

## ژئوشیمی کانی دیویدایت در رگه‌های سیلیسی منطقه ناریگان (ایران مرکزی): شواهدی از تیپ کانی‌زایی اورانیم

جواد مهدی‌پور قاضی<sup>۱\*</sup>، محمد رهگشای<sup>۱\*</sup>، محسن موذن<sup>۲</sup>

۱. گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، صندوق پستی: ۴۷۱۶-۱۹۸۳۹، تهران، ایران  
۲. گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، صندوق پستی: ۵۱۶۶۶، تبریز، ایران

### مقاله‌ی پژوهشی

تاریخ دریافت مقاله: ۹۸/۲/۳۰ تاریخ پذیرش مقاله: ۹۸/۵/۱۴

### چکیده

منطقه ناریگان در جنوب زون فلز‌زایی بافق - ساغند در ایران مرکزی، میزبان رگه‌های سیلیسی حاوی کانی دیویدایت می‌باشد. کانی دیویدایت نه تنها از نظر اورانیم بلکه از نظر عناصر نادر خاکی در ایران مرکزی دارای ارزش اکتشافی می‌باشد. گرانیته ناریگان در منطقه ناریگان با خصوصیات کالکوالکان پتاسیم بالا که تا حدودی ماگمای اولیه آن تحت تأثیر آرایش با مواد پوسته‌ای پرکامبرین قرار گرفته است، شناخته می‌شود. الگوی REE رگه‌های سیلیسی توسط مقادیر REE دیویدایت‌های موجود در این رگه‌ها کنترل می‌شود. سیالات درگیر سه‌فازه در کوارتزهای رگه‌های سیلیسی دمای  $< 500$  درجه سانتی‌گراد را برای دمای همگن شدن نشان می‌دهند. هم‌چنین، مقادیر کل REE‌ها (۷۱۹۱۰-۹۰۲۹۲ ppm) و نسبت U/Th (کم‌تر از ۱۰۰۰) در دیویدایت‌های مورد مطالعه می‌تواند نشان‌دهنده دمای بالای (بالتر از ۴۵۰ درجه سانتی‌گراد) تشکیل این کانی باشد. براساس شباهت نسبی الگوی REE این کانی با الگوی کانی‌های اکسیدی اورانیم در کنسارهای تیپ رگه‌ای (آنومالی منفی در Eu و نسبت بالای LREE/HREE)، به‌همراه دماهای به‌دست آمده برای همگن شدن سیالات درگیر و تشکیل دیویدایت می‌توان زایش این کانی را در ارتباط با ذخایر تیپ رگه‌های مرتبط با گرانیته دانست.

**کلید واژه‌ها:** ناریگان، دیویدایت، ژئوشیمی، سیالات درگیر، اورانیم رگه‌ای مرتبط با گرانیته

## Geochemistry of davidite from the quartz veins in the Narigan area (Central Iran); Evidence for uranium mineralization type

J. Mehdipour Ghazi<sup>\*1</sup>, M. Rahgoshay<sup>1</sup>, M. Moazzen<sup>2</sup>

1. Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, P.O.Box: 19839-4716, Tehran, Iran  
2. Department of Earth Sciences, University of Tabriz, P.O.Box: 51666, Tabriz, Iran

### Research Article

Received 20.5.2019, Accepted 5.8.2019

### Abstract

Narigan area in the southern part of the Bafq-Saghand metallogenic zone in Central Iran is a host of davidite-bearing quartz veins. Davidite is an important key mineral for exploration of not only uranium but also REE's in Central Iran. Narigan granite in the Narigan area is characterized by high-K calc-alkaline nature and its parental magma was partially contaminated by the Precambrian crust. The REE pattern of quartz veins is brought about by REE contents in davidite. The homogenization temperatures of vapor-liquid-solid (V-L-S) fluid inclusions in quartzes are  $>500^{\circ}\text{C}$  in quartz veins. Furthermore, the  $\Sigma\text{REE}$  contents (71910 to 90292 ppm) and U/Th ratios ( $<1000$ ) in the studied davidites indicate upper  $450^{\circ}\text{C}$  temperature for the generation of them. Based on the similarity of REE pattern of davidite to REE pattern of oxide-uranium minerals in the vein-type ores (characterized by negative Eu anomaly and high LREE/HREE ratio) as well as achievement of the homogenization temperatures for fluid inclusions and davidite formation; mineralization of this mineral can be related to granite related vein-type uranium deposits.

**Keywords:** Narigan, Davidite, Geochemistry, Fluid inclusions, Granite-related vein-type uranium

\*Email: jm.ghazi@yahoo.com

## ۱. مقدمه

کانی دیویدایت یک اکسید اورانیم دارای عناصر نادر خاکی با فرمول  $(La)(La,Ce,Ca)(Y,U)(Ti,Fe^{3+})_2.O_{28}$  می باشد که به عنوان کانی اقتصادی در بعضی نقاط دنیا شناخته شده است [۱]. زون کانی زایی بافق - ساغند در ایران مرکزی از جمله مناطقی است که کانی زایی این کانی به همراه دیگر کانی های متاسوماتیکی و پرتوزا در آن شناخته شده است [۲-۴]. در منطقه ساغند سن های به دست آمده به روش U-Pb از کلویت  $UO_2$  بین ۴۷۷،۷ تا ۵۲۷،۱ میلیون سال می باشد که به عنوان اولین فاز کانی زایی تعیین شده است [۳]. سن های به دست آمده از دیویدایت در کانی زایی متاسوماتیکی گرانیت چاه چوله حدود ۳۱۴-۳۲۳،۴ میلیون سال می باشد [۳]. بیش تر مطالعات صورت گرفته بر روی دیویدایت ها در منطقه بافق - ساغند بر روی نوع افشان آن در زون های متاسوماتیکی آلکالن صورت گرفته است. ژنز غالب آن ها را می توان در ارتباط با متاسوماتیسم آلکالن که سیال آن منشأ ماگمایی داشته است و همراه با کانی زایی های اورانیم، توریم و عناصر نادر خاکی بوده است دانست [۴، ۵]. منشأ توریت در کانسار آهن - مگنتیت چغارت در ایران مرکزی به ماگمای ریولیتی کمان قاره ای نسبت داده شده است [۶]. در بخش های از این منطقه کمپلکس کربناته عامل انتقال عناصری هم چون Th و REE ها تصور شده است که طی کانی زایی های پسا ماگمایی این عناصر مهاجرت کرده و در محیط های کم فشار به دلیل ناپایدار بودن این کمپلکس کانی زایی این عناصر رخ داده است [۵، ۷]. اخیراً کمپلکس های آب دار داغ غنی از نمک<sup>۲</sup> جدا شده از مذاب غنی از آهن را در مراحل نهایی کانی زایی آهن در بعضی موقعیت های این منطقه، عامل کانی زایی عناصر پرتوزا و نادر خاکی متصور شده است [۸].

در این مطالعه سعی شده است براساس ترکیب ژئوشیمیایی (به خصوص عناصر نادر خاکی) کانی دیویدایت در رگه های سیلیسی منطقه نارینگان و ژئوشیمی کل سنگ رگه سیلیسی کانه دار و گرانیت نارینگان، به همراه مطالعات سیالات درگیر رگه های سیلیسی به شرایط کانی زایی این کانی و نوع کانی زایی در این منطقه پی برده شود.

## ۲. زمین شناسی منطقه

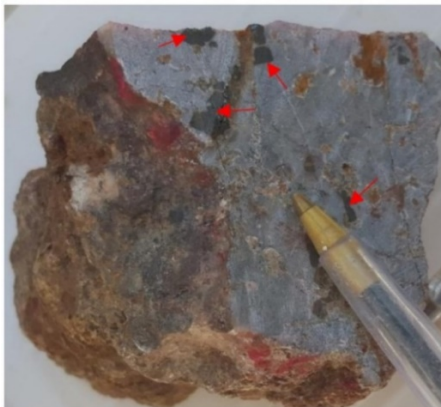
زون کانی زایی بافق - ساغند در بخش مرکزی خرده بلوک پشت بادام در خرده قاره ایران مرکزی قرار گرفته است (شکل ۱ الف). خرده قاره پشت بادام هلالی شکل (با انحنا به غرب) بوده و با گسترش شمالی جنوبی توسط گسل کلمرد از خرده بلوک طبس در شرق و توسط گسل چابدونی از خرده بلوک یزد در غرب جدا می شود (شکل ۱ ب). این خرده بلوک با پی سنگ پراکامبرین (کمپلکس های چابدونی، بنه شور، سرکوه و پشت-بادام، عمدتاً دگرگونی با پروتولیت رسوبی) میزبان کانی زایی - های فراوانی از جمله آهن، فسفر، سرب، روی، اورانیم، توریم، عناصر نادر خاکی و مولیبدن می باشد. کانی زایی آهن - آپاتیت در این زون به طور بسیار گسترده بوده و ذخایر بسیار زیادی از این عناصر کشف و استخراج شده است. توده های نفوذی بسیاری با سن های مختلف در این منطقه نفوذ کرده اند. توده های گرانیتوئیدی نارینگان، زیرگان، آریز و چاه چوله با سن کامبرین زیرین می باشد که مورد هجوم دایک های مافیک واقع شده اند [۹]. توده های نفوذی اسماعیل آباد، دره انجیر، چاه مگو و خشومی از جمله توده های هستند که مرتبط با فرورانش نئوتیتس به زیر ایران مرکزی بوده و سن مزوزویک تا آئوسن دارند [۹]. نظریات مختلفی برای محیط تشکیل این توده های گرانیتوئیدی کامبرین زیرین ارائه شده است. نظریه اول که قدیمی تر می باشد یک محیط ریفتی را برای تشکیل این خرده بلوک پیشنهاد کرده است [۱۰، ۱۱]، اما کم تر از دو دهه قبل نظریه متفاوتی پایه گذاری شد و طرفدارهای بسیاری پیدا کرد که براساس آن محیط تشکیل این خرده بلوک می تواند مرتبط به حوضه های کششی در حاشیه فعال قاره ای در ارتباط دانست و محیط تشکیل سنگ های ماگمایی کامبرین زیرین را مرتبط به محیط های فرورانشی دانسته اند [۹].

کانی زایی عناصر پرتوزا در زون بافق - ساغند عموماً در ارتباط با متاسوماتیسم آلکالن بوده و در زون های متاسوماتیکی دیده می شود. در منطقه نارینگان (بخش جنوبی زون بافق - ساغند) کانی زایی رگه ای نیز براساس مطالعات صحرایی شناخته شده است.

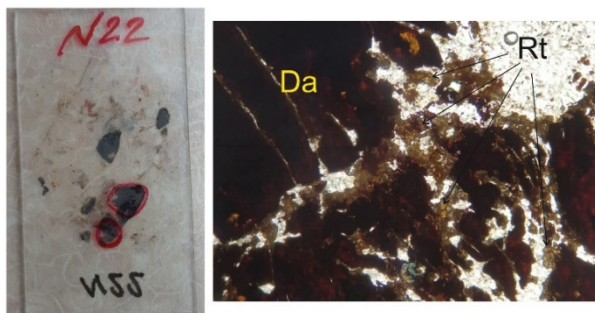
1. Cleveite  
2. Hypersaline Fluid

در مقاطع میکروسکوپی تهیه‌شده از رگه‌های حاوی دیویدایت، دیویدایت به‌طور مجزا در متن کوارتز قرار گرفته است و تنها در اطراف به کانی روتیل تبدیل شده است. در بخش‌هایی نیز نشانه‌هایی از هم‌رشدی دیویدایت با روتیل قابل تشخیص می‌باشد (شکل ۳).

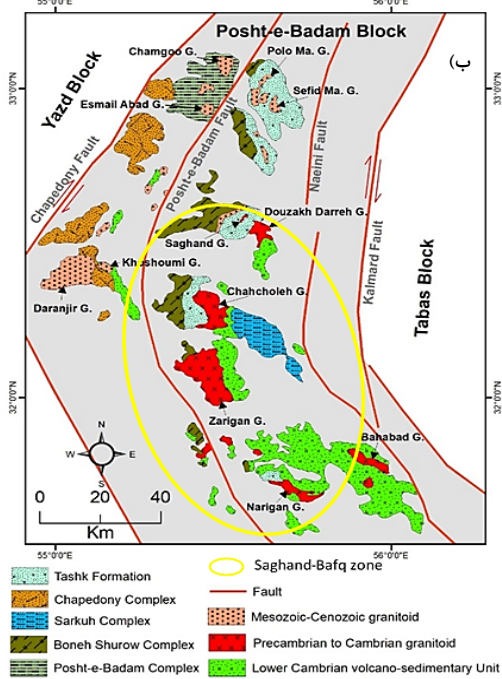
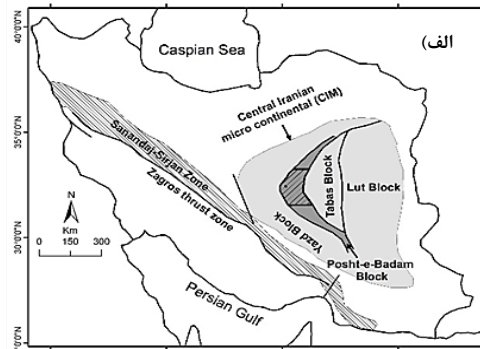
گرانیت نارینگان یک توده صورتی تا سفید رنگ است که درون سازندهای رسوبی - آتشفشانی پرکامبرین تا کامبرین زیرین نفوذ کرده است (شکل ۴ الف). سنگ‌های این توده بافت متفاوت از دانه‌های نیمه‌شکل‌دار تا پورفیریید و ساب‌ولکانیک دارند (شکل ۴ ب، ج). این توده به سنگ‌های لوکوگرانیته در بخش شرقی منتهی می‌شود. این گرانیت دارای ویژگی‌های گرانیت A و I است [۱۴]. این گرانیت از کوارتز (۳۰٪-۴۵٪)، فلدسپات پتاسیک (۳۰٪-۴۰٪)، پلاژیوکلاز (۲۵٪-۳۵٪)، بیوتیت و آمفیبول (۱٪-۱۰٪) تشکیل شده است. پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیک نیمه شکل‌دار و کم‌تر شکل‌دار هستند و کوارتز بی-شکل می‌باشد. کانی‌های فرعی شامل موسکویت، آمفیبول، تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و بیوتیت می‌شود. بافت حاشیه این توده بافت پورفیریید دارد.



شکل ۲. نمونه دستی از رگه سیلیسی حاوی کانی دیویدایت. کانی دیویدایت با فلش مشخص شده است.



شکل ۳. عکس از مقطع نازک میکروسکوپی تهیه‌شده از رگه سیلیسی حاوی دیویدایت، عکس میکروسکوپی از دیویدایت (Da) که با روتیل (Rt) هم‌رشدی دارند.

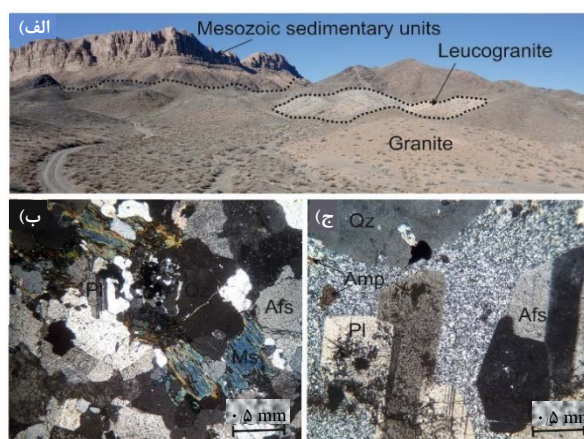


شکل ۱. الف) موقعیت خرده قاره ایران مرکزی در ایران و خرده بلوک پشت‌بادام در آن از [۱۲]. ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی خرده بلوک پشت‌بادام از [۱۳].

رگه‌های دارای کانه‌زایی عناصر پرتوزا در درون سنگ‌های گرانیتویدی، توفها، شیل‌ها و شیست‌های نارینگان دیده می‌شوند. در این منطقه کانی‌زایی اورانیم همراه با کانی‌زایی مولیبدن می‌باشد و در بعضی موقعیت‌ها اورانینیت پاراژنز با مولیبدنیت می‌باشد. علاوه بر اورانینیت در بعضی رگه‌های سیلیسی کانی دیویدایت نیز دیده می‌شود (شکل ۲). کانی دیویدایت به‌صورت کانی‌های مجزا سیاه رنگ در رگه‌های سیلیسی قابل تشخیص هستند. اندازه آن‌ها کم‌تر از ۷ میلی‌متر می‌باشد. در رگه‌های حاوی دیویدایت برخلاف رگه‌های حاوی اورانینیت، کانی‌های سولفیدی هم‌چون مولیبدنیت، کالکوپیریت، پیریت دیده نمی‌شود.

## ۳. روش کار

برای پی بردن به شیمی (به خصوص عناصر نادر خاکی) کانی دیویدایت از رگه سیلیسی آنالیز نقطه‌ای به روش LA-ICP-MS در دانشگاه Lund سوئد بر روی مقاطع نازک صیقلی انجام شد. برای آنالیز عناصر فرعی و نادر خاکی در این کانی‌ها از استاندارد داخلی اولیه BCR-2G (USGS) استفاده شده است. اندازه نقاط آنالیز شده  $30 \times 30$  میکرون می‌باشند. پردازش داده‌ها توسط روش مطرح شده در مرجع [۱۵] صورت گرفته است. نتایج آنالیزها در جدول ۱ آمده است.



شکل ۴. الف) عکس صحرایی از منطقه نارینگان و روابط صحرایی واحدهای مختلف، ب) تصویر میکروسکوپی از گرانیته نارینگان با بافت دانه‌ای، ج) تصویر میکروسکوپی از گرانیته نارینگان با بافت پورفیری.

جدول ۱. نتایج آنالیز نقطه‌ای (La-ICP-MS) برای تعدادی از دیویدایت‌ها. مقادیر به ppm

name	Dvd-13	Dvd-11	Dvd-10	Dvd-9	Dvd-8	Dvd-6	Dvd-5	Dvd-4	Dvd-3	Dvd-1
Mg	۷۵۵۰	۷۲۷۰	۷۴۱۰	۷۶۶۰	۷۲۷۰	۷۶۱۰	۶۱۹۰	۷۶۰۰	۶۷۶۰	۷۰۴۰
Al	۱۹۳۲	۲۰۰۳	۲۰۳۵	۱۹۹۰	۱۸۷۹	۲۸۳۰	۲۱۶۷	۲۰۶۹	۲۰۱۲	۲۰۳۱
Ca	۷۸۸۰	۷۶۰۰	۷۶۳۰	۷۸۶۰	۸۱۱۰	۶۹۷۰	۶۴۷۰	۶۳۶۰	۶۵۶۰	۵۹۶۰
Mn	۱۳۲۷	۱۲۵۰	۱۲۹۷	۱۳۷۰	۱۳۵۹	۱۱۴۷	۹۷۹	۱۲۴۷	۱۱۸۰	۱۱۸۱
Fe/1000	۲۰۵	۲۰۲	۱۹۶	۱۹۵	۱۹۰	۱۹۶	۱۸۳	۱۹۸	۱۸۴	۱۹۰
Sr	۸۳۳	۸۲۲	۸۳۴	۸۳۰	۹۲۴	۱۱۵۵	۱۰۰۹	۸۴۸	۱۰۹۶	۸۲۷
Y	۱۲۲۰۰	۱۲۴۵۰	۱۱۳۴۰	۹۹۷۰	۹۷۸۰	۱۲۱۸۰	۹۸۱۰	۱۰۶۹۰	۹۶۶۰	۹۴۶۰
Nb	۷۰۹	۷۷۸	۶۲۹	۶۶۰	۶۷۰	۸۰۷	۸۴۵	۵۸۱	۶۴۱	۶۳۴
Ba	۳۷۸۰۹	۳۲۰۲	۳۳۴۶	۳۴۹۴	۴۰۵۷	۵۸۴	۱۵۴۸	۴۴۷	۱۱۹۲	۱۷۳۰
La	۴,۳۰ E+۰۴	۴۲۸۲۰	۴۱۸۵۰	۴۲۰۵۰	۴۱۹۲۰	۴,۴۲ E+۰۴	۳۶۰۷۰	۴۱۰۳۰	۳۸۹۵۰	۳۹۱۰۰
Ce	۳۱۲۵۰	۳۱۱۰۰	۳۰۵۱۰	۳۰۹۳۰	۳۰۶۱۰	۳۲۶۸۰	۲۶۵۳۰	۳۰۷۱۰	۲۸۸۵۰	۲۸۸۰۰
Pr	۱۲۹۷	۱۲۸۹	۱۲۵۹	۱۲۷۶	۱۲۵۳	۱۳۴۱	۱۱۰۶	۱۲۲۰	۱۱۶۶	۱۱۴۸
Nd	۲۶۱۲	۲۶۱۵	۲۴۹۲	۲۴۹۶	۲۴۹۴	۲۶۵۶	۲۱۹۹	۲۲۳۳	۲۰۸۵	۲۰۶۶
Sm	۵۰۴,۱	۵۲۲,۳	۴۷۴,۵	۴۵۶,۱	۴۴۲,۴	۵۳۰	۴۳۲,۱	۳۷۲,۵	۳۴۰,۲	۳۲۸,۸
Eu	۵۷,۶	۵۹,۲۹	۵۷,۱۷	۵۱,۶۲	۵۰,۵۹	۵۶,۷	۴۶,۲۶	۴۵,۷۲	۴۲,۵۷	۴۱,۶۷
Gd	۷۸۶	۸۰۱	۷۳۳	۶۶۸	۶۴۸,۷	۸۳۲	۶۶۸	۶۰۱	۵۴۱,۸	۵۳۸
Tb	۲۰۹,۹	۲۱۳,۶	۱۹۴,۹	۱۷۵,۹	۱۷۰,۲	۲۱۸,۲	۱۷۸	۱۶۹,۴	۱۵۲,۶	۱۵۰,۸
Dy	۱۷۳۵	۱۷۷۷	۱۶۲۱	۱۴۳۷	۱۳۸۸	۱۷۸۷	۱۴۴۸	۱۴۶۱	۱۳۲۴	۱۳۲۱
Ho	۵۱۷	۵۲۸	۴۸۱	۴۲۵,۳	۴۱۲	۵۲۷	۴۱۸	۴۴۲,۸	۴۰۶	۴۱۰,۳
Er	۱۸۷۶	۱۹۰۷	۱۷۸۲	۱۵۵۱	۱۴۷۳	۱۸۴۳	۱۴۶۷	۱۶۷۸	۱۵۳۲	۱۵۵۲
Tm	۳۸۲,۶	۳۹۰,۹	۳۶۸	۳۱۷,۱	۳۰۲,۱	۳۶۵,۹	۲۸۹,۲	۳۴۸	۳۲۶,۹	۳۳۲,۵
Yb	۲۹۹۲	۳۰۶۸	۲۹۶۵	۲۵۰۲	۲۳۸۶	۲۷۹۹	۲۱۹۷	۲۷۹۸	۲۶۳۸	۲۷۱۸
Lu	۵۰۶	۵۲۳	۵۱۹	۴۱۹	۴۰۶۶	۴۵۷	۳۵۳,۸	۴۸۷	۴۵۹	۴۸۵
Hf	۱۲۳,۸	۱۵۲	۱۶۸,۵	۱۴۶,۳	۱۴۵,۶	۱۰۹	۱۱۵,۵	۲۰۰,۲	۲۰۰,۱	۲۴۱,۶
Ta	۱۱,۳۴	۱۴,۳۳	۸۰,۷	۱۰,۱	۱۰,۲۷	۲۱,۴	۲۵,۱۱	۱۰,۵۲	۹,۷۴	۸,۸۶
Th	۳۸۸۳	۴۲۳۲	۴۴۱۹	۴۰۱۹	۳۷۸۲	۵۰۷۰	۱,۰۶ E+۰۴	۴۰۸۱	۴۳۷۰	۴۰۵۱
U	۳۲۱۵۰	۳۴۴۴۰	۳۳۳۶۰	۳۱۱۲۰	۳۰۱۱۰	۴۹۸۵۰	۵۰۳۹۰	۴۴۱۹۰	۴۵۵۶۰	۴۲۴۲۰
LREE	۷۸۶۳,۱	۷۸۳۴۶,۳	۷۶۵۸۵,۵	۷۷۲۰۸,۱	۷۶۷۱۹,۴	۸۱۴۰۷	۶۶۳۳۷,۱	۷۵۵۶۵,۵	۷۱۳۹۱,۲	۷۱۴۴۲,۸
HREE	۹۰۶۲,۱	۹۲۶۷,۷۹	۸۷۲۱,۰۷	۷۵۴۶,۹۲	۷۲۳۷,۱۹	۸۸۸۵,۸	۷۰۶۵,۲۶	۸۳۵۹۶,۹۲	۷۴۲۲,۸۷	۷۵۴۹,۲۷
Sum REE	۸۷۷۲۵,۲	۸۷۶۱۴,۰۹	۸۵۳۰۶,۵۷	۸۴۷۵۵,۰۲	۸۳۹۵۶,۵۹	۹۰۲۹۲,۸	۷۳۴۰۲,۳۶	۸۳۵۹۶,۴۲	۷۸۸۱۴,۰۷	۷۸۹۹۲,۰۷
LREE/HREE	۸,۶۸	۸,۴۵	۸,۷۸	۱۰,۲۳	۱۰,۶۰	۹,۱۶	۹,۳۹	۹,۴۱	۹,۶۲	۹,۴۶

**جدول ۳.** نتایج آنالیز ICP-MS برای نمونه‌های منطقه نارینگان (مقادیر به ppm).

name	N22	N-9	N-13	N-15
type	Qz. vein	Granite	Granite	Granite
Sc	۳۱/۲	۴	۵	۵
Be		۲	۲	۳
V	۷۰	۱۲	۱۰	۱۱
Ba	۱۱۴۹	۴۷۰	۴۴۳	۳۶۱
Sr	۱۴۶۶	۷۳	۶۹	۷۶
Y	۸۲٫۹	۳۲	۳۳	۳۶
Zr	۸۸	۹۲	۱۰۱	۱۰۰
Cr	۶۴۷	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Co	۲۳٫۱	۱	۱	۱
Ni	۲۰۷٫۲	<۲۰	<۲۰	<۲۰
Cu	-	<۱۰	<۱۰	<۱۰
Zn	-	<۳۰	<۳۰	<۳۰
Ga	۱	۱۶	۱۵	۱۷
Ge	-	۱	۱	۲
As	-	<۵	<۵	<۵
Rb	۱۵٫۱	۱۴۱	۱۵۲	۱۴۹
Nb	۲۲٫۷	۴	۴	۵
Mo	-	<۲	<۲	<۲
Ag	-	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
In	-	<۰٫۲	<۰٫۲	<۰٫۲
Sn	۷	۲	۲	۲
Sb	-	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Cs	۰٫۹۱	۱٫۲	۲٫۴	۲٫۲
La	۲۰٫۳	۳۶٫۳	۳۳٫۹	۵۱
Ce	۱۶۵٫۸	۶۷٫۶	۶۸	۹۴٫۶
Pr	۷٫۶	۷٫۸۷	۷٫۷۳	۱۰٫۴
Nd	۱۴٫۸	۲۷٫۳	۲۶٫۸	۳۵٫۷
Sm	۳٫۰۸	۵٫۷	۵٫۷	۷٫۳
Eu	۰٫۳۵	۰٫۴۵	۰٫۳۴	۰٫۳۸
Gd	۵٫۱۵	۵٫۵	۵٫۴	۶٫۵
Tb	۱٫۲۵	۰٫۹	۱	۱٫۲
Dy	۱۱٫۰۹	۵٫۸	۶٫۱	۷٫۲
Ho	۳٫۰۴	۱٫۲	۱٫۳	۱٫۴
Er	۱۲٫۴۷	۳٫۳	۳٫۷	۴٫۱
Tm	۲٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۵۷	۰٫۶۴
Yb	۲۰٫۲۹	۳٫۱	۳٫۷	۴٫۳
Lu	۳٫۴۲	۰٫۴۷	۰٫۶۱	۰٫۶۳
Hf	۶	۳	۳٫۸	۳٫۶
Ta	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۹
W	۲	<۱	<۱	<۱
Tl	-	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵
Pb	-	۸	۸	۹
Bi	-	<۰٫۴	<۰٫۴	<۰٫۴
Th	۷۷٫۱۱	۱۵٫۳	۲۱٫۰۷	۲۶٫۷
U	۲۹۱٫۳۴	۲٫۹	۵	۶٫۳
SUM REE	۴۵۳٫۸۲	۱۶۲٫۹۸	۱۶۴٫۸۵	۲۲۵٫۳۵
Eu/Eu*	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۱۹	۰٫۱۷
LREE	۳۹۴٫۲۸	۱۴۴٫۷۷	۱۴۲٫۱۳	۱۹۹
HREE	۵۹٫۵۴	۲۱٫۲۱	۲۲٫۷۲	۲۶٫۳۵
LREE/HREE	۶٫۶۲۲۱۰۳	۶٫۸۲۵۵۵۴	۶٫۲۵۵۷۲۲	۷٫۵۵۲۱۸۲

هم‌چنین برای مقایسه شیمی کانی دیویدایت با شیمی رگه سیلیسی و گرانیته نارینگان یک نمونه کل سنگ از هر کدام از سنگ‌های مذکور در آزمایشگاه MS Analytical کانادا با دستگاه‌های ICP-OES برای اکسیدهای اصلی و ICP-MS برای عناصر فرعی و نادر خاکی به روش ذوب قلیایی مورد تجزیه قرار گرفت. نتایج آنالیزهای کل سنگ برای رگه سیلیسی (Qz. vein) و گرانیته نارینگان (Granite) در جدول‌های ۲ و ۳ آمده است.

مطالعات سیالات درگیر نیز برای پی بردن به شرایط داماسنجی تشکیل رگه سیلیسی بر روی کانی کوارتز در رگه سیلیسی حاوی دیویدایت برای یک نمونه صورت گرفت. برای انجام آزمایش‌های داماسنجی از دستگاه Linkam مدل THMSC600 متصل به میکروسکوپ نوری نوع OLYMPUS مدل BX-51 دارای LD-Lens X40 مجهز به سیستم مانیتورینگ کامپیوتری در آزمایشگاه داماسنجی دانشگاه پیام‌نور تبریز استفاده شد، که قابلیت تغییرات حرارت از ۶۰۰ درجه بالای صفر (توسط انرژی الکتریکی) تا ۱۹۰- درجه زیر صفر (توسط نیتروژن مایع) را دارا است.

**جدول ۲.** نتایج آنالیز ICP-OES برای نمونه‌های منطقه نارینگان. مقادیر به wt/.

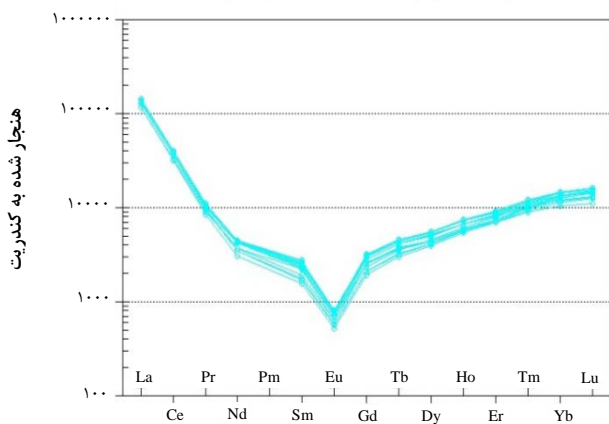
name	N-15	N22	N-9	N-13
type	Granite	Qz. vein	Granite	Granite
SiO <sub>2</sub>	۷۵٫۸۸	۸۰٫۷۹	۷۴٫۳۶	۷۵٫۵۷
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۲٫۱۱	۲٫۵۵	۱۲٫۶۴	۱۲٫۳۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱٫۳۲	۸٫۸۳	۱٫۵۶	۱٫۳۹
MnO	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۱
MgO	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۹	۰٫۲۶
CaO	۰٫۸۷	۰٫۵۳	۰٫۵۳	۰٫۶۹
Na <sub>2</sub> O	۲٫۸۹	۰٫۵۶	۳٫۰۷	۳٫۰۹
K <sub>2</sub> O	۵٫۰۲	۰٫۴۴	۵٫۲	۴٫۷۲
TiO <sub>2</sub>	۰٫۱۳۳	۰٫۸۲	۰٫۱۵۷	۰٫۱۲۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
LOI	۱	۲٫۸۱	۱٫۰۴	۰٫۹۱
Total	۹۹٫۵	۹۷٫۷۶	۹۸٫۸۵	۹۹٫۱

۴. ژئوشیمی

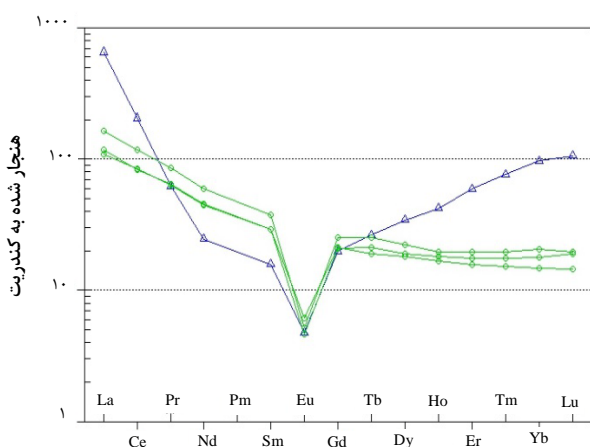
در مطالعات شیمی دیویدایت موجود در رگه سیلیسی نارینگان مقادیر  $\sum REE$  برابر با ۷۱۹۱۰-۹۰۲۹۲ppm، مقدار U برابر با ۳۰۱۱۰-۵۴۰۰۰ppm و مقادیر Th برابر با ۳۷۸۲-۱۰۶۰۰ppm می‌باشند. الگوی REE اکسید اورانیم آنالیز شده (دیویدایت)، غنی‌شدگی LREE را نسبت به HREE‌ها نشان می‌دهد (نسبت LREE/HREE برابر با ۸/۴-۱۰/۶، شکل ۵). در کل الگوی REE‌ها، در کانی مورد مطالعه U شکل می‌باشند و آنومالی منفی در Eu نشان می‌دهند (با نسبت  $Eu/Eu^*$  برابر با ۰/۳ تا ۰/۲۶). نسبت U/Th در این کانی ۴/۷ تا ۱۱/۱ می‌باشد.

شیمی کل سنگ یکی از رگه‌های سیلیسی نارینگان که حاوی کانی دیویدایت می‌باشد در عناصر نادر خاکی غنی‌شدگی نشان می‌دهند به طوری که مقدار  $\sum REE$  آن‌ها برابر با ۴۵۳/۸۲ ppm می‌باشد. نسبت LREE/HREE برابر با ۶/۶ است. این نمونه در Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد ( $Eu/Eu^*=0.27$ ، شکل ۶). مقادیر اورانیم و توریم در این رگه‌ها برابر با ۲۹۱ و ۷۷ ppm می‌باشند. نسبت U/Th در این رگه براساس آنالیز ژئوشیمی برابر با ۳/۷ می‌باشد.

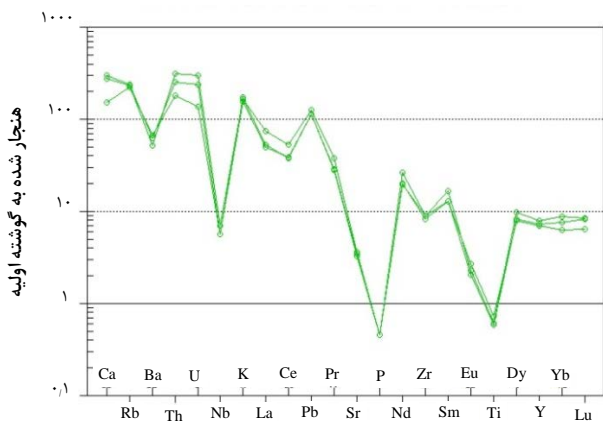
شیمی کل سنگ گرانیت سالم نارینگان دارای مقادیر  $\sum REE$  برابر با ۱۶۳ تا ۲۵۴ ppm می‌باشد. نسبت LREE/HREE در این سنگ‌ها برابر با ۶/۲ تا ۷/۵ می‌باشد. این سنگ در Eu آنومالی منفی با نسبت  $Eu/Eu^*$  برابر با ۰/۲۵ تا ۰/۱۹ نشان می‌دهد. اورانیم و توریم در این سنگ دارای مقادیر به ترتیب ۲/۹-۶/۳ ppm و ۱۵/۳-۲۶/۷ ppm می‌باشد. این گرانیت در الگوی عناصر فرعی بهنجار شده به گوشته اولیه در عناصر Nb, Ti, P آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۷) که علاوه بر مرتبط بودن محیط زایش آن‌ها به محیط‌های فرورانشی<sup>۱</sup>، گویای تأثیر جدایش بلوری<sup>۲</sup> کانی‌هایی هم‌چون تیتانومگنتیت و آپاتیت بر ماهیت ماگمای آن‌هاست.



شکل ۵. الگوی REE کانی دیویدایت بهنجار شده به کندریت [۱۶].



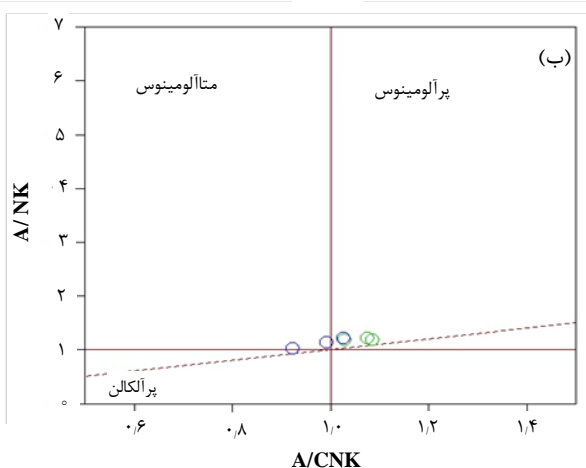
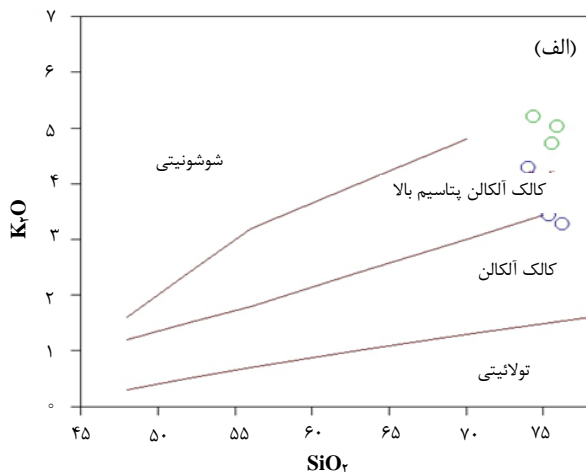
شکل ۶. الگوی REE رگه سیلیسی (رنگ آبی و سمبول مثلث) و گرانیت نارینگان (رنگ سبز و سمبول دایره) بهنجار شده به کندریت [۱۶].



شکل ۷. الگوی عناصر فرعی گرانیت نارینگان بهنجار شده به گوشته اولیه [۱۷].

1. Subduction
2. Fractional Crystallization

طی فرایندهای ثانویه کم‌تر تحت تغییر قرار می‌گیرند. تفاوت در نسبت Th/U در گرانیتهای نارینگان نسبت به رگه سیلیسی گویای نقش فرایندهای هیدروترمال ناشی از تفریق بلوری بر فراوانی اورانیم در این سنگ‌ها باشد. این موضوع می‌تواند دلالت بر کنترل نشدن اورانیم منحصراً توسط فرایندهای ماگمایی در سنگ‌های گرانیتهی باشد [۲۲]. بنابراین شباهت نسبی الگوی REEها در گرانیتهای نارینگان و رگه‌های سیلیسی حاوی کانیهای پرتوزا، به‌همراه تفاوت نسبت Th/U در گرانیتهای نارینگان با رگه‌های سیلیسی حاوی و کانی دیویدایت می‌تواند گویای منشأ گرفتن عناصر نادر خاکی و اورانیم در رگه‌های سیلیسی از گرانیتهای نارینگان باشد.



شکل ۸. (الف) نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  از [۱۹]، نمونه‌های که با رنگ آبی نمایش داده شده‌اند از [۲۰]، (ب) نمودار  $\text{A/CNK}$  در مقابل  $\text{A/NK}$  از [۲۱]، نمونه‌های که با رنگ آبی نمایش داده شده‌اند از [۲۰].

نمونه‌های سالم آنالیز شده از گرانیتهای نارینگان در نمودار  $\text{SiO}_2$  در مقابل  $\text{K}_2\text{O}$  خصوصیات کالکوالکالن پتاسیم بالا<sup>۱</sup> نشان می‌دهند (شکل ۸ الف). همچنین این نمونه‌ها در نمودار  $\text{A/CNK}$  در مقابل  $\text{A/NK}$  در محدوده پرالومینوس<sup>۲</sup> ضعیف با مقادیر  $\text{A/CNK}$  کم‌تر از ۱/۱ و متآلومینوس<sup>۳</sup> واقع شده‌اند (شکل ۸ ب). ترکیب کالکوالکالن پتاسیم بالا در گرانیتهای به همراه گرایش نمونه‌های یک توده گرانیتهی متآلومینوس به محدوده پرالومینوس می‌تواند گویای تأثیر آلیش پوسته‌ای<sup>۴</sup> بر ترکیب این سنگ‌ها باشد [۱۸]. خصوصیات متآلومینوس برای گرانیتهای نارینگان گویای محیط فرورانشی برای ژن آن‌ها می‌باشد که خصوصیات آن‌ها با گرانیتهای نوع I سازگاری بیشتری دارد [۱۸]. مقادیر  $\text{U/Th}$  در این سنگ‌ها بین ۰/۱۸-۰/۲۳ می‌باشد.

در نمودار میله‌ای شکل ۹ مقادیر  $\sum\text{REE}$ ,  $\text{Th/U}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{LREE}$ ,  $\text{HREE}$ ، در کانی دیویدایت، رگه سیلیسی پرتوزا و گرانیتهای نارینگان برای مقایسه آورده شده است. براساس این نمودار نسبت  $\text{Th/U}$  در رگه سیلیسی پرتوزا و کانی دیویدایت کم‌تر از یک می‌باشد و در گرانیتهای نارینگان بالاتر از یک می‌باشد. به‌عبارت دیگر مقادیر اورانیم در رگه‌های سیلیسی و دیویدایت برعکس گرانیتهای نارینگان بیش‌تر از مقادیر توریم می‌باشد. مقادیر  $\sum\text{REE}$  در سه نمونه براساس مقادیر  $\text{LREE}$ ها و  $\text{HREE}$ ها کنترل می‌شود (اما نقش  $\text{LREE}$ ها بیش‌تر می‌باشد) و دیویدایت بالاترین مقادیر از این عناصر و گرانیتهای نارینگان کم‌ترین مقادیر را دارند. نسبت‌های  $\text{LREE/HREE}$  در این سه مورد تقریباً شبیه به یکدیگر می‌باشد و مقادیر بالاتر از ۶ تا ۱۰ را نشان می‌دهند. این نسبت در گرانیتهای نارینگان اندکی بالاتر از رگه سیلیسی می‌باشد.

شباهت رفتار عناصر نادر خاکی (شکل ۱۰)، اورانیم و توریم در دیویدایت و رگه‌های سیلیسی پرتوزا می‌تواند نشان‌دهنده کنترل رفتار این عناصر در رگه‌های سیلیسی توسط کانی دیویدایت باشد. شباهت الگوی رفتاری REEهای رگه‌های سیلیسی با گرانیتهای نارینگان (شکل ۱۰) نیز تا حدودی می‌تواند ارتباط ژنتیکی آن‌ها را با یکدیگر نشان دهد زیرا این عناصر

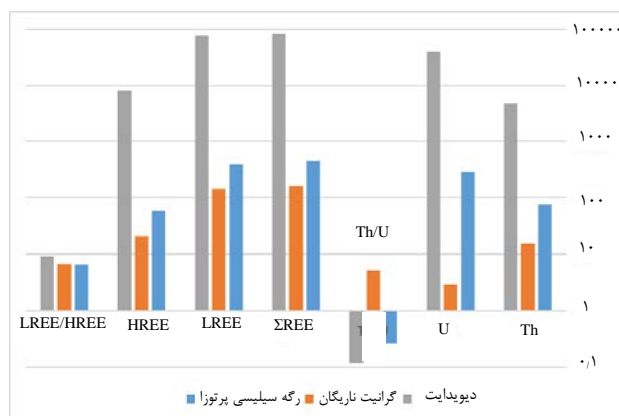
1. High-K Calc-Alkaline
2. Peraluminous
3. Metaluminous
4. Crustal Assimilation

مورد سیال درگیر سه‌فازه قابلیت (به دلیل اندازه ریز میان‌بارها) حرارت‌سنجی داشته است که دمای همگن شدن به دلیل دما بالا بودن سیال درگیر ثبت نگردید و نتایج حاصله دمای سیال کانی‌ساز را بالاتر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد کرده است. حباب‌های گاز در دمای بین ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد همگن شدند ولی فاز جامد تا دمای ۴۹۰ درجه سانتی‌گراد همگن نگردید. وجود فاز جامد می‌تواند نشانه‌ای از شوری بالای سیال‌کانی‌ساز باشد. در یک نمونه شوری ۳۷ درصد برآورد شده است. طبق مطالعه‌ای که بر روی سیالات درگیر منطقه نارینگان برای رگه‌های کوارتزار و پرتوزا صورت گرفته است دمای همگن شدن بین ۱۳۷ تا ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد و شوری محاسبه‌شده از ۵ تا ۱۴ درصد وزنی نمک NaCl را برای میان‌بارهای دو فازی بخار-مایع به دست آمده است [۲۴].

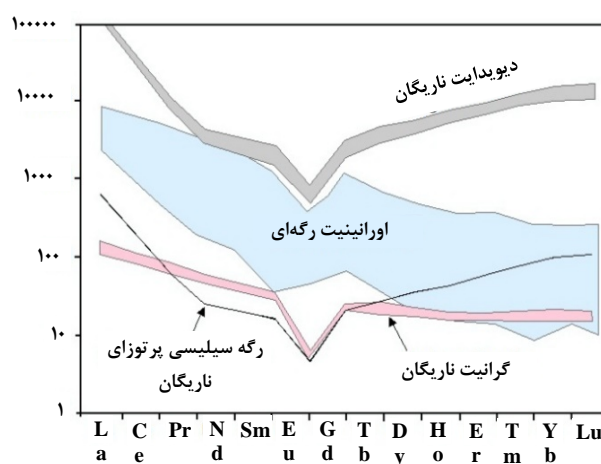
#### ۶. بحث

نمودار REE بهنجار شده برای کانی‌های اکسیدی اورانیم‌دار می‌تواند تا حدودی ژنز و درجات تأثیر دگرسانی بر روی آن‌ها را نشان دهد [۲۵]. هر تیپ ذخیره اورانیم به‌وضوح توسط الگوی REE بهنجار شده به کندریت خاص شناخته می‌شود [۲۳]، اما تاکنون مطالعات بر روی آن‌ها بسیار اندک بوده و الگوی واحدی برای تیپ‌های مختلف کانی‌زایی ارایه نشده است. در مطالعه‌ای الگوی REE چند کانسار شناخته‌شده را با یکدیگر مقایسه کرده است و کلیاتی برای تیپ‌های مختلف ارایه شده است [۲۳].

براساس یافته‌های مطالعات اخیر [۲۳]، پراکنش REE‌های نمونه‌های مورد مطالعه تا حدودی با الگوی این عناصر در ذخایر تیپ رگه‌ای که آنومالی منفی در Eu و غنی‌شدگی در LREE را نشان می‌دهند (شکل ۱۰) سازگار است. اورانیم تیپ رگه‌ای که مرتبط با فعالیت محلول‌های هیدروترمال است، باعث تشکیل رگه‌ها و زون‌های کانه‌دار در شکستگی‌ها و فضاهای خالی می‌شود. آنومالی شدید منفی در Eu می‌تواند نشان‌دهنده تقدم جدایش پلاژیوکلاز از مذاب سیلیکاته نسبت به کانی اورانیم‌دار است [۲۶] یا گویای نهشت کانی اورانیم‌دار در شرایط احیایی باشد [۲۳]. فعالیت ماگمایی جوان‌تر در منطقه نارینگان و تأثیر دگرسانی‌های آن [۲۷] می‌تواند باعث تبدیل شدن دیویدایت در حاشیه به روتیل شده باشد.



شکل ۹. مقایسه مقادیر چند عنصر و نسبت‌های آنها در سه نوع نمونه مورد مطالعه.



شکل ۱۰. مقایسه الگوی عناصر نادر خاکی دیویدایت با رگه کوارتزی حاوی کانی دیویدایت، بهنجار شده به کندریت [۱۶]. محدوده مشخص‌شده برای اورانینیت رگه‌ای از [۲۳].

#### ۵. مطالعات سیالات درگیر

براساس مطالعات پتروگرافی پنج نوع سیال درگیر در رگه سیلیسی تشخیص داده شد: سه فازی مایع-گاز-جامد (L-V-S)، دوفازی مایع-گاز (غنی از مایع)، دوفازی گاز-مایع (غنی از گاز)، تک‌فازی گازی و تک‌فازی مایع. از نظر ژنتیکی، هر سه نوع سیال درگیر اولیه، ثانویه و کاذب در نمونه‌های مورد مطالعه شناسایی شدند. سیالات درگیر اولیه به‌عنوان سیالات درگیر مورد مطالعه، به‌صورت مجزا و درشت در زمینه کوارتزار پراکنده هستند اندازه آن‌ها از ۴ تا ۱۰ میکرون می‌باشند. پس از مطالعات پتروگرافی سیالات درگیر، نمونه‌ای که از آن آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی دیویدایت صورت گرفته است برای مطالعات حرارت‌سنجی انتخاب شد. در این نمونه تنها چهار



برای توجیه ژنر چنین رگه‌های سیلیسی حاوی عناصر پرتوزا و عناصر نادر خاکی باید به خصوصیات ژنتیکی ماگمای اولیه توده گرانیوتئیدی نارینگان توجه کرد. گرانیوتئیدی نارینگان یک گرانیوتئیدی نارینگان پتاسیم بالا است و اورانیم در این سنگ‌ها در کانی‌های زیرکن، مونازیت و یا اورانوتوریت تجمع می‌یابند (به دلیل غنی بودن کلسیم و فقیر بودن آن‌ها از آلومینیم)، برخلاف سنگ‌های پرآلومینوس که اکسیدهای اورانیم را تشکیل می‌دهند [۳۰]. توده کالکوالکالن پتاسیم بالا با اینکه کانی‌زایی مستقل اورانیم عموماً تشکیل نمی‌دهند اما منابع بسیار مناسبی برای اورانیم‌زایی می‌باشد [۳۰]. شکل گیری این توده در محیط فرورانشی و متحمل شدن آرایش پوسته‌ای این اجازه را به ماگمای این توده داده است که مقادیر قابل توجهی از  $\text{CO}_2$ ،  $\text{Cl}$ ،  $\text{F}$  را در خود داشته باشد [۳۱]. وجود چنین عناصری در مذاب باعث تشکیل لیگاندهایی برای انتقال فلزات می‌تواند باشد [۳۲] که علاوه بر انتقال عناصر پرتوزا و نادر خاکی، می‌تواند نمک‌ها را نیز با خود حمل کرده و توجیه‌ای برای شوری بالای سیالات درگیر در کوارتزها باشد. سنگ‌های رسوبی پرکامبرین (به‌عنوان رسوبات پوسته‌ای مورد آرایش قرار گرفته توسط گرانیوتئیدی نارینگان) رسوبات باروری در عناصر ناسازگار همچون  $\text{U}$ ،  $\text{Th}$ ،  $\text{Rb}$ ،  $\text{K}$  می‌باشند که در اثر آرایش ماگما با این رسوبات، ماگما از اورانیم غنی‌تر می‌شود [۳۳]. آرایش ماگمای توده گرانیوتئیدی نارینگان با مواد پوسته‌ای به همراه تأثیر تفریق بلوری، باعث غنی‌تر شدن اورانیم در فاز مذاب فلسیک این ماگما شده است. چون اورانیم میل دارد در فاز مذاب فلسیک تجمع پیدا کند تا فاز سیال، بنابراین ماگماهای فلسیک در آشیانه ماگمایی دارای مقادیر بالاتری از این عنصر می‌باشند [۳۴] و میل دارند در بالاترین افق آشیانه ماگمایی تجمع یابند. تأثیر گسل‌های پی‌سنگی به دلیل رژیم کششی حاکم در منطقه باعث گسترش هیدروفراکچرها و خروج سیالات گرانیوتئیدی نارینگان در امتداد گسل‌ها شده و رگه‌های سیلیسی حاوی کانی‌های پرتوزا را ایجاد می‌کنند. به دلیل عدم هماهنگی حرارت‌های به‌دست آمده از همگن شدن سیالات دوفازه (بخار- مایع) و سه فازه (جامد- بخار- مایع) می‌توان حرکت سریع سیالات مذکور از عمق به بخش‌های کم عمق را در نظر گرفت [۳۵]. از دست دادن سریع حجم قابل توجهی از گاز حین صعود سریع فازهای بخار سیال

در دمای بالاتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، ساختار کانی اکسیدی اورانیم اجازه حضور مقادیر قابل توجهی از REE را دارد که نسبت LREE/HREE آن‌ها تقریباً برابر با ۱ می‌باشد و الگوی REE آن‌ها صاف با آنومالی شدیداً منفی Eu می‌باشد [۲۶]. در آن‌ها مقادیر مجموع REE‌ها از ۱۰۰۰۰ ppm بالاتر است [۲۳]. در دمای کم‌تر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، کلاً مقادیر REE کم بوده (کم‌تر از ۱۰۰۰۰ ppm) و شیب نرمی از LREE به HREE دیده می‌شود [۲۳]. نمونه دیویدایت مورد مطالعه براساس مقادیر کل REE‌ها (۹۰۲۹۲-۷۱۹۱۰ ppm) در آن‌ها در محدوده دمای بالاتر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد قرار گرفته است [۲۳].

نسبت U/Th در کانی‌های اکسیدی اورانیم بستگی به دمای تبلور آن‌ها دارد و نمونه‌های که نسبت کم‌تر از ۱۰۰۰ دارند در دمای بالا ( $< 450 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد) و نمونه‌های که نسبت بالاتر از ۱۰۰۰ دارند در دمای پایین‌تر ( $> 450 \pm 50$  درجه سانتی‌گراد) متبلور شده‌اند [۲۸]. دماهای به‌دست آمده از ترکیب ژئوشیمیایی دیویدایت، تقریباً مطابق با دمای به‌دست آمده براساس مطالعات سیالات درگیر سه فازه در کوارتزها می‌باشد که دمای بالای ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند. براساس دمای بالای تشکیل سیالات دارای فاز جامد که نشان از شوری بالا می‌تواند باشد و وجود سیالات غنی از گاز و تک فازه گازدار که نشان از جوشش در منطقه می‌تواند باشد می‌توان سیالات ماگمایی و سیالات داغ حاصل از سنگ‌های میزبان را در ژنر آن‌ها دخیل دانست.

نهبسته‌های رگه‌ای معمولاً در پرشدگی‌های فضاهای خالی متفاوت با مقیاس‌های مختلف دیده می‌شوند. این ذخایر از نظر ژنتیکی به دو دسته کلی مرتبط با گرانیوتئیدی و سیستم‌های رگه‌ای بدون ارتباط با گرانیوتئیدی تقسیم می‌شوند [۲۹].

وجود فاز جامد در سیالات درگیر و مقادیر شوری حدود ۳۶ درصد وزنی معادل NaCl اندازه‌گیری در یکی از سیالات درگیر و شباهت به الگوی REE کانی اکسیدی اورانیم تیپ رگه‌ای، انگاره اختلاط سیالات اکسیدی ناشی از گرانیوتئیدی با سیالات ناشی از سنگ‌های میزبان این گرانیوتئیدی که عموماً به دلیل ترکیب شیلی آن‌ها احیایی بوده است و باعث نهشت و کانی‌زایی دیویدایت (اکسیدهای اورانیم‌دار) شده است را تداعی می‌کند.

## مراجع

1. A.W.G. Whittle, *The nature of davidite*. *Econ. Geol.* **54**, 64-81 (1959).
2. B. Samani, *Metallogeny of the Precambrian in Iran*, *Precambrian Research*, **39**, 85-106 (1988).
3. Q. Zerun et al. *Report on Research program at Saghand district, Iran*. *Atomic energy organization of Iran*, No. **89** RBAW-TOO2 (1990).
4. S. Deymar et al. *Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand Anomaly 5, Central Iran: insights from geochemical, mineralogical, and stable isotope data*, *Ore Geol. Rev.* **93**, 308-336 (2018).
5. K. Khoshnoodi et al. *Alkali Metasomatism and Th-REE-Mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran*. *Geologia Croatica*, **70** (1) 53-69(2017).
6. K. Khoshnoodi et al. *Study of Thorium Mineralization in Choghart Iron Oxide-Apatite Deposit, Bafq District, Central Iran*, *Journal of Nuclear Science and Technology*, **84** (17), 80-66 (2018) (In Persian).
7. G.R. Mirzababaei, *Mineralogy, Geochemistry and Mineralization of Trace and Rare Earth Elements in Se-Chahun Ore Deposit, Bafq, Yazd*, *Shahid Beheshti University, Iran, Ph.D. Thesis* (2018) (In Persian).
8. J. Mehdi-pour Ghazi et al. *Combined igneous and hydrothermal source for the Kiruna-type Bafq magnetite-apatite deposit in Central Iran; trace element and oxygen isotope studies of magnetite*, *Ore Geol. Rev.* **105**, 590-604 (2019).
9. J. Ramezani, and R. Tucker, *The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics*, *Am. J. Sci.* **303**, 622-665 (2003).
10. M. Berberian, and G. C. P. King, *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran*, *Can. J. Earth Sci.* **18**, 210-265 (1981).
11. A. Nadimi, *Evolution of the Central Iranian basement*, *Gondwana Res.* **12**, 324-333 (2007).
12. S. Bagheri, and G. M. Stampfli, *The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam Metamorphic Complexes in Central Iran: New Geological Data, Relationships and Tectonic Implications*, *Tectonophysics*, **451**, 123-155 (2008).

هیدروترمال در فرایند هیدرولیک فرکچرینگ<sup>۱</sup> می تواند باعث افزایش مقادیر فاز جامد و شوری سیالات شود [۳۶]. اختلاط با سیالات احیایی حاصل از رسوبات میزبان نیز تا حدودی به نهشت دیویدایت ها می تواند کمک کند، از طرفی دیگر نیز برای توجیه شوری بالای سیالات درگیر می تواند منطقی باشد.

## ۷. نتیجه گیری

براساس ژئوشیمی کانی دیویدایت و نتایج مطالعات دماسنجی سیالات درگیر در کوارتزهای رگه های سیلیسی میزبان دیویدایت، می توان زایش این کانی و رگه ها را به فرایندهای دما بالا (>۵۰۰ درجه سانتی گراد) نسبت داد که مرتبط با فرایندهای ماگمایی است. فازهای سیلیسی گرانیته نارینگان با خصوصیات کالکواکالان پتاسیم بالا می تواند به عنوان منشأ مناسبی برای تأمین اورانیم و عناصر نادر خاکی این رگه ها به حساب می آیند. بنابراین تیپ این نوع کانی زایی را می توان به تیپ اورانیم رگه ای مرتبط با گرانیته ربط داد. گرانیتهای با خصوصیات گرانیته نارینگان در ایران مرکزی نه تنها در کانی زایی اورانیم در کانی زایی عناصر نادر خاکی و توریم می تواند حایز اهمیت باشند.

## تشکر و قدردانی

از آقای احمد پوراسماعیلی به دلیل همراهی در مطالعات صحرائی قدرانی می شود. همچنین از داوران ناشناس این مقاله که با پیشنهادات خودشان در ارتقای علمی این مقاله ما را یاری کردند بسیار سپاسگزاریم. از سرکار خانم علی اکبری در مجله علوم و فنون هسته ای نهایت تشکر را داریم.

---

1. Hydraulic Fracturing

13. A. Haghipour et al., *Explanatory Text of the Ardekan Quadrangle Map*, Geological Survey of Iran, (1977).
14. S.A. Mousavi Makui, *Petrology of Narigan granite*, Shahid Beheshti University, Iran, M.Sc. Thesis (1998) (In Persian)
15. C. Paton et al. , *Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data*, *J. Anal. At. Spectrom.* **26** (12), 2508-2518 (2011).
16. W.V. Boynton, *Geochemistry of Rare Earth Elements: Meteorite Studies*. (Elsevier, New York), (1984).
17. S.S. Sun, W.F. McDonough, *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. *Geol. Soc. Spec. Publ.* **42**, 313-345 (1989).
18. J.J. Ague, and G. H. Brimhall, *Regional variations in bulk chemistry, mineralogy and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California*, *Geol. Soc. Am. Bull.* **100**, 891-911 (1988).
19. A. Peccerillo, S.R. Taylor, *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, north Turkey*, *Contrib. Mineral. Petrol.* **58**, 63-81 (1976).
20. M. Jami, *Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate – Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran*, University of New South Wales, Australia, Ph.D. Thesis (2005).
21. P.D. Maniar, P.M. Piccoli, *Tectonic discrimination of granitoids*, *Geolo. Soc. Am. Bull.* **101**, 635-643 (1989).
22. C. Ballouard et al. *Uranium metallogenesis of the peraluminous leucogranite from the Pontivy-Rostrenen magmatic complex (French Armorican Variscan belt): the result of long term oxidized hydrothermal alteration during strike-slip deformation*. *Miner. Deposita.* **53** (5), 601-628 (2018).
23. J. Mercadier, et al., *Origin of uranium deposits revealed by their rare earth element signature*, *Terra. Nova.* **23**, 264-269 (2011).
24. A. Hezarkhani, *Study of fluid inclusions of Narigan samples*, Report of Atomic energy organization (2009) (In Persian).
25. J. Bonhoure, et al. *Methodology for Rare Earth Element Determinations of Uranium Oxides by Ion Microprobe*, *Geostand. Geoanal. Res.* **31**, 209-225 (2007).
26. M. Cuney, *Evolution of uranium fractionation processes through time: driving the secular variation of uranium deposit types*, *Econom. Geol.*, **105**, 553-569 (2010).
27. J. Mehdipour Ghazi, M. Rahgoshay, and M. Moazzen, *Evidence for Neo-Tethys-related magmatism in Narigan and implications for geodynamic and mineralization*, 3<sup>th</sup> international symposium of earth sciences, Tehran (2018) (In Persian).
28. H.E. Frimmel, S. Schedel, H. Bratz, *Uraninite chemistry as forensic tool for provenance analysis*, *Appl. Geochem.* **48**, 104-121 (2014).
29. A.D. McKay, Y. Miezitis, *Australia's uranium resources, geology and development of deposits*, Mineral Resource Report, AGSO Geosciences, Australia, (2001).
30. M. Cuney, *Felsic magmatism and uranium deposits*, *The Bull. Soc. Géol. Fr.* **185**, 75-92 (2014)
31. R.H. Sillitoe, *Characteristic and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region*, *The Aust. J. Earth Sci.* **44**, 373-388 (1997).
32. E.H. Bailey, K.V. Ragnarsdottir, *Uranium and thorium solubilities in subduction zone fluids*, *Earth Planet. Sci. Lett.* **124**, 119-129 (1994) .
33. C. Bonnetti, et al. *The genesis of granite related hydrothermal uranium deposits in the Xiazhuang and Zhuguang ore fields, North Guangdong Province, SE China: Insights from mineralogical, trace elements and U-Pb isotopes signatures of the U mineralization*, *Ore geol. Rev.* **92**, 588-612 (2018).
34. J.T. Nash, *Volcanogenic Uranium Deposits: Geology, Geochemical Processes, and Criteria for Resource Assessment*, Report USGS (2010).
35. D. Craw, S.A. Mckeag, *Structural control of Tertiary Au-Agbreccias in an extensional environment, Nelson area, Southern Nevada, USA*, *Miner. Deposita.* **30**, 1-20 (1995).
36. G. Ruggieri et al. *Geology, mineralogy and fluid inclusion data of the Furtei high-sulphidisation gold deposit*, *Econom. Geol.* **92** 1-19 (1997).