



انجمن حفاظت در برابر آلودگی ایران

مقاله پژوهشی

مجله سنجش و ایمنی پرتو، جلد ۱۱ شماره ۳، پاییز ۱۴۰۱، صفحه ۱۲۷-۱۳۳

تاریخ دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۰۷/۲۳، تاریخ پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۱۳



سالیابی دو نمونه باستانی به روش ترمولومینسانس و تاثیر ناحیه پلاتو در سن نمونه‌ها

فهیمه عباسی^۱، احسان صادقی*^۲، مصطفی زاهدی فر^۲

^۱دانشگاه کاشان، دانشکده فیزیک، کاشان، ایران.

^۲دانشگاه کاشان، پژوهشکده علوم و فناوری نانو، کاشان، ایران.

*اصفهان، کاشان، کیلومتر ۶ بلوار قطب روانی، دانشگاه کاشان، دانشکده فیزیک.

پست الکترونیکی: sdgh@kashanu.ac.ir

چکیده

یکی از روش‌های سالیابی آثار باستانی خصوصاً سفال، خشت، آجر و تمام اشیایی که در دمای 450°C پخته می‌شوند، با هر رنگ و لعابی که باشند استفاده از روش‌های ترمولومینسانس است. در این روش اساس سالیابی پاسخ ترمولومینسانس کانی‌های کوارتز و فلدسپار می‌باشد. آخرین باری که نمونه تا دمای 450°C گرما دیده است را زمان صفر نمونه در نظر گرفته و عمر نمونه ساخته شده از این لحظه محاسبه می‌شود. یکی از نمونه‌ها طبق سالیابی به روش رادیوکربن دارای سن تقریبی ۸۰۰۰ سال و دیگری ۲۰۰۰ سال می‌باشد که هدف از انتخاب این دو نمونه با عمرهای متفاوت، تأثیر ناحیه پلاتوی به‌دست آمده از منحنی درخشش نمونه‌ها در تخمین سن آن‌هاست. در هر دو نمونه میزان دز جذب شده در نمونه پس از آخیش گرمایش نمونه محاسبه شده و سپس با میزان دز سالانه نمونه در منطقه مقایسه شد و از ناحیه پلاتو جهت تعیین بازه دمایی مناسب منحنی ترمولومینسانس جهت تعیین میزان دز جذب شده استفاده شده است. با توجه به ناحیه پلاتو بازه دمایی مناسب برای دو نمونه کاملاً متفاوت می‌باشد و نمونه ای که دارای عمر طولانی‌تری بوده است محدوده دمایی پایداریش در دماهای بالاتری نسبت به نمونه با عمر کمتر می‌باشد. در این مقاله ناحیه پلاتو برای نمونه با سن ۹۳۰۳ از دمای 388°C و برای نمونه با سن ۲۲۹۵ از دمای 341°C آغاز شده است که نشان دهنده ارتباط بین سن نمونه و ناحیه پلاتو می‌باشد.

کلیدواژه‌گان: سالیابی، ترمولومینسانس، ریز دانه، پلاتو، دز سالانه.

۱. مقدمه

انرژی‌ای را که از محیط به آن‌ها منتقل می‌شود در خود ذخیره کنند و پس از مدتی با ساطع کردن نور، انرژی ذخیره شده را آزاد کنند. ترمولومینسانس قابلیت ساطع کردن نور بر اثر حرارت دادن نمونه در درجه حرارت‌های مشخص پس از تحریک اولیه (و جذب دز) است. نور ترمولومینسانس ساطع شده از سفال نشان‌دهنده‌ی انرژی جذب شده در کانی‌های

ترمولومینسانس یکی از زیرشاخه‌های لومینسانس است که طی آن مواد هنگام حرارت‌دهی تا 500°C درجه سانتی‌گراد از خود نور ساطع می‌کنند [۱]. جهت به‌کارگیری ترمولومینسانس در سالیابی از دانه‌های معدنی کوارتز و فلدسپار موجود در خاک که به‌عنوان دزیمتر عمل می‌کنند، استفاده می‌شود. در طبیعت بلورهای متعددی وجود دارند که بر اثر حرارت از خود نور ساطع می‌کنند. امروزه ثابت شده است اجسامی با خاصیت لومینسانس قادرند

موجود در خاک در طی عمر خود است. این انرژی از دو منبع
به یک جسم منتقل می‌شود:

نمونه طبیعی و نمونه طبیعی دز داده شده استفاده می شود و پس از تعیین ناحیه پلاتو که از نسبت این دو به دست می آید می توان دز دریافتی توسط نمونه را طبق روش کار به دست آورد [۳].

همچنین روش های مختلفی جهت اندازه گیری آهنگ دز محیطی وجود دارد که شامل استفاده از دستگاه اسپکترومتر گاما، فعال سازی نوترونی، کپسول شمارش آلفا و نورسنجی شعله می باشد. حداکثر عمق نفوذ پرتوهای آلفا در خاک یا سفال حدود ۲۳ میکرومتر است. پرتوهای بتا می توانند حدود ۱ تا ۲ میلی متر در اجسام یا خاک نفوذ کنند. عمق نفوذ پرتوهای گاما حدود ۳۰ سانتی متر است [۴]. به همین علت از انرژی جذب شده که منشأ انرژی آن از تابش گامای خود سفال در آن صرف نظر می شود. برعکس، انرژی پرتوهای گاما ناشی از محیط اطراف سفال، به خود سفال منتقل شده و در آن ذخیره می شود ولی انرژی پرتوهای آلفا و بتا در محیط اطراف سفال قبل از رسیدن به آن در خاک جذب می شود.

۲. مواد و روش ها

در این پژوهش یک قطعه آجر و مقداری از خاک اطراف آن از بخش شمالی، شهرستان بهشهر واقع در مازندران (نمونه S1) و یک قطعه سفال و مقداری از خاک اطراف آن از بخش مرکزی ایران، روستای استرک استان اصفهان (نمونه S2) تهیه شد. روستای استرک یکی از روستاهای دهستان کوهپایه از بخش مرکزی شهرستان کاشان می باشد که قدمت این شهر به حدود ۷۰۰۰ سال قبل باز می گردد و شهرستان بهشهر از شهرستان های استان مازندران ایران است و قدمت آن بالغ بر ۱۰۰۰۰ سال می باشد.

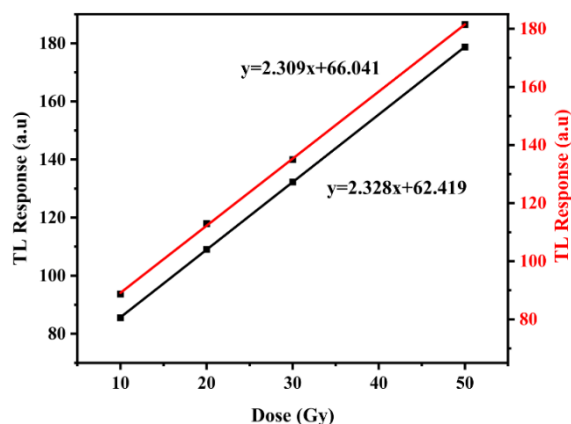
۱- مواد پرتوزای موجود در خاک سفال یا در محیط اطراف آن مانند: اورانیوم، توریم، پتاسیم یا روبیدیوم.

خاک معمولی نیز شامل مواد پرتوزا است. این مواد پرتوزا در هنگام واپاشی از خود پرتوهای آلفا، بتا و گاما با انرژی های مشخص ساطع می کنند. انرژی ساطع شده از این مواد پرتوزا در بلورهای جامد مانند بلورهای کوارتز و فلدسپار موجود در خاک ذخیره می شوند.

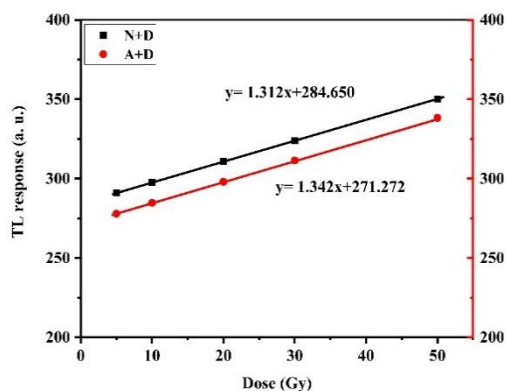
۲- پرتوهای کیهانی که قسمت اعظم این پرتوها از پروتون هایی با انرژی و عمق نفوذ زیاد تشکیل شده اند [۲].

انرژی حاصل از پرتوهای یونساز موجود در خاک و پرتوهای کیهانی، از زمان تشکیل کانی ها در آن ها ذخیره می شود. این انرژی می تواند تا حدود ده میلیون سال در جسم باقی بماند، اما در صورت حرارت دادن جسم، این انرژی به یک باره آزاد می شود. در هنگام پخت سفال در کوره، همگی این انرژی آزاد می شود و می توان گفت که ساعت ترمولومینسانس برای جسم پخته شده در کوره روی صفر قرار می گیرد. پس از سرد شدن سفال، فرایند ذخیره سازی انرژی حاصل از مواد یونساز دوباره آغاز می شود و ساعت ترمولومینسانس شروع به کار می کند. مقدار انرژی ذخیره شده در سفال متناسب با زمانی است که از پخت آن در کوره می گذرد و این نکته اساسی در سالیابی به روش ترمولومینسانس است. در آزمایشگاه با اندازه گیری مقدار دز دریافتی توسط نمونه و تخمین مقدار دزی که سالانه به جسم منتقل می شود می توان قدمت نمونه را تعیین کرد. جهت تعیین دز دریافتی توسط نمونه از ناحیه پلاتو به دست آمده از منحنی درخشش ترمولومینسانس نمونه ها استفاده می شود. بدین منظور از نمودار پاسخ ترمولومینسانس نسبت به دما برای

برای نمونه‌های S1 و S2 را نشان می‌دهند. با توجه به نمودار پاسخ ترمولومینسانس بر حسب دز داده شده و مقایسه دو حالت تابکاری شده و طبیعی میزان دز جمع شده پس از ساخت سفال را به دست می‌آید.



شکل (۲): پاسخ ترمولومینسانس برای نمونه S1.



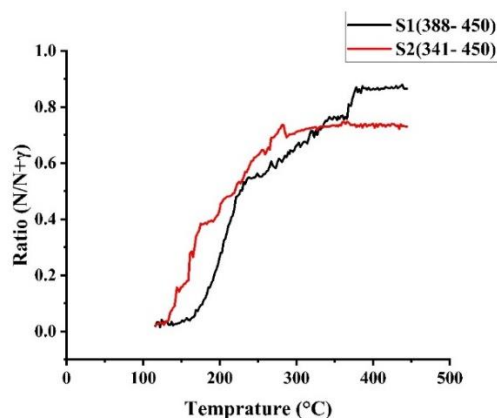
شکل (۳): پاسخ ترمولومینسانس برای نمونه S2.

جهت محاسبه سن نمونه به میزان دز سالانه خاک منطقه نیز نیاز داریم [۴]. برای تعیین غلظت عناصر پرتوزا در محیط و خاک می‌توان از روش‌های فیزیکی و شیمیایی مختلف استفاده کرد. شیوه‌ای که ما در این تحقیق مورد استفاده قرار

پرتودهی همه نمونه‌ها با چشمه گاما (^{60}Co) انجام شد. قرائت نمونه‌ها با دستگاه قرائتگر TLD مدل Harshaw 4500 از دمای ۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد، با آهنگ دمایی $\frac{2}{5}^{\circ}\text{C}$ انجام گرفت.

۳. نتایج

در روش ریزدانه طبق آماده سازی نمونه توسط ایتکن [۳] نمونه را آماده کرده و جهت تست پلاتو تعدادی از نمونه‌ها قرائت شدند. با تقسیم منحنی درخشش ترمولومینسانس نمونه طبیعی بر نمونه طبیعی + دز داده شده، نمودار ناحیه پلاتو برای این دو نمونه به صورت زیر به دست آمد:



شکل (۱): نمودار ناحیه پلاتو برای دو نمونه S1 از بهشهر

و S2 از استرک.

سپس نمونه‌ها با برنامه تابکاری مشخص (تابکاری در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد و به مدت ۳۰ دقیقه) تابکاری شده و دسته بندی شدند. در هر دسته ۷ نمونه طبیعی و تابکاری شده تحت دز مشابه قرار گرفته و تحت تابش در دزهای ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰ و ۵۰ گری با چشمه کبالت ۶۰ قرار داده و قرائت شدند. شکل‌های ۲ و ۳ نتایج به دست آمده

در این رابطه \dot{D}_α ، \dot{D}_β ، \dot{D}_γ ، \dot{D}_C به ترتیب، آهنگ دز پرتوهای آلفا، بتا، گاما و پرتوهای کیهانی می باشد. در این رابطه k بازدهی نسبی می باشد که به صورت زیر تعریف می شود [۷]:

$$k = \frac{\text{Termoluminescence per unit dose of } \alpha\text{-radiation}}{\text{Termoluminescence per unit dose of } \beta\text{-radiation}} \quad (2)$$

باتوجه به اندازه ذرات مورد استفاده در این کار $k = 0.1$ می باشد.

جدول (۱): نتایج قرائت دزیمترهای GR-200 قرار گرفته در منطقه.

منطقه	شماره	۸	۹	۱۰		
استرک	دزیمتر					
	پاسخ	۱۸/۹۷	۱۹/۶۸	۱۶/۰۰		
	(μC)					
منطقه	شماره	۱	۲	۳	۴	۵
بهشهر	چیپ					
	پاسخ	۸۵/۱۶	۷۳/۵۸	۵۶/۰۹	۶۷/۹۱	۷۰/۱۴
	(nC)					

با توجه به میزان عمق نفوذ پرتوهای آلفا و بتا و گاما، برای اندازه گیری دز محیطی کافیت میزان دز پرتوی گاما و پرتوهای کیهانی محیط اندازه گیری شود [۸].

جهت اندازه گیری میزان پرتو زایی مواد رادیو اکتیو موجود در خاک منطقه که منجر به ساطع شدن پرتوی آلفا و بتا می شوند، با همکاری بخش حفاظت در برابر پرتوها از روش طیف-سنجی گاما استفاده شد. نتایج این طیف سنجی ها در جدول ۲ ذکر شده است.

داده ایم، روش حساس و بسیار دقیق استفاده از دزیمترهای محیطی ترمولومینسانس است. این دزیمترها برای مدتی معین در محل نصب می شوند و می توان مستقیماً مقدار دز محیطی ناشی از عناصر پرتو زای محیط و پرتوهای کیهانی موجود در محل را با استفاده از پاسخ ترمولومینسانس آن ها اندازه گیری کرد [۵].

در این پژوهش به منظور اندازه گیری دز محیطی دریافتی توسط خاک منطقه، تراشه های (LiF:Mg,Cu,P)، GR-200 بکار برده شد. ابتدا برای کالیبره کردن تراشه ها با استفاده از برنامه ی تاب کاری از قبل تعیین شده [۶] ۵ تراشه به مدت ده دقیقه در دمای ۲۴۰ درجه سانتیگراد تاب کاری شده و با استفاده از یک چشمه سزیم ۱۳۷ با آهنگ دز ۲۲۲/۶۹ میکروگری بر ساعت کالیبره شدند. سپس این چهار تراشه یک بار دیگر با همان برنامه قبلی تاب کاری شدند. تراشه ها را بسته بندی و درون بسته های پلاستیکی مشکی رنگ قرار دادیم و به مدت ۵ روز (معادل ۱۱۹ ساعت) در عمق چند سانتی متری خاک منطقه مورد مطالعه، قرار گرفتند. پس از آن تراشه ها مجدداً به آزمایشگاه منتقل شده و میزان دز دریافتی از خاک منطقه توسط دستگاه TLD قرائت شد. نتایج قرائت در جدول ۱ بیان شده است.

آهنگ دز دریافتی سالانه توسط خاک منطقه از رابطه زیر محاسبه می شود [۲]:

$$\text{Dose rate} = k\dot{D}_\alpha + C_\beta\dot{D}_\beta \quad (1) \\ + C_\gamma\dot{D}_\gamma + \dot{D}_C$$

جدول (۲). نتایج طیف سنجی گامای خاک منطقه.

ماده	اکتیویته جرمی (Bq/Kg) (بهشهر)	اکتیویته جرمی (Bq/Kg) (استرک)
Ra226	۵۱/۱۴	۲۴/۰۷
Th232	۶۱/۵۷	۱۴/۷۴
K40	۷۸۷/۹۲	۲۰۹/۳۱

میزان دز آلفا و بتای نمونه خاک از طریق رابطه زیر به دست می‌آیند [۱۱]:

$$D_{\alpha,\beta} = Activity (Bq / Kg) \times E_{\alpha,\beta} (J) \quad (۳)$$

این رابطه بیانگر دز آلفا و بتای نمونه به ازای ۱ ثانیه است. با توجه به این که هر سال $10^7 \times 3.15$ ثانیه است، دز سالانه‌ی آلفا و بتای نمونه خاک تخمین زده شد. نتایج محاسبات در جدول ۴ بیان شده است.

جدول ۴. میزان پرتوزایی مواد رادیواکتیو موجود در خاک.

ماده رادیواکتیو	Ra226	Th232	K40
دز (mGy/Year) (بهشهر)	۱/۲۵	۲/۷۶	۵/۱۹
دز (mGy/Year) (استرک)	۰/۵۹	۰/۳۰	۱/۵۹

به دلیل اهمیت وجود رطوبت در خاک، درصد وزنی رطوبت اندازه‌گیری شد [۹] با توجه به این که نمونه خاک برداشته شده از منطقه در شرایط مناسب نگهداری شده بودند، ابتدا نمونه مرطوب وزن شد و سپس نمونه به مدت ۱۲ ساعت در کوره‌ای با دمای ۱۰۰ درجه سانتیگراد قرار گرفت تا کاملاً خشک شود و مجدداً وزن شد. نسبت اختلاف وزن نمونه در حالت مرطوب و خشک به وزن نمونه خشک، درصد وزنی رطوبت در نمونه است. نتایج اندازه‌گیری‌ها و محاسبات در جدول ۳ بیان شده است [۱۰].

جدول (۳). میزان پرتوزایی مواد رادیواکتیو موجود در خاک.

وزن نمونه خشک (g)	وزن نمونه مرطوب (g)	اختلاف درصد وزن (g)	درصد رطوبت %
۳۴/۳۲	۳۵/۳۸	۱/۰۶	۳/۰۹
۲۴/۶۷	۲۵/۲۲	۰/۵۵	۲/۲۳

رطوبت و جذب آب در خاک موجب کاهش تاثیر پرتوهای یونزا روی نمونه است. یعنی انرژی منتقل شده به خاک نسبت به موقعیتی که خاک کاملاً خشک است، کمتر خواهد بود. اثر وجود رطوبت در نمونه به علت ناچیز بودن دز آلفا، فقط به صورت ضرایبی برای دزهای بتا و گاما ظاهر می‌شود که این ضرایب به صورت زیر تعریف می‌شوند [۱۲]:

$$C_{\beta} = \frac{1}{1+1.25W\%} \quad (۴)$$

$$C_{\gamma} = \frac{1}{1+1.14W\%} \quad (۵)$$

$$C_{\alpha} = \frac{1}{1+1.5W\%}$$

بر اساس نمودارهای شکل (۲) و (۳) دز معادل نمونه اکتشافی از منطقه شمالی به روش ریزدانه ۱۵.۶۵۲ گری و نمونه اکتشافی از منطقه مرکزی ۱.۶۱۴ گری می‌باشد.

برای محاسبه دز آلفا و بتای نمونه با توجه به طولانی بودن نیمه عمر این مواد، با داشتن اکتیویته و انرژی هر واپاشی،

(۶)

با قرار دادن این در صدها در روابط (۴) و (۵)، ضرایب مربوط به رطوبت مطابق جدول ۵ به دست آمدند.

جدول ۵. ضرایب رطوبت برای نمونه برداشته شده از خاک منطقه.

ضریب	C_{β}	C_{γ}
مقدار ضرایب به شهر	۰/۲۰	۰/۲۲
رطوبت استرک	۰/۹۷	۰/۹۸

همچنین برای ساس جدول ۱ و انجام محاسبات، میانگین دز چپ‌ها به ازای ۱۱۹ ساعت محاسبه شد و نهایتاً دز سالانه‌ی ناشی از پرتوی گاما و پرتوهای کیهانی برای منطقه به شهر 2.19 mGy/y و برای منطقه استرک 1.39 mGy/y به دست آمد.

با توجه به اطلاعات فوق و محاسبات انجام شده، میزان کل دز سالانه ناشی از مواد پرتوزای موجود در خاک و پرتوهای کیهانی در منطقه به شهر 1.61 mGy/y و در منطقه استرک 0.78 mGy/y می‌باشد.

با توجه به میزان دز معادل و نسبت آن به دز سالانه می‌توان سن نمونه را محاسبه کرد. با توجه به داده‌های به دست آمده سن نمونه اکتشافی از بخش شمالی (S1) به روش ریز دانه ۹۱۹۵ سال و سن نمونه اکتشافی از بخش مرکزی (S2) به همین روش ۲۳۱۰ می‌باشد.

۴. نتیجه گیری

روش ریزدانه یکی از روش‌های غیرتخریبی با خطای بسیار کم برای نمونه‌های باستانی است که تا دمای بالاتر از 450°C گرما دیده اند. همچنین با توجه به نتایج به دست آمد. روش آماده سازی نمونه‌ها و همچنین نحوه انجام هر کدام از مراحل محاسبات بسیار حساس بوده و باید با نهایت دقت انجام پذیرند چرا که در صورت عدم دقت کافی قدمت نمونه‌ها ممکن است سالها غلط تخمین زده شود. همان‌طور که انتظار می‌رفت سن نمونه‌ای که ناحیه پلاتوی آن از دمای بالاتری آغاز شده است بسیار بیشتر از نمونه‌ای است که ناحیه پلاتوی آن از دمای پایین تر آغاز شده است. نتایج این مقاله با سالیابی نمونه‌ها به روش رادیو کربن نیز سازگار است که نشان دهنده صحت روشهای به کار رفته در تخمین نمونه‌های مورد مطالعه است.

۵. تشکر و قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های دانشگاه کاشان در انجام این پژوهش کمال تشکر را دارند.

۶. مراجع

1. R. Chen, and S. W. S. Mckeever. Theory of thermoluminescence and related phenomena. World scientific, Singapore, 1997.
2. F. Daniels, C. A. Boyd, D. F. Saunders. Thermoluminescence as a research tool. Science 117 (1960) 343-349.
3. M. J. Aitken. Thermoluminescence Dating . Academic Press, London, 1985.
4. H. Ghiam, M. Zahedifar, E. Sadeghi. Archeology dating of pottery samples obtained from Iran by using thermoluminescence technique. IJRSM 1 (1) (2013) 19-24
5. M. A. Atlihan, N. Meric. Luminescence dating of a geological sample from Denizli Turkey. Appl. Radiat. Isot. 66 (2005) 64-68.
6. A. G. Wintle. Fifty years of luminescence dating. Archaeometry 50 (2) (2008) 276–312.
7. M. J. Aitken. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London, 1985.
8. M. J. Aitken. An Introduction to Optical Dating. Oxford University Press, London, 1998.
9. M. Fattahi, S. Stokes. Dating volcanic and related sediments by luminescence methods: a review. Earth-Sci. Rev. 62 (2003) 229-264.
10. M. A. Atlihan, N. Meric. Luminescence dating of a geological sample from Denizli Turkey. Appl. Radiat. Isot. 66 (2008) 69-74.
11. J. R. Prescott, M. A. Habermehl. Luminescence dating of spring mound deposits in the South Western Great Artesian basin, Northern South Australia, Aust. J. Earth Sci. 55 (2) (2008) 167-181.
12. T. Vichaidid, S. Danworaphong, Dating the historical old city walls of Songkhla Thailand using thermoluminescence technique. Heliyon 7 (2) (2021) e06166.