

سال بیست و ششم، شمارهٔ سوم، پاییز ۹۷، از صفحهٔ ۷۳۳ تا ۷۵۰



## کانیشناسی، زمینشیمی و جایگاه زمینساختی آمفیبولیتهای مجموعه دگرگونی محمودآباد (جنوبشرق شاهیندژ)

شبنم حاجیقربانی<sup>۱</sup>، محسن نصرآبادی<sup>۱</sup>٬ محبوبه جمشیدیبدر<sup>۲</sup>، زینب داودی<sup>۱</sup>

۱ – گروه زمینشناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بینالمللی امام خمینی<sup>(ره</sup>)، قزوین ۲ – گروه زمینشناسی، 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 تودهای و برگواره دار در این مجموعه حضور دارند، که در این پژوهش متابازیت های این مجموعه بررسی شدهاند. 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 منیزیوهورنبلند و ترمولیت است. نتایج دما - فشار سنجی محاسبه شده به روش های مختلف، دمای ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار را نشان میدهند که مقربولیت های این برمین 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 شیمایی این آمفیبولیت ها با جایگاه زمین ساختی پشت قوس قارهای همخوانی دارد. احتمالاً آمفیبولیت های مجموعه محمودآباد، معرف فعالیت که دستخوش دگرگونی کرانه فعال قارهای ناشی از فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر سنگ کره قارهای سنندچ – سیرجان است

واژههای کلیدی: آمفیبولیت؛ دما-فشارسنجی؛ جایگاه پشت قوس قارهای؛ مجموعه دگرگونی محمودآباد.

#### مقدمه

تعیین شرایط دما و فشار دگرگونی و در پی آن محاسبه شیب زمین گرمایی و بررسی سنگمادر سنگهای دگرگونی بهمنظور شناسایی جایگاه دیرینه دگرگونه از اهداف اساسی سنگشناسی دگرگونی است. در این رابطه، نمودارهای جداکننده محیط زمینماگمایی که از دیرباز تا کنون بهکار گرفته شدهاند [۳–۱] مکمل سایر روشهای سنگشناسی برای تفسیر دادههای زمینشیمیایی هستند. در نوارهای کوهزایی، سنگهای بازی و فرابازی دگرگون شده از واحدهای سنگی مهم محسوب می

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

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۲۸۳۳۹۰۱۳۶۰، نمابر: ۲۸۳۳۹۰۷۸۰۰، پست الکترونیکی: nasrabady@sci.ikiu.ac.ir

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 شاهین دژ) 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 فمن 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 جمع آوری شده از مجموعه دگر گونی محمود آباد، که شواهد دگرسانی و ساختارهای رگهای کمتری دارند، انتخاب و برای طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (-ICP

Ms)، به آزمایشگاه Met-Solve کانادا ارسال شد. سپس نمودارهای زمینشیمیایی براساس نتایج به دست آمده با استفاده از نرمافزارهای Igpet ،Excel 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 X5kV، شدت جریان AnC 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 (جنوب شرق شاهین دژ) بخشی از پهنه سنندج- سیرجان محسوب می شود (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 بندر عباس ادامه می یابد.



شکل ۱ جایگاه ساختاری و نقشه زمین شناسی ساده از مجموعه دگر گونی محمودآباد (بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ شاهین دژ با اندکی تغییرات).

در پهنه سنندج- سیرجان، پدیدههای دگرگونی و فعالیت ماگمایی متوالی و هماهنگ با فازهای زمین ساختی از گسترش قابل توجهی برخوردار است. این پهنه ناآرام، فعالترین پهنه ساختاری ایران بهشمار می رود و تا سنوزوئیک، فازهای دگرگونی و فعالیت ماگمایی مهمی را پشت سر گذاشته است. پهنه سنندج - سیرجان از ناحیه گلپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است [۵]. بخش شمالی فازهای مهم کوهزایی کیمرین پسین را تحمل کرده و تودههای نفوذی چون الوند، بروجرد و ملاير با سن اغلب ژوراسيک در آن تزريق شده-اند [۶،۷]، اما در بخش جنوبی در اثر کوهزاییهای پرکامبرین و کیمرین پیشین، فازهای دگرشکلی و دگرگونیهای مهمی در آن رخ داده و تودههای نفوذی مانند گرانیتهای حاجی آباد، سیرجان، اقلید و تودههای بازی اسفندقه از نتایج عملکرد این کوهزاییهاست. به عقیده سبزهای [۸]، سنگهای دگرگونی بخش جنوب شرقی سنندج- سیرجان برآمده از فرآیند دگرگونی در پالئوزوئیک 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 متابازیت و آمفیبولیت هستند برونزد دارند [۹] (شکل ۱). سنگمادر متاپلیتها بیشتر متشکل از شیل و گریوک است و

شاخصهای زمین شیمیایی جایگاه کرانه فعال قارهای را نشان می دهند [۱۰].

#### سنگنگاری

متاپلیتها فراوان ترین سنگهای دگرگونی ناحیه ای منطقه محمود آباد هستند و شامل انواع بیو تیت شیست، سیلیمانیت شیست، میکاشیستها و کردیریت فیلیت هستند [۱۱]. علاوه بر این متاپلیتها آمفیبولیت با برون زد محدود نیز در این مجموعه دگر گونی یافت می شود (شکل ۲).

آمفیبولیتهای مجموعه دگرگونی محمودآباد بهصورت 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 آمفیبولیت-ها (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).



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

![](_page_3_Figure_2.jpeg)

**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 آهکیسیلیکاته 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 می شود.

آمفیبول: آمفیبول مهمترین کانی تشکیل دهنده 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 (0.75 ≤(Ca + Na)BB) و با توجه به تعداد کاتیونهای آلومینیم، آهن و تیتانیم در جایگاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جایگاه A، از نوع منیزیوهورنبلند و ترمولیت هستند (شکل ۴ الف).

پلاژیوکلاز: نتایج پلاژیوکلازهای نمونه آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکیسیلیکاته در جـدول ۱ ارائـه شـده اسـت. ترکیـب پلاژیوکلازهای موجـود در آمفیبولیت و آمفیبولیت کالـک-سیلیکاته منطقـه در تقسیمبنـدی نمـودار مثلثی آلبیت-آنورتیت- ارتوز [۱۳] از نوع آندزین و لابرادوریت هستند (شکل آربیت ۱۹ حیارت است از: آلبیت ۹۳ تا ۶۰ درصد، آنورتیت ۳۸ تا ۶۰ درصد و ارتوز ۲۸، تا ۵ درصد.

پیروکسی: پیروکسین موجود در لایههای آهکیسیلیکاته آمفیبولیت، با توجه به نمودار رده بندی پیروکسین [۱۴]، از نوع دیوپسید بوده (شکل ۴ پ) و سازندههای اصلی آن شامل: ولاستونیت (۵۱٫۲۵ تا ۵۱٫۶۹ درصد)، انستاتیت (۴۵٫۵۵ تا ولاستونیت (۵۱٫۲۵ تا ۵۱٫۶۹ درصد) است (جدول ۱). اپیدوت: تراکم پیستاشیت ((Te<sup>t</sup> +Al))/Se=Fe<sup>t</sup> (ایدوتهای تجزیه شده از ۲۸ تا ۲۹ درصد متغیر است.

						سدەاىد.	, محاسبه	و ۲ اکسیژن		براساس ۱۱	به ىرىيب ب	پيرو نسن	اپيدوت و
نمونه	آمفيبوليت				آمفيبوليت آهكىسيليكاته								
کانی	آمفيبول كا		پلاژيوكلاز			آمفيبول		پيروكسن		پلاژيوكلاز		اپيدوت	
شماره تجزيه	47#	¥9#	۴#	۹#	۱۲#	۲#	٨#	#27	۳۳#	۱۶#	۱۹#	۲۲#	۲۳#
SiO <sub>2</sub>	48,78	۴۶,۷۵	۵۷٬۹۹	۵۷٫۷۴	61,84	۴٩,٣١	44'41	57,41	۵۴,۱۰	۵۵,۲۷	۵۸,۷۰	٣٩٫٧٠	۳۸/۹۴
TiO <sub>2</sub>	۰٬۵۲	•,84	•,••	۰,۰۲	•,••	• ۲٫٠	•,74	•,•۴	• ,• 1	•,••	۰,۰۲	٠,٢١	۰,۱۲
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	•,••	•,••	•,• )	۰,۰۱	۰,۰۱	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••	•,••
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.57	11,98	۲۴,۵۹	۲۵,۳۴	۲۸٫۳۲	6/79	7/19	1/29	0/49	28/44	26/30	22/14	22/23
FeO <sup>t</sup>	14,80	۱۵٬۰۲	۰,۰۹	•,1۲	۶۵۶ ·	۱۰,۱۸	۹ <sub>/</sub> ۹۹	۵,۶۵	۴,۰۸	•,••	• ، ۱۸	17,48	۱۳٫۱۳
MnO	• ۲۲٫	۳۳,۰	•,•۴	•,••	۰,۰۱	۰,۱۶	۳۲٫۰	• ٫٣٩	٣٣	•,••	•,••	•,1٣	۰,۱۲
MgO	11,80	۸۰٬۸۷	۰,۰۲	•,••	•,•۶	۱۶٫۸۰	۱۷٫۳۱	18/87	18/51	•,••	۰٬۰۵	۰,۱۵	۰,۰۱
CaO	۲۳٫۲۲	11,79	٨,٧١	٩؍٨۴	۱۲٫۸۰	۱۲٫۸۰	17/97	۲۴,۳۰	۲۵/۲۱	۱۲٫۲۸	٨,۶٠	۲۳٬۲۲	۲۳٬۵۴
Na <sub>2</sub> O	1,14	۱,۵۲	۷,۶۳	۵٫۵۳	۴,۵۶	۰,۸۸	۰٫۹۱	•,*Y	• ٫٢٩	۴٫٨۶	۵٬۹۱	•,1۲	• , • A
K <sub>2</sub> O	•,84	۰,۸۰	•,11	•,11	•,•۶	• ,84	۰ <sub>/</sub> ۵۹	•,••	•,••	• , • <b>A</b>	• ، ٨٨	۰,۰۹	۰,۰۲
مجموع	۹۸٬۰۲	٩٨,٩٩	<b>۹۹</b> ,۱۹	۹۸٫۷۱	٩٨,٠٢	٩٧,٧۶	٩٧٫٨٠	١٠٠٫٨٧	۲۷,۰۰۱	٦٠٠٫٩٣	1,84	٩٨٫٣١	٩٨,١٩
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	٠٫١٣	•,•Y	•,••	•,••	•,••	0,02	0,03	0/00	0,00	0,00	0,00	0/01	0,00
Al <sup>IV</sup>	١,١٧	1,78	١٣١	١,٣۵	۱٫۵۵	0/97	1/12	0,06	0,02	1,50	1/38	2,06	2,06
Al <sup>VI</sup>	۰٫۶۷	• ,YY				0/17	0,09						
Fe <sup>2+</sup>	1,84	۱٫۵۳	•,••	•,••	۲.,۰۲	۳۷٫۰	۰٫۵۱	•,••	۰ <sub>1</sub> .۶	•,••	•,• ١	•,۱۷	•,\
Fe <sup>3+</sup>	•,•۴	•,٢٩	•,••	•,••	•,••	۰٫۴۸	٨٩٫٠	۰,۱۷	۰,·۷	•,••	•,••	<b>۰</b> ٬۶۵	۶۷٫۰
Mn	۰,۰۱	۰,۰۳	•,••	•,••	•,••	۰,۰۲	۳.,۰۳	• /• )	۰,۰۱	•,••	•,••	•,••	•,••
Mg	۲٬۵۵	۲٫۳۲	•,••	•,••	•,••	٣٫۵٧	٣,۶٧	• ، ٨٨	• ، ٨٨	•,••	•,••	۰,۰۱	•,••
Ca	۱,۹۴	۱,۷۴	•,47	<b>۲</b> ۹٬۰	• ,84	۱/۹۶	١,٩٧	۰,۹۴	۰٬۹۸	۰٫۵۹	<i>۱</i> ۴۱,	۱,۹۵	۱٬۹۸
Na	۳۳,۰	• ,47	۶۷ <sub>ا</sub> ۶۷	۴۹,	•,۴١	•,74	۰,۲۵	۰,۰۳	۰,۰۲	•,۴۲	۰۵۱	۰,۰۱	۰,۰۱
К	٠,١٢	۰,۱۵	•,••	•,••	•,••	•,1۲	•,11	•,••	•,••	۰,۰۱	۰٬۰۵	•,••	•,••
جمع	10,47	۱۵٫۳۲	۵٬۰۴	۴,۹۴	۵٬۰۳	۱۵٫۳۱	۳۳/۵۱	۴,۰۰	۴,۰۰	۴٫۹۹	۴٬۹۷	۷٫۹۸	۷٫۹۷
XMg	۰ <sub>۱</sub> ۶۱	• ,				۰٫۸۳	۰,۸۸	۱,۰۰	٩۴,				
%An			۳۸٬۴۵	49,70	۶۰٫۵۹					۵۸,۰۰	۴۲,۰۰		
%Ab			۶۰,۹۶	۵۰٬۰۹	۳٩٬۰۶					41,54	۵۳٬۰۰		
%Or			۰,۵۸	۰٬۶۵	۳۳٫۰					۰٬۴۵	۵,۰۰		
WO								۵۱٫۶۹	۵۱٫۲۵				
En								۴۸٫۳۱	۴۵٬۸۵				
Fs								•,••	۲٫۹۰				
XPs												24'45	۲٩,۴۵

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

![](_page_4_Figure_4.jpeg)

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

دما- فشارسنجی

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 وکار دگرگونی و همچنین جایگاه دیرینه زمینساختی دگرگونی خواهد شد. ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی به روشهای مختلفی صورت می گیرد 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 اکلوژیت در سیستم مورب آبدار

شبکه سنگزایی گذر از رخساره آمفیبولیت به اکلوژیت 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 کیلوبار بوده است. از طرفی نبود شواهد ذوببخشی در نمونههای متابازیتی، است. از طرفی نبود شواهد ذوببخشی در نمونههای متابازیتی، آبدار و کمتر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد، نشان میدهد. باتوجه به نبود روتیل و حضور اسفن و ایلمنیت فشار دگرگونی کمتر از ۱۳ کیلوبار و گستره دمایی مجموعه دگرگونی محمودآباد بین به نبود روتیل و حضور اسفن و ایلمنیت فشار دگرگونی کمتر از پایداری اپیدوت (شکل ۵) و با توجه به نبود اپیدوت دگرگونی پایداری اپیدوت (شکل ۵) و با توجه به نبود اپیدوت دگرگونی پایداری اپیدوت (شکل ۵) و با توجه به نبود ایدو دمای دگرگونی پایداری منیبولیتهای مجموعه محمودآباد، دمای دگرگونی کرونی مند مای دگرگونی کونی

#### 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 معمول تر بوده و شبکه سنگزایی متاپلیتی نسبت به متابازیتها جامع تر 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

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 به کار می رود. استفاده از ترکیب کانی آمفیبول یکی از متداول ترین روشهای دما-فشار سنجی 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 می-توان تا حدی به شرایط دما و فشار تشکیل این کانی طی دگرگونی پی برد.

## Mg# دماسنجی براساس تغییرات Si دماسنجی براساس ا

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

## دماسنجی بر پایه تغییرات مقدار Al<sup>IV</sup> نسبت به Ti آمفیبول

چنان که در شکل ۶ ب دیده می شود، براساس داده های دمایی ارائه شده در مرجع [۱۹] و نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> نسبت به Ti [۱۸]، آمفیبول های نمونه های آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی-سیلیکاته مجموعه دگر گونی محمودآباد در دمای کمتر از ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد متبلور شدهاند.

# دما-فشارسنجی آمفیبول با استفاده از همچندهای TiO2 و Al2O3

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 سانتی گراد، فشار ۸ تا ۲۲ کیلوبار 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 سانتی گراد و فشار ۶ تا ۱۳ کیلوبار هستند.

![](_page_6_Figure_2.jpeg)

**شکل ۵** نمودار دما- فشار و شبکه سنگزایی تبدیل آمفیبولیت به اکلوژیت همراه با گستره پایداری فازهای تیتانیمدار در سیستم مورب اشباع از آب [10].

![](_page_6_Figure_4.jpeg)

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 ۲۰۰ درجه سانتی گراد متبلور شدهاند. ب- نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> نسبت به Ti آمفیبولهای کلسیمی مجموعه محمودآباد، در گستره دمایی کمتر از ۲۰۰ درجه سانتی گراد متبلور شدهاند. ب- نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> 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 ۲۰۰ درجه سانتی گراد متبلور شدهاند. ب- نمودار تغییرات Al<sup>IV</sup> نسبت به Ti آمفیبولهای کلسیمی [۱۸] در پایه آن نیز، دمای تبلور آمفیبول نمونههای آمفیبولیت و آمفیبولیت آهکی سیلیکاته محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ۶۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد متبلولیت آهکی سیلیکاته محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ده در از ۲۰۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد منیبولیت آهکی سیلیکاته محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ۲۰۵ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد منبولیت آهکی سیلیکاته محمودآباد در گستره دمایی کمتر از ۲۰۰ در توجه به آن درجه سانتی گراد است. پ- نمودار دما می ۲۰۰۱ و خطوط همچند اکسیدهای اصلی ۲۵۰ و TiO و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در آمفیبول های کلسیمی [۱۸]، که با توجه به آن آمفیبولیتهای محمودآباد درای محمودآباد دمای ۲۰۰۱ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۶ تا ۳۰۲ کیلوبار را نشان می دهند.

#### دماسنجى قراردادى هورنبلند- پلاژيوكلاز

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 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 آلبیت + ترمولیت = کوارتز + ادنیت انجام شد. براساس این واکنش، دمای دگرگونی در فشار ۸ کیلوبار ۶۳۰ تا ۷۳۹ درجه سانتی-گراد به دست آمد. ب)، باتوجه به نمودار دوتایی TiO2 نسبت به یارامتر F

(F=FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO+MgO) آمفیبولیـــــتهــای

محمودآباد برآمده از دگرگونی سنگ مادر آذرین هستند (شکل

۹ پ). با توجه به اینکه سنگ مادر آمفیبولیتهای محمودآیاد

از نوع آذرین است، بهمنظور نام گذاری 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

آمفیبولیت های محمودآباد، بیشتر در گستره بازالت قرار می-

گیرند (شکل ۱۰ الف) و باتوجه به مقادیر کم عناصر قلیایی از

ماهیت نیمه قلیایی برخوردارند. با توجه به ماهیت دگرگون

شدہ این سنگھا، از نمودارھای برپایہ عناصر کمتحرک طی

دگرگونی بنا شدهاند [۲۹] نیز استفاده شده است. بریایه این

نمودار، ترکیب آمفیبولیتها از نوع بازالت و بازالت قلیایی است

(شـکل ۱۰ ب). در نمودار AFM جداکننده سری آهکی-

#### دماسنجى فلدسپار

بر اساس منحنیهایی دمایی موجود در نمودار سهتایی آلبیت-آنورتیت- ارتوز [۲۲،۲۳]، دمای تبلور فلدسپار نمونههای آمفیبولیتی ۵۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد 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 متابازیتها، تفکیک خاستگاه آذرین (ارتوآمفیبولیت) از رسوبی (پاراآمفیبولیت) است. برای این منظور، از نمودار دوتایی TiO2 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 هستند (شکل ۸ ب). با توجه به نمودارهای جداکننده خاستگاه مستند (شکل ۸ ب). با توجه به نمودارهای جداکننده خاستگاه رسوبی از آذرین [۲۶]، سنگمادر متابازیتهای مورد بررسی بیشتر در گستره آذرین قرار گرفته است (شکلهای ۹ الف و

![](_page_7_Figure_6.jpeg)

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

صلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر	گرگونی محمودآباد. عناصر ا	ز آمفیبولیتهای مجموعه د	سنگ کل ۹ نمونه از	نتايج تجزيه شيميايي	جدول ۲
			ون هستند.	رحسب قسمت در میلی	کمیاب ب

		-	-	r		1		ر ميديون م		عبيب بر ح	
شماره نمونه		hgh48	hgh45	hgh44	hgh43	hgh28b	hgh28a	hgh12b	hgh12a	hgh8	
Major Oxides (%wt)	SiO <sub>2</sub>	۴٩,٣٣	42/91	47,77	۴۸,۱۳	46/41	۵۱٬۱۶	۴٩٫٠٣	49,84	۵۰٬۲۱	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۳٫۴۶	14,89	۱۵,۰۱	۱۰٫۸۰	۱۰,۲۴	۱۶٫۰ ۱	۱۶٫۰ ۱	۱۵٫۵۳	۱۵,۹۷	
	Fe <sup>t</sup>	۶٬۷۵	14,55	۱۶٫۰۹	۱۱٬۰۵	۱۲٬۰۸	۱۰٬۸۱	٩,۶٣	۱۰,۱۴	۹,۶۶	
	MgO	٨٫٣٧	۶٬۵۴	۶,۴۸	۱۱٫۸۰	۱۲/۹۶	۷٬۰۰	۶٬۹۵	۵,۷۱	۶٬۵۲	
	CaO	۶۱۱٬۰۶	۶٫۸۴	٨,•۶	٩٫٨٢	٨,١٨	۴۰/	۳۲٫۱۱	۰.۰۲	٩٫۵۴	
	Na <sub>2</sub> O	۱٫۵۷	۲٫۹۵	۲,۶۲	١	۰٫۵۳	۲٫۳۱	۲٫۷۰	۳,۲۴	۲,۹۸	
	K <sub>2</sub> O	۳٫۹۱	٢	۲٫۵۰	١,٩٢	۲,۶۲	۰,۲۴	۰٬۴۵	۰٫۸۱	۰ <sub>/</sub> ۷۱	
	TiO <sub>2</sub>	<b>۸۷</b> ۱ ·	٣٫١٧	۳,۳۱	۲٫۳۴	۲٫۲۱	۱,۶۹	۲٫۳۴	۱٫۵۰	١,٧٢	
	MnO	۰٫۱۵	•،١٢	٠٫١٣	•,18	•,14	۳۲,۰	۰,۱۶	•,1۴	۰,۱۵	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	٠٫١٧	•,49	• _/ <b>\D</b> •	۸۲٫۰	۰,۲۶	٠٫١٩	• ، ۱۲	•,1۴	۰٫۱۹	
	LOI	۵٫۶۸	۱٫۵۴	۱٬۳۴	۲٫۳۴	۲,۶۹	۰,۷۲	<b>۰</b> ٬۹۴	1,74	۲٬۰۵	
	total	۳۳,۱۰۱	٩٨,٢٧	۹۸٫۳۸	۹۹ <sub>/</sub> ۸۱	۹۸٫۵۵	١٠٠٫٨١	٩٨,۶۴	٩٧٫٨۶	٩٩٫٧٨	
LILES (ppm)	Cs	۴٫۴۷	۴٫۵۱	۶٬۰۸	۱۵٫۵۳	۲۳٫۶۸	۰٫۸۲	۵٫۸۸	۲٫۴۸	۲٫۵۶	
	Rb	110,40	۴۸٬۵۰	۶۱٬۵۰	۷۶٬۸۰	۱۰۵	۴	٩٫٣٠	۱۲,۷۰	۲۱٫۲۰	
	Ba	۵۷۸٬۱۰	٨٨٢,٨٠	۴۸۳٬۵۰	۲۳۴,۱۰	291/20	۶۷٫۲۰	189,80	٨٠٫٩٠	٨۵٬٩٠	
	Sr	۲۳۷٬۸۰	۴۲۰٬۴۰	۲۲۰ <sub>1</sub> ۶۰	۲۶۵٫۱۰	141,90	۲۳۵٬۶۰	۲۸۲/۴۰	۲۸۲٫۳۰	۴۵۰٬۸۰	
HFSE (ppm)	Th	۶٬۳۵	۴,۷۲	۳,۲۸	۲٬۵۷	۲,۲۹	• , <b>/</b> •	<b>۲</b> ۹' ۰	<b>۱</b> ۴۷ ر	<b>۰</b> ٬۹۸	
	U	۴,۹۱	۰٫۹۴	۳۸٬۰	۰ <sub>/</sub> ۹۶	۱٫۱۳	۰,۲۹	٠٫١٧	٠٫١٩	• ,44	
	Zr	147	197	717	۱۹۰	۱۷۳	۱۵۱	110	۱۱۸	۱۷۰	
	Hf	4,80	۵٫۴۰	۵,۷۰	۴,٩٠	۴,۷۰	۳,۶۰	٣	۲٬۵۰	٣٫۵٠	
	Та	۰٫٩٠	۲٫۲۰	۲٫۳۰	۲,۲۰	٢	•,*•	• ۲٫	•,*•	• <sub>۱</sub> ۵ •	
	Y	۲۳٬۹۰	۲۳٬۷۰	۲۵	۲۱٫۵۰	۱۸,۴۰	۲۶,۵۰	۲۲٬۹۰	۲۲/۹۰	۳۰	
	Nb	۱۰ <sub>1</sub> ۶۰	۲۷٫۹۰	۲۸٬۳۰	۲۶٬۲۰	۲۶٫۳۰	۶	٣	٣,١٠	٧,٢٠	
	La	۳۶٬۶۰	۲۷٫۷۰	۲۷٫۲۰	26,60	۲۱٬۸۰	٨,۴٠	۵٫۴۰	۵٫۳۰	٩٫٧٠	
	Ce	۷۱٫۷۰	۶۲٫۲۰	۶۰٫۵۰	۵۵٫۹۰	۴۸,۷۰	۲۱٫۷۰	۱۴٫۸۰	۱۴,۷۰	۲۴,۲۰	
	Pr	۷,۸۰	۷٫۸۹	۲,۴۱	۶٫۸۸	۶,۰۹	۳٫۱۱	۲٫۲۲	۲,۱۸	٣,٣٨	
	Nd	۳۰٬۷۰	۳۴,۲۰	۳۳٬۲۰	۲٩٫٩٠	26/60	۱۵,۳۰	۱۱٬۶۰	11/20	۱۶,٩٠	
	Sm	۵٫۷۱	۲٫۴۲	۷,۰۸	۶٫۳۱	۵,۲۴	۴	٣٫٣٣	٣,٢٣	۴,۴۷	
(udd)	Eu	1,11	۲٬۵۲	۲٫۴۹	۱٬۸۰	١,٧٧	١,۵٢	۲۳٫۲	۱,۲۵	۱,۶۹	
	Gd	۴٫۸۵	۶٫۸۰	۶,۶۷	۶٬۰۷	۴,۹۹	۴,۵۲	۴٫۰۷	۳,۵۵	۴,۸۴	
REE	Tb	۳۷٫۰	۰ <sub>/</sub> ۹۹	۰,۹۷	۰ <sub>/</sub> ۸۹	۰٫۷۵	۰ <sub>/</sub> ۷۹	• /٧۴	۶۳,	۰٫۸۵	
<b>H</b>	Dy	۴,۴۰	۵٫۶۱	۵,۴۸	۴,۸۱	۴,۳۰	۴,۹۸	۴,۴۹	۴٫۰۹	۵,۳۴	
	Но	۳۸٫۰	١,٠٢	۱٬۰۳	۰,۸۸	•,٧۴	٥,٠۵	۰,۹۴	۰٫۸۵	1,17	
	Er	۲,۴۰	۲٬۵۷	7,94	۲٫۲۷	۲٬۰۳	٣,٠٨	۲,۶۷	٢,۴٩	٣,٠٩	
	Tm	۲۳ <sub>۱</sub> ۰	۲۳۷	۶۳ <sub>/</sub>	۵۳٫۰	•,٢۶	•,47	۸۳٫۰	۰٫۳۵	•,*9	
	Yb	۲,۶۹	۲,۱۴	۲,۲۵	۱,۸۴	1,87	۲,۹۲	۲,۴۵	7,47	۲,۹۹	
	Lu	٠٫٣٩	۱۳٫۰	• ۳۱	۰,۲۶	•,74	•,4٣	۵۳٫۰	۶۳۶	•,4٣	
Others (ppm)	Sc	۱۵,۵۰	۲۶٬۴۰	۲۵٬۸۰	۳۷٬۱۰	۳۷,۹۰	۳۴٬۷۰	۴۱٫۱۰	۳۳٬۴۰	۳۷٬۸۰	
	Cr	1.8	۳۷۶	794	979	١٠۵٧	747	177	۲۳۷	۲۷۰	
	Ni	۵۹,۹۰	۲۵۹,۶۰	۲۳۰,۶۰	841,20	۳۵۳٬۲۰	۶۱٫۸۰	۶۲٬۵۰	۵۳٬۴۰	۷۳٬۳۰	
	Со	۲۷	۸۵,۳۰	۷۵٫۱۰	۶۱٬۹۰	۶٩,٩٠	۴۵,۱۰	47,90	٣٩,٩٠	۴۷٫۸۰	
	V	101	171	۲۷۰	۲۷۹	798	۲۵۵	۲۳۰	779	۲۵۲	
	Ga	۰۵۰	۲۲٬۹۰	۲۱٬۵۰	14,40	۱۷٫۸۰	۰۵۰	۱۶,٩٠	۱۷٫۴۰	۲۱٬۱۰	

![](_page_9_Figure_2.jpeg)

**شکل ۸** الف- نمودار Mno نسبت به TiO<sub>2</sub> [۲۴]، که براساس آن، سنگمادر آمفیبولیتهای محمودآباد آذرین است. ب- نمودار مثلثی CaO-MgO-FeO [۲۵] که جداکننده پاراآمفیبولیت از ارتوآمفیبولیت است.

![](_page_9_Figure_4.jpeg)

شکل ۹ الف- نمودار K2O/Al2O3 نسبت به Na2O/Al2O3 [۲۶]، که براساس آن سنگ مادر بیشتر آمفیبولیتهای محمودآباد از نوع آذرین است. ب- نمودار نیکل نسبت به زیرکنیم به تیتانیم [۲۶] که بر پایه آن نیز، متابازیتهای مجموعه دگرگونی محمودآباد از دگرگونی سنگهای آذرین به-وجود آمدهاند. پ- نمودار Tio2 نسبت به پارامتر F [۲۷] که براساس آن آمفیبولیتهای محمودآباد از نوع ارتوآمفیبولیت هستند.

![](_page_9_Figure_6.jpeg)

**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 تولئیتی از آهکی- قلیایی [۳۰]، که در آن سری ماگمایی متابازیتهای مجموعه دگرگونی محمودآباد بیشتر از نوع تولئیتی است.

## جایگاه زمینساختی سنگمادر آمفیبولیتهای مجموعـه دگرگـونی محمودآباد

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

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

اساس نمودار مثلثی 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 زمین-ساختی نمونههای مورد بررسی، بیشتر در گستره قوس ساختی نمونههای مورد بررسی، بیشتر در گستره قوس نمودار سهتایی امجاور آن واقع شدهاند (شکل ۱۱ پ). براساس نمودار سهتایی آمفیبولیتهای محمودآباد مشابه بازالتهای قوس شیمیایی آمفیبولیتهای محمودآباد مشابه بازالتهای قوس ماگمایی و مورب غنیشده هستند (شکل ۱۱ ت). در نمودار دوتایی جداکننده جایگاههای زمینساختی قوس آتشفشانی، های میان اقیانوسی و درون صفحهای [۳۵]، جایگاه متابازیت-های مجموعه دگرگونی محمودآباد، درون صفحهای است (شکل

۱۱ ث). با توجه به نمودار سهتایی Nb/8-La/10-Y/15-Nb/8 [۳۶]، سنگمادر بیشتر آمفیبولیتهای محمودآباد، در گستره بازالت قارهای قرار گرفتهاند (شکل ۱۱ ج). براساس نمودار دوتایی 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 نمودارهای جداکننده جایگاه زمینساختی که توسط ورمیش (شکلهای ۱۲ ب و پ)، اما در نمودار دوتایی جداکننده جایگاه زمینساختی که بر اساس پارامترهای Idl و Idl بنا شده، جایگاه زمینساختی سنگمادر متابازیتهای مجموعه دگرگونی جایگاه زمینساختی سنگمادر متابازیتهای مجموعه دگرگونی

![](_page_10_Figure_4.jpeg)

![](_page_11_Figure_2.jpeg)

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 فرورانش 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 [۸۳]، که در آنها سنگمادر متابازیتهای مورد بررسی در جایگاه جزایر اقیانوسی و قوسی شکل گرفته است. ت- نمودار دوتایی جداکننده جایگاه زمینساختی [۸۳]، که در آنها سنگمادر متابازیتهای مورد بررسی در 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 دارد. ج-موسط ورما و همکاران [۳۹]، که با توجه به آن بیشتر متابازیتهای مورد بررسی در جایگاه کافت قارهای و پشته میان اقیانوسی جای دارد. 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؛ بازالت کافت قارهای محموعه دگرگونی محمودآباد در گستره جایگاه جزایر قوسی واقع شدهاند (IAB: بازالت جزایر قوسی؛ بازالت کافت قارهای).

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 ث) 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 روبیدیم دارای ناهنجاری منفی هستند. چنین شاخصهای زمینشیمیایی از ویژگیهای ماگماهای مناطق فرورانش است [۴۲]. ناهنجاری مثبت عناصری مانند پتاسیم و اورانیم، باریم، شاخص آلایش گدازه

#### بحث

چنانکه در مبحث زمینشناسی ناحیهای بیان شد، مجموعه دگرگونی محمودآباد بخشی از پهنه ماگمایی- دگرگونی سنندج-سیرجان محسوب میشود. سنندج-سیرجان پهنهای است که رخداد فعالیت ماگمایی و دگرگونی وسیع مزوزوئیک و نبود فعالیت آتشفشانی ائوسن، آن را از سایر پهنههای زمین-شناسی ایران متمایز میسازد. بیشتر پژوهشگرانی که به بررسی دیرینه زمیننگاری قلمرو نئوتتیس پرداختهاند [۸۸-۴۵] معتقدند که فرورانش این حوضه اقیانوسی در کرانه اوراسیا از معتقدند که فرورانش این حوضه اقیانوسی در کرانه اوراسیا از فرورانش با تشکیل کناره نوع کوردیلرن در راستای پهنه سنندج-سیرجان در زمان ژوراسیک تا کرتاسه [۵۴-۴۹] همراه بوده است به عبارتی پهنه سنندج-سیرجان طی آن دوره زمانی، در جایگاه قوس قارهای واقع بوده و دستخوش رویدادهای زمینساختی، ماگمایی و دگرگونی جایگاه کرانه فعال قارهای شده است.

![](_page_12_Figure_2.jpeg)

شکل ۱۳ الف الگوی عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۴۱] که در آن عناصر خاکی نادر سبک نسبت به سنگین غنی شدگی نشان می-دهند. ب- نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۴۱] که در آن آمفیبولیتهای محمودآباد در مقایسه با ترکیب گوشته اولیه، غنی-شدگی از عناصر سنگ دوست بزرگ یون (Cs, Ba, K, U) و تهی شدگی از عناصر با میدان پایداری بالا (Nb, P, Th, Rb) دیده می شود. چنین ویژگیهای زمین شیمیایی شاخص جایگاه فرورانش یا آلایش با پوسته قارهای است.

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]. باتوجه 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 دگرنهاده در خاستگاه ماگما و تقابل ماگمای گوشتهای با پوسته قارهای است. چنین متابازیت-هایی با شاخصهای زمینشیمیایی قوس و پشت قوس قارهای

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

در این رابطه بسیاری از پژوهشگران [۶۱–۵۸] نیز معتقدند که فعالیت ماگمایی مربوط به قوس ماگمایی سنندج-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 فرورانش نئوتتیس به زیر کرانه فعال قارهای صفحه ایران (پهنه سنندج-سیرجان) منجر به پیدایش اقیانوس نائین- بافت در بخش جنوبی پهنه سنندج-سیرجان بهصورت یک حوضه پشت قوس باریک شده است [۵۷٬۵۶٬۴۸]، در بخش شمالی سنندج-سیرجان، زمینساخت کششی پشت قوس تنها سبب ایجاد کافت قارهای عقیم متشکل از رسوبات تریاس و ژوراسیک شده است [۶۵-۶۲].

به احتمال زیاد آمفیبولیتهای مجموعه دگرگونی محمودآباد معرف فعالیت ماگمایی مافیک برآمده از فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به چنین جایگاه پشت قوس قارهای هستند که دچار دگرگونی کرانه فعال قارهای یا کوهزایی شده-اند. 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 سورسات) و جنوبی شرقی پهنه سنندج-سیرجان (مناطق نیریز و حاجی-آباد) سبب شده است [۵۴].

به عقیده برخی از پژوهشگران [۶۶،۶۷] مجموعههای دگرگونی بارووین شمال غرب (مجموعه دگرگونی سورسات) و مرکز (مجموعه دگرگونی گلپایگان) پهنه سنندج-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 زمین گرمایی ۲۰ تا ۲۵ درجه سانتی گراد بر کیلومتر همخوانی دارد. چنین شیب زمین گرمایی می تواند در جایگاه قوس قارهای یا کوهزایی حکمفرما باشد.

تکمیل این تحلیل مستلزم بررسیهای سنسنجی و استفاده از نسبتهای ایزوتوپی استرانسیم و نئودیمیوم به منظور روشن شدن زمان رویداد دگرگونی و تعیین دگرگونی-های سنگزایی سنگ مادر آمفیبولیتهاست.

#### برداشت

شیب زمین گرمایی 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 سنندج-سیرجان و ماهیت همتافت دگرگونی این پهنه که ظهور آن در سطح مستلزم فعالیت گسلهای عادی است، با نظام زمین ساخت کششی همخوانی دارد. احتمالاً آمفیبولیتهای مجموعه محمودآباد با شاخصهای زمینشیمیایی پشت قوس قارهای، معرف فعالیت ماگمایی بازی جایگاه پشت قوس قارهای ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر لبه قارهای پهنه سنندج-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 می گردد. قدردان داوران محترم مجله نیز هستیم که رعایت پیشنهادات ارزنده آنها منجر به ارتقأ 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] Eftekharnezhad 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*", 8<sup>nd</sup> 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 phaseequilibrium 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 phas equilibria involving the amphibolite-eclogite transformation", unpublished doctoral dissertation, Stanford University, (1997).

[20] Blundy J.D., Holland T.J.B., "*Clacic 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 calci 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 geothermometery: 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., Pourmoafee 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., Nasrabady 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, Geophysic 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, D., Saunders, A. Norry, M.J.In: (Eds.),Ocean Magmatism in 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 dioritesgranodiorites in southeastern Hunan Province, South China: Petrogenesis and tectonic implications", Geochemical Journal 37 (2003) 427-448.

[44] Wayer S., Munker C., Mezger K., "*Nb/Ta*, *Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the diferentiation history of the crust-mantle*  [27] Misra S.N., "Chemical distinction of highgrade ortho and para-metabasites", Norsk Geologisk Tidsskrift 51 (1971) 311-316.

[28] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanetting 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 oredeposition 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, RS., 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., Lacolle M., "Le diagramme La/10- Y/15- Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des [53] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: A subductiondominated 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., Nasrabady 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 oceanicbasins 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).