چکندہ

برهمکنش سیال- سنگ در اسکارن پناهکوه با استفاده از ایزوتوپهای پایدار کربن و اکسیژن در انواع کلسیت، غرب یزد

اعظم زاهدی ^{(و^{۳)}، محمد بومری^۲ ۱. دکتری ژئوشیمی، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان ۲. دانشیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان}

تاریخ دریافت: ۹۲/۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۹۲/۷/۸

اسکارنهای کلسیمی و منیزیمی پناه کوه در ۵۰ کیلومتری شمال غرب شهر تفت در استان یزد واقع شده است. نفوذ استوک گرانودیوریتی پناه کوه با سن الیگومیوسن به درون سنگهای آهکی- دولومیتی سازند جمال منجر به شکلگیری اسکارن کلسیمی- منیزیمی در منطقه پناه کوه گردیده است. مقادیر ⁸ا³ در سنگهای گرانیتی و مقادیر ⁸ا³ و 2⁵¹ در انواع کلسیتها در این مطالعه تعیین شده است. براساس دادههای ایزوتوپی، مقادیر ⁸ا³ و 2⁵¹ در انواع کلسیتهای مورد بررسی نسبت به کلسیتهای رسوبی فقیرتر شدهاند. این تغییرات ایزوتوپی در اسکارن پناه کوه بیشتر توسط تراوش سیالات ماگمایی به درون سنگهای کربناتی ایجاد گردیده است. تهی شدگی مقادیر ⁸ا³ و 2⁵¹ در انواع کلسیتهای مورد بررسی نسبت به کلسیتهای رسوبی وقوسط برهم کنش سیالات ماگمایی (⁸/10) و 10⁸ می مواد براوش سیالات ماگمایی به درون درجه سانتیگراد، (²/2) کاری اسکاری (⁸/10) با سنگهای آهکی دگرسان شده در دمای ۴۵-۵ درجه سانتیگراد، (²/2) کارباتی ایزوتوپهای پایدار، تراوش سیال، تهی شدگی ایزوتوپی، اسکارن پناه کوه، یزد.

مقدمه

در مجموعـه کانیهـا ایجـاد میگـردد (Shin and Lee, 2003; Choi et al., 2003; Ozturk et al., 2008; Kamvong and Zaw., 2009; Orhan et al., 2011;) بنابرایـن تلفیقـی از مطالعـات سنگشناسـی و ایزوتوپی میتواند در ارزیابی شـرایط شـکلگیری اسـکارنها بهطور (Bowman and Essene, موفقیتآمیزی موثر واقـع گردد ,1985; Bowman et al., 1985;

بررسی کانسارهای اسکارنی با آنالیزهای جامعی از روابط صحرایی، ترکیبات کانیایی و روابط پاراژنزی آغاز می گردد، اما این مطالعات به تنهایی نمیتوانند شرایط دما، فشار و ترکیب سیالات (P-T-X) سازنده اسکارن را شرح دهند زیار در نتیجه فرایندهای متاسوماتیک، تغییرات زیادی

^{*} نویسنده مرتبط: Zahedi.geochemsitry@gmail.com

پناه کوه در محل همبری توده های گرانیتوئیدی و آهک های جمال رخ داده است، بنابراین به خوبی می تواند در شناخت برهم کنش سیال- سنگ موثر واقع شود. با توجه به این که تاکنون هیچ گونه مطالعه ایزوتوپی بر روی اسکارن پناه کوه انجام نشده است، در این پژوهش ابتدا، زمین شیمی ایزوتوپ های پایدار کربن و اکسیژن در سنگ های کربناتی، مرمرها و توده های نفوذی مرتبط با آن بررسی می شود، سپس تغییرات ترکیبی ایزوتوپ های پایدار اکسیژن و کربن مرمر تا کلسیت های همراه با اسکارن و کلسیت های شکافه پرکن بررسی می گردد تا بدین وسیله بتوان به تاثیر دو فرایند فرارزدایی و تراوش سیالات در طی فرایندهای متاسوماتیک

روش مطالعه

مقادیر ایزوتوپهای $\delta^{18} O$ و $\delta^{13} C$ برای تعداد ۱۰ نمونه از کلسیت در سنگهای کربناتی (سنگ رسوبی)، مرمرها (سنگ دگرگونی) و کلسیتهای همراه با گارنت (کلسیت گرمابی) در دانشگاه آکیتای ژاپن تعیین شدند. قبل از انجام تجزيه ايزوتوپي جهت اطمينان از حضور كلسيت و عدم أغشتكي أن با دولوميت، نمونهها توسط تجزيه پراش اشعه (XRD) در دانشگاه یاماگاتای ژاین مورد تجزیه قرار گرفتند. بهمنظور آزاد شدن گاز ,CO برای انجام تجزیههای ایزوتوپی تقریباً ۲۰ میلی گرم از کربناتهای پودرشده در اسید فسفریک ۱۰۰٪ در دمـای C° ۲۵ قرار داده شـد (McCrea، 1950). گاز CO₂ آزادشده در یک مخزن نیتروژن مایع جمع آوری شد، سیس گاز₂CO از بخار آب توسط یک مخزن یخ خشک - استون جدا گردید. اندازهگیری های ایزوتویی گاز Finnigan MAT 250 با استفاده از طيف سنج جرمي CO₂ در دانشـگاه آکیتـای ژاپن انجام گردید. نتایج نسـبتهای ایزوتوپی کربن در آزمایشـگاه بر حسـب PDB و نسبتهای ایزوتوپی اکسیژن بر حسب SMOW در جدول ۱ ارائه شده است. تعداد۵ نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی پناهکوه نیز δ^{18} O مورد تجزیه ایزوتویی اکسیژن قرار گرفتند و مقادیر در آنها بر حسب SMOW تعیین شد. بر اساس روش

مطالعات بسیاری نشان دادهاند که چندین خاستگاه از سیالات در شکل گیری اسکارن ها دخیل هستند (Meinert et al., 2003) و برهم کنش آبهای ماگمایی و جوی را به اثبات رساندهاند (Giggenbach, 1977) .Taylor, 1977; Boomeri et al., 2010) مطالعات ییشین کاربرد ایزوتوپهای پایدار را در شناسایی خاستگاه سیال و تخمین درجه برهمکنش سیال و سنگ دیواره کربناتی به اثبات رسانده است (Bowman et al., 1985). مقدار و نسبت ایزوتوپهای پایدار اکسیژن و کربن در ســـنگهای کربناتی دیرینه و رســوبات کربناتی عهد حاضر در شرایط حارهای و معتدل تفاوتهایی را نشان میدهند (آدابی، ۱۳۹۰). تاثیر فرایندهای گرمابی، برونزاد، دیاژنز و دگرگونی بهوسیله مطالعات ایزوتوپی قابلشناسایی است (آدابی، ۱۳۹۰). سیال ماگمایی در حال تعادل با توده نفوذی همراه، در مراحل ابتدایی متاسوماتیسم در تشکیل بیشتر سامانه های اسکارنی موثر بوده است (Layne et al., 1991)، هر چند که در دماهای پایینتر و در مراحل بعدی، مشارکت آبهای جوی در شکل گیری اسکارنهای پسرونده به اثبات رسيده است (Taylor and O'Neil, 1977; اثبات Bowman et al., 1985; Adabi et al., 1996). بررسي ایزوتوپهای پایدار کربن و اکسیژن در کربناتهای موجود در هالههای دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن نتایج مناسبی از شرایط شکل گیری اسکارن را فراهم نموده است .(Ozturk et al., 2008; Boomeri et al., 2010; Orhan et al., 2011) این مطالعات نشان داد که برخی کلسیتها و دولومیتها در هالههای دگرگونی مجاورتی و کانسارهای اسکارن اساسا توسط آب ماگمایی شکل می گیرند، بنابراین کلسیت و دولومیتها میتوانند بهعنوان نشانگرهای مفیدی برای تشـخیص آب ماگمایی در سـامانههای اسکارنی موثر واقع گردند. تشـکیل کالکسـیلیکاتها و افزایش تراوایی در سامانههای اسکارنی در نتیجه آزادشدن مواد فرار باعث تراوش شدید آبهای ماگمایی می شود که برهم کنش سیال-سنگ در چنین سامانههایی منجر به تهی شدگی ایزوتوپی سنگهای کربناتی اولیه و تشکیل کلسیتهای گرمایی (اسکارنی) می گردد. از آنجاکه اسکارنزایی در منطقه تبدیل گردید و توسط یک پمپ و مخزن نیتروژن مایع جمع آوری گردید و سپس اندازه گیری های ایزوتوپی توسط طیف سنج جرمی Finnigan MAT 250 انجام گردید. نتایج این تجزیه ایزوتوپی بر حسب SMOW در جدول ۲ ارائه شده است.

(Kita and Matsubaya، 1983) حـدود ۲۰ میلیگـرم از نمونه پودرشـده از ســنگهای گرانیتی بـا گاز F₂ در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد در یک لوله نیکلی به مدت ۱۲ ساعت واکنش دادهشـده و گاز O₂ آزادشده در این واکنش در یک کـوره گرافیتی در دمای ۷۰۰ درجه سـانتیگراد به گاز CO

Samples No	Rock names	Mineral name	$\delta^{_{13}}C_{_{PDB}}$ ‰	δ ¹⁸ $O_{_{SMOW}}$ ‰
M-1	سنگ کربناتی با حداقل دگرسانی	كلسيت	3.1	24
M-12	مرمر	كلسيت	-2.3	18.1
M-13-3	مرمر	كلسيت	2.2	18.8
M-11-3	مرمر	كلسيت	2.6	22.1
M-12-3	اسكارن منيزيمي	كلسيت	-2.6	13.8
M-17	اسكارن منيزيمي	كلسيت	-1.3	18.7
M-9-2	اسکارن کلسیمی	كلسيت	-4.0	13.7
M-11-2	اسكارن كلسيمى	كلسيت	-3.1	15.5
M-7-3	اسکارن کلسیمی	كلسيت	4.3 -	14.9
Sk	اسکارن کلسیمی	كلسيت	-3.4	14.2

جدول ۱. نتایج مقادیر ⁸¹⁸ و ⁵¹³ در سنگهای کربناتی، مرمرها و کلسیتهای اسکارنی در منطقه پناهکوه

جدول ۲. مقادیر δ¹⁸O در ســنگهای گرانیتوئیدی پناهکوه و ســیال در حال تعادل با آن. مقدار میانگین δ¹⁸O محاسبه شده در سیال در حال تعادل با گرانیت برابر 11.0% است

Samples	Rock names	$\delta^{18}O_{SMOW}$ ‰ (Whole rock)	$\delta^{18}O_{_{SMOW}}$ ‰ (Fluid)
M-14-3	گرانیت	10.0	10.96
M-8	گرانیت	11.6	12.56
M-1-3	گرانیت	9.8	10.76
M-13-2	گرانیت	9.6	10.56
M-10-2	اندواسكارن	9.4	10.36
	-		

زمين شناسي منطقه

اسکارن پناه کوه در ۶۰ کیلومتری غرب مرکز استان یزد واقع شده است. منطقه پناه کوه از نظر زمین شناسی در بخش غرب خردقاره ایران در غرب بلوک یزد قرار گرفته است که توسط کمربند ماگمایی ارومیه- دختر قطع گردیده است. منطقه مورد بررسی بخشی از منطقه خضرآباد محسوب می شود که لیتواستراتیگرافی آن به همراه موقعیت اسکارن ها و نفوذی های مرتبط با آن در شکل ۱ ارائه شده است. به طورکلی منطقه مورد بررسی شامل گستره وسیعی

از واحدهای رسوبی پرکامبرین تا ترشیاری است (شکل ۲) که توسط سنگهای نفوذی قطع گردیده است. قدیمی ترین سنگهای منطقه، شامل سازند کهر و دولومیت سلطانیه است که پیسنگ منطقه را تشکیل داده است. جوان ترین واحدهای زمین شناختی منطقه را آبرفتها، کنگلومرا و همچنین تراورتنهای عهد حاضر که هم اکنون از چشمههای تراورتن از در حال نهشته شدن است، تشکیل می دهند. ائوسن در این منطقه با تشکیل کنگلومرای کرمان شروع می شود و سپس با خروج سنگهای آتشفشانی ائوسن در که نفـوذ محلولهای گرمابی حاصل از آن ســبب کانهزایی مس- آهن در دولومیتهای سـازند سلطانیه گردیده است (شریفی، ۱۳۸۷).

امتداد گسـل دهشـیر - بافت ادامه مییابد. این واحدهای آتشفشانی توسط گرانیتوئیدهای الیگومیوسن قطع گردیده اسـت. گنبد آتشفشانی نئوژن در شـرق منطقه، مهمترین ولکانیسم نئوژن را تشـکیل میدهد (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)

System	Serie	Formation	Composite stratigraphic column	Description field
ernary	Holocene	Un-named	Tr	Quaternary sedimens Tr: Travertine
Quat	Pliocene	Subvolcanic dome		Dacite and quartz-porphyry plugs
Tertiary	Miocene	Un-named		Miocene sedimentary rocks
	Eocene- Oligocene	Volcanics and Tuffs	++++++ ++++++ ++++++ x x x x x x x + + + +	Og; Oligocene granitoids Eocene volcanics
etaceous	Upper Cretaceous	Taft	$\begin{array}{c} & \times & \operatorname{Og} \\ & \times & \times & \times \\ & \times & \times & \times \\ & \times & \times &$	Grey limestone
Ū	Lower Cretaceous	Sangestan		Sandstone and Conglomerate
	Upper Triassic	Nayband		Shale-Sandstone
				Shg: Shir-Kuh batholith
			$\begin{array}{c c} & \times & \times & \times \\ & \times & \text{Shg} & \times & \times \\ & \times & \times & \times & \times \\ & \times & \times & \times$	Shale-Sandstone
sic				Marble
ias				Khut skarn
T				Shale-Sandstone
	Middle Triassic	Shotori		Massive dolomite
	Lower Triassic	Sorkh shale	$\begin{array}{c} + + + + + + + + + + + + + + + + + + +$	Basic lava flows with intercalated laterite
Permian	Permian	Jamal		Panah kuh skarn

شــکل ۱. لیتواســتراتیگرافی منطقه خضرآباد بههمراه موقعیت اســکارنها و نفوذیهای مرتبط با آنها براسـاس مشاهدات صحرایی و نقشه زمینشناسی ۱٬۱۰۰۰۰ خضرآباد با تغییرات (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)



شکل ۲. نقشه زمین شناسی منطقه پناه کوه واقع در غرب استان یزد براساس مطالعات صحرایی و استفاده از عکسهای هوایی (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ خضرآباد با تغییرات، حاج ملاعلی، ۱۳۷۱)

ژوراسیک میانی واقع شده است. گرانیتوئید پناهکوه با سن الیگومیوسن بخشی از تودههای آذرین در کمربند ماگمایے-ارومیه دختر است که ویژگیهای یک ماگمای کالکآلکالن تیپI را نشان میدهد و در یک جایگاه تکتونوماگمایی مرتبط با کمانهای آتشفشـانی و همزمان با برخورد قارمای شکل گرفته اسـت (زاهدی و همکاران، a ۱۳۹۱). قسـمت عمده این اســتوک گرانیتوئیدی دارای ترکیــب گرانودیوریت بوده که بهصورت رخنمون های پراکنده حضور دارند و بهصورت رخنمون توده اصلی، بینظم و کوچک تا قطر ۲۵۰ متر جدا از هم مشاهده میشوند بهطوریکه زبانههای کوچکتر از توده نفوذی نیز دیده می شوند.

اسكارن

مشاهدات صحرایی نشان میدهد که دو نوع اسکارن کلسیمی و منیزیمی در تماس مسیتقیم با توده نفوذی در

اســتوک گرانیتوئیدی پناه کوه به ســن الیگومیوسن در 🚺 در برخی رخنمون ها محدود به ضخامت ۳۰ تا ۵۰ متر است فاصله ۳۵ کیلومتری شـمال غرب باتولیت شیرکوه به سن در حالی که اسکارنزایی منیزیمی بهصورت رگچهای دور از توده نفوذی و در امتداد شکستگیها و لایهبندی سنگهای کربناتی میزبان با ضخامت تقریبی ۲۰ تا ۳۰ سانتیمتر شکل گرفته است. اسکارنزایی در منطقه پناهکوه در بخشهای آهکی- دولومیتی سازند جمال رخ داده است. اسکارن یناه کوه شــامل دو زون درون اسکارن و برون اسکارن است. دروناسکارن با گسترش محدودی در سنگهای آپلیتی تشکیل شده است در حالی که برون اسکارن شامل دو زون اسکارن کلسیمی و منیزیمی بوده و در همبری با مرمرها تشکیل گردیده است. مشاهدات کانی شناسی در زون های اسکارن کلسیمی و منیزیمی به شرح زیر است:

اسكارن كلسيمي

گارنت مهمترین کانی زون اسکارن کلسیمی را تشکیل داده است و به شکل لایه ای و تجمعات توده ای قابل مشاهده است. براساس مطالعات میکروسکوپی، بیش از ۹۰ درصد منطقه یناه کوه تشکیل شده اند. رخداد اسکارن زایی کلسیمی لایه های اسکارنی از گارنت تشکیل شده است (شکل ۳).

برهم کنش سیال – سنگ در اسکارن پناه کوه ...

گارنتهای موجود در این زون، درشتبلور، بیشکل و همسانگرد همراه با شکستگیهای فراوان هستند که فضای بین آنها را اکتینولیت و کلسیت پر کرده است (شکل ۳). ترکیب شیمیایی گارنتها تقریباً آندرادیت خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). آندرادیت در این زون در همراهی با پیروکسنهای بهشدت دگرسانشده یافت میشوند که با

بافت غیرتعادلی مشخص می شوند (شکل a ۴). آندرادیت در اثر واکنش های قهقرایی در مرحله متاسوماتیسم پس رونده به کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است (شکل ۴-d و c). اکتینولیتی شدن به طور کامل در پیروکسن ها رخ داده و تشکیل شکل دروغین رخدادی عادی است (شکل ۵- a و d).



شکل ۳. فراوانی آندرادیتهای بی شکل و همسان گرد با شکستگیهای فراوان که فضای بین آنها توسط اکتینولیت پر شده است. (a:نور پلاریزه متقاطع، b:نور پلاریزه ساده- Ad:آندرادیت، At: اکتینولیت)



شـکل A.۴) تبدیل آندرادیت به پیروکسـنها و جانشینی پیروکسنها توسـط گارنت در محل تماس در زون اسکارن کلسیمی. b و c) جانشینی آندرادیت توسط اپیدوت در زون اسکارن کلسیمی در نور پلاریزه متقاطع و ساده. (Ep: اپیدوت، Cpx: کلینوپیروکسن، AL: آندرادیت، Grt: گارنت)



شکل ۵. تبدیل پیروکسن به اکتینولیت در منطقه پناهکوه. a) در نور پلاریزه متقاطع، b) نور پلاریزه ساده. شکل دروغین پیروکسن که در طی فرایند اورالیتیشدن کاملا با آمفیبول رشتهای جایگزین شده است (Ad:آندرادیت، cpx: کلینوپیروکسن، Amp: آمفیبول)

اسكارن منيزيمي

اولیوین و پیروکسن فراوانترین کانیهای تشکیلدهنده این زون هستند به طوری که ۳۰ تا ۳۵ درصد سنگ را تشکیل دادهاند (شکل 8-a و b). ترکیب اولیوین و پیروکسن براساس نتایج ریزکاوش الکترونی به ترتیب فورستریت و دیوپسید خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲). براساس مشاهدات سینگنگاری دو نسل فورستریت وجود دارد. در نسل اول، فورستریتها درشتبلور و نیمه شکلدار بوده که به شـدت به سـرپانتین، تالک و کانیهای رسی تبدیل شده است (شکل</bd>د. دگرسانی در امتداد شکستگیهای نامنظم شروع می شود و شبکه نامنظمی از رگچههای سرپانتین رشتهای یا صفحهای ایجاد می شود و بافت شبکهای را تشبکیل میدهد (شبکل ⁶-م). نسل دوم،

فورستریتهای بی شکل با حواشی گرد هستند (شکلe-۶). این نسل از اولیوینها کوچکتر بوده و بهصورت ریزبلور در زمینه دولومیتی مرمرها مشاهده می شوند. سرپانتین های حاصل از تجزیه این گونه اولیوینها بصورت اشکال مدور، دانه ریز و پراکنده در متن سنگ وجود دارند و تشکیل شکل دروغین سرپانتین در قالب بلورهای اولیوین را داده است (شکل e-۶).

دیوپسیدهای موجود در این زون شکلدار تا نیمه شـکلدار بوده که بهصورت درشـتبلور و ریزبلور در زمینه دولومیتی یافت میشوند. درشتبلورهای پیروکسن بافت گرانولار را در سنگ تشکیل دادهاند. دیوپسیدها در زون اسکارن منیزیمی اغلب سالم مانده و هیچگونه دگرسانی را نشان نمی دهند (شکل b-۶).



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی از اسکارن منیزیمی پناهکوه. a: درشت بلورهای فورستریت سالم با حواشی گرد شده در زمینه دولومیتی (Dol: دولومیت؛ Fo: فورستریت)،b: بلورهای دیوپسید با بافت دانهای در اسکارن منیزیمی (Di: دیوپسید)، c: جانشیکی کامل فورستریت توسط سرپانتین و تشکیل شکل دروغین حاصل از آن (Srp: سرپانتین)، b: سرپانتینیشدن فورستریت و تشکیل بافت شبکهای حاصل از آن در اسکارن منیزیمی، e: فورستریت جانشین شده توسط سرپانتیتن بهصورت مدور

(Taylor, 1974; Sheppard, 1981). مقادير بالاتر (1981) در سنگهای گرانیتی پناهکوه نسبت به گرانیتوئیدهای تیپ I میتواند بهدلیل تفریق بیشـتر، آلایش پوسـتهای ماگما یا برهم کنش مستقیم بین مذاب گرانیتی و سنگهای رسوبی گرانیتوئیدهای تیب I (%+ تا % A+) بیشتر است دگرگون شده باشد (Taylor et al., 1986). همچنین

زمینشیمی ایزوتوپهای پایدار سنگهای گرانیتی مقادیر δ¹⁸O در ســنگهای گرانیتی پناهکوه از % ۹/۴ $\delta^{18}{
m O}$ تا % ۱۱/۶ تغییر می کند (جدول ۲) که از مقادیر $\delta^{18}{
m O}$

برهم کنش سیال – سنگ در اسکارن پناه کوه ...

فرایندهای بعد از انجماد مانند فرایندهای دگرسانی و گرمابی یا آبگیری و هوازدگی دماپایین نیز میتواند منجر به مقادیر بالاتر ۵⁸¹۵ در سنگهای گرانیتی پناه کوه نسبت به گرانیتوئیدهای تیپ I شده باشد. با توجه به این که بخش اعظم گرانیتها از فلدسپات تشکیل شده است، بنابراین میتوان ترکیب ایزوتوپی آن را مشابه با پلاژیوکلازی که ۳۰ درصد آنورتیت دارد فرض کرد. با این فرض، آب در حال تعادل با این گرانیتها از رابطه (۱) قابل محاسبه است (O،Neil and Taylor 1967):

 $1000 \ln \alpha_{\text{Anorthite(30\%)-water}} = (-3.41 - 0.14 \text{An})$ (1) رابطه (1) (10⁶/T²) + (2.91 - 0.76 \text{An})

که در آن An کسر مولی آنورتیت است (۰/۳). ازآنجا که فلدسیات فراوان ترین کانی تشکیل دهنده گرانیت ها است، بنابراین در گرانیت ها $\Delta^{18}O_{plagio clase - water}$ تقریباً برابر با است، بنابراین در گرانیت ها (Taylor, 1978) است ($\Delta^{18}O_{whole rock - water}$), بنابراین رابطه (۱) به صورت رابطه (۲) بیان می شود (Taylor, 1969), 1000ln $\alpha_{whole rock - water}$ =(-3.41-0.14An) (ابطه (۲) ($10^6/T^2$)+(2.91-0.76An)

با قرار دادن مقادیر آنورتیت در پلاژیوکلاز به میزان۳۰ درصد رابطه (۲) بهصورت رابطه (۳) بازنویسی می شود: $\delta^{18}O_{whole rock} - \delta^{18}O water = 34.45 (10⁶/T²) + 2.68(۳)$ مطالعات زمین دماسنجی آمفیبول ها در استوکگرانیتوئیدی پناه کوه دمای تقریبی ۲۰۰ درجه سانتی گرادرا نشان داده است (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۲)، بنابراینمقادیر δ¹⁸O در سیال در حال تعادل با گرانیتوئید پناه کوه

5 0 513C (% PDB) 0 -5 Calcite from limestone Magmatic Calcite from marble Calcite from magnesian skar Calcite from calcic skarn -10 15 20 25 10 δ18O (‰ SMOW)

شکل ۷. مقادیر ⁸¹⁸ در مقابل ¹³C در سنگهای کربناتی، مرمرها و کلسیتهای گرمابی در اسکارن پناه کوه

می تواند در دمای ۲۰۰ درجه سانتی گراد از طریق رابطه (۳) محاسبه گردد.

۸¹⁸O برای سـنگ کل گرانیتی پناه کوه می توان مقادیر δ¹⁸O برای سـیال در حال تعادل با گرانیت پناه کوه را محاسـبه کرد. همان طور که در جدول ۲ مشـاهده می شـود، مقادیر δ¹⁸O در سـیال در حال تعادل با گرانیتوئید در دمای ۷۰۰ درجه سـانتی گراد از ۱۰/۳۶% تا ۱۲/۵۶% تغییر می کند، بنابراین مقدار میانگین δ¹⁸O سـیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه کوه در دمای ۷۰۰ درجه سـانتی گراد برابر ۱۱% محاسبه گردید.

تركيب ايزوتوپي كربناتها

مقادیـر ایزوتوپـی δ^{18} و Σ^{13} در مرمرهـا، آهکها و کلسـیتهای گرمابی اسکارن پناهکوه در جدول ۱ ارائه شده است. مقادیر δ^{18} و Σ^{13} در سنگ آهکهای دگرسان نشده منطقـه پناهکوه بهترتیـب برابر با ۲۴% و ۲۴% اسـت، بنابرایـن مقادیـر δ^{18} و Σ^{13} در کربناتهـای میزبـان اسـکارن در منطقه پناهکوه نسـبت به کربناتهای دریایی دگرسان نشده، تهی شدگی نشان میدهند. مقادیر δ^{18} در مقابل Σ^{13} در سـنگهای کربناتی، مرمرها و کلسیتهای گرمایی در نمودار شکل ۷ ترسیم شده است. همان گونه که در شکل مشاهده می شود مقادیر δ^{18} و Σ^{13} در مرمرهای کلسیتی و کلسیتهای اسکارنی نسبت به سنگهای کربناتی معمولی تهی شدگی نشان میدهند که می تواند به فرایندهای کربن زدایی، تراوش، اختلاط و شـرایط دما و فشـار نسبت داده شـود (Valley, 1986)، در بخـش زیر به تاثیر عوامل ذکر شده پرداخته می شود.

تهیشدگی ایزوتوپی در کربناتها

درجه تهی شدگی در سنگهای کربناتی به درجه حرارت واکنـش، مقـدار فرارزدایی و مقدار سـیال بسـتگی دارد. تهی شدگی در مقادیر O^{18} و C^{10} از آهکهای غیردگرسان تهی شدگی در مقادیر O^{18} و O^{10} از آهکهای غیردگرسان تا کلسیتهای شـکلدار به عوامل گوناگونی نظیر جدایش ترجیحی O^{18} و D^{11} در طی واکنشهای دیاژنز، کربنزدایی و اختلاط اکسیژن و کربن با منابع خارجی غنی از ایزوتوپهای سـبک در طی فرایند تراوش سیال در یک سامانه باز نسبت Buick and Cartwright, 2000; Buick and Lee, 2003, Thomson and Ring, 2006 Shin and Lee, 2003, Thomson and Ring, 2008 δ^{10} , منجر می شـوند و به طور نظری توسط ژنگ و \mathcal{R} رمابی به روندهای هماهنگ یا هم سـته در فضای D^{13} در برابر O^{18} منجر می شـوند و به طور نظری توسط ژنگ و موفز (۱۹۹۳) مدل سازی شده است. در بخش زیر به بررسی دو اثـر فرارزدایی و تراوش سـیال بـر روی تغییرات ترکیب ایزوتوپهای کربن و اکسیژن پرداخته می شود.

تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن

واکنشهای کربنزدایی رخداده در فرایند دگرگونی منجر به افزایش نفوذپذیری میگردد و زمینه را برای تراوش سیالات آماده میسازد. فرایند کربنزدایی منجر به آزاد شدن CO₂ در سنگهای کربناتی میشود. CO₂ آزاد شده در طی این فرایند غنی از 8¹⁰ و 3¹⁰ میگردد که در نتیجه منجر به تهیشدگی ایزوتوپهای سنگین در سنگ باقی مانده می شود (Nabelek et al., 1984).

مقادیـر تهیشـدگیهای ۵^{۱8}۵ و ۵¹³۵ توسـط فرایند فرارزدایی با روابط فرارزدایی^۲ تخمین زده میشـود. شـدت فرارزدایـی بـا اسـتفاده از روابط زیر نشـان داده میشـود (Valley, 1986).

فرارزدایی به صورت جمعی در سیستم بسته^۳: $\delta_{\rm f} = \delta_{\rm i} - (1-F) 1000 Lna$ (۲) در این حالت همه سیال قبل از آن که هیچ بخشی از آن از سیستم خارج گردد، به تدریج تحول مییابد. فرارزدایی به صورت ریلی در سیستم باز⁴: $\delta_{\rm f} = 1000 (F^{(\alpha-1)}-1) + \delta_{\rm i}$

که در آن F کسر مولی کربن و اکسیژن باقیمانده در ســنگ بعد از فرایند فرارزدایی و α ضریب تفکیک ســـیال-سنگ است. $\delta_{\rm f}$ و $\delta_{\rm f}$ بهترتیب مقادیر اولیه و نهایی ایزوتوپی در سنگ است. δ_i^{13} مقادیر اولیه δ_i^{18} و δ_i^{13} در سنگهای کربناتی اولیه (دگرسان نشده) است که بهترتیب برابر %۲۴ و ۳% در نظر گرفته شده است (جدول ۱). $\delta_{\rm f}$ مقادیر نهایی و δ^{13} و δ^{13} موجود در مرمرها و کلسیتهای اسکارنی در δ^{18} کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی گراد از طریق روابط ۴ و ۵ به ترتیب برای فرارزدایی جمعی و ریلی محاسبه می شود و سپس نمودار شکل ۸ با استفاده از مقادیر نهایی δ^{13} و δ^{13} محاسبه شده از روابط (۴)و (۵) برای فرارزدایی ریلی و جمعی ترسیم میگردد. با قرار دادن مقادیر ایزوتوپی نمونههای مورد بررسی (جدول ۱) در نمودار ترسیم شده می توان به تاثیر فرایند فرارزدایی بر روی تغییرات ایزوتوپی در طی فرایند اسکارنزایی پی برد.

در رابطه (۵) ضریب تفکیک سیال- سینگ مورد نیاز است، بدین منظور برای اکسیژن از رابطه تفکیک زیر به منظور بهدست آوردن ضریب تفکیک سیال- سنگ (α) استفاده می گردد:

1000Lna_{CO2}-Calcite</sub>=-1.8($^{10^6}/T^2$) + 10.611 ($^{(p)}$) رابطه ($^{(1000)}/T$)-2.78

برای کربن نیز رابطه تفکیک زیر استفاده میشود: ۱۹۶

1000Ln $\alpha_{\rm CO_2$ -Calcite=-2.988($^{10^6}/T^2$) + 7.66 (Y) رابطه ($^{1000}/T$)-2.46

در فرارزدایی ریلی، سیال پس از تولید شدن بی درنگ از سنگ جدا می شود. واکنش های فرارزدایی معمولاً مقادیر $\delta^{18}O$ سنگ ها را کاهش می دهند، زیرا CO_2 و H_2^0 آزاد شده نسبت به سنگ کل غنی از $\delta^{18}O$ هستند.

از آنجاکه ولاستونیت در سنگهای اسکارنی و مرمرها تشکیل نگردیده است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲)، بنابراین

^{1.} Devolatilization process

^{2.} Batch and Rayleigh

^{3.} Batch devolatilization

^{4.} Rayleigh devolatilization

حاصل از محاسبات بالانشان میدهد که کربنزدایی ریلی و جمعی نمیتوانند به صورت مناسبی تهی شدگی $0^{80} \delta$ را در مرمرها و کلسیتهای اسکارنی منطقه پناه کوه توضیح دهند، به طوری که اگر همه کلسیت واکنش دهد و از سیستم خارج شود ($5^{0}=0.6$)، تهی شدگیهای $0^{81} \delta$ محاسبه شده کوچک و ناچیز هستند. مقادیر $0^{81} \delta$ و $0^{18} \delta$ محاسبه شده کوچک اسکارنی موردبررسی با مقادیر $0^{81} \delta$ و $0^{18} \delta$ محاسبه شده همخوانی ندارد (شکل ۸)، بنابراین محاسبات نشان داد که مقادیر $0^{81} \delta$ و $0^{18} \delta$ محاسبه نشان داد که مقادیر $0^{81} \delta$ و $0^{18} \delta$ محاسبه شده داده است که تهی شدگی $0^{81} \delta$ در واکنشهای کربنزدایی داده است که تهی شدگی $0^{81} \delta$ در واکنشهای کربنزدایی داده است که تهی شدگی $0^{81} \delta$ در واکنش های کربنزدایی داده است که تهی شدگی $0^{81} \delta$ در واکنش محای کربنزدایی داده است که تهی شدی معمولاً ناچیز است، زیرا کسر مولی در سنگهای کربناتی معمولاً ناچیز است، زیرا کسر مولی در تهی شدگی $0^{81} \delta$ نسبت به $0^{81} \delta$ بی تاثیر کربنزدایی دماهای قرار داده شده در روابط ۶ و ۷، کمتر از C^o ۵۰۰ و برابر ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سانتی گراد در نظر گرفته شده است. بنابراین با قـرار دادن دماهای ۴۰۰ و ۵۰۰ درجه سـانتی گراد در روابط (۶) و (۷)ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسـیژن و کربن به ترتیب ۱۰۰۸ و ۲۰۰۲ محاسـبه گردید و سـپس با قرار دادن ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسـبه شده در کسرهای مولی اکسیژن و کربن متفاوت در دمای ۵۰۰ درجه سانتی گراد میتوان مقادیر تهی شدگی ۵¹⁸ و ۲⁵¹ (۸۵) برای فرارزدایی ریلی را با استفاده از روابـط ۴ و ۵ محاسـبه نمود. به همین ترتیب نیز میتوان مقادیر تهی شدگی ۵⁸¹ و ۵⁵¹ (۸۶) برای فرارزدایی ریلی را با استفاده محاسبه نمود. نتایج حاصل از این محاسبات به صورت نمودار محاسبه نمود. نتایج حاصل از این محاسبات به صورت نمودار مونههـای مورد بررسـی را در این نمودار مورد بررسـی قرار داد. قرار گیری نمونه های موردبررسـی در نمودار ترسیم شده



δ¹⁸O (% SMOW)

شــکل ۸. نمودار ۵^{۱8}۵ در مقابل ۲^{۵۱}۵ حاصل از کربنزدایی جمعی و ریلی. همانگونه که مشــاهده میشـود مقادیر ایزوتوپی ۵⁸۵ و ۵⁵۵ در کلسیتهای موردبررسی در منطقه پناه کوه منطبق بر نمودار فرارزدایی جمعی و ریلی نیستند که نشان دهنده تاثیر بسیار اندک این فرایند بر روی تغییرات ایزوتوپی کربن و اکسیژن در نمونههای موردبررسی است. منحنیهای نشان داده شده بر روی نمودار در دمای ℃ ۵۰۰ (a) و ℃ ۴۰۰ (d) با استفاده از روابط (۴) و (۵) ترسیم شدهاند

در کلسیتهای اسکارنی و مرمرها گردد، در واقع، علاومبر فرارزدایی، تراوش سیال و برهمکنش متقابل سیال- سنگ نیـز میتواند منجر به تهیشـدگی منظـم ایزوتوپی کربن و تاثیر فرایند تراوش سیال بر روی ترکیب ایزوتوپی کربن و اکسیژن^۱ مطالعات افراد مختلف نشان داده است که فرارزدایی بهتنهایی نمیتواند منجر به تهیشدگیهای ایزوتوپی شدید

^{1.} Fluid infiltration effects

اکسیژن از مرمرها تا کلسیتهای اسکارنی گردد Bowman) et al., 1985; Valley, 1986; Gerdes and Valley, 1994; Holness, 1997; Buick and Cartwright, 2000; Shin and Lee, 2003, Orhan et al., 2011) آثار و شـواهد ایزوتوپی ناشـی از برهمکنش سیال- سنگ، آثار و شـواهد ایزوتوپی ناشـی از برهمکنش سیال- سنگ، بسیار متفاوت از واکنشهای فرارزدایی است. تغییر در حد ۵ تا ۱۰% دلیل استواری بر اهمیت رخداد برهمکنش سیال-سنگ نسبت به واکنشهای فرارزدایی در فرایند متاسوماتیسم است. تغییر در مقادیر ک¹³ معمولاً توسط واکنش سیال با سنگ آهک ایجاد می گردد که بستگی به حالت اکسیداسیون سیستم دارد (Shimazaki et al.,1986) به طوری که مقادیر سیستم دارد (Shimazaki et al.,1986) به طوری که مقادیر بالا، نسبت به ۵¹⁸ میشتر تغییر می ابد، زیرا مقادیر ک¹³ در سیالات نسبت به سنگهای آهکی ناچیز است.

تعییرات شدید ایزوتوپی در کربناتهای منطقه پناهکوه نيز ميتواند توسط برهمكنش متقابل بين سيال ماگمايي و سنگهای کربناتی دریایی رخ دهد. فرض بر این است که اسـکارن پناهکـوه در نتیجه تراوش سـیالات ماگمایی در سنگهای کربناتی ایجاد می گردد و این اسکارن ها از نظر زمانی و مکانی، همبســتگی نزدیکی با آن دســته از تودههای نفوذی دارند که در ژرفای کمی از سطح زمین جایگزین شدهاند. مدلهای ارائه شده برای تاثیر فرارزدایی در شکل ۸ نشان داد که کربنزدایی کامل میتواند منجر به $\delta^{18} O$ تهی شدگی شدید در $\delta^{13} C$ گردد در حالی که تهی شدگی ناچیز است اما برهم کنش متقابل سیال با کربناتها باعث تهی شدگی شدید δ^{18} در مرمرها در مراحل اولیه می گردد درحالی که در ابتدا تهیشدگی $\delta^{13} \mathbf{C}$ در مرمرها ناچیز است. با اســتفاده از مدلهای موجود میتوان به ماهیت و مقادیر تغییرات ایزوتوپی در ســنگهای کربناتی میزبان به صورت تابعی از نسبت سیال به سنگ، دما و X_(CO2) پی برد. $\delta^{13}\mathrm{C}$ و $\delta^{18}\mathrm{O}$ و $\delta^{18}\mathrm{O}$ و $\delta^{13}\mathrm{C}$ و در سننگهای کربناتی در هالههای مجاورتی و کانسارهای اسکارنی به کار می رود. روابط تبادل جرمی زیر برای تغییرات ایزوتوپی در سینگهای کربناتی میزبان اسکارن پناهکوه در طی برهم کنش سیال- سنگ در فرایند تراوش سیالات به کار

میرود (Taylor, 1977): $w/r = (\delta^{18}O_{rock}^{i} - \delta^{18}O_{rock}^{i}) = \delta^{18}O_{rock}^{i} + (\Delta) (\Delta)$ λ در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و λ در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین کانی و δ در است. i و f به ترتیب مقادیر اولیه و نهایی سنگ کربناتی هستند به طوری که $\delta^{18}O_{rock}^{i}$ و منهایی سنگ کربناتی $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان نشده (۱۹۶۰) و سنگ کربناتی $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان نشده (۱۹۶۰) و سنگ کربناتی $\delta^{18}O$ در سنگ آهک دگرسان نشده (۱۹۶۰) و سنگ کربناتی در سنگ آه ک دگرسان نشده اولیه برابر ۱۹۶۰ است (جدول ۱). $\delta^{18}O_{rock}^{i}$ ترکیب ایزوتوپی سیال در حال تعادل با گرانیتوئید پناه کوه است که مقدار میانگین محاسبه شده آن با استفاده از رابطه ۳ برابر ۱۱۶۰ محاسبه گردید.

سنگ در این فرمول، سنگ آهک است و w/r نسبت جرم اتمی آب به سنگ است. ضریب تفکیک ایزوتوپی محاسبهشده (Δ) در رابطه (۸) به صورت رابطه (۹) است (Friedman and O' Neil, 1977):

 $\Delta_{\text{Calcite-water}} = 2.78(10^6/\text{T}^2) - 2.89$ (۹) $\Delta_{\text{Calcite-water}} = 2.78(10^6/\text{T}^2) - 2.89$ رابطه (۹) $\Delta_{\text{Calcite-water}}$ که در آن T دماهای فرض شده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی گراد هستند. تبادل ایزوتوپی کربن مرتبط با مقادیر کربن در سیال به طریق مشابهی به صورت رابطه (۱۰) است:

 $X_{CO2} \times W/r = (\delta^{13}C^{f}_{Rock} - \delta^{13}C^{i}_{Rock})/(\delta^{13}C^{i}_{H_{2}O} - ())$ $\delta^{13}C^{f}_{Rock} + \Delta)$

که در آن Δ ضریب تفکیک ایزوتوپی کربن بین کلسیت و CO_2 است و $\Delta^{13}C_{H_{20}}$ مقادیر اولیه $\Delta^{13}C$ در سیال ماگمایی CO_2 است و $\Delta_{12}^{O_2}$ مقادیر اولیه $\Delta_{13}^{O_1}$ در سیال ماگمایی است که برابر با Λ_{CO_2} در نظر گرفته شده است. Σ_{CO_2} کسر مولی $_2O_2$ در سـیال اسـت. با توجه به حضور گارنتهای آندرادیتی خالص، مقدار Σ_{CO_2} برابر Λ' ۰ در نظر گرفته شده است. Γ_{CO_2} به تراردیتی خالص، مقدار Σ_{CO_2} برابر Δ' ۰ در نظر گرفته شده است. $\Delta_{13}^{O_1}$ به آندرادیتی خالص، مقدار Σ_{CO_2} برابر Δ' ۰ در نظر گرفته شده مولی δ^{13} و Σ_{Rock} و $\Sigma_{CO_2}^{10}$ به $\delta^{13}C_{Rock}$ و $\Sigma_{CO_2}^{10}$ مقدا راست (زاهدی و بومـری، Γ^{00}). مقدا Σ_{13}^{10} در سـنگ آهک دگرسان نشـده اولیه و $\delta^{13}C_{Rock}^{10}$ است (حدول ۱) و $\delta^{13}C_{Rock}^{10}$ مقدا رمحاسبه شده توسط رابطه (۱۰) میباشد.

بهصورت زیر است: (Friedman and O' Neil، 1977)

 $\Delta_{\text{Calcitb-CO}_2}$ =2.988($^{10^6}/\text{T}^2$)-7.666($^{1000}/\text{T}$)+2.46 (۱۱) کـه در آن T دماهای فرض شـده در ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد هستند.

روابط ذکرشده در بالا برای سیستمهای بسته کاربرد دارد که در آن همه سیالات بهطور کامل در تعادل با سنگ هستند و تبادل ایزوتوپی مستقل از دما و نسبت سیال به سنگ است. تبادل ایزوتوپی سیالات با سنگهای اطراف میتواند در سیستم باز توسط رابطه (۱۲) تفسیر شود (Taylor, 1977).

w/r=Ln [$(W/r)_{c-s}$ +1 (۱۲) رابطه (۱۲) که در آن $(W/r)_{c-s}$ مقدار بهدست آمده از سیستم بسته است.

در نتیجه روابط محاسبهشده در بالا، منحنیهای متغیر مرمرهای کلسیتهای گرمایی در اسکارن ها و مرمرهای $\delta^{13} ext{C}-\delta^{18} ext{O}$ منطقه یناه کوه در نتیجه برهم کنش متقابل بین سیالات گرمابی فرض شده (%δ¹³C=-8.0 و δ¹⁸O=+11.0) سنگهای کربناتی دگرساننشده (%δ¹⁸O=+24.0 δ¹³C=+3‰) در دماهای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتی گراد در سیستم باز با 0.05= $(_{
m co})$ و نسبت آب به سنگ صفر تا صد درصد ترسیم شدهاند (شکل۹). همان طور که شیب منحنی ها در نمودار شـکل۹ نشان میدهد در نسبتهای آب به سنگ بالاتر از ۵ تغییر چشم *گ*یری در مقدار $\delta^{18} O$ مشاهده نمی شود بنابراین شیب منحنیها ثابت است در حالی که در نسبتهای آب به ســنگ بالاتر از ۵ مقدار δ^{13} به سرعت کاهش می یابد ولی تهیشدگی δ¹⁸O چشمگیر نیست و شیب نمودار روند تقریباً ثابتی را نشان میدهد. مقادیر δ¹⁸O در کلسیتهای گرمایی اسکارن پناه کوه در نسبت تقریبی آب به سنگ ۵۰-۲۵ توسط منحنی محاسبه شده در دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰ درجه

سانتی گراد در سیستم باز توضیح داده می شود. با توجه به قرار گیری ترکیب ایزوتوپی کلسیت در مرمرها، اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی در شکل ۹ می توان چنین نتیجه گیری نمود که شکل گیری کلسیت در مرمرها و در اسکارن منیزیمی و اسکارن کلسیمی توسط برهم کنش سیال در حال تعادل با توده نفوذی پناه کوه با سنگ کربناتی اولیه به ترتیب در نسبت های آب به سنگ ٪۱، کمتر از ٪۲۰ و ٪۵۰ – ۲۵ رخ داده است. دماهای محاسبه شده در این نمودار برای اسکارن کلسیمی پناه کوه با دمای همگن شدگی میان بارها در کلسیت های اسکارنی پناه کوه در دمای همگن شا ۲۰۰ درجه سانتی گراد مطابقت دارد (زاهدی و همکاران، ۱۳۹۱ ای.

Taylor (1987) چندین خاستگاه از سیالات را برای ایجاد چنین تهی شدگی پیشنهاد کرده است که عبارتند از: ۱. سیالات ماگمایی گرمایی مشتق شده از گرانیتهای مرتبط با اسکارنزایی در منطقه. ۲. سیالات دگرگونی نشات گرفته از کربنزدایی آهکهای

- ۲. سیالات دکرکونی نشات کرفته از کربنزدایی اهکهای میزبان.
 - ۳. سيالات جوي.

بنابرایین همان گونه که در بالا نتیجه گیری شد، عامل اصلی تهی شدگی، سیالات گرمابی با خاستگاه ماگمایی است. براساس مدل سازی های انجام شده در شکل ۹ نتیجه گیری می شود که کلسیت های اسکارنی در منطقه پناه کوه در دمای ۴۵۰–۳۵۰ درجه سانتی گراد و با نسبت تقریبی آب به سینگ ۵۰–۲۵ (50–25 ≈ W/R) تشکیل شده اند. بنابراین نتیجه گیری می شود که سیالات گرمابی ماگمایی باعث تغییر پیش رونده مقادیر ایزوتوپی سانگ های کربناتی گردیده و در نتیجه کلسیت های اسکارنی مستقیماً از این آب ها متبلور شده است.



شــکل ۹. منحنیهای اختلاط ایزوتوپی که تغییرات ترکیب ایزوتوپی کربن و اکســیژن را در نتیجه برهمکنش متقابل بین سنگهای کربناتی و ســیال در سیســتم باز نشان میدهد. این منحنیها با استفاده از روابط ۸ و ۱۰ در دمای ۲۰۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد ترسیم شده است. اعداد روی نمودار نسبت سیال به سنگ را نشان میدهد

نتيجهگيرى

مهمتریان عامل تهیشدگی δ^{18} و S^{16} در مرمرها و رمین دا کلسیتهای اسکارنی مورد بررسی مشارکت آبهای ماگمایی منابع اساست. اگرچه در فرایند کربنزدایی، CO_2 آزادشده غنی از ایزوتوپهای سنگین δ^{18} و S^{16} میگردد و این فرایند منجر انتشاران به تهیشدگی ایزوتوپهای سنگین در ساقی مانده م میگردد، اما حداکثر میزان تهای شدگی δ^{18} در طی این خضرآباد فرایند در حدود % ۴ است، بنابراین تهی شدگی نسبتا زیاد تهران. فرایند در مقادیا δ^{18} به میزان % در طی این خضرآباد میگردد، اما حداکثر میزان تهای شدگی δ^{18} در طی این خضرآباد مر مقادیا δ^{18} به میازان تهای شدگی در ساق ماگمایی با سامانه اسکارنی پناه کوه توسط برهم کنش سیال ساقی ماگمایی با سانگ کربناتی دگرسان نشده در سیستم باز با بلورشناه موم، ۲ موری (CO₂) می تراد شرح داده می شود. میگردد مای در می ان می تراد شرح داده می شود.

سپاسگزاری

با توجه به این که نویسنده اول از تجهیزات آزمایشگاهی دانشگاه آکیتای ژاپن برای تجزیه ایزوتوپی و دانشگاه یاماگاتای ژاپن برای تجزیه XRD نمونهها استفاده نموده است، لذا مولفین صمیمانه از همکاریهای ارزشمند پروفسور ماتسوبایا و ایشیاما از بخش علوم زمین دانشگاه

آکیتای ژاپن و همچنین پروفسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتای ژاپن تشکر و قدردانی مینمایند.

ج. - آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشــیمی رسوبی. چاپ دوم،

انتشارات آرین زمین، ۵۰۳ . رئوسییمی رسوبی. چپ کوم،

 حاج ملاعلی، ۱.، ۱۳۷۱. گزارش نقشه زمین شناسی خضرآباد. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

زاهـدى، ا. و بومـرى، م.، ١٣٩٢. سـنگنگارى،
 سـنگزايى و ژئوشيمى اسـكارن پناهكوه، غرب يزد، مجله
 بلورشناسى و كانىشناسى ايران، سال بيست و يكم، شماره
 سوم، ٢٠٢-٣٨٩.

زاهدی، ۱.، بومری، م.، مکی زاده، م.ع. و حسینی،
 م. ۱۳۹۱ . ارزیابی پتانسیل کانهزایی در کانسار اسکارن
 پورفیری خوت با استفاده شوائد پتروگرافی و ژئوشیمیایی،
 غرب تفت، استان یزد. ششمین همایش ملی زمینشناسی
 دانشگاه پیام نور.

– زاهدی، ۱.، بومری، م. و مکی زاده، م.ع.، ۱۳۹۱ .
 خاستگاه و تکامل سیالات سازنده کانسار خوت با استفاده

^{1.} Water/Rock

systems, In: Barnes, H.L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. 3rd edition. John Wiley and Sons, New York, 737-796.

- Gerdes, M.L. and Valley, J.W., 1994. Fluid flow and mass transport at the Valentine wollastonite deposit, Adirondact Mountains, New York State. Journal of Metamorphic Geology, 12, 589-608.

- Holness, M.B., 1997. Fluid flow paths and mechanism of fluid infiltration in carbonates during contact metamorphism: the Beinn an Dubhaich aureole, Skye. Journal of Metamorphic Geology, 15, 59-70.

- Kita, I. and Matsubaya, O., 1983. F2 technique for the oxygen isotopic analysis of silica minerals. Research institute of underground resources, mining college of Akita University, Report 48, 25-34 (in Japanese).

- Kamvong, T. and Zaw, K., 2009. The origin and evolution of skarn-forming fluids from the phu Lon deposit, northern Loei Fold Belt, Thailand: Evidence from fluid inclusion and sulfur isotope studies. Journal of Asian Earth Sciences, 34, 624-633.

- Layne, G.D. and Spooner, E.T.C., 1991. The JC tin skarn deposit, southern Yukon territory, I. Geology, paragenesis and fluid inclusion microthermometry. Economic Geology, 86, 29-47.

- Meinert, L.D., Hedenquist, J.W., Satoh, H. and Matsuhisa, Y., 2003. Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids. Economic Geology, 98, 147-156.

- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Journal of Chemical Physics, 18, 849-857.

- Nabelek, P.I., Labotka, T.C., O'Neil, J.R. and Papike, J.J., 1984. Contrasting fluid/ rock interaction between the Notch Peak granitic

از ژئوترمومتری سیالات درگیر، جنوب غرب یزد. ششمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور. - شریفی، ر.، ۱۳۸۷. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی اندیس های فلزی در منطقه پناه کوه یزد با دیدگاه اکتشافی. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۸.

- Adabi, M.H., Rao, C.P. and Kitto, P.A., 1996. The source of hydrothermal fluids responsible for carbonate alteration, Renison, Tasmania, Australia. 13th Geological Convention. Australia, (abst), 7.

- Boomeri, M., Ishiyama, D. and Mizuta, T., Matsubaya, O., Lentz, D.R., 2010. Carbon and oxygen isotopic systematics in calcite and dolomite from the Sangan Iron Skarn. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 21, 3, 213-224.

- Buick, I.S. and Cartwright, I., 2000. Stable isotope constrains on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia. Journal of Geochemical Exploration, 69-70, 291-295.

- Bowman, J.R. and Essene, E.J., 1984. Contact skarn formation at Elkhorn, Montana. I: P-T-component activity conditions of early skarn formation. American Journal of Science, 284, 597-650.

- Bowman, J.R., O'Neil, J.R. and Essene, E.J., 1985. Contact skarn formation et Elkhorn, Montana, II: Origin and evolution of C-O-H skarn fluids. American Journal of Science, 285, 621-660.

- Choi, S.G., Kim, S.T. and Lee, J.G., 2003. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea. Journal of Geochemical Exploration, 78-79, 601-606.

- Friedman, I. and O'Neil, J.R., 1977. Compilation of stable isotopic fractionation factors of geochemical interest. U.S Geological Survey Professional. Paper: 440-KK.

- Giggenbach, W.F., 1997. The origin and evolution of fluids in magmatic hydrothermal

intrusion and argillites and limestone in western Utah: evidence from stable isotopes and phase assemblages. Contributions to Mineralogy and Petrology, 86, 25-34.

- O'Neil, J.R. and Taylor, H.P.Jr., 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. American Mineralogist, 52, 1414-1437.

- O'Neil, J.R., Clayton R.N. and Mayceda, T.K., 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Journal of Chemical Physics., 51, 5547-5558.

- Ozturk, Y.Y., Helvac1, C. and Sat1r, M., 2008. The influence of meteoric water on skarn formation and late-stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Kazdağ, NW Turkey. Ore Geology Reviews, 34, 271-284.

- Orhan, A., mutlu, H. and Fallick, A.E., 2011. Fluid infiltration effects on stable isotope systematics of the Susurluk skarn deposit, NW Turkey. Journal of Asian Earth Sciences, 40, 550–568.

- Prokoph, A., Shields, G.A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta 180$, $\delta 13C$, 87Sr/86Sr and $\delta 34S$ database through Earth history. Earth-Science Reviews, 87, 113-133.

- Rose, A.W., Herrick, D. C. and Deines, P., 1985. An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the Cornwall type, southeastern Pennsylvania. Economic Geology, 80, 418-443.

- Sheppard, S.M.F., 1981. Stable isotope geochemistry of fluids. In: Rickard, D.T, Wickman, F.E. (Ed.), Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures, Physics and Chemistry of the Earth, 13/14, 419–445.

- Shin, D. and Lee, I., 2003. Evaluation of the volatilization and infiltration effect on the stable isotopic and mineralogical variations in the carbonate rocks adjacent to the Cretaceous Muamsa Granite, South Korea. Journal of Asian Earth Sciences, 22, 227–243.

- Shimazaki, H., Shimizu, M. and Nakano, T., 1986. Carbon and oxygen isotopes of calcites from Japanese skarn deposits. Geochemical Journal, 20, 297-310.

- Taylor, H.P. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 1-49.

- Taylor, H.P., 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problem of hydrothermal alteration and ore deposition. Economic Geology, 69, 843-883.

- Taylor, H.P., 1987. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. Earth and Planetary Science Letters, 38, 177-210.

- Taylor, B.E. and O'Neil, J.R., 1977. Stable isotope of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 1-49.

- Thomson, S.N. and Ring, U., 2006. Thermochronologic evaluation of post collision extension in the Anatolide orogen, western Turkey. Tectonics, 25, TC3005.

- Valley, J.W., 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Valley, J.W., Taylor, H.P., O'Neil, J.R. (Eds.), Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Reviews in Mineralogy, 16, 445-490.

- Zheng, Y.F. and Hoefs, J., 1993. Carbon and oxygen isotopic variations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. Mineralium Deposita, 28, 79-89.