



<http://ui.ac.ir/en>

Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan
E-ISSN: 2423-8007
Document Type: Research Paper
Vol. 35, Issue 4, No. 77, Winter 2020, pp. 55-76
Received: 12.03.2019 Accepted: 31.07.2019

Geochemistry and origin of elements in the Azarshahr travertine deposits (Eastern Azarbaijan)

Behnam Ebrahimzadeh

*MSc of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
behnamebrahimzade@gmail.com*

Mahdi Jafarzadeh*

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
m_jafarzadeh@shahroodut.ac.ir*

Rahim Bagheri

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
r.bagheri@shahroodut.ac.ir*

Mohammad Ali Salehi

*Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran
ma.salehi@sci.ui.ac.ir*

Abstract:

Travertine deposits cover a vast area in the southwest of Azarshahr (East Azarbaijan province) and in some parts there are active springs which currently deposit these types of sediments. Regarding the field observations in the Azarshahr area, the typical morphology of Azarshahr travertine deposits is in situ and consists of the mounds, fissure-ridge and cascades. Geochemical studies on the travertine deposits of the Taptapan and Qizildagh springs revealed that the amount of iron in travertine deposits clearly emphasizes their thermogenic nature. The amounts of strontium, barium and beryllium also indicate the thermogenesis and calcareous, evaporative or dolomite origin. The depleted oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) and enriched carbon isotope ($\delta^{13}\text{C}$) is also indicator of thermogenic source, and carbonate source rocks for these deposits. Based on geochemical studies, it can be concluded that hydrothermal fluids may have initially taken the CO_2 -derived from magma, and during the upward movement with carbonate rocks, decarbonization has been occurred. These fluids transport CO_2 from carbonates, and then they appear as spring's water at the surface and precipitate travertine due to the rapid release of CO_2 .

Keywords: Geochemistry, Travertine, Thermogene, Azarshahr

Introduction:

Continental carbonates comprise a wide range of lithologies including speleothem, calcrete, palustrine, travertine and tufa. Travertine and tufa deposits frequently associated with limestone dissolution in superficial (epigeal) or deep (hypogean) hydrogeological reservoirs (Pentecost and Viles 1994; Pentecost 2005; Jones and Renaut 2010; Capezzuoli et al. 2014; Gandin and Capezzuoli 2014). However, a large variety of other rocks can occur as substratum and source of elements building these carbonates. Many studies have shown that igneous rocks (basalts, rhyolites, ultramafics, granites) and sedimentary rocks such as dolostones, evaporates and marls may constitute derivative sources for calcium and other elements required for travertine and tufa build-up and this can be determined by elemental and isotopic geochemical studies. Travertine deposits cover a vast area in the southwest of Azarshahr (East Azarbaijan province) and in some parts there are active springs. The area is located on the western margin of Sahand volcanic complex and eastern margin of Lake Urmia. Given the importance of geochemical studies

mentioned in travertine studies, the main objective of this study is to emphasize the use of geochemical data in travertine classification, determination of origin of elements building travertines, CO_2 origin and comparison of Azarshahr region samples with global thermogene and methogene travertines.

Material & Methods:

For petrographic studies on travertine samples deposited around Azarshahr springs, 20 samples of travertine sediments and old travertine rocks around two modern travertine springs called the Taptapan and Ghezlagh are collected. In order to compare the geochemical characteristic of samples, ten samples of travertine rock samples in the quarry near Qizildagh spring are also collected. Fifteen samples were examined for mineralogical composition using XRD analysis. For geochemical analysis (ICP-MS), seven travertine samples around Taptapan and Qizildagh springs and three travertine samples of quarry near Qizildagh spring, has been analysed at the Zarazma Laboratory, Zanjan. Moreover, for the purpose

*Corresponding author

Copyright©2020, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they can't change it in any way or use it commercially.

of isotopic analysis of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, four travertines samples around the Taptapan spring were selected and analysed at the Isotopes Research Laboratory of the Arak University.

Discussion of Results & Conclusions:

According to the geochemical studies of the major elements on the travertine of the Azarshahr, iron, sodium and potassium elements clearly emphasize the thermogenesis of these travertines, but other trace elements cannot definitely determine the type of travertine. The concentration of rare earth elements in Taptapan spring samples is lower than that of Qizildagh samples, indicating a lower reaction rate of this spring with source rocks and its rapid ascent to Earth's surface compared to Qizildagh spring. Due to high concentrations of strontium and low concentration of barium,

the Azarshahr travertine deposits plotted in the range of hypogean Calcite and Aragonite Travertine and Tufa (CATT) originated from limestone, evaporites and dolostones. The origins of the samples using beryllium values indicate that the Azarshahr travertine was similar to the values of this element in hypogean travertines with carbonate sources. The depleted $\delta^{18}\text{O}$ and enriched $\delta^{13}\text{C}$ is also indicator of thermogenic source, and carbonate or igneous source rocks for these deposits. Based on this study, it seems that hydrothermal fluids may have initially taken the CO_2 -derived from magma, and during the upward movement with carbonate rocks, decarbonization has been occurred. These fluids transport CO_2 from carbonates, and then they appear as spring's water at the surface and precipitate travertine due to the rapid release of CO_2 .

ژئوشیمی و منشأ عناصر تشکیل‌دهنده نهشته‌های تراورتن آذرشهر (آذربایجان شرقی)

بهنام ابراهیم زاده، دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

behnamebrahimzade@gmail.com

مهدی جعفرزاده*، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

m_jafarzadeh@shahroodut.ac.ir

رحیم باقری، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

r.bagheri@shahroodut.ac.ir

محمدعلی صالحی، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، ایران

ma.salehi@sci.ui.ac.ir

چکیده

رسوبات تراورتن در جنوب‌غرب آذرشهر (استان آذربایجان شرقی) در منطقه وسیعی گسترش دارند و در حال حاضر نیز چشمه‌های فعال امروزی در بخش‌هایی در حال ته‌نشست تراورتن هستند. باتوجه‌به مشاهده‌های صحرایی، ریخت‌شناسی رایج نهشته‌های تراورتنی آذرشهر از نوع برجا و شامل تپه‌ای و مخروطی، شکاف-پشته‌ای و آبتاری است. مطالعه‌های ژئوشیمیایی انجام‌شده روی نهشته‌های قدیمی و امروزی تراورتن در امتداد دو چشمه تاپتاپان و قزل‌داغ نشان می‌دهند مقدار عنصر آهن در این نهشته‌ها به‌طور مشخص بر درون‌زاد (ترموژن) بودن و مقادیر استرانسیم، باریم و بریلیم بر سنگ منشأ آهکی، تبخیری یا دولومیتی آنها دلالت دارد. مقادیر تهی‌شده ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}$) و غنی‌شده ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}\text{C}$) نیز ترموژن بودن و سنگ منشأ کربناته این نهشته‌ها را نشان می‌دهد. بر اساس مطالعه‌های انجام‌شده می‌توان نتیجه گرفت سیالات گرمایی ابتدا گاز CO_2 منشأگرفته از ماگما را با خود حمل کرده‌اند و هنگام حرکت رو به بالا، کربن‌زدایی ضمن برخورد با سنگ‌های کربناته انجام شده است. این سیالات، CO_2 حاصل از هیدرولیز کربنات‌ها را با خود حمل می‌کنند و به‌شکل چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر می‌شوند، و در اثر خروج سریع CO_2 به‌شکل تراورتن رسوب می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، تراورتن، ترموژن، آذرشهر

* نویسنده مسئول: ۰۹۱۲۷۹۴۹۳۴۸

مقدمه

فرایندهای حاکم در محیط ته‌نشست استفاده کرد (Ihlenfeld et al. 2003; Garnett et al. 2004; Uysal et al. 2007; Kele et al. 2008). ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در تراورتن‌ها برای ارزیابی شرایط هیدرولوژیکی در زمان رسوب تراورتن‌ها و ایزوتوپ‌های پایدار کربن برای تعیین منشأ و سرعت گاززدایی دی‌اکسیدکربن استفاده می‌شوند (Kele et al. 2008; Özkul et al. 2014). تراورتن‌ها منطقه وسیعی در جنوب غرب آذرشهر (استان آذربایجان شرقی) را پوشش می‌دهند و در حال حاضر، در بخش‌هایی به‌طور فعال در حال تشکیل هستند؛ این منطقه در حاشیه غربی مجموعه آتشفشانی سهند و حاشیه شرقی دریاچه ارومیه قرار دارد. با توجه به اهمیت بررسی‌های ژئوشیمیایی یادشده در مطالعه‌های تراورتن‌ها، هدف اصلی مطالعه حاضر تأکید بر استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی در رده‌بندی تراورتن‌ها، تعیین منشأ عناصر، تعیین منشأ دی‌اکسیدکربن و مقایسه نمونه‌های منطقه آذرشهر با تراورتن‌های ترموژن و متوژن جهانی است.

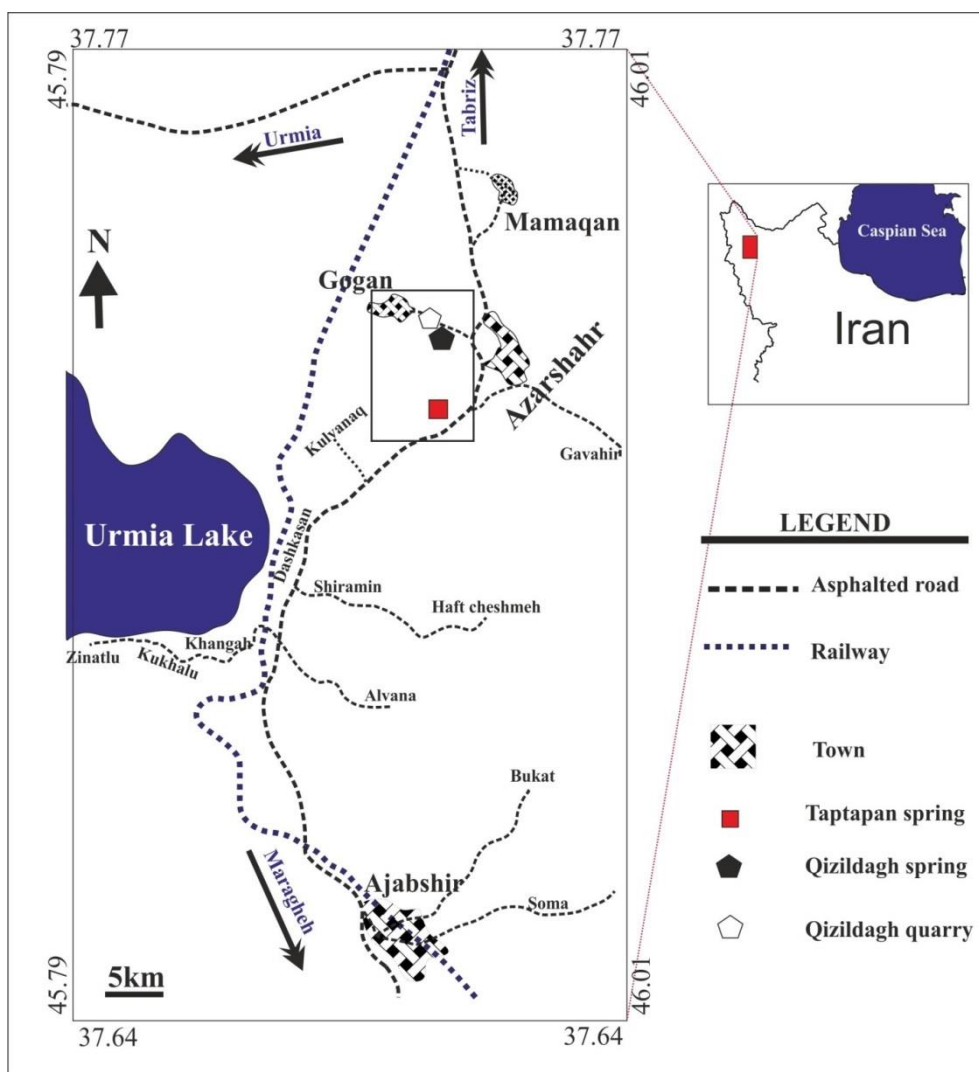
موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 45'$ تا $30^{\circ} 46'$ عرض شمالی در طول شرقی و $30^{\circ} 37'$ تا $30^{\circ} 38'$ عرض شمالی در شمال غرب ایران و در حاشیه غربی مجموعه آتشفشانی سهند در جنوب آذرشهر قرار دارد. منطقه از سمت غرب به دریاچه ارومیه و از شرق به کوه سهند و دشت بناب محدود می‌شود (شکل ۱). این منطقه بین دو کمربند تراستی قفقاز در شمال و زاگرس در جنوب واقع شده است و تحت تأثیر دگرشکلی و لرزه‌خیزی شدید فعال قرار دارد (Jackson 1992). پی‌سنگ نهشته‌های تراورتن، واحدهای به سن نئوژن است (شکل ۲). هم‌اکنون فرایند رسوب‌گذاری تراورتن به‌طور محدود و در تعدادی از چشمه‌های فعال از جمله چشمه‌های تاپتاپان، قول‌داغ، کولوانق و داشکسن ادامه دارد. چینه‌شناسی منطقه آذرشهر شامل واحدهای گوناگون با ترکیب و سن متنوع از پالئوژوئیک تا کواترنری است (Aghanabati 2010). رخنمون‌های پالئوژوئیک در منطقه آذرشهر به سن کامبرین با عضوهای ۱، ۲ و ۳ مقطع تیپ سازند میلا هم‌ارزند.

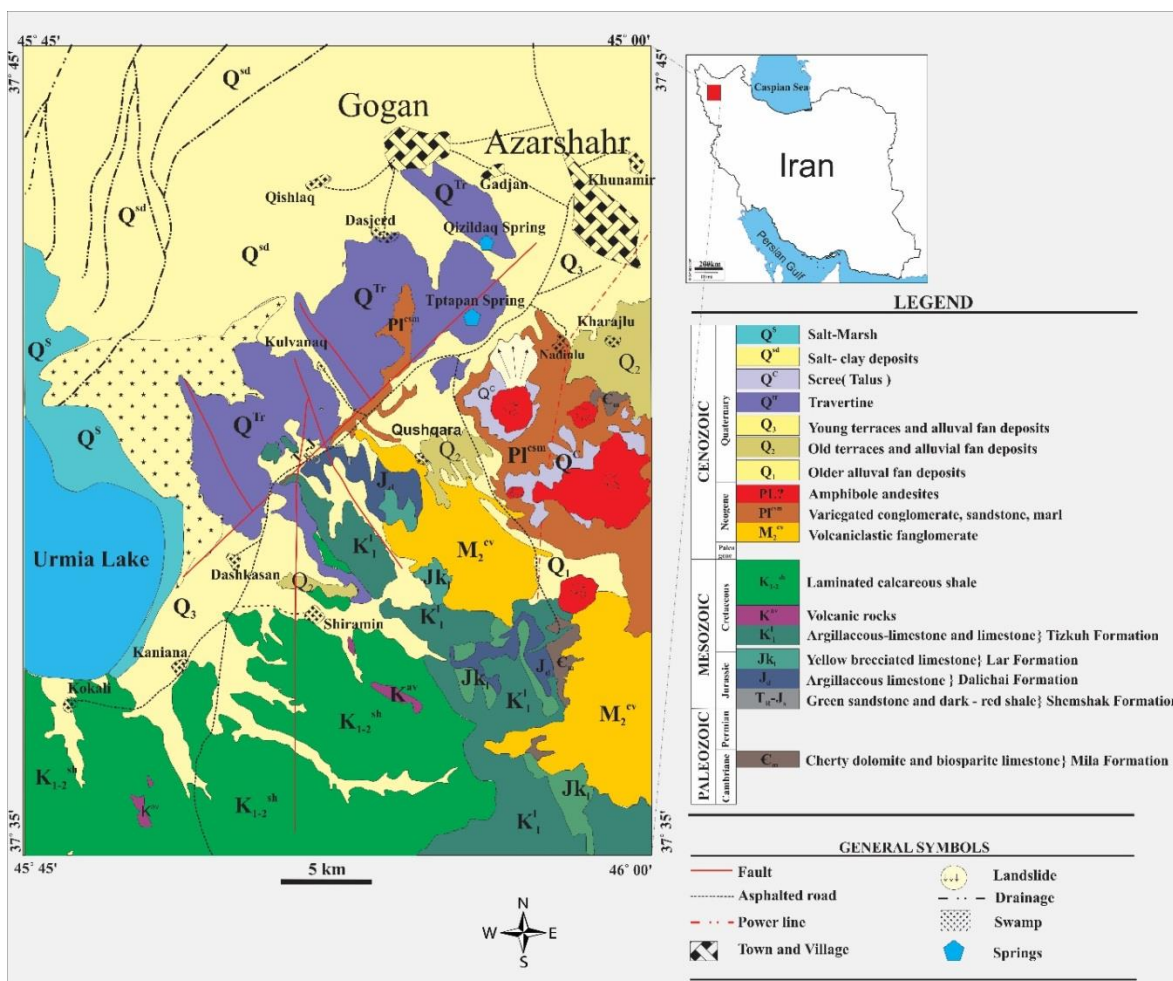
کربنات‌های قاره‌ای شامل طیف وسیعی از سنگ‌شناسی‌ها (اسپلئوتم، کالکرت، آهک دریاچه‌ای، تراورتن و تופا) هستند که اساساً در شرایط جوی و از طریق آب‌های غنی از بیکربنات‌کلسیم در محیط‌های ته‌نشستی و دیاژنزی متنوع تشکیل می‌شوند (Pentecost and Viles 1994; Pentecost 2005; Jones and Renaut 2010; Capezzuoli et al. 2014; Gandin and Capezzuoli 2014). اگرچه اصطلاح‌های تופا و تراورتن اغلب به‌طور غیرمتمایز برای سنگ‌آهک‌های آب شیرین به کار می‌روند، بیشتر پژوهشگران، تراورتن را ته‌نشست‌های مرتبط با آب‌های چشمه‌های هیدروترمال گرم و تופا را ته‌نشست‌های مرتبط با آب‌های سردتر (هم‌دمای سطح زمین) می‌دانند (Pentecost 2005; Gandin and Capezzuoli 2014; Mancini et al. 2019a). تراورتن‌ها بر اساس ژئوشیمی عنصری، منشأ گاز دی‌اکسیدکربن و ویژگی‌های ایزوتوپی به دو گروه درون‌زاد یا ترموژن (thermogene) و برون‌زاد یا متوژن (meteogene) تفکیک می‌شوند (Jones and Renaut 2010; Mohammadi et al. 2018). تشکیل تراورتن‌های متوژن با انحلال سنگ‌آهک توسط عوامل آب‌وهوایی سطح زمین مرتبط است (Kele et al. 2008; Jones and Renaut 2010). در حالی که تراورتن‌های ترموژن معمولاً حاوی برخی از حامل‌های جوی و در ارتباط با انحلال سنگ‌آهک در سیستم‌های هیدروژئولوژیکی عمقی‌اند و حجم عمده دی‌اکسیدکربن آنها از فرایندهای حرارتی درون زمین یا حتی زیر پوسته زمین منشأ می‌گیرد و غنی از $\delta^{13}C$ هستند (Jones and Renaut 2010; Kele et al. 2011; Beradi et al. 2016). با وجود این، انواع مختلفی از سایر سنگ‌ها می‌توانند به‌عنوان منشأ عناصر سازنده تراورتن‌ها نقش داشته باشند. مطالعه‌های بسیاری نشان داده‌اند سنگ‌های آذرین (بازالت، ریولیت، کربناتیت، الترامافیک، سینیت و گرانیت) و سایر سنگ‌های رسوبی (دولومیت، سنگ‌های تبخیری و مارن) به‌عنوان منشأ کلسیم و سایر عناصر سازنده تراورتن‌ها ایفای نقش می‌کنند (Teboul et al. 2016). همچنین از داده‌های عناصر اصلی و کمیاب در تراورتن‌ها می‌توان برای تعیین درجه حرارت آب و

را نشان می‌دهند. واحدهای سنوزوئیک منطقه اغلب کنگلومراهای کوهپایه‌ای آذرآوری نوژن هستند که در گوشه جنوب‌غربی ورقه آذرشهر به شکل دگرشیب زاویه‌دار روی نهشته‌های قدیمی‌تر جای می‌گیرند. نهشته‌های سنوزوئیک منطقه آذرشهر به‌طور عمده شامل نهشته‌های آذرآوری سهند، خاکسترهای آتشفشانی همراه با سنگ‌های آذرآوری، کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل، آندزیت، داسیت و برش ولکانیکی، داسیت و سنگ‌های فلسیک همراه آن، تراورتن، پادگانه‌های آبرفتی جوان و باتلاق‌های نمکی اند (Shahrabi et al. 1985; Ghadirzadeh 2003).

سازندهای شمشک، دلیچای و تیزکوه، توالی‌های مزوزوئیک منطقه آذرشهر را تشکیل می‌دهند (Aghanabati 2010). ماسه‌سنگ و شیل‌های میکادار سازند شمشک در گستره نقشه زمین‌شناسی آذرشهر در شرق روستای کولوانق در سمت شرق جاده تبریز- مراغه رخنمون‌هایی دارد. سازند دلیچای با سنگ‌شناسی سنگ‌آهک‌های آرژیلی و ماسه‌ای با ضخامت حدود ۱۰۰ متر در بخش‌های شمال‌شرقی منطقه آذرشهر رخنمون‌های محدودی را نشان می‌دهد (Ghadirzadeh 2003). آهک‌های ضخیم‌لایه تا توده‌ای بیتومینوس سازند تیزکوه به سن کرتاسه در بخش‌های جنوب‌غربی آذرشهر رخنمون‌هایی



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ورقه آذرشهر (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آذرشهر، Ghadirzadeh 2003)

روش مطالعه

از این نمونه‌ها برای بررسی ترکیب کانی‌شناسی توسط XRD، پس‌از آماده‌سازی به دانشگاه دامغان ارسال و نتایج برای تکمیل داده‌های پتروگرافی استفاده شدند. تصویربرداری از ۷ نمونه پس‌از آماده‌سازی و پوشش‌دهی با طلا به کمک میکروسکوپ الکترونی (Phenom ProX) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شهید مدنی آذربایجان انجام شد. در ادامه به منظور مطالعه‌های ژئوشیمیایی، ۷ نمونه از تراورتن نهشته‌شده در اطراف چشمه‌های منطقه آذرشهر و ۳ نمونه از معدن تراورتن در نزدیکی چشمه قزل‌داغ پس‌از آماده‌سازی و به منظور تجزیه و تحلیل ICP-MS به آزمایشگاه زرازا زنجان ارسال شدند. به منظور انجام تجزیه و تحلیل ایزوتوپی $\delta^{18}O$ و $\delta^{13}C$ ، ۴ نمونه از تراورتن‌های اطراف چشمه تاپتاپان انتخاب

به منظور مطالعه‌های پتروگرافی روی نمونه‌های تراورتن نهشته‌شده در اطراف چشمه‌های منطقه آذرشهر، تعداد ۲۰ نمونه از تراورتن‌های نرم درحال تشکیل و تراورتن‌های قدیمی در اطراف دو چشمه تراورتن‌ساز امروزی به نام‌های تاپتاپان و قزل‌داغ انتخاب شدند. نمونه‌های تراورتن نرم درحال تشکیل از نزدیکی محل دهانه چشمه فعال امروزی به سمت پایین‌دست و تا نزدیکی محل حوضچه چشمه با فاصله حدود ۲۰ متر در جهت قائم برداشته شدند (شکل ۴)؛ همچنین به منظور مقایسه با نمونه‌های سنگی متراکم در معدن اطراف چشمه‌ها، تعداد ۱۰ نمونه از سنگ تراورتن متراکم از معدنی در نزدیکی چشمه قزل‌داغ انتخاب شد. تعداد ۱۵ نمونه

ایزوتوپی، تنها از نمونه‌های چشمه تاپتاپان برای مطالعه‌های ایزوتوپی استفاده شد. نوع نمونه، ویژگی‌ها و مکان نمونه‌برداری در جدول ۱ ارائه شده است.

و پس از پودرشدن به آزمایشگاه تحقیقاتی ایزوتوپ‌های پایدار دانشگاه اراک ارسال شدند. گفتنی است به علت نزدیکی چشمه‌ها به یکدیگر و محدودیت در انجام تجزیه و تحلیل

جدول ۱- موقعیت نقاط نمونه‌برداری از تراورتن‌های منطقه آذرشهر

نوع نمونه	ارتفاع (متر)	شماره نمونه	مکان نمونه برداری
سنگ متراکم تراورتن	۱۴۳۰	T1	دهانه چشمه تاپتاپان
تراورتن نرم درحال تشکیل	۱۴۳۰	T4	مسیر آبراه چشمه تاپتاپان
توفا درحال تشکیل	۱۴۲۹	T6	مسیر آبراه چشمه تاپتاپان
تراورتن نرم درحال تشکیل	۱۴۲۹	T7	مسیر آبراه چشمه تاپتاپان
رسوبات غیرمتراکم قدیمی	۱۴۰۰	R1	اطراف چشمه قزل‌داغ
سنگ متراکم تراورتن	۱۴۰۰	Q1	دهانه چشمه قزل‌داغ
توفای قدیمی	۱۴۲۰	Q2	چشمه روی شکاف-پشته‌ای قزل‌داغ
سنگ قدیمی تراورتن	۱۴۷۰	M1	معدن تراورتن قزل‌داغ
سنگ متراکم تراورتن	۱۴۶۴	M4	معدن تراورتن قزل‌داغ
سنگ متراکم تراورتن	۱۴۶۵	M6	معدن تراورتن قزل‌داغ

شرح داده‌ها

ویژگی‌ها و مشاهده‌های صحرایی (رسوب‌شناسی و ریخت‌شناسی)

تراورتن‌ها و توفاهای اشکال متنوعی دارند و بر اساس معیارهای مختلفی رده‌بندی می‌شوند (Pedley 1990; Guo and Riding 1998; Capezzuoli et al. 2014). مهم‌ترین ویژگی‌هایی که رده‌بندی تراورتن‌ها بر مبنای آنها انجام می‌شود، عبارتند از: فرایند ته‌نشست، ژئوشیمی دی‌اکسیدکربن، فابریک و ریخت‌شناسی (Jones and Renaut 2010; Capezzuoli et al. 2014; Gandin and Capezzuoli 2014; Mancini et al. 2019b). برخلاف بیشتر رخساره‌های خشکی، تراورتن‌ها اغلب ماهیت ریخت‌شناسی سازنده (درحال تشکیل و ته‌نشست) دارند (Pentecost 2005). طبقه‌بندی‌های مختلفی بر اساس ریخت‌شناسی برای نام‌گذاری تراورتن‌ها پیشنهاد شده‌اند (Capezzuoli et al. 2014; Mancini et al. 2019b). پنتکاست (Pentecost 2005) تراورتن‌ها را بر اساس ریخت‌شناسی و محیط رسوبی به تراورتن‌های برجا (که خود به ۹ دسته تقسیم می‌شوند) و تراورتن‌های نابرجا تقسیم‌بندی کرده است. تراورتن‌های برجا به چشمه‌ها، رودها، دریاچه‌ها و مرداب‌ها

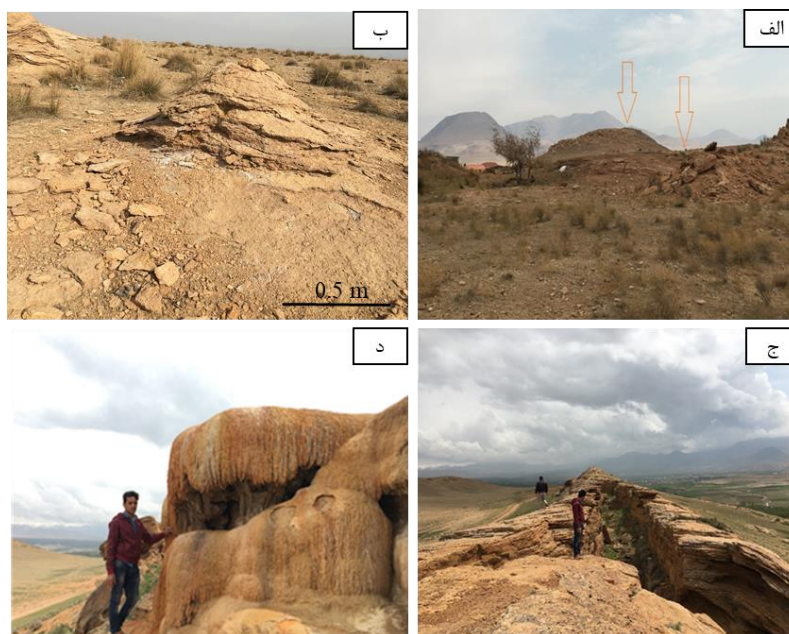
مرتبط و شامل تپه‌ها و مخروط‌ها (Mounds)، شکاف-پشته‌ای (Fissure-Ridges)، نهشته‌های آبشاری (Cascades)، نهشته‌های سدی (Dam)، لایه‌های جریانی با آنکوئید (Stream crust with oncoids)، نهشته‌های دریاچه‌ای (Lake crust with oncoids)، نهشته‌های مردابی (Paludal deposit) و رودایت‌های سیمانی‌شده (Cemented rudite) می‌شوند (Pentecost 2005). باتوجه به مشاهده‌های صحرایی انجام شده در منطقه آذرشهر، ریخت‌شناسی رایج در نهشته‌های تراورتنی آذرشهر از نوع برجا و شامل موارد زیر است: ۱. تپه‌ای (شکل ۳، الف) و مخروطی (شکل ۳، ب)؛ ۲. شکاف-پشته‌ای (شکل ۳، ج)؛ ۳. آبشاری (شکل ۳، د).

رسوبات تراورتن، لیتوفاسیس یا رخساره سنگی متفاوتی از خود نشان می‌دهند و در نتیجه، تفکیک می‌شوند (Capezzuoli et al. 2014; Gandin and Capezzuoli 2014). برای نمونه، اوزکول و همکاران (Özkul et al. 2002) تراورتن‌های دنیلی در ترکیه را به ۸ گروه تقسیم کردند: ۱. قشرهای متبلور (crystalline crust)؛ ۲. بوته‌ای (shrub)؛ ۳. آنکوئیدها (oncoids)؛ ۴. کلسیت شناور (calcite-raft)؛ ۵. حباب گاز پوشش‌داده شده (coated gas bubbles)؛ ۶. نی‌مانند (reed)؛ ۷.

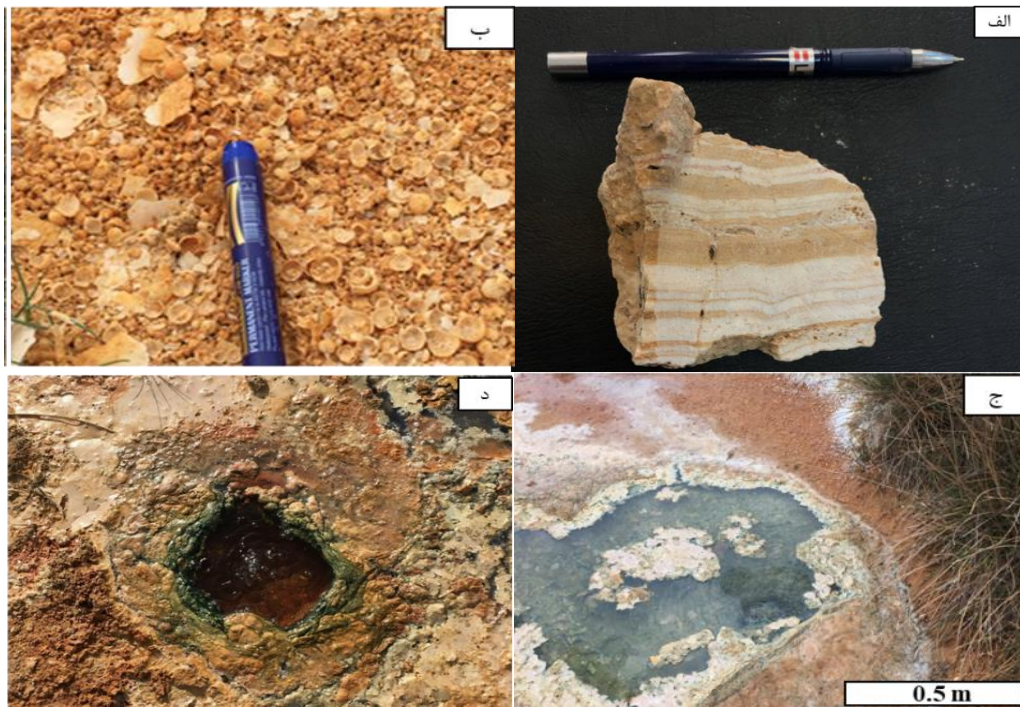
تشکیل می‌شود که در سطح آب، گاز CO₂ به سرعت خارج شود (شکل ۴، ج).

اغلب گیاهان نقش بسزایی در تشکیل تراورتن‌ها ایفا می‌کنند؛ بنابراین، این نهشته‌ها را می‌توان به دو رده خزه‌ای (moss) و جلبکی (algal) تقسیم کرد (Okumura et al. 2012; Claes et al. 2017). در میان جلبک‌ها، دیاتوم‌ها نخستین نوع شناخته‌شده در تراورتن‌ها هستند (Okumura et al. 2012)؛ در برخی از چشمه‌های تراورتن‌ساز آذرشهر، رشد جلبک‌ها در دهانه چشمه‌ها مشاهده شده است (شکل ۴، د). تصاویر SEM، وجود دو نوع جلبک تک‌سلولی مانند دیاتوم‌ها را در نمونه‌های رسوبات و سنگ‌های تراورتن منطقه اثبات کرد. در شکل ۵، الف دیاتوم نوع *Achnanthes minutissima* مشاهده می‌شود که در سطح رسوبات دهانه چشمه تاپتاپان یافت شده است. شکل ۵، ب نوع دیگر دیاتوم مشاهده شده در نمونه‌های پایین دست چشمه تاپتاپان را نشان می‌دهد که در مقایسه با نمونه‌های مشاهده شده در سایر تراورتن‌های جهانی متفاوت است.

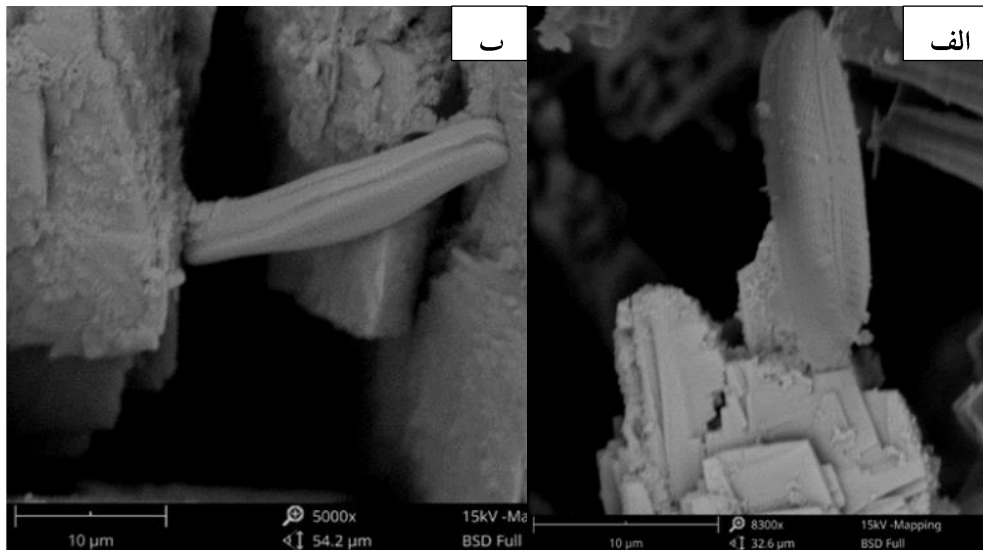
خاک قدیمه (palaeosol)؛ ۸. لجن کلسیتی (calcite mud)؛ بر این اساس، سه نوع لیتوفاسیس در تراورتن‌های آذرشهر شناسایی شد که عبارتند از: ۱. قشرهای متبلور؛ ۲. حباب گاز پوشش داده شده؛ ۳. کلسیت شناور روی آب. لیتوفاسیس قشرهای متبلور در تراورتن‌ها به طور معمول در نتیجه ته‌نشست سریع از جریان آب چشمه‌ها در بسترهای با شیب ملایم یا صاف، لبه‌ها و دیواره سدها، سطح پایین دیواره آبشارها و در شکاف-پشته‌ها و همچنین به شکل تناوبی از لایه‌های روشن و تیره‌رنگ در دهانه چشمه‌ها تشکیل می‌شود (Atabey 2002) (شکل ۴، الف). لیتوفاسیس حباب گاز پوشش داده شده در اثر فعالیت میکروبی یا به وسیله فشار دی‌اکسیدکربن یا بخار آب در حوضچه‌های رسوبی ایجاد می‌شود؛ این حباب‌ها صرف نظر از منشأ آنها، به واسطه ارتفاع ستون آب با کلسیت یا آراگونیت پوشش داده می‌شوند (شکل ۴، ب). ته‌نشست کانی‌ها در تراورتن‌ها همیشه به بستر سخت نیاز ندارد و گاهی کانی‌ها در سطح آب نیز ته‌نشست می‌یابند؛ ایجاد ورقه‌های نازک کلسیتی (paper thin raft) نمونه‌ای از این نوع رسوب‌گذاری است (Okumura et al. 2012) و زمانی



شکل ۳- الف. ریخت‌شناسی تپه‌ای با ارتفاع بیش از ۵۰ متر، ب. ریخت‌شناسی مخروطی در بالادست چشمه تاپتاپان با ارتفاع ۱/۵ متر، ج. ریخت‌شناسی شکاف-پشته‌ای با طول حدود ۱۳۰۰ متر در نهشته‌های قدیمی مجموعه فزل‌داغ، د. ریخت‌شناسی آبشاری در مجموعه فزل‌داغ



شکل ۴- الف. لیتوفاسیس قشر متبلور، ب. حباب‌های خارج شده از آب چشمه تاپتاپان، ج. کلسیت شناور روی آب چشمه کلوانق، د. جلبک موجود در دهانه چشمه تراورتن ساز پایین دست تاپتاپان



شکل ۵- الف. دیاتوم نوع *Achnanthes minutissima* در تراورتن‌های جدید دهانه چشمه تاپتاپان، ب. دیاتوم ناشناخته دیگر در تراورتن‌های نزدیک کانال چشمه تاپتاپان

داده‌های ژئوشیمی ترکیب عناصر اصلی

نتایج تجزیه و تحلیل ICP-MS روی نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر (جدول ۲) نشان دادند مقادیر کلسیم در نمونه‌های منطقه در محدوده ۴۸۰۰۰۰ تا ۵۵۰۰۰۰ پی‌پی‌ام (۴۸ تا ۵۵

درصد) و مقادیر منیزیم در محدوده ۷۴۳ تا ۷۲۲۶ پی‌پی‌ام (میانگین ۲۲۷۶ پی‌پی‌ام) متغیر است. میزان آهن در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه از ۳۵۲۷ تا ۳۸۲۵۱ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول‌های ۲ و ۳)؛ بیشترین مقدار آهن در نمونه تراورتن تشکیل شده در دهانه چشمه قول داغ (Q1) با میزان ۳۸۲۵۱

مورد مطالعه حدود ۰/۱ تا ۰/۵ پی‌پی‌ام و توریم حدود ۲/۱۲ تا ۲/۴۹ پی‌پی‌ام است (جدول ۳). بیشترین مقادیر اورانیم به نمونه M4 مربوط است (جدول ۳). مقادیر اورانیم و توریم نمونه‌های منطقه اکثراً کمتر از میانگین پوسته قاره‌ای و آهک‌های جهانی است (جدول ۳). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost 2005) برای اورانیم در تراورتن‌های ترموژن ۱ تا ۵۰۰ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متوژن ۰/۷ تا ۰/۴ پی‌پی‌ام است. مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost 2005) برای توریم در تراورتن‌های ترموژن ۰/۰۱ تا ۱/۱ و برای تراورتن‌های متوژن ۰/۱ تا ۰/۴ پی‌پی‌ام است (جدول ۳).

عناصر نادر خاکی

مقادیر غلظت REE مربوط به نمونه‌های منطقه آذرشهر در جدول ۳ ارائه شده است. شکل ۶، نمودار عنکبوتی مقادیر به‌هنجارشده عناصر نادر خاکی نمونه‌های منطقه نسبت به مقادیر کندریت (Sun and McDonoug 1989) را نشان می‌دهد. در این نمودار، نسبت زیاد LREE/HREE و همچنین آنومالی منفی در عنصر یوروپیم به‌طور واضح مشاهده می‌شود. نمونه‌های تراورتن آذرشهر مقادیر زیادی از REE دارند. غلظت REE در تراورتن‌های چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان متفاوت است.

بررسی نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های تراورتن آذرشهر

تجزیه $\delta^{18}\text{O}$ تراورتن‌ها اطلاعاتی درباره دمای ته‌نشست و منشأ آب‌ها ارائه می‌دهد (Hoefs 2004) و از تجزیه $\delta^{13}\text{C}$ می‌توان اطلاعاتی درباره منشأ کربن موجود در نهشته‌های تراورتن به دست آورد (Pentecost 2005; Beradi et al. 2016; Mancini et al. 2019a). نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های منطقه آذرشهر در جدول ۴ ارائه شده‌اند. چهار نمونه T-1، T-4، T-6 و T-7 تجزیه و تحلیل شده به نهشته‌های اطراف چشمه تاپتاپان و دو نمونه T-A-18 و T-A-20 به تراورتن‌های قدیمی معدن قزل‌داغ (برگرفته از Roshanak et al. 2017) مربوط می‌شوند. ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های عهد حاضر اطراف چشمه

پی‌پی‌ام مشاهده می‌شود. مقادیر منگنز نمونه‌های منطقه حدود ۱۰۳ تا ۵۴۱ پی‌پی‌ام است. غلظت میانگین سدیم و پتاسیم در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به ترتیب ۸۸۶ و ۶۴۷ پی‌پی‌ام و مشابه تراورتن‌های ترموژن Matlock Bath انگلستان (Pentecost 1993) است. مقادیر اندازه‌گیری شده سدیم و پتاسیم توسط پنتکاست (Pentecost 2005) به ترتیب برای تراورتن‌های ترموژن (۷ تا ۲۹۴۰ و ۸ تا ۵۵۰۰ پی‌پی‌ام) و برای تراورتن‌های متوژن (۲۰۰ تا ۱۳۰۰ و ۱۴۷ تا ۵۵۰۰ پی‌پی‌ام) است.

ترکیب عناصر فرعی و کمیاب

مقادیر استرانسیم در نمونه‌های منطقه از ۱۶۶ تا ۱۲۸۹ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول‌های ۲ و ۳). کمترین و بیشترین مقدار استرانسیم به ترتیب به نمونه‌های M4 و M6 معدن تراورتن قزل‌داغ مربوط است (جدول ۳). مقادیر گوگرد در نمونه‌های تراورتن آذرشهر از ۱۲۳ تا ۶۲۴۸ پی‌پی‌ام تغییر می‌کند (جدول ۲)؛ نمونه‌های تراورتن عهد حاضر تشکیل شده در اطراف چشمه‌های قزل‌داغ و تاپتاپان میانگین گوگرد بیشتری نسبت به نمونه‌های تراورتن قدیمه معدن قزل‌داغ دارند. مطالعه‌ها نشان می‌دهند تراورتن‌های نوع ترموژن ۱۰۰ تا ۲۰۰ پی‌پی‌ام فسفر دارند (Demovic et al. 1972; Pentecost 1993; Claes et al. 2019)؛ میانگین فسفر در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر ۱۱۲ پی‌پی‌ام و با تراورتن‌های ترموژن اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost 2005) مشابه است (جدول ۳). مقادیر کروم و کادمیم در نمونه‌های منطقه به ترتیب ۲ تا ۱۴ پی‌پی‌ام و ۱/۲ تا ۲۱/۱ پی‌پی‌ام است (جدول‌های ۲ و ۳). مقادیر اندازه‌گیری شده توسط پنتکاست (Pentecost 2005) برای کروم در تراورتن‌های ترموژن از ۱ تا ۱۴۶ پی‌پی‌ام و برای تراورتن‌های متوژن از ۱ تا ۱۱۷ پی‌پی‌ام متغیر است (جدول ۳). میانگین غلظت کادمیم در نمونه‌های منطقه (۶/۲۸ پی‌پی‌ام) بیشتر از آهک‌های جهانی (۰/۷ پی‌پی‌ام) و میانگین پوسته‌ای (۰/۱ پی‌پی‌ام) است (جدول ۳). بیشترین مقادیر کروم و کادمیم به نمونه دهانه چشمه قزل‌داغ Q-1 مربوط است. اورانیم در نمونه‌های تراورتن منطقه

یا ناشی از انتشار CO_2 حاصل از ولکانسیسم فعال باشد (Teboul et al. 2016; Beradi et al. 2016; Karaisaoglu and Orhan 2018) و مقادیر منفی $\delta^{18}\text{O}$ می‌تواند ناشی از اشباع زیاد باشد؛ علاوه‌براین، ایزوتوپ‌های سبک موجود در آب ($\delta^{12}\text{C}$ و $\delta^{16}\text{O}$) ممکن است از طریق فعالیت‌های زیستی و فتوسنتز از سیستم خارج شوند که این امر به غنی‌شدگی $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ در آب و کربنات‌ها منجر می‌شود (Kele et al. 2008; Karaisaoglu and Orhan 2018).

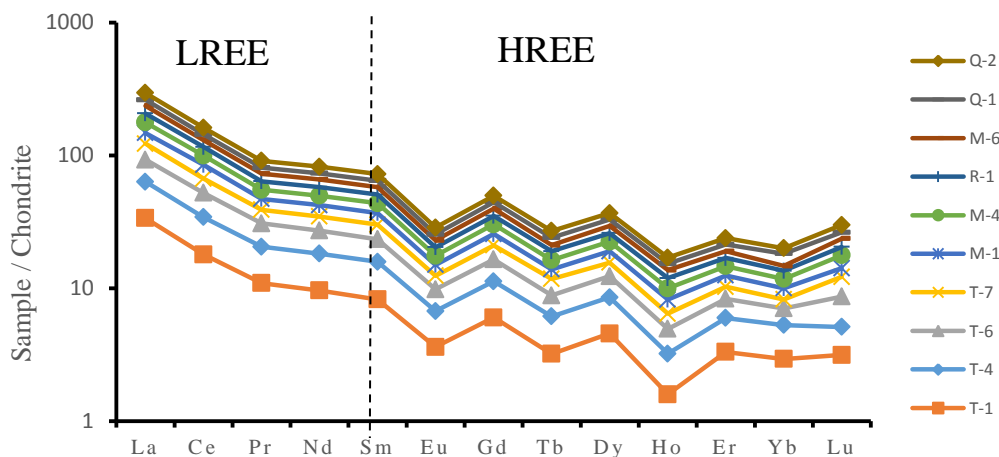
تاپتاپان و تراورتن‌های قدیمی مربوط به معدن قزل‌داغ تفاوت چندانی نشان نمی‌دهند (جدول ۴). دامنه تغییرات ایزوتوپ اکسیژن ($\delta^{18}\text{O}(\text{PDB})$) نمونه‌های بررسی‌شده از منفی ۷/۶۶ تا منفی ۹/۷۲ پرمیل است؛ همچنین تغییرات مقادیر ایزوتوپ کربن ($\delta^{13}\text{C}(\text{PDB})$) نمونه‌ها، دامنه‌ای از مثبت ۱۰/۰۱ تا مثبت ۱۱/۹۵ پرمیل دارد که نشان می‌دهد این نمونه‌ها از نظر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شده‌اند. مقادیر زیاد $\delta^{13}\text{C}$ می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط سیال با منشأ عمیق CO_2 مرتبط با کربن‌زدایی کربنات‌ها، ناشی از فرایندهای حرارتی، ماگمایی و دگرگونی

جدول ۲- غلظت عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و عناصر نادر خاکی نمونه‌های تراورتنی منطقه آذرشهر (غلظت بر حسب پی‌پی‌ام). (Cal: calcite; Arg: aragonite; Q: quartz)

Sample	T1	T4	T6	T7	M1	M4	M6	R1	Q1	Q2	
	mineral	Cal, Arg, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Q	Cal, Arg, Q	Cal, Arg, Q	
Major Elements	Ca	550000	540000	520000	500000	480000	490000	490000	530000	520000	530000
	Si	24150	23200	22000	21500	3258	3547	3215	14025	16028	15214
	Al	2804	2128	2343	316	301	256	661	1023	432	3090
	Mg	2178	1835	3101	1732	743	959	1026	2075	1891	7226
	K	487	220	558	100	100	100	100	100	100	1325
	Na	959	875	1211	547	100	276	123	267	1053	2663
	Fe	23642	21731	5788	5179	14025	3527	4554	10580	38251	9088
	Mn	312	378	247	305	541	103	153	190	253	186
Trace and Minor Elements	S	6248	5409	5127	5595	214	413	123	1530	5987	4757
	P	245	130	89	53	61	60	59	172	71	186
	Sr	513	418	432	439	318	1289	166	432	600	550
	Ba	68.0	53.0	43.0	31.0	19.0	19.0	19.0	29.0	46.0	41.0
	Be	7.30	5.30	1.60	1.80	5.40	2.90	1.40	1.60	6.60	1.50
	Ti	144	85	112	8.00	7.00	7.00	29.00	42.00	8.00	142
	Ni	6.00	6.00	9.00	4.00	4.00	2.00	3.00	7.00	4.00	10.00
	Zn	69.00	52.00	22.00	26.00	33.00	22.00	8.00	38.00	83.00	30.00
	Pb	2.00	3.00	2.00	0.90	0.80	2.00	2.00	0.80	3.00	2.00
	Cu	5.00	14.0	18.00	4.00	3.00	5.00	8.00	5.00	2.00	6.00
	Cr	13.00	7.00	5.00	4.00	4.00	2.00	4.00	8.00	14.00	11.00
	Cd	10.40	9.90	2.80	2.80	1.20	2.10	3.60	5.70	21.10	3.20
	U	0.30	0.30	0.30	0.30	0.20	0.50	0.20	0.20	0.10	0.20
	Th	2.49	2.31	2.29	2.13	2.14	2.12	2.18	2.22	2.15	2.40
Rare Earth Elements	La	8.00	7.00	7.00	7.00	6.00	7.00	7.00	7.00	6.00	8.00
	Ce	11.0	10.0	11.0	9.00	11.0	9.00	9.00	10.0	8.00	11.0
	Pr	1.04	0.91	0.97	0.78	0.77	0.77	0.83	0.83	0.78	0.96
	Nd	4.50	4.00	4.20	3.50	3.50	3.50	3.70	3.80	3.50	4.20
	Sm	1.26	1.16	1.16	1.03	1.03	1.03	1.08	1.08	1.04	1.18
	Eu	0.21	0.18	0.18	0.15	0.15	0.15	0.15	0.16	0.15	0.18
	Gd	1.24	1.08	1.07	0.93	0.95	0.95	0.98	0.99	0.95	1.07
	Tb	0.12	0.11	0.10	0.11	0.08	0.09	0.08	0.10	0.11	0.11
	Dy	1.16	1.01	0.96	0.83	0.87	0.87	0.87	0.9	0.89	0.98
	Ho	0.09	0.09	0.09	0.08	0.10	0.10	0.09	0.11	0.09	0.09
	Er	0.55	0.44	0.39	0.32	0.37	0.36	0.34	0.37	0.39	0.42
	Yb	0.50	0.40	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.30	0.60	0.30
	Lu	0.08	0.05	0.09	0.09	0.05	0.09	0.08	0.07	0.07	0.09

جدول ۳- مقادیر کمیته، بیشینه و میانگین برخی از عناصر اندازه‌گیری شده در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به همراه مقادیر این عناصر در پوسته قاره‌ای، آهک‌های جهانی و محدوده تراورتن‌های ترموزن (T) و متوزن (M) دنیا

Sample	Min	Max	Mean	Continental Crust (Wedepohl 1995)	Average Limestone (Turekian and Wedepohl 1961)	M (Pentecost 2005)	T (Pentecost 2005)
Major Elements	Ca	480000	550000	520000	42400	-	-
	Si	3215	24150	18500	277000	24000	140-22000
	Al	256	3090	1335	82000	8500	100-15000
	Mg	743	7226	2276	23300	47000	60-35000
	K	220	1325	647	20900	2700	8-5500
	Na	123	2663	886	23600	400	200-1300
	Fe	3527	38251	13636	56300	3800	46-4000
	Mn	103	541	266	950	1100	5-1600
Trace and Minor Elements	S	123	6248	3540	350	1200	240-14000
	P	53.00	245	112	1050	400	8-950
	Sr	166.0	1289	370	370	610	9-2930
	Ba	19.00	68.00	36.00	425	10.00	2-10000
	Be	1.40	7.30	4.20	2.60	-	0.05-1.2
	Ti	5.00	144.0	58.00	5600	400	30-2730
	Ni	2.00	10.00	5.50	20.00	12.50	4-116
	Zn	8.00	83.00	38.00	70.00	17.50	4-680
	Pb	0.80	3.00	6.50	15.00	6.50	2-31
	Cu	2.00	18.00	7.00	55.00	6.00	0.5-192
	Cr	2.00	14.00	7.20	102.0	10.50	1-117
	Cd	1.20	21.10	6.28	0.10	0.70	-
	U	0.10	0.50	0.26	2.70	2.30	0.4-0.7
	Th	2.12	2.49	2.20	9.60	1.70	0.1-0.4



شکل ۶- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر به‌هنجارشده با مقادیر کندریت (Sun and McDonoug 1989)

جدول ۴- نتایج تجزیه ایزوتوپی تراورتن‌های آذرشهر

Sample	$\delta^{13}\text{C}\text{‰(PDB)}$	$\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰(PDB)}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰(SMOW)}$
T-1	+11.80	3.66	-8.80	19.39
T-6	+11.95	3.84	-8.74	19.47
T-4	+10.01	1.51	-9.72	18.19
T-7	+11.14	2.87	-9.09	19.01
T-A-18 (Roshanak et al. 2017)	+11.42	3.20	-8/02	22.59
T-A-20 (Roshanak et al. 2017)	+10.02	1.52	-7/66	23.03

بحث

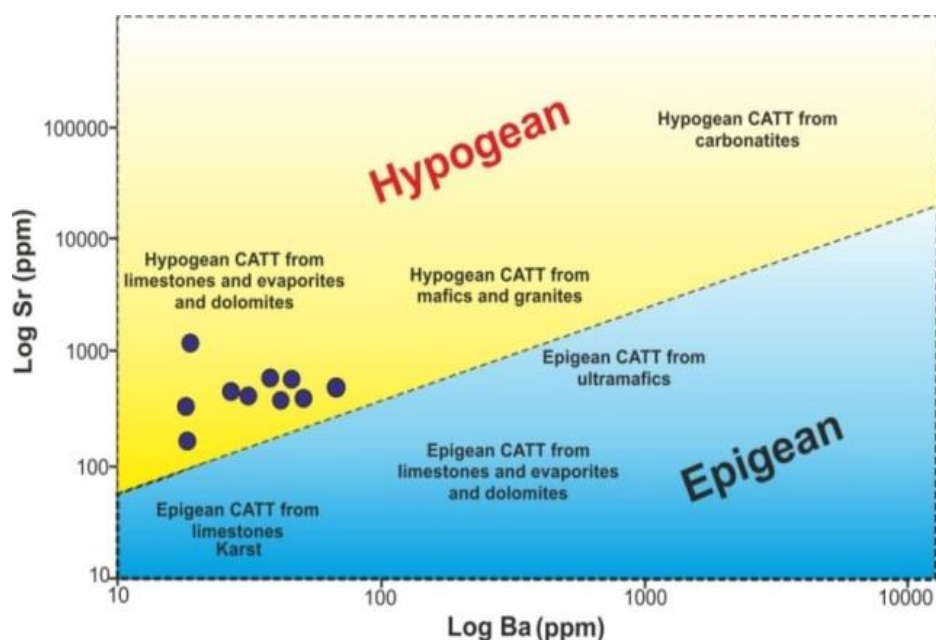
بررسی تأثیر سنگ منشأ و رژیم هیدرولیکی بر ترکیب عنصری تراورتن‌های منطقه آذرشهر

عناصر موجود در کلسیت و آراگونیت در نهشته‌های تراورتن و تופا که در ادامه به شکل (CATT) آورده می‌شوند ممکن است از دگرسانی انواع مختلفی از سنگ‌های منشأ در ارتباط با سیستم‌های هیدرولوژیکی هیدروترمال و درون‌زاد (Hypogean) یا ترموزن و یا سیستم‌های هیدرولوژیکی غیرهیدروترمال و برون‌زاد (Epigean) یا متوزن منشأ بگیرند (Teboul et al. 2016; Mohammadi et al. 2018; Claes et al. 2019). عنصر آهن و منگنز در نمونه‌های مورد مطالعه همبستگی منفی نشان می‌دهند. معمولاً آب‌های زیرزمینی و متئوریک هنگام عبور از واحدهای سنگی منطقه، مواد محلول (از جمله آهن) را با خود حمل و در سطح به سبب تغییرات pH و Eh به همراه کربنات کلسیم و به شکل ناخالصی ته‌نشین می‌کنند. در مواردی که تراورتن با مواد آلی تجمع یافته است؛ ترکیبات آهن سه‌ظرفیتی پس از احیاشدن می‌توانند در خلال دیاژنز وارد شبکه کلسیت شوند (Minissale et al. 2002; Pentecost 2005; Claes et al. 2019). کم‌بودن مقادیر منگنز در تراورتن‌ها نشان‌دهنده سرعت زیاد رسوب‌گذاری در منطقه است (Özkul et al. 2014; Claes et al. 2019). کابوی و همکاران (Caboï et al. 1991) نشان داده‌اند در تراورتن‌ها، به‌طور کلی منگنز با کلسیت و آهن با کانی‌های آواری مرتبط است و منشأ متفاوت این دو عنصر، دلیلی بر همبستگی منفی آنهاست. باتوجه به مقادیر عناصر فرعی در تراورتن‌ها می‌توان تا حدی ترموزن یا متوزن بودن آنها را مشخص کرد. در تراورتن‌ها، از نمودار استرانسیم در برابر باریم برای تشخیص رژیم هیدرولیکی و گروه‌های سنگ منشأ مختلف استفاده می‌شود (Teboul et al. 2016; Asta et al. 2017; Claes et al. 2019). برای نمونه، گروه سنگ‌های آهکی، تبخیری‌ها و دولومیت‌ها معمولاً مقادیر باریم کم (کمتر از ۱۰۰ پی‌پی‌ام) و استرانسیم زیاد (بیشتر از ۴۰۰ پی‌پی‌ام) دارند. سنگ‌های با منشأ گرانیتی و مافیک مقادیر باریم ۱۵ تا ۹۳۰ پی‌پی‌ام و استرانسیم بیش از

۲۰۰ پی‌پی‌ام دارند. مقادیر باریم و استرانسیم در CATT مربوط به سیستم‌های برون‌زاد بسیار کم و به ترتیب کمتر از ۸۰ و ۱۰۰ پی‌پی‌ام است. باتوجه به اینکه مقادیر باریم و استرانسیم در نمونه‌های تراورتن آذرشهر به ترتیب در محدوده ۱۹ تا ۶۸ و ۱۶۶ تا ۱۲۸۹ پی‌پی‌ام است (جدول‌های ۲ و ۳)، این نمونه‌ها در نمودار باریم در برابر استرانسیم در محدوده CATT درون‌زاد با منشأ سنگ‌آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار می‌گیرند (شکل ۷). عموماً مقادیر استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت، افزایش و با افزایش میزان کلسیت، کاهش می‌یابد (Rao and Adabi 1992; Minissale et al. 2002; D'Alessandro et al. 2007). زیادبودن غلظت استرانسیم و ترکیب کانی‌شناسی آراگونیتی نمونه‌ها باتوجه به نتایج XRD و ICP-MS (جدول ۲) در نمونه‌های مربوط به چشمه تاپتاپان و قزل‌داغ تأییدکننده این موضوع است؛ به‌طوری‌که نمونه M4 که از معادن قدیمی تراورتن قزل‌داغ گرفته شده است، بر اساس نتایج XRD بیش از ۱۵ درصد آراگونیت دارد و بیشترین مقدار استرانسیم را بین نمونه‌ها به خود نسبت داده است. تبدیل آراگونیت به کلسیت در اثر چرخش آب‌های متئوریک به‌ویژه در اعماق ممکن است سبب مقادیر کم استرانسیم در بیشتر نمونه‌ها شده باشد (Barbieri et al. 1979; Minissale et al. 2002; Pentecost 2005). یکی دیگر از عناصر مهمی که می‌توان برای تفکیک سنگ منشأ تراورتن‌ها استفاده کرد، عنصر بریلیم است (Claes et al. 2019)؛ این عنصر تا حدودی از سنگ‌های با منشأ گرانیتی حاصل (Teboul et al. 2016) و مقادیر آن در نمونه‌های CATT با منشأ گرانیتی Chaine des puys فرانسه در محدوده ۳۱ تا ۵۹۶ پی‌پی‌ام گزارش شده است (Teboul et al. 2016) (شکل ۸)؛ علاوه بر این، محتوای بریلیم در نمونه‌های منطقه Limagne فرانسه کمتر از منطقه Chaine des puys و در محدوده ۶ تا ۳۸ پی‌پی‌ام متغیر است (شکل ۸). در نمونه‌های با منشأ غیرگرانیتی، معمولاً محتوای بریلیم (حد تشخیص) به‌طور سیستماتیک کم است؛ بنابراین، استفاده از بریلیم برای تفکیک

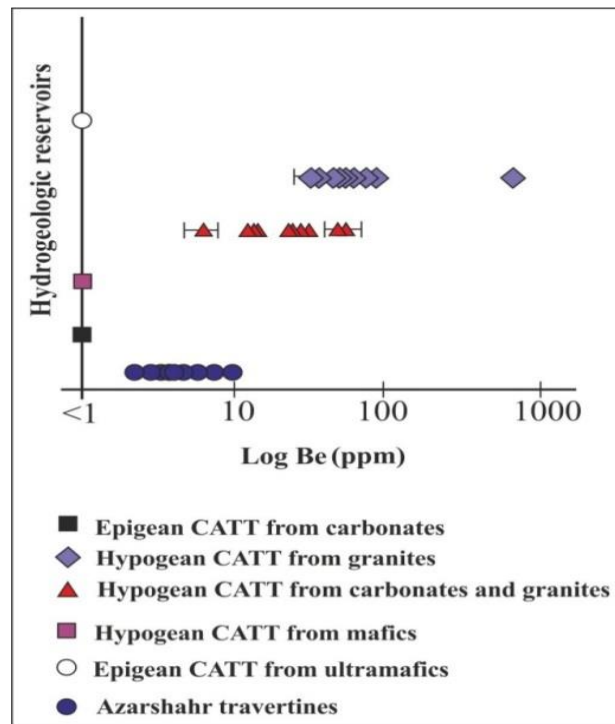
درب‌گیرنده آن را نشان می‌دهند. نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان (T1، T4، T6 و T7) مقادیر REE کمتری دارند (شکل ۶) که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب این چشمه با سنگ منشأ و صعود سریع آن به سطح زمین نسبت به چشمه قزل‌داغ است. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت تراورتن‌های چشمه تاپتاپان از آب‌های نابالغ و جوان‌تر در نزدیک منطقه تغذیه ته‌نشین می‌شوند، ولی نهشته‌های تراورتن چشمه قزل‌داغ از آب‌های هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بیشتر رسوب می‌کنند.

CATT با منشأ مختلف منطقی به نظر می‌رسد (Teboul et al. 2016). نمونه‌های تراورتن آذرشهر مقادیر بریلیم در محدوده ۱ تا ۷ پی‌پی‌ام دارند که مشابه مقادیر این عنصر در نمونه‌های با منشأ کربنات‌های درون‌زاد است (شکل ۸). از ویژگی‌های عناصر نادر خاکی می‌توان برای بررسی واکنش آب-سنگ در چشمه‌های تراورتن‌ساز استفاده کرد. مطالعه‌های اویسال و همکاران (Uysal et al. 2007) در تراورتن پاموکاله ترکیه نشان داده است غلظت REE در این نهشته‌ها در مقایسه با سنگ منشأ‌های دگرگونی و کربناته دارای الگوهای REE بسیار کمی است که واکنش شیمیایی کمتر سیال هیدروترمال با سنگ



شکل ۷- نمودار نمایی باریم (پی‌پی‌ام) در برابر استرانسیم (پی‌پی‌ام) برای CATT از منشأ‌های مختلف؛ موقعیت نمونه‌های آذرشهر با علامت ستاره روی این نمودار مشخص شده است (با تغییرات

از (Teboul et al. 2016)



شکل ۸- نمودار نمایی بریلیم بر حسب پی‌پی‌ام با توجه به رژیم هیدرولوژیکی در نمونه‌های تراورتن و توفای منشأهای مختلف و نمونه‌های منطقه آذرشهر (با تغییرات از Teboul et al. 2016).

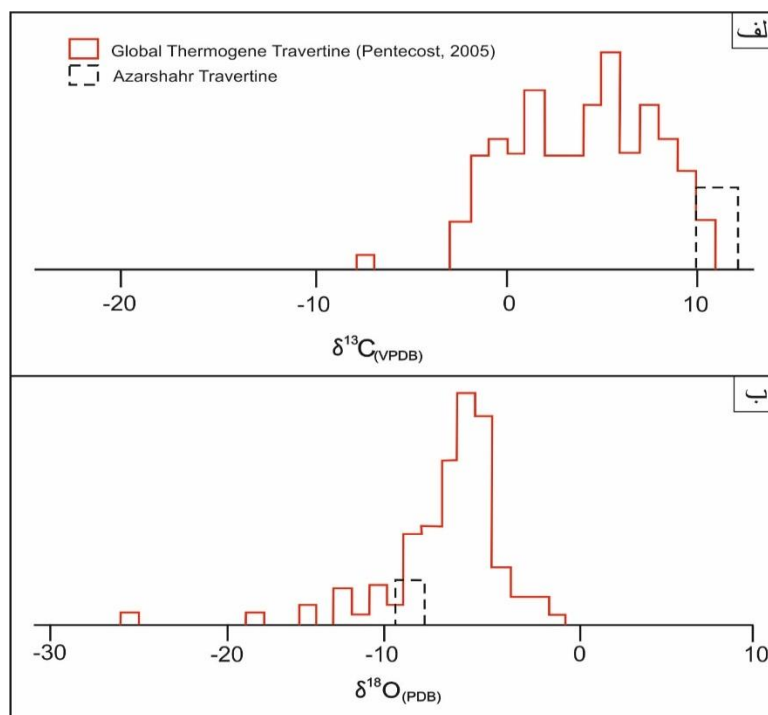
به این ترتیب که معمولاً میزان $\delta^{13}\text{C}$ آنها در محدوده منفی ۳ تا مثبت ۸ پرمیل است (Pentecost 2005). ایزوتوپ کربن $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) تراورتن‌های منطقه آذرشهر مقادیر مثبتی از مثبت ۱۰/۰۱۲ تا مثبت ۱۱/۹۵۸ پرمیل را نشان می‌دهد که شاهدی بر ترموزن بودن این نهشته‌هاست (جدول ۴). تراورتن‌های ترموزن توزیع محلی بیشتری نسبت به نهشته‌های متوزن دارند و بعضاً با مناطق آتشفشانی و فعالیت‌های تکتونیکی همراهند (D'Alessandro et al. 2007; Borgi et al. 2014; Karaisaoglu and Orhan 2018; Rodríguez-Berriguete and Alonso-Zarza 2019). مطالعه‌های زمین‌ساختی منطقه توسط تقی‌پور و محجل (Taghipour and Mohajjel 2013) نشان می‌دهند فعالیت‌های تکتونیکی و آتشفشانی در مجاورت پشته‌های تراورتن در تشکیل سیالات انحلال‌دهنده نهشته‌های کربناته منطقه با سن ژوراسیک و کرتاسه نقش اساسی داشته‌اند؛ همچنین نرخ رسوب‌گذاری زیاد، محلول اولیه با درجه حرارت زیاد و گاززدایی سریع نیز می‌تواند با

رده‌بندی تراورتن‌های منطقه آذرشهر بر اساس ژئوشیمی ایزوتوپی و تعیین منشأ دی‌اکسیدکربن

تراورتن‌ها را از نظر ژئوشیمی دی‌اکسیدکربن به دو رده ترموزن و متوزن تقسیم می‌کنند (Pentecost 2005; Beradi et al. 2016; Mancini et al. 2019a). تراورتن‌های متوزن، تراورتن‌هایی‌اند که از طریق واکنش CO_2 اتمسفری با آب‌های زیرزمینی فوق‌بازی تشکیل می‌شوند؛ این تراورتن‌ها معمولاً نرم و دارای تخلخل بسیار زیادند، محتوای مواد زیستی آنها زیاد است و ترکیب کربن $\delta^{13}\text{C}$ (VPDB) آنها، محدوده‌ای از منفی ۱۱ تا صفر پرمیل را نشان می‌دهد. تشکیل تراورتن‌های متوزن عموماً با عوامل آب‌وهوایی مرتبط است (Kele et al. 2008)؛ درحالی‌که تراورتن‌های ترموزن، تراورتن‌هایی‌اند که معمولاً حاوی برخی حامل‌های جوی‌اند، اما حجم عمده دی‌اکسیدکربن آنها از فرایندهای حرارتی درون زمین یا حتی زیر پوسته زمین منشأ می‌گیرد و غنی از $\delta^{13}\text{C}$ هستند؛

در محدوده منفی ۷/۶۶ تا منفی ۹/۷۲ پرمیل متغیر است؛ این دامنه از تغییرات بیان‌کننده نوع خاصی از کربنات‌هاست و یک سری هم‌پوشانی میان کربنات‌ها وجود دارد؛ بنابراین، تفسیر داده‌های ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ دشوارتر از داده‌های ایزوتوپ $\delta^{13}\text{C}$ کربنات‌هاست؛ از عوامل مؤثر در این امر می‌توان به تبادل اکسیژن موجود در ساختار کانی‌های کربناته با اکسیژن موجود در مولکول آب و همچنین فرایند دیاژنز اشاره کرد (Pentecost 2005; Claes et al. 2019). همچنین تجزیه ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بیان‌کننده اطلاعات درباره منشأ آب است؛ برای نمونه، آب‌های ژرف حوضه‌ای معمولاً ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ حدود منفی ۸ تا منفی ۵ پرمیل دارند (Hoefs 2004).

فعالیت‌های آتشفشانی و تکتونیکی گذشته یا حال حاضر مرتبط باشد؛ از این رو، رده‌بندی تراورتن‌های آذرشهر در گروه ترموزن منطقی به نظر می‌رسد. در شکل ۹، دامنه تغییرات نمونه‌های مورد مطالعه با نمودار توزیع $\delta^{13}\text{C}(\text{VPDB})$ تراورتن‌ها و سایر کربنات‌های آب شیرین که پنتکاست (Pentecost 2005) ارائه کرده، مقایسه شده است. باتوجه به شکل ۹، مشاهده می‌شود دامنه تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های منطقه آذرشهر هم‌پوشانی مشخصی با تراورتن‌های ترموزن جهانی دارند. آب چشمه‌های رسوب‌دهنده تراورتن‌های ترموزن اساساً گرم و حمل‌کننده گاز CO_2 ناشی از واکنش بین سیالات غنی از CO_2 و سنگ میزبان است (Karaisaoglu and Orhan 2018). مقادیر ایزوتوپ $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های منطقه آذرشهر



شکل ۹- نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ (الف) و $\delta^{18}\text{O}$ (ب) تراورتن‌های ترموزن جهانی در مقایسه با منطقه آذرشهر (Pentecost 2005)

دی‌اکسیدکربن می‌تواند از منابع گوناگونی از جمله فرایند کربن‌زدایی گوشته، هیدرولیز و اکسیداسیون کربن احیایی مشتق شده باشد (Pentecost 2005; Beradi et al. 2016). در این

یکی از روش‌هایی که بر اساس آن می‌توان نوع نهشته‌های تراورتن را مشخص کرد، تعیین منشأ دی‌اکسیدکربن با استفاده از داده‌های ایزوتوپی است؛ زیرا

می‌توان مشخص کرد مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در تراورتن‌های منطقه نسبت به مقدار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ اولیه مشتق‌شده از منشأهای آذرین نسبتاً افزایش نشان می‌دهند؛ افزایش مقدار CO_2 اولیه می‌تواند از واکنش‌های کربن‌زدایی سنگ‌های کربناته ناشی شده باشد (Hoefs 2004). بر اساس نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ می‌توان به بررسی منشأ CO_2 پرداخت (شکل ۱۰) (Milivojevic and Martinovic 2003). بر اساس نمودار مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ ، نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده سنگ‌های کربناته هیدرولیزشده قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ حاصل از تجزیه حرارتی سنگ‌های کربناته است (شکل ۱۰). مقادیر زیاد $\delta^{13}\text{C}$ در سیستم‌های مختلف هیدروترمال دمای زیاد احتمالاً از جذب دی‌اکسیدکربن از فرایندهای جذب ماگمایی یا از تجزیه سنگ‌های آهکی ناشی می‌شود (Milivojevic and Martinovic 2003).

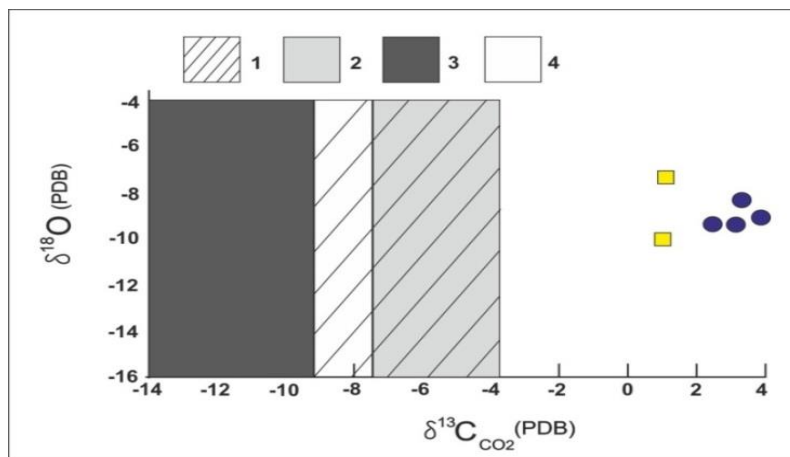
بخش، به‌منظور تعیین منشأ دی‌اکسیدکربن از رابطه ۲ (Panichi and Tongiorgi 1976) استفاده شد:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \delta^{13}\text{C}(\text{Travertine}) - 10.5 \quad (2)$$

در این رابطه، با استفاده از $\delta^{13}\text{C}$ اندازه‌گیری‌شده در سنگ تراورتن می‌توان مقدار $\delta^{13}\text{C}$ دی‌اکسیدکربن آزادشده از آب را در زمان ته‌نشست تراورتن تعیین کرد. نمونه‌هایی که نزدیک به دهانه چشمه قرار دارند، برای تعیین منشأ به این روش مناسب‌ترند (Kele et al. 2008). در اینجا، از نمونه T1 برداشته‌شده از دهانه چشمه تاپتاپان استفاده شد:

$$\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) = 1.2 \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2) - 10.5 = 3.66 \text{‰}$$

مقدار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ برای نمونه T-1، ۳/۶۶ پرمیل به دست آمد و برای سایر نمونه‌ها نیز در جدول ۴ ارائه شده است. بر اساس مقادیر $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ به‌دست‌آمده از نمونه‌های منطقه و با توجه به اینکه معمولاً دی‌اکسیدکربن حاصل از منابع ماگمایی دارای مقادیر بسیار کم $\delta^{13}\text{C}$ (حدود منفی ۷ تا منفی ۴ پرمیل) است (Hoefs 2004; Teboul et al. 2016; Claes et al. 2019)،



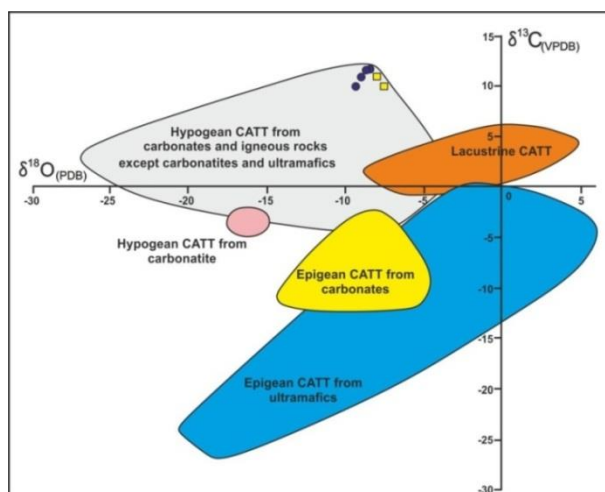
شکل ۱۰- نمودار $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ (Milivojevic 2003)؛ ۱. CO_2 ماگماتیک-اندوژنیک (Fournier 1989)؛ ۲. CO_2 ماگماتیک-اندوژنیک (Blavoux et al. 1982)؛ ۳. CO_2 آلی و ارگانیک، ۴. CO_2 تولیدشده به‌وسیله هیدرولیز سنگ‌های کربناته

دریاچه‌ای از سنگ منشأهای مختلف؛ ۳. CATT برون‌زاد (متئوزن) از سنگ منشأ اولترامافیک؛ ۴. CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ‌های منشأ کربناتیت؛ ۵. CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ منشأ کربناته یا آذرین (به‌جز کربناتیت و

در شکل ۱۱ به‌منظور نشان‌دادن تأثیر احتمالی سنگ‌شناسی سنگ منشأ بر روند تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ ، پنج نوع سنگ‌شناسی سنگ منشأهای مختلف مشخص شده است: ۱. CATT برون‌زاد (متئوزن) از سنگ منشأ کربناته، ۲. CATT

کنترل می‌کنند. در نهایت، مطالعه‌های متعدد نشان داده‌اند به‌علت افزایش سریع دی‌اکسیدکربن در آب و افزایش میزان رسوب‌گذاری کلسیت، تعادل ایزوتوپی به‌ندرت به دست می‌آید و از تعادل کامل ایزوتوپی بین CO_3^{2-} و H_2O جلوگیری می‌کند (Friedman 1970; Fouke et al. 2000; Kele et al. 2008). این مسئله به‌ویژه برای تراورتن‌های متوژن در نزدیک دهانه چشمه صادق است (Kele et al. 2008). بر اساس مطالعه‌های والی و همکاران (Valley et al. 1986)، مقادیر نسبتاً زیاد $\delta^{13}\text{C}$ به شرکت CO_2 غنی از ایزوتوپ کربن ۱۳ طی انحلال سنگ‌های کربناته میزبان نسبت داده می‌شود؛ از سوی دیگر، این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از تفریق غیرتعادلی طی گاززدایی سریع CO_2 حل‌شده (غنی از $\delta^{13}\text{C}$) باشد (Uysal et al. 2009). با توجه به اینکه مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی زیادی در نمونه‌های منطقه آذرشهر نشان می‌دهند، گاززدایی سریع به‌تنهایی نمی‌تواند مسئول این غنی‌شدگی باشد؛ فعالیت فتوسنتزی ریزموجودات در تراورتن‌ها می‌تواند ترکیب ایزوتوپی آنها را تغییر دهد و موجب غنی‌شدگی ایزوتوپ کربن شود (Guo and Riding 1998).

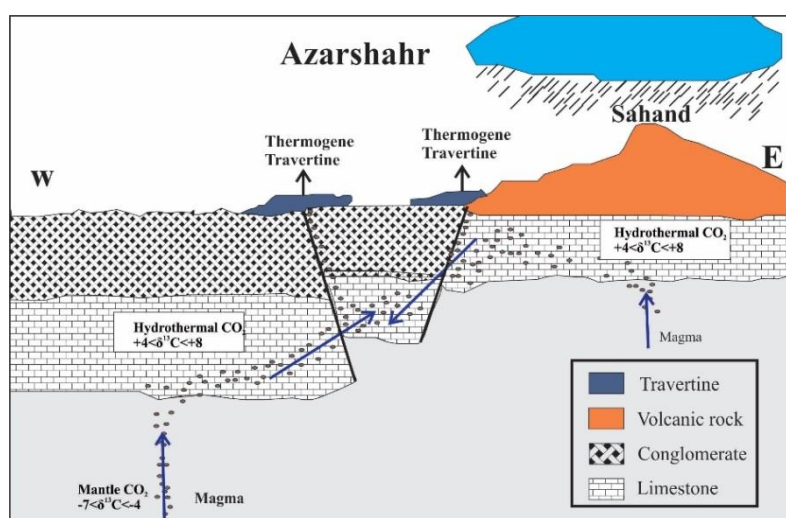
اولترامافیک (Teboul et al. 2016). بر اساس مطالعه‌های پنتکاست (Pentecost 2005)، CATT درون‌زاد (ترموژن) و برون‌زاد (متوژن) به‌آسانی و با استفاده از روند تغییرات $\delta^{13}\text{C}$ تفکیک می‌شوند؛ به‌طوری‌که CATT درون‌زاد (ترموژن) مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بیشتر از منفی ۴ پرمیل دارد (Teboul et al. 2016)؛ مقادیر زیاد $\delta^{13}\text{C}$ در CATT (بیشتر از ۴ پرمیل) نشان‌دهنده منابع کربن غیرخاکی است. نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده CATT درون‌زاد (ترموژن) از سنگ منشأ کربناته یا آذرین (به‌جز کربناتیت و اولترامافیک) قرار می‌گیرند. میانگین مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ در نمونه‌های منطقه آذرشهر ۱۱ پرمیل است که غنی‌شدگی زیاد ایزوتوپ کربن ۱۳ را نشان می‌دهد. در بیشتر موارد، منشأ CO_2 مرتبط با کربن‌زدایی سنگ‌های کربناته، تبادل آب و سنگ با سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های آذرین درونی یا ولکانیسم فعال است (Teboul et al. 2016; Ibrahim et al. 2017). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ چنانچه تعادل ایزوتوپی اتفاق افتاده باشد، دمای آب و $\delta^{18}\text{O}$ آب والد را در زمان تشکیل CATT منعکس می‌کنند (Friedman and Oneil 1977). ویژگی‌های آب‌وهوایی و جغرافیایی از عوامل فرعی مؤثر در مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ هستند؛ زیرا آنها مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ بارش محلی را



شکل ۱۱- نمودار $\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB) و $\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB) برای تراورتن و توفاهای کلسیتی- آراگونیتی (CATT) در نمونه‌های مناطق مختلف دنیا و از منشأهای مختلف. موقعیت نمونه‌های آذرشهر با علامت دایره (مطالعه حاضر) و مربع (Roshanak et al. 2017) مشخص شده است.

داده است. این سیالات، CO_2 حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته با ایزوتوپ کربن ۱۳ بین مثبت ۴ تا مثبت ۸ پرمیل را با خود حمل می‌کنند و به شکل چشمه‌های آب گرم در سطح زمین ظاهر می‌شوند و در نهایت، در اثر خروج سریع CO_2 و فعالیت‌های زیستی به شکل تراورتن رسوب می‌کنند (شکل ۱۲).

بر اساس نتایج ایزوتوپی به دست آمده، سازوکار احتمالی تشکیل تراورتن‌های آذرشهر را می‌توان به این شکل توضیح داد که سیالات گرمایی ابتدا گاز CO_2 منشأگرفته از ماگما با مقادیر ایزوتوپ کربن ۱۳ حدود منفی ۷ تا منفی ۴ پرمیل را با خود حمل کرده‌اند و هنگام حرکت به سطح زمین، در اثر برخورد با سنگ‌های کربناته واکنش داده‌اند و کربن‌زدایی رخ



شکل ۱۲- مدل شماتیک ترسیم‌شده برای تکامل تراورتن‌های منطقه آذرشهر

نتیجه

مقادیر استرانسیم زیاد و باریم کم در نمودار باریم در برابر استرانسیم در محدوده CATT درون‌زاد با منشأ سنگ‌آهک، تبخیری‌ها و دولومیت قرار می‌گیرند. مقادیر زیاد باریم در نمونه‌های تراورتن دهانه چشمه قزل‌داغ و تاپتاپان (Q-1 و T-1) احتمالاً در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی موجود در منطقه است. در تفکیک سنگ منشأ با استفاده از مقادیر بریلیم نیز مشخص شد مقدار بریلیم تراورتن‌های آذرشهر مشابه مقادیر این عنصر در نمونه‌های با منشأ کربناته‌های درون‌زاد است. نمونه‌های تراورتن آذرشهر از نظر مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ غنی‌شدگی و از نظر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ بسیار زیاد احتمالاً در ارتباط با گاززدایی سریع CO_2 ، منشأ ماگمایی و فعالیت فتوسنتزی ریزموجودات است. با توجه به مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ ، نرخ رسوب‌گذاری و محلول اولیه با درجه‌حرارت زیاد، تراورتن‌های منطقه آذرشهر در رده

باتوجه به مطالعه‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی انجام‌شده روی تراورتن‌های منطقه، عنصر آهن به‌طور مشخص بر ترموزن‌بودن این تراورتن‌ها تأکید دارد، اما بر اساس سایر عناصر نمی‌توان نوع تراورتن‌ها را به‌طور قطعی مشخص کرد. غلظت عناصر نادر خاکی در نمونه‌های تراورتن چشمه تاپتاپان کمتر از نمونه‌های چشمه قزل‌داغ است که نشان‌دهنده واکنش کمتر آب این چشمه با سنگ منشأ و صعود سریع آن نسبت به چشمه قزل‌داغ به سطح زمین است. با استفاده از الگوی REE می‌توان نتیجه گرفت تراورتن‌های چشمه تاپتاپان از آب‌های نابالغ و جوان‌تر در نزدیک منطقه تغذیه ته‌نشین می‌شوند، ولی نهشته‌های تراورتن چشمه قزل‌داغ از آب‌های هیدروترمال با زمان اقامت طولانی در سنگ‌های منشأ و دمای بیشتر رسوب می‌کنند. نهشته‌های تراورتن آذرشهر باتوجه به

- Anatolia extensional province: the Çukurbağ fissure-ridge (Pamukkale, Turkey). *Journal of the Geological Society*, 171(3): 425-441.
- Caboi R. Cidu R. Fanfani L. Zuddas P. and Zuddas P.P. 1991. Geochemistry of Funtana Maore travertines (Central Sardinia, Italy). *Mineralogica et Petrographica Acta*, 34: 77-93.
- Capezzuoli E. Gandin A. and Pedley M. 2014. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1): 1-21.
- Claes H. Erthal M. M. Soete J. Özkul M. and Swennen R. 2017. Shrub and pore type classification: Petrography of travertine shrubs from the Ballık-Belevi area (Denizli, SW Turkey). *Quaternary International*, 437: 147-163.
- Claes H. Huysmans M. Soete J. Dirix K. Vassilieva E. Erthal M.M. Vandewijngaerde W. Hamaekers H. Aratman C. Özkul M. and Swennen R. 2019. Elemental geochemistry to complement stable isotope data of fossil travertine: Importance of digestion method and statistics. *Sedimentary Geology*, 386: 118-131.
- D'Alessandro W. Giammanco S. Bellomo S. and Parello F. 2007. Geochemistry and mineralogy of travertine deposits of the SW flank of Mt. Etna (Italy): Relationships with past volcanic and degassing activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 165(1-2): 64-70.
- Demovic R. Hoefs J. and Wedepohl K.H. 1972. Geochemische untersuchungen an travertineen der Slowakei. *Contribution in Mineralogy and Petrology*, 37:15-28.
- Fouke B.W. Farmer J.D. Des Marais D.J. Pratt L. Sturchio N.C. Burns P.C. and Discipulo M.K. 2000. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 565-585.
- Fournier R.O. 1989. Geochemistry and dynamics of the Yellowstone National Park hydrothermal system. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17: 13-53.
- Friedman I. 1970. Some investigations of the deposition of travertine from hot-springs; the isotopic chemistry of a travertine depositing spring" *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34: 1303-1315.
- Friedman I. and O'Neil J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest" *Data of Geochemistry 6th*, Geological Survey Professional Paper, 440-461.
- Garnett E.R. Andrews J.E. Preece R.C. and Dennis P.F. 2004. Climatic change recorded by stable

تراورتن‌های ترموزن رده‌بندی می‌شوند و منشأ عمقی دارند. باتوجه‌به نمودار $\delta^{13}\text{C}$ در برابر $\delta^{18}\text{O}$ ، نمونه‌های تراورتن منطقه آذرشهر در محدوده CATT درون‌زاد (ترموزن) از سنگ منشأ کربناته یا آذرین (به‌جز کربناتیت و اولترامافیک) قرار می‌گیرند. بر اساس مطالعه‌های انجام‌شده، سازوکار احتمالی تشکیل تراورتن‌های آذرشهر را می‌توان به این ترتیب توضیح داد که سیالات گرمابی ابتدا گاز CO_2 منشأگرفته از ماگما را با خود حمل کرده‌اند و هنگام حرکت به سطح زمین در اثر برخورد با سنگ‌های کربناته واکنش داده‌اند و کربن‌زدایی انجام شده است. این سیالات CO_2 حاصل از هیدرولیز سنگ‌های کربناته را با خود حمل می‌کنند و به‌شکل چشمه‌های آب گرم در سطح ظاهر می‌شوند و درنهایت، در اثر خروج سریع CO_2 و فعالیت‌های زیستی به‌شکل تراورتن رسوب می‌کنند.

References

- Aghanabati A. 2010. *Geology of Iran*. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. [In Persian]
- Asta M.P. Auqué L.F. Sanz F.J. Gimeno M.J. Acero P. Blasco M. García-Alix A. Gómez J. Delgado-Huertas A. and Mandado J. 2017. Travertines associated with the Alhama-Jaraba thermal waters (NE, Spain): Genesis and geochemistry. *Sedimentary Geology*, 347: 100-116.
- Barbieri M. Masi U. and Tolomeo L. 1979. Origin and distribution of strontium in the travertines of Latium (central Italy). *Chemical Geology*, 24(3-4): 181-188.
- Berardi G. Vignaroli G. Billi A. Rossetti F. Soligo M. Kele S. Baykara M. Bernasconi S. M. Castorina F. Tecce F. and Shen C. 2016. Growth of a Pleistocene giant carbonate vein and nearby thermogene travertine deposits at Semproniano, southern Tuscany, Italy: Estimate of CO_2 leakage. *Tectonophysics*, 690: 219-239.
- Blavoux B. Dazy J. and Sarrot-Reynauld J. 1982. Information about the origin of thermomineral waters and gas by means of environmental isotopes in eastern Azerbaijan, Iran, and southeast France. *Journal of Hydrology*, 56: 23-38.
- Brogi A. Capezzuoli E. Alçiçek M. C. and Gandin A. 2014. Evolution of a fault-controlled fissure-ridge type travertine deposit in the western

- central Italy and review of previous CO₂ flux data. *Quaternary Science Reviews*, 215: 132-143.
- Mancini A. Capezzuoli E. Erthal M. and Swennen R. 2019. Hierarchical approach to define travertine depositional systems: 3D conceptual morphological model and possible applications. *Marine and Petroleum Geology*, 103: 549-563.
- Milivojevic M. 2003. Carbogasesus mineral water In Serbia and BiH as indicator of deep hydrogeothermal resources. *International Geothermal Association*, 1-8.
- Minissale A. D. Kerrick M. Magro G. Murrell M. T. Paladini M. Rihs S. Sturchio N. C. Tassi F. and Vaselli O. 2002. Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 203: 709-728.
- Mohammadi Z. Claes H. Capezzuoli E. Mozafari M. Soete J. Aratman C. and Swennen R. 2018. Lateral and vertical variations in sedimentology and geochemistry of sub-horizontal laminated travertines (Çakmak quarry, Denizli Basin, Turkey). *Quaternary Internationa* (in press).
- Okumura T. Takashima C. Shiraishi F. and Akmaluddin K.A. 2012. Textural transition in an aragonite travertine formed under various flow conditions at Pancuran Pitu, Central Java, Indonesia. *Sedimentary Geology*, 265: 195-209.
- Özkul M. Varol B. and Alcicek M.C. 2002. Depositional environments and petrography of the Denizli travertines. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 125: 13-29.
- Özkul M. Kele S. Gölkgöz A. Shen C.C. Jones B. Baykara M.O. Fórizs I. Németh T. Chang Y.W. and Alçiçek M.C. 2014. Comparison of the quaternary travertine sites in the Denizli extensional basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294: 179-204.
- Panichi C. and Tongiorgi E. 1976. Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes, and travertines of central and southern Italy. In: *Proc. 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, 1: 815-825.
- Pedley H. M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68: 143-154.
- Pentecost A. 1993. British travertines: a review. *Proceedings of the Geologists' Association*, 104: 23-39.
- Pentecost A. and Viles H. 1994. A review and reassessment of travertine classification. *Géographie Physique et Quaternaire*, 48(3): 305-314.
- isotopes and trace elements in a British Holocene tufa. *Journal of Quaternary Science*, 19(3): 251-262.
- Gandin A. and Capezzuoli E. 2014. Travertine: distinctive depositional fabrics of carbonates from thermal spring systems. *Sedimentology*, 61(1): 264-290.
- Ghadirzadeh A. 2003. 1/100000 Geological map of Azarshahr quadrangle. *Geological Survey of Iran*.
- Guo L. and Riding R. 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45: 163-180.
- Hoefs J. 2004. *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, 244 p.
- Ibrahim M. Makhlof I. Naqah A. and Al-Thawabteh M. 2017. Geochemistry and Stable Isotopes of Travertine from Jordan Valley and Dead Sea Areas. *Minerals*, 7: 82.
- Ihlenfeld C. Norman M.D. Gagan M.K. Drysdale R.N. Maas R. and Webb J. 2003. Climatic significance of seasonal trace element and stable isotope variations in a modern freshwater tufa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(13): 2342-2357.
- Jackson J. A. 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and Caucasus. *Journal of Geophysical Research*, 97: 12471-12479.
- Jones B. and Renaut R.W. 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. In: *Developments in Sedimentology*. In: Alonso-Zarza A. M. and Tanner L.H. (Eds.) *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes*, Elsevier, Amsterdam, 177-224.
- Karaisaoglu S. and Orhan H. 2018. Sedimentology and geochemistry of the Kavakköy Travertine (Konya, central Turkey). *Carbonates and Evaporites*, 33: 783-800.
- Kele S. Demény A. Siklósy Z. Németh T. Tóth M. and Kovács M.B. 2008. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók" Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionation. *Sedimentary Geology*, 211: 53-72.
- Kele, S. Özkul M. Fórizs I. Gölkgöz A. Baykara M.O. Alçiçek M.C. and Németh T. 2011. Stable isotope geochemical study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238: 191-212.
- Mancini A. Frondini F. Capezzuoli E. Galvez Mejia E. Lezzi G. Matarazzi D. Brogi A. and Swennen R. 2019. Evaluating the geogenic CO₂ flux from geothermal areas by analysing quaternary travertine masses. *New data from western*

- Geology, 25: 15–33. [in Persian with English abstract]
- Teboul P.A. Durllet C. Gaucher E.C. Virgone A. Girard J.P. Curie J. Lopez B. and Camoin G.F. 2016. Origins of elements building travertine and tufa: new perspectives provided by isotopic and geochemical tracers. *Sedimentary Geology*, 334: 97–114.
- Turekian K.K. and Wedepohl K.H. 1961. Distribution of elements in some major units of the earth's crust. *Geological Society of America Bulletin*, 72: 175–182.
- Uysal T. Feng Y. Zhao J. Altunel E. Weatherley D. Karabacak V. Cengiz O. Golding S.D. Lawrence M.G. and Collerson K.D. 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertines in co-seismic fissures. *Earth and Planetary Science Letters*, 257: 450–462.
- Uysal T. Feng Y. Zhao J. Isik V. Nuriel P. Golding S.D. 2009. Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary. *Chemical Geology*, 265: 442–454.
- Valley J.W. Taylor H.P. and O'Neil J.R. 1986. Stable isotopes in high temperature geological processes. *Reviews in Mineralogy*, 16: 425–444.
- Wedepohl K.H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 1217–1239.
- Pentecost A. 2005. *Travertine*. Springer-Verlag, Berlin, 445 p.
- Rao C.P. and Adabi M.H. 1992. Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*, 103: 249–272.
- Rodríguez-Berriguete Á. and Alonso-Zarza A. M. 2019. Controlling factors and implications for travertine and tufa deposition in a volcanic setting. *Sedimentary Geology*, 381: 13–28.
- Roshanak R. Moore, F. Keshavarzi B. and Omidian S. 2017. Petrography and classification of Qorveh–Takab travertines based on isotopic analysis and SEM images. *Journal of Reserches in Earth Sciences*, 29: 136–151. [in Persian with English abstract]
- Shahrabi M. Alavi Naini M. Saidi A. and Haghpor A. 1985. Geological map of the Urumyieh in 1:250000 scale. Geological Survey of Iran.
- Sun W.F. and McDonough 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society, Special Publications, London, 42: 313–345.
- Taghipour K. and Mohajjel M. 2013. Structure and generation mode of travertine fissure-ridges in the Azarshahr, NW Iran. *Iranian Journal of*