



کانی شناسی، زمین شیمی و جایگاه زمین ساختی آمفیبولیت های مجموعه دگرگونی محمودآباد (جنوب شرق شاهین دژ)

شبیم حاجی قربانی^۱، محسن نصرآبادی^{۱*}، محبوبه جمشیدی بدر^۲، زینب داودی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین المللی امام خمینی^(ع)، قزوین

۲- گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۵/۳۰، نسخه نهایی: ۹۶/۱۱/۹)

چکیده: مجموعه دگرگونی محمودآباد بخشی از پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان است که در جنوب شرق شاهین دژ برون زد دارد. سنگ های دگرگونی مجموعه محمودآباد اغلب متاپلیت بوده و برون زدهای محدودی از متابازیت های توده ای و برگواره دار در این مجموعه حضور دارند، که در این پژوهش متابازیت های این مجموعه بررسی شده اند. متابازیت ها کانی شناسی آمفیبول و پلاژیوکلاز را نشان می دهند که معرف رخساره آمفیبولیت هستند. ترکیب شیمی پلاژیوکلاز از نوع آندزین و لابرادوریت و آمفیبول از نوع منیزیهورنبلند و ترمولیت است. نتایج دما- فشارسنجی محاسبه شده به روش های مختلف، دمای ۴۳۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلو بار را نشان می دهند که تقریباً معادل شیب زمین گرمایی ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتی گراد بر کیلومتر است. برپایه داده های زمین شیمیایی سنگ کل، آمفیبولیت های مجموعه محمودآباد از نوع ارتوآمفیبولیت بوده و بیشتر ترکیب بازالتی دارند. شاخص های زمین شیمیایی این آمفیبولیت ها با جایگاه زمین ساختی پشت قوس قاره ای همخوانی دارد. احتمالاً آمفیبولیت های مجموعه محمودآباد، معرف فعالیت ماگمایی مافیک جایگاه پشت قوس قاره ای ناشی از فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ کره قاره ای سنندج- سیرجان است که دستخوش دگرگونی کرانه فعال قاره ای یا برخورد شده اند.

واژه های کلیدی: آمفیبولیت؛ دما-فشارسنجی؛ جایگاه پشت قوس قاره ای؛ مجموعه دگرگونی محمودآباد.

مقدمه

شوند. این سنگ ها معمولاً با فعالیت ماگمایی قوس منطقه فرورانشی و حوضه های کششی پیش از برخورد دو قاره (پشت قوس) در ارتباط هستند [۴]. بنابراین بررسی جنبه های مختلف این گونه سنگ ها از جمله دگرگونی ها، شیمی سنگ کل، سن-سنجی و برداشت های ساختاری آنها، توجه سنگ شناسان را به خود جلب کرده است. شناخت تاریخچه دگرگونی مستلزم آشنایی با شیمی کانی ها و ارزیابی دما و فشار واحدهای متابازیت نوارهای کوهزایی است به طوری که ضمن شناخت شیب زمین گرمایی و سازوکار دگرگونی، جایگاه زمین ساختی

تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی و در پی آن محاسبه شیب زمین گرمایی و بررسی سنگ مادر سنگ های دگرگونی به منظور شناسایی جایگاه دیرینه دگرگونه از اهداف اساسی سنگ شناسی دگرگونی است. در این رابطه، نمودارهای جداکننده محیط زمین ماگمایی که از دیرباز تا کنون به کار گرفته شده اند [۱-۳] مکمل سایر روش های سنگ شناسی برای تفسیر داده های زمین شیمیایی هستند. در نوارهای کوهزایی، سنگ های بازی و فرا بازی دگرگون شده از واحدهای سنگی مهم محسوب می

(MS)، به آزمایشگاه Met-Solve کانادا ارسال شد. سپس نمودارهای زمین‌شیمیایی براساس نتایج به دست آمده با استفاده از نرم‌افزارهای Excel، Iqpet و Corel Draw رسم و تفسیر شدند. هم‌چنین به‌منظور تعیین شرایط دما و فشار حاکم بر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی، دو نمونه آمفیبولیت در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران، به روش ریزپردازش نقطه‌ای توسط دستگاه ریزپردازنده مدل SX100 با ولتاژ 15kV، شدت جریان 20nA و قطر پرتو ۱ تا ۵ میکرون تجزیه شدند. به منظور ارزیابی فشار و دمای دگرگونی از شبکه‌های سنگ‌زایی و دما-فشارسنج‌های قراردادی استفاده شده است.

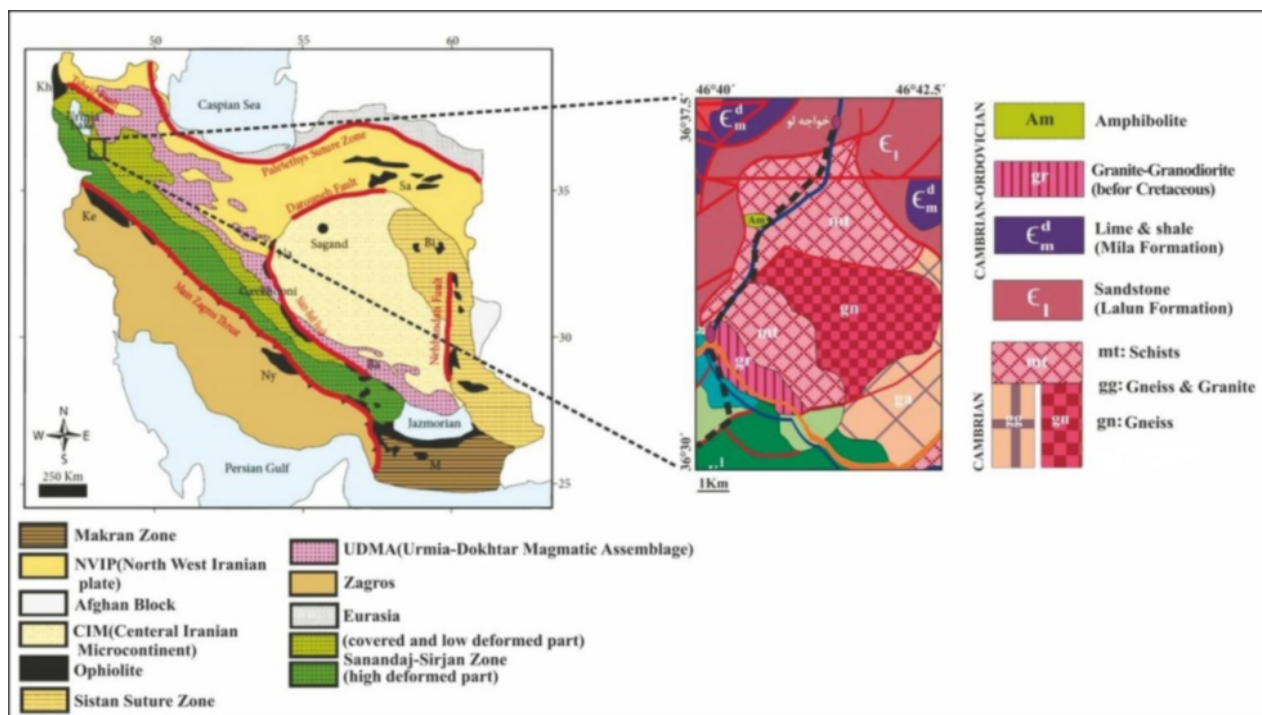
زمین‌شناسی ناحیه‌ای

مجموعه دگرگونی محمودآباد (جنوب‌شرق شاهین‌دژ) بخشی از پهنه سنندج-سیرجان محسوب می‌شود (شکل ۱). پهنه سنندج-سیرجان به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر از غرب دریاچه ارومیه آغاز و در یک راستای شمال غربی-جنوب شرقی به موازات زاگرس تا گسل میناب در شمال بندرعباس ادامه می‌یابد.

فرآیند دگرگونی نیز روشن می‌شود. با بررسی شیمی سنگ کل نیز جایگاه زمین‌ساختی و شکل‌گیری ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌مادر متابازیت‌ها پیش از دگرگونی قابل شناسایی است. در منطقه محمودآباد (جنوب‌شرق شاهین‌دژ) که بخشی از پی-سنگ پهنه شمالی سنندج-سیرجان است علاوه بر سنگ‌های دگرگونی صفحه‌ای، برونزدهای محدودی از متابازیت نیز با همبرزایی کانی‌شناسی رخساره آمفیبولیت یافت می‌شوند. در این پژوهش سعی شده است تا با بررسی شیمی کانی‌ها و سنگ کل (به‌ویژه استفاده از عناصر کمیاب نامتحرک طی دگرگونی)، ضمن تعیین دما و فشار دگرگونی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، جایگاه دیرینه زمین‌ساخت آنها ارزیابی گردد.

روش بررسی

پس از بررسی میکروسکوپی ۶۵ نمونه، تعداد ۹ نمونه از آمفیبولیت جمع‌آوری شده از مجموعه دگرگونی محمودآباد، که شواهد دگرسانی و ساختارهای رگه‌ای کمتری دارند، انتخاب و برای طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-)



شکل ۱ جایگاه ساختاری و نقشه زمین‌شناسی ساده از مجموعه دگرگونی محمودآباد (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ با اندکی تغییرات).

شاخص‌های زمین‌شیمیایی جایگاه کرانه فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند [۱۰].

سنگ‌نگاری

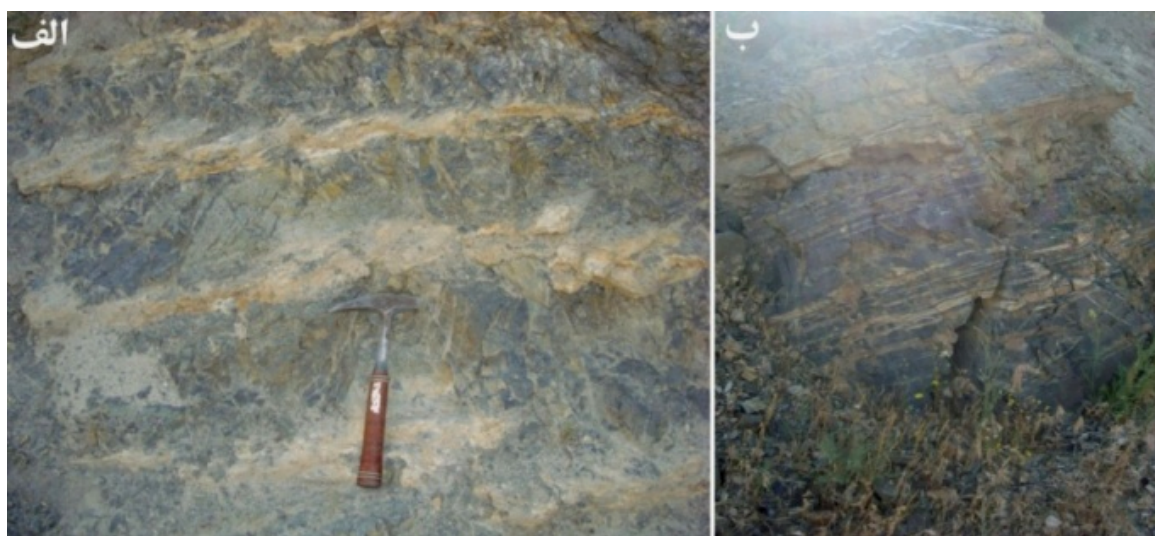
متاپلیت‌ها فراوان‌ترین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه محمودآباد هستند و شامل انواع بیوتیت شیست، سیلیمانیت شیست، میکاشیست‌ها و کردیریت فیلیت هستند [۱۱]. علاوه بر این متاپلیت‌ها آمفیبولیت با برون‌زد محدود نیز در این مجموعه دگرگونی یافت می‌شود (شکل ۲).

آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد به صورت توده‌ای (شکل ۲ الف) یا برگواره‌دار (شکل ۲ ب) بیشتر متشکل از آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند که این هم‌برزایی کانی‌شناسی با شرایط رخساره آمفیبولیت همخوانی دارد (شکل‌های ۳ الف و ب). از کانی‌های فرعی می‌توان به کوارتز، بیوتیت و ایلمنیت اشاره کرد. تبدیل ایلمنیت به اسفن، سریسیت و سوسوریت‌زایی پلاژیوکلاز، کلریت‌زایی آمفیبول و اپیدوت رگه‌ای از شواهد دگرگونی پس‌رونده هستند.

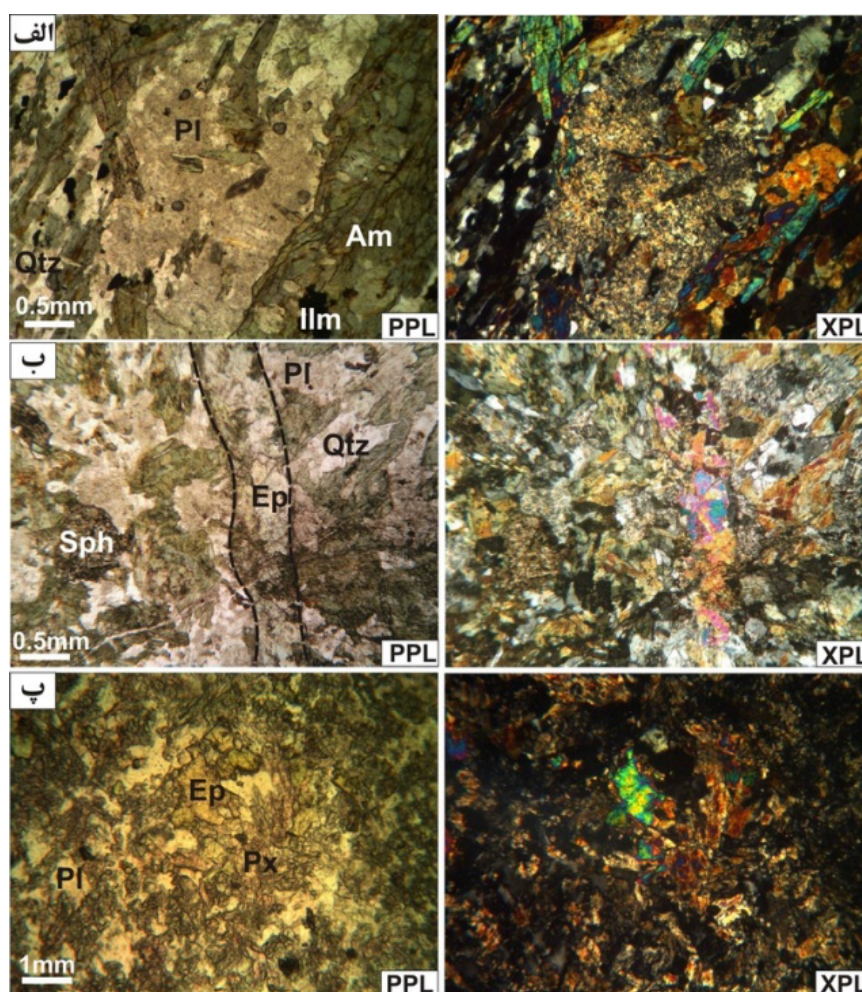
وجود کلسیت، اپیدوت و پیروکسن در بعضی از آمفیبولیت‌ها (شکل ۳ پ) بیانگر ترکیب شیمیایی غنی از کلسیم آنهاست یا به عبارتی آمفیبولیت از نوع آهکی‌سیلیکاته است. آمفیبولیت‌های آهکی‌سیلیکاته متشکل از لایه‌های تیره و روشن هستند. کانی‌های سازنده لایه تیره آمفیبول و تا اندازه‌ای پلاژیوکلاز هستند و لایه‌های روشن از کانی‌های پیروکسن، اپیدوت و کلسیت ساخته شده‌اند (شکل ۲ ب).

در پهنه سنج-سیرجان، پدیده‌های دگرگونی و فعالیت ماگمایی متوالی و هماهنگ با فازهای زمین‌ساختی از گسترش قابل توجهی برخوردار است. این پهنه ناآرام، فعال‌ترین پهنه ساختاری ایران به‌شمار می‌رود و تا سنوزوئیک، فازهای دگرگونی و فعالیت ماگمایی مهمی را پشت سر گذاشته است. پهنه سنج-سیرجان از ناحیه گلیپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است [۵]. بخش شمالی فازهای مهم کوهزایی کیمبرین پسین را تحمل کرده و توده‌های نفوذی چون الوند، بروجرد و ملایر با سن اغلب ژوراسیک در آن تزریق شده‌اند [۷، ۶]، اما در بخش جنوبی در اثر کوهزایی‌های پرکامبرین و کیمبرین پیشین، فازهای دگرشکلی و دگرگونی‌های مهمی در آن رخ داده و توده‌های نفوذی مانند گرانیت‌های حاجی‌آباد، سیرجان، اقلید و توده‌های بازی اسفندقه از نتایج عملکرد این کوهزایی‌هاست. به عقیده سبزه‌ای [۸]، سنگ‌های دگرگونی بخش جنوب شرقی سنج-سیرجان برآمده از فرآیند دگرگونی در پالتوزوئیک و اوایل مزوزوئیک هستند، درحالی که سنگ‌های دگرگونی شمال غربی این پهنه که مجموعه دگرگونی محمودآباد بخشی از این زیرپهنه است، در مزوزوئیک و اوایل سنوزوئیک شکل گرفته‌اند.

در مجموعه محمودآباد سنگ‌های دگرگونی و ماگمایی که بیشتر متشکل از متاپلیت، گنیس و مرمر، گرانیت و به ندرت متبازیت و آمفیبولیت هستند برون‌زد دارند [۹] (شکل ۱). سنگ‌مادر متاپلیت‌ها بیشتر متشکل از شیل و گریوک است و



شکل ۲ برون‌زد آمفیبولیت توده‌ای (الف) و برگواره‌دار (ب) در مجموعه دگرگونی محمودآباد.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد. الف- آمفیبولیت برگواره‌دار با کانی‌های سنگ‌ساز آمفیبول و پلاژیوکلاز. ب- اپیدوت رگه‌ای در آمفیبولیت توده‌ای. پ- آمفیبولیت آهکی سیلیکاته با کانی‌های سنگ‌ساز اپیدوت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و کلسیت.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها و ارزیابی شرایط تبلور آن‌ها، کانی‌های دو نمونه آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی-سیلیکاته به روش ریزپردازش نقطه‌ای تجزیه شدند (جدول ۱). در این بخش ترکیب شیمیایی کانی‌ها به تفصیل توضیح داده می‌شود.

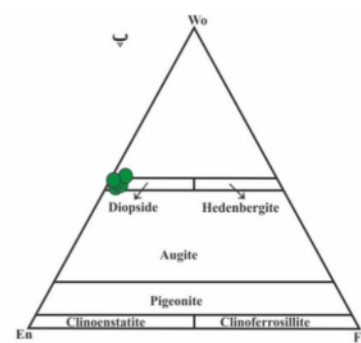
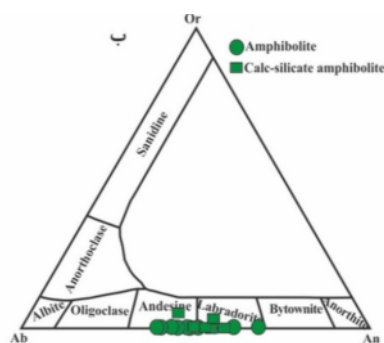
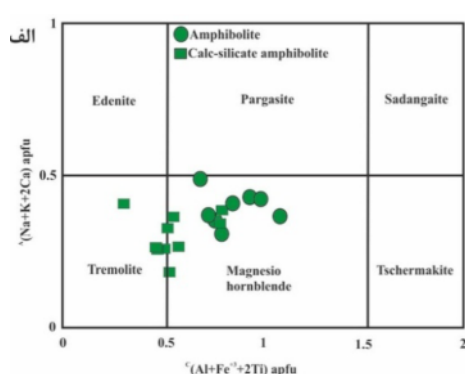
آمفیبول: آمفیبول مهمترین کانی تشکیل‌دهنده متابازیت‌ها بوده و در بررسی و شناخت جنبه‌های سنگ‌شناسی از جمله تعیین دما و فشار از اهمیت قابل توجهی برخوردار است. با توجه به معیار رده‌بندی ارائه شده برای آمفیبول [۱۲]، آمفیبول نمونه آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی سیلیکاته مورد بررسی از نوع کلسیمی بوده ($^{B}Ca/(Ca + Na) \geq 0.75$) و با توجه به تعداد کاتیون‌های آلومینیم، آهن و تیتانیم در جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، از نوع منیزیه‌هورنبلند و ترمولیت هستند (شکل ۴ الف).

پلاژیوکلاز: نتایج پلاژیوکلازهای نمونه آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی-سیلیکاته در جدول ۱ ارائه شده است. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبولیت و آمفیبولیت کالک-سیلیکاته منطقه در تقسیم‌بندی نمودار مثلثی آل بیت-آنورتیت-ارتز [۱۳] از نوع آندزین و لابرادوریت هستند (شکل ۴ ب). میزان مشارکت سازنده‌های فلدسپار عبارت است از: آل بیت ۳۹ تا ۶۰ درصد، آنورتیت ۳۸ تا ۶۰ درصد و ارتوز ۰/۳۸ تا ۵ درصد.

پیروکسن: پیروکسن موجود در لایه‌های آهکی-سیلیکاته آمفیبولیت، با توجه به نمودار رده‌بندی پیروکسن [۱۴]، از نوع دیوپسید بوده (شکل ۴ پ) و سازنده‌های اصلی آن شامل: ولاستونیت (۵۱/۲۵ تا ۵۱/۶۹ درصد)، انستاتیت (۴۵/۸۵ تا ۴۸/۳۱ درصد)، فروسیلیت (۰ تا ۲/۹۰ درصد) است (جدول ۱). **اپیدوت:** تراکم پیستاشیت ($Xps=Fe^{I}/(Fe^{I} + Al)$) اپیدوت-های تجزیه شده از ۲۸ تا ۲۹ درصد متغیر است.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی کانی‌های موجود در نمونه آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی سیلیکاته. فرمول ساختاری کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت و پیروکسن به ترتیب براساس ۲۳، ۸، ۱۲٫۵ و ۶ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	آمفیبولیت					آمفیبولیت آهکی سیلیکاته							
	آمفیبول		پلاژیوکلاز			آمفیبول		پیروکسن		پلاژیوکلاز		اپیدوت	
کانی	۴۲#	۴۶#	۴#	۹#	۱۲#	۲#	۸#	#27	۳۳#	۱۶#	۱۹#	۲۲#	۲۳#
شماره تجزیه													
SiO ₂	۴۶٫۲۶	۴۶٫۷۵	۵۷٫۹۹	۵۷٫۷۴	۵۱٫۶۴	۴۹٫۳۱	۴۸٫۴۲	۵۲٫۴۱	۵۴٫۱۰	۵۵٫۲۷	۵۸٫۷۰	۳۹٫۷۰	۳۸٫۹۴
TiO ₂	۰٫۵۲	۰٫۶۴	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۲۰	۰٫۲۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۲۱	۰٫۱۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al ₂ O ₃	۱۰٫۶۲	۱۱٫۹۶	۲۴٫۵۹	۲۵٫۳۴	۲۸٫۳۲	6٫79	7٫19	1٫29	0٫49	28٫44	26٫30	22٫14	22٫23
FeO ^۱	۱۴٫۶۵	۱۵٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۵۶	۱۰٫۱۸	۹٫۹۹	۵٫۶۵	۴٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۱۸	۱۲٫۴۶	۱۳٫۱۳
MnO	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۲۳	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۳	۰٫۱۲
MgO	۱۱٫۶۰	۱۰٫۷۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۱۶٫۸۰	۱۷٫۳۱	۱۶٫۳۲	۱۶٫۲۱	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۵	۰٫۰۱
CaO	۱۲٫۲۲	۱۱٫۲۹	۸٫۷۱	۹٫۸۴	۱۲٫۸۰	۱۲٫۸۰	۱۲٫۹۲	۲۴٫۳۰	۲۵٫۲۱	۱۲٫۲۸	۸٫۶۰	۲۳٫۲۲	۲۳٫۵۴
Na ₂ O	۱٫۱۴	۱٫۵۲	۷٫۶۳	۵٫۵۳	۴٫۵۶	۰٫۸۸	۰٫۹۱	۰٫۴۷	۰٫۲۹	۴٫۸۶	۵٫۹۱	۰٫۱۲	۰٫۰۸
K ₂ O	۰٫۶۴	۰٫۸۰	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۶۴	۰٫۵۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۸	۰٫۸۸	۰٫۰۹	۰٫۰۲
مجموع	۹۸٫۰۲	۹۸٫۹۹	۹۹٫۱۹	۹۸٫۷۱	۹۸٫۰۲	۹۷٫۷۶	۹۷٫۸۰	۱۰۰٫۸۷	۱۰۰٫۷۲	۱۰۰٫۹۳	۱۰۰٫۶۴	۹۸٫۳۱	۹۸٫۱۹
Si	۶٫۸۲	۶٫۷۴	۲٫۶۳	۲٫۶۲	۲٫۴۰	7٫03	6٫89	1٫90	1٫97	2٫47	2٫61	3٫12	3٫06
Ti	۰٫۱۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	0٫02	0٫03	0٫00	0٫00	0٫00	0٫00	0٫01	0٫00
Al ^{IV}	۱٫۱۷	۱٫۲۶	۱٫۳۱	۱٫۳۵	۱٫۵۵	0٫97	1٫12	0٫06	0٫02	1٫50	1٫38	2٫06	2٫06
Al ^{VI}	۰٫۶۷	۰٫۷۷				0٫17	0٫09						
Fe ²⁺	۱٫۶۴	۱٫۵۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۷۳	۰٫۵۱	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۱۰
Fe ³⁺	۰٫۰۴	۰٫۲۹	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۴۸	۰٫۶۸	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۶۵	۰٫۷۶
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۲٫۵۵	۲٫۳۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۳٫۵۷	۳٫۶۷	۰٫۸۸	۰٫۸۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ca	۱٫۹۴	۱٫۷۴	۰٫۴۲	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۱٫۹۶	۱٫۹۷	۰٫۹۴	۰٫۹۸	۰٫۵۹	۰٫۴۱	۱٫۹۵	۱٫۹۸
Na	۰٫۳۳	۰٫۴۳	۰٫۶۷	۰٫۴۹	۰٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۴۲	۰٫۵۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
K	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰
جمع	۱۵٫۴۲	۱۵٫۳۲	۵٫۰۴	۴٫۹۴	۵٫۰۳	۱۵٫۳۱	۱۵٫۳۳	۴٫۰۰	۴٫۰۰	۴٫۹۹	۴٫۹۷	۷٫۹۸	۷٫۹۷
XMg	۰٫۶۱	۰٫۶۰				۰٫۸۳	۰٫۸۸	۱٫۰۰	۰٫۹۴				
%An			۳۸٫۴۵	۴۹٫۲۵	۶۰٫۵۹					۵۸٫۰۰	۴۲٫۰۰		
%Ab			۶۰٫۹۶	۵۰٫۰۹	۳۹٫۰۶					۴۱٫۵۴	۵۳٫۰۰		
%Or			۰٫۵۸	۰٫۶۵	۰٫۳۳					۰٫۴۵	۵٫۰۰		
WO								۵۱٫۶۹	۵۱٫۲۵				
En								۴۸٫۳۱	۴۵٫۸۵				
Fs								۰٫۰۰	۲٫۹۰				
XP _s												۲۸٫۴۷	۲۹٫۴۵



شکل ۴ الف- نمودار رده‌بندی آمفیبول [۱۲]، که با توجه به آن، آمفیبول‌های موجود در نمونه‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی سیلیکاته، از نوع منیزیوهورنبلند و ترمولیت هستند. ب- نمودار رده‌بندی فلدسپار [۱۳] در سنگ‌های آمفیبولیتی منطقه که نمونه‌ها در گستره آندزین و لابرادوریت قرار می‌گیرند. پ- نمودار رده‌بندی پیروکسن [۱۴] در نمونه آمفیبولیت آهکی سیلیکاته منطقه که در گستره اوژیت قرار می‌گیرند.

دما- فشارسنجی

نظر به نبود کلریت در آمفیبولیت‌های مورد بررسی، کمینه دمای دگرگونی ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. عدم حضور اپیدوت در آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد نیز بیانگر آن است که دمای بیشینه دگرگونی ۷۲۰ درجه سانتی-گراد است.

دما- فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول

ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول به‌طور گسترده برای تعیین فشار سنگ‌های آذرین و دگرگونی به‌کار می‌رود. استفاده از ترکیب کانی آمفیبول یکی از متداول‌ترین روش‌های دما-فشارسنجی در سنگ‌های متابازیتی است. در ترکیب کانی آمفیبول تراکم عناصر مختلف موجود در جایگاه‌های گوناگون بلورشناسی تابع عوامل مختلفی همچون دما، فشار و گریزندگی اکسیژن است [۱۷]. بنابراین با توجه به مقادیر این عناصر می‌توان تا حدی به شرایط دما و فشار تشکیل این کانی طی دگرگونی پی برد.

دماسنجی براساس تغییرات Si نسبت به Mg#

با بررسی‌های آزمایشگاهی تبلور آمفیبول در گستره دمایی ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد میسر شده است [۱۸]. با توجه به مقادیر Si و Mg#، آمفیبول‌های نمونه‌های محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند (شکل ۶ الف).

دماسنجی بر پایه تغییرات مقدار Al^{IV} نسبت به Ti آمفیبول

چنان که در شکل ۶ ب دیده می‌شود، براساس داده‌های دمایی ارائه شده در مرجع [۱۹] و نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti [۱۸]، آمفیبول‌های نمونه‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی-سیلیکاته مجموعه دگرگونی محمودآباد در دمای کمتر از ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند.

دما-فشارسنجی آمفیبول با استفاده از هم‌چندهای TiO_2 و Al_2O_3

روش دما-فشارسنجی نیمه کمی آمفیبول با استفاده از تراکم تیتانیم و آلومینیم آمفیبول کلسیمی موجود در ترکیبات مورب، در گستره دمای ۶۵۰ تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد، فشار ۸ تا ۲۲ کیلو بار و شرایط گریزندگی اکسیژن کنترل شده سیستم کوارتز-مگنتیت-فایالیت (شکل ۶ پ)، ابداع شده است [۱۸]. با استفاده از این روش شرایط دگرگونی به‌طور تقریبی شامل دمای ۴۳۰ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلو بار هستند.

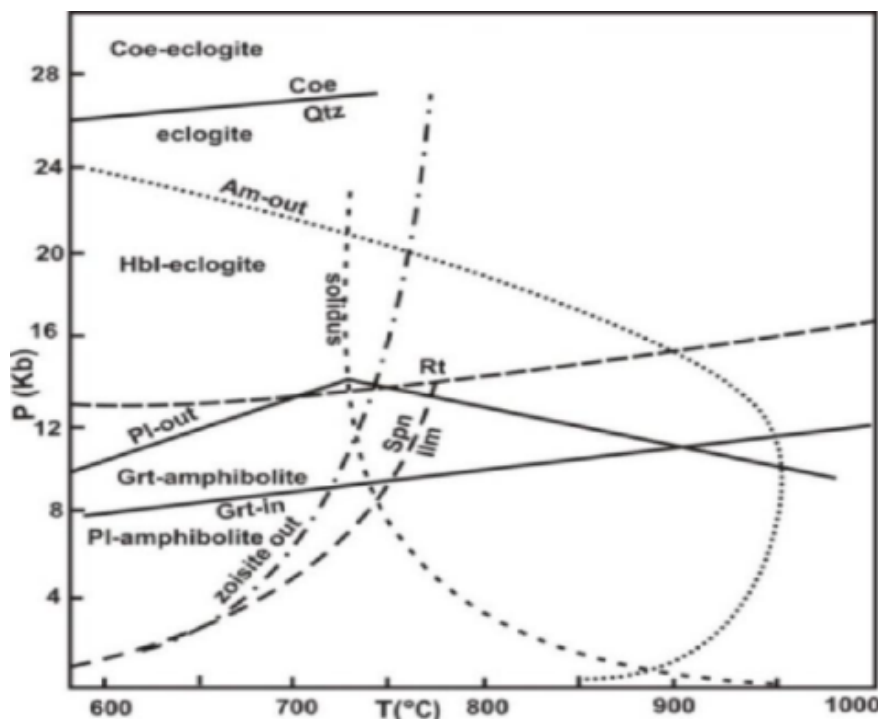
یکی از اهداف مهم در سنگ‌شناسی سنگ‌های دگرگونی، محاسبه دما و فشار تشکیل سنگ‌های دگرگونی است که منجر به شناخت درجه زمین گرمایی دیرینه، ساز و کار دگرگونی و همچنین جایگاه دیرینه زمین‌ساختی دگرگونی خواهد شد. ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی به روش‌های مختلفی صورت می‌گیرد که عبارتند از روش تعادل چندگانه، شبکه‌های سنگ‌زایی و دما-فشارسنج‌های قراردادی. با توجه به تعداد کم کانی‌های هم‌برزادی دگرگونی آمفیبولیت‌های مورد بررسی، محاسبه دما و فشار توسط نرم‌افزار ترموکالک (روش تعادل چندگانه) میسر نشد به شرایط دگرگونی که روش‌های دیگر دما-فشارسنجی شرایط دگرگونی محاسبه شدند به شرح زیرند:

دما- فشارسنجی با استفاده از شبکه سنگ‌زایی تبدیل آمفیبولیت به اکلویت در سیستم مورب آبدار

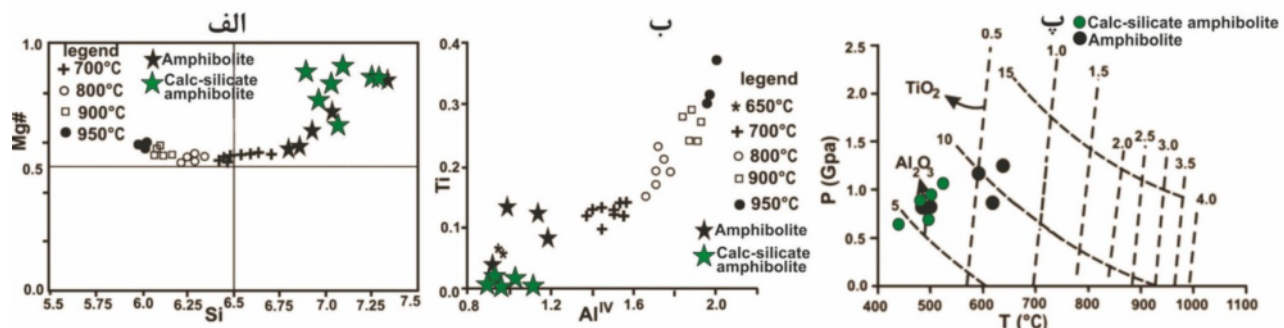
شبکه سنگ‌زایی گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلویت در سیستم مورب آبدار [۱۵] و گستره پایداری فازهای تیتانیم‌دار در شکل ۵ نشان داده شده‌اند. براساس این شبکه سنگ‌زایی و با توجه به عدم حضور گارنت در نمونه‌های آمفیبولیت مجموعه دگرگونی محمودآباد، فشار دگرگونی کمتر از ۸ کیلو بار بوده است. از طرفی نبود شواهد ذوب‌بخشی در نمونه‌های متابازیتی، این شکل دمای دگرگونی را در گستره زیر منحنی ذوب مورب آبدار و کمتر از ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد، نشان می‌دهد. با توجه به نبود روتیل و حضور اسفن و ایلمنیت فشار دگرگونی کمتر از ۱۳ کیلو بار و گستره دمایی مجموعه دگرگونی محمودآباد بین ۶۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد متغیر است. براساس منحنی پایداری اپیدوت (شکل ۵) و با توجه به نبود اپیدوت دگرگونی اولیه در آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد، دمای دگرگونی بین ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و دامنه فشار بین ۴ تا ۸ کیلو بار متغیر است.

دما- فشارسنجی به کمک شبکه سنگ‌زایی متابازیت‌ها

کانی‌های معدود موجود در متابازیت‌ها از نوع محلول جامد هستند، در نتیجه خطوط هم دگرگونی‌ها در سیستم‌های متاپلیتی معمول‌تر بوده و شبکه سنگ‌زایی متاپلیتی نسبت به متابازیت‌ها جامع‌تر است. با وجود این، محو شدن کانی‌هایی از قبیل کلریت و اپیدوت طی دگرگونی پیش‌رونده در ارزیابی دما و فشار دگرگونی متابازیت‌ها مفیدند. با توجه به مجموعه‌های کانی‌شناسی موجود در رخساره آمفیبولیت متابازیت‌ها [۱۶] و



شکل ۵. نمودار دما-فشار و شبکه سنگ‌زایی تبدیل آمفیبولیت به اکلوزیت همراه با گستره پایداری فازهای تیتانیوم‌دار در سیستم مورب اشباع از آب [۱۵].



شکل ۶. دما-فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی آمفیبول. الف- نمودار Si نسبت به Mg# [۱۸]. براساس این نمودار، نمونه‌های آمفیبول مجموعه محمودآباد، در گستره دمایی کمتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد متبلور شده‌اند. ب- نمودار تغییرات Al^{IV} نسبت به Ti آمفیبول‌های کلسیمی [۱۸] که بر پایه آن نیز، دمای تبلور آمفیبول نمونه‌های آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی سیلیکاته محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد است. پ- نمودار دما-فشار و خطوط هم‌چند اکسیدهای اصلی TiO_2 و Al_2O_3 در آمفیبول‌های کلسیمی [۱۸]، که با توجه به آن آمفیبولیت‌های محمودآباد دمای ۴۳۰ تا ۶۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلو بار را نشان می‌دهند.

دماسنجی قراردادی هورنبلند- پلاژیوکلاز

دمای سنگ‌های کوارتزدار و بدون کوارتز معرفی شده‌اند [۲۱]. از آنجا که در نمونه‌های آمفیبولیتی مجموعه محمودآباد، کوارتز وجود دارد، محاسبات با در نظر گرفتن واکنش آلیت + ترمولیت = کوارتز + ادنیت انجام شد. براساس این واکنش،

بر اساس جانشینی ادنیتی- چرماکیتی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبول، دماسنجی بر پایه زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز ابداع شده [۲۰] و سپس با توجه به حضور یا عدم حضور کوارتز در سنگ، دو واکنش جداگانه به‌منظور ارزیابی

دمای دگرگونی در فشار ۸ کیلو بار ۶۳۰ تا ۷۳۹ درجه سانتی-گراد به دست آمد.

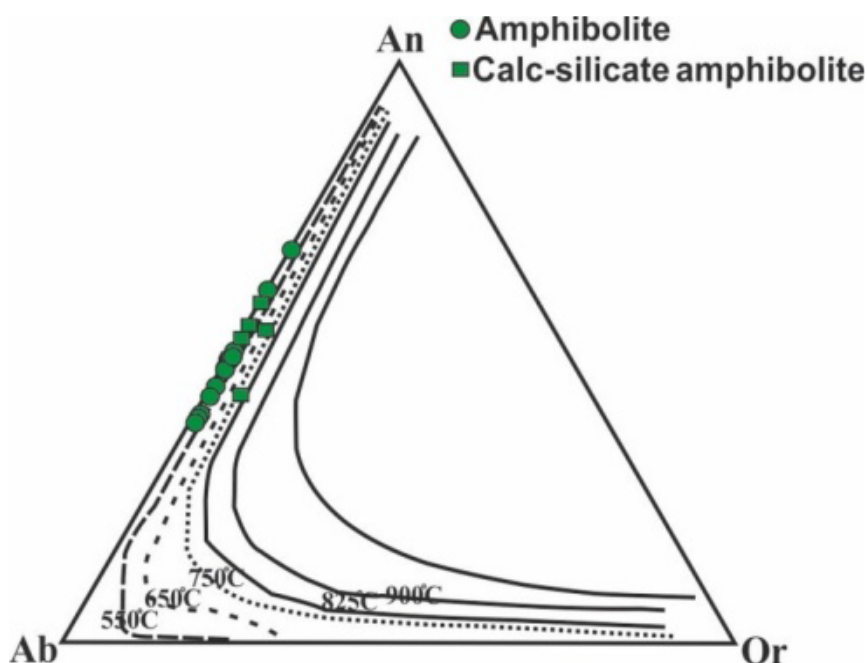
دماسنجی فلدسپار

بر اساس منحنی‌هایی دمایی موجود در نمودار سه‌تایی آل بیت-آنورتیت- ارتوز [۲۳، ۲۲]، دمای تبلور فلدسپار نمونه‌های آمفیبولیتی ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شد (شکل ۷).

شیمی سنگ کل

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب ۹ نمونه آمفیبولیت مجموعه دگرگونی محمودآباد در جدول ۲ ارائه شده است. گام نخست در بررسی شیمی سنگ کل متبازیت‌ها، تفکیک خاستگاه آذرین (ارتوآمفیبولیت) از رسوبی (پاراآمفیبولیت) است. برای این منظور، از نمودار دوتایی TiO_2 نسبت به MnO [۲۴] استفاده شده است. قرار گرفتن نمونه‌ها در گستره آذرین نشان‌دهنده ارتوآمفیبولیت بودن این سنگ-هاست (شکل ۸ الف). براساس نمودار سه‌تایی $CaO-MgO-FeO$ [۲۵] نیز خاستگاه آمفیبولیت‌های مورد بررسی آذرین هستند (شکل ۸ ب). با توجه به نمودارهای جداکننده خاستگاه رسوبی از آذرین [۲۶]، سنگ‌مادر متبازیت‌های مورد بررسی

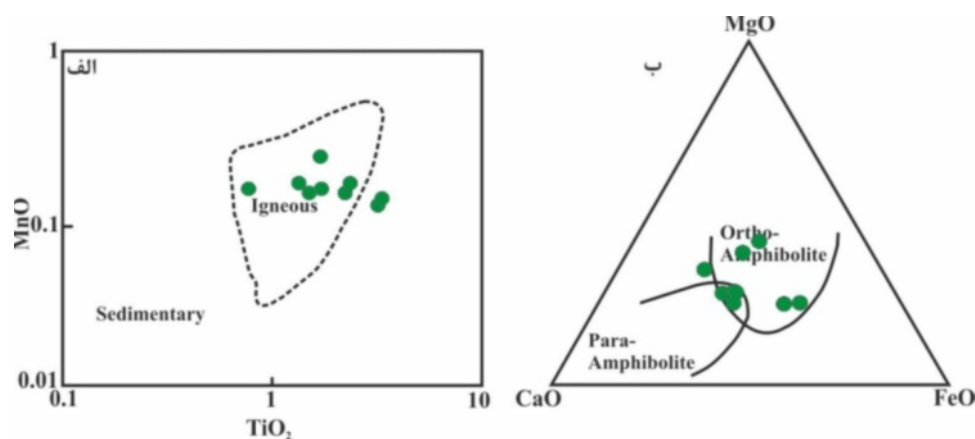
بیشتر در گستره آذرین قرار گرفته است (شکل‌های ۹ الف و ب)، با توجه به نمودار دوتایی TiO_2 نسبت به پارامتر $F (F=FeO+Fe_2O_3/FeO+MgO)$ [۲۷] آمفیبولیت‌های محمودآباد برآمده از دگرگونی سنگ مادر آذرین هستند (شکل ۹ پ). با توجه به اینکه سنگ مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد از نوع آذرین است، به‌منظور نام‌گذاری و شناسایی سری ماگمایی، از نمودارهای مرسوم برای سنگ‌های ماگمایی استفاده شده است. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین که بر اساس عناصر اصلی تعریف شده‌اند [۲۸]، سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد، بیشتر در گستره بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف) و با توجه به مقادیر کم عناصر قلیایی از ماهیت نیمه قلیایی برخوردارند. با توجه به ماهیت دگرگون شده این سنگ‌ها، از نمودارهای برپایه عناصر کم‌تحرك طی دگرگونی بنا شده‌اند [۲۹] نیز استفاده شده است. برپایه این نمودار، ترکیب آمفیبولیت‌ها از نوع بازالت و بازالت قلیایی است (شکل ۱۰ ب). در نمودار AFM جداکننده سری آهکی-قلیایی از تولیتی [۳۰]، سری ماگمایی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد بیشتر از نوع تولیتی است (شکل ۱۰ پ).



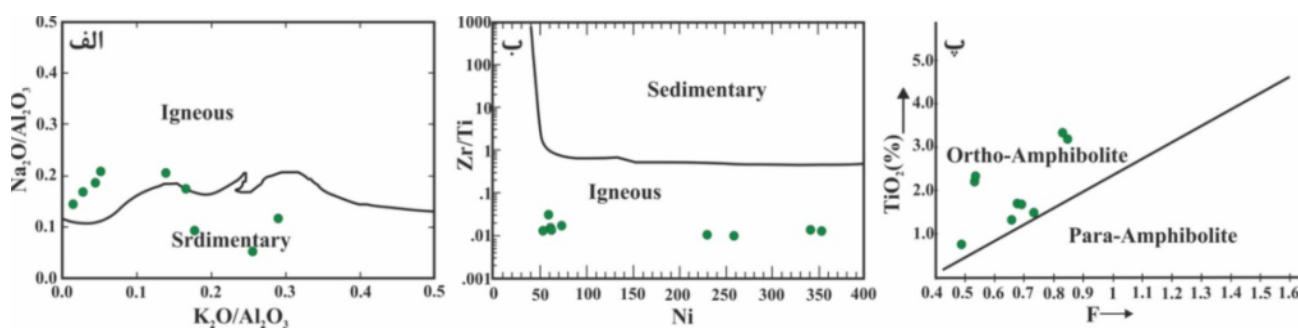
شکل ۷ تعیین دمای آمفیبولیت‌های محمود آباد بر اساس ترکیب شیمیایی فلدسپار [۲۳، ۲۲].

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل ۹ نمونه از آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد. عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر کمیاب برحسب قسمت در میلیون هستند.

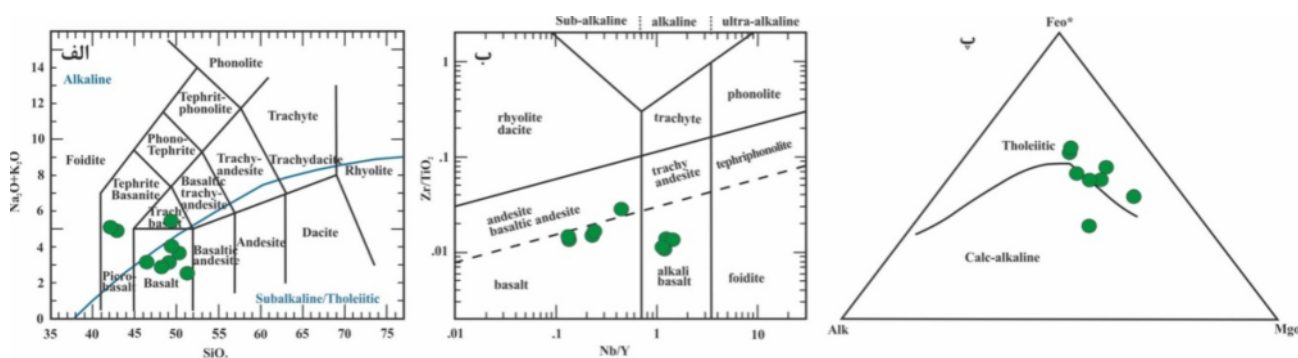
شماره نمونه		hgh48	hgh45	hgh44	hgh43	hgh28b	hgh28a	hgh12b	hgh12a	hgh8
Major Oxides (%wt)	SiO ₂	۴۹٫۳۳	۴۲٫۹۱	۴۲٫۲۲	۴۸٫۱۳	۴۶٫۴۷	۵۱٫۱۶	۴۹٫۰۳	۴۹٫۳۴	۵۰٫۲۱
	Al ₂ O ₃	۱۳٫۴۶	۱۴٫۳۶	۱۵٫۰۱	۱۰٫۸۰	۱۰٫۲۴	۱۶٫۰۱	۱۶٫۰۱	۱۵٫۵۳	۱۵٫۹۷
	Fe ^t	۶٫۷۵	۱۷٫۲۲	۱۶٫۰۹	۱۱٫۰۵	۱۲٫۰۸	۱۰٫۸۱	۹٫۶۳	۱۰٫۱۴	۹٫۶۶
	MgO	۸٫۳۷	۶٫۵۴	۶٫۴۸	۱۱٫۸۰	۱۲٫۹۶	۷٫۰۰	۶٫۹۵	۵٫۷۱	۶٫۵۲
	CaO	۱۱٫۰۶	۶٫۸۴	۸٫۰۶	۹٫۸۲	۸٫۱۸	۱۰٫۴۰	۱۱٫۲۳	۱۰٫۰۲	۹٫۵۴
	Na ₂ O	۱٫۵۷	۲٫۹۵	۲٫۶۲	۱	۰٫۵۳	۲٫۳۱	۲٫۷۰	۳٫۲۴	۲٫۹۸
	K ₂ O	۳٫۹۱	۲	۲٫۵۰	۱٫۹۲	۲٫۶۲	۰٫۲۴	۰٫۴۵	۰٫۸۱	۰٫۷۱
	TiO ₂	۰٫۷۸	۳٫۱۷	۳٫۳۱	۲٫۳۴	۲٫۲۱	۱٫۶۹	۱٫۳۴	۱٫۵۰	۱٫۷۲
	MnO	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵
	P ₂ O ₅	۰٫۱۷	۰٫۴۶	۰٫۵۰	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۱۹	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۱۹
	LOI	۵٫۶۸	۱٫۵۴	۱٫۳۴	۲٫۳۴	۲٫۶۹	۰٫۷۲	۰٫۹۴	۱٫۲۴	۲٫۰۵
	total	۱۰۰٫۳۳	۹۸٫۲۷	۹۸٫۳۸	۹۹٫۸۱	۹۸٫۵۵	۱۰۰٫۸۱	۹۸٫۶۴	۹۷٫۸۶	۹۹٫۷۸
LILES (ppm)	Cs	۴٫۴۷	۴٫۵۱	۶٫۰۸	۱۵٫۵۳	۲۳٫۶۸	۰٫۸۲	۵٫۸۸	۱٫۴۸	۲٫۵۶
	Rb	۱۱۵٫۴۰	۴۸٫۵۰	۶۱٫۵۰	۷۶٫۸۰	۱۰۵	۴	۹٫۳۰	۱۲٫۷۰	۲۱٫۲۰
	Ba	۵۷۸٫۱۰	۸۸۲٫۸۰	۴۸۳٫۵۰	۲۳۴٫۱۰	۲۹۱٫۲۰	۶۷٫۲۰	۱۶۹٫۳۰	۸۰٫۹۰	۸۵٫۹۰
	Sr	۲۳۷٫۸۰	۳۲۰٫۴۰	۲۷۰٫۶۰	۲۶۵٫۱۰	۱۴۱٫۹۰	۲۳۵٫۶۰	۲۸۲٫۴۰	۲۸۲٫۳۰	۴۵۰٫۸۰
HFSE (ppm)	Th	۶٫۳۵	۴٫۷۲	۳٫۲۸	۲٫۵۷	۲٫۲۹	۰٫۸۰	۰٫۴۸	۰٫۴۷	۰٫۹۸
	U	۴٫۹۱	۰٫۹۴	۰٫۸۳	۰٫۹۶	۱٫۱۳	۰٫۲۹	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۴۴
	Zr	۱۴۲	۱۹۲	۲۱۲	۱۹۰	۱۷۳	۱۵۱	۱۱۵	۱۱۸	۱۷۰
	Hf	۴٫۶۰	۵٫۴۰	۵٫۷۰	۴٫۹۰	۴٫۷۰	۳٫۶۰	۳	۲٫۵۰	۳٫۵۰
	Ta	۰٫۹۰	۲٫۲۰	۲٫۳۰	۲٫۲۰	۲	۰٫۴۰	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۵۰
	Y	۲۳٫۹۰	۲۳٫۷۰	۲۵	۲۱٫۵۰	۱۸٫۴۰	۲۶٫۵۰	۲۲٫۹۰	۲۲٫۹۰	۳۰
	Nb	۱۰٫۶۰	۲۷٫۹۰	۲۸٫۳۰	۲۶٫۲۰	۲۶٫۳۰	۶	۳	۳٫۱۰	۷٫۲۰
REE (ppm)	La	۳۶۶۰	۲۷۷۰	۲۷۲۰	۲۶۴۰	۲۱۸۰	۸۴۰	۵۴۰	۵۳۰	۹۷۰
	Ce	۷۱۷۰	۶۲۲۰	۶۰۵۰	۵۵۹۰	۴۸۷۰	۲۱۷۰	۱۴۸۰	۱۴۷۰	۲۴۲۰
	Pr	۷۸۰	۷۸۹	۷۴۱	۶۸۸	۶۰۹	۳۱۱	۲۲۲	۲۲۱۸	۳۳۸
	Nd	۳۰۷۰	۳۴۲۰	۳۳۲۰	۲۹۹۰	۲۶۴۰	۱۵۳۰	۱۱۶۰	۱۱۲۰	۱۶۹۰
	Sm	۵۷۱	۷۴۲	۷۰۸	۶۳۱	۵۲۴	۴	۳۲۳	۳۲۳	۴۴۷
	Eu	۱٫۱۱	۲٫۵۲	۲٫۴۹	۱٫۸۰	۱٫۷۷	۱٫۵۷	۱٫۳۲	۱٫۲۵	۱٫۶۹
	Gd	۴٫۸۵	۶٫۸۰	۶٫۶۷	۶٫۰۷	۴٫۹۹	۴٫۵۲	۴٫۰۷	۳٫۵۵	۴٫۸۴
	Tb	۰٫۷۳	۰٫۹۹	۰٫۹۷	۰٫۸۹	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۷۴	۰٫۶۳	۰٫۸۵
	Dy	۴٫۴۰	۵٫۶۱	۵٫۴۸	۴٫۸۱	۴٫۳۰	۴٫۹۸	۴٫۴۹	۴٫۰۹	۵٫۳۴
	Ho	۰٫۸۳	۱٫۰۲	۱٫۰۳	۰٫۸۸	۰٫۷۴	۱٫۰۵	۰٫۹۴	۰٫۸۵	۱٫۱۲
	Er	۲٫۴۰	۲٫۵۷	۲٫۶۴	۲٫۲۷	۲٫۰۳	۳٫۰۸	۲٫۶۷	۲٫۴۹	۳٫۰۹
	Tm	۰٫۳۷	۰٫۳۷	۰٫۳۶	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۴۳	۰٫۳۸	۰٫۳۵	۰٫۴۶
	Yb	۲٫۶۹	۲٫۱۴	۲٫۲۵	۱٫۸۴	۱٫۶۲	۲٫۹۲	۲٫۴۵	۲٫۴۲	۲٫۹۹
	Lu	۰٫۳۹	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۴۳	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۴۳
Others (ppm)	Sc	۱۵٫۵۰	۲۶٫۴۰	۲۵٫۸۰	۳۷٫۱۰	۳۷٫۹۰	۳۴٫۷۰	۴۱٫۱۰	۳۳٫۴۰	۳۷٫۸۰
	Cr	۱۰۶	۳۷۶	۲۹۴	۹۲۹	۱۰۵۷	۲۴۷	۲۸۱	۲۳۷	۲۷۰
	Ni	۵۹٫۹۰	۲۵۹٫۶۰	۲۳۰٫۶۰	۳۴۱٫۲۰	۳۵۳٫۲۰	۶۱٫۸۰	۶۲٫۵۰	۵۳٫۴۰	۷۳٫۳۰
	Co	۲۷	۸۵٫۳۰	۷۵٫۱۰	۶۱٫۹۰	۶۹٫۹۰	۴۵٫۱۰	۴۲٫۹۰	۳۹٫۹۰	۴۷٫۸۰
	V	۱۵۱	۲۸۱	۲۷۰	۲۷۹	۲۹۶	۲۵۵	۲۳۰	۲۲۹	۲۵۲
	Ga	۲۰٫۵۰	۲۲٫۹۰	۲۱٫۵۰	۱۷٫۴۰	۱۷٫۸۰	۲۰٫۵۰	۱۶٫۹۰	۱۷٫۴۰	۲۱٫۱۰



شکل ۸ الف- نمودار MnO نسبت به TiO_2 [۲۴]، که براساس آن، سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد آذرین است. ب- نمودار مثلی $CaO-MgO-FeO$ [۲۵] که جداکننده پارآمفیبولیت از ارتوآمفیبولیت است.



شکل ۹ الف- نمودار K_2O/Al_2O_3 نسبت به Na_2O/Al_2O_3 [۲۶]، که براساس آن سنگ‌مادر بیشتر آمفیبولیت‌های محمودآباد از نوع آذرین است. ب- نمودار نیکل نسبت به زیرکیم به تیتانیم [۲۶] که بر پایه آن نیز، متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد از دگرگونی سنگ‌های آذرین به-وجود آمده‌اند. پ- نمودار TiO_2 نسبت به پارامتر F [۲۷] که براساس آن آمفیبولیت‌های محمودآباد از نوع ارتوآمفیبولیت هستند.



شکل ۱۰ الف- نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین [۲۸]، که براساس آن، ترکیب سنگ‌مادر متابازیت‌های محمودآباد بیشتر بازالت و تراکی بازالت نیمه قلیایی است. ب- نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین براساس عناصر غیر متحرک طی دگرگونی [۲۹]، که باتوجه به آن ترکیب سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد بازالت و بازالت قلیایی است. پ- نمودار جداکننده سری ماگمایی تولیتی از آهکی- قلیایی [۳۰]، که در آن سری ماگمایی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد بیشتر از نوع تولیتی است.

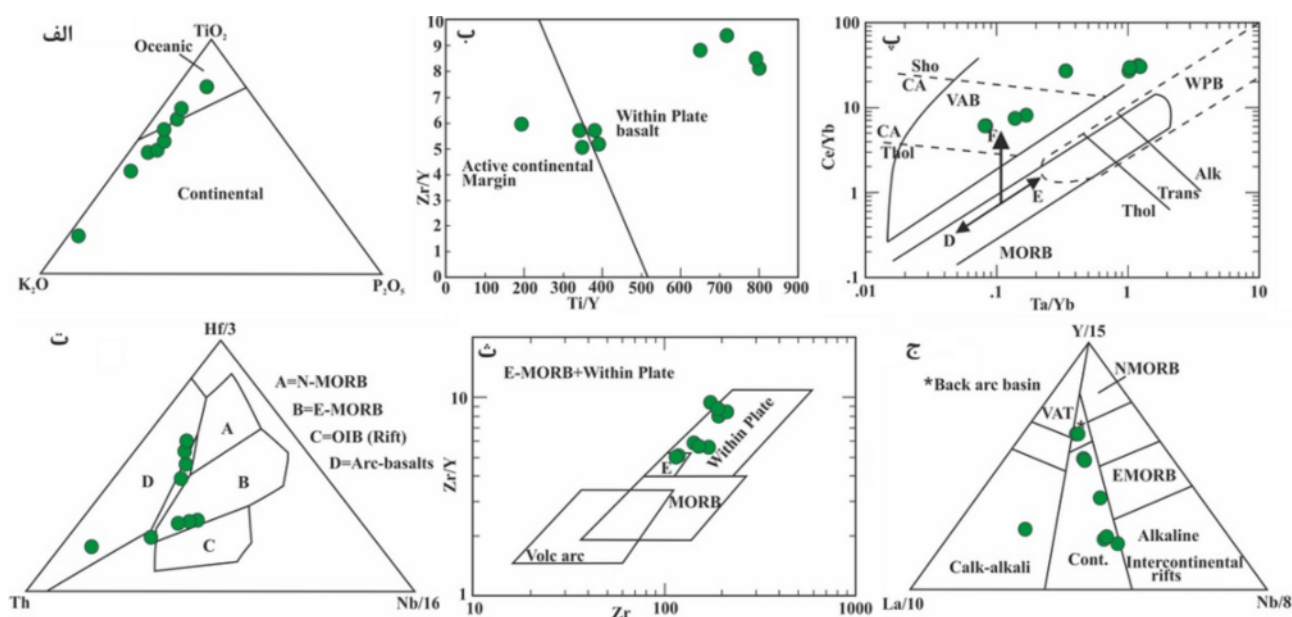
ساختی سنگ‌مادر این آمفیبولیت‌ها سعی شده است که علاوه بر نمودارهای مرسوم در اواخر قرن میلادی گذشته، از نمودارهای تصحیح شده و تعریف شده بر اساس لگاریتم چند عنصری که در سال‌های اخیر ابداع شده‌اند نیز استفاده گردد. بر

جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد

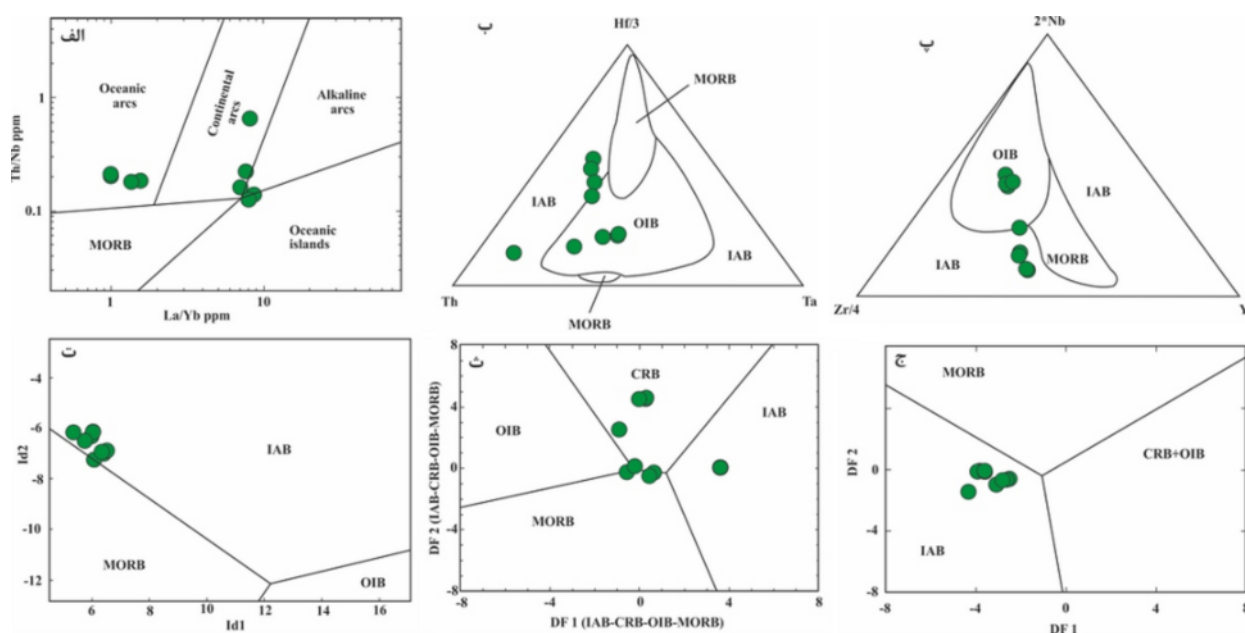
با توجه به سنگ‌مادر آذرین و ترکیب بازی شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های محمودآباد، به‌منظور شناسایی جایگاه زمین-

۱۱ ث). با توجه به نمودار سه‌تایی $La/10-Y/15-Nb/8$ [۳۶]، سنگ‌مادر بیشتر آمفیبولیت‌های محمودآباد، در گستره بازالت قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱ ج). براساس نمودار دوتایی $Th/Nb-La/Yb$ [۳۷]، جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، بیشتر در مرز جداکننده قوس قاره‌ای از اقیانوسی واقع شده است (شکل ۱۲ الف). در نمودارهای جداکننده جایگاه زمین‌ساختی که توسط ورمیش [۳۸] معرفی شده، شاخص‌های زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌های محمودآباد مشابه بازالت‌های جزایر اقیانوسی و قوسی است (شکل‌های ۱۲ ب و پ)، اما در نمودار دوتایی جداکننده جایگاه زمین‌ساختی که بر اساس پارامترهای $Id1$ و $Id2$ بنا شده، جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، جزایر قوسی است (شکل ۱۲ ت).

اساس نمودار مثلی جداکننده بازالت قاره‌ای از اقیانوسی [۳۱]، جایگاه سنگ‌مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد بیشتر قاره‌ای است (شکل ۱۱ الف). در نمودار دوتایی Ti/Y نسبت به Zr/Y [۳۲]، بیشتر آمفیبولیت‌های محمودآباد وابسته به جایگاه درون صفحه‌ای هستند (شکل ۱۱ ب). با توجه به نمودار دوتایی Ta/Yb نسبت به Ce/Yb [۳۳]، جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی، بیشتر در گستره قوس آتشفشانی یا مجاور آن واقع شده‌اند (شکل ۱۱ پ). براساس نمودار سه‌تایی $Th-Hf/3-Nb/16$ [۳۴]، شاخص‌های زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌های محمودآباد مشابه بازالت‌های قوس ماگمایی و مورب غنی‌شده هستند (شکل ۱۱ ت). در نمودار دوتایی جداکننده جایگاه‌های زمین‌ساختی قوس آتشفشانی، پشته میان اقیانوسی و درون صفحه‌ای [۳۵]، جایگاه متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، درون صفحه‌ای است (شکل



شکل ۱۱ نمودارهای متداول جداکننده جایگاه زمین‌ساختی که براساس آنها، جایگاه متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، درون صفحه‌ای و جزایر قوسی است. الف- نمودار مثلی $K2O-TiO2-P2O5$ [۳۱]، که با توجه به آن جایگاه سنگ‌مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد اغلب قاره‌ای است. ب- نمودار دوتایی Ti/Y نسبت به Zr/Y [۳۲]، که در آن، بیشتر آمفیبولیت‌های محمودآباد در جایگاه درون صفحه‌ای واقع شده‌اند. پ- نمودار دوتایی Ta/Yb نسبت به Ce/Yb [۳۳]، که بر پایه آن آمفیبولیت‌های محمودآباد بیشتر در گستره بازالت‌های قوس آتشفشانی جای دارند. ت- نمودار مثلی $Th-Hf/3-Nb/16$ [۳۴]، که با توجه به آن، سنگ‌مادر آمفیبولیت‌های محمودآباد بازالت قوس آتشفشانی و مورب غنی‌شده است. ث- نمودار دوتایی جداکننده جایگاه‌های زمین‌ساختی قوس آتشفشانی، پشته میان اقیانوسی و درون صفحه‌ای [۳۵]، که در آن جایگاه متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد درون صفحه‌ای است. ج- نمودار مثلی $La/10-Y/15-Nb/8$ [۳۶] که براساس آن، متابازیت‌های مورد بررسی، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بازالت قاره‌ای را نشان می‌دهند (VAT: تولیت قوس آتشفشانی، N-MORB: بازالت عادی پشته میان اقیانوسی، EMORB: بازالت غنی‌شده پشته میان اقیانوسی، OIB: بازالت جزایر اقیانوسی، Arc basalts: بازالت‌های قوس، MORB: بازالت پشته میان اقیانوسی، Sho: شوشونیتی، CA: آهکی-قلیایی، Thol: تولیتی، Alk: قلیایی، WPB: بازالت درون صفحه‌ای، Trans: انتقالی).



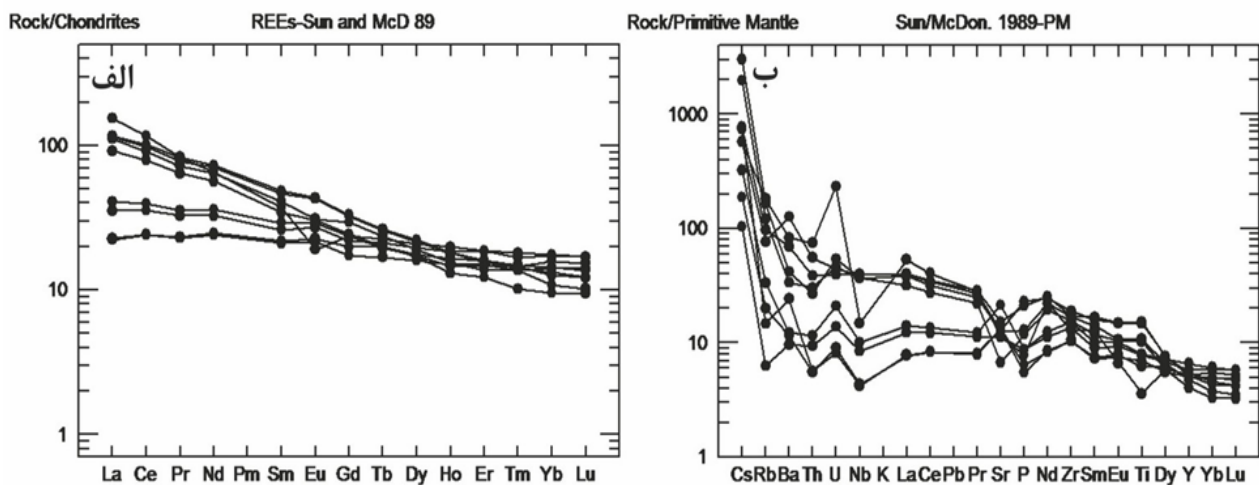
شکل ۱۲ نمودارهای جداکننده جایگاه زمین‌ساختی و انواعی که بر اساس لگاریتم چند عنصری در سال‌های معرفی شده است که براساس آنها خاستگاه سنگ‌مادر متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، وابسته به جایگاه فروانش و درون صفحه‌ای است. الف- نمودار دوتایی Th/Yb نسبت به La/Yb [۳۷]، که براساس آن جایگاه زمین‌ساختی متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد قوس آتشفشانی قاره‌ای و اقیانوسی است. ب، پ- در نمودارهای جداکننده جایگاه زمین‌ساختی $Th-Hf/3-Ta$ و $Zr/4-2Nb-Y$ [۳۸]، که در آنها سنگ‌مادر متابازیت‌های مورد بررسی در جایگاه جزایر اقیانوسی و قوسی شکل گرفته است. ت- نمودار دوتایی جداکننده جایگاه زمین‌ساختی [۳۸]، که براساس آن سنگ مادر آذرین آمفیبولیت‌های محمودآباد، شاخص‌های زمین‌شیمیایی بازالت‌های جزایر قوسی و مورب غنی‌شده را نشان می‌دهند. ث- توابع تفکیک تعریف شده توسط ورما و همکاران [۳۹]، که با توجه به آن بیشتر متابازیت‌های مورد بررسی در جایگاه کافت قاره‌ای و پشته میان اقیانوسی جای دارند. ج- نمودار توابع جداکننده تعیین شده توسط اگراول و همکاران [۴۰]، که برپایه آن همه متابازیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد در گستره جایگاه جزایر قوسی واقع شده‌اند (IAB: بازالت جزایر قوسی، CRB: بازالت کافت قاره‌ای).

بحث

چنانکه در مبحث زمین‌شناسی ناحیه‌ای بیان شد، مجموعه دگرگونی محمودآباد بخشی از پهنه ماگمایی- دگرگونی سندنچ-سیرجان محسوب می‌شود. سندنچ-سیرجان پهنه‌ای است که رخداد فعالیت ماگمایی و دگرگونی وسیع مزوزوئیک و نبود فعالیت آتشفشانی ائوسن، آن را از سایر پهنه‌های زمین‌شناسی ایران متمایز می‌سازد. بیشتر پژوهشگرانی که به بررسی دیرینه زمین‌نگاری قلمرو نئوتتیس پرداخته‌اند [۴۵-۴۸] معتقدند که فروانش این حوضه اقیانوسی در کرانه اوراسیا از تریاس پسین- ژوراسیک پیشین آغاز شده است. این رویداد فروانش با تشکیل کناره نوع کوردیلرن در راستای پهنه سندنچ-سیرجان در زمان ژوراسیک تا کرتاسه [۴۹-۵۴] همراه بوده است به عبارتی پهنه سندنچ-سیرجان طی آن دوره زمانی، در جایگاه قوس قاره‌ای واقع بوده و دستخوش رویدادهای زمین‌ساختی، ماگمایی و دگرگونی جایگاه کرانه فعال قاره‌ای شده است.

با توجه به نمودار دوتایی برپایه پارامتر لگاریتم عناصر اصلی [۳۹] و کمیاب [۴۰]، جایگاه زمین‌ساختی آمفیبولیت‌های محمودآباد، از هر سه نوع پشته میان اقیانوسی، کافت قاره‌ای (شکل ۱۲ ت) و جزایر قوسی (شکل ۱۲ ج) است.

در نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۱]، الگوی عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین غنی- شدگی نشان می‌دهند و نسبت La/Yb در آن‌ها از ۲/۱۹ تا ۱۳/۶۰ در تغییر است (شکل ۱۳ الف). در نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۳ ب)، عناصر سزیم، باریم، پتاسیم و اورانیم غنی‌شدگی نشان می‌دهند اما عناصر توریم، فسفر، نیوبیم و روییدیم دارای ناهنجاری منفی هستند. چنین شاخص‌های زمین‌شیمیایی از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فروانش است [۴۲]. ناهنجاری مثبت عناصری مانند پتاسیم و اورانیم، باریم، شاخص آرایش گدازه گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای نیز هستند [۴۳، ۴۴].



شکل ۱۳ الف- الگوی عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۱] که در آن عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین غنی‌شدگی نشان می‌دهند. ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۱] که در آن آمفیبولیت‌های محمودآباد در مقایسه با ترکیب گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (Cs, Ba, K, U) و تهی‌شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا (Nb, P, Th, Rb) دیده می‌شود. چنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی شاخص جایگاه فروران یا آلیش با پوسته قاره‌ای است.

از سایر نقاط پهنه سندنجد-سیرجان شمالی مانند سنقر-کنگاور [۵۵]، سقز-پیرانشهر [۵۶] و اسدآباد [۵۷] نیز گزارش شده است.

در این رابطه بسیاری از پژوهشگران [۵۸-۶۱] نیز معتقدند که فعالیت ماگمایی مربوط به قوس ماگمایی سندنجد-سیرجان در جایگاه زمین‌ساختی کششی روی داده است. به عقیده شهبازی و همکاران [۶] مجموعه ژرف توده‌ای الوند با سن ژوراسیک میانی، تا حدی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی قلیایی درون صفحه‌ای وابسته به حوضه‌های کششی کمان قاره‌ای را نشان می‌دهد.

در حالی که فروران نش‌نوتتیس به زیر کرانه فعال قاره‌ای صفحه ایران (پهنه سندنجد-سیرجان) منجر به پیدایش اقیانوس نائین- بافت در بخش جنوبی پهنه سندنجد-سیرجان به صورت یک حوضه پشت قوس باریک شده است [۵۷، ۵۶، ۴۸]، در بخش شمالی سندنجد-سیرجان، زمین‌ساخت کششی پشت قوس تنها سبب ایجاد کافت قاره‌ای عقیم متشکل از رسوبات تریاس و ژوراسیک شده است [۶۲-۶۵].

با توجه به شیمی سنگ کل، شاخص‌های زمین‌شیمیایی آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد، با هر سه جایگاه زمین‌ساختی پشته میان‌اقیانوسی، درون صفحه‌ای و قوس آتشفشانی همخوانی دارند. شرایط زمین‌دینامیکی حاکم بر جایگاه پشت قوس قاره‌ای چنان است که فعالیت ماگمایی در آن، ویژگی‌های زمین‌شیمیایی جایگاه کناره صفحه‌ای و درون صفحه‌ای (کافت قاره‌ای) را همزمان نشان می‌دهد [۴۲]. با توجه به ترکیب بازالتی آمفیبولیت‌های محمودآباد، خاستگاه تشکیل آنها در ارتباط با ذوب‌بخشی گوشته است. بنابراین شاخص‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد بیانگر تشکیل آنها در یک حوضه کششی پشت قوس قاره‌ای (کافت قاره‌ای) است.

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی غنی شده در ماگمای جایگاه پشت قوس قاره‌ای همانند آنچه که در آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد پیداست، متأثر از مشارکت گوشته سنگ‌کره‌ای غنی شده زیر قاره‌ای و گوه گوشته‌ای دگرنهاد در خاستگاه ماگما و تقابل ماگمای گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای است. چنین متابازیت-هایی با شاخص‌های زمین‌شیمیایی قوس و پشت قوس قاره‌ای

به احتمال زیاد آمفیبولیت‌های مجموعه دگرگونی محمودآباد معرف فعالیت ماگمایی مافیک برآمده از فرورانس حوضه اقیانوسی نئوتتیس به چنین جایگاه پشت قوس قاره‌ای هستند که دچار دگرگونی کرانه فعال قاره‌ای یا کوهزایی شده‌اند. چنان که بیشتر اشاره شد شیمی سنگ کل متاپلیت‌های میزبان این آمفیبولیت‌ها نیز با جایگاه کرانه فعال قاره‌ای همخوانی دارد [۱۰].

فعالیت ژرف توده‌ای حجیم ژوراسیک و کرتاسه-پالئوسن منجر به انتقال شار گرمایی قوی گوشته به پوسته شده و دگرگونی سری بوچان یا دگرگونی دما بالا-فشار پایین را در بخش مرکزی (همدان) و دگرگونی سری رخساره‌ای بارروین را بیشتر در بخش شمال غربی (مجموعه دگرگونی سورات) و جنوبی شرقی پهنه ساندج-سیرجان (مناطق نیریز و حاجی-آباد) سبب شده است [۵۴].

به عقیده برخی از پژوهشگران [۶۷،۶۶] مجموعه‌های دگرگونی باروین شمال غرب (مجموعه دگرگونی سورات) و مرکز (مجموعه دگرگونی گلپایگان) پهنه ساندج-سیرجان معرف مجموعه‌های هم‌تافت دگرگونی نوع کردیلرن با سن کرتاسه تا پالئوسن هستند که بیرونزدگی آن برآمده از نظام زمین‌ساخت کششی حاکم بر پشت قوس است.

میانگین دما و فشار محاسبه شده برای آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد با شیب زمین‌گرمایی ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتی‌گراد بر کیلومتر همخوانی دارد. چنین شیب زمین‌گرمایی می‌تواند در جایگاه قوس قاره‌ای یا کوهزایی حکمفرما باشد. تکمیل این تحلیل مستلزم بررسی‌های سن‌سنجی و استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیم به منظور روشن شدن زمان رویداد دگرگونی و تعیین دگرگونی‌های سنگ‌زایی سنگ مادر آمفیبولیت‌هاست.

برداشت

شیب زمین‌گرمایی به دست آمده از محاسبات دما-فشارسنجی آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد با جایگاه کرانه فعال قاره‌ای

یا پهنه برخوردی همخوانی دارد. از طرفی شاخص‌های زمین-شیمیایی فعالیت ماگمایی ساندج-سیرجان و ماهیت هم‌تافت دگرگونی این پهنه که ظهور آن در سطح مستلزم فعالیت گسل‌های عادی است، با نظام زمین‌ساخت کششی همخوانی دارد. احتمالاً آمفیبولیت‌های مجموعه محمودآباد با شاخص‌های زمین‌شیمیایی پشت قوس قاره‌ای، معرف فعالیت ماگمایی بازی جایگاه پشت قوس قاره‌ای ناشی از فرورانس نئوتتیس به زیر لبه قاره‌ای پهنه ساندج-سیرجان شمالی هستند که دچار دگرگونی کرانه فعال قاره شده‌اند.

قدردانی

از معاونت پژوهشی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی که در تأمین هزینه تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل مساعدت نموده‌اند قدردانی می‌گردد. قدردان داوران محترم مجله نیز هستیم که رعایت پیشنهادات ارزنده آنها منجر به ارتقاء کیفیت علمی مقاله شده است.

مراجع

- [1] Pearce J.A., Cann J.R., "Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y", Earth and Planetary Science Letters 12 (1971), 339-349.
- [2] Pearce J.A., Cann, J. R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", Earth and Planetary Science Letters 19 (1973), 290-300.
- [3] Saccani E., "A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics", Geoscience Frontiers 6 (2015), 481-501.
- [4] Miyashiro A., "Metamorphism and related magmatism in plate tectonics", American Journal of Sciences 272 (1974) 626-656.
- [5] Eftekharneshad J., "Separating Different Parts of Iran in Vies of Constructional Position Related too Sedimentary Basins", Petrol Association Publication No: 82 (1980), 19-28.

- [16] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of metamorphic rocks"*, 8nd edition, Springer, Verlag, Berlin (2011).
- [17] Hammarstrom J.M., Zen E., *"Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer"*, American Mineralogist 71 (1986) 1297-1331.
- [18] Ernest W.G., Liu J., *"Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer"*, American Mineralogist 83 (1998) 952-969.
- [19] Liu J., *"High pressure phase equilibria involving the amphibolite-eclogite transformation"*, unpublished doctoral dissertation, Stanford University, (1997).
- [20] Blundy J.D., Holland T.J.B., *"Clasice amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 24-208.
- [21] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 47-433.
- [22] Kroll H., Evangelakakis C., Voll G., *"Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks"*, Contribution to Mineralogy and Petrology (1993) 510-518.
- [23] Anderson J.L., *"Status of thermo-barometry in granitic batholiths"*, Earth Science Review 87 (1996) 125-138.
- [24] Misra S.N., *"Chemical distinction of highgrade ortho- and para-metabasites"*, Norsk Geologisk Tidsskrift 51 (1971) 311-316.
- [25] Walker K.R., Joplin G.A., Lovering J.F., Green R., *"Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime magnesia sediments of the Precambrian of northwestern Queensland"*, Journal of Geology Society Australia 6 (1960) 149-178.
- [26] Garrels R.M., Mckenzie F.T., *"Evolution of Sedimentary Rocks"*, W.W, Norton New York, NY (1971).
- [6] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi Abedini M., *"Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism"*, Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010), 668-683.
- [7] Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007), 859-877.
- [8] Sabzhie M., *"Introduction to general geology characteristics of southern Sanandaj-Sirjan metamorphic complex"*, compilation project of Iran Geology book (1375).
- [9] Kholghi Khasraghi M. H., *"Geological map of the Hamadan (Scale 1:100000)"*, No. 5363 (1994) Tehran, Iran: Geological Survey of Iran.
- [10] Mojarrad M., Moazzen M., Moayyed M., *"Whole rock chemistry of Shahindezh metapelites, provenance and mineral parageneses"* Petrology 14 (2010), 73-88.
- [11] Hajighorbani Sh., Jamshidi M., Nasrabad M., Gholizadeh K., *"Study of mineral chemistry and thermometry of Metapelites rocks from Mahmoud abad metamorphic complex"* The 10th National Geology Conference of Payame Noor University (2017).
- [12] Hawthorne F.C., Oberti R.E., Harlow G.V., Maresch W.F., Martin R.C., Schumacher J.D., Welch M., *"Nomenclature of the amphibole supergroup"*, American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.
- [13] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"An introduction to the rock-forming minerals"*, Prentice Hall (1992).
- [14] Morimoto N., *"Nomenclature of pyroxene"*, American mineralogist 73 (1988) 1123-1133.
- [15] Liu J., Bohlen S.R., Ernst, W.G., *"Stability of hydrous phases in subducting oceanic crust"*, Earth and Planetary Science Letters 143 (1996) 161-171.

processus de mélange et ou de contamination crustale", C. R. Acad. Sci. II, 309 (1989) 2023-2029.

[37] Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D., "Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Stören Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings", American Journal of Science 312 (2012) 357-416.

[38] Vermeesch P., "Tectonic discrimination diagrams revisited", Geochemistry, Geophysics and Geosystem 7 (2006) 1-55.

[39] Verma S.P., Guevara M., Agrawal S., "Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data", Journal of Earth System Science 115 (5) (2006) 485-528.

[40] Agrawal S., Guevara M., Verma S.P., "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements", International Geology Review 50 (2008) 1057-1079.

[41] Sun S.S., Mc Donough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.

[42] Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach", Harper Collins Academic. (1989) 466 pp.

[43] Wang Y., Fan W., Guo F., "Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites/granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications", Geochemical Journal 37 (2003) 427-448.

[44] Weyer S., Munker C., Mezger K., "Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle

[27] Misra S.N., "Chemical distinction of high-grade ortho and para-metabasites", Norsk Geologisk Tidsskrift 51 (1971) 311-316.

[28] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetti B., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.

[29] Pearce J.A., "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada 12 (1996) 79-113.

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

[31] Pearce T.H., Groman B.E., Birkett T.C., "The $TiO_2-K_2O-P_2O_5$ diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts", Earth and Planetary Science Letters 24 (1975) 419-426.

[32] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Special Publications, Geological Society, London 7 (1977) 14-24.

[33] Pearce J.A., "Trace elements characteristic of lavas from destructive plate boundaries", Andesites (Thorpe, R.S., ed.), Wiley, New York, (1982) 525-528.

[34] Wood D.A., "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 (1980) 11-30.

[35] Pearce J.A., Norry M.J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-47.

[36] Cabanis B., Lacroix M., "Le diagramme $La_{10}-Y_{15}-Nb_8$: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des

- [53] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "*Zagros orogeny: A subduction-dominated process*", *Geol. Mag.*, 148 (2011), 692–725.
- [54] Hassanzadeh J., Wernicke B. P., "*The Neotethyan Sanandaj-Sirjan zone of Iran as an archetype for passive margin-arc transitions*", *Tectonics* 35 (2016) 586–621.
- [55] Braud J., Bellon H., "*Donnees nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah-Hamadan (Iran): nature a ge et interpretation des se ries metamorphiques et des intrusions; evolution structural*", *Rapport Universite Paris-Sud*, (1974) 1–20.
- [56] Tarkhani M. S., VosoghiAbedini M., Masoudi M., Baharvand N., "*The application of Th and Co elements as immobile indicator on investigation of wethered and metamorphosed volcanic rocks: documents of Cretaceous rocks from Saghez-Pyranshahr district*", *Iranian Journal of Geology* 12 (2009), 77-89.
- [57] Rajabi S., Nasrabad M., Nozaem R., "*Geochemistry of metabasites from NW Asadbad*", 32 nd national and 1 nd international geosciences congress (2013).
- [58] Alavi M., "*Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation*", *Tectonophysics* 229 (1994) 211–238.
- [59] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "*Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran*", *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (2003) 397–412.
- [60] Hassanzadeh J., Stockli D.F., Horton B.K., Axen G.J., Stockli L.D., Grove M., Schmitt A.K., Walker J.D., "*U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic– Early Cambrian granitoids in Iran: implication for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement*", *Tectonophysics* 451 (2008) 71–96.
- [61] Sarkarinejad K., Faghihi A., Grasemann B., "*Transpressional deformation within the Sanandaj–Sirjan metamorphic belt (Zagros system)*", *Earth and Planetary Science Letters* 205 (2003) 309-324.
- [45] Berberian M., King G.C.P., "*Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*", *Canadian Journal of Earth Sciences* 18 (1981) 210–265.
- [46] Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L.E., Krystyn L., Saidi A., "*Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea*", *Geophysical Journal International* 135 (1998) 77–92.
- [47] Stampfli G.M., Borel G.D., "*A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*", *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002) 17-33.
- [48] Bagheri S., Stampfli G.M., "*The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran*", *New geological data, relationships and tectonic implications*, *Tectonophysics* 451 (2008) 1-123.
- [49] Berberian F., Berberian M., "*Tectono-plutonic episodes in Iran*, in Gupta, H.K., Delany, F.M., eds., *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*", *American Geophysical Union*, Washington DC, (1981) 5-32.
- [50] Ghasemi A., Talbot C.J., "*A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)*", *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (2006) 683–693.
- [51] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekzadeh A., Babaei A., "*Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implication for initiation of Neotethys subduction*", *Journal of Asian Earth Sciences* 30 (2007) 474-489.
- [52] Omrani J., Agard P., Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "*Arc-magmatism and subduction history beneath Zagros: New report of adakites and geodynamic consequences* ", *Lithos* 106 (2008) 380-398.

- [65] Ghasemi A., Haji Hosseini A., Hosseini M., "Geological Map of Chadgan (scale 1: 100,000)", Geological Survey of Iran (2005).
- [66] Jamshidi Badr M., Collins A. S., Masoudi F., Cox G., Mohajjel M., "The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat complex, Northwest Iran", Turk. J. Earth Sci., 21 (2012), 1–35.
- [67] Verdel C., Hassanzadeh J., Wernicke B., Stockli A. D., "The Eocene Golpaygan metamorphic core complex, Central Iran: A case history of orogen-parallel forearc rifting along an Andean-type continental margin", Geol. Soc. Am. Abstr. Progr., 45(7) (2013), 516.
- Mountains, Iran)", Journal of Structural Geology 30 (2008) 818–826.
- [62] Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone", Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 1016–1028.
- [63] Amidi M., Majidi B., "Geological Map of Hamadan (scale 1:250,000)", Geological Survey of Iran (1977).
- [64] Mohajjel M., "Geological Map of Golpaygan (scale 1: 100,000)", Geological Survey of Iran (1992).