, R.A., & Zussman, J. (1991). *An introduction to the Rock forming minerals*,

- 528 p.
- Dykstra, J. D. (1978). "A geological study of Chagai Hills Baluchistan, Pakistan using LANDSAT digital data", Unpublished Ph. D. Thesis, Dartmouth College, Hanover, N. H., U.S.A. 240 p.
- Farah, A., Abbas, G., DeJong, K. A., & Lawrence, R. D. (1984). "Evolution of the Lithosphere in Pakistan". *Tectonophysics*, No. 105, pp. 207-227.
- Féménias, O., Mercier, G.C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., & Demaiffe, D. (2006). "Calcic amphibole growth and compositions in Calcalkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm, Southern Carpathians, Romania", *American Mineralogist*, No. 91, pp. 73-81.
- Firoozkoohi, Z., Ahmadi, A., Moridi Farimani, A.A., & Lentz, D. (2017). "Geochemical and textural properties of plagioclase, evidence of processes related to open systems (Case study: Bazman volcano (southeast of Iran))", *Iranian Crystallography and Mineralogy*, Vol. 2, pp. 367-380 (in Persian).
- Foley, S. F. & Venturelli, G. (1989). High K<sub>2</sub>O rocks with high MgO, High SiO<sub>2</sub> affinities. In: Crawford, A. J. (Ed.): Boninites and related rocks. Unwin Hyman London, No. 6, pp. 72-88.
- Gamble, R. P. & Taylor, L. A. (1980). "Crystal/liquid partitioning augite: effects of cooling rate", *Earth and Planetary Science Letters*, No. 47, pp. 21-33.
- Ghent, E.D.J., Nicholls, P.S., Simony, J.H., & Sevigny, M.Z. (1991). "Hornblende barometry of the Nelson batholith, southeastern British Columbia: Tectonic implications", *Canadian Journal of Earth Sciences*, No. 28, pp. 82-91.
- Ghlanghash, J., Shiaian, K., Abedini, M., Masoudi, F. (2015). "Geology, Geochemistry, and Petrogenesis of Bazman Volcano, Southeastern Iran", *Geosciences*, Geological Survey of Iran, Vol. 95, pp. 99-110 (in Persian).
- Ghodsi, M.R. (2006). "Petrology and Petrography of Intrusive pluton of West Bazman", 1th Conference on Geology Education, Zahedan Teacher Training University, pp. 18-20 (in Persian).
- Ghodsi, M.R. (2016). "Geochemistry and metallogeny of Bazman granitoid and related metamorphic rocks, Southeastern Iran", PhD thesis, University of Sistan and Baluchestan, Supervisor: Mohammad Bomari, Consultant: Sasan Bagheri, Geochemistry, Sistan and Baluchestan University (in Persian).
- Hammarstrom, J.M. & Zen, E-An. (1989). "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, No. 71, pp. 837-841.
- Harker, A. (1909). *The natural history of igneous rocks*, Mcmillan, New York.
- Helz, R. T. (1973). "Phase relations of basalts in their melting range at PH<sub>2</sub>O= 5 Kb as a function of oxygen fugacity", *Journal of Petrology*, No. 17, pp. 139-193.
- Hirschman, M. (1998). "Origin of the transgressive granophyres in the layered series of the Skaergaard intrusion, East Greenland", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 52, pp. 185-207.
- Hollister, L.S., Grissom, G.E., Peters, E.K., Stowell, H.H., & Sisson, V.R. (1987). "Confirmation of the empirical Correlation of Al in hornblende with Pressure of solidification of Calc – alkaline Plutons", *American Mineralogist*, No. 72, pp. 231-239.
- Johnson, M.C. & Rutherford, M.J. (1989). "Experimental Calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) Volcanic rocks", *Geology*, No. 17, pp. 837-841.

- Karimpour, M.H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Farmer, G.L., & Stern, C.R. (2012). "Petrogenesis of granitoids, U-Pb Zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristics and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut block, eastern Iran", *Journal of Economic Geology*, No. 4, pp. 1-27.
- Kazmi, A. H. & Jan, M. Q. (1997). *Geology and tectonics of Pakistan*, Graphic Publishers, Karachi.
- Kholghi Khosraghi, M. & Mohammadigol, A. (2005). Geological map 1:100000 of Jahanabad, page number 7845, Geological Survey of Iran (in Persian).
- Kroll, H., Evangelakakis, C., & Voll, G. (1993). "Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, No. 4, pp. 510-518.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhan, K., & Rad, U. V. (2001). "Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan", *Marine geology*, No. 173, pp. 1-19.
- Le Bas, M. J. (1962). "The role of aluminum in igneous Clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science*, No. 260, pp. 267-288.
- Le Bas, M. J., Lemaitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). "A chemical classification of volcanic Rocks Based on the Total Alkali- Silica Diagram", *Journal of petrology*, No. 27, pp. 745-750.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Birch, W.C., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovicher, V.G., Linthout, K., Laird, J., & Mandarino, J. (1997). "Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new mineral and mineral names", *Mineralogical Magazine*, No. 61, pp. 295-321.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., & Marchal, M. (1982). "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters*, No. 59, pp. 139-154.
- Lindsley, I. (1983). "Pyroxene thermometry", *American Mineralogist*, No. 68, pp. 477-493.
- Liu, T. C., Chen, B. R., & Chen, C. H. (2000). "Melting experiment of a Wannienta basalt in the Kuanyinshan area, northern Taiwan", *Journal of Asian Earth Sciences*, No. 18, pp. 519-531.
- Mangan, M., Miller, T., Waythomas, C., Trusdell, F., Calvert, A., & Layer, P. (2009). "Diverse lavas from closely spaced volcanoes drawing from a common parent: Emmons Lake Volcanic Center, Eastern Aleutian Arc", *Earth and Planetary Science Letters*, No. 287, pp. 363-372.
- Miyashiro, A. (1974). "Volcanic rock series in island arcs and active continental margins", *American Journal of Sciences*, No. 247, pp. 321-355.
- Morimoto, N., Fabrice, J., Ferguson, A., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., & Gottardi, G. (1988). "Nomenclature of pyroxene", *Mineralogical Magazine*, No. 52, pp. 535-555.
- Nakamura, N. (1974). "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimical Acta*, No. 38, pp. 757-775.
- Nimis, P. & Taylor, W. R. (2000). "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites, Part I: Calibration and testing of the Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 139, pp. 541-554.

- Nisbet, E. G. & Pearce, J. A. (1977). "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 63, pp. 161-173.
- Pearce, J.A. & Gale, G.H. (1977). "Identification of Ore-deposition Environment from Trace Element Geochemistry of Associated Igneous Host Rocks", *Geological Society Special*, No. 7, pp. 14-24.
- Richards, J.P., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A., & Fletcher, T. (2012). "High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan", *Economic Geology*, No. 107, pp. 295-332.
- Saadat, S., Stern, C.R., & Karimpour, M.H. (2008). Geochemistry of Quaternary Olivine Basalts from the Lut Block, Eastern Iran, AGU Fall Meeting, San Francisco, California, USA.
- Sahandi, M., Padashi, M., & Bahramand, M. (2010). Geological map 1:100000 Bazman, Geological Survey of Iran (in Persian).
- Schmidt, M.W. (1992). "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 110, pp. 304-310.
- Schweitzer, E. L., Papike J. J., & Bence A. E. (1979). "Statistical analysis of Clinopyroxenes from deep sea basalts", *American Mineralogist*, No. 64, pp. 501-513.
- Shiaian, K. & Dabiri, R. (2019). "Chemicals and Thermobarometry of Mafic minerals in Bazman Volcano Quaternary Rocks", *Quaternary of Iran*, Vol. 5, No. 2, pp. 205-220 (in Persian).
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Fallick, A.E., Jeronimo, M., & Cruz, M. (1998). "Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", *Journal of South American Earth Science*, No.11, pp. 457-471.
- Siddiqui, R. H., Khan, M. A., & Naseem, M. (2002). Geology and petrogenesis of Pliocene to Pleistocene volcanic rocks from the Chagai arc Baluchistan Pakistan. Published by the International Division, Geological Survey of India in the Vol. of Abstracts, Fourth South Asia Geological Congress (GEOSAS-IV).
- Sillitoe, R. H. (1978). Metallogenic evolution of a collision mountain belt in Pakistan: a preliminary analysis, No.135, pp. 377-387.
- Snyder, D. & Tait, S. (1966). "Magma mixing by convective entrainment", *Nature*, No. 379, pp. 529-531.
- Soesoo, A. (1997). "A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT-estimations", *Geological Society of Sweden* (Geologiska Föreningen), No. 119, pp. 55-60.
- Stein, E. & Dietl, C. (2001). "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of Odenwald", *Mineralogy and petrology*, No. 72, pp. 185-207.
- Stocklin, J. (1968). "Structural history and tectonics of Iran: a review", *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 52, pp. 1229-1258.
- Stocklin, J. (1977). "Structural correlation of the Alpine range between Iranian central Asia", *Memoire ivors-serve No 8 dela societe Geologique de France*, No. 8, pp. 333-353.
- Sun, S. S. & McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, NorryM(eds) *Magmatism*

- in Ocean Basins. Geological Society of London Special Publication, No. 42, pp. 313-345.
- Tsuchiyama, A. (1985). "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, No. 89, pp. 1-16.
- Vynhal, C.R. & Mcsween, H.Y. (1991). "Hornblende Chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for alumnus hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability", *American Mineralogist*, No. 76, pp. 176-188.
- Wass, S. Y. (1979). "Multiple origins of Clinopyroxenes in alkali basaltic rocks", *Lithos*, No. 12, pp. 115-132.
- Wilson, M. (2007). *Igneous Petrogenesis*, Springer Verlag, London.
- Winter, J. D. (2001). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, Upper Saddle River, Newjersy.
- 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 Planet Scientific Letters*, No. 50, pp. 11-30.
- Zhijian, N., Yue, L., & Yongjun, D. (2014). "Plagioclase Zoning as a Record of Magma Evolution, Acta Geologica Sinica (English Edition)", *Journal of Geological Society of London*, No. 125, pp. 377-387.