



## مقدمه

فرسایش خاک و تخریب اراضی یکی از مسائل مهم جهانی بوده و تهدیدات جدی برای زندگی بشر به دنبال دارد (گورا و همکاران، ۲۰۱۷). بیش تر خاک‌های دنیا در شرایط متوسط، ضعیف و خیلی ضعیف هستند (فائو و آی تی پی اس، ۲۰۱۵) به طوری که حتی در کشورهای توسعه یافته میزان فرسایش خاک در بسیاری از نقاط بیش تر از میزان تشکیل خاک می‌باشد (آلوول و همکاران، ۲۰۱۴). فرسایش خاک یکی از عوامل اصلی تخلیه خاک از عناصر غذایی (به ویژه فسفر و پتاسیم) بوده و در آینده نزدیک پیامدهای منفی آن نه تنها هزینه جهانی را افزایش خواهد داد، بلکه باعث کمبود منابع غذایی نیز خواهد شد (السر و بنت، ۲۰۱۱). از اینرو ارزیابی میزان فرسایش و هدررفت خاک جهت اتخاذ شیوه‌های مناسب حفاظتی امری ضروری بوده و نیازمند روش‌های مطمئن و مقرون به صرفه می‌باشد. در دهه‌های اخیر، استفاده از رادیونوکلوئیدهای ریزشی به عنوان روشی مناسب جهت ارزیابی میزان فرسایش و رسوبگذاری در طی دوره‌های زمانی مختلف و بدون نیاز به پایش بلند مدت توجه جامعه علمی را به خود جلب کرده است (والینگ، ۲۰۱۲؛ آلوول و همکاران، ۲۰۱۴؛ مبیث و همکاران، ۲۰۱۴). رادیونوکلوئیدهای ریزشی در مقیاس جهانی اغلب در نتیجه آزمایش سلاح‌های هسته‌ای و همین طور به صورت محلی در نتیجه انفجارات تأسیسات هسته‌ای به محیط وارد شده‌اند (هو و همکاران، ۲۰۱۰). این رادیونوکلوئیدها به محض رسیدن به سطح زمین، به شدت جذب ذرات خاک شده و انتقال بعدی آن‌ها تنها از طریق فرآیندهای فرسایش و رسوبگذاری امکان‌پذیر می‌باشد (آژانس بین المللی انرژی اتمی، ۲۰۱۴a). از این رو این رادیونوکلوئیدها قابلیت استفاده به عنوان ردیاب مناسب جهت مطالعات مربوط به ارزیابی میزان جابجایی خاک را دارا می‌باشند. ارزیابی میزان جابجایی خاک با استفاده از رادیونوکلوئیدها براساس مقایسه بین فعالیت رادیونوکلوئیدها در مکان نمونه‌برداری و مکان مرجع (منطقه دست نخورده، هموار و با پوشش گیاهی مناسب)

می‌باشد. کاهش فعالیت رادیونوکلوئیدها در مقایسه با مکان مرجع نشان‌دهنده فرسایش و افزایش آن بیانگر رسوبگذاری است. رادیونوکلوئیدهای مهمی از قبیل سرب-۲۱۰ ( $^{210}\text{Pb}$ )، برلیم-۷ ( $^7\text{Be}$ )، سزیم-۱۳۷ ( $^{137}\text{Cs}$ ) و پلوتونیوم-۲۳۹+۲۴۰ ( $^{239+240}\text{Pu}$ ) برای ارزیابی میزان جابجایی خاک مورد استفاده قرار می‌گیرند (مبیث و همکاران، ۲۰۱۴). سرب-۲۱۰ ( $^{210}\text{Pb}$ ) یک رادیویزوتوپ طبیعی با منشأ زمین‌شناسی است که از واپاشی رادیم-۲۲۶ به وجود می‌آید. رادیم-۲۲۶ در بیش تر خاک‌ها و سنگ‌ها یافت می‌شود و رادون-۲۲۲ گازی با نیمه‌عمر کوتاه (۳/۸ روز) را به عنوان دختر تولید می‌کند. بیش تر این رادون-۲۲۲ در درون خاک واپاشی شده و به سرب-۲۱۰ پایدار تبدیل می‌شود که معادل با رادیم-۲۲۶ یا والد خود می‌باشد. مقداری از رادون-۲۲۲ از خاک وارد اتمسفر شده که سریعاً واپاشی شده و به سرب-۲۱۰ تبدیل می‌شود. این سرب-۲۱۰ به صورت ریزش رسوب می‌کند و به دلیل اینکه با رادیم-۲۲۶ در تعادل نیست، سرب-۲۱۰ اضافی نامیده می‌شود (پریس و همکاران، ۱۹۹۶). نتایج اندازه‌گیری سرب-۲۱۰ دارای عدم قطعیت زیادی می‌باشد، به ویژه موقعی که میزان فعالیت آن کم باشد (آیوریان و همکاران، ۲۰۱۴). علاوه بر این، تعیین سرب ۲۱۰ با محدودیت‌های فنی همراه می‌باشد. برلیم-۷ ( $^7\text{Be}$ ) یک رادیویزوتوپ طبیعی با منشأ کیهانی بوده و در استراتوسفر و تروپوسفر تولید می‌شود و از طریق ریزش‌های تر و خشک به سطح زمین انتقال می‌یابد و برای ارزیابی میزان جابجایی خاک در کوتاه مدت مناسب می‌باشد، اما به دلیل نیمه عمر کوتاه (۵۳ روز) نمی‌تواند برای ارزیابی میان‌مدت و درازمدت جابجایی خاک مورد استفاده قرار گیرد (تیلور و همکاران، ۲۰۱۳).

سزیم-۱۳۷ ( $^{137}\text{Cs}$ ) حاصل از آزمایش‌های سلاح‌های هسته‌ای بوده و به طور گسترده‌ای به عنوان یک ردیاب ایزوتوپی برای مطالعات خاک و رسوبات مورد استفاده قرار می‌گیرد (باشر، ۲۰۰۰). تاکنون سزیم-۱۳۷ ( $^{137}\text{Cs}$ ) روش موثر و مهم استفاده شده به عنوان ردیاب

این عنصر  $^{244}/^{243}$  بوده و چگالی آن  $19/8$  کیلوگرم بر مترمکعب می‌باشد. ایزوتوپ‌های پلوتونیوم در نتیجه فعالیت‌های هسته‌ای شامل آزمایش‌ها و انفجار سلاح‌های اتمی، انفجار ماهواره‌ها و رآکتورها به محیط وارد می‌شوند (آللول و همکاران، ۲۰۱۷). ایزوتوپ‌های پلوتونیوم به طور ویژه در اواخر دهه ۱۹۵۰ و اوایل دهه ۱۹۶۰ به محیط وارد شده و تاکنون بزرگترین منبع پلوتونیوم در محیط هستند. به این صورت که مقدار ریزش کل  $^{238}\text{Pu}$  برابر با  $1\text{ TBq}$ ،  $^{239}\text{Pu}$  برابر با  $7/4\text{ PBq}$ ،  $^{240}\text{Pu}$  برابر با  $5/2\text{ PBq}$ ،  $^{241}\text{Pu}$  برابر با  $170\text{ PBq}$  و  $^{242}\text{Pu}$  برابر با  $16\text{ TBq}$  در سال ۱۹۸۹ تخمین زده شده است (میاسودو و همکاران، ۱۹۸۹). در کل بیش از ۵۰۰ آزمایش هسته‌ای اتمسفری از سال ۱۹۴۵ در سراسر جهان انجام گرفته است (UNSCEAR، ۲۰۰۰) و تخمین‌ها حاکی از آن است که بین سه و شش تن از ایزوتوپ‌های پلوتونیوم به محیط زیست وارد شده است (هارلی، ۱۹۸۰). در میان ۲۰ ایزوتوپ  $\text{Pu}$  با دامنه اعداد جرمی ۲۲۸ تا ۲۴۷، ایزوتوپ‌های  $^{238}\text{Pu}$ ،  $^{239}\text{Pu}$ ،  $^{240}\text{Pu}$  و  $^{241}\text{Pu}$  به ترتیب با نیمه عمرهای  $87/7$ ،  $24110$ ،  $6561$  و  $14/35$  سال، به طور مکرر مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (مورس و همکاران، ۲۰۰۶) (جدول ۱). توزیع پلوتونیوم در محیط‌های مختلف از قبیل اتمسفر، محیط‌های خشکی و محیط‌های آبی یکسان نبوده و غلظت آن با توجه به موقعیت مکانی و انتقال آن در محیط با هم متفاوت است (کیو و همکاران، ۲۰۰۹).

جابجایی خاک می‌باشد؛ اما این روش دارای محدودیت‌هایی نیز می‌باشد. یکی از محدودیت‌های اصلی مربوط به آن این است که در نتیجه واپاشی رادیواکتیویته زیاد تنها ۳۰ درصد آن باقیمانده است و همچنین استفاده از این روش در مناطقی که به طور قابل توجهی متأثر از انفجارات تاسیسات هسته‌ای (از قبیل چرنوبیل و فوکوشیما) می‌باشند، خطاهایی را به دنبال دارد (مبیت و همکاران، ۲۰۱۴). با توجه به مشکلات مذکور در رابطه با رادیوایزوتوپ‌های ذکر شده، استفاده از رادیوایزوتوپ پلوتونیوم به عنوان ردیاب ایزوتوپی جدید برای بررسی میزان جابجایی خاک توجه جامع علمی را به خود معطوف ساخته است (تیمز و همکاران، ۲۰۱۰؛ آللول و همکاران، ۲۰۱۴؛ موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶). در سال‌های اخیر ایزوتوپ‌های پلوتونیوم به عنوان ردیاب جدید برای جایگزینی سزیم-۱۳۷ در بررسی‌های فرسایش خاک پیشنهاد شده است (اسچیماک و همکاران، ۲۰۰۲؛ زاپاتا و نگیون، ۲۰۰۹). تا به امروز تلاش‌های نسبتاً اندکی برای بهره‌برداری از پتانسیل کامل ایزوتوپ‌های پلوتونیوم به عنوان ردیاب‌های فرسایش خاک صورت گرفته است (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶).

#### منشأ و توزیع ایزوتوپ‌های پلوتونیوم در طبیعت

پلوتونیوم مربوط به خانواده اکتینیدهای جدول تناوبی می‌باشد و یک عنصر شیمیایی رادیواکتیو و فلزی است که نماد آن  $\text{Pu}$  و عدد اتمی آن ۹۴ می‌باشد. وزن اتمی

جدول ۱- ویژگی‌های ایزوتوپ‌های پلوتونیوم (مورس و همکاران، ۲۰۰۶)

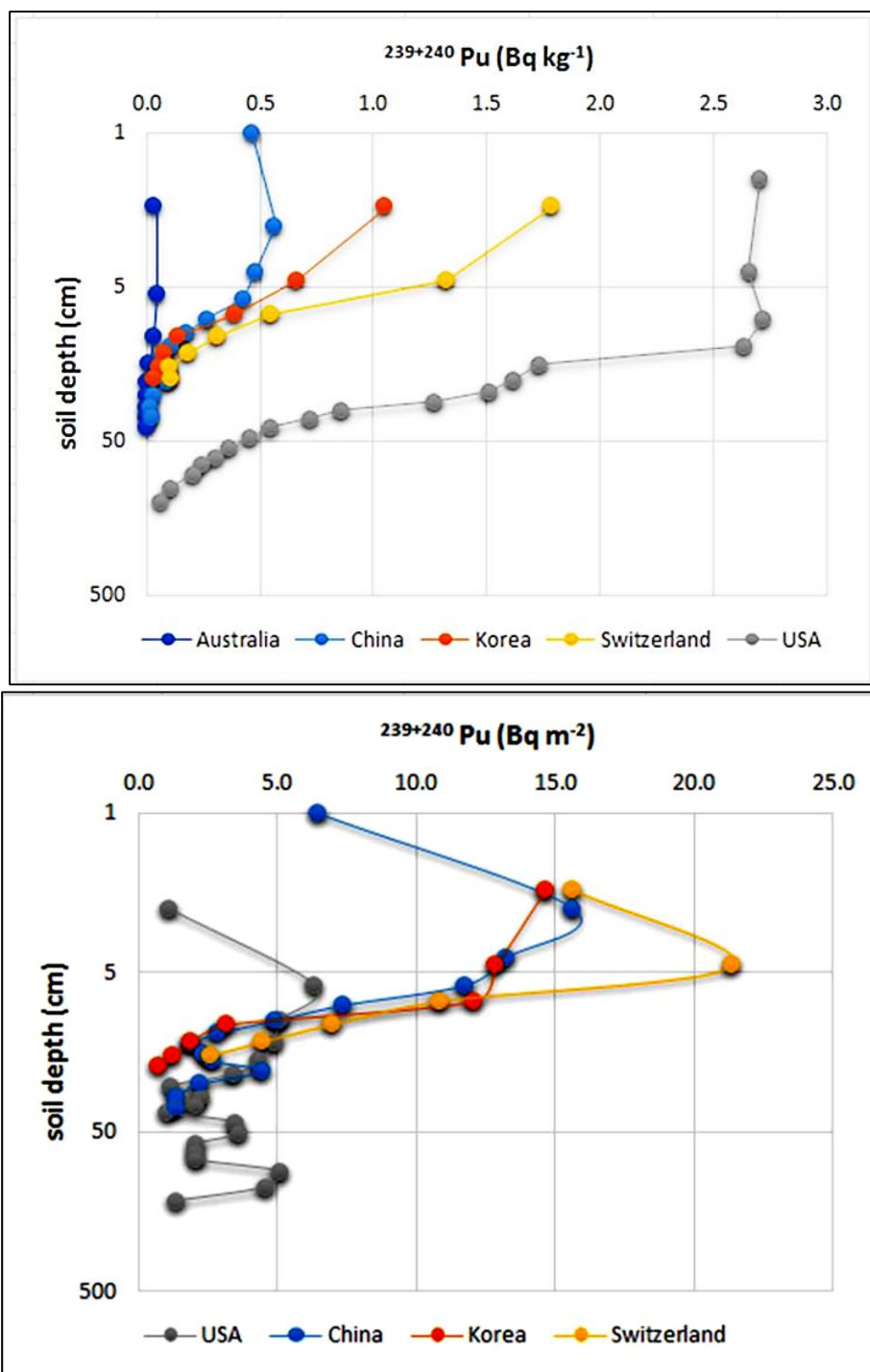
ایزوتوپ	نیمه عمر (سال)	فعالیت ویژه (بکرل بر گرم)	حالت واپاشی اصلی
$^{238}\text{Pu}$	۸۷/۷	$6/338 \times 10^{11}$	$\alpha$
$^{239}\text{Pu}$	$2/411 \times 10^4$	$2/296 \times 10^9$	$\alpha$
$^{240}\text{Pu}$	$6/561 \times 10^3$	$8/401 \times 10^9$	$\alpha$
$^{241}\text{Pu}$	۱۴/۳۵	$3/825 \times 10^{12}$	$\beta > 99/99\%$
$^{242}\text{Pu}$	$3/75 \times 10^5$	$1/458 \times 10^8$	$\alpha$
$^{244}\text{Pu}$	$8/08 \times 10^7$	$6/710 \times 10^5$	$\alpha$ ۹۹/۸۸٪

## وضعیت پلوتونیوم در محیط‌های مختلف

ایزوتوپ‌های پلوتونیوم به دلیل نیمه عمر خیلی زیاد، دارای پایداری بلند مدت در محیط می‌باشند و همچنین به دلیل سمیت رادیولوژیکی به عنوان آلاینده‌های خطرناک در محیط قلمداد می‌شوند (پریلیگین و همکاران، ۱۹۹۷). پلوتونیوم به عنوان یکی از عناصر سمی پرخطر شناخته شده است که در صورت ورود به بدن باعث ایجاد بیماری‌هایی از قبیل سرطان ریه، کبد و استخوان شده و همچنین دارای اثرات نامطلوبی بر سیستم ایمنی بدن می‌باشد (ATSDR، ۲۰۱۰). از این رو مطالعه انتقال و پویایی پلوتونیوم به منظور ارزیابی جنبه سلامتی و اکولوژیکی آن و همچنین استفاده از آن به عنوان یک ردیاب زیست محیطی حائز اهمیت می‌باشد. غلظت پلوتونیوم در محیط‌های مختلف یکسان نمی‌باشد. با توجه به اینکه که آخرین آزمایش هسته‌ای در چند دهه قبل اتفاق افتاده است، غلظت پلوتونیوم در هوا کم می‌باشد و غلظت  $^{239}\text{Pu}$  هوا در دامنه  $5/9 \times 10^{-5}$  تا  $1/4 \times 10^{-4}$  میلی بکرل در مترمکعب می‌باشد (ATSDR، ۲۰۱۰). مقدار پلوتونیوم در استراتوسفر نسبت به تروپوسفر بیش‌تر بوده و زمان اقامت طولانی‌تر ۵-۲۰

سال را دارا می‌باشد (آلوارادو و همکاران، ۲۰۱۴). دلیل غلظت کم پلوتونیوم در تروپوسفر ریزش تر و خشک این عنصر می‌باشد که در طی چند هفته تا چند ماه اتفاق افتاده است (آلوارادو و همکاران، ۲۰۱۴).

از آنجایی که بیشتر آزمایش‌های هسته‌ای در عرض‌های جغرافیایی شمالی اتفاق افتاده است (تیلور، ۲۰۰۱)، متوسط میزان پلوتونیوم خاک حاصل از ریزش سلاح‌های هسته‌ای در نیمکره شمالی  $(1/1 \pm 7)$  بکرل بر کیلوگرم، پنج برابر بیشتر از این مقدار در نیمکره جنوبی  $(9/0 \pm 1/4)$  بکرل بر کیلوگرم می‌باشد. میزان  $^{239+240}\text{Pu}$  در ۳۰ سانتی‌متری سطح زمین در ۶۰ منطقه در دنیا اندازه‌گیری شده است (تیلور و همکاران، ۲۰۰۱) و مقادیر پلوتونیوم گزارش شده در مطالعات جابجایی خاک دامنه‌ای بین ۵۵ تا ۹۰ بکرل بر مترمربع را دارا می‌باشد (آلول و همکاران، ۲۰۱۴)، البته در یک منطقه در استرالیا این میزان ۱۸ بکرل بر مترمربع گزارش شده است (هو و همکاران، ۲۰۱۱). متوسط میزان پلوتونیوم در سطح خاک حاصل از ریزش جهانی دامنه‌ای از ۰/۳۷ تا ۳/۷ بکرل بر کیلوگرم می‌باشد (ATSDR، ۲۰۱۰).



شکل ۱- مثال‌هایی از پروفیل توزیع عمقی غلظت (تصویر بالا) و فعالیت (تصویر پایین)  $^{239+240}\text{Pu}$  در نواحی مختلف دنیا (آلول و همکاران، ۲۰۱۷)

#### رفتار پلوتونیوم در خاک

خاک‌ها و رسوبات مخازن کارآمدی برای پلوتونیوم هستند. در مقایسه با رادیونوکلوئیدهای دیگر، در مورد پویایی پلوتونیوم در خاک نظریات مختلفی وجود دارد. بسیاری از محققان بر این باورند که با توجه به جذب سریع پلوتونیوم توسط ماده آلی و اکسیدهای معدنی، پویایی

آن در خاک اندک می‌باشد (لی و لی، ۱۹۹۹). در حالی که برخی محققین دیگر معتقدند که پلوتونیوم تمایل ترجیحی به جذب توسط اجزاء بزرگتر ماده آلی را دارد و در نتیجه جذب آن توسط خاک و گیاه کم‌تر شده (نیسبت و همکاران، ۱۹۹۳) و پویایی و انتقال آن در پروفیل خاک بیش‌تر می‌شود (آلول و همکاران، ۲۰۱۴؛ موسبرگر و

و شوکلا (۱۹۹۱) انجام گرفت که هدف آن توسعه یک مدل برای ارزیابی اثر آلاینده‌های اتمسفر بر روی کیفیت آبخوان بود. بعد از گذشت یک دهه، از ایزوتوپ‌های پلوتونیوم برای ارزیابی میزان جابجایی خاک در جنوب آلمان استفاده شد (اسچیماک و همکاران، ۲۰۰۲).

در دو دهه اخیر نیز تعداد اندکی مطالعه کاربردی با استفاده از پلوتونیوم به عنوان ردیاب جابجایی خاک انجام گرفته است و بیش تر آن‌ها در نیمکره جنوبی بوده است. مطالعات انجام شده شامل استرالیا (تیمز و همکاران، ۲۰۱۰؛ هو و همکاران، ۲۰۱۱)، شرق آسیا (سو و همکاران، ۲۰۱۵؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۱۶)، جمهوری کره (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶) و چند مورد در اروپا از جمله جنوب آلمان (اسچیماک و همکاران، ۲۰۰۲) و سوئیس (آلول و همکاران، ۲۰۱۴؛ آراتا و همکاران، ۲۰۱۶a) می‌باشند. مطالعات اندکی نیز در مورد فرسایش بادی با استفاده از ایزوتوپ‌های  $^{239+240}\text{Pu}$  انجام شده است (وان پلت و کتر، ۲۰۱۳). یافته‌های این محققان حاکی از آن بود که مزیت‌ها و محدودیت‌های استفاده از  $^{239+240}\text{Pu}$  نسبت به رادیونوکلوئیدهای دیگر برای ارزیابی میزان جابجایی خاک در اثر فرسایش بادی مشابه فرسایش آبی می‌باشد (آلول و همکاران، ۲۰۱۷). علاوه بر این نیمه عمرهای طولانی‌تر ایزوتوپ‌های پلوتونیوم و امکان استفاده از نسبت ایزوتوپی برای شناسایی منبع ریزش منطقه‌ای باعث شده است که  $^{239+240}\text{Pu}$  یک ردیاب ترجیحی برای جابجایی خاک در مطالعات فرسایش بادی باشد (آلول و همکاران، ۲۰۱۷).

#### مزایا و محدودیت‌های اندازه‌گیری میزان جابجایی خاک با استفاده از پلوتونیوم

عمده‌ترین دلایل استفاده از پلوتونیوم به عنوان ردیاب جابجایی خاک را می‌توان به شرح زیر برشمرد:

- ۱- پلوتونیوم متأثر از ریزش حاصل از انفجارات تأسیسات هسته‌ای نیست، بنابراین تغییرپذیری فعالیت‌های مکان مرجع کم می‌باشد که این باعث افزایش قابلیت و کاهش عدم قطعیت کاربرد آن می‌شود.

همکاران، ۲۰۱۶). عدم پویایی پلوتونیوم در خاک باعث می‌شود که بیش‌ترین میزان فعالیت  $^{239+240}\text{Pu}$  در نزدیکی سطح خاک بوده و دارای توزیع عمقی چند بخشی و نه نمایی باشد (آلول و همکاران، ۲۰۱۴؛ آراتا و همکاران، ۲۰۱۶a)؛ اما توزیع عمقی نمایی نیز در مورد  $^{239+240}\text{Pu}$  در خاک گزارش شده است (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶). شکل ۱ الگوی توزیع عمقی غلظت و فعالیت پلوتونیوم در نواحی مختلف دنیا را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، الگوی توزیع عمقی غلظت پلوتونیوم در خاک به صورت نمایی است در حالی که الگوی توزیع عمقی فعالیت آن، حالت چند بخشی (نمودار حالت کاهشی یکنواخت نداشته بلکه در بعضی اعماق کاهش و در اعماق دیگر افزایش یافته است) دارد. دلیل این امر متفاوت بودن جرم مخصوص ظاهری در لایه‌های مختلف خاک می‌باشد که بر محاسبه فعالیت پلوتونیوم اثرگذار است. به عنوان مثال، در نمودار مربوط به ایالات متحده جایی که خاک از بقایای جنگلی تجزیه شده بر روی خاکستر آتشفشانی تشکیل شده باشد، بیش‌ترین غلظت پلوتونیوم مشاهده می‌شود که این به دلیل ظرفیت جذب زیاد پلوتونیوم توسط مواد آلی می‌باشد، اما به دلیل جرم مخصوص ظاهری اندک بقایای جنگلی، فعالیت پلوتونیوم کم می‌باشد. همچنین در نمودار مربوط به جمهوری کره و سوئیس، توزیع عمقی چند بخشی مربوط به فعالیت پلوتونیوم از توزیع نمایی غلظت آن ناشی شده است (آلول و همکاران، ۲۰۱۷).

#### پیشینه کاربرد $^{239+240}\text{Pu}$ به عنوان ردیاب جابجایی خاک

تاریخچه استفاده از پلوتونیوم به عنوان ردیاب جابجایی خاک به سال ۱۹۷۸ بر می‌گردد، زمانی که مولر و همکاران ارزیابی کیفی از میزان جابجایی خاک را با استفاده از پلوتونیوم انجام دادند. یک دهه بعد، فوستر و هاگونسون (۱۹۸۷) در ایالات متحده آمریکا از مقادیر فرسایش خاک شبیه‌سازی شده برای ارزیابی میزان مهاجرت پلوتونیوم استفاده کردند، بعد از آن یک مطالعه دیگر در مورد استفاده از پلوتونیوم به عنوان ردیاب جابجایی خاک توسط جوش

مقایسه  $^{239+240}\text{Pu}$  و  $^{137}\text{Cs}$  به عنوان ردیاب‌های مهم

#### ارزیابی میزان جابجایی خاک

یکی از روش‌های معتبر که به طور گسترده‌ای برای ارزیابی میزان جابجایی خاک استفاده می‌شود، استفاده از  $^{137}\text{Cs}$  می‌باشد. منشأ  $^{137}\text{Cs}$  آزمایش سلاح‌های هسته‌ای در دهه ۱۹۵۰ و ۱۹۶۰ و همچنین انفجارات تاسیسات هسته‌ای از قبیل چرنوبیل می‌باشد (مبیت و همکاران، ۲۰۰۸). پلوتونیوم و سزیم به شدت جذب ذرات خاک شده و به طور معمول با فرایندهای فیزیکی از قبیل فرآیندهای جابجایی خاک انتقال پیدا می‌کنند (کتر و همکاران، ۲۰۱۱).

علی‌رغم بعضی شباهت‌های موجود بین پلوتونیوم و سزیم، تفاوت‌هایی نیز بین این دو وجود دارد. به عنوان مثال ایزوتوپ طبیعی سزیم بر عکس پلوتونیوم پایدار بوده و تعداد اتم‌های پراکنده شده حاصل از آزمایش هسته‌ای برای  $^{239+240}\text{Pu}$  شش برابر بیش‌تر از تعداد اتم‌های حاصل از این آزمایش‌های برای  $^{137}\text{Cs}$  می‌باشد (اورت و همکاران، ۲۰۰۸). از طرفی رادیواکتیویته  $^{137}\text{Cs}$  فعالیتی تقریباً دو برابر بیش‌تر از فعالیت پلوتونیوم دارد (UNSCEAR، ۲۰۰۰). دلیل بیش‌تر بودن فعالیت سزیم در مقایسه با پلوتونیوم نیمه عمر کوتاه  $^{137}\text{Cs}$  در مقایسه با  $^{239+240}\text{Pu}$  می‌باشد که منجر به رادیواکتیویته بیش‌تر  $^{137}\text{Cs}$  می‌شود. علاوه بر این، پلوتونیوم بر عکس سزیم، شامل بخش غیرفرار حاصل از باقیمانده سوخت هسته‌ای آزاد شده از راکتورها در طی انفجاراتی از قبیل انفجارات چرنوبیل در سال ۱۹۸۶ می‌باشد که باعث پراکندگی کم پلوتونیوم در مقایسه با  $^{137}\text{Cs}$  در محیط می‌شود؛ بنابراین سهم انفجارات هسته‌ای برای آلودگی  $^{137}\text{Cs}$  در مقایسه با پلوتونیوم به طور قابل توجهی بیش‌تر و وسیع‌تر می‌باشد که این امر منجر به عدم یکنواختی فعالیت‌های مکان مرجع برای  $^{137}\text{Cs}$  در مقایسه با پلوتونیوم و بیش‌تر شدن ضریب تغییرات آن می‌شود (آژانس بین‌المللی انرژی اتمی، ۲۰۱۴a).

۲- پلوتونیوم نسبت به  $^{210}\text{Pb}$  یک ردیاب با کاربرد بیش‌تر می‌باشد. این امر به دلیل غلظت کم  $^{210}\text{Pb}$  و همین‌طور عدم قطعیت در اندازه‌گیری آن می‌باشد (آیوریان و همکاران، ۲۰۱۶).

۳- بررسی قابلیت ارزیابی میزان جابجایی خاک در کوتاه مدت را نیز دارا می‌باشد (پورتو و همکاران، ۲۰۱۴).

۴- مقدار کم‌تری نمونه جهت اندازه‌گیری نیاز می‌باشد و آسانی، دقت و سرعت اندازه‌گیری نیز مطرح می‌باشد.

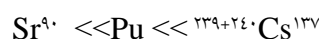
دو محدودیت در استفاده از  $^{239+240}\text{Pu}$  برای ارزیابی میزان جابجایی خاک در اکوسیستم‌های کشاورزی وجود دارد. یکی نبود مدل‌های تبدیلی مناسب برای تبدیل فعالیت به مقادیر جابجایی خاک، در حالی که در این زمینه مدل‌های تبدیلی ریاضی متفاوتی وجود دارند که به خوبی برای سزیم-۱۳۷ و سرب-۲۱۰ کاربرد دارند (پورتو و والینگ، ۲۰۱۲)، اما کاربرد این مدل‌ها برای پلوتونیوم-۲۳۹ و ۲۴۰ هنوز آزمایش نشده است. تاکنون یک سری مدل‌های تبدیلی و مدل‌های موازنه جرمی است برای تبدیل فعالیت پلوتونیوم به میزان جابجایی خاک استفاده شده است (ژانگ و همکاران، ۲۰۱۵). دومین محدودیت در مورد پلوتونیوم-۲۳۹ و ۲۴۰ مربوط به پویایی متفاوت آن در پروفیل خاک در مقایسه با  $^{137}\text{Cs}$  و همین‌طور انتقال ترجیحی آن در طی فرسایش خاک می‌باشد. هدررفت ترجیحی  $^{137}\text{Cs}$  در طی فرسایش خاک به خوبی شناخته شده است، اما به مقدار کمی با به کارگیری ضریب تصحیح اندازه ذره ویژه مکانی اصلاح شده است. پلوتونیوم نیز هدررفت ترجیحی در طی فرسایش دارد، اما هنوز تحقیقی در این خصوص صورت نگرفته است (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶). برخلاف  $^{137}\text{Cs}$ ، پلوتونیوم اشعه گامای مناسبی ساطع نمی‌کند و تنها روش شمارش عملی آن، طیف سنجی ذره آلفا می‌باشد. این روش نیز به دلیل فعالیت کم و پیچیده بودن فرآیند آماده‌سازی نمونه‌ها کاربرد زیادی برای رسوبات خاک ندارد، اگرچه کاربردهایی در مورد آن گزارش شده است (بانزل و همکاران، ۱۹۹۵).

می‌کند (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷).

### روش‌های اندازه‌گیری پلوتونیوم

به طور کلی سه روش عمده برای اندازه‌گیری پلوتونیوم وجود دارد. (۱) طیف سنجی جرمی یونیزه شدن حرارتی<sup>۱</sup> (TIMS) (کوپر و همکاران، ۲۰۰۰)، (۲) طیف سنجی جرمی جفت‌شده القایی<sup>۲</sup> (ICP-MS) (یامادا و همکاران، ۲۰۰۶) و (۳) طیف سنجی جرمی شتاب‌دهنده<sup>۳</sup> (AMS) (تیمز و همکاران، ۲۰۰۴). از بین این سه روش، روش طیف سنجی جرمی حرارتی-یونی (AMS) مزیت قابل توجهی برای حذف واسطه‌ها (برای مثال  $^{238}\text{U}$ ،  $^{208}\text{Pb}$ ،  $^{31}\text{P}$ ) دارد. این واسطه‌ها می‌توانند در اندازه‌گیری پلوتونیوم مشکل ایجاد کنند. تشخیص این واسطه‌ها و کمی کردن آن‌ها در روش‌های سنتی از قبیل طیف‌سنجی جرمی حرارتی-یونی (TIMS) یا طیف‌سنجی جرمی جفت‌شده القایی (ICP-MS) دشوار می‌باشد. اندازه‌گیری پلوتونیوم با روش طیف سنجی جرمی حرارتی-یونی (AMS) دارای مزایایی می‌باشد، از جمله آن‌ها ارائه نتایج با دقت آماری خیلی بالا نسبت به دیگر روش‌ها (فیفیلد، ۲۰۰۸) و حساسیت فوق‌العاده بالا نسبت به شمارش ذره آلفا می‌باشد (تیمز و همکاران، ۲۰۰۴؛ فیفیلد، ۲۰۰۸). در روش طیف-سنجی جرمی شتاب‌دهنده به جای اندازه‌گیری میزان واپاشی رادیواکتیویته اتم‌ها، به طور مستقیم اتم‌ها شمارش می‌شود. این موضوع از اهمیت قابل توجهی برخوردار است، چون که آزمایش‌های هسته‌ای منجر به تولید شش برابر اتم‌های پلوتونیوم-۲۳۹ و ۲۴۰ نسبت به اتم‌های سزیم-۱۳۷ گردیده است.

رفتار جذبی و همین‌طور توزیع عمقی  $^{239+240}\text{Pu}$  و  $^{137}\text{Cs}$  نیز با هم متفاوت می‌باشد. در حالی که بیش‌ترین میزان فعالیت  $^{239+240}\text{Pu}$  در نزدیکی سطح خاک مشاهده می‌شود و معمولاً توزیع عمقی چند بخشی دارد، ولی در مورد  $^{137}\text{Cs}$  توزیع عمقی نمایی وجود داشته و این توزیع عمقی متفاوت در خاک‌ها تا اندازه‌ای به خاطر این حقیقت می‌باشد که  $^{239+240}\text{Pu}$  علاوه بر مواد آلی و سزکونی اکسیدها با بخش رس نیز همراه بوده و در نتیجه بخش قابل تبادل بیش‌تری را دارا می‌باشد، در حالی که  $^{137}\text{Cs}$  بیش‌تر با بخش رس پیوند برقرار می‌کند (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷)، در نتیجه مقدار بیش‌تری از  $^{239+240}\text{Pu}$  به سمت پایین پروفیل خاک انتقال می‌یابد (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶). هیروس و همکاران (۲۰۱۷) در تحقیقات خود تمایل تمایل مهاجرت رادیونوکلئیدها در خاک را به صورت زیر گزارش کردند.



یافته‌های این محققان حاکی از آن بود که پلوتونیوم نسبت به سزیم در نتیجه فرآیندهای فرسایش پویاتر بوده و مهاجرت عمیق‌تری به سمت پایین پروفیل خاک دارد. در طی فرآیندهای فرسایشی، انتقال ترجیحی ذرات ریز برای  $^{137}\text{Cs}$  در مقایسه با  $^{239+240}\text{Pu}$  بیش‌تر می‌باشد (موسبرگر و همکاران، ۲۰۱۶؛ سو و همکاران، ۲۰۱۷) که دلیل این امر پیوند ترجیحی  $^{137}\text{Cs}$  با ذرات رس می‌باشد در حالی که  $^{239+240}\text{Pu}$  تمایل به پیوند با مواد آلی درشت و اکسیدها دارد. از اینرو اثر فاکتور تصحیح اندازه ذرات در مورد ارزیابی جابجایی خاک برای  $^{137}\text{Cs}$  مورد توجه می‌باشد. فاکتور تصحیح اندازه ذرات برای تبدیل فعالیت‌های رادیونوکلئیدها به میزان جابجایی خاک مورد نیاز می‌باشد. در مقایسه با نسبت ریزش جهانی، مکان‌های فرسایش یافته از  $^{137}\text{Cs}$  تخلیه شده در حالی که مکان‌های رسوبگذاری اندکی از آن غنی شده‌اند که این در نتیجه انتقال ترجیحی  $^{137}\text{Cs}$  می‌باشد که به طور عمده با ذرات ریز پیوند برقرار

<sup>3</sup> Accelerator Mass Spectrometry (AMS)

<sup>1</sup> Thermal-Ionisation Mass Spectrometry (TIMS)

<sup>2</sup> Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS)



## چگونگی ارزیابی میزان جابجایی خاک با استفاده از

### رادینوکلوئیدها

رادینوکلوئیدهای ریزشی که با ریزش تر و خشک به سطح خاک می‌رسند، به شدت جذب ذرات ریز خاک می‌شوند. انتقال بعدی رادینوکلوئیدهای جذب شده مربوط به انتقال ذرات خاک می‌باشد. استفاده از رادینوکلوئیدها به عنوان ردیاب جابجایی خاک، اطلاعاتی در مورد فرآیندهای جابجایی خاک را فراهم نموده و باعث صرفه‌جویی در زمان و هزینه می‌شود. علاوه بر این، رادینوکلوئیدها قابلیت پایش مکان‌های فرسایش یافته در طی دوره‌های زمانی طولانی را دارا می‌باشند (مبیت و همکاران، ۲۰۰۸). ارزیابی میزان جابجایی خاک با استفاده از رادینوکلوئیدها براساس مقایسه فعالیت رادینوکلوئید مورد نظر در مکان نمونه‌برداری و مکان مرجع می‌باشد. مکان مرجع، منطقه‌ای هموار، دست نخورده و دارای پوشش یکنواخت در نزدیک مکان نمونه‌برداری (حدود یک کیلومتری) می‌باشد که هیچ‌گونه فرآیند جابجایی خاک از زمان ریزش رادینوکلوئید در آن اتفاق نیافتاده باشد. فرسایش خاک، با مقادیر کم‌تر رادینوکلوئیدهای ریزشی و رسوبگذاری با مقادیر بیش‌تر رادینوکلوئیدهای ریزشی نسبت به مکان مرجع مشخص می‌شود (مبیت و همکاران، ۲۰۰۸؛ آوول و همکاران، ۲۰۱۷).

فعالیت‌های جرمی رادینوکلوئیدها (بکرل در کیلوگرم) با استفاده از جرم عمقی (کیلوگرم در مترمربع) به میزان فعالیت بر حسب بکرل در مترمربع تبدیل می‌شود. تغییر فعالیت ( $Inv_{change}$ ) بین مکان نمونه‌برداری و نقطه مرجع با استفاده از معادله (۱) محاسبه می‌شود.

$$Inv_{change} = \frac{Inv_{ref} - Inv}{Inv_{ref}} \times 100 \quad (1)$$

که در آن:

$Inv_{ref}$  فعالیت کل در مکان مرجع (بکرل در مترمربع)،  
 $Inv$  فعالیت کل اندازه‌گیری شده در مکان نمونه‌برداری (بکرل در مترمربع) می‌باشد. مقادیر منفی  $Inv_{change}$  نشان دهنده فرسایش و مقادیر مثبت آن بیانگر رسوبگذاری است.

### پیشنهادات ترویجی

ایزوتوپ‌های  $^{239+240}Pu$  به دلیل نیمه عمر زیاد دارای پتانسیل بالایی برای ردیابی میزان جابجایی خاک در طی دوره‌های زمانی مختلف می‌باشند. یکی از مهمترین مزیت‌های  $^{239+240}Pu$  به عنوان ردیاب جابجایی خاک این است که این رادینوکلوئیدها متأثر از آزادسازی حاصل از انفجارات تاسیسات هسته‌ای نمی‌باشند و منشأ ریزش آن تنها حاصل از آزمایش سلاح‌های اتمی بوده که این امر منجر به یکنواخت شدن فعالیت پلوتونیوم در مکان‌های مرجع و معتبر بودن نتایج اندازه‌گیری در مقایسه با  $^{137}Cs$  می‌شود. از طرفی، ظهور روش‌های طیف سنجی جرمی و مزیت‌های قابل توجه آن از جمله دقت و سرعت در اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های پلوتونیوم دلالت بر کارایی بیش‌تر این رادینوکلوئید در مقایسه با دیگر رادینوکلوئیدها دارد. با توجه به کاهش مقدار  $^{137}Cs$  در نتیجه نیمه عمر کم و واپاشی زیاد آن در محیط و از طرفی نیمه عمر زیاد ایزوتوپ‌های  $^{239+240}Pu$  که تضمین کننده استفاده بلند مدت از آن‌ها می‌باشد، به نظر می‌رسد که از این رادینوکلوئیدها به عنوان ردیاب جدید و جایگزین برای ارزیابی میزان فرسایش و رسوبگذاری در تحقیقات آبی در سطح جهانی استفاده گردد.

## فهرست منابع

1. Alewell, C., K. Meusburger, G. Juretzko, L. Mabit and M.E. Ketterer. 2014. Suitability of  $^{239+240}\text{Pu}$  and  $^{137}\text{Cs}$  as tracers for soil erosion assessment in mountain grasslands. *Chemosphere*. 103: 274-280.
2. Alewell, C., A. Pitois, K. Meusburger, M. Ketterer, and L. Mabit. 2017.  $^{239+240}\text{Pu}$  from "contaminant" to soil erosion tracer: Where do we stand? *Earth-Science Reviews*. 172:107-123.
3. Alvarado, J.C., P. Steinmann, S. Estier, F. Bochud, M. Haldimann, and P. Froidevaux. 2014. Anthropogenic radionuclides in atmospheric air over Switzerland during the last few decades. *Nature communications*. 5, p.3030.
4. Arata, L., C. Alewell, E. Frenkel, A. A'Campo-Neuen, A.R. Iurian, M.E. Ketterer, M.E. and et al., 2016a. Modelling deposition and erosion rates with RadioNuclides (MODERN) – part 2: a comparison of different models to convert  $^{239+240}\text{Pu}$  inventories into soil redistribution rates at unploughed sites. *Journal of Environmental Radioactivity*. 162–163: 97–106.
5. ATSDR, 2010. Toxicological Profile for Plutonium. Agency for Toxic Substances and Disease Registry. Department of Health and Human Services, Public Health Service, Atlanta, GA: U.S.
6. Basher, L. R. 2000. Surface erosion assessment using  $^{137}\text{Cs}$ : examples from New Zealand. *Acta geológica hispánica*. 35(3): 219-228.
7. Bunzl, K., H. Flessa, W. Kracke, and W. Schimmack. 1995. Association of fallout  $^{239+240}\text{Pu}$  and  $^{241}\text{Am}$  with various soil components in successive layers of a grassland soil. *Environmental Science and Technology*. 29: 2513-2518.
8. Cooper, L.W., J.M. Kelley, L.A. Bond, K.A. Orlandini, and J.M. Grebmeier. 2000. Sources of the transuranic elements plutonium and neptunium in arctic marine sediments. *Marine Chemistry* 69: 253-276.
9. Elser, J. and E. Bennett. 2011. A broken biogeochemical cycle. *Nature*. 478: 29–31.
10. Everett, S. E., S.G. Tims, G.J. Hancock, R. Bartley, and L. K. Fifield. 2008. Comparison of Pu and  $^{137}\text{Cs}$  as tracers of soil and sediment transport in a terrestrial environment. *Journal of Environmental Radioactivity*. 99(2): 383-393.
11. FAO, ITPS, 2015. Status of the world's soil resources (SWSR) - main report. In: Food and Agriculture Organization of the United Nations and Intergovernmental Technical Panel on Soils Rome, Italy, (1–650 pp.).
12. Fifield, L. K. 2008. Accelerator mass spectrometry of the actinides. *Quaternary Geochronology*, 3(3): 276-290.
13. Foster, G.R., and T.E. Hakonson. 1987. Erosional Losses of Fallout Plutonium, Symposium on Environmental Research for Actinide Elements. Marine Inst.; Pacific Northwest Lab., Richland, WA (USA), Sapelo Island (USA); Georgia University, pp. 7–11 (Nov 1984).
14. Guerra, A. J. T., M. A. Fullen, M.D.C.O. Jorge, J.F.R. Bezerra and M.S. Shokr. 2017. Slope processes, mass movement and soil erosion: A review. *Pedosphere*. 27(1): 27-41.
15. Harley, J.H. 1980. Plutonium in the environment – a review. *Journal of Radiation Research*. 21(1), 83-104
16. Hirose, K., Y. Kikawada, Y. Igarashi, H. Fujiwara, D. Jugder, Y. Oi. T. Matsumoto, and M. Nomura. 2017. Plutonium, Cs-137 and uranium isotopes in Mongolian surface soils. *Journal of Environmental Radioactivity*. 166: 97–103.
17. Hoo, W. T., L. K. Fifield, S.G.Tims, T.Fujioka, and N. Mueller. 2011. Using fallout plutonium as a probe for erosion assessment. *Journal of environmental radioactivity*. 102(10): 937-942.
18. Hu, Q.H., J.Q. Weng, and J.S. Wang. 2010. Sources of anthropogenic radionuclides in the environment: a review. *Journal of Environmental Radioactivity*. 101, 426–437.

19. IAEA, 2014a. Guidelines for Using Fallout Radionuclides to Assess Erosion and Effectiveness of Soil Conservation Strategies. International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria (1-213 pp.).
20. Iurian, A.R., L. Mabit, and C. Cosma. 2014. Uncertainty related to input parameters of Cs-137 soil redistribution model for undisturbed fields. *Journal of Environmental Radioactivity*. 136: 112-120.
21. Iurian, A.R., A. Pitois, G. Kis-Benedek, A. Migliori, R. Padilla-Alvarez, and A. Ceccatelli. 2016. Assessment of measurement result uncertainty in determination of Pb-210 with the focus on matrix composition effect in gamma-ray spectrometry. *Applied Radiation and Isotopes*. 109: 61-69.
22. Joshi, S.R., and B.S. Shukla. 1991. The role of the water soil distribution coefficient in the watershed transport of environmental radionuclides. *Earth and planetary science letters*. 105(1-3): 314-318. 105, 314-318.
23. Ketterer, M.E., J. Zhang, and M. Yamada. 2011. Application of transuranics as tracers and chronometers in the environment. In: Baskaran, M. (Ed.), *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Advance in Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, Germany, pp. 395-417.
24. Lee, M.H., and C.W. Lee. 1999. Determination of Cs-137, Sr-90 and fallout Pu in the volcanic soil of Korea. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 239: 471-476.
25. Mabit, L., M. Benmansour, J.M. Abril, D.E. Walling, K. Meusburger, A.R. Iurian, C. Bernard, S. Tarjan, P.N. Owens, W.H. Blake, and C. Alewell. 2014. Fallout Pb-210 as a soil and sediment tracer in catchment sediment budget investigations: a review. *Earth-science reviews*, 138: 335-351.
26. Mabit, L., M. Benmansour, and D.E. Walling. 2008. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides Cs-137, Pb-210(ex) and Be-7 for assessing soil erosion and sedimentation. *Journal of environmental radioactivity*. 99(12): 1799-1807.
27. Meusburger, K., L. Mabit, M. Ketterer, J.H. Park, T. Sandor, P. Porto, and C. Alewell. 2016. A multi-radionuclide approach to evaluate the suitability of Pu239 +240 as soil erosion tracer. *Science of the Total Environment*. 566: 1489-1499.
28. Morss, L. R., N.M. Edelstein, and J. Fuger. 2006. The chemistry of the actinide and transactinide elements.
29. Muller, R.N., D.C. Sprugel, and B. Kohn. 1978. Erosional transport and deposition of plutonium and cesium in 2 small midwestern watersheds. *Journal of Environmental Quality*. 7(2): 171-174.
30. Myasoedov, B. F., and F.I Pavlotskaya. 1989. Measurement of radioactive nuclides in the environment. *Analyst*. 114(3): 255-263.
31. Nisbet, A.F., B. Salbu, and S. Shaw. 1993. Association of radionuclides with different molecular- size fractions in soil solution - implications for plant uptake. *Journal of Environmental Radioactivity*. 18: 71-84.
32. Perelygin, V. P., and Y.T. Chuburkov. 1997. Man-made plutonium in environment-possible serious hazard for living species. *Radiation measurements*. 28(1): 385-392.
33. Porto, P. and D.E. Walling. 2012. Validating the use of Cs-137 and Pb-210(ex) measurements to estimate rates of soil loss from cultivated land in southern Italy. *Journal of Environmental Radioactivity*. 106: 47-57.
34. Porto, P., D.E. Walling, C. Alewell, G. Callegari, L. Mabit, N. Mallimo, K. Meusburger, and M. Zehringer. 2014. Use of a Cs-137 re-sampling technique to investigate temporal changes in soil erosion and sediment mobilisation for a small forested catchment in southern Italy. *Journal of Environmental Radioactivity*. 138: 137-148.
35. Preiss, N., M. Melière, and M. Pourchet. 1996. A compilation of data on lead-210 concentration in surface air and fluxes at the air-surface and water-sediment interfaces. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 101(D22): 28847-28862.

36. Qiao, J., X. Hou, M. Miró, and P. Roos. 2009. Determination of plutonium isotopes in waters and environmental solids: a review. *Analytica chimica acta*. 652(1-2): 66-84.
37. Schimmack, W., K. Auerswald, and K. Bunzl. 2002. Estimation of soil erosion and deposition rates at an agricultural site in Bavaria, Germany, as derived from fallout radiocesium and plutonium as tracers. *Naturwissenschaften*. 89(1): 43-46.
38. Taylor, A., W.H. Blake, H.G. Smith, L. Mabit, and M.J. Keith-Roach. 2013. Assumptions and challenges in the use of fallout beryllium-7 as a soil and sediment tracer in river basins. *Earth- Science Review*. 126: 85-95.
39. Taylor, D.M. 2001. Environmental plutonium - creation of the universe to twenty-first century mankind. In: Kudo, A. (Ed.), *Plutonium in the Environment*, (1-14 pp.).
40. Tims, S.G., S.E. Everett, L.K. Fifield, G.J. Hancock, and R. Bartley. 2010. Plutonium as a tracer of soil and sediment movement in the Herbert River, Australia. *Nuclear Instruments & Methods in Physics Research Section B-Beam Interactions with Materials and Atoms*. 268: 1150-1154.
41. Tims, S.G., G.J. Hancock, L. Wacker, and L.K. Fifield. 2004. Measurement of Pu and Ra isotopes in soils and sediments by AMS. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 223-224: 796-801.
42. UNSCEAR, 2000. Sources and Effects of Ionizing Radiation. United National Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation Exposures to the Public from Man-made Sources of Radiation. United Nations, New York.
43. Van Pelt, R.S., and M.E. Ketterer. 2013. Use of anthropogenic radioisotopes to estimate rates of soil redistribution by wind II: the potential for future use of  $^{239} + ^{240}\text{Pu}$ . *Aeolian Res.* 9: 103-110.
44. Walling, D.E. 2012. The use of fallout radionuclides in the study of erosion and sedimentation. In: Meyers, R.A. (Ed.), *Encyclopedia of Sustainability, Science and Technology*. Springer Verlag, Berlin.
45. Xu, Y., S. Pan, M. Wu, K. Zhang, and Y. Hao. 2017. Association of Plutonium isotopes with natural soil particles of different size and comparison with  $^{137}\text{Cs}$ . *Science of the Total Environment*. 581: 541-549.
46. Xu, Y., J. Qiao, S. Pan, X. Hou, P. Roos, and L. Cao. 2015. Plutonium as a tracer for soil erosion assessment in northeast China. *Science of the Total Environment*. 51:176-185.
47. Yamada, M., J. Zheng, and Z. Wang. 2006.  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{239}\text{-}^{240}\text{Pu}$  and  $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$  atom ratios in the surface waters of the western North Pacific Ocean, eastern Indian Ocean and their adjacent seas. *Science of the Total Environment*. 366: 242-252.
48. Zapata, F., and M.L. Nguyen. 2009. Soil erosion and sedimentation studies using environmental radionuclides. *Radioactivity in the Environment*. 16: 295-322.
49. Zhang, K.X., S.M. Pan, Y.H. Xu, L.G. Cao, Y.P. Hao, M.M. Wu, W. Xu, and S. Ren. 2016. Using  $^{239} + ^{240}\text{Pu}$  atmospheric deposition and a simplified mass-balance model to re-estimate the soil erosion rate: a case study of Liaodong Bay in China. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 307(1): 599-604.

## Application of Plutonium Radionuclide in Soil Erosion Research

**M. Mirzaei, M.H. Roozitalab, H. Asadi, and R. Mirkhani<sup>1</sup>**

Ph.D. Student, Department of Soil Science and Engineering, Tehran University, Tehran, Iran.

**mirzaei.morad95@ut.ac.ir**

Associate Professor, Agricultural Research, Education and Extension Organization (AREEO), Tehran, Iran.

**mroozitalab@gmail.com**

Associate Professor, Department of Soil Science and Engineering, Tehran University, Tehran, Iran.

**ho.asadi@ut.ac.ir**

M.Sc., Nuclear Agriculture School, Nuclear Science and Technology Research Institute. Karaj, Iran.

**rmirkhani@aeoi.org.ir**

**Received: May 2018 and Accepted: January 2019**

### Abstract

Soil erosion is a serious threat to human life. This calls not only for appropriate methods of assessing soil erosion and sedimentation levels but also for the implementation of soil conservation practices. Fallout radionuclides (FRN) such as beryllium-7 ( $^7\text{Be}$ ), lead-210 ( $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ), and cesium-137 ( $^{137}\text{Cs}$ ) have been used as soil redistribution tracers in various studies. The present review aims to investigate the suitability of plutonium 239+240 ( $^{239+240}\text{Pu}$ ) radioisotopes as a new tracers for the assessment of soil redistribution rates. Plutonium isotopes are present in the environment mainly due to nuclear activities including nuclear weapon tests and nuclear power plants (NPP). Among them, the  $^{239+240}\text{Pu}$  isotopes offer such advantages as long half-lives, availability, relatively easier determination using highly sensitive techniques, and uniformity of their values at reference sites. Application of plutonium isotopes as soil redistribution tracers was first investigated in 1978. However, relatively few practical attempts have been ever since made to exploit the full potential of Pu isotopes as efficient and reliable tools for soil redistribution assessment compared to other existing techniques.

**Keywords:** Soil redistribution, Sedimentation, Isotope, Tracer

---

<sup>1</sup>- Corresponding author: Nuclear Agriculture School, Nuclear Science and Technology Research Institute, Karaj, Iran.