



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Medición de Radón-222 en Ambientes
Geohidrológicos en la Fracción Central de
México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
FÍSICO

PRESENTA:
ALICIA AYALA ESTRADA

DIRECTOR DE TESIS:
ALEJANDRA CORTÉS SILVA



2009



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de Datos del Jurado

<p>1. Datos del alumno Ayala Estrada Alicia 56 65 94 27 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Física 9902638-3</p>
<p>2. Datos del tutor M. en C. Alejandra Cortés Silva</p>
<p>3. Datos del sinodal 1 Dr Guillermo Espinosa García</p>
<p>4. Datos del sinodal 2 Dra Ana María Soler Arechalde</p>
<p>5. Datos del sinodal 3 Dr José Jesús Carlos Quintanar Sierra</p>
<p>6. Datos del sinodal 4 M. en C. Pedro Morales Puente</p>
<p>7. Datos del trabajo escrito Medición de Radón-222 en Ambientes Geohidrológicos en la Fracción Central de México 60 p 2009</p>

Agradecimientos

A Alejandra Cortés, por haberme asesorado en la realización de este trabajo, por todo su apoyo, confianza y por haberme mostrado otro mundo, que es la hidrología.

Al Instituto de Geofísica, UNAM, por el apoyo brindado para la realización de este trabajo.

Al Organismo Internacional de Energía Atómica, por el apoyo otorgado al proyecto MEX/8025, llevado a cabo por el Grupo de Hidrología Isotópica, para tener acceso al equipo empleado en esta tesis.

Al Grupo de Hidrología Isotópica del Instituto de Geofísica, UNAM, por haberme acogido. En particular a Alejandra Cortés, Juan Pérez-Quezadas, Joaquín Pérez, Faustino Juárez, Yael Ocampo y Alejandro Ramírez; por haberme apoyado a la realización de este trabajo.

A Guillermo Espinosa y José Golzarri, del Instituto de Física de la UNAM, por facilitarme trabajar en su laboratorio y por la ayuda prestada.

A los sinodales, por haberme brindado todo su apoyo: Guillermo Espinosa, Ana María Soler, Alejandra Cortés, Pedro Morales y en especial a Carlos Quintanar, por su confianza y estimulación en la culminación de mi carrera.

A mis profesores, compañeros y amigos, con los que he descubierto el maravilloso mundo de la Física de la Facultad de Ciencias.

A Javier Rodríguez por ser cómplice en las aventuras de mi vida.

Dedicatoria

A mis padres, con mucho cariño,

que siempre están ahí,

dándome su apoyo en todo.

A mis hermanos Edgar y Sabás,

con su ejemplo,

me han mostrado valiosos caminos.

Índice

Resumen.....	1
Introducción.....	2
Capítulo 1	
Conocimientos generales relativos al estudio.....	5
1.1 Física de radiaciones	5
1.1.1 Estructura de la materia	5
1.1.2 Energía liberada durante la desintegración radioactiva.....	7
1.1.3 Tipos de desintegraciones.....	9
1.1.4 Cadenas de desintegración radioactiva	11
1.1.5 Decaimiento radiactivo.....	13
1.1.6 Equilibrios radioactivos.....	14
1.2 Radón.....	16
1.2.1 El decaimiento del radón-222 y de algunos de sus hijos.....	17
1.2.2 Emanación del radón.....	19
1.2.3 Transporte del radón.....	21
1.3 Antecedentes.....	22
1.3.1 Estudios de radón en las geociencias	22
1.3.2 Trabajos previos.....	23
1.3.3 Grupos de trabajo.....	25
Capítulo 2	
Metodología.....	26
2.1 Zona de estudio.....	27
2.1.1 La Muralla.....	28
2.1.2 Zona Pénjamo- Abasolo.....	28
2.2 Medición con detectores de trazas nucleares en sólidos (DTNS).....	28
2.2.1 Trazas nucleares en sólidos (TNS).....	29
2.2.2 Detector CR-39 empleado.....	31
2.2.3 Actividades de campo.....	33
2.2.3.1 Medición en agua.....	33
2.2.3.2 Medición en suelo.....	34
2.2.4 Revelado y lectura de las trazas formadas.....	34
2.3. Técnica de medición con el RAD-7	35
2.3.1 Funcionamiento y constitución del RAD-7.....	35
2.3.2 Pruebas de medición en laboratorio.....	39
2.3.2.1 Medición en aire.....	39
2.3.2.2 Medición en la cámara de verificación.....	40
2.3.3 Pruebas de medición en campo.....	40

Capítulo 3	
Resultados y discusión.....	41
3.1 Medición en agua.....	41
3.2 Medición en suelo.....	42
3.3 Medición con el detector RAD-7	44
3.3.1 Medición en aire.....	44
3.3.2 Medición de radón en la cámara de verificación.....	46
3.3.3 Comparación de Pruebas.....	51
3.3.3.1 Medición en aire del laboratorio.....	51
3.3.3.2 Medición de radón en agua y aire en Peñón de los Baños.....	52
3.3.3.3 Comparación de los detectores CR-39 y RAD-7 en aire en un ambiente cerrado.....	52
Conclusiones.....	54
Glosario.....	55
Referencias.....	58

Resumen

En este trabajo se presentan las bases físicas de las radiaciones, las cuales son empleadas en la detección y medición de la concentración de ^{222}Rn . Se describen las características y el comportamiento del ^{222}Rn , para poder entender dónde se encuentra, qué información se puede obtener a partir de su concentración y cómo se puede medir. Se emplean dos métodos distintos: con detectores de trazas nucleares, específicamente el CR-39 y con el equipo de monitoreo continuo RAD-7. Se utiliza al ^{222}Rn como trazador en dos zonas del estado de Guanajuato, situado en la fracción central de México. En la zona conocida como La Muralla, se midió la concentración de ^{222}Rn disuelto en agua en 16 pozos y manantiales, usando el CR-39; se obtuvieron valores entre 75 y 1523 Bq/m³, los resultados se interpretaron como zonas con diferentes características geológicas. En la zona de Pénjamo - Abasolo, se midió la concentración de ^{222}Rn en 40 puntos distintos en suelo, utilizando detectores CR-39; los datos obtenidos presentaron una variación entre 1320 y 8880 Bq/m³. Otro objetivo de este trabajo fue el de implementar la técnica de detección del ^{222}Rn con el equipo de monitoreo continuo, RAD-7, para lo cual, de manera inicial, se midió la concentración de su actividad en aire en un lugar cerrado; se observaron variaciones a diferentes tiempos; el promedio temporal obtenido, es comparable con los datos obtenidos en el mismo lugar con CR-39. Con el fin de evaluar el rango de respuesta y comportamiento del detector RAD-7, se midieron las concentraciones de ^{222}Rn en una cámara de verificación, que almacenaba un mineral que contenía ^{238}U y ^{222}Rn ; obteniéndose los tiempos de respuesta óptimos para el aparato. Así mismo, se midieron concentraciones de ^{222}Rn en aguas termales al oriente de la Ciudad de México, en el mismo sitio en donde se habían reportado datos de otro estudio. Los resultados fueron comparables, aun cuando las técnicas empleadas y las variaciones ambientales y temporales fueron diferentes.

Introducción

El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos. Después de los glaciares es la mayor fuente de agua dulce en el planeta, constituye más del 94% del agua dulce líquida [17]. México es considerado como un país árido en sus tres cuartas partes, por lo que el territorio depende, en su mayoría, de las reservas de agua subterránea [29].

La mayor parte del ambiente geológico consta de incontables poros diminutos entre los granos de suelo y sedimentos, así como fracturas en las rocas. Es en estos pequeños espacios vacíos es donde se infiltra, reúne y mueve el agua subterránea [1]. Es razonable asumir que existe una interacción y migración, a través de las estructuras geológicas, fallas o anomalías estructurales, entre el agua subterránea y sus componentes sólidas y/o gaseosas.

El agua a lo largo de su historia va mezclándose con diferentes componentes desde su evaporación en el mar, condensación en las nubes, precipitación en las zonas continentales y su infiltración en los diferentes ambientes geológicos. El proceso que aquí se estudia, es la integración y medición del gas radón como parte del agua subterránea y del medio geológico.

El radón es un elemento radioactivo, cuya producción es continua en el interior de la corteza terrestre; al ser un gas, tiende a escapar de las rocas donde se genera, liberándose frecuentemente por las fallas o estructuras del subsuelo [10]. Por sus características físicas, su detección se facilita en fisuras, fallas geológicas y flujos de agua subterránea [15].

Este trabajo de tesis se desarrolla en el estado de Guanajuato, donde el 60% de la superficie corresponde a zonas montañosas, que actúan como las principales zonas de recarga al sistema acuífero. La superficie restante es topográficamente plana, llamada “El Bajío Guanajuatense”. El abastecimiento de agua se da casi exclusivamente a través de agua subterránea. En el contexto del país, la zona es importante, debido al intenso desarrollo económico. Dados estos antecedentes, es necesario el conocimiento integral del sistema acuífero que permita un adecuado manejo y protección de los recursos hidráulicos que ayuden a generar un sistema sustentable [8].

Objetivos

Medir las concentraciones de ^{222}Rn disuelto en agua y en suelo por medio de la técnica de trazas nucleares en sólidos, en algunas localidades del estado Guanajuato. Así como, implementar la técnica de medición de flujo continuo del detector RAD-7, para su aplicación en ambientes geohidrológicos.

Justificación

- Iniciar la consolidación de un mapa de las concentraciones de este elemento en la zona.
- Apoyar la identificación del agua subterránea que fluye a través de las diferentes unidades geohidrológicas que presentan fallas y fracturas.
- Ayudar a identificar cualitativamente la posible presencia de estructuras geológicas o tectonismo activo en las localidades seleccionadas.
- Contar con una técnica de detección de radón-222, que nos dé la variación, de su concentración, en función del tiempo, que sea eficiente y facilite su medición en campo.
- Proponer una guía para estudios posteriores, considerando los resultados obtenidos y las técnicas implementadas en este estudio.

Conformación de la Tesis

Este trabajo está dividido en tres capítulos. En el primero, se estudian los conceptos básicos, que nos ayudarán a entender el comportamiento del radón-222 en diferentes ambientes geohidrológicos; partiendo de la física de radiaciones involucrada en los procesos en los que participa el radón, continuando con su constitución, características y comportamiento; sus fuentes principales, procesos de emanación y migración, así como algunas de sus

aplicaciones en las Geociencias, analizando algunos trabajos con aplicaciones similares.

En el segundo capítulo se presentan las características y ubicación de la zona de estudio, así como la selección de los puntos de muestreo. Siguiendo con la descripción instrumental y experimental, en campo y laboratorio. Por último se presenta la descripción del método de espectrometría alfa e implementación de la técnica de medición con el detector dinámico RAD-7; su funcionamiento y rangos de detección determinados experimentalmente. Pruebas ambientales realizadas en el laboratorio y algunas mediciones en campo.

En el tercer capítulo se presentan los resultados. Inicialmente se muestran las concentraciones de radón en agua y en suelo. También se muestran los resultados del uso de los detectores en otros ambientes y la comparación de los métodos con el RAD-7 y CR-39 en aire.

Finalmente se presentan las conclusiones obtenidas y también se expone un apéndice en forma de glosario que contiene los términos más comunes y que son una guía rápida para el usuario.

Capítulo 1

Conocimientos generales relativos al estudio

Para el desarrollo de esta tesis se hace uso de un elemento que existe en el ambiente de forma natural, Se analizan los procesos en que interviene, en cómo se forma, su proceso radioactivo y cuáles de sus propiedades se utilizan para poderlo medir. Para dar un panorama de todo lo anterior, se presenta a continuación de forma general, la física de radiaciones involucrada, la estructura y algunas características de los isótopos como parte de la materia, para llegar a entender al radioisótopo radón-222 en ambientes geohidrológicos, estudiando los procesos previos y posteriores a su formación.

1.1 Física de radiaciones

1.1.1 Estructura de la materia

La física está basada en modelos y teorías que pueden verificarse y predecir los fenómenos de la naturaleza. El modelo atómico más sencillo, que nos permite entender un poco la estructura y comportamiento del átomo, es el que Rutherford propuso en 1911, con el que se sabe que la carga positiva del átomo está concentrada en un núcleo, en forma de protones, y junto a estos se pueden encontrar los neutrones N , con electrones moviéndose alrededor del núcleo. Cuando el átomo es eléctricamente neutro, el número y la carga eléctrica de los electrones presentes, expresada como múltiplo de la carga cuantizada de cada electrón e , es igual y de signo contrario a la carga positiva del núcleo. El número de protones recibe el nombre de número atómico Z . Se conocen a los nucleones como los protones y neutrones residentes en el núcleo; el número de nucleones A , queda determinado como la suma del número de protones más el número de neutrones: $A=Z+N$. A los átomos que les faltan uno o más electrones se les conoce como iones positivos y a los que el número de electrones excede el número atómico se les llama iones negativos [5].

Este modelo de Rutherford no explicaba la estabilidad del sistema protón-electrón o de los

espectros de emisión o absorción de las líneas espectrales. En 1913 Bohr propuso un modelo cuantizado del átomo, en donde los electrones se encuentran sobre ciertas órbitas, con niveles discretos y cuantizados de energía. Los electrones pueden pasar de un nivel de energía a otro sin pasar por estados intermedios. El salto de un electrón de un nivel cuántico a otro implica la emisión o absorción de un único cuanto de luz cuya energía corresponde a la diferencia de energía entre ambas órbitas [5].

El núcleo con tamaño del orden de 10^{-15} m, posee una estructura compleja que consta de protones y neutrones, que no son partículas elementales pues están constituidas por otro tipo de partículas más pequeñas llamadas quarks. En este trabajo se estudiaron fenómenos de la física nuclear que no incluyen a la estructura interna de los nucleones.

Existen diferentes variedades atómicas, las cuales se les llamó isótopos; que son variedades de un elemento químico que contienen diferente masa atómica. La notación que describe a un isótopo de un elemento X es: A_ZX_N , pero como el número atómico Z es el que caracteriza a dicho elemento, sólo se usa la notación AX , y así, queda definido un cierto isótopo; por ejemplo el radón con 222 nucleones: radón-222 que también se escribirá como ${}^{222}\text{Rn}$.

El núcleo atómico permanece unido debido a la llamada fuerza fuerte que existe entre los nucleones, tiene un alcance muy corto, de tal forma que un nucleón interactúa más fuertemente con sus vecinos más cercanos. Se conoce que esta fuerza entre los nucleones es atractiva y debe de ser más grande que la fuerza eléctrica repulsiva entre los protones. Aún así, se requiere la presencia de los neutrones para aumentar la fuerza fuerte y así estabilizar al núcleo [5].

En los núcleos más abundantes de los elementos ligeros ($Z < 20$), el número de neutrones es aproximado al número de protones, $N=Z$, estos isótopos son más estables [30]. Esta tendencia se da por la existencia de los niveles de energía nuclear, ya que los nucleones son fermiones y obedecen el principio de exclusión de Pauli, que dice que cada nivel de energía sólo puede contener partículas de espines opuestos, estos niveles de energía se van llenando en secuencia con una configuración de mínima energía y de máxima estabilidad. Para elementos más grandes, esta estabilidad se obtiene con mayor número de neutrones, pero hay un límite para mantener a los protones y neutrones en el núcleo, en donde la repulsión eléctrica es mayor a la fuerza fuerte de los nucleones, este límite es representado por el isótopo ${}^{209}\text{Bi}$, que es el núcleo estable más pesado, así que todos los núcleos con $Z > 83$

y $A > 209$ espontáneamente se transformarán a núcleos más ligeros [5].

Los núcleos cuyo número de protones y/o neutrones que corresponde a un número par especial, llamados números mágicos, tienen una estabilidad relativamente mayor y en consecuencia existen en mayores concentraciones de manera natural. Estos números mágicos son 2, 8, 20, 28, 50, 82 y 126; esto puede ser explicado por el modelo nuclear de capas, donde los nucleones se van acomodando en una secuencia, con una configuración de mínima energía y de máxima estabilidad [18], [19].

Si los elementos apenas alcanzan una estabilidad suficiente para poder existir, tratarán de llegar a su mínima energía, así que cambiarán de elemento, provocando que se desintegren. Siempre que un núcleo contenga un número suficientemente grande de neutrones o protones, se desintegrará para formar isótopos más estables de menor masa. Así pues, los *radioisótopos* o isótopos radioactivos, son isótopos inestables de algunos elementos que se transforman en otros, mediante emisión de ciertas partículas. A este fenómeno se le conoce como radioactividad. Se llaman padres a los isótopos que decaen e hijos a los isótopos en los que se convierten [6], [18], [19].

1.1.2 Energía liberada durante la desintegración radioactiva

Como se mencionó anteriormente, la transformación de un isótopo se relaciona directamente con la pérdida de ciertas partículas con masa, de la manera que a continuación se presenta:

Para referirnos a la masa de los átomos, se define la masa atómica en unidades de masa atómica unificada u , como $1/12$ la masa atómica de ^{12}C , y se relaciona con la unidad de masa del SI como: $1 u = 1.66053886 \cdot 10^{-27} \text{ kg}$ [31].

Si se trata de obtener la masa atómica como la suma de masas de sus protones, neutrones y electrones, se obtendrá un número mayor a la masa atómica real; esta diferencia de masa se convierte en la energía de enlace, que es la energía potencial almacenada para mantener a las partículas unidas en el núcleo. De la teoría de la relatividad especial de Einstein se puede ver la equivalencia entre masa y energía: $E = m \cdot c^2$; donde la E es la energía, m es la masa y c es la velocidad de la luz en el vacío (299792458 m/s); para obtener la energía de enlace, sólo se tendrá que usar la diferencia de masa ya mencionada.

Cuando un núcleo inestable se transforma en otro más estable pierde energía potencial, que era parte de su energía de enlace. De la equivalencia entre masa y energía, se observa que la energía que se perderá, es la energía desintegración E_d y la se puede obtener por la diferencia de masa del isótopo padre m_p , menos la masa total de los productos m_h , multiplicada por el cuadrado de la velocidad de la luz:

$$E_d = (m_p - m_h) \cdot c^2 \quad (1)$$

Esta E_d será la energía cinética que se libera y que es compartida por las nuevas partículas que se forman, de acuerdo con las leyes de conservación de energía y momento. Así el nuevo átomo, experimentará un movimiento de dirección contraria a la resultante del momento de las partículas emitidas. La acción de este movimiento se conoce como reculado, y es tomado en cuenta para calcular las energías con las que salen disparados los nuevos elementos formados. Para el caso referido, al formarse un elemento de masa M y liberar una partícula de menor masa m , con velocidades V y v respectivamente, por conservación de momento se tiene que:

$$M \cdot V = m \cdot v \quad \text{ó} \quad M^2 \cdot V^2 = m^2 \cdot v^2 \quad (2)$$

Y por conservación de energía, la energía de desintegración E_d debe ser igual a la suma de las energías cinéticas de las nuevas partículas, E_h y E_α , de masas M y m respectivamente.

$$E_d = E_h + E_\alpha = \frac{1}{2} \cdot M \cdot V^2 + \frac{1}{2} \cdot m \cdot v^2 \quad (3)$$

De la ecuación (2) se obtiene:

$$E_h = \frac{1}{2} \cdot M \cdot V^2 = \frac{1}{2M} \cdot M^2 \cdot V^2 = \frac{1}{2M} \cdot m^2 \cdot v^2 = \frac{m}{M} \cdot E_\alpha$$

Sustituyendo en la ecuación (3):

$$E_d = E_\alpha \cdot \left(\frac{m}{M} + 1 \right)$$

Así las energías de las dos partículas son:

$$E_h = \frac{m}{M+m} \cdot E_d \quad \text{y} \quad E_\alpha = \frac{M}{M+m} \cdot E_d \quad (4)$$

Estas ecuaciones (4), se utilizara más adelante para calcular la energía de las partículas involucradas.

1.1.3 Tipos de desintegraciones

Se mencionó que el paso de un elemento a un estado más estable, se hace por la emisión de energía. Rutherford y sus contemporáneos distinguieron diferentes tipos de emisión en la radiación de los radioisótopos. Estas emisiones fueron llamadas; alfa, beta y gama, las cuales fueron identificadas como núcleos de ${}^4\text{He}$, electrones y fotones de alta energía, respectivamente. Posteriormente, la emisión de positrón y la captura electrónica fueron incluidas a los modos de desintegración [5], [24].

Desintegración alfa (α)

La desintegración alfa implica la emisión de un núcleo de ${}^4\text{He}$, compuesto por dos protones y dos neutrones, el cual es llamado partícula alfa (α). La desintegración alfa ocurre en los núcleos que incrementan su estabilidad al disminuir de tamaño.

Aunque clásicamente no sería posible este decaimiento, dado que la partícula alfa está confinada en el núcleo, de igual manera que en un pozo de potencial de mayor profundidad que su energía. Este decaimiento se vuelve posible gracias al efecto túnel; si se considera que las partículas alfa salen del núcleo con una energía de varios MeV, lo cual equivale a una velocidad del orden de 10^7 m/s; y que dentro del núcleo recorre distancias del orden de 10^{-14} m, quiere decir que cada 10^{-21} s chocaría con una pared del pozo; o sea 10^{21} veces en un segundo y cada choque es una oportunidad de que escape. Si se considera que algunos isótopos inestables tienen vidas medias de muchos años, entonces, la probabilidad de que escape la partícula es realmente baja.

Cuando el átomo emite una partícula alfa con cierta energía cinética, el átomo hijo resultante

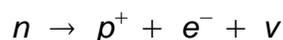
recula, es decir, por conservación de momento experimenta una fuerza en dirección contraria a la que sigue la partícula expulsada.

Cada elemento con una radioactividad alfa emite esta partícula con una velocidad y energía característica.

Desintegración beta (β)

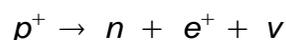
Igual que la desintegración alfa, la desintegración beta alterará la composición del núcleo para hacerlo más estable y puede ocurrir por tres formas:

i) Con emisión de un electrón. El modo más frecuente de desintegración es la (β^-) o beta negativo, que es la emisión de un electrón o partícula beta β^- debido a que el neutrón se convierte en un protón liberándose una partícula beta y un antineutrino del electrón:



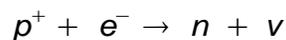
Cuando ocurre esta desintegración, el átomo resultante tiene el mismo número de nucleones pero cambia su número atómico al aumentar un protón. El neutrino ν es una partícula sin carga, al igual que su antipartícula el antineutrino $\bar{\nu}$; estas partículas también se llevan parte de la energía de la desintegración.

ii) Con emisión de un positrón. El positrón fue descubierto en 1932 y dos años después se encontró su emisión espontánea en cierto núcleo. Las propiedades de un positrón son idénticas que las del electrón, excepto que su carga es $+e$ en lugar de $-e$. Esta desintegración también conocida como beta positivo, implica la conversión de un protón dentro de un núcleo a un neutrón, un positrón y un neutrino:



Un neutrón fuera del núcleo puede convertirse en un protón por desintegración beta, dado que su masa es mayor que la del protón. Pero el protón sólo podrá transformarse en un neutrón dentro de un núcleo. La emisión de un positrón lleva a la creación de un núcleo hijo de menor número atómico, con mismo número de nucleones.

iii) Captura electrónica. El núcleo puede atrapar un electrón de las capas más internas del átomo, convirtiendo un protón en un neutrón más un neutrino:



1.1.4 Cadenas de desintegración radioactiva

Una gran parte de los radioisótopos existentes, se derivan de las cuatro posibles series de desintegración radioactiva donde cada una consiste en una sucesión de isótopos hijos que se derivan de un mismo padre. Estas series están caracterizadas en términos del número de nucleones, $A=4n+m$, donde n es un número natural y m la serie respectiva. La serie del torio, con su principal progenitor ^{232}Th , que da origen a los isótopos con nucleones $4n$; la serie del neptunio, con su principal progenitor ^{237}Np , con nucleones $4n+1$; la serie del actinio con su principal progenitor ^{235}U , que da origen a los isótopos con nucleones $4n+3$; y la serie del uranio, con su principal progenitor ^{238}U , para los nucleones $4n+2$. De la serie del neptunio, no se encuentran elementos, ya que desde hace mucho tiempo terminaron de decaer estos elementos en la Tierra. A continuación, en la Figura 1, se muestran los decaimientos y su probabilidad de que ocurran, de las tres series: torio, actinio y uranio [5], [10], [24].

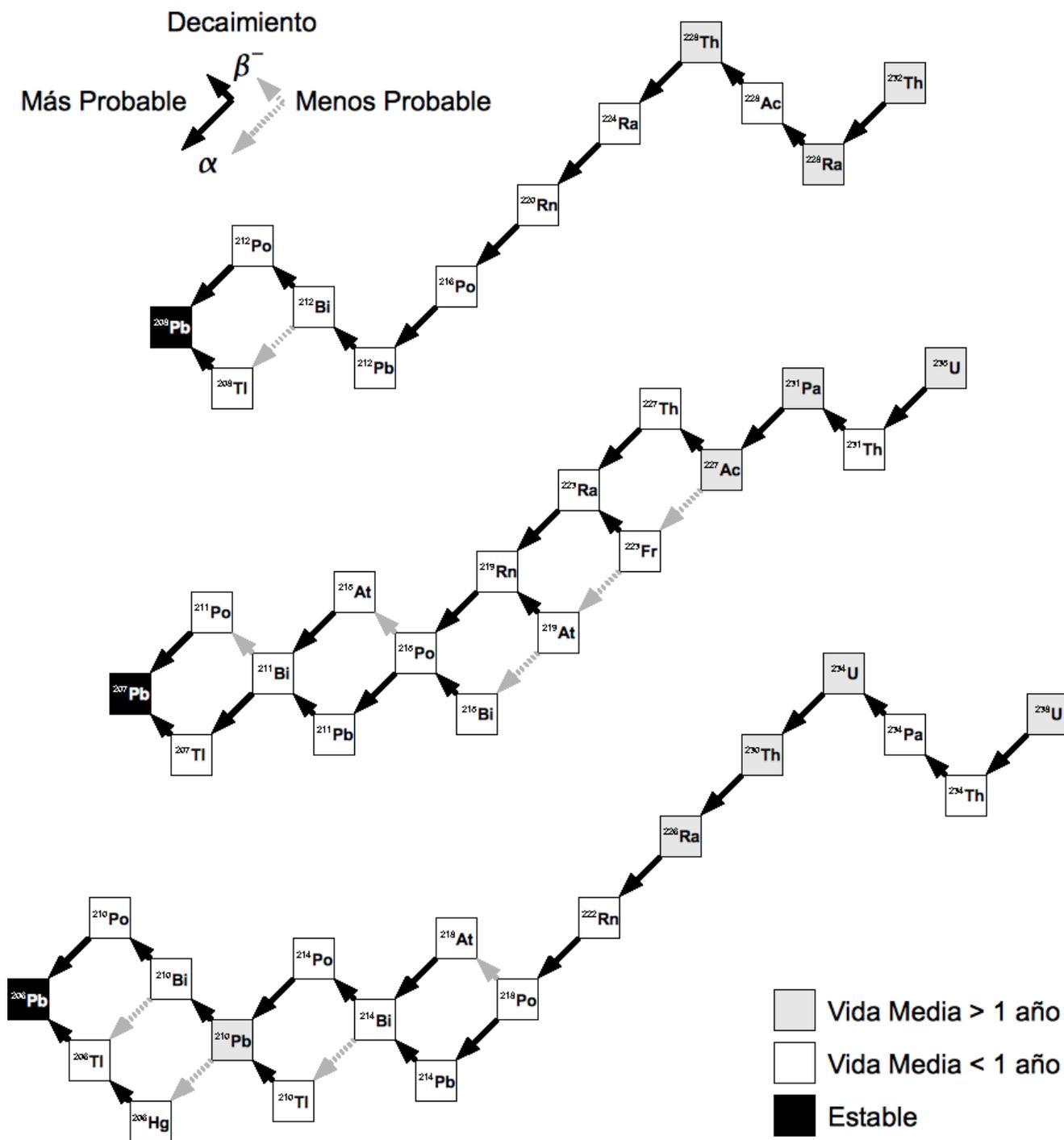


Figura 1: Cadenas de desintegración radioactiva, del Torio, Actinio y Uranio [10], [24].

1.1.5 Decaimiento radiactivo

Las expresiones matemáticas que a continuación se presentan [5], se aplican generalmente en los casos en los que el proceso de desintegración radiactiva está gobernada por probabilidades estadísticas, que es equivalente al grado de inestabilidad de núcleo precursor. Cada núcleo radiactivo tiene su propio grado de inestabilidad, que se puede expresar por el llamado tiempo de vida media, durante el cual habrá decaído a la mitad de nuestra muestra.

La actividad radioactiva A_R es la medida de la tasa de decaimiento, se define como el número de desintegraciones radioactivas por unidad de tiempo. La concentración de actividad es la radioactividad que existe por unidad de volumen.

En 1903 Ernest Rutherford y Federick Soddy desarrollaron la teoría de la desintegración espontánea o la ley de cambio radiactivo, la cual dice que el cambio de materia radioactiva que se desintegrará con respecto al tiempo es proporcional a la cantidad de materia radioactiva que se tenga, y se puede escribir como:

$$A_R = -\frac{dN}{dt} = \lambda \cdot N \quad (5)$$

Donde N es el número de átomos padres, $-dN/dt$ es su cambio por unidad de tiempo, y λ es *la constante de desintegración radioactiva*, característica de cada isótopo padre. Al resolver esta ecuación (5), integrando sobre el intervalo de tiempo (0,t) y con $N(t=0)=N_0$ y $N(t)=N$, se obtiene:

$$N = N_0 e^{-\lambda \cdot t} \quad (6)$$

Esta ecuación (6), indica la velocidad a la que el número inicial de núcleos radioactivos N_0 decrece con el tiempo. De esta misma relación, el tiempo durante el cual la muestra N_0 decrece hasta llegar a ser N es:

$$t = \frac{-1}{\lambda} \cdot \ln \frac{N}{N_0} \quad (7)$$

El tiempo durante el cual los isótopos radioactivos decaen a la mitad: $N=N_0/2$, es el periodo radioactivo o tiempo de vida media $t_{1/2}$:

$$t_{\frac{1}{2}} = \frac{-1}{\lambda} \cdot \ln \frac{1}{2} = \frac{0.693}{\lambda} \quad (8)$$

Unidades

Al decaer un elemento, éste emitirá desintegraciones radioactivas por segundo, y la unidad de la radioactividad, es el becquerel [Bq], unidad aceptada por el SI y más frecuentemente usada. Se define como una desintegración por segundo. Ya que las unidades se desarrollaron históricamente, después de que los Curie descubrieron el radio, se definió y uso la unidad de curie [Ci], como la actividad de 1 g de ^{226}Ra . La equivalencia del curie es 1 Ci = 3.7×10^{10} Bq. Así, las unidades de concentración de radioactividad del SI serán Bq/m³, otra que frecuentemente es usada es el pCi/l (1pCi/l = 37Bq/m³) [10].

1.1.6 Equilibrios radioactivos

Se estudiará la relación entre la actividad radioactiva de un radioisótopo padre y su hijo. El núcleo padre decaerá de acuerdo a las ecuaciones de desintegración radioactiva antes vistas. El equilibrio radioactivo se da cuando la actividad del radioisótopo hijo se estabiliza, y decae con la misma tasa de producción, así no hay ningún aumento o disminución de este hijo [24], [28].

La actividad de un núcleo padre 1 será $A_1 = -\frac{dN_1}{dt} = \lambda_1 \cdot N_1$, donde $N_1 = N_{01} e^{-\lambda_1 \cdot t}$;

N_{01} el número de isótopos padres al tiempo cero y N_1 al tiempo t y λ_1 su constante de decaimiento. Como A es proporcional a N , también: $A_1 = A_{01} e^{-\lambda_1 \cdot t}$, con A_{01} la actividad al tiempo cero.

La cantidad de núcleos hijos N_2 queda determinada por dos procesos, por la acumulación radioactiva debida a la desintegración de su padre y su propia desintegración radioactiva:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 \cdot N_1 - \lambda_2 \cdot N_2 \quad (9)$$

Siendo la solución de esta ecuación diferencial:

$$N_2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot N_{01} \cdot (e^{-\lambda_1 \cdot t} - e^{-\lambda_2 \cdot t}) + N_{02} \cdot e^{-\lambda_2 \cdot t} \quad (10)$$

Como condición, para el tiempo cero no se tiene nada de la muestra del hijo ($N_{02} = 0$). Así se obtiene, para la actividad del hijo:

$$A_2 = \lambda_2 \cdot N_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot A_{01} \cdot (e^{-\lambda_1 \cdot t} - e^{-\lambda_2 \cdot t}) \quad (11)$$

Se deduce que la razón entre las constantes de desintegración λ_1 y λ_2 , es lo que determinará la evolución de la actividad del núcleo hijo en función del tiempo. Se verán los tres casos posibles:

Equilibrio secular. Tiene lugar cuando el periodo radioactivo del núcleo padre es mucho más grande que la del hijo, y sus constante de decaimiento se relacionarían: $\lambda_1 \ll \lambda_2$, así la ecuación (11) se convierte en:

$$A_2 = A_{01} \cdot (e^{-\lambda_1 \cdot t} - e^{-\lambda_2 \cdot t}) \quad (12)$$

Para tiempos muy grandes ($\lambda_2 \cdot t \rightarrow \infty$), se tiene que $A_2 = A_{01} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t}$, la actividad del padre y del hijo se igualarán.

Equilibrio transitorio. En este caso el periodo radioactivo del padre será mayor que la del hijo, sin que éste sea despreciable, $\lambda_1 < \lambda_2$. Si la actividad del hijo es cero en el tiempo cero, el crecimiento del núcleo hijo se expresa con la ecuación (11), que para un tiempo suficientemente largo, la actividad del hijo llega a ser mayor que la del padre, obteniéndose un estado estacionario, donde:

$$A_2 = \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot A_{01} \cdot e^{-\lambda_1 \cdot t} = \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \cdot A_1 \tag{13}$$

La Figura 3 muestra este equilibrio que alcanzan a lo largo del tiempo, estos dos radioisótopos:

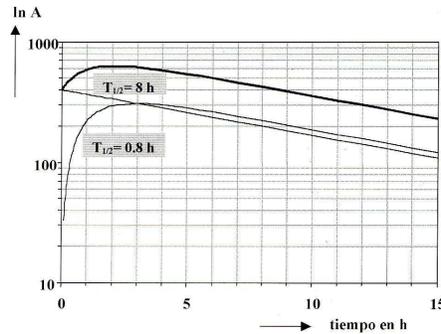


Figura 2: Equilibrio transitorio [24].

Fuera de equilibrio. Los casos en que la actividad del hijo es mayor que la del padre, $\lambda_1 > \lambda_2$, después de un tiempo suficientemente grande, sólo permanecerá la actividad del hijo, ya que el padre desaparecerá a una velocidad superior.

1.2 Radón

A continuación se describirán las características y comportamiento del radón, en específico el ²²²Rn, para poder entender dónde se encuentra, qué información nos podría dar y cómo se podrá medir.

El radón (Rn) es un elemento químico con 86 protones, es el primer elemento en cada una de las cadenas de decaimiento que no es un metal; pertenece al grupo de los gases nobles, es incoloro, inodoro y es un gas radioactivo. Hay veintisiete isótopos conocidos del radón desde el ²⁰⁰Rn hasta el ²²⁶Rn, pero tres de ellos son los más estudiados debido a su abundancia: ²¹⁹Rn, ²²⁰Rn y ²²²Rn. En la Figura 1 se observa la ocurrencia natural en las tres series de desintegración radioactiva, del actinio, del torio y del uranio. El tiempo de vida media de la mayoría de los isótopos del radón es menor a una hora, excepto para el ²¹⁰Rn

con 2.5 horas, el ^{211}Rn con 14.7 horas y el ^{222}Rn con 3.823 días, (3 días, 19 horas y 45 minutos), de tiempo de vida media. Así el ^{222}Rn , por tener el mayor tiempo de vida media y ser más abundante, es el más útil para estudios geohidrológicos [10].

La solubilidad del radón en el agua decrece al aumentar la temperatura [11]. Se incrementa de manera lineal al aumentar la presión [23]. De esta manera, por su solubilidad, el radón pasa a formar parte del agua subterránea [27].

El ^{222}Rn Ocurre naturalmente en rocas y en suelos en concentraciones determinadas por los radioisótopos padres presentes, siendo el ^{238}U el principal precursor en la corteza terrestre, distribuido durante la fusión parcial y cristalización fraccionada del magma, debido a esto, el Uranio se concentra en la fase líquida y se incorpora en los productos más ricos en sílice, por este motivo, las rocas ígneas de composición granítica están fuertemente enriquecidas en Uranio [10], [11].

Por la ocurrencia y características del ^{222}Rn , como radioactividad, abundancia, solubilidad en agua y en aire, proporciona información importante de los ambientes geohidrológicos, de los que proviene.

A continuación se presenta el comportamiento radioactivo del ^{222}Rn y sus hijos, empleados en la detección.

1.2.1 El decaimiento del radón-222 y de algunos de sus hijos

De la cadena de la serie del ^{238}U [Figura 1], se puede observar que el hijo del ^{226}Ra es el ^{222}Rn ; que al decaer, libera una partícula alfa con cierta energía cinética y se transforma en ^{218}Po ; el cual es un metal y tiende a adherirse a las superficies, está en contacto con las partículas de polvo en el aire, en las paredes o dentro de los pulmones [10], el ^{218}Po tiene un tiempo de vida media de 3.05 minutos, que al desintegrarse también emitirá una partícula alfa. De esta cadena, el siguiente isótopo que emitirá una partícula alfa será el ^{214}Po , con tiempo de vida media de 164 μs [28].

Utilizando la equivalencia entre masa y energía, ecuación (1), se calcularán las energías de las partículas alfa emitidas por los isótopos: ^{222}Rn , ^{218}Po y ^{214}Po .

En la Tabla 1, se muestran los valores de las masas de estos tres isótopos y sus hijos en unidades de masa atómica unificada [4], también, la diferencia de masa del hijo y la partícula alfa con respecto a su padre y la energía liberada en el decaimiento.

Padre	Masa Padre [u]	Hijo	Masa Hijo [u]	Diferencia De masas [u]	E_d Energía Liberada [MeV]
Rn 222	222.017578	Po 218	218.008973	0.006001	5.59
Po 218	218.008973	Pb 214	213.999805	0.006564	6.12
Po 214	213.995201	Pb 210	209.984189	0.008410	7.83

Tabla 1: Energía liberada en el decaimiento, utilizando la ecuación (1). La diferencia de masas incluye a la masa de la partícula alfa de 4.002603 u. Estos valores son iguales a los medidos [4].

Sustituyendo la energía liberada E_d y las masas del isótopo padres e hijo, en las ecuaciones (4), se obtienen, en la Tabla 2, las energías cinéticas de los productos formados: isótopo hijo y partícula alfa, de los tres isótopos ^{222}Rn , ^{218}Po y ^{214}Po , respectivamente:

$$E_h = \frac{m}{M+m} \cdot E_d \quad \text{y} \quad E_\alpha = \frac{M}{M+m} \cdot E_d$$

Decaimiento	Energía cinética del isótopo hijo E_h [keV]	Energía cinética de la partícula alfa E_α [MeV]
$^{222}\text{Rn} \rightarrow ^{218}\text{Po}$	100.78	5.49
$^{218}\text{Po} \rightarrow ^{214}\text{Pb}$	112.27	6.00
$^{214}\text{Po} \rightarrow ^{210}\text{Pb}$	146.46	7.68

Tabla 2: Energía cinética con la que salen las nuevas partículas generadas.

Es gracias a la detección de la energía de estas partículas alfa, que se puede saber cuánto del ^{222}Rn o de alguno de sus hijos decae. Así la partícula alfa no se frenará hasta que encuentre las condiciones necesarias, como suficiente aire, agua, o un detector para disipar su energía y de esta manera poder detectarla, Figura 3.

En un cierto volumen, la concentración de radón, tiende a alcanzar un estado de equilibrio con los isótopos hijos, dado que la constante de decaimiento del ^{222}Rn es menor que la del ^{218}Po , y esta a su vez es menor que la del ^{214}Po . De la descripción de equilibrios radioactivos,

se observa que entrarán en equilibrio secular, donde se tiene que las velocidades de formación del hijo y su decaimiento son iguales [28].

1.2.2 Emanación del radón

Gran parte del ^{222}Rn decae dentro de las rocas y es de poca importancia en el suelo y subsuelo. Sólo cuando es liberado del lugar donde se genera, puede ser usado para estudios en ambientes geohidrológicos.

En 1923 Hahn y Müller definieron el coeficiente de emanación E_b , como la razón de la cantidad de ^{222}Rn que escapa por el espacio de poro de la roca con respecto a la cantidad de ^{222}Rn total que se produce en la roca. A continuación se mencionan los principales procesos y factores que contribuyen al coeficiente de emanación para que el ^{222}Rn pueda escapar de la estructura cristalina de la roca [10], [11].

Reculado Directo. Este es el proceso por el que la mayoría del ^{222}Rn escapa de las rocas sólidas. Cuando el ^{226}Ra decae, se libera el ^{222}Rn con una energía mayor a 100 keV, con este incremento en el momento, es posible que el átomo recule y se retraiga distancias aproximadas de 0.1 μm en agua y 63 μm en aire [11] y en la misma estructura de la roca de 20 a 70 nm [10]. Así existe la probabilidad de que el átomo ^{222}Rn pueda escapar de la roca, si el padre, ^{226}Ra se encuentra dentro de la distancia de reculado de la superficie del grano o de una fractura [10], [11].

Una variable de este tipo de emanación, es la dirección, ya que no se logrará si el ^{222}Rn recula en dirección opuesta al espacio de poro, la fractura o la superficie de la roca. En la Figura 3, se muestran diferentes casos en los que el átomo se desintegrará dentro de un grano de mineral en contacto con otro grano similar, que se muestran en gris. Los átomos de radón se encuentran en los puntos A-F, donde los átomos inician el recorrido, y los puntos A'-F', indican donde los átomos se detienen; la curva de línea punteada representa la distancia máxima de reculado promedio a la que debe estar un átomo para poder escapar; la zona sombreada representa la zona con agua y el resto del interespacio representa aire. Los átomos E y F no tienen posibilidad de salir fuera de la roca, además su movimiento es opuesto a la frontera del espacio de los granos del mineral; el átomo A, tampoco escapa. Los únicos que se encuentran suficientemente cerca de la superficie para escapar de la roca son

B, C y D; B queda empotrado en el grano del mineral adyacente, el átomo D viaja tanto debido a que no encuentra suficiente recorrido o agua que disipe su energía en el camino. El átomo C sí encuentra humedad que hace que disipe toda su energía y se frene justo en el espacio entre los granos.

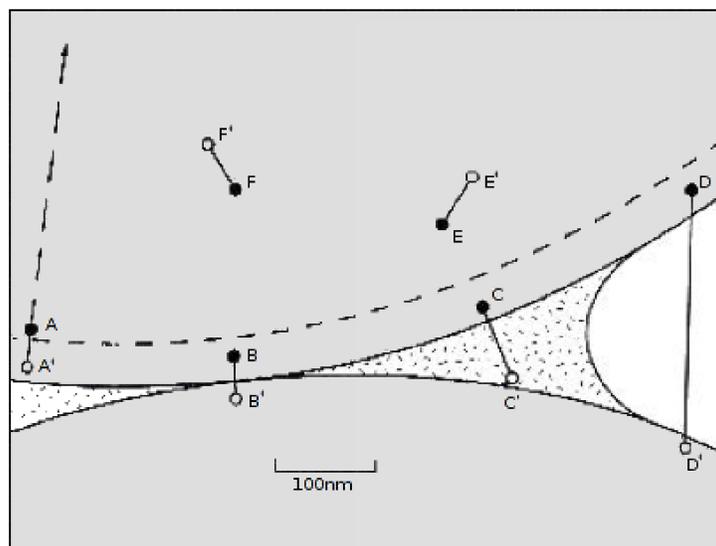


Figura 3: Representación conceptual del proceso de emanación, cuando el átomo de radón, representado por las letras, recula dentro de alguno de los dos granos de un mineral, representados en gris. La zona punteada representa agua, y el espacio blanco, aire.

Existen otros factores que pueden impedir o ayudar el escape del ^{222}Rn por reulado directo, como la estructura cristalina de la roca, con poros nanométricos que pueden actuar como conductos a la superficie del grano. La alta densidad del agua con respecto a la del aire es un disipador de energía que hace que se reduzca la distancia de reulado, maximizando que el radón se detenga en un poro lleno de agua. De esta manera, la presencia de agua en los poros incrementa la emanación total de radón. También, las separaciones llenas de aire suficientemente grandes disiparán la energía del átomo [11].

La fracción por reulado directo varía dependiendo si el poro está lleno de agua o aire, pero indudablemente es el proceso por el cual se libera la mayor cantidad de radón [10], [11].

Reulado indirecto. Este escape ocurre cuando el nuevo átomo formado atraviesa un poro, saliendo del mineral como consecuencia del reulado directo y se empotra en la superficie

opuesta, tal es el caso del átomo D en la Figura 3, en donde el átomo reculó en la dirección correcta para escapar de la roca, sin embargo, el espacio de poro por el que viajó estuvo lleno de gas, sin la suficiente distancia o agua que disipará la energía cinética que llevaba, entonces, esta energía fue suficiente para trasladarse hasta chocar con la superficie del grano opuesto. Una vez que el átomo se encuentra en este espacio hay una pequeña probabilidad de que el átomo salga, formando la fracción del coeficiente de emanación del reculado indirecto.

Efecto de la porosidad. La fracción de átomos de ^{222}Rn que se detienen en el espacio de poro dan un incremento a la fracción de reculado directo del poder de emanación. Esta fracción varía mucho, dependiendo si el poro está lleno de agua o de gas [11].

La geometría, cantidad y localización de espacios de poro, son factores adicionales que afectan la emanación del radón. Por lo que los tamaños de los medios fracturados, fracturas localizadas e interconexiones, afectan directamente el escape del ^{222}Rn [10], [11], [15], [20], [25].

1.2.3 Transporte del radón

Una vez que el ^{222}Rn escapa de la estructura de la roca y se mueve dentro de los espacios de poro, dentro de fracturas o fuera de las rocas. Puede transportarse libremente, principalmente a través del aire o del agua. Un gran número de factores afectan el transporte del ^{222}Rn en el subsuelo, algunos de estos son: tipos de roca, presencia de agua, coeficiente de difusión y geometría del poro [10], [11], [27].

El transporte de radón por agua subterránea, depende de la difusión en el agua, que es el principal mecanismo por el que el ^{222}Rn migra de los pequeños poros y microfracturas hacia los grandes espacios de poro, se podrá disolver y seguir la trayectoria de la misma. Los procesos de transporte que ocurren mayores a 30 días, no afectan sus concentraciones apreciablemente, ya que en este tiempo se tendrá menos del 1% de la cantidad original [ecuación 7], esto implica que el radón no se acumula en el agua subterránea en grandes distancias de la detección a la fuente y esto dependerá de la velocidad del agua en el medio, conductividad hidráulica [10], [11], [25].

Transporte de radón en rocas fracturadas

Los acuíferos emplazados en roca fracturada pueden tener grandes concentraciones de ^{222}Rn , si el ^{238}U y ^{226}Ra están presentes; así, el radón podrá migrar a lo largo de superficies fracturadas, que están cerca de la interfaz de la roca con el agua [11], [27].

Debido a que las estructuras geológicas modifican la permeabilidad del suelo, se aprovecha el comportamiento del gas para registrarlo en superficie, por lo que se puede inducir que la concentración del ^{222}Rn se encuentra asociada a un tectonismo activo [15], [16], [20], [25].

Existen otros factores que pueden afectar a la concentración de radón en niveles superficiales, produciendo su emanación y liberación como son: altas temperaturas, ventilación, movimientos mecánicos del agua y movimiento del medio geológico, sismos [27].

1.3 Antecedentes

Con el objetivo de evaluar la importancia del radón como herramienta en las Ciencias de la Tierra, a continuación se presentan algunas aplicaciones, así como el resumen de algunas investigaciones nacionales e internacionales, que muestran diferentes concentraciones en diferentes ambientes, para darnos una referencia con las medidas obtenidas en este trabajo.

Dada la solubilidad en aire del radón y su abundancia, la Agencia de Protección Ambiental de los Estados Unidos, EPA, considera como límite máximo permitido de concentración de ^{222}Rn , en ambientes habitables, 4 pCi/L, que equivalen a 148Bq/m^3 [27]. La mayoría de la radioactividad natural a la que se expone el ser humano es debida al radón [27], [10].

1.3.1 Estudios de radón en las geociencias

Se han realizado estudios, como precursor sísmico, alrededor del mundo. Se ha observado que cerca del 70% de los sismos están asociados a anomalías de radón mientras que el 40% de las anomalías no se han relacionado con la ocurrencia de sismos [2].

El radón, se ha utilizado en la prospección de uranio, en la detección de yacimientos de hidrocarburos, como trazador atmosférico, En la determinación del sistema de circulación y ventilación en minas y cuevas. En ambientes volcánicos, para la determinación del grado de desgasificación del magma durante una erupción y en la estimación del volumen de magma emitido durante una erupción explosiva [22], También se ha utilizado en la detección de sistemas de fallas activas o fracturas [11], [15], [22].

En Investigaciones geohidrológicas, las concentraciones de ^{222}Rn en el agua subterránea pueden ser usadas para diferentes aplicaciones. Como ayuda para fechar el agua subterránea; infiltración de agua superficial; descarga de agua subterránea; trazador de descargas [11], [16], [20], [25].

1.3.2 Trabajos previos

Radón-222 en dos zonas volcánicas en México, cuenca de México y San Luis Potosí [9]: Para evaluar las ventajas de dos técnicas de medición de radón-222, Alejandra Cortés y su grupo de trabajo utilizaron un método activo de centelleo líquido y un detector pasivo de estado sólido. Tomaron muestras en 46 sitios con el método activo y cinco con el pasivo en la cuenca de México. Los valores de ^{222}Rn los asocian con las rocas presentes en el suelo. El promedio de la actividad obtenida fue de 300 Bq/m^3 , observando en el 15 % de las muestras tienen valores por arriba de 1000 Bq/m^3 . Aquí, se midió en un lugar llamado Peñón de los Baños, al oriente de la ciudad de México, en donde se obtuvieron concentraciones de 676 Bq/m^3 . Este lugar es importante debido que en esta tesis, se repiten mediciones, bajo similares condiciones. En la cuenca de San Luis Potosí, se tomaron once muestras para analizarse con cada método. En esta zona, se obtuvo un valor promedio de 4000 Bq/m^3 ; estos valores mucho más altos, se asocian en este caso la presencia de rocas de naturaleza félsica. Notaron que la diferencia entre los métodos puede llegar a ser hasta de 30%; lo consideran, principalmente debido a la desgasificación en el momento de tomar la muestra.

Concentración de ^{222}Rn en algunos acuíferos de USA [11]: su distribución en distintos tipos de acuíferos, ha sido estudiada por Michel, 1987, quien determina que las mayores concentraciones en acuíferos compuestos por rocas ígneas y metamórficas, están en función del contenido de Uranio en el acuífero y el patrón de flujo subterráneo. Los niveles más altos se han encontrado, en acuíferos compuestos por rocas mes de composición félsica.

Hall F. R. y su equipo midieron, en Nueva Inglaterra, concentraciones de ^{222}Rn en agua de rocas graníticas en exceso hasta de $3.7 \cdot 10^7 \text{ Bq/m}^3$ [11].

El estudio realizado por Soto Torres y su grupo de trabajo, en los manantiales de Cantabria [25], muestra las medidas de la actividad del ^{222}Rn por medio de la espectrometría gama en 47 manantiales distribuidos en Cantabria, al norte de España. Obtienen resultados de concentración de actividad de ^{222}Rn desde menos del rango inferior del detector usado por ellos, de $2 \text{ Bq/L} = 2000 \text{ Bq/m}^3$ hasta $824 \text{ Bq/L} = 842000 \text{ Bq/m}^3$. Los mayores resultados, de 123, 534 y el de 824 Bq/L sólo se encontraron en manantiales empleados para balnearios.

^{222}Rn en Flujos a 4000 m de Profundidad: Lippmann y sus colaboradores hacen un estudio en el Programa de Taladrado Profundo Alemán Continental, conocido como KTB [20]; para conocer el contenido de algunas sustancias, entre ellas el ^{222}Rn , de las aguas a esa profundidad. Obtienen valores entre 1000 y 5000 Bq/m³. Un dato interesante, es que al aumentar la tasa de bombeo del agua, se incrementa el valor de ^{222}Rn , desde una media de 3500 Bq/m³, hasta 5300 Bq/m³, decreciendo posteriormente hasta 4500 Bq/m³. Al comparar este comportamiento con las demás sustancias, es un incremento mucho mayor a lo esperado. Esta fluctuación la consideran debida a la depuración de gases de la estructura de los poros y fracturas al aumentar el bombeo.

Pozos y Manantiales del Norte del Estado de México [21], México: López y su equipo midieron la actividad de ^{222}Rn , en cuatro manantiales y tres pozos de la parte del Eje Neovolcánico Mexicano dentro del Estado de México. Se midió la actividad por el método de centelleo líquido, obteniendo valores a lo largo de un año con promedios anuales desde los 970 Bq/m³ hasta 4990 Bq/m³, con valores parciales hasta de casi 7000 Bq/m³. Interpretan el resultado como un transporte rápido desde el área de recarga hasta los puntos de muestreo.

Pozos y Manantiales cerca del lago Cuitzeo, México[3]: El grupo de trabajo de Alfaro determinó niveles de ^{222}Rn en siete lugares de muestreo en las cercanías del lago Cuitzeo en la cuenca del río Lerma al norte del estado de Michoacán. Midieron el radón por el método de centelleo líquido. Los valores promedio obtenidos oscilaron entre los 880 Bq/m³ y los 3660 Bq/m³. Este grupo interpreta estos valores como un tránsito rápido entre la zona de recarga y el afloramiento de los manantiales

Actividad de ^{222}Rn en Ohio sudoccidental e Indiana sudoriental [16]. Terry L. Hair, junto con su

equipo de trabajo, midieron la concentración de actividad en 47 pozos y manantiales. Obtienen valores entre 94 y 925 Bq/L. Proponen que los valores tan altos de Radón se pueden deber a la inclusión de fertilizantes fosfatados que suelen contener Radio.

La presencia del ^{222}Rn implica que su progenitor, el ^{226}Ra , no se removi6 muy lejos; por esto es un indicador de agua subterránea circulando activamente y se pueden identificar descargas en aguas superficiales de componentes subterráneas. Con información de la distribución de uranio o radio en la roca y minerales fracturados, es posible derivar información hidráulica de la permeabilidad de la roca y los movimientos de agua [7].

Como se ha documentado en esta sección las concentraciones de ^{238}U y ^{222}Rn en el agua subterránea pueden variar mucho, incluso a pesar de estar a cortas distancia y en mismos ambientes. Esta gran variación indica que no hay una distribución uniforme ni que ocurren los mismos procesos de emanación y transporte.

1.3.3 Grupos de trabajo

Es importante mencionar algunos de los grupos de investigación en México que utilizan radón y con los cuales se tuvo interacción durante el desarrollo de este trabajo de tesis, el cual fue apoyado y fue parte del, PROYECTO OIEA MEX/80/25, *Modelación Hidrogeoquímica, Comportamiento Isotópico y Modelación Matemática de las Fuentes de Abastecimiento de la Ciudad de León, Guanajuato*. A cargo del grupo de Hidrología del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, con la dirección de Alejandra Cortés Silva.

Instituto de Física, UNAM. El grupo de Guillermo Espinosa García y José Ignacio Golzarri Moreno, radiación ambiental y detectores radiológicos, en el laboratorio de trazas nucleares en sólidos.

Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, de la Universidad Autónoma de Guerrero, Alejandro Ramírez Guzmán, en estudios de radón como precursor sísmico.

Instituto de Geofísica, de la Universidad Nacional Autónoma de México, Faustino Juárez Sánchez, radiación ambiental.

Capítulo 2

Metodología

Las técnicas de medición de ^{222}Rn , que en este trabajo se aplican, se basan en la detección de los productos emitidos en el proceso de desintegración radioactiva, específicamente las partículas alfa del ^{222}Rn y de sus hijos, para conocer la concentración de actividad (Bq/m^3), que es proporcional a la cantidad de ^{222}Rn presente. Se pueden dividir las técnicas por su tiempo de respuesta:

- Técnica de integración: determina la concentración promedio en un periodo de tiempo (varios días), también llamada de detectores pasivos.
- Técnica en continuo: determina las concentraciones en función del tiempo, dando una respuesta casi inmediata, también llamada de detectores dinámicos.

En este trabajo se usan tres métodos de medición de ^{222}Rn :

1. Donde se mide el ^{222}Rn disuelto en una muestra aislada de un litro de agua, haciendo uso de la detección pasiva de integración durante veintiocho días, con trazas nucleares en sólidos.
2. Donde se mide el ^{222}Rn , que llega a la superficie del suelo, como gas, transportado por el aire, también haciendo uso de la detección pasiva de integración durante veintiocho días, con detectores de trazas nucleares en sólidos, sembrados en el suelo.
3. Donde se mide el ^{222}Rn , en aire y agua, por la detección dinámica, por medio de un medidor de flujo continuo de aire, que da concentraciones en función del tiempo.

A continuación se describe la metodología del trabajo, desde la presentación de la zona de estudio, la selección y ubicación de los puntos representativos de estudio, siguiendo con la descripción instrumental y experimental, en campo y laboratorio. Hasta finalmente estudiar la implementación de la técnica de medición continua con el detector RAD-7.

2.1 Zona de estudio

Fracción central de México, Guanajuato

En Guanajuato, el 60% de la superficie corresponde a zonas montañosas, que actúan como las principales zonas de recarga al sistema acuífero. La superficie restante es topográficamente plana, llamada “El Bajío Guanajuatense”. Figura 4.

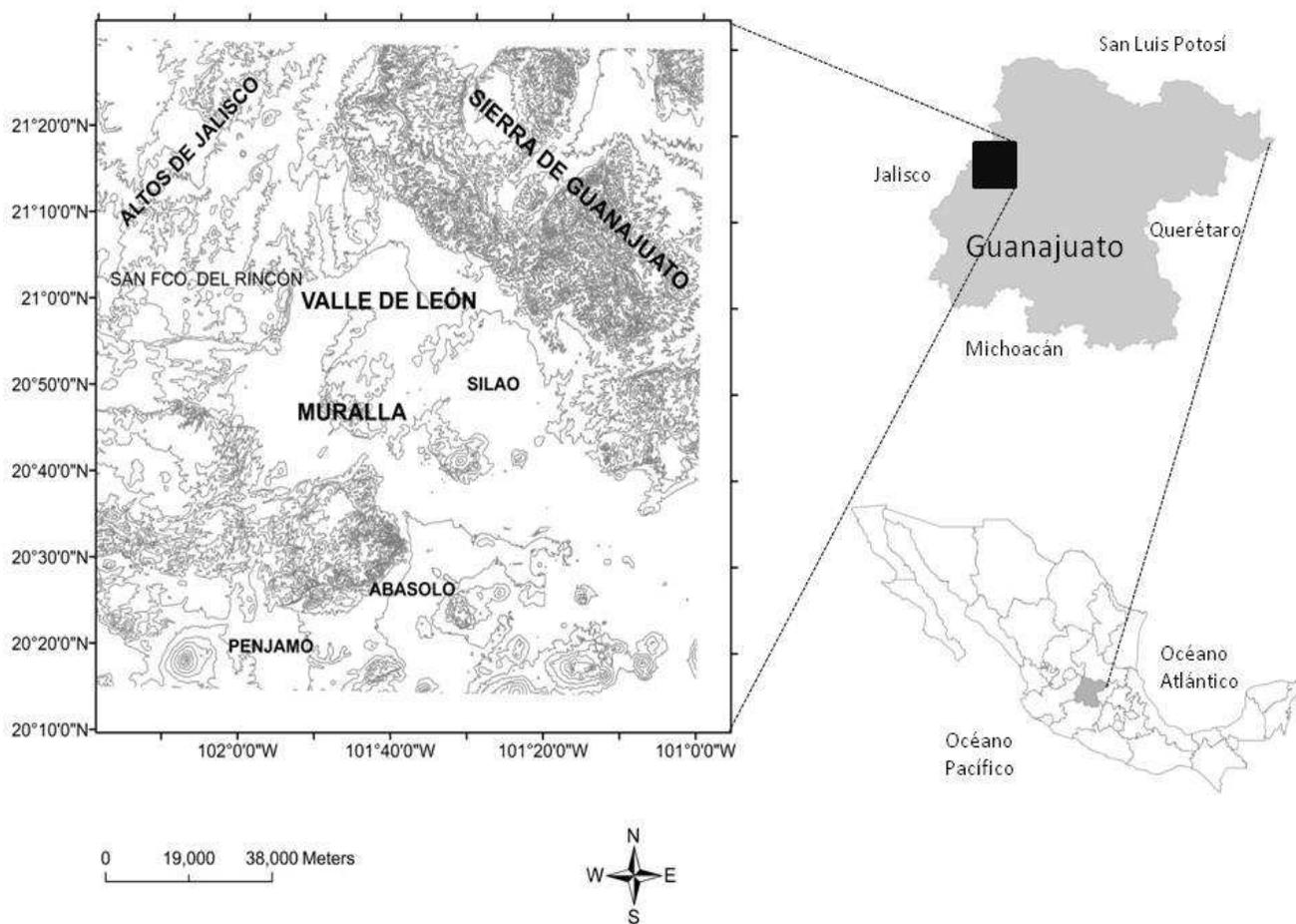


Figura 4: Localización de las zonas de estudio, [Cortesía de Juan Pérez-Quezadas et al.].

2.1.1 La Muralla

Dentro de la zona de León Guanajuato se ubica el área denominada *La Muralla*, donde existe una batería de pozos termales, emplazados en rocas félsicas. Se localiza en la porción noroccidental del Estado de Guanajuato, entre los paralelos 20° 40' y 21° 05' de latitud septentrional y los meridianos 101° 13' y 102° 0' de longitud occidental. Al norte y al poniente colinda con el Estado de Jalisco; al oriente con La Sierra de Guanajuato y al sur con los valles de Pénjamo y Abasolo, así como parte de la ciudad de Irapuato. En esta zona se seleccionaron 16 puntos de medición.

2.1.2 Zona Pénjamo- Abasolo

Esta zona se localiza en la parte suroeste del estado de Guanajuato, entre la ciudad de Irapuato, Guanajuato Y la Piedad, Michoacán, entre los paralelos 20°10' y 20°39' de latitud norte y los meridianos 101°22' y 102°02' longitud oeste, abarca un área aproximada de 3425 km². Se encuentra en un valle con una elevación promedio de 1700 msnm con dirección preferencial noreste-suroeste, está circundado por la sierra de Pénjamo, serranía de El Veinte y una serie de levantamientos topográficos, Figura 4. En la región se reportan estructuras geológicas muy importantes como el graben de Pénjamo-Abasolo.

Hidrográficamente, la zona se encuentra irrigada por afluentes superficiales; el valle es atravesado por los ríos Turbio, Guanajuato y Lerma. Existen corrientes intermitentes descendientes de las zonas altas que se convierten en tributarios de los ríos mencionados. Geológicamente, en el área afloran rocas de origen volcánico y sedimentario. Figura 4.

2.2 Medición con detectores de trazas nucleares en sólidos (DTNS)

La técnica de trazas nucleares en sólidos, que aquí se utiliza, es una técnica tradicional que se ha usado durante mucho tiempo en diversas áreas en donde es importante la detección de Radón. Esta técnica se ha usado más para interiores, pero aquí se utiliza en agua y suelo. Es simple de usar y relativamente barata, al no necesitar de grandes recursos tecnológicos; es especialmente útil en las campañas de prospección por ser un método de integración que

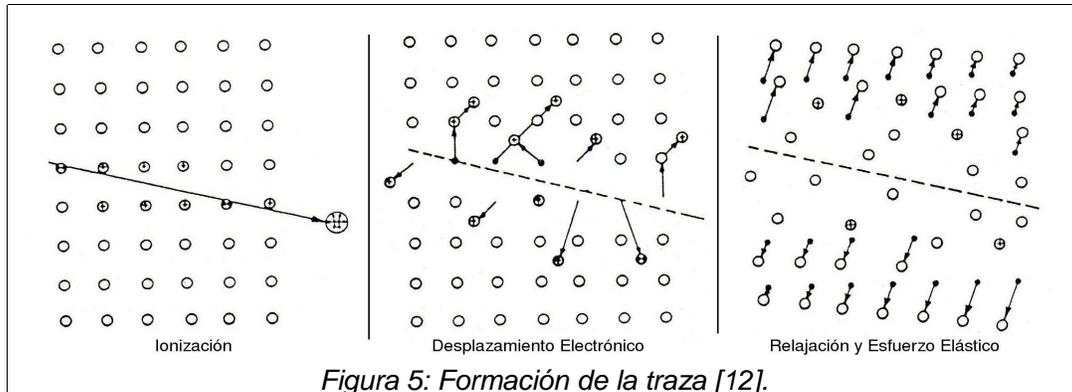
da el promedio de la concentración de radón durante el tiempo total de exposición, con lo cual, la medida está menos afectada por variaciones ambientales de corto periodo.

2.2.1 Trazas nucleares en sólidos (TNS)

Formación

El paso de partículas nucleares y de iones pesados a través de ciertos materiales, crea patrones finos de daño intenso o huellas estables a escala atómica, llamados trazas nucleares en sólidos, formados básicamente por desplazamientos atómicos [12].

Un modelo que explica la formación de estas trazas, es el llamado punta de explosión iónica, [12], que considera como efecto fundamental, un desplazamiento atómico en el material usado como detector; a lo largo del patrón de ionización de la partícula, se forma una inestabilidad electrostática, produciendo una repulsión eléctrica de los iones y con esto, un movimiento hacia los intersticios cercanos. Ver Figura 5.



Luego de que estos iones se desexcitan, se relajan los alrededores de la red perturbada, provocando dislocaciones, es decir, deslizamiento de las redes cristalinas a lo largo de la trayectoria de la partícula [12]. Estos daños se pueden observar directamente mediante el microscopio electrónico de transmisión, pero para poder ver las trazas con microscopio óptico, tendrán que ser reveladas con un ataque químico [13].

Revelado por ataque químico

Después de ser expuesto un material específico a la radiación ionizante y lograr dejar una huella, de su paso en el interior del sólido, se tendrán que hacer visibles los impactos que nos interesan. En este proceso, se tiene que revelar la traza, el material deberá ser sometido a un ataque químico de desgaste superficial, presentándose un ataque preferencial en las zonas donde incidió la radiación ionizante, formándose un cono, al cual se le suele llamar traza grabada, a lo largo de la trayectoria de la partícula incidente. Este ataque químico consiste en la disolución química del material, a lo largo de la huella hecha por la partícula (V_T) y una disolución a ataque general de la superficie removida del material (V_G). En la Figura 6 se muestra la geometría de la traza.

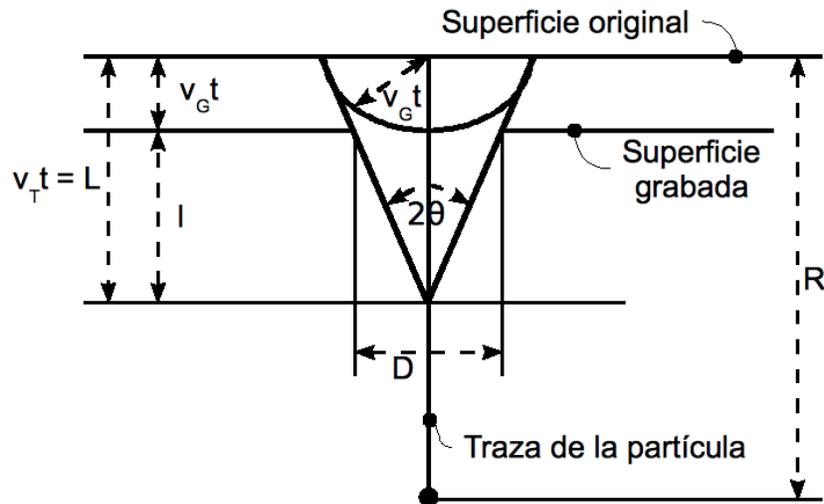


Figura 6: Geometría de la traza de una partícula con incidencia vertical, V_T y V_G constantes.

El ataque es preferencial en la trayectoria de la partícula. D es el diámetro de la traza medido en la superficie, L es la longitud de la traza grabada, R es el alcance de la partícula en el material. L estará dada por: $L=(V_T - V_G) t$, donde t es el tiempo de grabado químico.

De la geometría de la Figura 6, se puede ver el ángulo θ que se forma entre el eje de la trayectoria y la pared del cono:

$$\text{sen}\theta = \frac{D/2}{[(D/2)^2 + L^2]^{1/2}}$$

Así los parámetros básicos en este proceso de revelado serán: características del material detector, tipo de solución química de grabado y concentración, temperatura de la solución de grabado y tiempo de permanencia en la solución. En general, un recipiente con la solución química adecuada y un baño de agua a temperatura controlada (baño maría), serán suficientes para este paso del proceso [12].

Caracterización y lectura de trazas

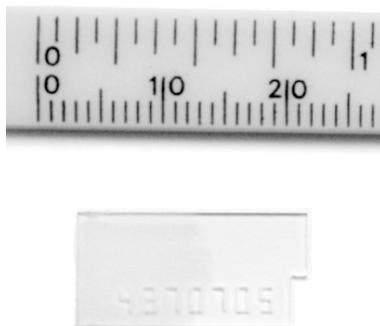
Finalmente, después del revelado químico, se obtiene una traza o huella de la radiación recibida, a escala microscópica, que deberá ser leída y caracterizada.

Estas trazas ya son detectables al microscopio óptico. Así se pueden contar las trazas formadas por las alfas del decaimiento del ^{222}Rn . El número de trazas en el material por unidad de área, equivale al número de partículas alfa que han incidido sobre la superficie plástica. Así, conociendo el número de trazas, la superficie expuesta del detector y el tiempo de exposición, se puede calcular la concentración media de radón en la atmósfera de estudio. Ya que este número es proporcional, por un factor de calibración, a la concentración de emisores alfa [12].

2.2.2 Detector CR-39 empleado

Las medidas de las concentraciones de ^{222}Rn en gases de suelo y agua, se hicieron usando detectores de trazas nucleares en sólidos, llamados CR-39. Este detector es un policarbonato de alil-diglicol.

Los detectores fueron proporcionados por la compañía Landauer de USA, ya que, por la experiencia del laboratorio de trazas nucleares del IFUNAM, se considera que este es el material que satisface mejor los requisitos de uniformidad en espesor, reproducibilidad de respuesta, fácil manejo, bajo fondo de trazas y alta sensibilidad. El detector tiene un espesor de 600μ , y una superficie de 19.0 ± 0.05 mm por 09.50 ± 0.005 cm Figura 7.



*Figura 7: Detector CR-39.
Mostrando una escala en
centímetros, como referencia.*

Una de las características del detector CR-39 es que sólo es sensible a partículas alfa, protones, neutrones, iones pesados y fragmentos de fisión, siendo ciegos básicamente a partículas beta, radiación gamma y rayos X [12]. Esta discriminación en la detección, es una excelente característica para mediciones en campos de radiación mixtos, como los hijos del radón. Este método se basa en la detección de partículas alfa emitidas por los átomos de radón y por sus descendientes radiactivos que emitan alfas: el ^{222}Rn , el ^{218}Po , ^{214}Po y ^{210}Po ; que al incidir sobre el policarbonato CR-39, dañan la superficie del material, dejando trazas o huellas de impacto que pueden permanecer latentes por cientos o miles de años, hasta que sean reveladas, mediante un ataque químico.

Calibración, fondos y testigos

Para conocer la relación de número de impactos con la concentración ^{222}Rn , el laboratorio de trazas nucleares del IFUNAM, llevó a los detectores CR-39 que ahí se utilizan, a una cámara primaria de calibración con condiciones específicas conocidas, que contenía ^{226}Ra y que se conocía la radioactividad producida por el ^{222}Rn . De tal forma que el número de impactos se relaciona mediante el factor de calibración: 100 trazas equivalen a 22.5 Bq/m^3 .

2.2.3 Actividades de campo

Se comenzó por localizar los sitios propuestos, recorriendo el área de estudio, se procedió a localizar los lugares de muestreo, con mapa y un sistema de posicionamiento global.

2.2.3.1 Medición en agua

Para el muestreo de radón en agua en la zona de la Muralla, se utilizaron botellas de polietileno de alta densidad con capacidad de un litro de agua; se tomó la muestra, lo cual consistió en tomar 1 litro de agua, de tal forma que se produjera la menor agitación posible, en el frasco previamente lavado tres veces con la misma agua; posteriormente se colocó otra botella, vacía y también previamente lavada, de un litro en la parte superior. Dentro de estas botellas se colocaron dos de los detectores CR-39, atados a la parte superior: uno para la botella con aire, parte superior y otro para la botella con agua, parte inferior, Figura 8.



Figura 8: Dispositivo pasivo de detección de radón en agua.

Estas botellas se mantuvieron herméticamente pegadas con cinta, y en ambos casos el tiempo de integración fue de veintiocho días, que es aproximadamente siete veces la vida media del ^{222}Rn y habrá decaído casi en su totalidad. Transcurrido este período de integración se retiraron los detectores y se transportaron al laboratorio de trazas, donde se revelaron.

2.2.3.2 Medición en suelo

Para la medición de radón en suelos, el detector CR-39 se colgó en el interior de un vaso de plástico transparente y fue cubierto con plástico de polietileno, Figura 9. Se sembraron los detectores sobre la tierra, se escabaron hoyos de 50 cm de profundidad aproximadamente y ahí se sepultaron. Esta actividad se repitió en los 40 sitios seleccionados.

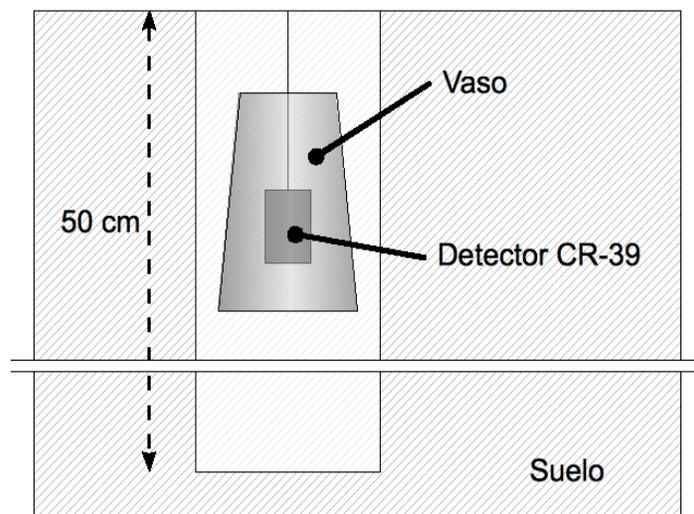


Figura 9: Dispositivo de detección en suelo.

El tiempo de integración para los detectores fue de veintiocho días. Después de este periodo, se recogieron los detectores almacenándolos en un recipiente aislante, y protegiéndolos con papel aluminio. Posteriormente fueron trasladados al laboratorio, para realizar el trabajo necesario para obtener las medidas, utilizando el método que a continuación se describe.

2.2.4 Revelado y lectura de las trazas formadas

Después de exponer el material a la radiación ionizante, se realizó el revelado químico, para hacer visibles los impactos que nos interesan.

Primero se sometió al material a un ataque químico de desgaste superficial, el cual consistió en sumergirlo en una solución de hidróxido de potasio KOH al 6.2 molar. Ya colocado el

detector dentro de esta solución, se colocó a baño maría a temperatura de $60\pm 1^\circ\text{C}$ durante 16 horas. Finalmente fue retirado y enjuagado con agua destilada [14].

Para la lectura de trazas, se usó un microscopio óptico, con una cámara adaptada, conectada a un monitor, donde se visualizan los impactos, Figura 10.

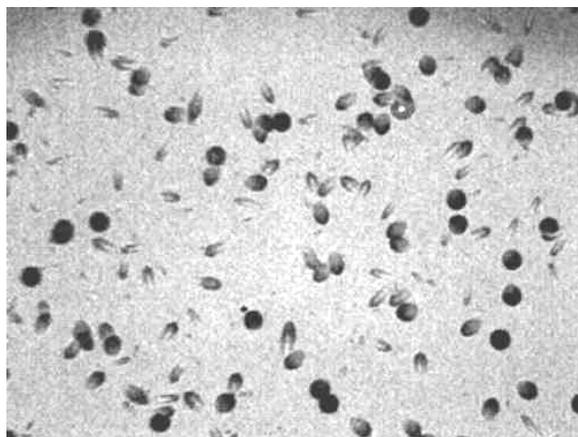


Figura 10: Trazas sobre el CR-39.

La técnica de conteo consistió en determinar los impactos registrados por el frente de la placa en tres campos rectangulares de área de 31.92 mm^2 cada uno, obtenido de multiplicar el largo de la placa (19 mm) por lo alto (1.68 mm, que es el diámetro de la superficie que ve el lente ocular). Así se contaron los impactos en un área total de 95.76 mm^2 . Para transformar el conteo por cm^2 a unidades de concentración de actividad radioactiva, se utilizó la relación proporcionada por la calibración: 100 trazas equivalen a 22.5 Bq/m^3 que se liberaron en la zona.

2.3. Técnica de medición con el RAD-7

2.3.1 Funcionamiento y constitución del RAD-7

EL detector electrónico RAD7, fabricado por DURRIGE Company, Figura 11. Es un equipo que da un monitoreo continuo de las concentraciones de ^{222}Rn así, se puede observar la variación del ^{222}Rn en función del tiempo, durante el periodo de la medida.



Figura 11: Detector RAD-7.

El RAD7 utiliza un detector electrónico de partículas alfa de estado sólido, que convierte la radiación alfa directamente a una señal eléctrica.

Una ventaja importante es la capacidad de determinar electrónicamente la energía de cada partícula alfa. Esto hace posible contar exactamente cual isótopo (el ^{218}Po , el ^{214}Po , etc.) produjo la radiación, de modo que se pueda inmediatamente distinguir el viejo radón del nuevo radón, y la señal del ruido. Esta técnica es conocida como **espectrometría alfa**.

La **espectrometría alfa** es un método útil y sensible para la detección de núcleos radioactivos alfa debido a su resolución en energía y gran sensibilidad.

Esta técnica se basa en la ionización que las partículas alfa emitidas producen en un medio, o sistema detector. La ionización es proporcional a la energía de las partículas alfa. Tras coleccionar los iones formados y pasar los impulsos electrónicos que se generan por la electrónica asociada al detector, el resultado será un espectro de partículas alfa o representación del número de partículas detectadas en función de su energía y con ello se permite la identificación de los emisores alfa contenidos en una muestra [32]. El fundamento de esta técnica en los detectores es el siguiente: el paso de una partícula a través de un sólido excita electrones a la banda de conducción, si se establece una diferencia de potencial en el sólido se puede llegar a detectar la corriente causada por esos electrones excitados[32].

Para disminuir el ruido térmico, se busca una zona dentro del cristal desprovista de impurezas, de gran resistividad [32]. El grosor de esta zona representa la parte sensible del detector, con anchura entre. Las diferencias de potencial que hay que aplicar están entre 100 y 1000V. El tiempo de colección de cargas varía entre 10 y 100ns y los pulsos que se producen son del orden del mV.” [32].

El equipo RAD-7, mide la concentración de ^{222}Rn . Por una bomba interna que introduce la muestra de aire por un filtro fino de admisión, que excluye al padre (^{226}Ra) y todos los elementos sólidos, pasando a una cámara para el análisis. El radón decae en la cámara del detector y produce emisiones de las partículas alfa perceptibles, que se emiten en su cadena, en particular los isótopos de polonio. Aunque el detector pueda percibir otras partículas de diferente energía, sólo mide concentración de radón [28].

A causa del tiempo real espectral del RAD-7, la lectura dada según el instrumento cuando no hay ningún radón en la muestra de aire, es despreciablemente pequeño [28].

Detector de estado sólido del RAD-7 [28]. La celda interna, donde se acumula la muestra, es un hemisferio de 0.7 L, cubierto sobre el interior con un conductor eléctrico. En el centro del hemisferio está un detector alfa de silicio, plano, con iones implantados. El circuito de alto voltaje carga al conductor interno a un potencial entre 2000 a 2500 V, con respecto al detector, creando un campo eléctrico en todo el volumen de la celda. El campo eléctrico impulsa partículas cargadas positivamente hacia el detector.

Como el átomo de ^{222}Rn es un gas inerte, no puede ser atraído al detector de estado sólido. Sólo después de que decae a ^{218}Po , el cual es un sólido metaloide, se adhiere fácilmente a la superficie del detector. Cuando decae sobre la superficie activa del detector, la partícula alfa del ^{218}Po , tiene una probabilidad del 50 % de entrar al detector y producir una señal eléctrica proporcional a la energía de su partícula alfa.

El detector amplifica, filtra, y clasifica las señales. En el modo llamado olfativo, sólo usa la señal del ^{218}Po para determinar la concentración de ^{222}Rn , no haciendo caso de los otros hijos

de más larga vida. De este modo, el detector alcanza la respuesta rápida a cambios de la concentración de radón, y la recuperación rápida de altas concentraciones. Dando una variación cualitativa, en tiempos cortos.

En el modo llamado normal también se detecta al ^{214}Po . También se detectan otras partículas para medir ^{220}Rn , que en este estudio no se tomaron en cuenta.

El espectro del RAD7, tiene una escala de energías alfa de 2 a 10 MeV. Los hijos del radón, que producen partículas alfa están en la gama de espectro de 6 a 9 MeV, ver Tabla 2. El detector produce una señal eléctrica. El microprocesador del RAD-7 recoge la señal y lo almacena en un lugar especial en su memoria según la energía de la partícula. Así, las acumulaciones de muchas señales causan un espectro, Figura 12.

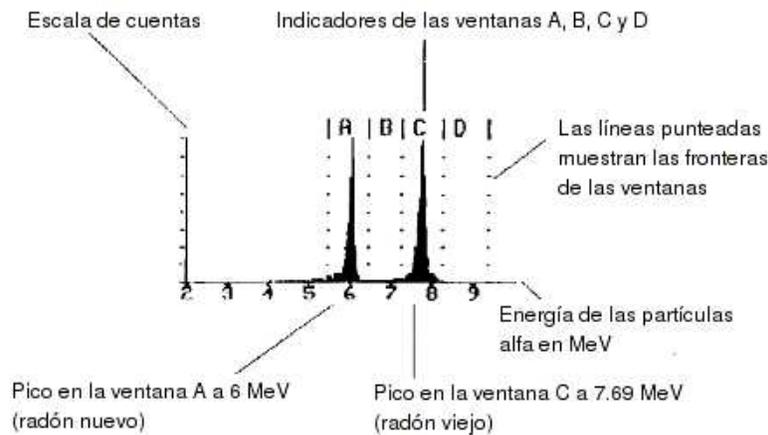


Figura 12: Espectro alfa del RAD-7.

El RAD7 divide la escala de energías del espectro, en una serie de 200 canales de 0.05 MeV de ancho. Siempre que el RAD-7 descubra una partícula alfa, se incrementará alguno de estos 200 mostradores en una cuenta.

El espectro idealizado de un emisor alfa de 6 MeV (alfa del ^{218}Po) aparecería como una señal delgada y fina de exactamente 6 MeV. El espectro real muestra un pico ensanchado centrado cerca de 6 MeV con una cola característica que se estira en canales de energía inferiores.

El ruido electrónico en el detector y el amplificador hace que los picos se ensanchen, mientras las partículas alfa que entran en el detector en ángulos oblicuos causan la cola. Las temperaturas de funcionamiento tienden a aumentar el ruido electrónico, y con ello la anchura de los picos.

Una combinación de diferentes emisores alfa aparece sobre el espectro como una serie de diferentes picos. Por ejemplo, una combinación de iguales cantidades de ^{218}Po y ^{214}Po (como ocurre cuando los hijos del radón están en equilibrio) aparecen dos picos gemelos, uno centrado en 6.00 MeV, y otro en 7.69 MeV, respectivamente. Como se muestra en la Figura 12. Se esperaría ver un espectro como este después de varias horas de un nivel de radón constante. Para obtener datos adecuados, es importante que haya cuentas suficientes para proporcionar lecturas estadísticamente correctas.

2.3.2 Pruebas de medición en laboratorio

2.3.2.1 *Medición en aire*

Se hicieron pruebas ambientales en el laboratorio de trazas nucleares del Instituto de Física de la UNAM, el cual es un lugar cerrado, con pocas corrientes de aire. Se realizaron diferentes corridas de medición de aire atmosférico, con un monitoreo continuo del RAD-7 para diferentes intervalos de tiempo: 24, 48, 72 y 98 horas. De tal forma que el detector hiciera diferentes ciclos de una hora cada uno, así los resultados darán el promedio de la concentración cada hora. Cabe mencionar que el laboratorio no se usó la mayor parte del tiempo de las mediciones, es decir, sólo había actividades al inicio y al final de cada prueba, al iniciar y parar el equipo.

Después de realizar los estudios en la cámara de verificación, que más adelante se detalla, y de llevar a niveles de detección del RAD-7 por encima de los 10000 Bq/m^3 , se volvió a medir en aire del ambiente en el laboratorio, de tal forma que se pudieran comparar mediciones de aire, bajo similares condiciones ambientales, pero antes y después de someter al detector a altas concentraciones de actividad. Estas nuevas mediciones se hicieron para 23 y 72 horas.

2.3.2.2 Medición en la cámara de verificación

Se contó con la existencia de una cámara hermética que almacenaba un mineral que contenía ^{238}U , además de otros elementos. Para poder observar el rango de respuesta de nuestro detector y cómo era su comportamiento, se midieron las concentraciones de ^{222}Rn dentro de la cámara durante diferentes intervalos tiempo; se colocó la manguera del detector RAD-7 dentro de la cámara, de tal forma que pudiera medir su contenido y se abrió durante varios intervalos de tiempo, dejando libres los elementos radioactivos producidos. Se midieron 23 ciclos de 1 hora cada uno, para cada distinto intervalo que la cámara permanecía abierta, con 10, 20, 30, 60 minutos y 23 horas, de duración.

Para hacer que el contenido de la cámara fuera medido, se colocó previamente, por 3 minutos una bomba de vacío a la cámara cerrada, de tal forma que cuando se abriera, succionara el aire enriquecido de radón, para que el detector absorbiera este gas.

2.3.3 Pruebas de medición en campo

Aquí se realizaron mediciones en aire y agua de ^{222}Rn , en un lugar llamado Peñón de los Baños al oriente de la Ciudad de México, dado que se conocía un estudio previamente realizado por Alejandra Cortés [9], de las concentraciones de ^{222}Rn en agua de este lugar, que muestra concentraciones de alrededor de 600 Bq/m^3 . También, dada la relativa cercanía del lugar y fácil acceso, se hicieron pruebas de medición en este lugar.

Este es un lugar de baños de aguas termales, así que las mediciones se realizaban en un cuarto de aproximadamente 9 m^2 con la puerta cerrada.

Para medir radón en agua, se dejaba correr el agua con la llave abierta, por tres minutos aproximadamente para luego colocar la manguera del dispositivo RAD-Aqua, que a su vez conducía al detector RAD7.

Posteriormente después de las mediciones en agua, se midió en el aire, de tal forma que el detector registrara las concentraciones máximas, que se habían liberado al dejar correr el agua.

Capítulo 3

Resultados y discusión

Los resultados de la medición de ^{222}Rn se presentan como la concentración de su radioactividad, que es proporcional a la cantidad de este elemento presente.

3.1 Medición en agua

En la Tabla 3, se presenta la concentración del ^{222}Rn en agua de pozos y manantiales que se midieron en La Muralla.

Muestra	Referencia	Agua [Bq/m ³]	Aire [Bq/m ³]	Concentración Total [Bq/m ³]
1	M2 (G1376)	35	40	75
2	M34 (G1372)	32	762	794
3	Muralla 2	14	801	815
4	Muralla 10	19	530	549
5	Muralla 11	39	390	429
6	Muralla 12	14	190	204
7	Muralla 13	9	191	200
8	Muralla 14	13	490	503
9	Muralla 16	56	209	265
10	Maravillas	17	1506	1523
11	JMPEREZM	39	639	678
12	Turbio 8	19	913	932
13	Tuna agría	26	710	736
14	Palenque (Sapal 15)	16	69	85
15	Balneario Charcas (IGC 833)	30	458	488
16	Balneario Comanjilla	4	77	81

Tabla 3: Concentraciones de ^{222}Rn de La Muralla.

De los resultados de la Tabla 3, se puede ver que los rango de concentración total estuvo entre 75 y 1523 Bq/m³. Con concentraciones promedio de 522.31 Bq/m³, y desviación estandar de 388.77 Bq/m³. Se puede decir que en general los valores que se alcanzan a obtener son relativamente bajos comparados con los valores que se han medido en otras zonas [20], [21], [25].

3.2 Medición en suelo

Durante los recorridos de campo se localizaron visualmente otras estructuras de carácter activo que han empezado a afectar la infraestructura de la región, estas son percibidas como fallas normales con dislocamientos verticales de hasta 30 cm, las cuales longitudinalmente no han sido mapeadas. A lo largo de estos alineamientos se desarrollan fracturas y fallas secundarias que incrementan la permeabilidad del medio y por consiguiente una vulnerabilidad del acuífero. En la Tabla 4, se presentan las concentraciones del ²²²Rn en suelo que se midieron en Pénjamo-Abasolo.

Muestra	Coordenadas UTM		Suelo Bq/m3
	X	Y	
1	14190304	2255678	2235
2	14192488	2253022	2625
3	14192644	2241675	1935
4	14201792	2237940	5565
5	14214287	2237692	2535
6	14229409	2245121	1320
7	14227808	2252341	5700
8	14202784	2255811	2370
9	14200746	2251964	1710
10	14209150	2247565	3180
11	14213851	2256131	3525
12	14222075	2264509	2580
13	14222751	2264745	2790
14	14226976	2263457	1845
15	14225781	2271453	5190
16	14234572	2280624	3780
17	14238520	2277104	1350
18	14236023	2274287	6645
19	14236401	2266694	5685
20	14231797	2269687	4200
21	14252763	2278390	3480
22	14252493	2272840	2085
23	14254421	2265978	1050
24	14254688	2256832	2700
25	14246477	2257449	1245
26	14240031	2253509	1065
27	14241307	2244538	8880
28	14236397	2239805	1620
29	14227769	2245591	3660
30	14232674	2253957	2865
31	14232425	2260032	2190
32	14238173	2265011	1530
33	14241342	2268736	7140
34	14245197	2268679	4035
35	14244466	2274465	5790
36	14248267	2280306	6180
37	14245836	2283713	2970
38	14237297	2284742	2325
39	14230744	2282093	7485
40	14232166	2277260	5760

Tabla 4, Concentraciones de ²²²Rn en Pénjamo- Abasolo

Mapa de ubicación de las principales concentraciones de ^{222}Rn en gama de grises, de la Tabla 4, las líneas punteadas representan estructuras geológicas, como importantes fallas o fracturas.

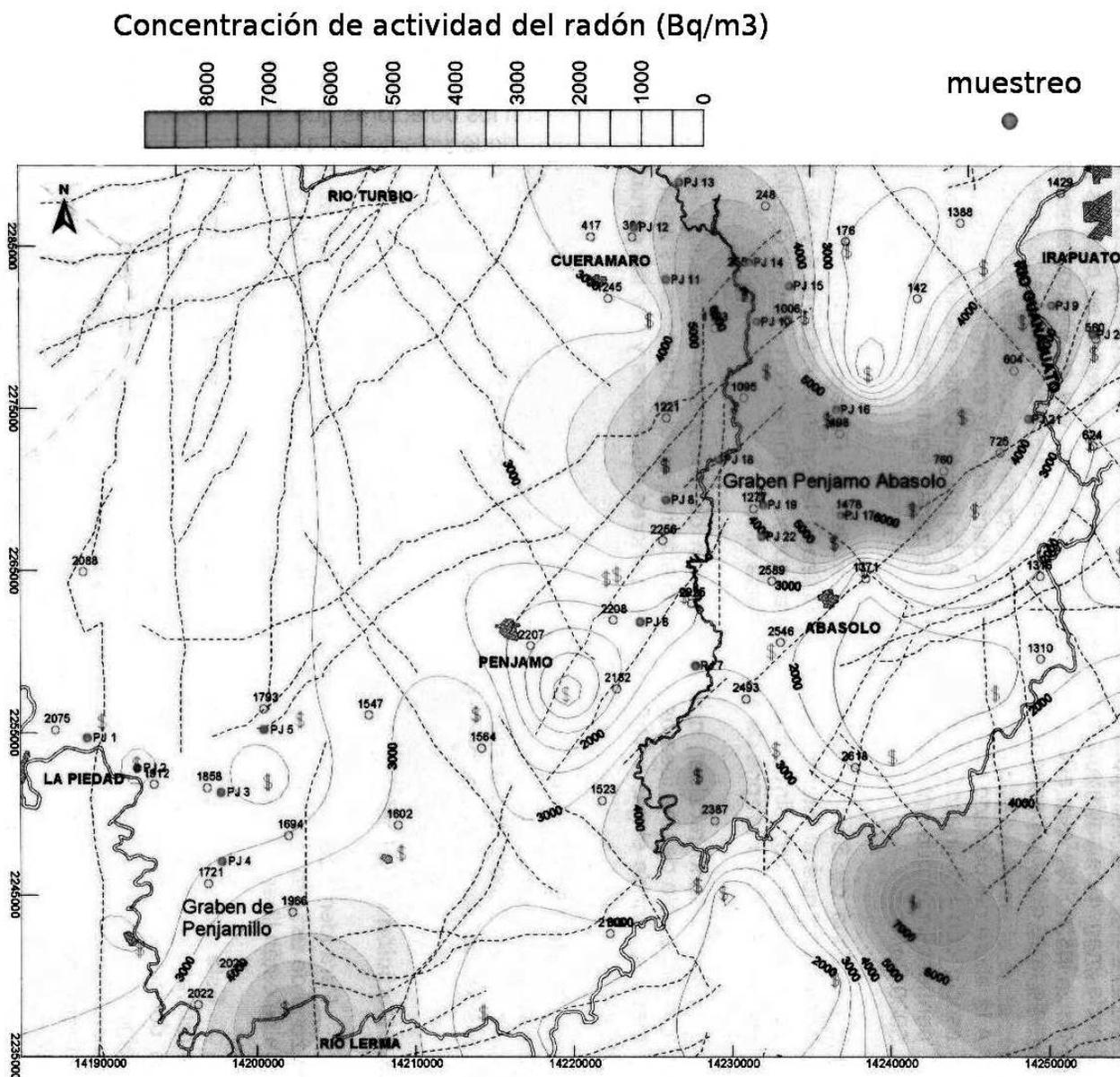


Figura 13: Mapa de concentraciones en suelo. Suponiendo isoconcentraciones.

Del mapa de la Figura 13, se ubican cuatro zonas, en donde las concentraciones de ^{222}Rn son más altas, indicando que el tectonismo se está desarrollando con mayor intensidad y con ello se asocia una mayor permeabilidad del suelo:

-Graben de Pénjamo - Abasolo. La concentración de actividad que se presenta en esta zona se encuentra relacionada principalmente con el sistema de fracturamiento que dio origen al graben, prolongándose las altas concentraciones hasta la falla de Abasolo y muy probablemente hasta la ciudad de Irapuato. Los valores altos registrados son de hasta 6500 Bq/m³.

-Al oriente de Cuerámara, los valores registrados fueron de hasta 7000Bq/m³, donde, del mapa, por las estructuras geológicas, se presenta un fracturamiento norte-sur y noreste-suroeste.

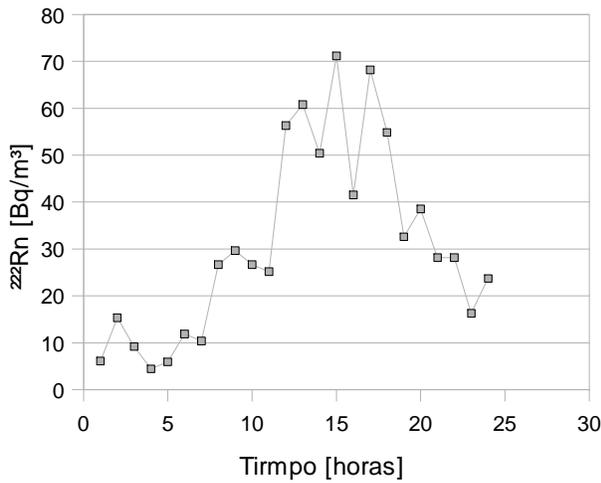
-En la zona sureste de Pénjamo y suroeste de Abasolo, se registraron valores de hasta 5000Bq/m³.

La zona con mayor concentración medida, se encuentra al sureste de Pénjamo y Abasolo, alcanzando hasta los 8,880 Bq/m³.

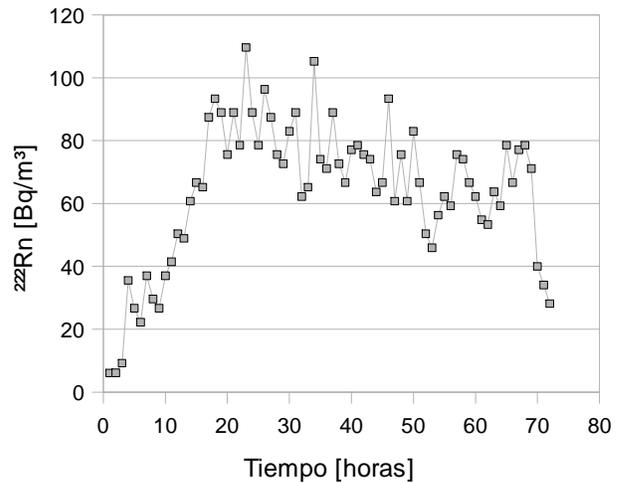
3.3 Medición con el detector RAD-7

3.3.1 Medición en aire

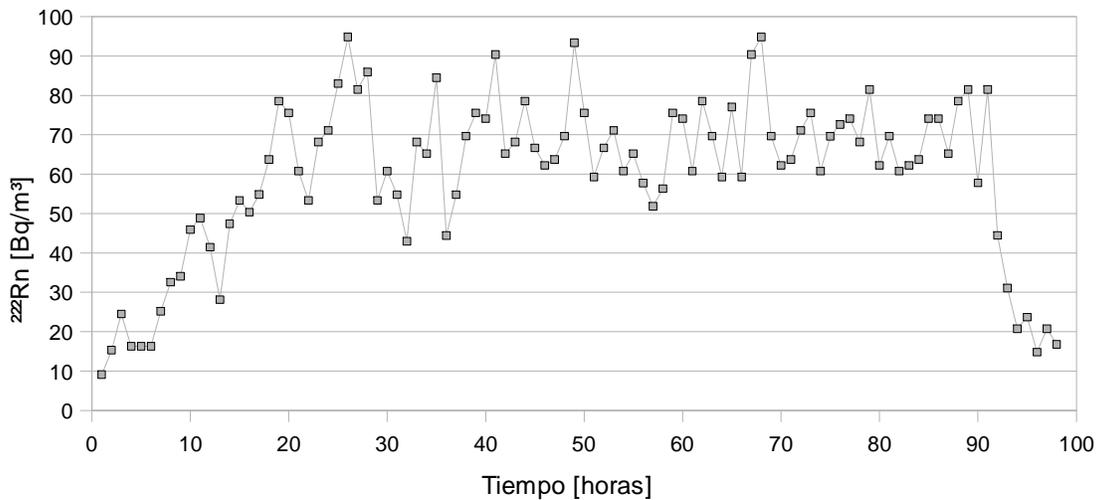
De medir el aire atmosférico, con un monitoreo continuo del RAD-7 para diferentes intervalos de tiempo: 24, 48, 72 y 98 horas, se muestran las gráficas obtenidas de las concentraciones del ^{222}Rn en función del tiempo, junto con los valores promedios, para diferentes intervalos de tiempo de medición:



Gráfica 1: Medición en aire por 24 horas.



Gráfica 2: Medición en aire por 72 horas.



Gráfica 3: Medición en aire por 98 horas.

En estas gráficas se observa el comportamiento de las concentraciones del ^{222}Rn en función del tiempo, donde cada punto de la gráfica representa la integración de cada hora.

En la Gráfica 1, se observa, el máximo valor que se alcanza está por arriba de 70 Bq/m^3 , y el promedio de estos registros es de 31.92 Bq/m^3 con una desviación estándar de 20 Bq/m^3 , teniendo un comportamiento poco homogéneo, indicando presencia de corrientes de aire.

En la Gráfica 2, para las 72 horas, los valores máximos que se alcanzan están por arriba de los 100 Bq/m^3 , con promedio de los registros de 63.93 Bq/m^3 con una desviación estándar de 22 Bq/m^3 , teniendo un comportamiento más estable que para el de 24 horas.

Para la Gráfica 3, con 98 puntos medidos, se alcanza a notar un comportamiento más homogéneo en la mayor parte de los puntos, teniendo valores máximos por arriba de los 90 Bq/m^3 , sin embargo la mayoría de los puntos se encuentran entre 50 y 90 Bq/m^3 . El promedio de todos los registros fue de 59.79 Bq/m^3 , con una desviación estándar de 20 Bq/m^3 . Esta prueba que tuvo el mayor tiempo de operación, es la que se tomará con mayor validez porque tuvo un mayor tiempo de integración y de puntos medidos, obteniendo estadísticamente un valor más confiable.

También en estas tres gráficas, se puede observar que los valores del inicio y final de las pruebas, corresponden a los valores mínimos registrados, dado que el laboratorio era usado en estos momentos teniendo mayor ventilación. El resto del tiempo, fue el mayor intervalo donde el comportamiento fue más homogéneo, principalmente para la prueba de 98h [Gráfica 3], donde el laboratorio permaneció cerrado y con poca ventilación.

3.3.2 Medición de radón en la cámara de verificación

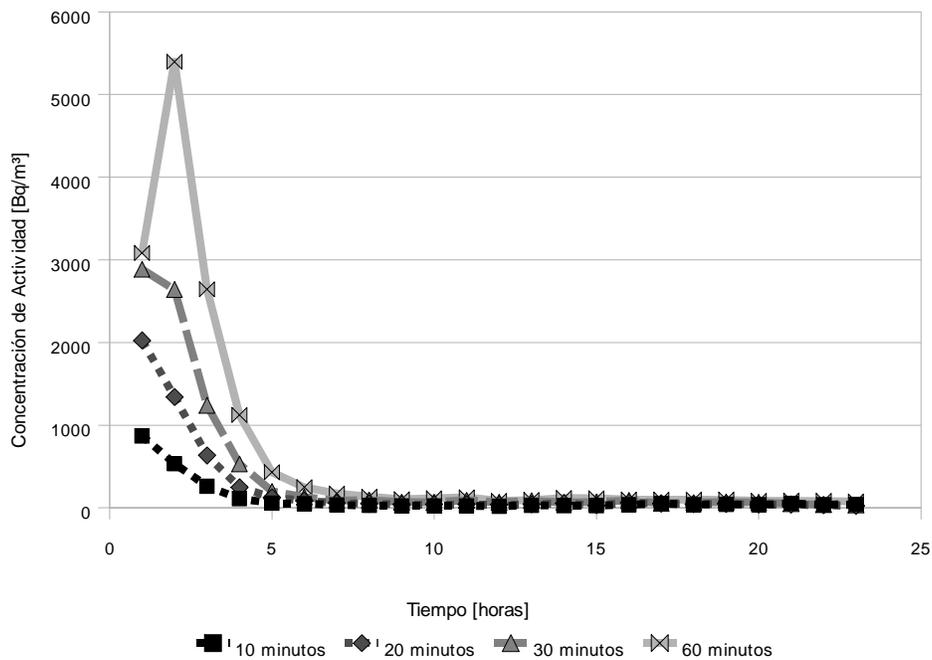
A continuación se presentan las concentraciones de ^{222}Rn dentro de la cámara, medidas en 23 ciclos de una hora cada uno, para cada distinto intervalo que la cámara permanecía abierta, con 10, 20, 30, 60 minutos y 23 horas, de duración.

La respuesta del detector midiendo en la cámara abierta con 10, 20, 30, 60 minutos y 23 horas, se muestra en la Tabla 5.

Tiempo (horas)	Concentración de radioactividad [Bq/m ³] ± 5%				
	Tiempo de apertura de la cámara				
	10 minutos	20 minutos	30 minutos	60 minutos	23 horas
1	871.03	2023.81	2885.41	3080.85	3574.76
2	533.97	1342.22	2641.55	5397.73	9226.47
3	262.29	634.1	1240.77	2643.04	10652.41
4	112.62	248.15	531	1121.38	10505.72
5	56.29	125.73	198.57	430.14	9991.99
6	50.36	84.58	130.41	247.59	8987.46
7	32.59	58.27	85.95	171.9	8348.87
8	29.62	49.13	93.36	133.37	7622.45
9	20.74	44.56	68.14	103.73	6787.23
10	23.7	43.43	66.65	115.59	6203.23
11	23.7	42.27	91.88	127.44	5836.92
12	19.26	39.99	66.69	82.99	5489.29
13	31.11	43.41	85.95	93.36	4949.57
14	25.18	53.7	65.2	120.03	4494.24
15	26.66	29.7	69.65	114.11	4264.65
16	35.55	62.87	88.91	100.77	4057.71
17	53.32	52.58	54.83	97.8	3717.64
18	38.51	43.43	65.2	99.29	3454.46
19	41.47	49.15	69.65	97.8	3219.91
20	35.55	38.86	66.69	84.47	3121.38
21	53.32	39.99	48.9	85.95	2866.47
22	38.51	30.85	40.01	81.5	2765.06
23	41.47	25.13	32.6	77.06	2556.58

Tabla 5: Respuesta del detector midiendo en la cámara con 10, 20, 30, 60 minutos y 23 horas.

Los datos mostrados en la Tabla 5 se grafican para su mejor análisis, en las gráficas que a continuación se presentan:



Gráfica 4: Respuesta del detector midiendo en la cámara con 10, 20, 30 y 60 minutos abierta.

Al analizar los resultados de la Tabla 5 y la Gráfica 4, se observa un decaimiento en la concentración de ^{222}Rn a partir de cierto momento. Se puede observar que entre mayor tiempo estuvo abierta la cámara, mayor será la concentración registrada en las primeras horas. Y mayor es el punto máximo que se logra alcanzar en cada curva.

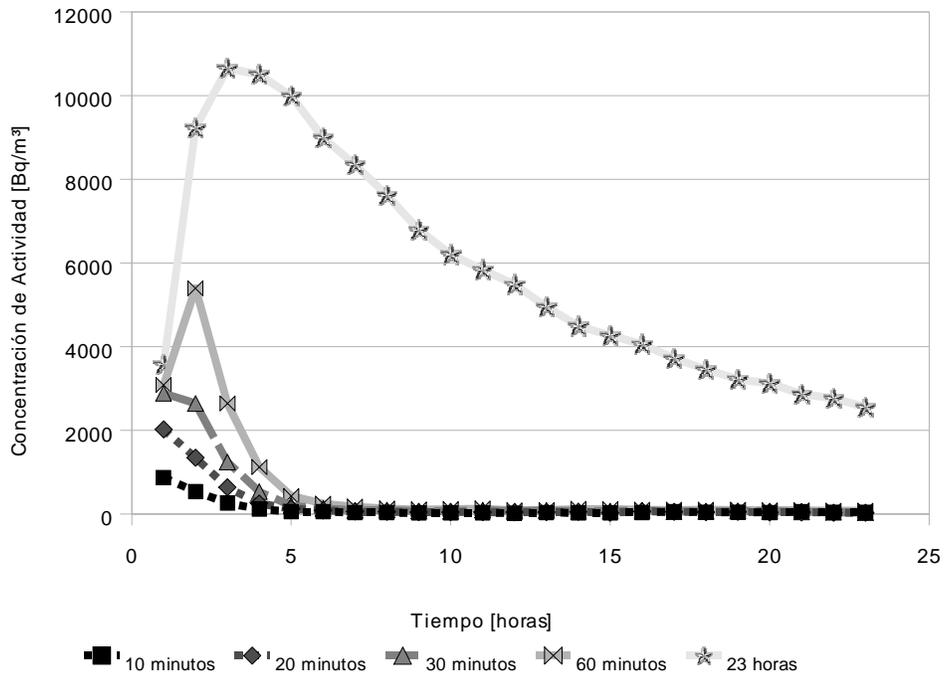
Para las curvas de 10, 20 y 30 minutos, se observa que el valor mayor, corresponde con la primera medición de una hora. Mientras que para la gráfica de 60 minutos, el mayor valor se alcanza en la segunda medición. Para estos casos, se nota que entre la sexta y octava hora, comienzan a tener concentraciones ambientales, con fluctuaciones de baja amplitud.

Llama la atención, el hecho de que aun después de haber cerrado la cámara, para el caso de 60 minutos, la concentración de ^{222}Rn , medida durante la segunda hora, sea mayor.

Hasta concentraciones constantes de 2885 Bq/m^3 se pueden medir en la primera hora. Ya que es el valor más alto de las curvas que alcanzan su máximo en la primera medición. Entonces si se miden concentraciones inferiores a esta, el detector alcanzará a medir el

máximo valor, en la primera medición, de integración por una hora,

En la Gráfica 5, se presentan las curvas de la Gráfica 4 para comparar la escala de los valores, pero además se presenta la gráfica del comportamiento del detector, con la cámara abierta por 23 horas.



Gráfica 5: Respuesta del detector midiendo en la cámara con 10, 20, 30, 60 minutos y además 23 horas abierta.

Con estos valores se alcanza a ver que el detector responde hasta 10652 ± 530 Bq/m³, alcanzando este nivel máximo, para la tercera hora. A partir de este momento comienza a decrecer la concentración, casi de forma lineal.

Para este caso llama la atención que a pesar, de tener la cámara abierta todo el tiempo, se obtiene el máximo hasta la tercera hora, y que a partir de ese momento, la concentración nunca deja de disminuir.

Máximos obtenidos

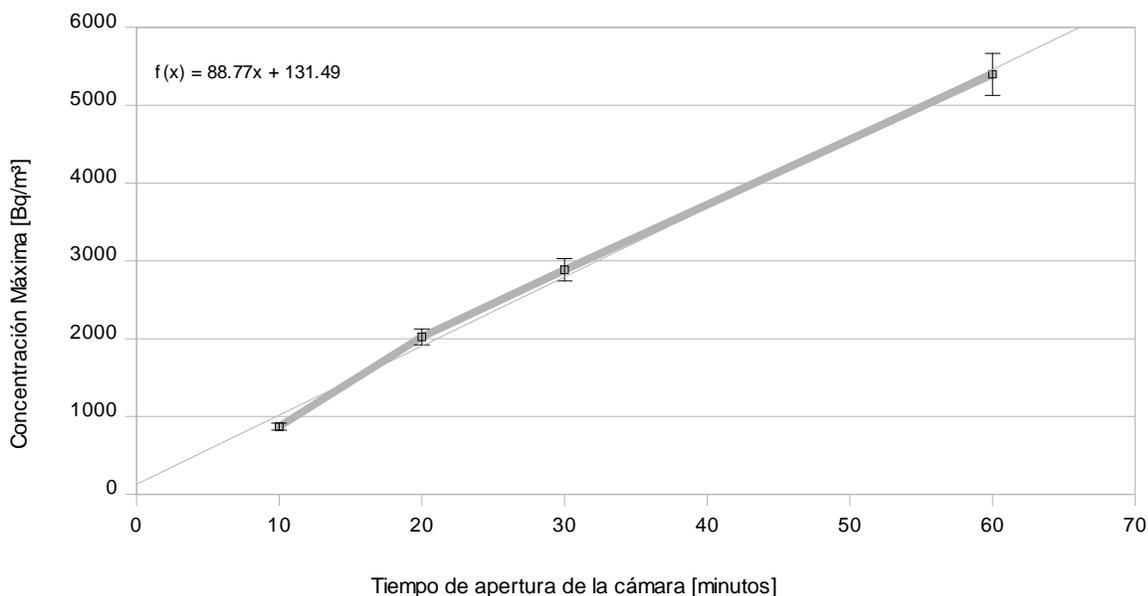
A partir de los máximo obtenidos para cada serie de datos, de 10, 20, 30 y 60 minutos de

exposición, de la tabla 5, se obtiene la siguiente tabla:

Tiempo que la cámara estuvo abierta [min]	Concentración Máxima [Bq/m ³] ±5%
10	871.03
20	2023.81
30	2885.41
60	5397.73

Tabla 6: Máximos de concentración.

Con la gráfica para para los primeros 4 puntos:



Gráfica 6: Máxima concentración registrada para cada tiempo de exposición.

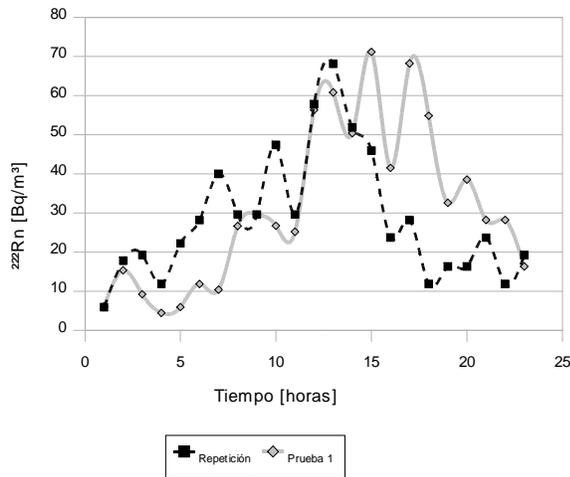
De los datos mostrados en la Tabla 6 y la Gráfica 6, se observa que la máxima concentración de actividad crece linealmente con el tiempo de apertura de la cámara, hasta el máximo de los 60 minutos; el ajuste de esta recta se muestra en la misma gráfica.

Si se incluyera el último máximo alcanzado para la cámara abierta por 1380 minutos, se observaría un cambio de pendiente a partir del último punto graficado en la Gráfica 6.

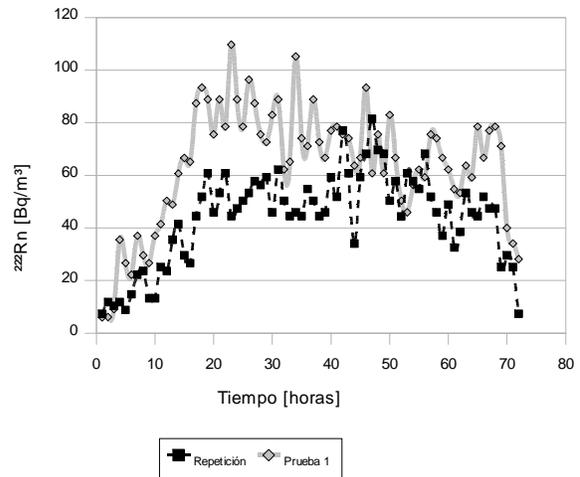
3.3.3 Comparación de Pruebas

3.3.3.1 Medición en aire del laboratorio

Después de los estudios en la cámara de verificación y de llevar al detector a los niveles de medición por arriba de los 10,000 Bq/m³ [Gráfica 5], se volvió a medir en aire del ambiente, con la cámara cerrada, para comparar las mediciones ambientales de las Gráficas 1 y 2 bajo similares condiciones. Estas nuevas mediciones se hicieron para 23 y 72 horas, líneas punteadas negras de las Gráficas 7 y 8, respectivamente:



Gráfica 7: Medición ambiental 2, para 23 horas.



Gráfica 8: Medición ambiental 2, para 72 horas.

Comparando la Gráfica 7, se observa un comportamiento similar a la primer prueba de la misma duración, obteniéndose un nuevo promedio de 28.53 Bq/m³ con desviación estándar de 16 Bq/m³, que en comparación con el promedio de la primer prueba 31.92 Bq/m³, dista poco menos del 11%.

Para la Gráfica 8, también se observa un comportamiento similar a la primer prueba de 72 horas, aunque notablemente por debajo, teniendo un promedio de 43.77 Bq/m³, con desviación estándar de 17 Bq/m³, que dista alrededor del 30% de la primer prueba de 72 h.

Estas variaciones en el promedio, son fácilmente atribuidas a cualquier cambio de corriente, ya que de ver las gráficas de medición en aire y las desviaciones estándar, se puede ver que las variaciones normales en un monitoreo continuo, son del orden de estas diferencias.

Estos últimos promedios están dentro de los rangos de las primeras mediciones, con esto se puede decir que el detector alcanza a medir concentraciones ambientales sin ningún problema, después de haberlo llevado a medir concentraciones significantes de ^{222}Rn .

3.3.3.2 Medición de radón en agua y aire en Peñón de los Baños

La máxima concentración de radioactividad para el ^{222}Rn , en agua corriendo fue de 354 ± 17 Bq/m³; en aire de ambiente, dentro de el baño termal donde no hay corrientes de aire, fue de 209 ± 10 Bq/m³; y fuera del lugar, también en aire en un templo con mayor ventilación, fue de 130 ± 7 Bq/m³.

Comparando la medida obtenida para agua, de 676 Bq/m³, que reporta el grupo de Alejandra Cortés [9], y la medición aquí reportada (354 ± 17 Bq/m³), se ve que esta nueva medida está por encima de la mitad del valor antes reportado, sin embargo difiere en casi un 50%. Apesar de ser el mismo lugar, las condiciones temporales y ambientales, fueron distintas, hay que tomar en cuenta que las técnicas también fueron distintas y pueden ser más sensibles a ciertas condiciones.

3.3.3.3 Comparación de los detectores CR-39 y RAD-7 en aire en un ambiente cerrado

A fin de comparar los resultados de las medidas ambientales que se hicieron en el laboratorio de trazas nucleares en sólidos, aquí se exponen los resultados obtenidos para el CR-39 y el promedio obtenido con el RAD-7.

La concentración promedio de ^{222}Rn proporcionada en el laboratorio, con el CR-39 es de 60 Bq/m³, y el promedio obtenido con el RAD-7, para diferentes días y diferentes tiempos de integración, se enlistan a continuación:

Tiempo [horas]	Promedio [Bq/m ³]	Desviación estándar [Bq/m ³]
24	31.92	20.29
72	63.93	22.63
98	59.79	20.54
23	28.53	16.22
72	43.77	17.63

Tabla 7: Tabla de promedios de las concentraciones de ²²²Rn en aire.

Haciendo el promedio de los promedios de cada medición ambiental, se obtienen 45.59 Bq/m³, con una desviación estándar de 15.96 Bq/m³.

Pero la medición con menores fluctuaciones es la que se obtuvo para la integración por 98 horas teniendo un valor de 59.79 Bq/m³ y una desviación estándar de 20.54 Bq/m³.

Así que la medición con ambas técnicas es muy similar acercándose ambas al promedio de 60 Bq/m³, en el aire ambiental del laboratorio de física.

Conclusiones

Las concentraciones de ^{222}Rn disuelto en agua en 16 pozos y manantiales ubicados en La Muralla; usando detectores de trazas nucleares CR-39. Tuvieron un rango entre 75 y 1,523 Bq/m³. Estos resultados se interpretan como zonas con diferentes características geológicas.

Las concentraciones de ^{222}Rn en suelo, para 40 puntos ubicados en la zona de Pénjamo -Abasolo; usando detectores CR-39, tuvieron un promedio de 3,520 Bq/m³. Con un máximo de 8,880 Bq/m³ y un mínimo de 1,320 Bq/m³. En esta zona se asume que la distinta medición del radón está asociada con la permeabilidad de algunas zonas.

Con el equipo RAD-7, se observaron variaciones en las concentraciones de ^{222}Rn a diferentes tiempos. Teniéndose que a partir de los 5,397 Bq/m³ se necesitará un tiempo de medición superior a dos horas y a partir de 10,652 Bq/m³, de por lo menos tres horas. Lo que se interpretó como la respuesta óptima del equipo.

Para la prueba de aire ambiental de 98 horas, el RAD-7, tuvo un mayor tiempo de integración, con menores fluctuaciones, obteniendo estadísticamente un valor más confiable, con un promedio de 59.79 Bq/m³. Este valor es estadísticamente igual a la concentración promedio obtenida con el detector CR-39, de 60 Bq/m³. La ventaja del RAD-7, sobre el CR-39 es la velocidad de integración, proporcionando una medición más rápida.

Para las mediciones de Peñón de los Baños, se obtuvo una máxima concentración de ^{222}Rn en agua de 354 ± 17 Bq/m³; en aire del ambiente de 209 ± 10 Bq/m³; y fuera del lugar, también en aire, de 130 ± 7 Bq/m³. Comparando los datos obtenidos en agua, con los 676 Bq/m³ que se reporta en otro estudio, difieren en más de un 40%. Aun cuando se realizó la prueba en el mismo lugar, se debe considerar que las técnicas y condiciones temporales, fueron distintas.

Glosario

Con la finalidad de comprender mejor algunos conceptos mencionados en la presente tesis y como una ayuda al usuario, a continuación se enlistan una serie de términos usados [24], [26].

Acuífero: roca o sedimento saturada de agua a través del cual el agua subterránea se mueve con facilidad.

Agua Subterránea: agua sub-superficial que es distinta del agua superficial.

Conductividad hidráulica o del agua: es un coeficiente que describe la velocidad a la que el agua se mueve a través del medio permeable. Depende de la densidad y la viscosidad del fluido. Con frecuencia se denomina permeabilidad.

Cristalización fraccionada: Dados los distintos puntos de fusión de los minerales que componen las rocas, al irse solidificando el magma, algunos minerales se solidifican, mientras otros siguen fundidos, haciendo que existan preferencias para formar compuestos.

Difusión: proceso de dispersión de un soluto.

Estructuras geológicas: la combinación de los diferentes tipos de pliegues y fallas que afectan la corteza terrestre, producen la variedad de estructuras observables en la Tierra, como cadenas montañosas y las cuencas sedimentarias.

Falla: plano de rotura en una masa rocosa a lo largo de la cual se produce movimiento.

Feldespatos: son grupos de minerales constituyentes fundamentalmente de las rocas ígneas aunque pueden encontrarse en cualquier otro tipo de roca.

Fisura: grieta en la roca a lo largo de la cual hay una separación evidente.

Flujo: movimiento del agua.

Fusión parcial: debido a que las rocas están compuestas por varios minerales, y que cada uno tiene un punto de fusión distinto, a ciertas temperaturas la roca se encuentra en un estado de fusión parcial, cuando algunos minerales están fundidos y otros no.

Graben: es una depresión de bloques de tierra, debido a fallas.

Granito: es una roca plutónica constituida esencialmente por cuarzo y feldespato. Es la roca más abundante de la corteza continental. Se produce al solidificarse lentamente y a muy alta presión, magma con alto contenido en sílice producto de la fusión de las rocas que forman los continentes.

Magma: volumen de roca fundida situada en la profundidad.

Manantial: descarga natural de agua subterránea al exterior.

Mineral: material cristalino inorgánico de origen natural con una estructura química definida.

Permeabilidad: es la propiedad o capacidad de una roca porosa, sedimento o terreno de para transmitir un flujo.

Porosidad: es el cociente del volumen de poros y fisuras respecto al volumen total de una porción de terreno.

Pozo: excavación o perforación en el terreno por el que se extraen las aguas subterráneas.

Roca: mezcla consolidada de minerales.

Roca Ígnea: roca formada por la cristalización del magma.

Roca intrusiva: roca ígnea que se formó bajo la superficie terrestre.

Roca metamórfica: roca formada por la modificación de otras preexistentes en el interior de la tierra mediante calor, presión o fluidos químicamente activos; sin fundirse.

Roca plutónica: roca ígnea que se forma en la profundidad.

Ruido térmico: Corrientes indeseadas, producidas por el movimiento de los electrones en los elementos integrantes de los circuitos.

Sedimento: partículas no consolidadas creadas por la meteorización y la erosión de rocas, por precipitación química de soluciones acuosas o por secreciones de organismos y transportadas por el agua, el viento o los glaciares.

Sílice: Mineral formado por silicio y oxígeno.

Tectonismo: relativo a los procesos que deforman la corteza terrestre a gran escala.

Trazador: dicho de una sustancia: que revela la existencia de un agente o proceso

Trazador ambiental del agua: Cualquier sustancia que aparece en las aguas naturales derivada del ambiente, cuya distribución de concentración en el espacio y/o tiempo puede ser usado para diferenciar o etiquetar masas específicas de agua, o para identificar su origen. Los trazadores ambientales comúnmente, pasan a formar parte del ciclo hidrológico a través de los procesos atmosféricos, pero también lo hacen por disolución o intercambio con rocas o material orgánico que se encuentran en los estratos geológicos en los cuales se mueve el agua, o por decaimiento radiactivo de rocas a profundidad.

Referencias

- [1] **Alaniz** Álvarez S. A. y Nieto Samaniego F. A. 2009. Cap 1. El Valle de Querétaro y su Geotorno Tomo 1. Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Querétaro en colaboración con la UNAM y la UAQ.
- [2] Claudia **Alfaro** y Omar Espinosa. 2004. Sondeo Preliminar de Radón en el Área Geotérmica de Paipa. Ministerio de Minas y Energía. Instituto Colombiano de Geología y Minería. INGEOMINAS.
- [3] R. **Alfaro**, et. al. 2002. Radon Behaviour in springs and wells around Cuitzeo lake, Lerma river Basin, Mexico. Geofísica Internacional Vol. 41, Num. 4, pp. 407-414.
- [4] G. **Audi**, A.H. Wapstra y C. Thibault. 2003. The Ame2003 atomic mass evaluation (II). Nuclear Physics A729 p. 337-676, December 22.
- [5] Arthur A. **Beiser**. 2003. Concepts of Modern Physics. Ed McGraw-Hill. 6^a ed.
- [6] Richards **Campbell** Jorge. 2001. La Física de las Radiaciones en Materia. UNAM. México.
- [7] Ian D. **Clark** y Peter Fritz. 1954. Environmental Isotopes in Hydrogeology. Ed. Lewis Publishers. 1^a ed.
- [8] Alejandra **Cortés**. 2008. "Isotope and Hidrogeochemical Characterization of Drinking Water Well that Supply the Leon Valley, Guanajuato". Reporte Primera Fase del Proyecto MEX/8025.
- [9] Alejandra **Cortés**, Guillermo Espinosa, Antonio Cardona y José Ignacio Golzarri. 2006. Radon-222 in groundwater studies in two volcanic zones of central Mexico. Reporte Interno.
- [10] **Cothorn** C. Richard, et al. 1987. Environmental Radon Ed. Springer. 1^a ed.
- [11] Peter G. **Cook**. 2000. Environmental Tracers in Subsurface Hydrology. L. **De Wayne**

Cecil and Jaromy R. Green. Capitulo 6. Radon-222. Kluwer Academic Publisher USA.

[12] **Espinosa** Guillermo. 1994. Trazas Nucleres en Sólidos. UNAM. México. ISBN: 968-36-4219-5.

[13] R. L. **Fleischer**, P. B. Price y R. M. Walker. 1965. Tracks of Charged Particles in Solids. Science 23 Vol. 149. no. 3682, pp. 383 – 393.

[14] **Gamage**, R. B y Espinosa, G. 1997. Digital imaging system for track measurement. Radiation Measurements, Vol 28 N° 3 pp. 835 – 838.

[15] Alexander E. **Gates**, Gundersen, Linda. 1992. Sensitivity of soil radon to geology and the distribution of radon and uranium in the Hylas zone area, Virginia. Geological Society of America.

[16] Terry L. **Hair**, et. al. 1995. The Determination of Radon Activities in Ground Water from Wisconsin Tills in Southwestern Ohio and Southeastern Indiana. Ohio J. SCI. 95 (3): 248-253.

[17] Ralph C. **Heath**. 1987. Basic ground-water hydrology. U.S. Geological Survey Water Supply paper 2220.

[18] Théo **Kahan**. 1969. Las Partículas Elementales, Física de Altas Energías. Francia.

[19] Ralph E. **Lapp**. 1954. Nuclear Radiation Physics. Ed. Prentice-Hall.

[20] **Lippmann** J. et. al. 2005. On the geochemistry of gases and noble gas isotopes (including ^{222}Rn) in deep crustal fluids: the 4000 m. KTB-pilot hole fluid production test 2002-03. Geofluids. 5, 56-66.

[21] R. N. **López**, et. al. 2002. Determination of radon, major and trace elements in water samples from springs and wells or northern Mexico State, Mexico. Geofísica Internacional Vol. 41, Num. 4, pp. 407-414.

[22] María Candelaria **Martín** Luis. Director: Julio de la Nuez Pestana. 1999. Variación espacio-temporal del nivel de emisión de ^{222}Rn en una zona volcánica activa: Tenerife (Islas

Canarias). Universidad de La Laguna, España.

[23] M.**Monnin** and J.L. Seidel. 2002. Pressure response of radon detecting devices placed at depth in acuifers. *Geofísica Internacional*, Vol. 41, Num. 3, pp 229-232.

[24] W. G. **Mook**. 2002. Isótopos Ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Guías y Manuales No1. Instituto Geológico y Minero de España.

[25] J. **Soto** Torres, et. al. 1999. Medida de Radiactividad en el Agua de Manantiales de Cantabria, España. *Nucleus*, No. 27.

[26] Edward J. **Tarbuck**, Frederick K. Lutgens. 2005. *Ciencias de la Tierra*. Ed. Pearson Educación. 8ª ed. Madrid, España.

[27] Environmental Protection Agency. <http://www.epa.gov>.

[28] DurrIDGE Company. Manuales de operación RAD7.

[29] CONAGUA. Sistema Nacional de Información del Agua (SINA) - Estadísticas del Agua en México. 2008.

[30] National Nuclear Data Center. Chart of Nuclides www.nndc.bnl.gov/chart/.

[31] Oficina Internacional de Pesos y Medidas. 2006. SI brochure. 8ª ed. http://www.bipm.org/en/si/si_brochure/chapter4/table7.html

[32] Universidad de Extremadura. Espectrometría alfa: www.unex.es/~fan/Computacional/c3/ESPECTROSCOPIA%20ALFA.html.