

بررسی تراورتن‌های ارومیه - دختر شمالی و مقایسه آنها با تراورتن‌های سندج - سیرجان شمالی با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار ^{18}O و ^{13}C

ریحانه روشنگر^۱، علیرضا زراسوندی^۲، هوشنگ پورکاسب^۲ و فرید مُر^۲

^۱دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۲استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۳دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

^۴استاد، بخش علوم زمین، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۵/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۲/۲۵

چکیده

بیشتر نهشته‌های تراورتن ایران در کمربندی با امتداد شمال باختری - جنوب خاوری (کمربند ارومیه - دختر) از منطقه تبریز تا زاهدان گسترش یافته است. در طول این نوار فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان (پلیوسن تا حال حاضر) به همراه چشمه‌های آبگرم و فعالیت‌های آتشفشانی دیده می‌شود. در این پژوهش تراورتن‌های منطقه آذربایجان شرقی که در شمال پهنه ساختاری ارومیه - دختر جای گرفته‌اند؛ بررسی شدند و با تراورتن‌های منطقه کردستان و آذربایجان غربی که در بخش شمالی پهنه سندج - سیرجان جای گرفته‌اند؛ مقایسه شدند. با استفاده از مطالعات کانی‌شناختی و ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C ، نمونه‌های هر دو منطقه مورد مطالعه در رده گرم‌زاد رده‌بندی شدند. تراورتن‌های شمال پهنه ارومیه - دختر از دید سنگ‌رخساره بیشتر در رده قشرهای بلورین قرار گرفته‌اند؛ در حالی که نمونه‌های سندج - سیرجان در سه رده پیژولیت، قشرهای بلورین و تراورتن‌های قله‌های جای می‌گیرند. با محاسبه $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ ، مقدار CO_2 آزاد شده از آب در زمان ته‌نشست تراورتن به دست آمد و مشخص شد که CO_2 موجود در آب چشمه‌های تراورتن‌ساز، از سیال‌های ماگمایی پوسته‌ای منشأ گرفته‌اند. همچنین نتایج تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار مناطق مطالعاتی با نهشته‌های تراورتن کشور ترکیه مقایسه شد که نشان داد چگونگی تشکیل، منشأ CO_2 و ترکیب ایزوتوپی در تراورتن‌های هر دو منطقه مشابه است.

کلیدواژه‌ها: تراورتن، ارومیه - دختر، سندج - سیرجان، ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C .

*نویسنده مسئول: علیرضا زراسوندی

E-mail: zarasvandi_a@scu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

تراورتن سنگی است که از نهشت شیمیایی سنگ‌آهک قاره‌ای دارای کانی‌های کلسیت و آراگونیت در پیرامون چشمه‌ها یافت می‌شود (Pentecost, 2005). فرایند اصلی تشکیل تراورتن، گاززدایی از دی‌اکسیدکربن آب‌دار است که این فرایند همراه با تبخیر انجام می‌شود. در سطح زمین به علت افت فشار، کاهش دما، آزاد شدن دی‌اکسیدکربن و همچنین فرایند تبخیر، بلورهای کلسیت و آراگونیت تشکیل می‌شوند و به صورت لایه‌های نازکی روی یکدیگر رسوب می‌کنند (Drysedale, 1999). تراورتن‌ها شاهدهی طبیعی برای ردیابی فعالیت‌های چشمه‌های آب گرم به شمار می‌روند (Veysey et al., 2008). مطالعات گسترده‌ای در زمینه‌های زمین‌شیمیایی، کانی‌شناسی، ایزوتوپی و سنگ‌نگاری روی این نهشته‌ها در کشورهای مختلف دنیا از جمله ایتالیا، آمریکا، ترکیه، برزیل و اسپانیا صورت پذیرفته است (Pentecost, 2005). ذخایر سترگ تراورتن و مرمر ایران در طول یک نوار طولانی به طول ۳۰۰۰ کیلومتر و عرض متوسط ۱۰۰۰ کیلومتر با روندی بسیار آشکار از گوشه شمال کشور (ماکو) تا مرز پاکستان کشیده شده است. این نوار به علت فراوانی آتشفشان‌ها و چشمه‌های آب گرم و فعالیت‌های زمین‌ساختی جوان (پلیوسن تا حال حاضر) به نام نوار داغ مرمر چشمه‌ای و تراورتن سراسری ایران شهرت یافته است (حسینی و آقابابایی، ۱۳۸۵). نهشته‌های تراورتن با استفاده از تجزیه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، از لحاظ منشأ به دو دسته گرم‌زاد (Thermogene) و سطحی‌زاد (Metogene) تقسیم می‌شوند (Pentecost, 2005). منشأ حامل‌های CO_2 نقش به‌سزایی در رده‌بندی تراورتن‌ها دارد. تراورتن‌های سطحی‌زاد آن دسته از تراورتن‌ها هستند که از راه واکنش CO_2 اتمسفری با آب‌های زیرزمینی فوق‌بازی تشکیل شده‌اند. در حالی که تراورتن‌های گرم‌زاد، تراورتن‌هایی هستند که معمولاً برخی حامل‌های جوی دارند؛ اما بیشتر حجم دی‌اکسیدکربن آنها از فرایندهای گرمایی درون زمین و یا حتی زیر پوسته زمین منشأ گرفته است و غنی از $\delta^{13}\text{C}$ هستند. تراورتن‌ها، دارای سنگ‌رخساره‌های (Lithofacies) مختلفی هستند و بر این اساس

رده‌بندی می‌شوند. با استفاده از نتایج ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن تراورتن‌ها را از دید سنگ‌رخساره به ۹ گروه زیر، رده‌بندی کرده‌اند (Özkul et al., 2002):
 ۱) قشرهای متبلور، ۲) بوته‌ای، ۳) انکوئیدی یا پیژولیتی، ۴) الوار مانند، ۵) پوشیده شده از حباب گاز، ۶) نی‌مانند، ۷) سنگ آواری، ۸) قله‌های، ۹) خاک‌های دیرینه (palaeosols).
 با توجه به گستردگی تراورتن‌ها در دو پهنه ساختاری ارومیه - دختر و سندج - سیرجان، انجام مطالعه‌ای جامع در زمینه رده‌بندی، تعیین منشأ و سنگ‌رخساره تراورتن‌ها ضروری به نظر می‌رسد. از جمله مطالعاتی که در مورد تراورتن‌های این دو پهنه انجام پذیرفته است؛ می‌توان به مطالعه سنگ‌شناسی تراورتن‌های معادن خاور اصفهان (مصدق‌زاده و نصراصفهان، ۱۳۹۰)، جنوب نظنز (داداشی آرانی، ۱۳۹۰) و بررسی زمین‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تراورتن‌های تریینی آذرشهر (حسینی و آقابابایی، ۱۳۸۵) اشاره کرد.

هدف از انجام این پژوهش بررسی تراورتن‌های آذربایجان شرقی (شمال پهنه ارومیه - دختر) و مقایسه این نهشته‌ها با تراورتن‌های منطقه کردستان (شمال پهنه سندج - سیرجان) از دید ایزوتوپ‌های پایدار کربن و اکسیژن، تعیین منشأ CO_2 و سنگ‌رخساره تراورتن‌هاست. همچنین با توجه به مطالعات گسترده روی نهشته‌های تراورتن کشور ترکیه و مجاورت این نهشته‌ها با مناطق مطالعاتی این پژوهش، داده‌های ایزوتوپ پایدار کربن و اکسیژن این مناطق به منظور تعیین چگونگی تشکیل، منشأ CO_2 و ترکیب ایزوتوپی با یکدیگر مقایسه شد.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

نمونه‌های تراورتن مورد مطالعه، در دو پهنه ساختاری ارومیه - دختر و سندج - سیرجان قرار دارند؛ منطقه آذربایجان شرقی که در مقاله با نام منطقه شماره ۱ به آن اشاره خواهد شد و منطقه باختر کردستان و جنوب آذربایجان غربی که با نام منطقه شماره ۲ از آن یاد خواهد شد.

(Pentecost, 2005). تراورتن‌های گرمزاد معمولاً دارای برخی حامل‌های جوی هستند؛ اما بیشتر حجم دی‌اکسیدکربن آنها از فرایندهای گرمایی درون و یا گویشته زمین منشأ گرفته است. نرخ گاززدایی این تراورتن‌ها بالاست و منجر به تشکیل بلورهای حبابی شکل و شعاعی می‌شود. نرخ رسوب‌گذاری نیز به همان نسبت بالاست؛ به طوری که نرخ رسوب‌گذاری در این نوع تراورتن‌ها بیشتر از ۱۰ میلی‌متر در سال است. ترکیب ایزوتوپ کربن پایدار این تراورتن‌ها عموماً سنگین‌تر از آب‌های سطحی‌زاد است. تراورتن‌های گرمزاد توزیع محلی بیشتری نسبت به نهشته‌های سطحی‌زاد دارند و بیشتر با مناطق آتشفشانی کواترن و فعالیت‌های زمین‌ساختی همراه هستند (Pentecost, 2005).

تراورتن‌های سطحی‌زاد بافت نرم، تخلخل بالا و محتوای کربن آلی بالایی دارند. تراورتن‌های سطحی‌زاد از ^{13}C تهی هستند و $\delta^{13}\text{C}$ آنها گستره‌ای از -2% تا -12% دارد. میانگین مقدار ایزوتوپ کربن پایدار در تراورتن‌های سطحی‌زاد حدود -10% است (Pentecost, 2005). نرخ رسوب‌گذاری این نوع تراورتن‌ها برخلاف نوع گرمزاد، پایین است. این نوع تراورتن‌ها معمولاً در ارتباط با جریان‌های آشفته آبی هستند.

ویژگی‌های دیده شده در مطالعات صحرایی و نمونه‌های دستی تراورتن را مزوفابریک می‌گویند. از اشکال مزوفابریکی در تراورتن‌ها می‌توان به تخلخل، لامیناسیون، شکستگی و برش ریزشی اشاره کرد. با توجه به بافت توده‌ای و متراکم بیشتر نمونه‌ها و تخلخل پایینی که در نمونه‌های دستی و مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۳) و همچنین نتایج تجزیه ایزوتوپ پایدار کربن در جدول ۱، تراورتن‌های هر دو منطقه کردستان و آذربایجان غربی و منطقه آذربایجان شرقی در رده تراورتن‌های گرمزاد قرار می‌گیرند. این تراورتن‌ها از دید میکروفابریک در رده تراورتن‌های فشرده قرار می‌گیرند که از ویژگی‌های تراورتن‌های فشرده می‌توان به نبود لایه‌بندی منظم اشاره کرد. این گروه دارای کلسیت و دولومیت‌های روموندری هستند که در زمینه میکربیتی ایجاد شده‌اند. اندازه دانه‌های دولومیت در نمونه‌های منطقه مورد مطالعه کمتر از ۱۰ میکرون است و به صورت موزایک در کنار دانه‌های کلسیت و با مرز به نسبت مستقیم، دیده می‌شود. مطالعات سنگ‌نگاری بیانگر وجود تخلخل و لامیناسیون پایین در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی در نمونه‌هاست. شکستگی و برش ریزشی در این نمونه‌ها دیده نمی‌شود؛ در حالی که این دو شکل مزوفابریکی در تراورتن‌های پهنه سنندج سیرجان به روشنی دیده می‌شود. بر پایه مطالعه (Pentecost 2005) روی ۱۰۸ نمونه تراورتن گرمزاد مربوط به مناطق مختلف دنیا نمودار $\delta^{13}\text{C}$ رسم شد. رسم مقادیر میانگین $\delta^{13}\text{C}$ دو منطقه مورد مطالعه روی این نمودار، گواهی بر گرمزاد بودن این تراورتن‌هاست (شکل ۴).

مقادیر بالای $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های منطقه آذربایجان شرقی را می‌توان به علت بالا بودن تعداد $(\text{CO}_2)^{13}\text{C}$ در فرایند انحلال دگرگونی مجاورتی سنگ‌های کربناتی سنگ میزبان دانست (Valley et al., 1986). تفریق غیر تعادلی در طی گاززدایی سریع گاز CO_2 حل شده و فعالیت میکرواورگانیزم‌ها نیز می‌تواند در بالا بردن مقدار ^{13}C این نهشته‌ها مؤثر باشد (Uysal et al., 2009؛ روشنگر، ۱۳۹۱).

مقادیر ایزوتوپ ^{18}O نمونه‌های مناطق مطالعاتی در محدوده $11/91$ تا $0/68$ - با میانگین $6/76$ - است. این دامنه از تغییرات بیانگر نوع خاصی از کربنات‌هاست و یک سری همپوشانی میان کربنات‌ها وجود دارد. بنابراین تفسیر داده‌های ایزوتوپ ^{18}O دشوارتر از داده‌های ایزوتوپ ^{13}C کربنات‌هاست. عوامل این امر را می‌توان تبادل اکسیژن موجود در ساختار کانی‌های کربنات با اکسیژن موجود در ساختار مولکول آب و فرایند دی‌آژن دانست (Pentecost, 2005). تجزیه ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ بیانگر اطلاعاتی درباره منشأ آب‌هاست. آب‌های ژرف حوضه‌های معمولاً $\delta^{18}\text{O}$ میان -8% تا -5% دارند (Hoefs, 2004). بیشتر نتایج $\delta^{18}\text{O}$ در این محدوده جای گرفته و نشان‌دهنده تشکیل تراورتن‌های مناطق مورد مطالعه از آب‌های ژرف است. در نتیجه آب‌های ماگمایی نسبت به آب‌های جوی، نقش مهم‌تری در تشکیل این تراورتن‌ها داشته‌اند.

منطقه شماره ۱ تقریباً نیمی از استان آذربایجان شرقی را دربر می‌گیرد و شامل مناطق عجب‌شیر، آذرشهر و جنوب تبریز است که در بخش شمالی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ موند، آذرشهر، اسکوه، بستان‌آباد و قره‌آقاج جای گرفته است (امامی، ۱۳۷۶؛ افتخارنژاد، ۱۳۷۳ و ۱۳۷۴). از مهم‌ترین نشانه‌های فعالیت‌های زمین‌ساختی اخیر در این منطقه می‌توان به چشمه‌های فعال تراورتن‌ساز مانند چشمه تاپ تاپان اشاره کرد (قدیرزاده، ۱۳۷۹). در ناحیه معدنی آذرشهر آذربایجان شرقی، سنگ بستر تراورتن‌های منطقه شامل سنگ‌آهک‌های کرتاسه و ژوراسیک است که روی آنها فرآورده‌های آتشفشانی کوه سهند که در میوسن- پلیوسن فعالیت داشته، به صورت گدازه‌های آندزیتی، خاکستر آتشفشانی و توف جای گرفته‌اند (رهبر و نبوی، ۱۳۶۷).

مناطق قروه، بیجار و تکاب (منطقه شماره ۲) در لبه شمالی پهنه ساختاری سنندج- سیرجان و در محدوده نقشه‌های چهارگوش ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه، بیجار، دیواندره، تکاب و تخت سلیمان جای دارد (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱؛ سهیلی، ۱۳۷۸؛ رادفر و قلمقاش، ۱۳۸۳؛ قلمقاش و خضری، ۱۳۸۲). این منطقه از دید تقسیمات کشوری جزو استان‌های کردستان و آذربایجان غربی است. این منطقه از شمال به ارتفاعات چهار طاق، قیدرجه و زرشوران و از جنوب به ارتفاعات جنوب قروه (توده‌های نفوذی گرانودیوریتی- گرانیتی) منتهی می‌شود (آق‌ناباتی، ۱۳۸۳). در شکل ۱ نقشه ساختاری ایران، مناطق مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری دیده می‌شود.

۳- مواد و روش‌ها

در این مطالعه بیش از ۳۰ نمونه دستی از تراورتن‌های معادن فعال شهرستان‌های قره‌آقاج، عجب‌شیر و آذرشهر در آذربایجان شرقی برداشته شد. این نمونه‌ها از سینه کار معادن به دلیل هوازده نبودن سنگ‌ها گرفته شدند. مختصات این مناطق در جدول ۱ آورده شده است. در شکل ۲ محل نمونه‌برداری معادن عجب‌شیر و آذرشهر نمایش داده شده است. نمونه‌ها در کیسه‌های پلاستیکی قرار داده و شماره‌گذاری شد. با توجه هدف این مطالعه، برخی نمونه‌ها برای بررسی‌های سنگ‌شناختی، تهیه مقاطع نازک، تعیین سنگ‌رخساره و انجام تجزیه ایزوتوپی عناصر اکسیژن و کربن انتخاب شد. بررسی‌های سنگ‌شناختی، تهیه مقطع نازک و تعیین سنگ‌رخساره در آزمایشگاه دانشگاه شهید چمران اهواز انجام شد. ۵ نمونه پس از پودر کردن در ظروف پلاستیکی ۲ گرمی ریخته و تجزیه ایزوتوپی عناصر اکسیژن و کربن در آزمایشگاه دانشگاه مونتان در شهر Leoben کشور اتریش انجام شد. ۸ نمونه تراورتن نیز از باختر کردستان و جنوب آذربایجان غربی پس از پودر کردن و از برچسب‌گذاری به آزمایشگاه ETH Zurich کشور سوئیس فرستاده شد. مقدار ایزوتوپ‌ها با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی Thermo Fisher DELTA-V با دقت $0/2\%$ و بر حسب استاندارد بلنیت بی‌دی (PDB) گزارش شده است.

۴- نتایج و بحث

جدول ۱ مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های مناطق مورد مطالعه را نشان می‌دهد. مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ منطقه آذربایجان شرقی در محدوده‌ای میان $8/13$ تا $11/42$ با میانگین $10/29$ جای دارد.

تراورتن‌های کردستان و آذربایجان غربی نیز محدوده‌ای میان $6/08$ تا $9/84$ با میانگین $7/91$ را نشان می‌دهد (روشنگر و همکاران، ۱۳۹۶).

۴-۱. رده‌بندی تراورتن بر پایه داده‌های ایزوتوپ پایدار

با استفاده از تجزیه ایزوتوپ‌های کربن و اکسیژن، نهشته‌های تراورتن از دید زمین‌شیمی دی‌اکسیدکربن به دو دسته گرمزاد (Thermogene) و سطحی‌زاد (Metogene) تقسیم می‌شوند (Pentecost, 2005; Pasvanoglu and Chandrasekharam, 2011). تراورتن‌های گرمزاد بافت توده‌ای و محتوای کربن غیر آلی بالایی دارند و مستقیماً از چشمه‌های آب گرم با دمای بالا ته‌نشین می‌شوند. تراورتن‌های گرمزاد غنی از ^{13}C هستند و ترکیب ایزوتوپی کربن ($\delta^{13}\text{C}$ VPDB) آنها دامنه‌ای میان 3% - تا 8% + دارد

(Hoefs, 2004). مقدار $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ به دست آمده برای نمونه T-K-6، -2‰ است (جدول ۲)؛ در نتیجه منشأ CO_2 تراورتن‌های مناطق کردستان و آذربایجان شرقی را می‌توان از نوع ماگمایی منشأ گرفته از پوسته در نظر گرفت. همچنین سبترشدگی پوسته در شمال باختر و بلوک مرکزی ایران (Dehghani and Markris, 1983; Sokoutis et al., 2000; Shahabpour, 2005) نیز می‌تواند توجیهی بر منشأ گرفتن سیال‌های ماگمایی این مناطق از ماگماهای کم‌ژرفای پوسته‌ای باشد.

۴-۳. تعیین سنگ‌رخساره تراورتن‌ها با استفاده از ایزوتوپ‌های پایدار

تراورتن‌ها، سنگ‌رخساره‌های (Lithofacies) مختلفی از خود نشان می‌دهند و از این دید نیز قابل تفکیک هستند. همان‌گونه که در بخش مقدمه گفته شد؛ تراورتن‌ها از دید سنگ‌رخساره به ۹ رده، تقسیم‌بندی می‌شوند.

با قرارگیری داده‌های ایزوتوپ ^{13}C و ^{18}O روی نمودار (شکل ۷)، تراورتن‌های منطقه مطالعاتی در سه رده تفکیک می‌شوند. بررسی سنگ‌شناختی نمونه‌ها نشان می‌دهد که سه نوع سنگ‌رخساره قلوهای شکل، قشرهای متبلور و پیزولیت در نمونه‌ها دیده می‌شود. همه نمونه‌های متعلق به منطقه آذربایجان شرقی در رده سنگ‌رخساره قشرهای متبلور قرار می‌گیرند؛ در حالی که نمونه‌های منطقه کردستان و آذربایجان غربی در سه رده توزیع شده‌اند؛ اما بیشتر آنها سنگ‌رخساره تراورتن‌های قلوهای را دارند (شکل ۷).

۴-۴. سنگ‌رخساره قشرهای متبلور (Crystalline Crusts Lithofacies)

این نوع سنگ‌رخساره بیشتر به صورت تناوبی از لایه‌های روشن کلسیت اسپاریتی و لایه‌های تیره رنگ میکریتی است و در دهانه چشمه‌ها تشکیل می‌شود (Atabey, 2002). بلورهای کلسیت و آراگونیت رشته‌ای یا تیغه‌ای عمود بر لایه‌های میکریتی رشد کرده‌اند و گاهی شکل این بلورها به صورت بادبزنی است و بلورها در نور پلاریزه از خود خاموشی مویی نشان می‌دهند (شکل ۸-الف).

۴-۵. سنگ‌رخساره انکوئیدی یا پیزولیتی (Oncoid Lithofacies)

دانه‌های پوشش‌داری که پیزولیت نامیده می‌شوند؛ در نهشته‌های تراورتنی بسیار رایج هستند (Chafetz and Meredith, 1983). پیزولیت‌ها منشأ زیست‌زاد دارند. بدین ترتیب که جلبک‌های سبز-آبی در سطح دانه‌ها، ذرات رسوبات دانه‌ریز را به دام می‌اندازند و به هم متصل می‌کنند (آدابی و زرگر، ۱۳۸۷) (شکل‌های ۸-ب و ج).

۴-۶. سنگ‌رخساره قلوهای (Pebbly Lithofacies)

در سنگ‌رخساره نوع قلوهای دانه‌های کلسیت و آراگونیت بافت توده‌ای دارند و به علت تخلخل پایین میان بلورها، به صورت متراکم دیده می‌شوند (Özkul et al., 2002) (شکل ۸-د).

۵- نتیجه‌گیری

در مناطق شمالی پهنه ارومیه-دختر و پهنه سنندج-سیرجان، چشمه‌های تراورتن‌ساز زیادی وجود داشته‌اند که فعالیت‌های این چشمه‌ها سبب ته‌نشین شدن تراورتن‌ها در این مناطق شده است. در نواحی آذربایجان شرقی این نهشته‌ها گسترش و سبتری بیشتری دارند و معادن سنگ تراورتن زیادی را ایجاد کرده‌اند. ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار این دو منطقه با نهشته‌های تراورتن کشور ترکیه مقایسه شد که در مجاورت این تراورتن‌ها جای دارند. نتایج مطالعات کانی‌شناختی و ایزوتوپ‌های ^{18}O و ^{13}C ، نشان‌دهنده گرم‌آزاد بودن این تراورتن‌ها، همانند تراورتن‌های کشور ترکیه است. مقدار CO_2 آزاد شده از آب در زمان ته‌نشست تراورتن‌ها به دست آمد و منشأ CO_2 موجود در آب این چشمه‌ها از نوع ماگمایی تعیین شد. با استفاده از نتایج تجزیه ایزوتوپ‌ها سه نوع سنگ‌رخساره پیزولیتی، قشرهای بلورین و تراورتن‌های قلوهای در سنگ‌های این دو منطقه مشخص شد. با توجه به نتایج حاصل از این پژوهش و مطالعات صورت گرفته بر روی تراورتن‌های مناطق باختری کشور ترکیه در طی سال‌های ۲۰۰۲ تا ۲۰۱۵، می‌توان چگونگی تشکیل، منشأ CO_2 و ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های شمال باختر ایران را تقریباً مشابه با تراورتن‌های کشور ترکیه دانست.

ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار تراورتن‌های منطقه کردستان و آذربایجان غربی (روشنک و همکاران، ۱۳۹۶) و منطقه آذربایجان شرقی با یکدیگر مقایسه شدند (شکل ۵). همچنین ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار این دو منطقه با نهشته‌های تراورتن کشور ترکیه مقایسه شد که فاصله به نسبت کمی با این تراورتن‌ها دارند. در این نمودار داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار مناطق مطالعاتی و ۵ منطقه Kozakli، مرکز Anatolia، خاور Denizli، و باختر کشور ترکیه رسم شده‌اند. در این مناطق از کشور ترکیه معادن بسیار تراورتن وجود دارد. این تراورتن‌ها نیز در گروه تراورتن‌های گرم‌آزاد جای می‌گیرند. بیشتر سنگ‌رخساره‌های شناخته شده در این تراورتن‌ها نیز از سه نوع سنگ‌رخساره قلوهای شکل، قشرهای متبلور و پیزولیتی هستند؛ ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های مناطق Kozakli باختر ترکیه و مرکز Anatolia تقریباً شبیه به ترکیب ایزوتوپی تراورتن‌های کردستان است. نتایج حاصل از ایزوتوپ‌های پایدار تراورتن‌های منطقه خاوری Anatolia محدوده گسترده‌تری دارد و همانند ترکیبات ایزوتوپی تراورتن‌های هر دو منطقه کردستان و آذربایجان غربی و آذربایجان شرقی است. نمونه‌های منطقه خاوری Anatolia مانند نمونه‌های تراورتن منطقه آذربایجان شرقی، غنی‌شدگی بالایی در مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ ($+3\text{‰}$ تا $+11\text{‰}$ (PDB)) و $\delta^{18}\text{O}$ ($+12\text{‰}$ تا $+27\text{‰}$ (SMOW)) نشان می‌دهند (Özkul et al., 2002; Atabey, 2002; Pasvanoglu and Chandrasekharam, 2011; Özkul et al., 2014; Tokar et al., 2015; Kalender et al., 2015). در نتیجه چگونگی نهشته شدن این تراورتن‌ها و تأثیر میکروارگانسیم‌ها در تشکیل آنها یکسان است. می‌توان این شباهت‌ها را مرتبط به همزمانی بسته شدن اقیانوس تتیس در دو منطقه دانست. به عبارت دیگر فراوانی سنگ‌های اسیدی با سن جوان‌تر از ترشیاری را در هر دو منطقه ناشی از رژیم زمین‌ساختی Compressional پس از کوهزایی دانست. مقادیر ایزوتوپ ^{18}O بر پایه استاندارد SMOW برای نمونه‌های هر دو منطقه از رابطه ۱ به دست آمده و در جدول ۱ آورده شده است (Pentecost, 2005).

$$\delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) = 1.0309 \delta^{18}\text{O} (\text{VPDB}) + 30.92 \quad (1)$$

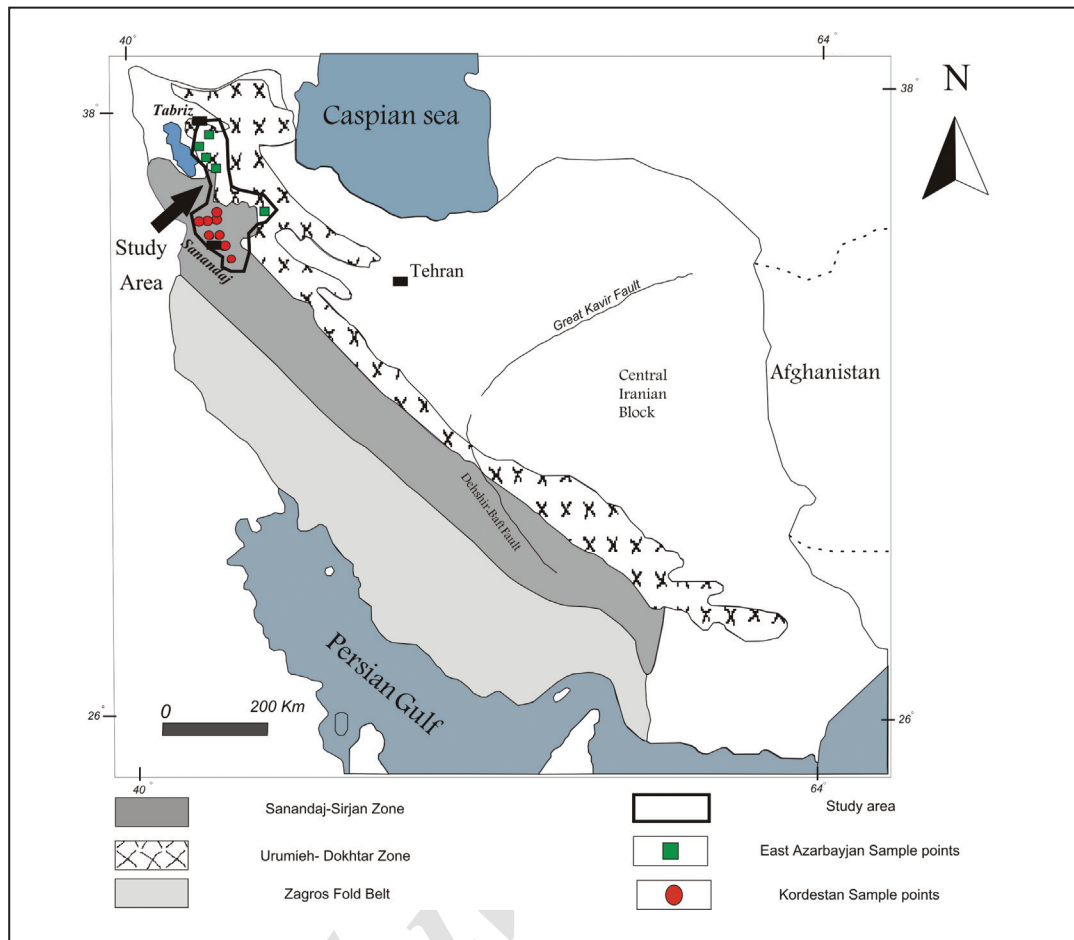
۴-۲. تعیین منشأ دی‌اکسید کربن

با استفاده از داده‌های ایزوتوپی تراورتن‌ها می‌توان منشأ دی‌اکسید کربن را تعیین کرد. ترکیب CO_2 از منابع مختلفی از جمله فرایند کربن‌زدایی سنگ‌آهک‌ها، گاز زدایی گوشته، هیدرولیز و اکسایش کربن احیایی حاصل می‌شود (Pentecost, 2005). به‌منظور تعیین منشأ CO_2 تراورتن‌ها از رابطه ۲ استفاده می‌شود (Panichi and Tonjorgi, 1976; Kele et al., 2011).

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

بر پایه نتایج به دست آمده از رابطه بالا، مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ نمونه‌های تراورتن آذربایجان شرقی در محدوده -0.7‰ تا $+3.2\text{‰}$ با میانگین $+1.8\text{‰}$ و نمونه‌های تراورتن کردستان و آذربایجان غربی در محدوده -3.2‰ تا $+1.3\text{‰}$ با میانگین -0.9‰ است (جدول ۲).

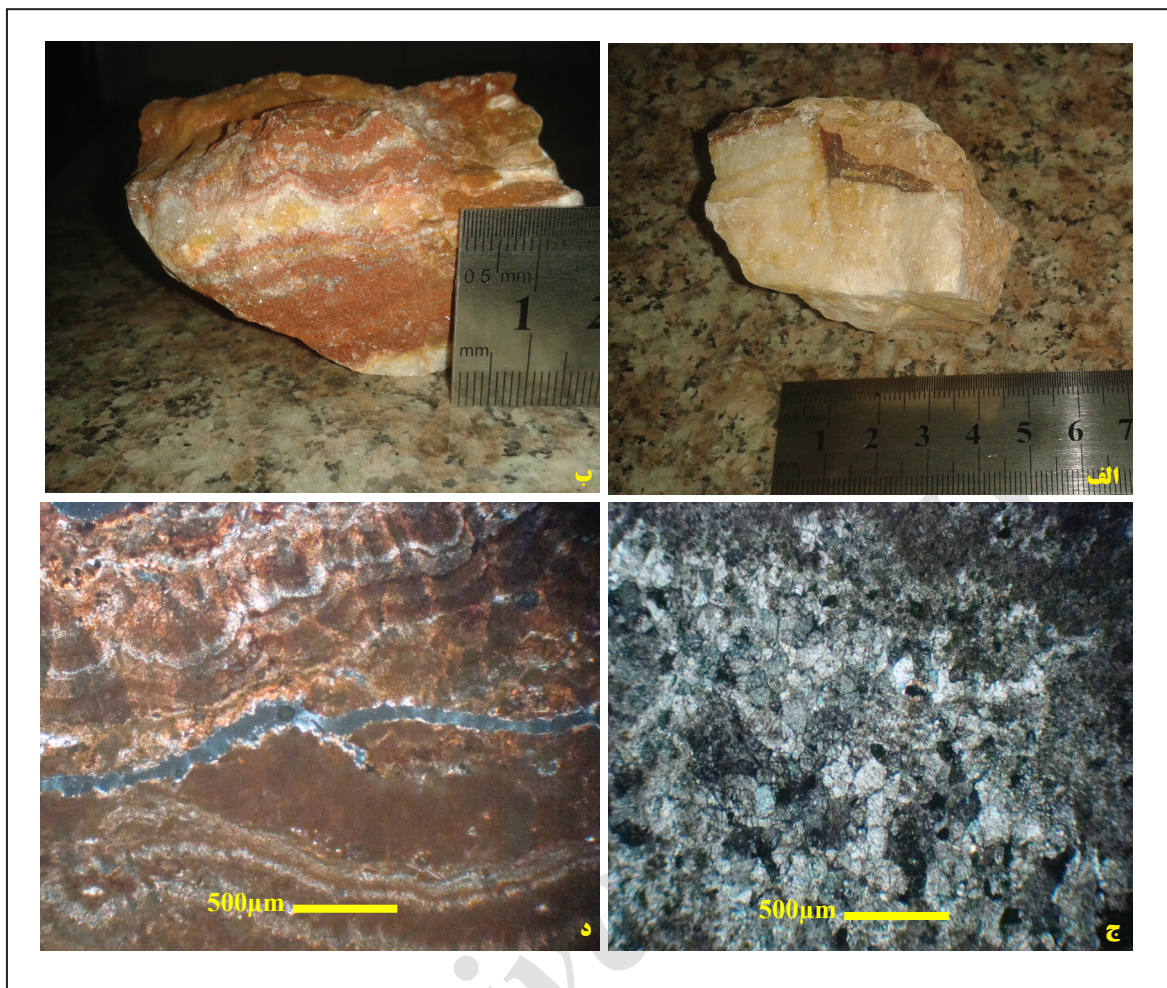
شکل ۶ رابطه مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ با $\delta^{13}\text{C}_{(\text{Travertine})}$ را نشان می‌دهد. بر پایه این نمودار نمونه‌های تراورتن آذربایجان غربی نسبت $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ به $\delta^{13}\text{C}_{(\text{Travertine})}$ بالاتری نسبت به تراورتن‌های منطقه کردستان نشان می‌دهند. با استفاده از رابطه ۲، می‌توان از راه مقدار $\delta^{13}\text{C}$ اندازه‌گیری شده در سنگ تراورتن، مقدار $\delta^{13}\text{C}$ دی‌اکسیدکربن آزاد شده از آب را در زمان ته‌نشست تراورتن مشخص کرد. به‌منظور تعیین منشأ CO_2 باید از نمونه‌های تراورتنی استفاده کرد که نزدیک‌ترین فاصله را با محل خروج آب چشمه تراورتن‌ساز دارند (Kele et al., 2008). از میان نمونه‌های برداشت شده در مناطق مطالعاتی این پژوهش، نمونه شماره T-k-6 که دقیقاً از روی تپه چشمه فعال تراورتن‌ساز امامزاده پیر صالح بیچار منطقه کردستان برداشت شده است؛ به‌عنوان نمونه تعیین‌کننده منشأ CO_2 در نظر گرفته شده است. منشأ دی‌اکسیدکربن سنگ‌هایی که مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ آنها میان محدوده -3‰ تا -7‰ قرار می‌گیرد؛ از نوع ماگمایی منشأ گرفته از پوسته است و آن دسته از سنگ‌ها که $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ میان -5‰ تا -10‰ را نشان می‌دهند؛ دی‌اکسیدکربن با منشأ گوشته دارند



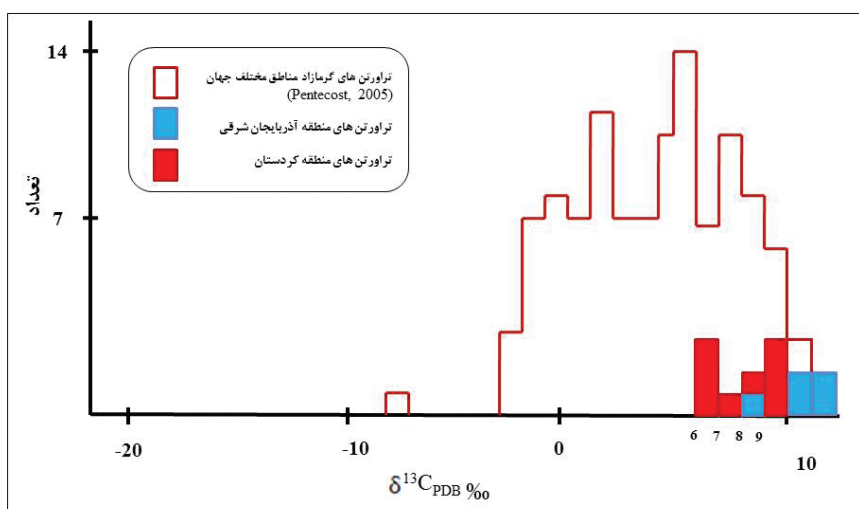
شکل ۱- نقشه ساختاری ایران، مناطق مورد مطالعه و نقاط نمونه‌برداری (برگرفته از Zarasvandi et al., 2005).



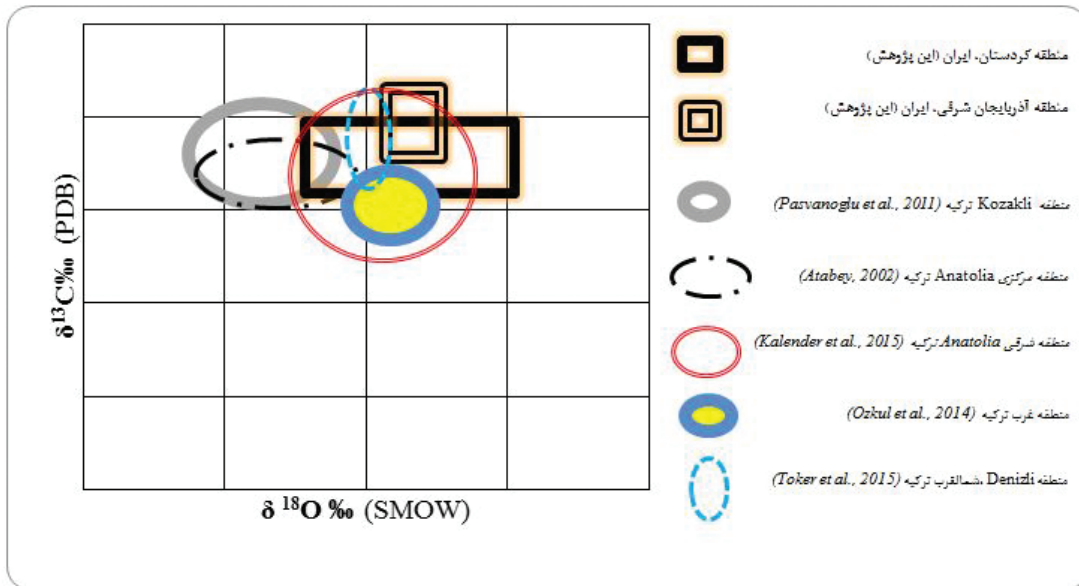
شکل ۲- نمونه‌برداری: الف) معدن تراورتن شکلاتی رشیدی عجب‌شیر؛ ب) معدن تراورتن لیمویی قزل داغ آذرشهر.



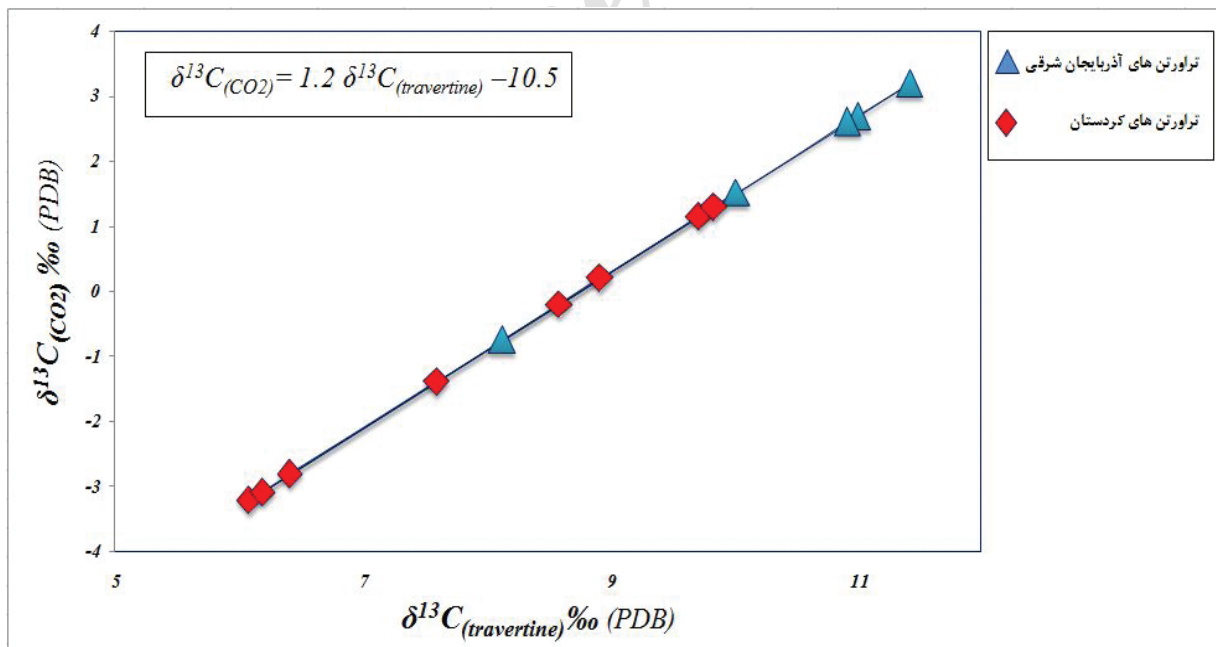
شکل ۳- بافت توده‌ای و متراکم: الف و ب) نمونه‌های دستی؛ ج و د) مقاطع میکروسکوپی (کلسیت و دولومیت‌های رومبونداری در زمینه میکریتی).



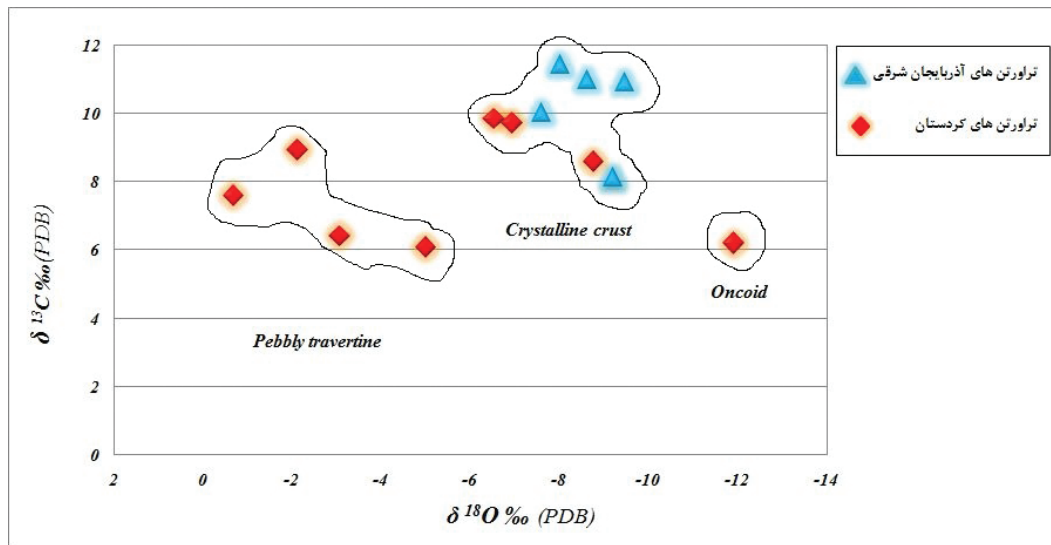
شکل ۴- نمودار مقادیر $\delta^{13}C$ تراورتن‌های گرمزاد.



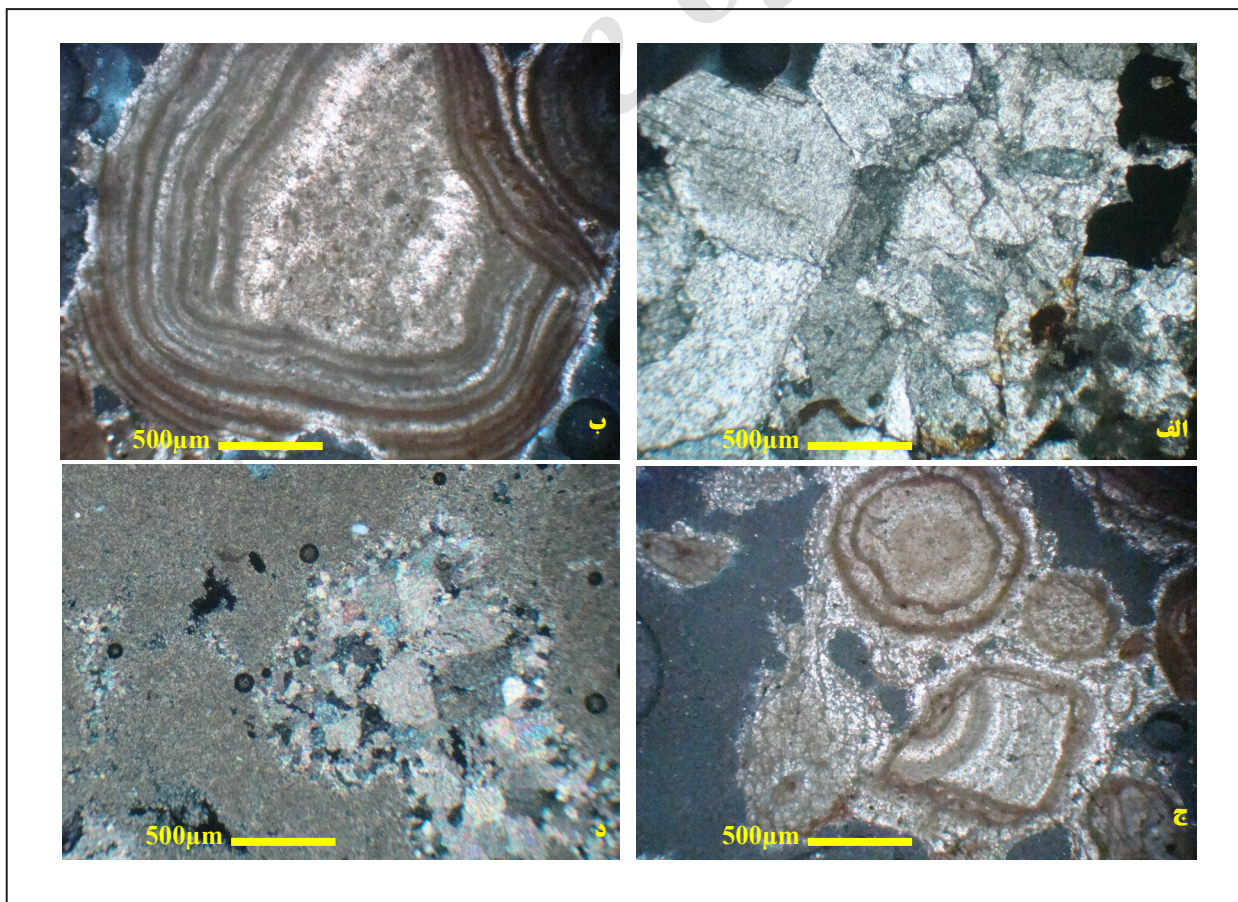
شکل ۵- ترکیب ایزوتوپ‌های پایدار تراورتن‌های مناطق مورد مطالعه با تراورتن‌های کشور ترکیه.



شکل ۶- نمودار مقادیر $\delta^{13}C$ نمونه‌های تراورتن در مقایسه با $\delta^{13}C$ دی‌اکسید کربن.



شکل ۷- مقادیر $\delta^{13}\text{C}$ و $\delta^{18}\text{O}$ نمونه‌های مناطق مطالعاتی با توجه به سنگ‌رخساره.



شکل ۸- الف) سنگ‌رخساره قشرهای متبلور؛ ب و ج) سنگ‌رخساره پیزولیتی؛ د) سنگ‌رخساره نوع قلوهای.

جدول ۱- مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ و $\delta^{13}\text{C}$ نمونه‌های مناطق مورد مطالعه.

نام نمونه	نام استان	منطقه نمونه برداری	$^{13}\text{C}_{(\text{PDB})}$ ‰	$^{18}\text{O}_{(\text{PDB})}$ ‰	$^{18}\text{O}_{(\text{SMWO})}$ ‰	مختصات جغرافیایی (UTM)
T-K-1	کردستان	قروه	۸/۹۲	-۲/۱۲	۲۸/۶۷	۰۷۶۴۴۷۴ ۳۹۰۸۱۸۷
T-K-3	کردستان	قروه	۷/۵۹	-۰/۶۸	۳۰/۱۶	۰۷۴۳۸۴۱ ۳۹۲۶۱۱۹
T-K-4	کردستان	بیجار	۶/۴۱	-۳/۰۷	۲۷/۷۰	۰۷۰۷۱۲۸ ۳۹۶۳۳۳۲
T-K-6	کردستان	بیجار	۶/۰۸	-۵	۲۵/۷۱	۰۷۱۱۱۶۹ ۳۹۶۳۵۶۱
T-K-7	آذربایجان غربی	بیجار	۹/۷۲	-۶/۹۴	۲۳/۷۱	۰۶۹۴۱۹۲ ۴۰۵۴۲۴۲
T-K-8	آذربایجان غربی	تکاب	۸/۵۹	-۸/۷۶	۲۱/۸۳	۰۶۹۸۹۹۹ ۴۰۵۴۳۵۰
T-K-9	آذربایجان غربی	تکاب	۶/۱۹	-۱۱/۹۱	۱۸/۵۸	۰۶۹۷۴۱۷ ۴۰۶۴۸۳۰
T-K-10	آذربایجان غربی	زرشوران	۹/۸۴	-۶/۵۳	۲۴/۱۳	۰۶۸۹۳۶۸ ۴۰۵۵۰۷۱
T-A-16	آذربایجان شرقی	قره‌آقاج	۸/۱۳	-۹/۲۱	۲۱/۳۷	۰۶۸۲۲۳۱ ۴۰۹۹۱۵۶
T-A-17	آذربایجان شرقی	عجب‌شیر	۱۱	-۸/۶۱	۲۱/۹۸	۰۵۷۶۳۵۸ ۴۱۵۲۳۳۹
T-A-18	آذربایجان شرقی	آذرشهر	۱۱/۴۲	-۸/۰۲	۲۲/۵۹	۰۵۷۶۳۵۸ ۴۱۷۳۴۲۲
T-A-19	آذربایجان شرقی	عجب‌شیر	۱۰/۹۲	-۹/۴۶	۲۱/۱۱	۰۵۷۵۲۱۰ ۴۱۶۹۵۲۷
T-A-20	آذربایجان شرقی	آذرشهر	۱۰/۰۲	-۷/۶	۲۳/۰۳	۰۵۸۳۷۲۹ ۴۱۷۶۹۵۷

 جدول ۲- مقادیر $\delta^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ نمونه‌های مناطق مطالعاتی.

نمونه	$^{13}\text{C}_{(\text{CO}_2)}$ ‰	$^{13}\text{C}_{(\text{Travertine})}$ ‰
T-K-1	۰/۲	۸/۹۲
T-K-3	-۱/۳۹	۷/۵۹
T-K-4	-۲/۸	۶/۴۱
T-K-6	-۳/۲	۶/۰۸
T-K-7	۱/۱۶	۹/۷۲
T-K-8	-۰/۱۹	۸/۵۹
T-K-9	-۳/۰۷	۶/۱۹
T-K-10	۱/۳	۹/۸۴
T-A-16	-۰/۷	۸/۱۳
T-A-17	۲/۷	۱۱
T-A-18	۳/۲	۱۱/۴۲
T-A-19	۲/۶	۱۰/۹۲
T-A-20	۱/۵	۱۰/۰۲

کتابنگاری

- آدابی، م. ح.، زرگرامینی، ز.، ۱۳۸۷- اطلس سنگ‌های رسوبی در زیر میکروسکوپ، مرکز نشر دانشگاهی.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۳- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ مرنده، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۷۴- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ اسکوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۵۸۶ ص.
- امامی، م. ح.، ۱۳۷۶- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بستان آباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- باباخانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- حسینی، ه. و آقابابایی، ح.، ۱۳۸۵- بررسی وضعیت زمین‌شناسی و ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی تراورتن‌های تزینی آذرشهر، مجله علوم زمین، سال شانزدهم. ۹ ص.
- داداشی آرانی، ح.، ۱۳۹۰- پتروگرافی تراورتن‌های کواترنری در جنوب نطنز، مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، جلد ۹.
- رادفر، ج. و قلمقاش، ج.، ۱۳۸۳- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ بیجار، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- رهبر، ی.، نبوی، م. ح.، ۱۳۶۷- ویژگی‌هایی از تراورتن‌های زینتی آذرشهر، اولین سمینار سنگهای نما و تزینی ایران.
- روشنک، ر.، ۱۳۹۱- زمین‌شیمی و کانی‌شناسی نهشته‌های تراورتن (با نگرشی ویژه به آلودگی آرسنیک) در محور قروه- تکاب، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۳۵۶ ص.
- روشنک، ر.، مُر، ف.، کشاورزی، ب. و امیدیان، ص.، ۱۳۹۶- پتروگرافی و رده‌بندی تراورتن‌های محور قروه- تکاب بر پایه تجزیه‌های ایزوتوبی و تصاویر SEM، مجله پژوهش‌های دانش زمین، سال هفتم، شماره ۲۹، ۱۶ ص.
- سهیلی، م.، ۱۳۷۸- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- قدیرزاده، ا.، ۱۳۷۹- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آذرشهر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- قلمقاش، ج. و خضری، م.، ۱۳۸۲- ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ دیوان‌دره، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- مصدق‌زاده، ح. و نصراصفهان‌ئی، ع.، ۱۳۹۰- پترولوژی تراورتن‌های معدن قرمز شمال غرب روستای ورتون شمال شرق اصفهان، دومین همایش علوم زمین.

References

- Atabey, E., 2002- The Formation Of Fissure Ridge Type Laminated Travertine-Tufa Deposits Microscopical Characteristics And Diagenesis, Kirşehir Central Anatolia . Journal of Mineral Res. Expl. Bul.. 123-124. p.59-65.
- Chafetz, H. S. and Meredith J. C., 1983- Recent travertine pisolites (pisoids) from southeastern Idaho, U.S.A. 450-455. In: Peryt TM (ed) Coated Grains. New York, Springer-Verlag, p 655.
- Dehghani, G. A. and Makris, J., 1983- The gravity field and crustal structure of Iran, Geodynamic project Geotraverse in Iran: Geological Survey of Iran, report 51, p. 51-68.
- Drysdale, R. N., 1999- The sedimentological significance of hydropsychid caddis-fly larvae (Order: Trichoptera) in a travertine-depositing stream: Louie Creek, Northwest Queensland, Australia. Journal of Sedimentary Research, 69: 145-150.
- Hoefs, J., 2004- Stable Isotope Geochemistry", 5th Edition, Springer, 285p.
- Kalender, L., Oztekin, O., Inceoz, M., Çetindag, B. and Yildirim, V., 2015- Geochemistry of travertine deposits in the Eastern Anatolia District: an example of the Karakoçan-Yogunagaç (Elazığ) and Mazgirt-Dedebağ (Tunceli) travertines, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences 24, p.607-626.
- Kele, S., Demény, A., Siklós, Z., Németh, T., Tóth, M. and Kovács, 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, p. 53-72.
- Kele, S., Ozkul, M., Gokgoz, A., Forizs, I., Baykara, M. O., Alcicek, M. C. and Nemeth, T., 2011- Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: new evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. Sed. Geol., 238, 191-212.
- Özkul, M., Varol, B. and Alçiçek, M. C., 2002- Depositional environments and petrography of Denizli travertines. Bulletin of the Mineral Research and Exploration 125, 13-29.
- Özkul, M., Gokgoz, A., Kele, S., Baykara, M. O., Shen, C. C., Chang, Y. W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Akin, T. and Orü, Z., 2014- Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: a case from the eastern Mediterranean region. Sedimentology 61, p.291-318.
- Panichi, C. and Tongiorgi, E., 1976- Carbon isotopic composition of CO₂ from springs, fumaroles, mofettes and travertines of central and southern Italy: a preliminary prospection method of geothermal areas. – Proc. 2nd U. N. Symposium on the Development and Use of Geothermal Energy, San Francisco, p. 815-825.
- Pasvanoglu, S. and Chandrasekharam, D., 2011- Hydrogeochemical and isotopic study of thermal and mineralized waters from the Nevşehir (Kozakli) area, Central Turkey, Journal of Volcanology and Geothermal Research 202 p. 241-250.
- Pentecost, A., 2005- Travertine, Reader in Geomicrobiology School of Health and Life Sciences King's College London, Springer. 443p.

- Shahabpour, J., 2005- Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences*: 24, p.405-417.
- Sokoutis, D., Bonini, M., Medvedev, S., Boccaletti, M., Talbot, C. J. and Koyi, H., 2000- Indentation of a continent with a built-in thickness change: Experiment and nature: *Tectonophysics*, v. 320, p.243–270.
- Toker, E., Kayseri-Ozer, M. S., Ozkul, M. and Kele, S., 2015- Depositional system and palaeoclimatic interpretations of Middle to Late Pleistocene travertines: Kocabaş, Denizli, south-west Turkey. *Sedimentology* 62, p.1360–1383.
- Uysal, T., Feng, Y., Zhao, J., Isik, V., Nuriel, P. and Golding, S. D., 2009- Hydrothermal CO₂ degassing in seismically active zones during the late Quaternary. *Chemical Geology*, v. 265, p.442–454.
- Valley, J. W., Taylor, H. P. and O'Neil, J. R., 1986- Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. *Reviews in Mineralogy*, v. 16, Mineralogical Society of America, 570 p.
- Veysey, J., Fouke, B. W., Kandianis, M. T., Schickel, T. J., Johnson, R. W. and Goldenfeld, N., 2008- Reconstruction of water temperature, pH, and flux of ancient hot springs from travertine depositional facies. *Journal of Sedimentary Research* 78, p.69–76.
- Zarasvandi, A., Liaghat, S. and Zentilli, M., 2005- Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, central Iran. *International Geology Reviews* 47 , 620–646.

Archive of SID