

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE QUÍMICA



**DETERMINACIÓN DE LA RELACIÓN $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ EN LA FRACCIÓN
LÍQUIDA CONDENSADA DE EMISIONES FUMARÓLICAS EN EL CAMPO
GEOTERMAL LOS INFIERNILLOS, VOLCÁN DE SAN VICENTE,
EL SALVADOR**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PARA OPTAR AL GRADO DE
LICENCIADO EN CIENCIAS QUÍMICAS**

PRESENTADO POR:

OSCAR ANTONIO GOMEZ CORTEZ

ASESORES:

M.Sc. FRANCISCO JOSÉ AGUIRRE TURCIOS.

M.Sc. JULIO ERNESTO PAYÉS HERNÁNDEZ.

Lic. CARLOS RENÁN FUNES GUADRÓN

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, NOVIEMBRE DEL 2019

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA
ESCUELA DE QUÍMICA

**DETERMINACIÓN DE LA RELACIÓN $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ EN LA FRACCIÓN
LÍQUIDA CONDENSADA DE EMISIONES FUMARÓLICAS EN EL CAMPO
GEOTERMAL LOS INFIERNILLOS, VOLCÁN DE SAN VICENTE,
EL SALVADOR**

TRABAJO DE GRADUACIÓN PARA OPTAR AL GRADO DE
LICENCIADO EN CIENCIAS QUIMÍCAS

PRESENTADO POR:

OSCAR ANTONIO GOMEZ CORTEZ

ASESORES:

M.Sc. FRANCISCO JOSÉ AGUIRRE TURCIOS.

M.Sc. JULIO ERNESTO PAYÉS HERNÁNDEZ.

Lic. CARLOS RENÁN FUNES GUADRÓN

CIUDAD UNIVERSITARIA, SAN SALVADOR, NOVIEMBRE DEL 2019

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

RECTOR

M.Sc Roger Armando Arias Alvarado

SECRETARÍA GENERAL

Lic. Cristobal Hernán Ríos Benítez

FISCAL

Lic. Rafael Humberto Peña Marín

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANO

Lic. Mauricio Hernán Lovo Córdoba

DIRECTOR DE LA ESCUELA DE QUÍMICA

Dr. Alex Adonai Osorio Landaverde

AGRADECIMIENTOS.

En el presente trabajo de investigación agradezco principalmente a Dios, por haberme acompañado y guiado a lo largo de mi carrera, por brindarme la oportunidad de vivir una vida llena de aprendizajes, experiencia y felicidad.

Le doy gracias a mis padres, Raúl y Rubidia, por apoyarme en todo momento, por los valores y haberme dado la oportunidad de tener una excelente educación.

Al director del laboratorio del CIAN-FIA-UES, Ing. Luis Ramón Portillo, por prestar las instalaciones de este y disponer de los equipos y reactivos necesarios para la culminación de la tesis.

A mis asesores:

M.Sc. Francisco J. Aguirre. Por aceptar el reto de realizar esta investigación, por tomarse el tiempo de guiarme durante el proceso de escritura de la tesis, por acompañarme a muestreos, gestionar trámites administrativos y sus aportes de mucho conocimiento en química y geoquímica.

M.Sc. Julio E. Payés. Por escuchar la propuesta de investigación y apoyar para su desarrollo, siendo una pieza importante para su realización, por brindarme conocimientos en la metodología aplicada y acompañarme a realización de muestreos, así como sus consejos durante el proceso experimental, como parte escrita de la tesis.

Lic. Carlos R. Funes. Por hacer la propuesta de investigación desarrollada hacia mi persona, apoyarme en el proceso de muestreo, por sus sugerencias y aportes en el área de vulcanología presentada en este trabajo.

Finalmente agradezco al Lic. José R. Rodríguez, por resolver mis dudas y sus consejos respecto a la metodología utilizada, por asesorarme en el laboratorio cuando así era necesario.

ÍNDICE DE CONTENIDO

I.	Resumen.....	1
II.	Introducción.....	3-4
III.	Antecedentes.....	5-8
IV.	Justificación.....	9
V.	Objetivos.....	11
VI.	Planteamiento del problema.....	13-14
VII.	Marco teórico	
	<i>Historia sobre sistemas geotermales volcánicos</i>	
	7.1 Sistema Geotermal Volcánico.....	15-18
	7.2 Clasificación de los Volcanes.....	18-19
	7.3 Clasificación de Erupciones y Edificios Volcánicos.....	19-21
	7.4 Fenómenos Asociados y Riesgos de los Volcanes.....	22-23
	<i>Aspectos Generales de la Geología de El Salvador</i>	
	7.5 Geología de El Salvador.....	23-27
	7.6 Volcanes activos de El Salvador.....	27
	7.7 Geografía del Volcán de San Vicente.....	28-30
	<i>Comportamiento Químico del Ra y Rn</i>	
	7.8 Radio (Ra) y radón (Rn) como elementos radioactivos.....	31-33
	7.9 Propiedades físicas y químicas del radio (Ra) y radón (Rn).....	33-35
	7.10 El radio (Ra) y radón (Rn) en sistemas geotermales.....	35-37
	7.11 Radón (Rn) aspectos radiológicos en agua de consumo humano.....	37-39
	7.12 Radio (Ra) y radón (Rn) en sistemas ambientales.....	39-40
	7.13 Radioactividad, decaimiento radiactivo y serie de decaimiento radiactivo.....	40-42
	7.14 Tipos de desintegraciones.....	43-45
	7.15 Serie de decaimiento radiactivo.....	45-49
VIII.	Metodología del Centelleo líquido	
	8.1 Centelleo líquido.....	51-53
	8.2 Producción y detección de luz en centelleo líquido.....	53-59
IX.	Sitio de estudio	
	9.1 Selección del sitio de muestreo.....	59-60
	9.2 Descripción geológica del sitio de estudio.....	61-62
	9.3 Toma y tratamiento de la muestra.....	63-64

X.	<i>Metodología de medición de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn)</i>	
	10.1 <i>Medición de radón (^{222}Rn)</i>	65
	10.2 <i>Medición de radio (^{226}Ra)</i>	66
	10.3 <i>Identificación del radón (^{222}Rn)</i>	66-67
	10.4 <i>Cálculo de concentración de la actividad del radio (^{226}Ra)</i>	68-70
	10.5 <i>Cálculo de concentración de la actividad del radón (^{222}Rn)</i>	70-71
XI.	<i>Resultados y discusión</i>	
	11.1. <i>Resultados</i>	73-84
	11.2 <i>Discusión de resultados</i>	85-87
	11.3 <i>Conclusiones</i>	87-89
	11.4 <i>Recomendaciones</i>	90
XII.	<i>Referencias bibliográficas</i>	91-97
XIII.	<i>Anexos</i>	
	<i>Anexos 1 Diferentes equipos elaborados para la optimización del muestreo</i>	101-105
	<i>Anexos 2 Protocolo para la medición de isotopos de radio y radón</i>	107-115
	<i>Anexos 3 Espectros obtenidos de radio y radón</i>	117-126

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Corte esquemático de la Tierra.	16
Figura 2. Fenómenos asociados a un volcán.	22
Figura 3. Mapa geológico de El Salvador 24	24
Figura 4. Marco tectónico regional, configuración de las placas tectónicas en El Salvador 25	25
Figura 5. Volcán de San Vicente visto desde el noreste..... 28	28
Figura 6. Sistema de fallas asociadas a la formación y evolutiva del graben. 30	30
Figura 7. Solubilidad del ^{222}Rn a presión parcial de 1 atm 34	34
Figura 8. Tipos de radiación ionizante y su penetración 45	45
Figura 9. Cadenas de desintegración radioactiva del torio ^{232}Th 47	47
Figura 10. Cadenas de desintegración radioactiva del uranio ^{235}U 48	48
Figura 11. Cadenas de desintegración radioactiva del uranio ^{238}U 49	49
Figura 12. Elementos básicos de un fotomultiplicador 58	58
Figura 13. Esquema general del detector de centelleo líquido..... 59	59
Figura 14. Ubicación del sitio de estudio, Volcán de San Vicente (Los Infernillos)..... 60	60
Figura 15. Geología del sitio de estudio en el Volcán de San Vicente. 62	62
Figura 16. Actual estructura del Volcán de San Vicente en el área de Los Infernillos, vista desde el sureste noviembre 2017. 63	63
Figura 17. Equipo utilizado para la recolección de muestra.. 64	64
Figura 18. Espectro de referencia del radón y su progenie 67	67
Figura 19. Optimización del volumen de muestra recolectada..... 74	74
Figura 20. Conductivímetro utilizado 75	75
Figura 21. Toma de parámetros en condensado fumarólicos y medición del caudal recolectado..... 76	76
Figura 22. Gráfica de distribución de conteos de la actividad de ^{222}Rn en las muestras por días 77	77
Figura 23. Distribución de la concentración de ^{222}Rn en las muestras por días 79	79
Figura 24. Semiperiodo experimental y semiperiodo teórico del ^{222}Rn 81	81
Figura 25. Espectro de ^{222}Rn obtenido experimentalmente 82	82
Figura 26. Recolección de muestras de ^{226}Ra y ^{222}Rn en poza aledaña al sitio de estudio 84	84
Figura 27. Diseño experimental de equipo de muestreo. 103	103
Figura 28. Primera modificación de equipo de muestreo utilizado. 104	104
Figura 29. Segunda modificación del equipo de muestreo utilizado. 105	105
Figura 30. Recolección de las muestras en el sitio de estudio.. 110	110
Figura 31. Muestras del condensado obtenidas en el sitio de estudio..... 111	111
Figura 32. Mezcla de muestra condensada y coctel centellador. 111	111
Figura 33. Radón disuelto en coctel de centelleo..... 112	112
Figura 34. Equipo de centelleo líquido..... 112	112
Figura 35. Espectro obtenido en el equipo de centelleo líquido..... 113	113
Figura 36. Filtrado de muestra condensada..... 113	113
Figura 37. Proceso de adición de hidróxido de sodio para la cooprecipitación del radio..... 114	114
Figura 38. Separación del centrifugado..... 114	114
Figura 39. Crecimiento del radón a partir del radio..... 115	115
Figura 40. Equipo de centelleo líquido y espectro de radio obtenido..... 115	115

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. <i>Composición del magma y tendencia de edificios volcánicos.....</i>	21
Tabla 2. <i>Características de solventes de centelladores comunes.....</i>	53
Tabla 3. <i>Características de centelladores primarios</i>	54
Tabla 4. <i>Características de centelladores secundarios.....</i>	56
Tabla 5 <i>Total de muestras recolectadas y sus respectivos volúmenes.....</i>	73
Tabla 5.1 <i>Parámetros físicos y químicos de muestras recolectadas.....</i>	75
Tabla 5.2 <i>Temperaturas de condensadores y muestra recolectadas.....</i>	75
Tabla 5.3 <i>Distribución de conteos de la actividad de ^{222}Rn en las muestras por días y fechas.</i>	76
Tabla 5.4 <i>Distribución de la concentración de ^{222}Rn en las muestras por fecha y día.</i>	78
Tabla 5.5 <i>Medición de semi vida radiactiva experimental ($T_{1/2}$) del ^{222}Rn.</i>	80
Tabla 5.6 <i>Calculo de semi vida radiactiva teórica ($T_{1/2}$) del ^{222}Rn.....</i>	80
Tabla 5.7 <i>Distribución de conteos de la actividad de ^{226}Ra en las muestras por fechas.</i>	83
Tabla 5.8 <i>Conteos de muestreos de ^{222}Rn y ^{226}Ra en zonas aledañas al punto de muestreo.....</i>	84

TABLA DE ABREVIATURAS Y SÍMBOLOS

Lista de Abreviaturas

Bq/m³	<i>Unidad para medir actividad radiactiva bequerelio/metro cúbico</i>
ASTM	<i>Asociación Internacional para el Ensayo y Materiales, ASTM (por sus siglas en inglés American Society for Testing and Materials)</i>
ARCAL	<i>Acuerdo Regional de Cooperación para la Promoción de la Ciencia y la Tecnología Nucleares en América Latina y el Caribe</i>
TDS	<i>Sólidos Totales Disueltos, TDS (por sus siglas en inglés Total Dissolved Solids)</i>
OMS	<i>Organización Mundial de la Salud</i>
TFM	<i>Tubo fotomultiplicador</i>
AMC	<i>Analizador multicanal</i>
DIGESTYC	<i>Dirección General de Estadística y Censos</i>
CPM	<i>Conteos por minuto</i>
RTS	<i>Reglamento Técnico Salvadoreño</i>
ADC	<i>Convertidor Analógico Digital</i>

Lista de Símbolos

²²²Rn	<i>Isótopo radón-222</i>
²²⁶Ra	<i>Isótopo radio-226</i>
²³⁸U	<i>Isótopo uranio- 238</i>
km²	<i>Kilómetros cuadrados</i>
α	<i>Desintegración Alfa</i>
β	<i>Desintegración Beta</i>
γ	<i>Desintegración Gamma</i>

I. RESUMEN

En el presente trabajo de investigación se muestran los resultados obtenidos de los ensayos en la determinación de la relación $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ en la fracción líquida de condensados de emisiones fumarólicas, llevado a cabo en el campo geotermal Los Infiernillos, Volcán de San Vicente, El Salvador, que se encuentra en el Departamento de San Vicente, y que se realizó en el periodo comprendido del 25 de mayo del 2016 hasta el 24 de abril del 2017 mediante la técnica de centelleo líquido. El objetivo principal de estas mediciones fue la generación de una línea base que sirva como punto de referencia en la evaluación del comportamiento de este parámetro, como aporte al monitoreo volcánico y a las posibles implicaciones en la calidad de agua que consume la población de la zona.

En este estudio se implementaron dos metodologías adaptadas y validadas utilizadas para muestras de aguas termales, las cuales fueron el método de Asociación Internacional para el Ensayo y Materiales, ASTM -D572-09 (por sus siglas en inglés American Society for Testing and Materials) para radón (^{222}Rn) y del Acuerdo Regional de Cooperación para la Promoción de la Ciencia y la Tecnología Nucleares en América latina y el Caribe, ARCAL -RLA/5/0/48 de para el radio (^{226}Ra).

Inicialmente, se realizó una investigación bibliográfica sobre mediciones de los isótopos radio y radón en condensados fumarólicos, como también del método de centelleo líquido que es la técnica que se implementó para la medición de la concentraciones de las especies, fue así como se propuso una metodología de recolección de gases fumarólicos y se seleccionó el área de interés, para lo cual fue necesario visitar el sitio de estudio para realizar diversas pruebas encaminadas a la optimización de recolección de condensados fumarólicos. Cabe destacar que en ninguna bibliografía explorada se pudieron encontrar mediciones de radio y radón u otros isotopos en condensados fumarólicos

Posteriormente, se realizaron las mediciones de los contenidos de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn) en las muestras, obteniendo así las primeras mediciones de radón (^{222}Rn) en condensados fumarólicos, los cuales tienen un valor máximo de 60.17 Bq/L (Becquerelios/Litro). Mientras que respecto a las mediciones de radio (^{226}Ra), no fue posible su detección mediante la técnica aplicada.

II. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, se hace cada vez más acuciante la necesidad de conocer con mayor grado de detalle el funcionamiento de los distintos componentes del medio ambiente, puesto que de su estudio puede extraerse valiosa información acerca de múltiples procesos naturales, los cuales pueden afectar a los seres humanos de distintas formas. En este sentido, el estudio de los radionúclidos constituye un aspecto esencial, ya que su presencia o ausencia brinda información sobre aspectos íntimos de estos, principalmente en el área de geología; un ejemplo de ello lo constituye el radón, específicamente el isótopo ^{222}Rn , cuyo estudio en sistemas geológicos ha tenido un amplio desarrollo en los últimos años. Dicho isótopo, que es producto de la desintegración del radio (^{226}Ra), y este, que, a su vez, proviene de la cadena radiactiva del uranio (^{238}U), es un radionúclido con un semiperíodo de aproximadamente 3.8 días.

En el siguiente trabajo se presentan los resultados obtenidos de las mediciones de las concentraciones de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn) en condensados fumarólicos, en el lugar conocido como Los Infiernillos, que se encuentra ubicado en las faldas del Volcán de San Vicente en el municipio de Guadalupe, San Vicente, El Salvador. En este sitio existen diversas fumarolas, de las cuales se seleccionó una bajo los criterios descritos en la metodología, para realizar trece mediciones del condensado proveniente directamente de la emanación fumarólica, a lo largo de un año. Para la recolección de dichas muestras fue necesario elaborar un dispositivo, el cual fue probado mediante ensayos realizadas en laboratorio donde se media la capacidad del condensador como se indica en el anexo 1, así como en campo, colocando directamente el instrumento en la fumarola. Para su determinación se empleó una técnica analítica utilizada para medir radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn) disuelto en agua termal que ya fue reportada por Ramiro Rodríguez ⁽⁴⁾, utilizada en el Cerro Pacho, Complejo volcánico Santa Ana, Izalco y Coatepeque. De esta manera, se obtuvieron resultados de la actividad del radón (^{222}Rn), pero no de la presencia de radio (^{226}Ra) por dicha metodología.

Para contextualizar mejor los resultados, previamente se presentan las bases teóricas del estudio sobre la determinación de las concentraciones de los radionúclidos ^{226}Ra y ^{222}Rn ;

también se presenta la información geológica básica de El Salvador y el sitio de estudio para la comprensión de los sistemas a estudiar. Finalmente, se explica la metodología de centelleo líquido, que es la que se aplicó para la determinación de dichas especies.

III. ANTECEDENTES

En este apartado se presentan algunas investigaciones que se consideran relevantes para el tema de estudio, específicamente, medidas de radón ^{222}Rn en el volcán Stromboli de Italia durante ciclos eruptivos, mediciones de radón ^{222}Rn y radón ^{220}Rn en aire a nivel del suelo en el volcán de Santa Ana, así como mediciones de radón ^{222}Rn y radio ^{226}Ra en aguas termales en el volcán de Santa Ana.

A continuación, se presenta un resumen de cada una de las tres publicaciones que reportan los resultados antes mencionados.

A. ESTUDIO DE RADÓN Y MONITOREO EN TIEMPO REAL EN EL VOLCÁN STROMBOLI: INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA DEL SUELO, LA PRESIÓN ATMOSFÉRICA Y LAS FUERZAS DE MAREA EN LA DESGASIFICACIÓN DE ^{222}Rn

En el 2009, C. Cigolini & P. Poggi, utilizaron una red de estaciones para realizar estudios constantes de radón (^{222}Rn) en el volcán Stromboli de Italia, los más de 2,300 datos recolectados de 25 estaciones fueron de la actividad del radón ^{222}Rn , la temperatura del suelo y la presión atmosférica ⁽⁴⁴⁾.

Las mediciones se realizaron primero mediante detectores de grabado de vías LR115, así como electrets E-PERM®; ambos detectores se fijaron a una profundidad de aproximadamente 60 cm, esta investigación concordó con los ciclos eruptivo del 28 de diciembre del 2002 y 27 de febrero del 2007 y fue así como ellos lograron discriminar los efectos de sismicidad regional sobre la desgasificación del radón ^{222}Rn , relacionados con la actividad volcánica así como también identificaron los sectores del volcán que responden mejor a los cambios en la actividad volcánica. Los instrumentos estaban conectados para transferencia inalámbrica hasta una estación receptora de los datos en el observatorio del volcán ⁽⁴⁴⁾.

En la metodología los investigadores eligieron lugares cercanos a la cumbre del volcán y un sector próximo a las dos fallas que presenta el sitio debido a que la desgasificación concentrada se produce en dichas áreas ⁽⁴⁴⁾.

En resumen, los principales eventos eruptivos fueron antecidos por mínimos relativos de ~15,000 bequerelios/metro cúbico, Bq/m³ de las emisiones de radón en las estaciones ubicadas en la áreas de mayor desgasificación, mientras que tres de las estaciones principalmente confinadas al área de la cumbre y las dos fallas principales alcanzaron valores de ~20,000 Bq/m³, o más, y de 12 a 14 días antes de la aparición de las erupciones, lo que demostró que hay una tendencia creciente antes del inicio y durante los ciclos eruptivos principales para todas las estaciones de la red ⁽⁴⁴⁾.

Además, las series de datos recogidas en el tiempo revelaron una correlación inversa general entre las emisiones de radón y las variaciones estacionales de temperatura, así como las actividades de radón registradas se correlacionaron positivamente con los cambios en la presión atmosférica ⁽⁴⁴⁾.

En conclusión, los investigadores encontraron que las series temporales de mediciones periódicas mostraron que las emisiones promedio mensuales de ²²²Rn reflejaron los cambios en la actividad volcánica y exhibieron tendencias crecientes antes y durante los últimos ciclos eruptivos importantes, también, se ha destacado la importancia de desplegar redes de radón para detectar anomalías importantes; del radón en volcanes activos mediante mediciones periódicas, identificando así los sitios de respuesta más eficiente a episodios sísmicos y/o de desgasificación volcánica, enfatizando que el monitoreo de radón en tiempo real es una técnica innovadora que puede aplicarse sistemáticamente en la vigilancia de volcanes ⁽⁴⁴⁾.

B. ANOMALÍAS DE RADÓN Y TORÓN EN EL CERRO PACHO Y EN EL CRÁTER DEL VOLCÁN DE SANTA ANA. EL SALVADOR. CENTRO AMÉRICA

En el 2006, R. Olmos & F. Barahona, realizaron esta investigación con la finalidad de encontrar fallas activas, basándose en las mediciones de la concentración de radón (²²²Rn) y torón (²²⁰Rn) en el cráter del volcán de Santa Ana y en el Cerro Pacho, debido a que estos

parámetros son utilizados en sistemas volcánicos para dichos fines; además, sus concentraciones medidas en superficie pueden ser indicadores de actividad sísmica y volcánica ⁽⁴⁵⁾.

Para hacer las mediciones, se utilizó un emanómetro de radiación portátil Pylon Modelo AB-5 acoplado con una fotocelda Lucas Pylon modelo 300A. Las muestras de gas se tomaron a 40 cm de profundidad en cada sitio y para extraer la muestra de gas se usó una bomba de vacío acoplada a la sonda de la celda Lucas ⁽⁴⁵⁾.

Los contenidos de radón ²²²Rn encontrados en los fluidos hidrotermales del Cerro Pacho oscilaron entre 0.222 y 50.56 Bq/L y los valores de Torón entre 0.631 y 86.4394 Bq/L, lo que deja en evidencia anomalías propias de sistemas hidrotermales-volcánicos ⁽⁴⁵⁾.

En el cráter del volcán de Santa Ana se encontraron concentraciones de radón ²²²Rn desde 0.111 hasta 20.29 49 Bq/L, mientras que los valores de las concentraciones de torón ²²⁰Rn oscilaron entre 0.4329 y 37.2405 Bq/L ⁽⁴⁵⁾.

C. MEDICIÓN DE GAS RADÓN (²²²Rn) EN AGUAS TERMALES DEL CERRO PACHO, CALDERA COATEPEQUE, EL SALVADOR

En el 2014, R. Rodríguez., R. Olmos. & J. Payes. realizaron el estudio de concentraciones de radón ²²²Rn y evaluación de radio ²²⁶Ra disueltos en agua termal, en el complejo volcánico Santa Ana, Izalco y Coatepeque, específicamente en el Cerro Pacho, el cual tiene como característica la presencia de fumarolas y un acuífero termal que desemboca en la caldera Coatepeque, desde junio del 2011 hasta marzo del 2013, adaptando y validando la metodología **ASTM-D5072-09**, la cual se aplica a matrices de agua potable para la medición de radón ²²²Rn, siendo validado a las condiciones del tipo de muestra y los recursos de laboratorio disponibles ⁽⁴⁾.

El método utilizado para la medición de radio ²²⁶Ra en agua fue el sugerido en el Proyecto RLA/5/0/48 de armonización de métodos de ARCAL, haciendo en ambos casos uso del equipo contador de centelleo líquido modelo TRI-CARB 2100 TR ⁽⁴⁾.

Los resultados durante la investigación respecto a las concentraciones de radón ^{222}Rn variaron de 0.48 a 1.54 Bq/L, los cuales fueron comparados con los registros de las precipitaciones mensuales, el contenido de cloruros y sólidos totales disueltos, TDS. Mientras que los resultados durante la investigación respecto a las mediciones de radio ^{226}Ra no superaron el límite de detección del método implementado ⁽⁴⁾.

Se llegó a la conclusión de que durante la realización de este estudio los comportamientos del acuífero termal del Cerro Pacho tendían a la disminución de las concentraciones de radón antes de eventos sísmicos; asimismo, se destacó la importancia de la validación de la metodología analítica para la cuantificación de radón ^{222}Rn , lo que permite disponer de un método confiable para expandir la línea de investigación a fuentes de aguas cercanas a la cadena volcánica de El Salvador ⁽⁴⁾.

IV. JUSTIFICACIÓN

El Volcán de San Vicente se considera un volcán activo, razón por la cual constituye un peligro potencial, ya que se encuentra muy cerca de varios centros urbanos, tales como San Vicente, Guadalupe, Zacatecoluca, Verapaz y Tecoluca ⁽¹⁾.

De este sistema no se conoce un historial eruptivo claro y tampoco hay un registro histórico del mismo ^(1, 24, 7). Es por ello que se intenta estudiar la relación $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ en el campo geotermal Los Infiernillos, ya que uno de los componentes a estudiar, radón ^{222}Rn , está asociado a la actividad volcánica y como una combinación de la actividad $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ debido a que el radón ^{222}Rn es producto del decaimiento radiactivo del radio ^{226}Ra , además de la valiosa información que los isotopos ^{226}Ra y ^{222}Rn pueden aportar como una línea base para estudios posteriores.

Dados los antecedentes estudiados, es factible pensar en la posibilidad de encontrar y medir la actividad de los radionúclidos ^{226}Ra y ^{222}Rn en las fumarolas del Volcán de San Vicente, debido a que estos también son fluidos termales. La trascendencia de esta investigación radica en que la técnica utilizada podría ser una herramienta valiosa para el monitoreo volcánico y los fenómenos asociados a la actividad volcánica, tales como las erupciones volcánicas, así como otros eventos asociados a estos, entre ellos los deslizamientos o derrumbes volcánicos, y, en el caso de la salud pública, debido a las amenazas que los elementos radioactivos representan al entrar en contacto con los acuíferos subterráneos que son fuentes de agua para consumo humano. Todo lo anterior constituye riesgos a las comunidades circundantes, así como a las rutas de transporte importantes y cultivos. Es en este punto donde los datos que se obtengan a partir de la metodología presentada para el análisis del condensado de fumarolas pueden ser útiles.

V. OBJETIVOS.

Objetivo general:

Determinar la relación de $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ en condensados del vapor de emisiones fumarólicas del sistema geotermal del Volcán de San Vicente, para la generación de una línea base que sirva como punto de referencia en la evaluación del comportamiento de este parámetro como aporte al monitoreo volcánico.

Objetivos específicos:

1. Realizar al menos seis tomas de muestra del condensado de vapor fumarólico obtenido en el sitio conocido como Los Infiernillos, en el Volcán de San Vicente, durante el periodo de un año.
2. Obtener gráficos de las concentraciones de ^{226}Ra y ^{222}Rn , para realizar el análisis de los mismos y demostrar la identidad de los radionúclidos espectralmente.
3. Definir un método optimizado de toma de muestras de condensados de gases fumarólicos.
4. Establecer un protocolo para un posterior plan de monitoreo de los isótopos de interés ^{226}Ra y ^{222}Rn .

VI. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El Salvador posee una serie de sistemas volcánicos activos ⁽¹⁾, varios de los cuales actualmente se encuentran bajo un programa de monitoreo y evaluación de peligro bien establecidos, como por ejemplo, el Volcán de San Vicente, el cual cuenta con monitoreos sísmicos, hidrogeoquímicos, de temperatura y visuales ⁽⁴¹⁾, siendo estos de mucha ayuda para el conocimiento del comportamiento del mismo, lo que permite valorar el riesgo de desastres naturales. Sin embargo, en el caso del Volcán de San Vicente no se tienen estudios geoquímicos como registro de elementos radiactivos, así como tampoco se cuenta con una información tan detallada de su historia eruptiva ⁽³⁾, siendo relativamente poco lo que se sabe.

A lo largo de su existencia, han estado presentes flujos y oleadas piroclásticas, llegándose a encontrar depósitos a distancias de hasta 15 kilómetros de la cumbre actual del volcán ^(1,24), aunque su relación con la historia eruptiva no es del todo clara ^(1,24).

Los estudios de los depósitos arriba mencionados indican que son producto de erupciones volcánicas explosivas, que pueden matar a todos los seres vivos en su trayectoria debido a los impactos, incineración o aplastamiento ^(1,24). Otro aspecto a tomar en cuenta son las tefras (depósitos piroclásticos no consolidados) que se producen cuando el gas disuelto en el magma es liberado rápidamente en un proceso de erupción ^(1,24), ocasionando el rompimiento explosivo de la lava, convirtiéndola en fragmentos pequeños, cuyo tamaño es desde el intervalo de ceniza microscópica hasta bloques de varios metros ⁽¹⁾. Este proceso no afecta necesariamente en forma directa la seguridad de la población, pero sí lo puede hacer de forma indirecta ⁽¹⁾, como por ejemplo en el caso de caídas de tefra en acumulaciones grandes, ya que puede ocasionar colapso de los techos de las viviendas ^(1,42). Además, las tefras suspendidas en el aire pueden causar irritación en los ojos y sistema respiratorio. Incluso la caída de tefra en acumulaciones delgadas, puede afectar de manera significativa las actividades sociales y económicas, ya que puede ocasionar la disminución de la visibilidad y maniobrabilidad en las carreteras ^(1,42), así como también puede causar cortocircuitos o cortes eléctricos en los transformadores. Asimismo, otro aspecto muy importante es que puede contaminar los suministros de agua ^(29,31), incluso puede arruinar

los cultivos sensibles, los cuales también pueden ser dañados por los gases que se liberan durante y entre erupciones ⁽⁶⁾, debido a la formación de lluvia ácida, siendo los principales causantes los compuestos de azufre que se combinan con gotas de agua para formar ácido sulfúrico ^(1, 6, 22).

Además de lo anterior, hay que tomar en cuenta que los temblores inesperados, las explosiones de vapor y las lluvias torrenciales pueden provocar colapsos en los flancos del Volcán de San Vicente ^(1, 43), generando lahares (avalanchas de escombros), las cuales tienen la capacidad de destruir los edificios y cultivos que se encuentran en su trayectoria. En el Volcán de San Vicente, se tiene evidencia de al menos una avalancha de escombros de grandes dimensiones al sureste de la ciudad de San Vicente ⁽¹⁾, en la vecindad de Tecoluca, lo cual sugiere que un gran segmento del volcán colapsó al menos una vez ^(1, 43). Por todo lo anterior, se hace necesario profundizar más el conocimiento de este complejo volcánico, con el fin de prever dichos riesgos.

A todo lo anteriormente expuesto se le suma que, durante la investigación, no se encontraron antecedentes de mediciones de radio (²²⁶Ra) y radón (²²²Rn) en condensados de fluidos hidrotermales, ya que en toda la literatura consultada las mediciones de estos isótopos se efectúan en agua o como gas del suelo como eficaces precursores de terremotos ^(4, 44, 45). De esta manera, los cambios en las condiciones subterráneas seguramente son reflejados como cambios en la tasa de emisión y composición de los gases de los puntos superficiales de emisiones fumarólicas, y, bajo estas condiciones, se pueden detectar y predecir erupciones volcánicas ⁽⁴⁴⁾. La aplicación de esta metodología a la medición de condensados, podría ser una propuesta para mejorar la detección del gas radón, ya que la medición se realiza en una zona de fractura de una falla activa con afloramiento de gases, y, la variación de estos parámetros, puede ayudar al monitoreo del volcán y ser de utilidad para la prevención de desastres naturales dada la sismicidad y vulcanismo activo de El Salvador ^(3, 4, 7).

VII. MARCO TEÓRICO:

Historia Sobre Sistemas Geotermales Volcánicos.

7.1 Sistemas Geotermales Volcánicos:

Orígenes de la Tierra y de los volcanes.

Desde hace por lo menos un par de siglos (en 1,774), se reconoció que el tiempo geológico es extremadamente largo, pero no se contaba con métodos para determinar con precisión la edad de la Tierra. Fue hasta 1896 que se descubrió la radiactividad, lo cual hizo posible el desarrollo de la técnica de datación radiactiva que permite medir los tiempos geológicos con base en la velocidad de desintegración de los isótopos inestables. Los datos de estos métodos sugieren que la Tierra tiene una edad aproximada de 4.5 miles de millones de años ^(1,22).

La agregación de materia que marcó el inicio en la historia de la Tierra tuvo como resultado la formación de una serie de capas definidas por su composición química; la exterior, gaseosa, llamada **atmósfera**, tiene un grosor de unos 1,100 km. Los océanos y los lagos constituyen la **hidrosfera**, que es la capa de agua que cubre el 70% de la superficie terrestre, la **corteza** corresponde a la capa más externa y superficial de la parte sólida de la Tierra, en ella se encuentra la **litosfera**, formada por los continentes y el suelo marino, es una capa rocosa que se extiende a una profundidad de unos 100 km ^(1, 2,22).

El denso estrato que rodea el núcleo interior de la Tierra, que representa más del 82 por ciento del volumen de la misma, se llama **manto** y alcanza una profundidad de 2,900 km. Está constituido por rocas ígneas básicas y ultrabásicas.

La parte más interna de la Tierra se denomina **núcleo**. Este núcleo se divide, a su vez, en una parte externa, que es líquida, y una parte interna sólida que se cree que está compuesta de una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre, los radios combinados de los núcleos interior y exterior tienen 3,500 km de longitud. El núcleo puede alcanzar temperaturas de hasta 6,650 °C (**Figura 1**) ^(1, 3, 22).

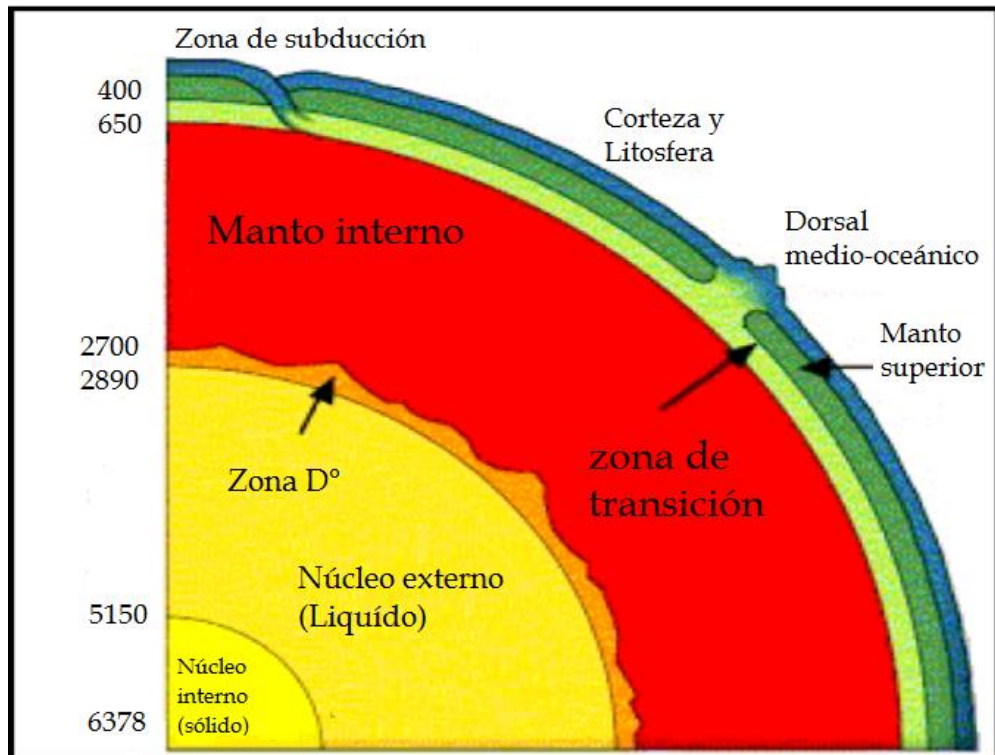


Figura 1. Corte Esquemático de la Tierra ⁽³⁾.

El vulcanismo y la sismicidad son fenómenos que se generan debido a las diferencias en el comportamiento mecánico de las distintas capas de la Tierra, así como a los cambios debidos al gradiente térmico y la presión ^(3,22).

Pocas fuerzas de la naturaleza son tan amenazadoras y espectaculares como lo es la actividad eruptiva de un volcán, ya que el vulcanismo es el responsable de construir algunos de los rasgos más prominentes de la Tierra. Una erupción volcánica puede ser un escenario de desastres y calamidades que pueden cambiar la vida de las personas, e incluso, de sociedades enteras ⁽³⁾.

Un volcán es el resultado visible en la superficie terrestre de un largo proceso geológico (erupciones sucesivas), por el cual aflora material rocoso fundido, el cual se denomina **magma**, y gases del interior de la Tierra, a partir de una chimenea central, de una manera más o menos violenta. La sucesiva acumulación de este material en los alrededores de la zona de emisión forma un relieve, que generalmente adopta una forma más o menos cónica que se denomina **edificio volcánico** y que puede llegar a tener considerable altura. El

orificio por el que sale este material se denomina **boca eruptiva**. (En algunos casos, los volcanes pueden formar chimeneas laterales que se derivan de la principal.) ^(2,9)

La mayor parte del magma se genera por fusión del manto terrestre y es claro que la tectónica de placas desempeña un papel importante en la mayor parte de los casos de formación del mismo. La mayor cantidad de actividad ígnea tiene lugar en los límites de las placas divergentes en asociación con la expansión del fondo oceánico. También se producen cantidades sustanciales de magma en las zonas de subducción en las que la litosfera oceánica desciende al manto. El magma generado allí contiene componentes del manto, así como corteza y sedimentos subducidos ⁽²²⁾.

En general, el magma es una mezcla química de materiales fundidos y gases que influye en el comportamiento volcánico. Los materiales fundidos son principalmente silicatos con proporciones variables de gases disueltos (compuestos volátiles a presión ordinaria, principalmente vapor de agua), que están confinados dentro del magma por la presión de las rocas circundantes y pequeñas cantidades de sólidos (cristales y fragmentos de rocas que no han sufrido el proceso de fusión) ^(9,22).

Las porciones gaseosas de la mayoría de los magmas constituyen del 1 al 6 por ciento del peso total y en su gran mayoría es vapor de agua, algunos análisis de muestras tomadas durante erupciones hawaianas indican que están compuestos por un 70 por ciento de vapor de agua, 15 por ciento de dióxido de carbono, 5 por ciento de nitrógeno, 5 por ciento de dióxido de azufre y cantidades menores de otros gases como cloro, hidrógeno y argón. Dichos gases disueltos en el magma son una fuerza impulsora importante en un episodio eruptivo, aunque generalmente comprenden menos del 5 por ciento por peso de los magmas silíceos y entre 1-2 por ciento por peso de los magmas basálticos ^(6,22).

Estos porcentajes de gases disueltos arriba descritos, así como también su composición, son los que permiten clasificar los magmas en básicos o máficos, intermedios y ácidos o félsicos.

Clasificación de los magmas.

El magma es roca fundida que se puede originar en diferentes niveles de profundidad, específicamente entre el interior de la corteza terrestre y el manto.

Estos pueden ser:

- **Básicos o máficos:** son aquellos en los que el sílice está contenido en relativamente bajas concentraciones, entre 45-52% en peso; y un elevado contenido de iones hierro, calcio y magnesio de aproximadamente el 25% en peso, entre los tres; y poco contenido de sodio y potasio (~3% en peso). Su temperatura está entre los 1,050 y 1,200 °C. Este magma se caracteriza por ser el más fluido de todos y forma rocas como el basalto y el gabro (rocas básicas y ultra básicas) ⁽³⁾.
- **Intermedio:** posee entre 52 y 58% en su contenido de sílice en peso, mientras que el hierro, calcio y magnesio está alrededor de un 15%. Sodio y potasio están presentes en un 6%. Se ha determinado que su temperatura está alrededor de 1,000 °C y sus lavas originan rocas como la andesita ⁽³⁾.
- **Ácidos o félsicos:** poseen sílice en alto porcentaje, entre 58-65% en peso; mientras que el de los iones calcio, magnesio y hierro es bajo, del 5% aproximadamente. El contenido de sodio y potasio está alrededor del 9%. La temperatura de este se encuentra entre los 750 y 1,000 °C. Se trata de un magma viscoso que suele consolidarse en la corteza terrestre formando granito y riolita ⁽³⁾.

7.2 Clasificación de los Volcanes:

Debido a que el vulcanismo se origina como una continuación de los procesos de formación del magma en la litosfera, este se puede clasificar en:

- **Vulcanismo por dorsales oceánicas:** se da en zonas de separación de placas litosféricas, debido a la elevación de la temperatura causada por la ascensión de corrientes convectivas del manto y la disminución de la presión en la litosfera. El magma que se libera por este mecanismo es básico (basáltico) ⁽³⁾.

- **Vulcanismo por subducción:** parte de la roca de las placas litosféricas que subducen, pueden fundirse debido a la fricción originada por el movimiento de las placas; al mismo tiempo, las rocas de la astenosfera (capa del interior de la Tierra que se extiende aproximadamente entre los 50 y los 100 km de profundidad) pueden fundir por la agregación de agua de la corteza oceánica. El magma así formado tiende a ser de composición ácida. A esta clase pertenece cerca del 80% de los volcanes del Mundo ⁽³⁾.
- **Vulcanismo por punto caliente:** a diferencia de los dos anteriores, que se dan en límites de placas litosféricas, este es intraplaca, y se debe a la presencia de corrientes convectivas en el manto que llegan a la litosfera (generalmente oceánicas). Los magmas que se producen en este vulcanismo son básicos ⁽³⁾.

7.3 Clasificación de Erupciones y Edificios Volcánicos:

Básicamente, la viscosidad de la lava (que está ligada a la temperatura) y contenido de gases, es la que determina qué clase de erupción volcánica se presenta, que tipo de productos se liberan durante la misma y en qué proporción, cuán violenta es, qué características tendrá el edificio volcánico, qué tipo de fenómenos paralelos se presentarán, y finalmente, qué clase de riesgos genera para la población.

- **Hawaiana:** Esta erupción es totalmente efusiva, el flujo magmático es muy poco viscoso y los chorros generados pueden durar varias horas. Cuando los trozos de lava caen, después de ser disparados pueden crear flujos, o en otros casos construir colinas llamadas **conos de salpicadura**. Si la lava fluye lo suficientemente rápido puede viajar varias millas antes de endurecerse después de haberse enfriado, el gas es liberado despacio ^(3, 11).

- **Estromboliana:** presenta cierto carácter explosivo debido a que la lava tiene mayor viscosidad, se origina en zonas de subducción. Debido al contenido de gas, algunos piroclastos (fragmento volcánico eyectado a la atmósfera durante una erupción explosiva), pueden contener "burbujas" o vesículas, como, por ejemplo, el basalto vesicular (roca rica en silicatos de magnesio, hierro y en sílice con huecos generados por el gas volcánico). El edificio volcánico está formado por acumulaciones de piroclastos y coladas de lava (Material incandescente, de alta temperatura 700 a 1200°C, formado cuando el magma sale a superficie de forma tranquila). Una erupción estromboliana es un tipo de erupción que puede ser clasificada como de bajo nivel. Estas erupciones pueden ser de pequeñas a medianas, cuando se trata de volumen, con algunos períodos cortos de violencia. Una erupción estromboliana es muy distinta a la explosión de lava que tiene lugar en la boca de un conducto obstruido por lava ^(3,11).
- **Vulcaniana:** son breves pero violentas. Estas erupciones pueden crear explosiones extremadamente fuertes que hacen que el material viaje a una velocidad superior a los 800 kilómetros por hora. Se da en magmas básicos e intermedios, pero con un contenido de gas mayor. En este caso, prácticamente no hay coladas, únicamente piroclastos (bombas, bloques, lapilli y cenizas), los cuales pueden tener una consistencia esponjosa debido a la gran cantidad de vesículas, en cuyo caso reciben el nombre de escorias (por ejemplo, escoria basáltica). Los edificios típicos producidos por estas erupciones son los conos de escoria, los cuales generalmente son monogenéticos, es decir, que se forman en una sola erupción, y no vuelven a tener actividad nunca ^(3,11).
- **Pliniana:** Estas erupciones dan lugar a las expulsiones de gas más violentas. La pluma volcánica o columna de erupción, se puede extender en la atmósfera hasta varios kilómetros de altura. Se produce cuando el magma es ácido y tiene gran contenido de gases. Prácticamente no hay productos efusivos, sólo piroclastos (desde bloques hasta ceniza fina, también se expulsan piedras pómez o pumitas), los cuales están constituidos básicamente por sílice y gases. Es la más espectacular y más

violenta de todos los tipos de erupciones volcánicas. Este tipo de erupción ocurre cuando los gases fragmentan el magma viscoso. La combinación libera una enorme cantidad de energía, lo que crea una columna eruptiva que contendrá ceniza, gas y podría elevarse hasta una altura de 50 kilómetros a velocidades extremadamente altas. Debido a que la ceniza sube tan alto, podría terminar a varios miles de kilómetros de distancia desde el volcán. Este tipo de erupción ha sido comparada con una explosión nuclear, debido a la columna de la erupción en forma de hongo (3,11).

A continuación, se muestra en la **Tabla 1** un resumen de la clasificación de erupciones y tipos de edificios volcánicos.

Tabla 1. *Composición del magma y tendencia de edificios volcánicos*

Composición	Contenido de sílice	Viscosidad	Contenido gaseoso	Tendencia a formar	
				Piroclastos	Edificio Volcánico
Magma máfico (basáltico)	Bajo (50%)	Baja	Baja (1-2%)	Baja	Volcanes en escudo Llanuras basálticas (basáltico) Conos de ceniza
Magma intermedio (andesítico)	Intermedio (60%)	Intermedia	Intermedia (3.4%)	Intermedia	Conos compuestos
Magma félsico (granítico)	Alto (-70%)	Alta	Alta (4-6%)	Alta	Domos volcánicos Coladas Piroclásticos

7.4 Fenómenos asociados y riesgos de los volcanes:

Los volcanes presentan una variedad de riesgos geológicos, tanto durante las erupciones como en ausencia de las mismas. La mayoría de estos eventos son causados por la erupción de roca fundida, o magma, pero algunos otros, como las avalanchas de escombros y lahares, que son los desprendimientos de tierra y los flujos de escombros asociados (con un flujo acuoso de lodo, rocas y escombros), pueden ocurrir sin actividad eruptiva. La naturaleza y escala de dicha actividad depende en parte del tamaño y el tipo de volcán, la composición del magma y de las interacciones entre el magma y el agua ^(1, 2).

A continuación, en la **Figura 2**, se muestra los distintos fenómenos asociados a un volcán

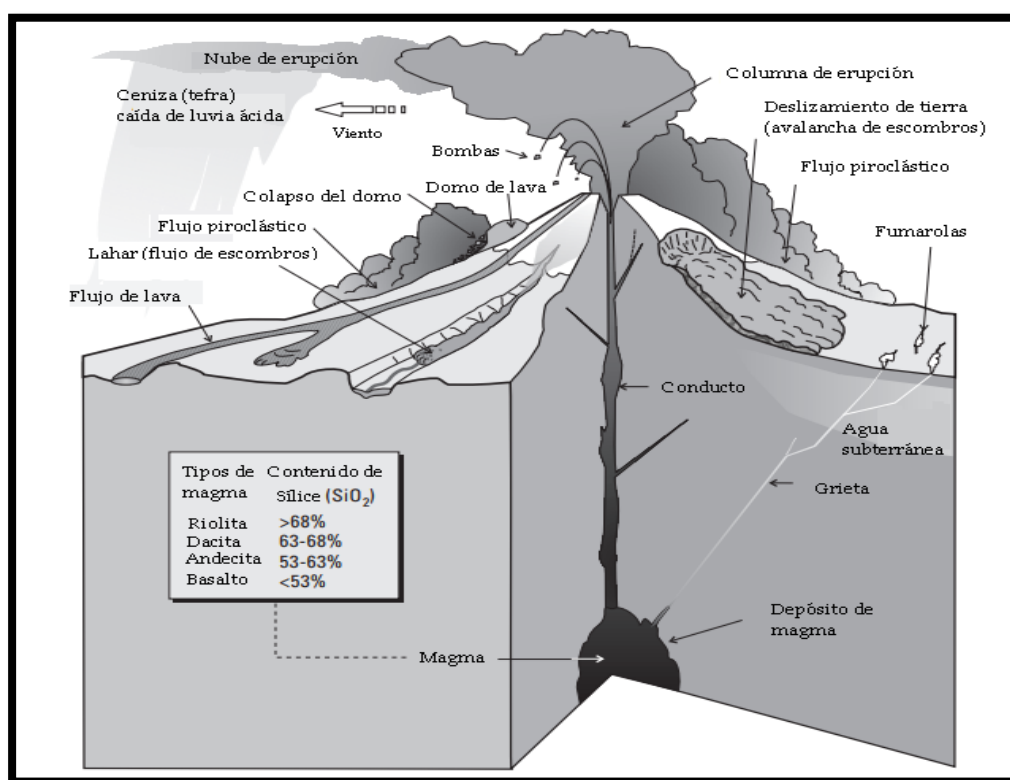


Figura 2. *Fenómenos Asociados a un Volcán* ⁽¹⁾.

Los volcanes pueden permanecer inactivos por mucho tiempo, tanto, que en ocasiones se olvidan las amenazas que estos representan para la vida humana. La erupción de un volcán es uno de los eventos más impresionantes del planeta y sus efectos se pueden percibir tan lejos como en un continente diferente, dependiendo del tamaño de la erupción. En

algunos casos, no causan demasiado daño, incluso a las personas cercanas, mientras que otros son tan masivos que al entrar en erupción pueden desencadenar una catástrofe de escala mundial, por ejemplo, la erupción del Volcán de Tambora, Indonesia en el año de 1,815 donde un tercio del edificio volcánico voló por los aires dejando 120 mil personas muertas y otro número incierto de víctimas alrededor del mundo, debido a que en el verano de 1,816 las nieves y heladas cubrieron el Noreste de los Estados Unidos y en Europa desde mayo a septiembre hubieron fuertes lluvias incesantes, atribuidas al cambio climático provocado por los escombros, cenizas y gases expulsados hasta 40 Km de distancia hacia la atmosfera en la erupción ^(11,48).

Las erupciones explosivas pueden producir mezclas de gases calientes y partículas de roca volcánica que son más densas que el aire. Dichas mezclas se comportan como un fluido, permanecen sobre el suelo y fluyen pendiente abajo. Si la mezcla se compone principalmente de partículas de roca, entonces ésta tiene una densidad elevada y su trayectoria se confinará a las áreas topográficamente bajas, en la medida en que la topografía controle el flujo de material. Este tipo de flujo denso se denomina flujo piroclástico; sin embargo, si la mezcla se compone principalmente de gas con una pequeña proporción de fragmentos de roca, entonces tendrá una menor densidad y su trayectoria estará menos controlada por la topografía. Este tipo de mezcla rica en gas se denomina oleada piroclástica ⁽¹⁾.

Aspectos Generales de la Geología de El Salvador.

7.5 Geología de El Salvador:

Geológicamente hablando, El Salvador (20,935 km²) es un país cuyo territorio es casi en su totalidad de origen volcánico, además, es bastante reciente, por lo que la actividad ígnea es aún pronunciada ⁽³⁾. El Salvador es un país muy joven, compuesto principalmente por rocas de edad terciaria y cuaternaria, además de una pequeña porción de rocas de edad cretácica. Para poder formarse una mejor idea, a continuación, en la **Figura 3**, se anexa el Mapa Geológico General de El Salvador. ^(12,46).

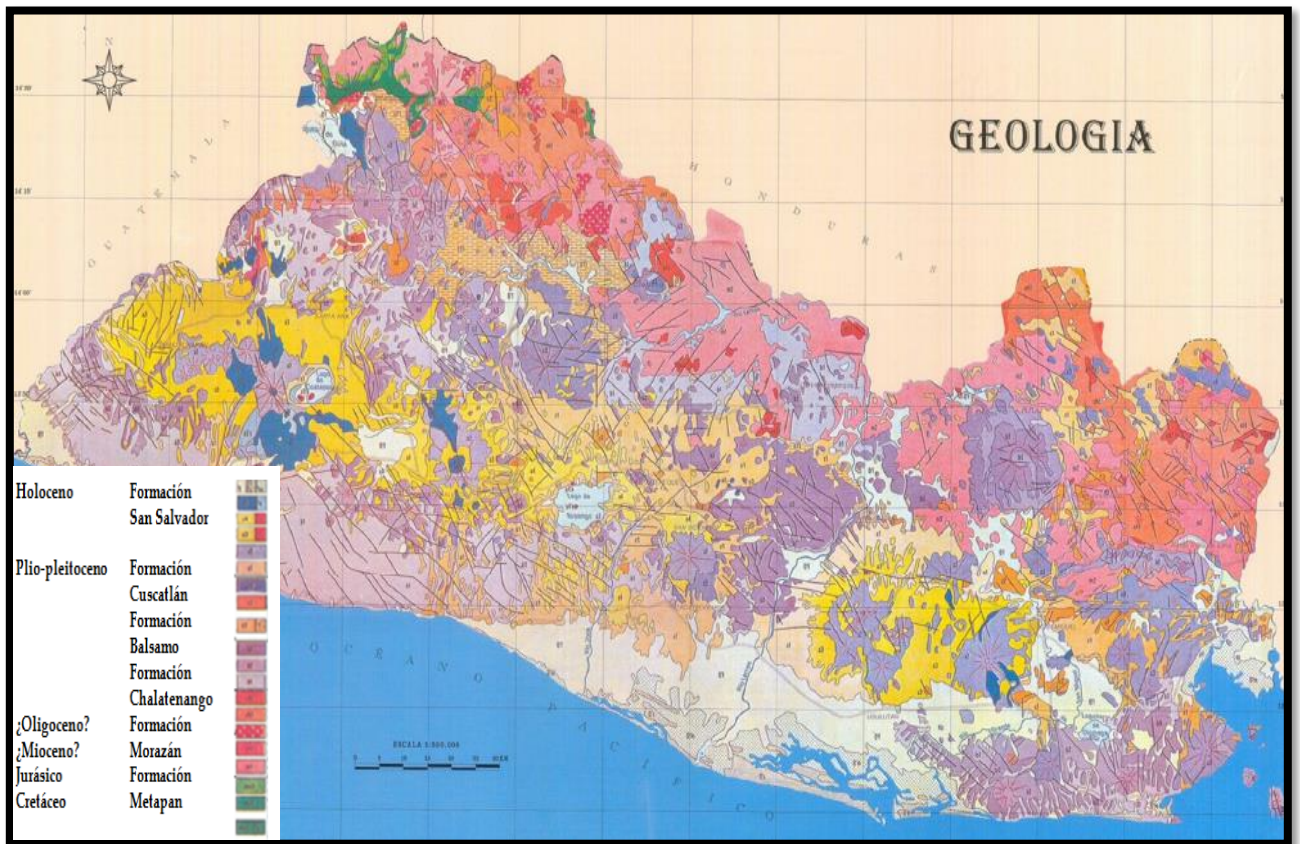


Figura 3. Mapa Geológico de El Salvador ⁽¹²⁾.

Aproximadamente el 73% del territorio de El Salvador está cubierto por rocas de edad terciaria, donde predomina la época pliocénica y el 0.22 % es de edad pleistocénica (Era cuaternaria). Por eso, las capas de edad cretácica (Era secundaria), que cubren aproximadamente un 5% del territorio salvadoreño, no juegan un papel importante para la constitución geológica total del mismo. Solamente estas últimas capas son de origen sedimentario marino, todas las demás rocas, con pocas excepciones, están originadas por fenómenos volcánicos ^(12,46).

El territorio salvadoreño, desde el punto de vista de La tectónica de placas, se encuentra dentro de la Placa del Caribe, la cual, a su vez, se encuentra en interacción convergente con las placas de Norteamérica y Cocos (**Figura 4**). La placa oceánica de Cocos se subduce (hunde) por debajo de las placas continentales Norteamericana y del Caribe contribuyendo

a que se forme el arco volcánico conocido como Cordillera Volcánica Centroamericana a lo largo de unos 1,500 kilómetros desde Guatemala hasta Panamá. A escala global, el vulcanismo en esta cordillera forma parte del denominado Cinturón de Fuego del Pacífico, que abarca todas las costas occidentales del continente americano y las costas orientales de Asia y Australia (7).

La Cordillera Volcánica de El Salvador es resultado del proceso arriba descrito. Si se realiza una observación desde el espacio, sería evidente la disposición en línea de los volcanes, la cual sería paralela a la costa y a la zona de subducción mar adentro, donde se genera el magma que los forma (7,12).

De esta manera, El Salvador, geológicamente se caracteriza por la casi exclusiva presencia de materiales resultantes de un vulcanismo relativamente intenso desde principios del terciario hasta la actualidad, que ha dado lugar a la formación de numerosos edificios volcánicos, la mayoría de ellos con laderas inestables, formados por materiales volcánicos poco consolidados. Debido a esta actividad volcánica, y a la presencia de numerosas fallas son abundantes los fenómenos termales que propician una actividad hidrotermal bien definida (12,46).

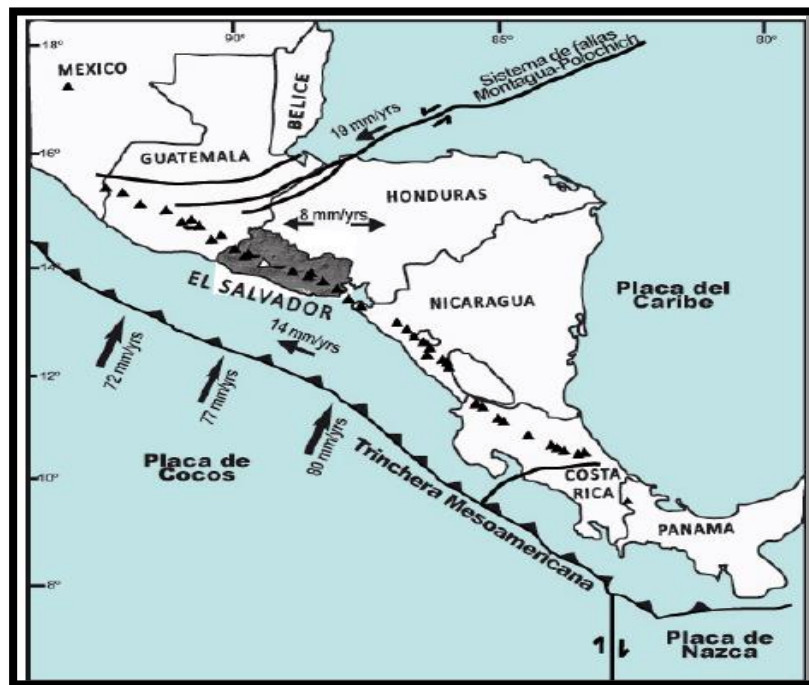


Figura 4. Marco Tectónico Regional, Configuración de las Placas Tectónicas en El Salvador (10).

Los elementos geológicos más importantes de El Salvador son:

Rocas Sedimentarias

Se trata de una sucesión de rocas sedimentarias marinas, formadas por rocas clásticas y calizas que solamente aparecen en el extremo Noroeste cerca de Metapán, donde cubren un área aproximada de 200 km². La edad de la serie calcárea está comprobada por medio de fósiles que pertenece al Albiense-Medio (hace ~113 millones de años) ^(46,47).

Aparte de estas series marinas, en el país solamente se conocen rocas sedimentarias lacustres y fluviales que tienen extensiones muy limitadas. Se trata de productos piroclásticos redepositados de menor importancia. Estos sedimentos lacustres y fluviales cuentan con intercalaciones de productos piroclásticos, lo que indica que son simultáneos con la actividad volcánica joven. También se encuentran aluviones a lo largo de los ríos más importantes y en depresiones locales, sobre todo en las planicies costeras de la parte Suroeste y Sureste donde cubren un área aproximada de 3,500 km² ^(46,47).

Rocas Volcánicas

Como se mencionó antes la mayor parte del territorio nacional está cubierta por rocas de origen volcánico de carácter riolítico (ácidas) hasta basáltico (básicas). Al norte de los ríos Lempa y Torola afloran rocas de carácter ácido. Se trata de productos piroclásticos de colores claros ⁽⁴⁷⁾.

Una gran parte de El Salvador está cubierta por una serie volcánica que consiste en una sucesión compuesta de andesitas a basaltos hasta aglomerados de carácter andesítico (generado a partir de un magma asociado al volcanismo de zonas de subducción); el espesor de esta sucesión es mayor de 1,500 m. Con estos tipos de rocas están formadas algunas regiones como la Sierra Tacuba, Cordillera del Bálsamo, Cordillera Jucuarán-Intipucá y la parte Norte de Santa Ana ⁽⁴⁷⁾.

También existen en El Salvador formaciones volcánicas que se deben a vulcanismo individual, donde es fácil localizar el centro de actividad. Se distinguen dos zonas volcánicas de este tipo: la primera al Sur de las montañas norteñas en forma de franja de volcanes individuales que atraviesa todo el país. A esta franja pertenecen, por ejemplo, el Volcán de

Guazapa y el Volcán Cacahuatique. Éstos se caracterizan por su alto grado de erosión; sus productos efusivos son lavas de carácter predominantemente basáltico y toba (roca magmática formada por acumulación de ceniza) con diferente grado de consolidación ⁽⁴⁷⁾.

La segunda zona de volcanes individuales existe más al Sur y corre paralela a la anterior; a esta franja pertenecen más de 50 volcanes, tales como: Santa Ana, Izalco, San Salvador, San Vicente, San Miguel y Conchagua; algunos de ellos todavía se encuentran activos. El carácter de las lavas producidas es basáltico y la mayoría de los productos piroclásticos son de carácter dacítico (rocas ígneas de alto contenido en hierro) ⁽⁴⁷⁾.

7.6 Volcanes Activos de El Salvador:

A pesar de que El Salvador cuenta con un segmento relativamente corto del arco volcánico, 240 km aproximadamente, se han identificado dentro del mismo no menos de 20 centros volcánicos, de los cuales se consideran activos y potencialmente peligrosos: Complejo Volcánico de Santa Ana, San Salvador, Ilopango y El Volcán de San Miguel ⁽⁸⁾.

Tal como se mencionó, el vulcanismo en El Salvador se puede clasificar en dos grandes grupos:

- Vulcanismo Antiguo o Extinguido: está formado por una cadena de edificios volcánicos de composición generalmente andesítica y cuyas elevaciones oscilan entre los 700 y 1000 m.s.n.m. Se encuentran hacia el norte del país conformando la unidad geomorfológica conocida como Cadena Interior. No presentan actualmente ninguna actividad ⁽³⁾.
- Vulcanismo Joven o Activo: conformado por una cadena de edificios volcánicos que se encuentran ubicados en la unidad geológico-tectónica de la Fosa Central, su elevación está entre 1900-2350 m.s.n.m. Presentan erupciones de tipo estromboliano (y a veces vulcaniano), en su mayoría, son volcanes activos ⁽³⁾.

7.7 Geografía del Volcán de San Vicente.

El Volcán de San Vicente está ubicado hacia el centro del territorio de El Salvador, aproximadamente a unos 5 km al Oeste de la cabecera del departamento de San Vicente, también llamada San Vicente. Este tiene una altura de 2,180 m.s.n.m. (metros sobre el nivel el mar), y sus coordenadas geográficas son latitud 13.595° Norte y longitud 88.838° Oeste. Su principal rasgo estructural consiste en que presenta dos cúspides prominentes que están compuestas principalmente por flujos de lava andesítica y ninguna de los cuales presenta cráter (**Figura 5**) ^(3, 13,46).



Figura 5. *Volcán de San Vicente visto desde el Noreste* ⁽⁴³⁾.

El Volcán de San Vicente, que se eleva dentro de la depresión estructural de un conjunto de dos fallas paralelas (Graben), es el segundo más voluminoso en El Salvador con 265 km³ ⁽¹³⁾. Es relativamente poco lo que se conoce con respecto a su historia; sin embargo, este volcán tiene un historial muy largo de erupciones repetidas y en ocasiones violentas, además de que al menos en una ocasión una sección importante del volcán se colapsó en un desprendimiento de tierra masivo. Las rocas más antiguas asociadas con el centro volcánico en San Vicente están entre 1 y 2 millones de años, y consisten en flujos de lava de basalto y andesita extruidos, estos se encuentran en el sector occidental, en donde afloran los

depósitos de la estructura volcánica la Carbonera. El volcán está compuesto de remanentes de múltiples centros eruptivos que han migrado en cierta medida hacia el este con el paso del tiempo ^(1,24, 46).

Estudios de campo realizados anteriormente reconocen la existencia de una evolución en varios niveles del área volcánica de este lugar. En este sentido, es posible identificar las siguientes etapas en la evolución del volcán:

- a) **Antiguo complejo volcánico de La Carbonera:** se formó entre 1 y 2 millones de años atrás, se trataba de una serie de volcanes cuyos principales productos eran basaltos y andesitas. Después de un tiempo no determinado, sobrevino una etapa con actividad muy explosiva que destruyó al complejo (hubo flujos piroclásticos y explosiones). Los productos mayoritarios de este período fueron tefras de pómez dacítico. Se presume que esta etapa se extendió por decenas o incluso cientos de miles de años ⁽³⁾.

- b) **Volcán moderno:** se formó después de la fase explosiva, consistiendo el edificio actual en dos conos unidos de composición principalmente andesítica, siendo el que se encuentra al este con una elevación de 2,180 m el más joven, esto basado en morfología, mientras que el segundo cono con elevación de 2,105 m es el más viejo de los dos, lo que podría indicar una posible migración de magma hacia el más joven ^(1, 3, 24,46).

En la **Figura 6**, se muestra un esquema de la geología del volcán.

De este volcán no hay evidencia de erupciones (conocidas) y se estima que la erupción reciente más significativa ocurrió hace más de 1,700 años, probablemente antes de asentamientos humanos en la zona; sin embargo, sus productos más jóvenes están cubiertos por tefras de tierra blanca, emitidas desde el cercano, y ahora destruido Volcán de Ilopango. Su estado actual es de actividad tipo fumarólica, debido a que en el municipio de Guadalupe se encuentran Los Infiernillos de San Vicente, que es un sitio donde se emiten chorros de vapor con gases sulfurosos por fumarolas de bajas temperaturas y aguas termales que se

ubicar en el flanco norte del edificio, de las cuales, la posición de las principales está determinada en su ubicación por las fallas ^(3,24).

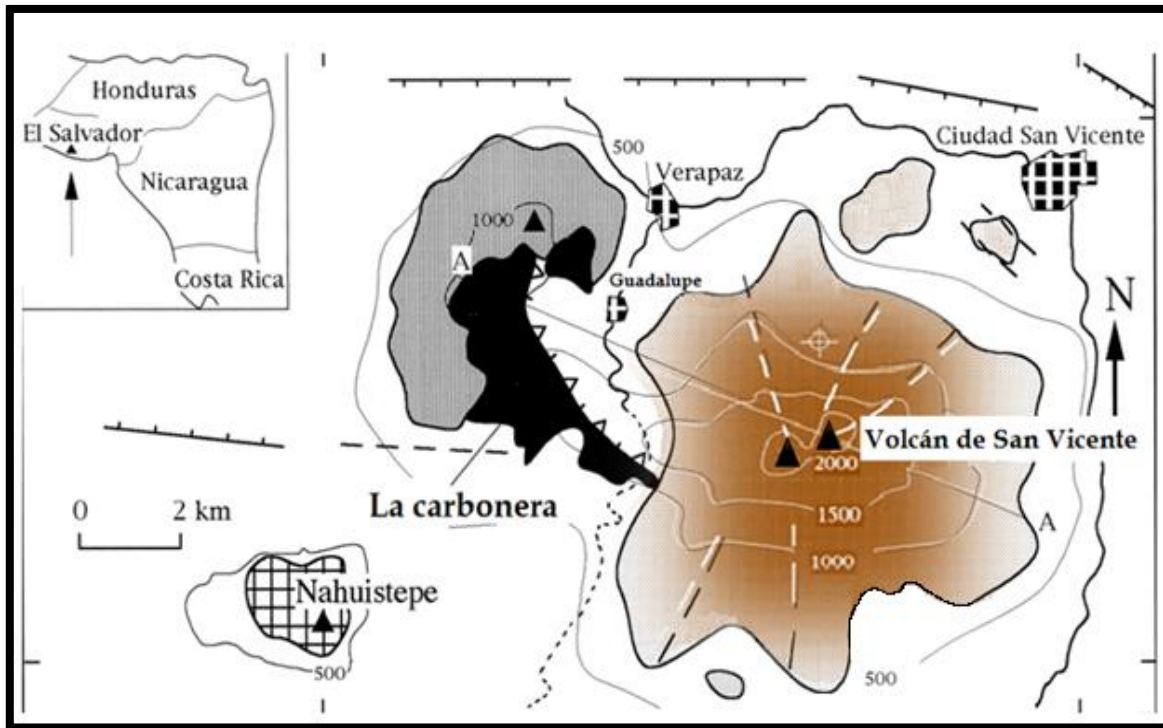


Figura 6. Sistema de Fallas Asociadas a la Formación y Evolución del Graben ⁽²⁴⁾.

Comportamiento Químico del Radio (Ra) y el Radón (Rn).

Todo inició con el descubrimiento accidental de una nueva propiedad de la materia, la radioactividad espontánea, es decir, la existencia de unos rayos desconocidos (de los cuales se hablará en detalle en el **apartado 7.13**) por Henri Becquerel, quien trabajó con minerales fosforescentes de uranio y dedujo que la radiación provenía de este elemento ^(25,26).

Este descubrimiento, y los experimentos realizados posteriormente, llamaron la atención de Marie Curie y su esposo Pierre, por lo que decidieron emprender nuevos estudios, los cuales les permitieron comprender que la emisión de los rayos es una propiedad atómica del uranio, que no implicaba la pérdida de propiedades físicas y químicas, además, la capacidad emisora de rayos es directamente proporcional a la cantidad de uranio que contenga la sal ⁽²⁷⁾.

De esta manera, Marie investigó un número grande de metales, sales, minerales y óxidos, donde se dio cuenta que todos los compuestos de uranio son activos (radiactivos), así como los compuestos de torio. El niobio (número atómico 41), cerio (58) y tantalio (73) también parecían ser ligeramente radiactivos, pero en sus observaciones, Marie se encontró con sustancias especialmente activas, se trataba de dos minerales de uranio: la pechblenda (óxido de uranio) y la calcolita (fosfato de cobre y uranio) que son mucho más activas que el propio uranio lo que le indujo a pensar que dichos minerales podían tener un elemento mucho más activo que el uranio ^(26,27).

7.8 Radio (Ra) y Radón (Rn) como elementos radioactivos.

El **radio (Ra)** fue indirectamente detectado inicialmente en los minerales pechblenda y calcolita, su aislamiento no fue sencillo, pues había que conocer distintos métodos de separación. Estos cuerpos radiactivos podían ser separados por métodos como el de retroceso (donde se involucran las emisiones de una partícula α (alfa), el átomo del que ésta escapa sufre un retroceso abandonando la superficie en la que se había depositado el producto radiactivo, con lo que se separa de la sustancia madre). En algunas situaciones, se

puede emplear destilación, ya que la temperatura de volatilización de miembros diferentes de una serie radiactiva no es igual. Otro método que puede utilizarse es el de la electrólisis; asimismo, se pueden también separar sustancias radiactivas precipitando el material que habitualmente se presenta en cantidades minúsculas, en presencia de un elemento que se le parece en propiedades químicas. En este último caso, el material radiactivo es transportado con el precipitado ⁽²⁶⁾.

Fue así como Marie y Pierre Curie lograron separar su primer nuevo elemento, el polonio. Durante las investigaciones que les condujeron al descubrimiento del polonio, Marie y Pierre hallaron indicios de que, acompañando al bario separado de la pechblenda, podía existir otro elemento nuevo que de igual manera lo descubrieron, al que denominaron radio, y lo describían como una sustancia fuertemente radiactiva que tenía todas las apariencias químicas del bario casi puro. El radio mostró ser un elemento difícil de obtener, pues los Curie solo pudieron aislar 100 miligramos a partir de varias toneladas de mena de uranio ⁽²⁶⁾.

El radio (Ra).

Es el último de los metales alcalinotérreos (elementos del grupo 2 de la tabla periódica) en ser extraído de sus compuestos y debido a su posición en la tabla periódica, genera enlaces metálicos más fuertes que los metales alcalinos, además la reactividad de este elemento es mayor que cualquiera del grupo al que pertenece, ya que la reactividad del grupo aumenta al aumentar su masa. En cuanto a la solubilidad de los compuestos de radio, esta depende del anión unido al mismo, así, los aniones mono negativos son más solubles, pero los que tienen más de una carga son insolubles ⁽¹⁵⁾.

Las características como elementos radiactivos del radio y específicamente del isótopo ²²⁶Ra son:

- ✓ Es generado por la desintegración de la serie radiactiva natural del uranio ²³⁸U
- ✓ Presenta el mayor periodo de semidesintegración, en torno a los 1,600 años
- ✓ Elevada toxicidad debido a que es un emisor alfa que genera a su vez un conjunto de descendientes radiactivos

- ✓ Este isotopo ^{226}Ra es el más estudiado por todo lo dicho antes y es considerado como el más tóxico de los emisores alfa de largo periodo presente de forma natural.

El radón (Rn).

El radón tiene un origen natural, es incoloro, inodoro, químicamente poco reactivo y además radiactivo. Comparado con los otros gases nobles, el radón es el más pesado y tiene el punto de fusión más alto, así como también, punto de ebullición, temperatura y presión crítica. Este gas noble, se encuentra presentando una coloración rojo-anaranjada en estado sólido debido a defectos cristalinos originados por la desintegración de sus átomos. Es producto de desintegración del radio ^{226}Ra , el cual, a su vez, forma parte de la cadena de desintegración del uranio que está presente en la composición natural del suelo, rocas y agua de la corteza terrestre ^(16, 17,23).

7.9 Propiedades físicas y químicas del Radio (Ra) y Radón (Rn).

El radio (^{226}Ra) es un elemento químico que pertenece al grupo 2 de la tabla periódica, o grupo de los metales alcalinotérreos. Dentro de este grupo, es el más pesado, con un número atómico de 88 y un peso atómico de 226.05 uma. El metal puro tiene una apariencia de color blanco brillante, aunque al contacto con el aire se vuelve opaco y se oscurece. Presenta un estado de oxidación de +2, actuando normalmente con valencia 2. Su punto de fusión es de 700 °C mientras que el de ebullición es de 1,150 °C ^(14, 15).

La solubilidad del Radio: El ión Ra^{2+} forma sales solubles con cloruros, bromuros y nitratos. Sin embargo, al igual que con el bario, el estroncio y el calcio, las sales con sulfatos, carbonatos y cromatos, son insolubles en agua, lo que hace que pueda ser eliminado de la fase acuosa, por lo general, mediante coprecipitación con Ba, Ca, Mg, Fe o Mn ^(14, 15).

Este elemento tiene 25 isótopos diferentes, ninguno de ellos estable. Tan solo cuatro se encuentran en la naturaleza y se trata del ^{223}Ra , ^{224}Ra , ^{226}Ra y ^{228}Ra , generados por desintegración del uranio y del torio, el resto tienen un origen antropogénico ^(14, 15).

El radón (^{222}Rn) pertenece al grupo 18 de la tabla periódica y los átomos que componen este grupo no se enlazan fácilmente entre ellos, por esta razón es que todos los gases de este grupo son monoatómicos. El comportamiento de la familia con respecto al aumento del punto de ebullición y las solubilidades se da en orden descendiente, es por ello que el radón no es completamente inerte y lo es menos que los gases nobles más ligeros, de hecho, el gas radón puede formar compuestos tales como clatratos y fluoruros complejos ^(15,23).

La solubilidad del Radón: Es soluble en agua fría, y su solubilidad disminuye con el aumento de la temperatura como se muestra en la (Figura 7).

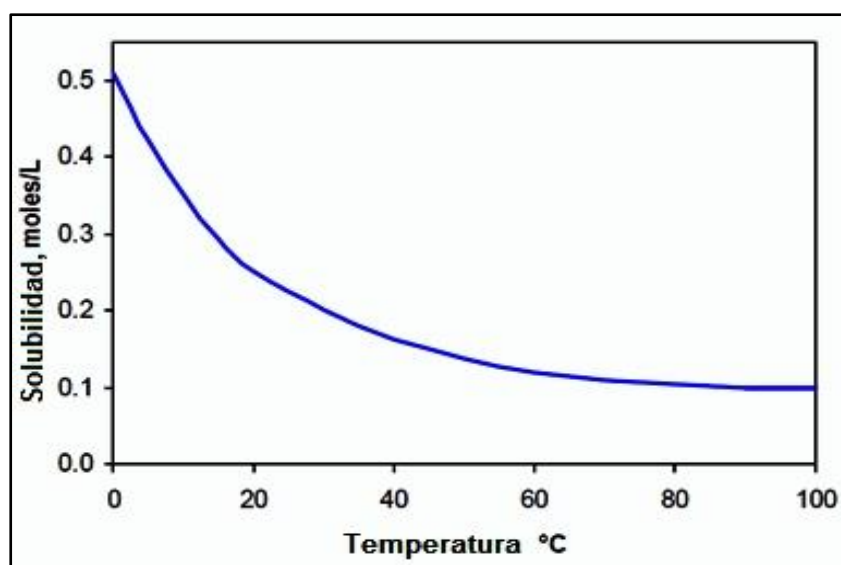


Figura 7. Solubilidad del ^{222}Rn a presión parcial de 1 atm ⁽²⁰⁾.

A 20 °C, su solubilidad en agua es de 0.225 moles/L. Además, es fácilmente absorbido por ciertos sólidos, entre los que cabe destacar el carbón de coco activado. Esta propiedad, una de las más interesantes del radón, es aprovechada para la determinación de su concentración en aire. Es necesario señalar que dicha absorción depende de la temperatura, y puede verse afectada por la presencia de otros gases fácilmente condensables, como el vapor de agua en el aire ^(17,23).

El radón, que tiene un número atómico de 86, es el primer elemento en todas las cadenas de decaimiento que no es un metal. Existen veintisiete isótopos conocidos de este gas noble, desde el ^{200}Rn hasta el ^{226}Rn , pero tres de ellos son los más estudiados debido a su abundancia: el ^{222}Rn , el ^{220}Rn o torón y el ^{219}Rn o actinón; sin embargo, normalmente la denominación de «radón» en este campo se le asigna exclusivamente al isótopo ^{222}Rn , debido a su relativamente larga vida media de 3.8 días. Por este motivo, por su toxicidad y por pasar a formar parte del agua subterránea, y debido a que la solubilidad del radón en el agua decrece al aumentar la temperatura y se incrementa de manera lineal al aumentar la presión, este isótopo es el más importante y el más estudiado ^(16, 17, 18).

La concentración del gas radón, como ya se mencionó, está fuertemente afectada por la temperatura y siempre es inferior a 1 mol/L, siendo la temperatura máxima de disolución de dicho gas a 125 °C, también el agua se comienza a desgasificar al entrar en contacto con el ambiente; puede decirse por tanto que la solubilidad en agua es relativamente alta, ya que el átomo de radón es más grande y la fuerza de London tiende a aumentar. ⁽²⁰⁾.

7.10 El Radio (Ra) y Radón (Rn) en sistemas geotermales.

La presencia de radionúclidos en aguas subterráneas puede ser indicadora de su origen y de las propiedades hidráulicas de los acuíferos por donde circula ⁽¹⁷⁾.

La principal fuente de **radio** (^{226}Ra) en la biosfera es la corteza terrestre, y este procede de la serie radiactiva natural del ^{238}U (la cual se explica en el **apartado 7.15**). Una vez generado en la misma, y debido a numerosos procesos naturales y antropogénicos, este isótopo se incorpora a suelos, agua y atmósfera. La materia extraterrestre que cae a la superficie del planeta es la segunda fuente de radio en la tierra, aunque su aporte es mucho menor que el procedente de la corteza terrestre ⁽¹⁷⁾.

Las aguas subterráneas, por regla general, se enriquecen en ^{226}Ra por la interacción con fuentes naturales (rocas, suelos o manantiales geotérmicos) y artificiales (explotaciones en minas de uranio, etc.), por lo que pueden presentar concentraciones de este isótopo más altas que las que se encuentran en aguas superficiales ⁽¹⁷⁾.

El ^{226}Ra , en forma del cociente $^{228}\text{Ra}/^{226}\text{Ra}$, se utiliza ampliamente en el estudio de la circulación oceánica y del ciclo marino biogeoquímico; igualmente, junto con el ^{222}Rn , en la detección y cálculo de flujos de aguas subterráneas hacia estuarios, marismas, aguas costeras u oceánicas ⁽¹⁷⁾.

El radón, por su carácter de gas inerte, se encuentra libre en la naturaleza, originándose en aquellos lugares donde existen minerales de uranio o radio. El uranio se encuentra repartido de forma bastante uniforme en la corteza terrestre, siendo su concentración de unas pocas partes por millón (ppm). El radio se encuentra en los minerales de uranio en una concentración mucho menor (del orden de las diezmillonésimas). En cuanto al radón, este se va a encontrar en el seno de todos los materiales que contengan uranio ⁽¹⁷⁾.

Por su naturaleza gaseosa, el radón posee una gran movilidad y emigra desde los lugares de origen, a través de poros y grietas, hasta la superficie y de ahí pasa a formar parte de la atmósfera, 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 hidrogeológicos ^(17, 18).

Una vez que el ^{222}Rn escapa de la estructura de la roca y se mueve dentro de los espacios del poro, dentro de fracturas o fuera de las rocas, puede transportarse libremente, principalmente a través del aire o del agua. Hay un gran número de factores que afectan el transporte del ^{222}Rn en el subsuelo, siendo algunos de ellos: tipos de roca, presencia de agua, coeficiente de difusión y geometría del poro ⁽¹⁸⁾.

Es por estas razones que el gas radón es la fuente de radiación de origen natural que más contribuye a la dosis efectiva recibida por el ser humano. Se ha estimado que el radón y los radionúclidos resultantes de su desintegración, contribuyen las tres cuartas partes de la dosis recibida por el hombre de fuentes terrestres naturales, y aproximadamente la mitad de la dosis efectiva recibida de la totalidad de las fuentes artificiales.

La determinación de radón en agua es relativamente simple comparado a la medición en el aire. La tasa y magnitud de variación son mucho más bajas y hay menos problemas de muestreo; sin embargo, la medición de radón en agua tiene su propio conjunto de problemas de muestreo y dificultades analíticas. Algunos de ellos son: ^(28,29)

1. Dónde la muestra debe ser recolectada. Por ejemplo, para un suministro público de agua, tal muestra sería representativa si hubiera una sola fuente o pozo para el agua o toda el agua se mezcló antes de la distribución. Sin embargo, a menudo los pozos individuales o los grupos de pozos proporcionan agua a diferentes partes del sistema de distribución, lo que hace que una muestra no sea representativa de todo el sistema. ⁽²⁸⁾
2. Todos los métodos requieren corrección por decaimiento de radón (el decaimiento radiactivo se explica en el **apartado 7.13**) durante el retraso entre la toma de muestra y el análisis para efectos de cálculos reales de su concentración. ⁽²⁸⁾
3. Probablemente el aspecto más difícil de la medición de radón en agua es la colección y manejo de la muestra debido a la evaporación del mismo y su solubilidad en el aire. ⁽²⁸⁾
4. Además, puede haber variaciones temporales en la contribución de fuentes relativas; es decir, dependiendo de la hora del día o demanda, diferentes fuentes de agua pueden ser utilizadas. En estos casos, el radón contenido puede variar ampliamente dependiendo de la concentración y el porcentaje de contribución de cada fuente del sistema. ⁽²⁸⁾

7.11 Aspectos radiológicos del radón (^{222}Rn) en agua de consumo humano.

La radioactividad de varias fuentes naturales y artificiales está presente en todo el entorno. Algunos elementos químicos en el medio ambiente son naturalmente radiactivos. Estos se encuentran en cantidades variables en suelos, agua, aire interior y exterior, e incluso dentro del cuerpo humano, por lo que la exposición a ellos es inevitable. ⁽³⁴⁾

Son muchos los lugares donde el agua potable es proveniente de fuentes subterráneas como los manantiales o pozos, naturalmente contiene concentraciones altas del gas radón. Las guías de la Organización Mundial de la Salud, OMS sugieren que en caso que se prevea

una concentración elevada de radón en agua potable, conviene medir las concentraciones del mismo. ⁽³⁴⁾

Dichas guías establecen que es importante que la exposición a la radiación por el agua de consumo deba evaluarse conjuntamente con la exposición con otras fuentes. La importancia de esto es que se ha demostrado que tanto en seres humanos como en animales, la exposición en dosis bajas y moderadas de radiación puede aumentar la incidencia de cáncer a largo plazo. ^(34,35)

Para el monitoreo del radionúclido es más práctico emplear un proceso de análisis selectivo en el que se determine primero la radioactividad total existente. Si los resultados del análisis del agua de consumo son menores que los umbrales establecidos de alfa total (0.5 Bq/L) y beta total (0.1 Bq/L) no es preciso realizar análisis adicionales. Pero si se supera alguno de los dos valores, deberá determinarse qué radionúclido específico genera esta radioactividad. ⁽³⁵⁾

Cabe destacar que la mayor proporción de exposición a la radiación natural procede del radón (^{222}Rn). Las rocas subterráneas que contienen uranio natural liberan continuamente radón al agua con la que entran en contacto (agua subterránea) y en promedio, el 90% de la dosis atribuible al radón en el agua potable proviene de inhalación en lugar de ingestión. ⁽³⁴⁾

En cuanto a las aguas superficiales (océanos, ríos, lagos) tienen concentraciones de radón muy bajas, por lo que la exhalación en la superficie de las mismas es de dos a tres órdenes de magnitud inferior a la de los continentes. Por el contrario, las aguas subterráneas, en su recorrido a través del terreno, y una vez acumuladas en los acuíferos, pueden entrar en contacto con el radón. Como se apuntó más arriba, este gas es bastante soluble en agua, lo que explica que las concentraciones de radón en aguas de este tipo puedan llegar a alcanzar valores muy elevados, siempre en función de las características hidrogeológicas del terreno. ⁽¹⁷⁾

En los sistemas públicos de abastecimiento de agua procedente de aguas superficiales, la concentración media de radón suele ser menor de 0.4 Bq/L y alrededor de 20 Bq/L si el agua procede de fuentes subterráneas. ⁽¹⁷⁾

En el caso de presencia de radón de modo natural en agua de consumo humano, en países como España, se realizan controles de exposición siempre que el agua sea subterránea de manera total o parcial, y además, debe caracterizarse la zona de abastecimiento siempre y cuando sea razonable pensar que el valor correspondiente puede superar los valores paramétricos. En este aspecto, la actuación de los gestores debe estar encaminada a optimizar la protección de la población cuando los niveles de radón estén por debajo de los 500 Bq/L y por encima de los 100 Bq/L. ⁽²⁹⁾

Por otro lado, la OMS establece que, si la concentración de radón en los sistemas públicos de abastecimientos de agua de consumo excede los 100 Bq/L, deben aplicarse controles; también, es necesario que todos los sistemas de abastecimiento de agua de consumo nuevos que utilicen agua subterránea deberán analizarse antes de destinarse al consumo general y si esta supera el valor antes mencionado debe ser tratada a fin de disminuir hasta niveles mucho menores. ^(34,35)

En El Salvador, existe el Reglamento Técnico Salvadoreño (RTS), que en su guía para la calidad del agua, establece un límite de parámetros radioactivos para el agua de consumo humano, en este caso para el radón (^{222}Rn) el límite máximo es de 11.1 Bq/L. ⁽⁵¹⁾

7.12 Radio (Ra) y Radón (Rn) en sistemas ambientales.

El ^{226}Ra es uno de los isótopos radiactivos naturales más estudiados, precisamente, por su interés radioecológico, destacando por su radiotoxicidad, debido a que se trata de un emisor alfa que genera, a su vez, un conjunto de descendientes radiactivos de semivida corta, y a su tendencia a reemplazar al Ca en la estructura ósea, incrementando de esta manera la dosis de radiación interna, la cual, después de una prolongada exposición, puede causar serios problemas de salud (anemia, cataratas, fractura de dientes, o cáncer, especialmente cáncer de huesos). Todo esto, unido a la abundancia natural de su progenitor (^{238}U), hace del ^{226}Ra el isótopo de radio más importante que existe en la naturaleza, considerado como el más tóxico de los emisores alfa de largo periodo presente en el medio ambiente ^(14, 17, 18).

La toxicidad del radón se debe a su radiactividad, mientras que la probabilidad de que se metabolice es muy pequeña por ser un gas inerte. Al ser un emisor alfa, el riesgo potencial

surge cuando penetra en el organismo, ya sea por inhalación (pudiendo instalarse en las paredes del tracto respiratorio), o por ingestión (adhiriéndose a las paredes del tracto digestivo). Las consecuencias de esta penetración en el organismo humano son el aumento de riesgo de aparición de cáncer de pulmón ^(17, 18).

El radón no es fuente de exposición por sí mismo pero sus descendientes (apartado 7.14), **Figura 11**, cuyas vidas medias son inferiores a los 30 minutos, presentan especial interés desde el punto de vista dosimétrico, debido fundamentalmente a su carácter de emisores alfa y el hecho de que inmediatamente a su formación estos elementos proceden a vincularse a las partículas que forman parte del aire que se respira ⁽¹⁶⁾.

Las elevadas concentraciones de radón encontradas en aguas de consumo humano pueden originar un riesgo radiológico para la salud que las hacen no recomendables para su consumo, siendo conveniente tomar ciertas medidas de precaución. Las aguas destinadas al consumo de núcleos urbanos, aunque en su origen pudieran poseer elevados contenidos de radón, a causa de la desintegración, aireación y tratamiento de aguas, al llegar al consumidor, los niveles del mismo disminuyen considerablemente ⁽¹⁷⁾.

7.13 Radioactividad, decaimiento radiactivo y serie de decaimiento radiactivo.

Para explicar la naturaleza de la radioactividad, se tienen que tener en cuenta los sucesos dentro del átomo: se sabe que la materia está constituida por átomos y agrupaciones de ellos que son los compuestos. Los átomos a su vez consisten en un pequeño núcleo formado por protones, que son partículas que poseen carga eléctrica positiva, y neutrones, partículas similares a los protones pero que no poseen carga eléctrica ⁽³²⁾.

Orbitando en torno al núcleo, se encuentran los electrones que poseen carga eléctrica negativa. Normalmente la cantidad de electrones iguala en número a la de los protones, entonces el átomo se equilibra y su carga eléctrica total es cero. Si esto no es así, el átomo tiene una carga eléctrica neta y se llama ion ^(31,32).

En la naturaleza, la gran mayoría de los núcleos atómicos son estables y se mantienen inalterados en el tiempo. Existen, sin embargo, algunos núcleos atómicos que son inestables,

cuya relación carga/masa se encuentra fuera de unos ciertos límites, en el sentido de que pueden emitir espontáneamente partículas cargadas o radiación electromagnética (fotones), o aun romperse en varios núcleos más pequeños, modificando su identidad. A estos núcleos inestables se los llama radionúclidos o radioisótopos, y son perfectamente conocidos ⁽³¹⁾.

La radiactividad se puede definir como los cambios espontáneos que dan lugar a la formación de nuevos núcleos. Estos cambios se llevan a cabo por diferentes mecanismos que involucran la emisión de partículas o la captura de electrones. Marie y Pierre Curie, y también Ernest Rutherford, revelaron que las emisiones consisten en partículas con cargas positiva, negativa y rayos neutros. A estas se les asignaron los nombres de alfa, beta y gamma respectivamente por sus distintas características de penetración ^(30,31).

La radiactividad y las propiedades radiactivas de los núclidos están únicamente determinadas por consideraciones nucleares, por lo que son independientes de los estados químicos y físicos del elemento. Además, estas propiedades no se pueden cambiar por ningún medio y son características de cada material radiactivo. El modo de decaimiento depende de factores tales como la estabilidad nuclear; es decir, si la razón neutrón/protón es demasiado alta o demasiado baja; y la relación masa energía entre el núcleo padre y el núcleo hijo y el tipo de radiación emitida ^(30,31).

Entonces, la radiactividad es un fenómeno esencialmente probabilístico, ya que no es posible predecir con exactitud en qué momento se desintegrará un núcleo, y además, la muestra, por muy pequeña que sea a nivel macroscópico, siempre contendrá un número muy grande de núcleos ⁽³⁰⁾.

Decaimiento radiactivo

El decaimiento radiactivo se rige bajo la hipótesis básica de que cualquiera que sea la edad del núcleo, su probabilidad de desintegración por unidad de tiempo es constante. Este es el principio conocido como decaimiento radiactivo de un núcleo determinado ⁽³⁰⁾.

Los reordenamientos nucleares suceden aleatoriamente dentro de un grupo de átomos radiactivos; sin embargo, estadísticamente, es posible determinar el número de

desintegraciones que tienen lugar dentro de un período de tiempo definido. Cada **isótopo** (átomos que tienen el mismo número atómico y diferente número másico) posee una constante de decaimiento única, representada como λ , que indica el número de desintegraciones por unidad de tiempo ^(20,31).

La concentración de actividad (**A**) (número de átomos desintegrados en la unidad de tiempo) de la muestra se define como: $A=N \lambda$

Donde **N** representa el número de átomos de un radioisótopo presente en la muestra. Con frecuencia, la constante de decaimiento se expresa como el tiempo de vida media ($t_{\frac{1}{2}}$), que se define como el tiempo que se necesita para que un cierto número de átomos radiactivos decaiga a la mitad ^(20,31). La relación entre λ y ($t_{\frac{1}{2}}$), es la siguiente:

$$\lambda = \frac{\ln 2}{t_{\frac{1}{2}}}$$

Donde:

λ = Constante de decaimiento

ln 2 = Logaritmo natural de dos

$t_{(1/2)}$ = Tiempo de vida media

La concentración de actividad de la muestra, para un intervalo comprendido entre t_0 y t , puede calcularse usando la concentración de actividad inicial (A_0) de la muestra empleando la siguiente ecuación:

$$A=A_0e^{-\lambda t}$$

Donde:

A = La concentración de actividad

A₀= Concentración de actividad inicial

t = tiempo

λ = Constante de decaimiento

7.14 Tipos de desintegraciones.

El núcleo de un átomo inestable sufre transformaciones espontáneas que conllevan a la emisión de partículas y energía radiante. Estos procesos producen un fenómeno conocido como radiactividad. El paso de un elemento a un estado más estable, se hace por la emisión de energía. Tal como se apuntó antes Rutherford y sus contemporáneos distinguieron diferentes tipos de emisión en la radiación de los radioisótopos. Estas emisiones fueron llamadas alfa, beta y gamma, las cuales fueron identificadas como núcleos de helio, electrones y fotones de alta energía, respectivamente ^(2, 18).

Desintegración alfa (α)

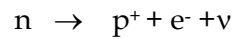
Hay un gran número de radionúclidos que se desintegran emitiendo espontáneamente partículas α desde su núcleo. La desintegración alfa siempre se realiza en núclidos cuyo número atómico es superior a 58. La desintegración alfa implica la emisión de un núcleo de ${}^4\text{He}$, compuesto por dos protones 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 ^(2,18).

Las partículas emitidas en este tipo de desintegración, tienen un recorrido muy pequeño en el medio en el cual inciden, por ello no presentan riesgo cuando actúan desde el exterior del organismo humano, pero sí en caso de su incorporación al mismo, ya que poseen un gran poder de ionización en una distancia muy corta, esta es la razón por la que el radón es peligroso si es ingerido. ⁽³³⁾.

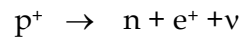
Desintegración beta (β)

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

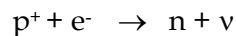
1. **Con emisión de un electrón.** El modo más frecuente de desintegración es la (β^-) o beta negativo, que es la emisión de un electrón o partícula beta β^- debido a que el neutrón se convierte en un protón, liberándose una partícula beta y un antineutrino del electrón ⁽¹⁸⁾.



2. **Con emisión de un positrón.** El positrón fue descubierto en 1932 y dos años después se encontró su emisión espontánea en ciertos núcleos. 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 ⁽¹⁸⁾.



3. **Captura electrónica.** El núcleo puede atrapar un electrón de las capas más internas del átomo, convirtiendo un protón en un neutrón más un neutrino ⁽¹⁸⁾.



Las partículas beta son mucho más ligeras que las alfa y, por tanto, tienen un mayor poder de penetración.

Desintegración gamma (γ).

Dentro de la radiación de naturaleza ondulatoria (ondas electromagnéticas) está la radiación gamma (γ) y los rayos X, con un importante poder de penetración que depende de la energía asociada a cada tipo de onda. ^(18,33).

Los rayos gamma son radiaciones de origen nuclear que se producen por la relajación de un nucleón de un nivel excitado a otro de menor energía, y en la desintegración de isótopos radiactivos, son fotones usualmente de muy alta energía, emitidos por núcleos inestables u otros procesos. El núcleo no cambia su identidad sino que únicamente pierde energía ^(18,33).

A continuación, en la **Figura 8**, se presenta un esquema de los distintos tipos de desintegraciones radioactivas.

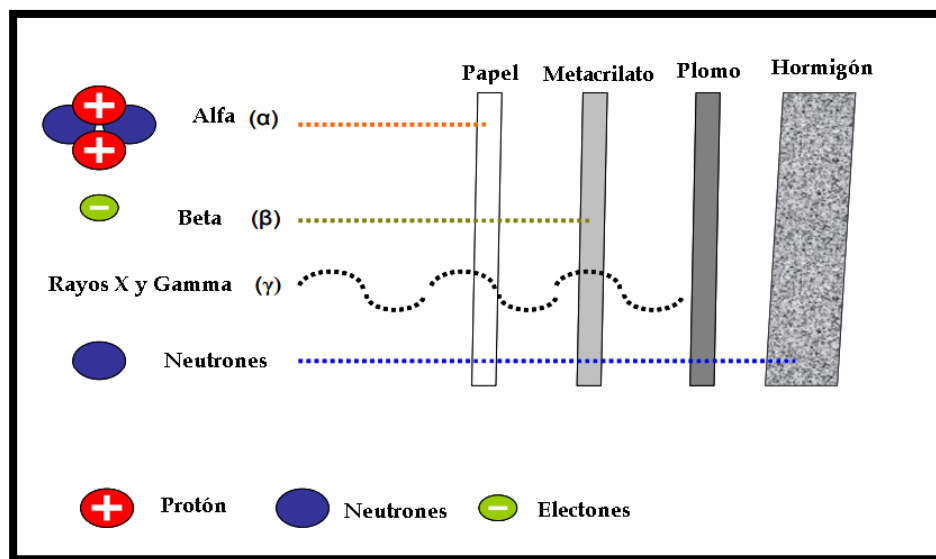


Figura 8. Tipos de radiación ionizante y su penetración ⁽³³⁾.

7.15 Serie de decaimiento radiactivo:

Se conocen como cadenas de desintegración ó series de decaimiento radiactivo, a los grupos de radioisótopos que se producen durante el proceso en el cual un isótopo radioactivo cambia a otro isótopo, decayendo o cambiando éste último a su vez al desintegrarse en otro isótopo distinto, y así en una serie sucesiva, hasta conseguir ser un isótopo que se considere estable. 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 las cuales son: la serie del torio (^{232}Th), la serie del neptunio (^{237}Np), que en la actualidad se produce en el laboratorio a partir de reacciones nucleares y no existen en la tierra, pues los núcleos progenitores, al igual que todos los miembros de sus series, tienen vida media más corta que el lapso de tiempo transcurrido desde la formación de la Tierra por lo cual se extinguieron, la serie del actinio (^{235}U) y la serie del uranio (^{238}U) (**Figuras 9, 10 y 11**). Esta última es la que en este caso es de mayor interés, debido a que en ella se encuentra el ^{226}Ra y ^{222}Rn , y la cual se describe a continuación.

Serie de decaimiento radiactivo del uranio (^{238}U):

La familia del uranio, comienza con el núcleo del uranio ^{238}U . Este es el isótopo con mayor presencia en los minerales de uranio con un porcentaje de 99.284 %, el cual posee una vida media de 4.5 mil millones de años y mediante la emisión alfa (α) forma el torio 234 (^{234}Th) con vida media de 24.1 días, el cual, mediante emisión beta (β), da lugar al protoactinio 234 (^{234}Pa). Este a su vez emite otra partícula (α) y produce el uranio 234 (^{234}U) que posee una vida media de 245 mil años, que, emitiendo otra partícula alfa (α), da el torio 230 (^{230}Th) con vida media de 75 mil años, nuevamente emitiendo otra partícula alfa (α) llega a formar el isótopo del radio 226 (^{226}Ra) con una vida media de 1,600 años, este último es la progenie mediante una desintegración alfa (α) del radón 222 (^{222}Rn) que posee una vida media de 3.8 días.

Sus números másicos están dados por la ecuación $A= 4n+2$. Después del radón, la desintegración continúa de forma similar con emisiones de partículas alfa o beta según se indica en la **Figura 11**, hasta llegar a uno de los cuatro isótopos estables del plomo, en este caso, el plomo 206 (^{206}Pb).

A continuación, en las **Figuras 9, 10 y 11** se muestran los decaimientos y su probabilidad de que ocurran, de las tres series: torio, actinio y uranio

CADENA DE DESINTEGRACIÓN RADIOACTIVA

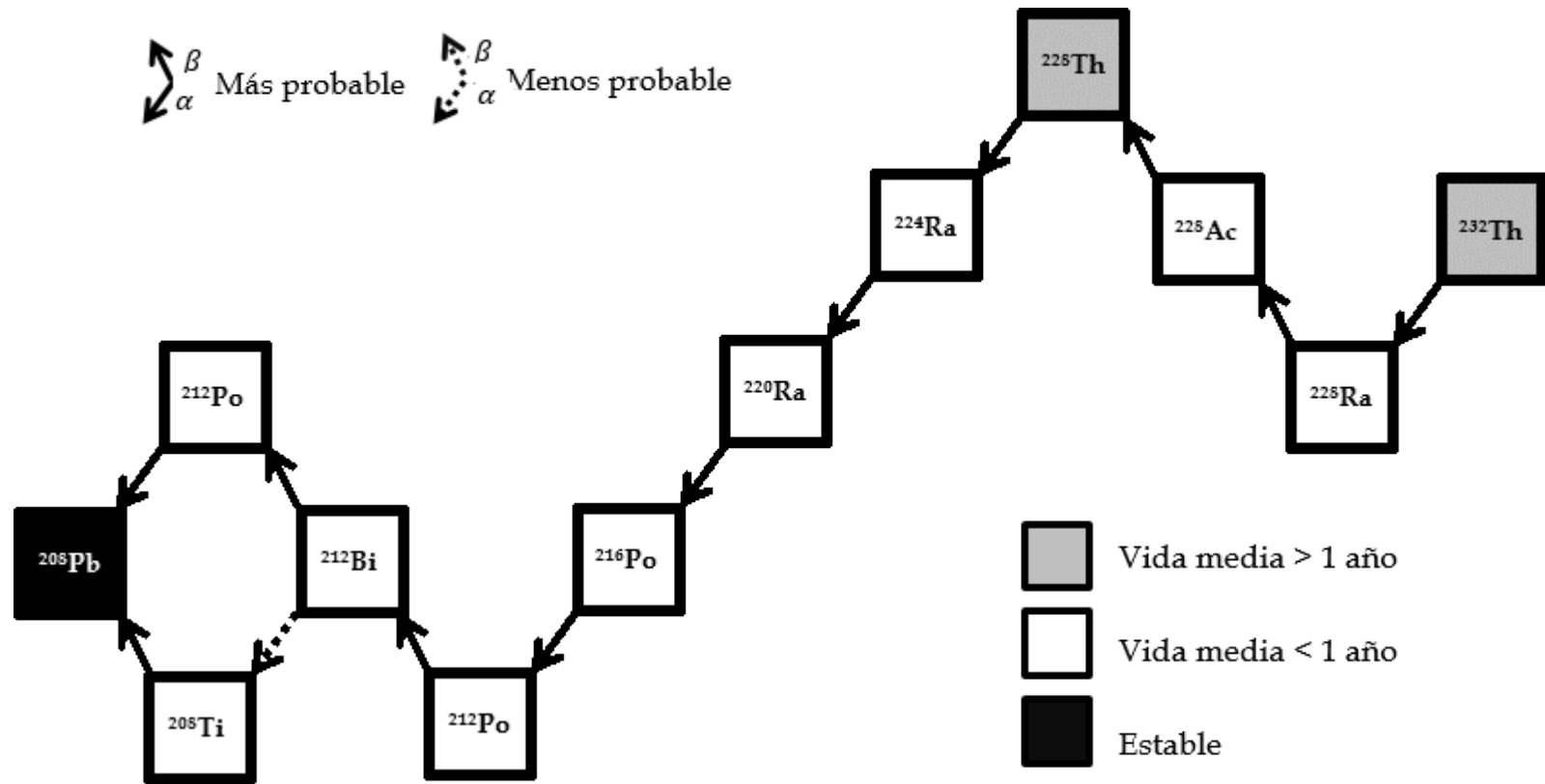


Figura 9. Cadenas de desintegración radioactiva del Torio ^{232}Th ⁽¹⁸⁾

CADENA DE DESINTEGRACIÓN RADIOACTIVA

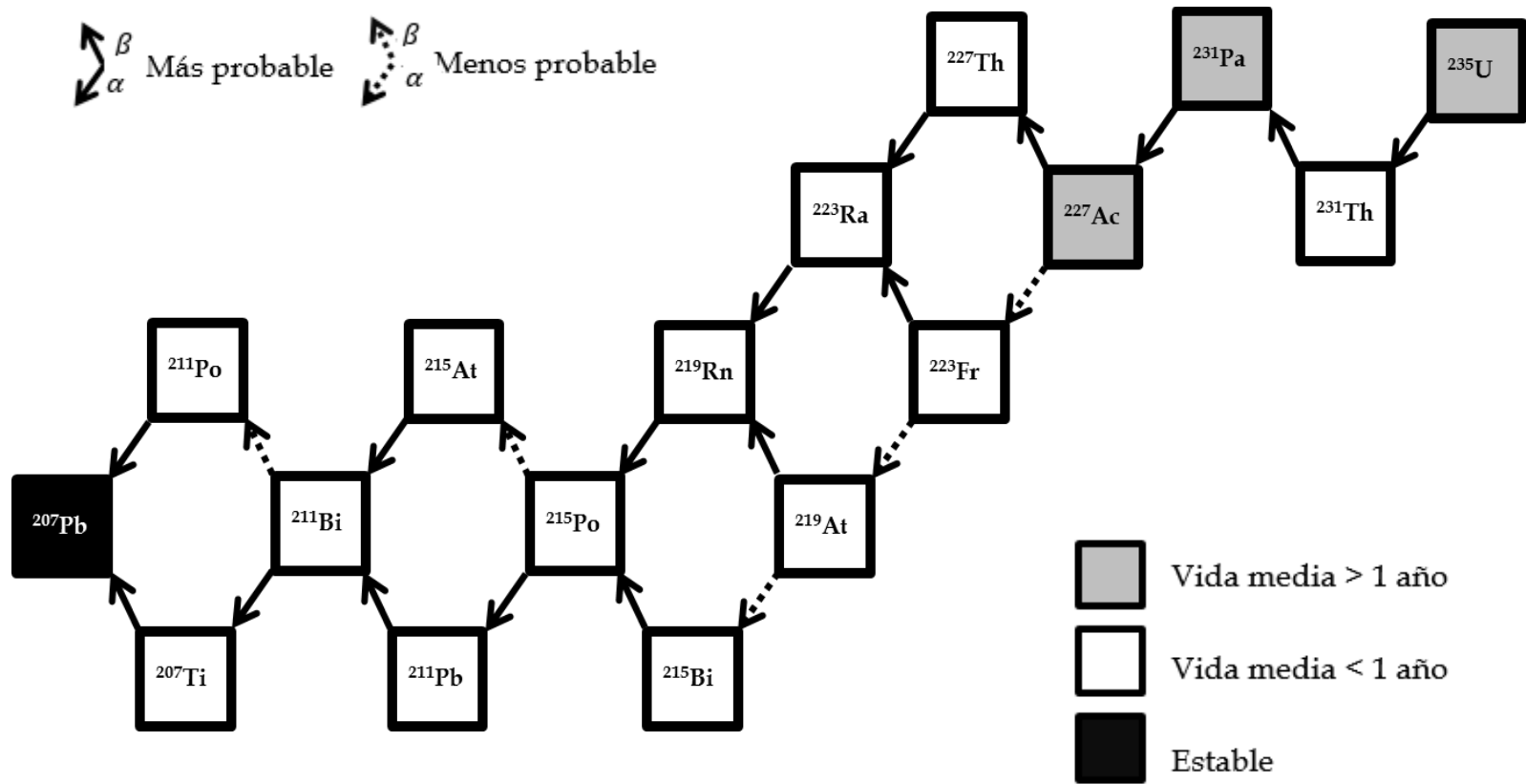


Figura 10. Cadenas de desintegración radioactiva del Actinio ^{235}U (18).

CADENA DE DESINTEGRACIÓN RADIACTIVA

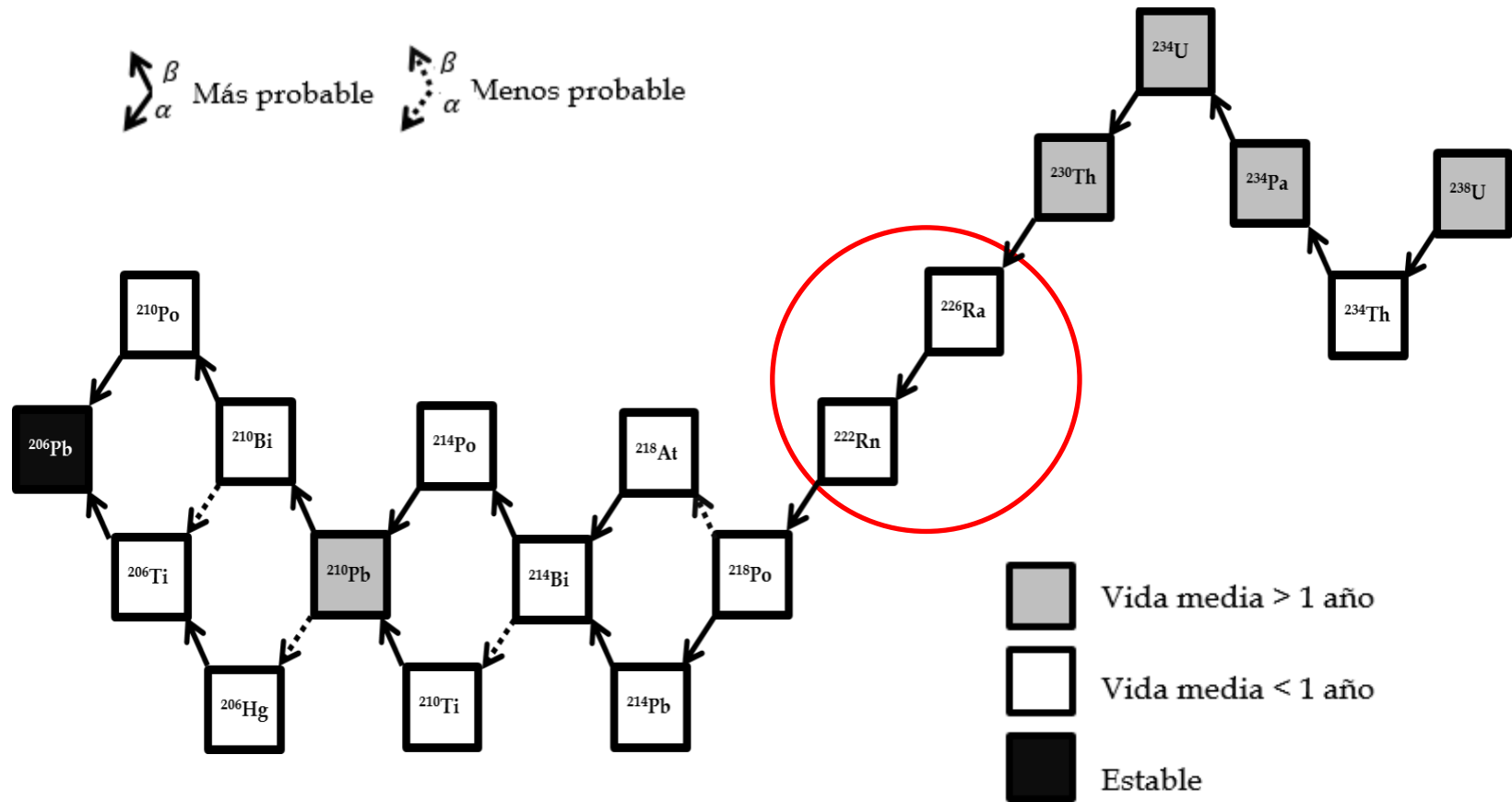


Figura 11. Cadenas de desintegración radioactiva del Uranio ^{238}U (18).

VIII. METODOLOGÍA DEL CENTELLEO LÍQUIDO

8.1 *Centelleo líquido*

La técnica de centelleo fue de las primeras utilizadas para la detección de radiación ionizante, y está basada en el aprovechamiento de la luz emitida por ciertas sustancias cuando son atravesadas por radiación ionizante. A finales del siglo XIX ya se tenía constancia de este fenómeno, aunque el primero en utilizar esta técnica para la detección de la radiación ionizante fue Ernest Rutherford, en 1910, en sus experimentos con partículas alfa. Estas experiencias se realizaron con sustancias centelladoras que se encontraban en estado sólido (centelleo sólido), mientras que el centelleo en fase líquida tuvo su origen en los experimentos realizados en 1947 por Broser y Kallmann, y en los realizados, entre otros, por Reynolds y colaboradores en 1950 al observar la fluorescencia que producían ciertas disoluciones orgánicas después de ser irradiadas ^(14,17).

Actualmente, y debido sobre todo al empleo de dispositivos que disminuyen en gran medida el ruido de fondo, y que son capaces de discriminar entre partículas alfa y beta, el centelleo líquido se ha convertido en una de las técnicas de detección de la radioactividad más versátiles y empleadas para multitud de aplicaciones ambientales y biológicas ⁽¹⁴⁾.

El centelleo líquido necesita de un detector. Este tipo de detectores se basan en la detección de la energía radiante, que procede de la muestra, el cual alcanza un material fotosensible, que tras la incidencia, es capaz de emitir electrones. Éstos, posteriormente, serán multiplicados en número y transformados en un impulso eléctrico, que será contabilizado. De esta manera, el único requisito para desencadenar el proceso de detección, es la luz ⁽¹⁴⁾.

Para emplear la técnica del centelleo líquido, es necesario un líquido centellador, es decir, un líquido (o mezcla de ellos) que se homogenice con la muestra a analizar (**tabla 2**) y que al interaccionar con la radiación ionizante genere luz ⁽¹⁴⁾. El coctel de centelleo es una disolución formada por uno o más solutos centelladores en un disolvente orgánico que deben tener algunas características para su elección, como compatibilidad química con el

soluto en términos de estabilidad y solubilidad, la presencia de electrones π y su susceptibilidad a la quimioluminiscencia ^(17,36).

Otro criterio importante para evaluar la conveniencia de un solvente, así como la de un soluto, es el rendimiento cuántico. El rendimiento cuántico de fluorescencia en un compuesto aromático se define como la relación entre número de fotones emitido y el número de moléculas originalmente excitadas ⁽³⁶⁾.

A veces se añade algún otro componente al coctel de centelleo, como detergente, alcohol o dioxano, para que este pueda ser miscible con la fase acuosa y, así, formar mezclas homogéneas. Esta disolución debe contener una concentración mínima de moléculas que absorban luz (dioxígeno, cloruros, cetonas, etc.) y un contenido alto en sustancias que emitan y transmitan luz para obtener una respuesta óptima luminosa ⁽¹⁷⁾.

Solventes utilizados en contador de centelleo líquido

El disolvente es el componente mayoritario del coctel y es el que interacciona de modo directo con la partícula ionizante, son los compuestos directamente excitados por el decaimiento nuclear y son seleccionados por su eficiencia, es decir, se requiere que sus estados moleculares sean fácilmente excitables, a través de la radiación incidente.

Las moléculas que cumplen con esta característica son las aromáticas donde se encuentran electrones deslocalizados. Su función es la de disolver a los solutos primario y secundario que son compuestos orgánicos con propiedades fluorescentes (**Tabla 3 y Tabla 4**) y transferir la energía depositada por la radiación incidente a dichos solutos.

Estos deben tener las siguientes cualidades: baja presión de vapor, impermeabilidad a través de los viales, buena solubilidad en el soluto, baja toxicidad e irritabilidad y alta temperatura de inflamabilidad ⁽¹⁷⁾.

A continuación, en la **Tabla 2**, se presentan las características de los disolventes más comunes empleados en centelleo líquido.

Tabla 2. Características de solventes de centelladores comunes ⁽³⁶⁾.

Solvente	Rendimiento cuántico
Benceno	0.6
Tolueno	0.14
Xileno	0.34
Dioxano	0.03
1,2,4-Trimetilbenceno	0.33

8.2 Producción y detección de luz en centelleo líquido

Las partículas α , al atravesar un medio material, interaccionan fundamentalmente por medio de colisiones inelásticas y producen una ionización intensa a lo largo de su trayectoria, excitando, en este caso, las moléculas del coctel de centelleo. El mecanismo de centelleo líquido se fundamenta en la transformación de la energía de la radiación en energía luminosa; de esta manera, se generan una serie de fotones que pueden ser detectados y medidos instrumentalmente mediante su conversión en impulsos eléctricos. En este proceso, el elemento fundamental es el coctel de centelleo, ya que es el encargado de absorber la radiación incidente y producir los fotones de luz. Sin embargo, el recipiente, llamado vial, donde se introducirá la muestra junto con la mezcla centelladora, también juega un papel importante en este proceso, ya que sus características pueden influir en la generación de una mayor o menor producción de luz ^(14, 17).

Generalmente, el coctel de centelleo está formado por un disolvente orgánico junto con uno o más solutos centelladores. El disolvente toma su nombre por ser el componente mayoritario de la mezcla y por disolver a los diferentes solutos. El proceso de centelleo líquido puede subdividirse en dos fases ⁽¹⁴⁾.

a) **Transformación radiactividad-luz:**

Este proceso está dominado por varias interacciones. La radiación ionizante interacciona en primer lugar con las moléculas del disolvente, que es el componente mayoritario, ionizándolas. A partir de ahí tienen lugar varios procesos: transferencia de energía disolvente-soluto, formación de iones, formación de moléculas excitadas y formación de radicales libres, siendo el primero de ellos el más relevante en la producción de luz ⁽¹⁴⁾.

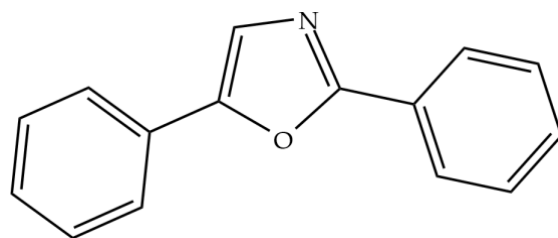
La misión del disolvente es la de transferir la energía de la radiación ionizante al soluto centellador disuelto (soluto primario), que, al relajarse, debe emitir eficazmente una luz con una longitud de onda adecuada para su posterior conversión en señal eléctrica. Generalmente, esto se consigue con una segunda sustancia centelladora (soluto secundario), que capta la luz emitida por el soluto primario y la reemite con una mayor longitud de onda ⁽¹⁴⁾.

A continuación, en la tabla 3 y 4 se presentan las características de los solutos primarios y secundarios, seguidas de las estructuras correspondientes.

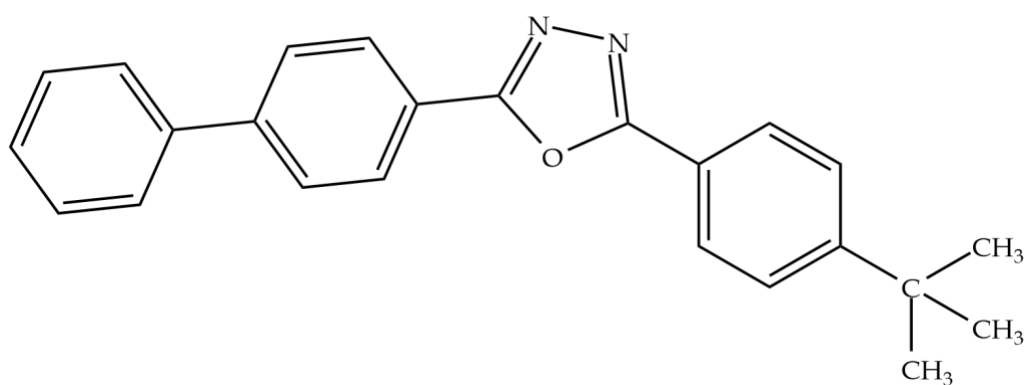
Tabla 3. Características de centelladores primarios ^(20,36).

	Nombre	Abreviatura	Concentración óptima(g/L)	Rendimiento cuántico
PRIMARIOS	2,5-Difeniloxazol	PPO	4-8	0.83
	2-([1,1'-bifenil]-4-il)-5-(4-(ter-butil)fenil)-1,3,4-oxadiazol	Butilo PBD	6-12	0.69
	2,5-bis(5-(ter-butil)benzo[d]oxazol-2 il)tiofeno	BBOT	7	0.61

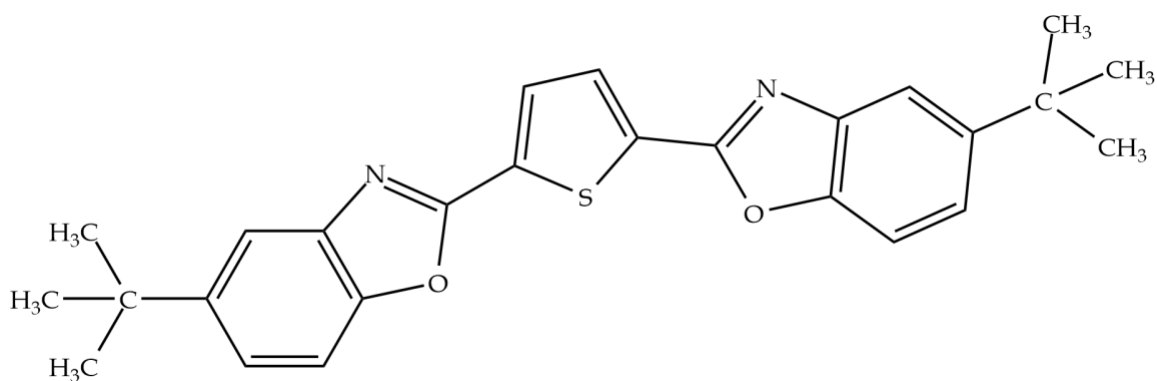
Estructura de los solutos primarios



PPO
2,5-Difeniloxazol



2-([1,1'-bifenil]-4-il)-5-(4-(tert-butil)fenil)-1,3,4-oxadiazol
Butil PBD

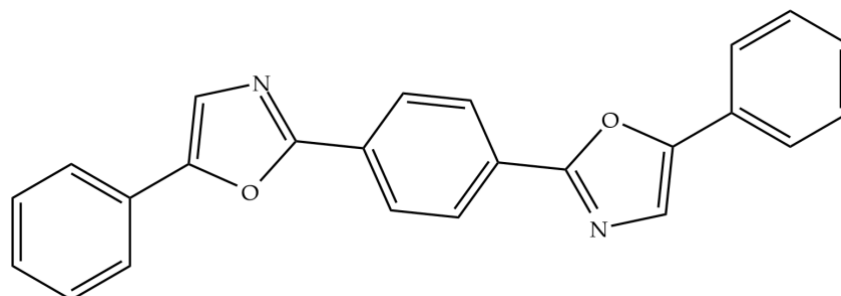


2,5-bis(5-(tert-butil) benzo[d]oxazol-2 il) tiofeno
BBOT

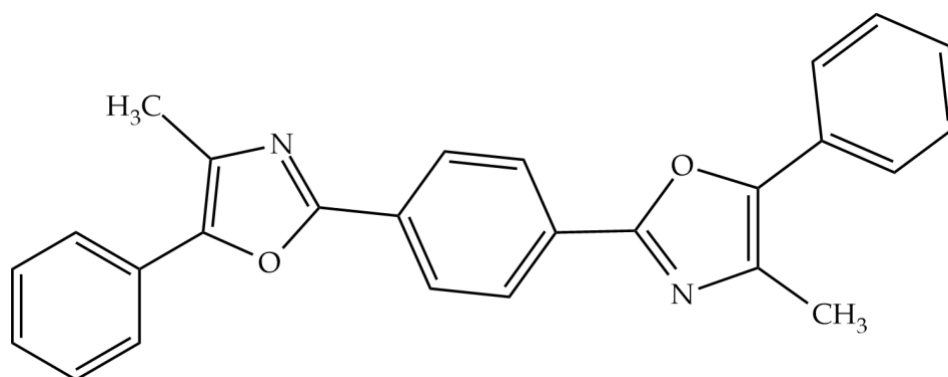
Tabla 4. Características de centelladores secundarios (20,36).

	Nombre	Abreviatura	λ de emisión en Ciclohexano (nm)	Rendimiento cuántico
SECUNDARIOS	1,4-bis(5-feniloxazol-2-il) benceno	POPOP	415	0.93
	1,4-bis(4-metil-5-feniloxazol-2-il) benceno	Dimetil POPOP	427	0.93
	2- (naftalen-1-il) -4-feniloxazol	α -NPO	404	0.94

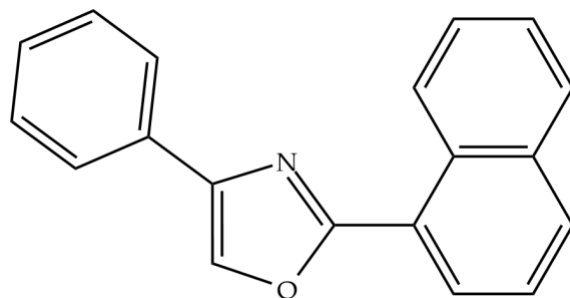
Estructura de los solutos secundarios



1,4-bis(5-feniloxazol-2-il) benceno
POPOP



1,4-bis(4-metil-5-feniloxazol-2-il) benceno
Dimetil POPOP



2- (naftalen-1-il) -4-feniloxazol
 α -NPO

b) Detección y cuantificación instrumental:

Para que un centellador sea útil para detectar la partícula, es necesario acoplarle un tubo fotomultiplicador, TFM (**Figura 12**), que es un dispositivo que transforma la luz procedente del vial de recuento en impulsos de corriente. El TFM es un cilindro constituido por dos electrodos, ánodo y cátodo (denominado fotocátodo en estos dispositivos). Este último está recubierto por un material que presenta un acusado efecto de fotoemisividad (emite electrones cuando sobre él incide la luz). Además, entre el ánodo y el fotocátodo existe una estructura multiplicadora de electrones, formada por una serie de electrodos auxiliares denominados dínodos, polarizados con tensiones progresivamente crecientes a medida que su situación es más próxima al ánodo. Su función es la de aumentar (multiplicar) el número de electrones que inicialmente fueron arrancados del fotocátodo, ya que están constituidos por un material que presenta un acusado efecto de emisión secundaria; es decir, que, si sobre ese material impacta un electrón con una energía cinética suficiente, el impacto arrancará varios electrones del mismo ⁽¹⁴⁾.

Por lo tanto, y una vez que la partícula radiactiva ha cedido su energía al medio, con la consiguiente emisión de un fotón, el proceso sería el siguiente: El fotón incidiría en el fotocátodo arrancando uno o varios electrones, que serían multiplicados por el sistema de dínodos, originándose una avalancha electrónica que incidiría en el ánodo. Con el sistema de dínodos lo que se consigue es amplificar en gran medida el impulso eléctrico originado por los fotones al incidir en el fotocátodo, de modo que, a la salida del TFM, podrán ser amplificados electrónicamente. Esta señal, ya

amplificada, será transformada mediante un convertidor analógico-digital (ADC) y finalmente será contabilizada ⁽¹⁴⁾.

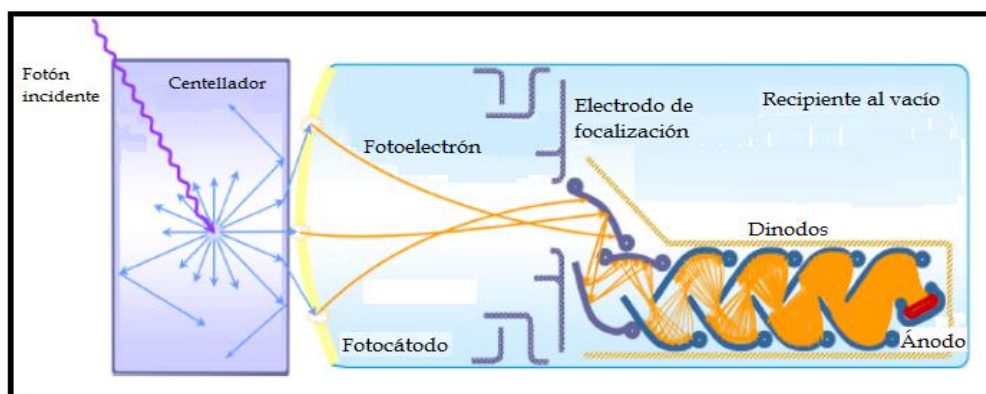


Figura 12. Elementos básicos de un fotomultiplicador ⁽¹⁷⁾.

La secuencia de eventos desde la medición de la muestra hasta el registro de los conteos medidos por el equipo es el siguiente: el vial con la muestra genera la luz, la cual es transformada por dos **fotomultiplicadores**, de esta manera se disminuye el ruido electrónico, para ello se dispone de una **unidad de coincidencia** pues sólo aquellos impulsos que sean recibidos simultáneamente en ambos fotocátodos serán procesados ⁽²⁰⁾. Para evitar la diferencia de intensidad de impulsos según el lugar dentro del vial donde tenga lugar la cesión de energía de la partícula incidente, se cuenta con **la unidad de suma**. Luego, antes de pasar al siguiente elemento la señal es amplificada y modelada por un **analizador multicanal, AMC** que está situado a la salida del amplificador, cuenta con un **convertidor analógico digital, CAD** y su función es la de clasificar los impulsos en función de su amplitud y obtener el espectro de histograma el cual es visualizado por el analizador ⁽²⁰⁾.

A continuación, en la **Figura 13**, se presenta el esquema general del detector de centelleo líquido.

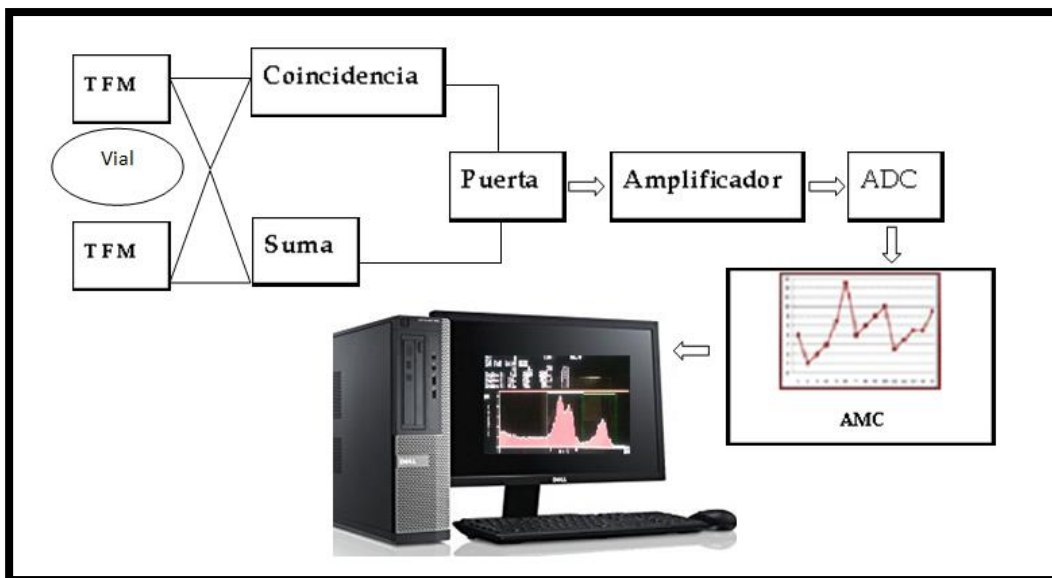


Figura 13. Esquema general del detector de centelleo líquido ⁽²⁰⁾.

IX. METODOLOGÍA

9.1 Selección del sitio de muestreo.

El presente estudio se realizó en la zona paracentral-oriental de El Salvador, limitado al Norte por Tepetitán, al Oeste por San Francisco Aguas Agrias, Verapaz y Guadalupe, al Sureste por San Cayetano Istepeque y San Vicente respectivamente. El área geotérmica de esta zona se localiza en el flanco Norte del volcán de San Vicente, en la base cercana a la cumbre del volcán a unos 800 msnm.

El sitio de investigación está delimitado entre las coordenadas geográficas (13°37.418'N y 088°51.054'), (**Figura 14**), sector próximo a la falla que presenta el sitio, en el campo geotermal Los Infiernillos, debido a que la desgasificación concentrada se produce en dicha área.

El volcán se sitúa 60 km al este de San Salvador, El Salvador. Este complejo volcánico cuenta con fuentes termales y fumarolas conocidas como “Los Infiernillos” las cuales poseen variada intensidad, de donde se eligió una fumarola de intensidad moderada que no superó

una temperatura de 100 °C. Se tuvo en cuenta que el lugar elegido fuera seguro y accesible, asimismo, que este se encontrara en una zona baja para tener mayor posibilidad de capturar el gas radón disuelto en los condensados.

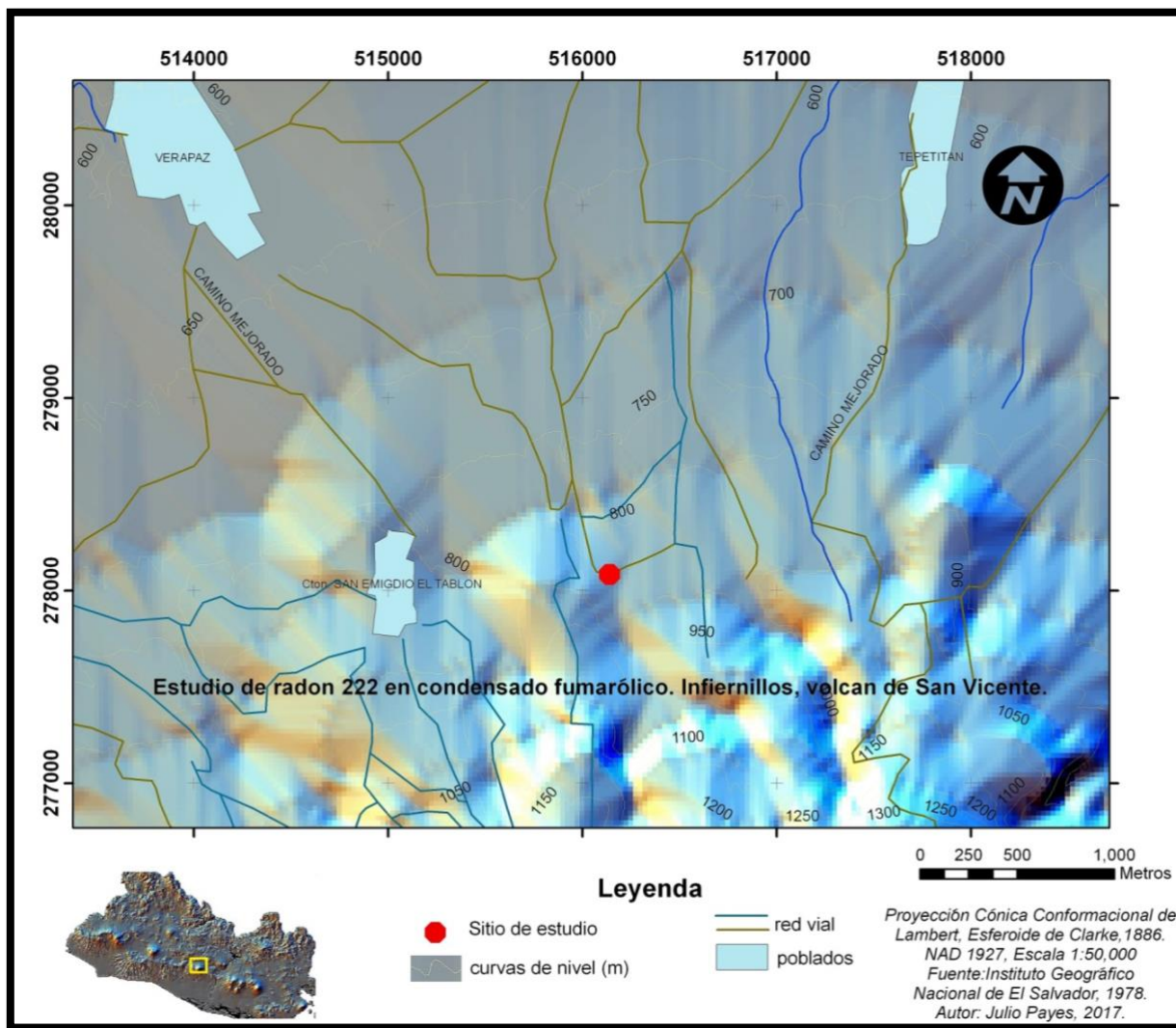


Figura 14. Ubicación del sitio de estudio, Volcán de San Vicente (Los Infiernillos).

Este volcán está ubicado entre las ciudades de San Vicente y Zacatecoluca, específicamente en los municipios de Guadalupe, Tepetitán, San Juan Nonualco y Zacatecoluca, los cuales poseen una población total de 5,486; 3,631; 17,256 y 65,826 respectivamente (Dirección General de Estadística y Censos, DIGESTYC 2007).

9.2 Descripción geológica del sitio de estudio:

De acuerdo a la información reportada en el mapa geológico de El Salvador, escala 1:50,000, se sabe que el sitio de estudio está ubicado geológicamente en la formación San Salvador (**S4**) que es una de las formaciones más jóvenes, ya que se formó en el periodo holoceno de la era cuaternaria, que está fechado aproximadamente entre los años de 7,500 a 4,500 antes del presente (5,500-2,500 a.C.), es decir, que la formación San Salvador, en el sitio específico de estudio tiene la característica de poseer predominancia en rocas piroclásticas ácidas, epiclastitas volcánicas subordinadas y pómez, todo lo cual se encuentra formando depósitos de ceniza volcánica ácida de color blanco y rocas ígneas volcánicas, ligeras, de consistencia porosa, formadas por la acumulación de cenizas y otros elementos volcánicos.

Al tipo de rocas descritas arriba, antecede otro, que es producto de erupciones del tipo efusivas ácidas (**S3' b**), perteneciente al antiguo complejo volcánico La Carbonera, donde se generaron nubes ardientes de gases volcánicos con contenido de gas y silicio alto, que incluía también materiales sólidos que se movieron al nivel del suelo.

Por lo tanto, se puede decir que en la zona existieron dos etapas, la primera consistente en oleadas piroclásticas efusivas, cuyos remanentes fueron cubiertos por una explosión donde se liberó ceniza ácida; en ambos casos, las erupciones fueron efusivas, lo que significa que las rocas ígneas o magmáticas se produjeron rápidamente sobre la superficie al ser expulsadas por el volcán.

Las manifestaciones geotérmicas más importantes del área se encuentran localizadas en el flanco Norte del volcán, caracterizado principalmente por fumarolas, escarpes con emanaciones de vapor, manantiales de alta temperatura y suelos humeantes.

Las principales fumarolas del flanco Norte del Volcán de San Vicente son: La fumarola Agua Agria, ubicada en el Cantón San Francisco Agua Agria, sitio que tiene como nombre Los Infiernillos o Ausoles de San Vicente, este es un pequeño campo en el que se encuentran numerosas fumarolas de intensidad variable, las cuales se ha demostrado que están ligadas al reservorio geotérmico, y sus temperaturas están cercanas a los 100 °C (en la fumarola principal esta temperatura es rebasada por al menos 20 °C) ^(3,24).

Es en este punto es donde se hace más evidente la actividad hidrotermal, por lo cual fue el lugar adecuado para elegir el sitio de estudio y realizar las mediciones.

Seguidamente, en la **Figura 15**, se muestra el mapa indicando las distintas formaciones geológicas del lugar

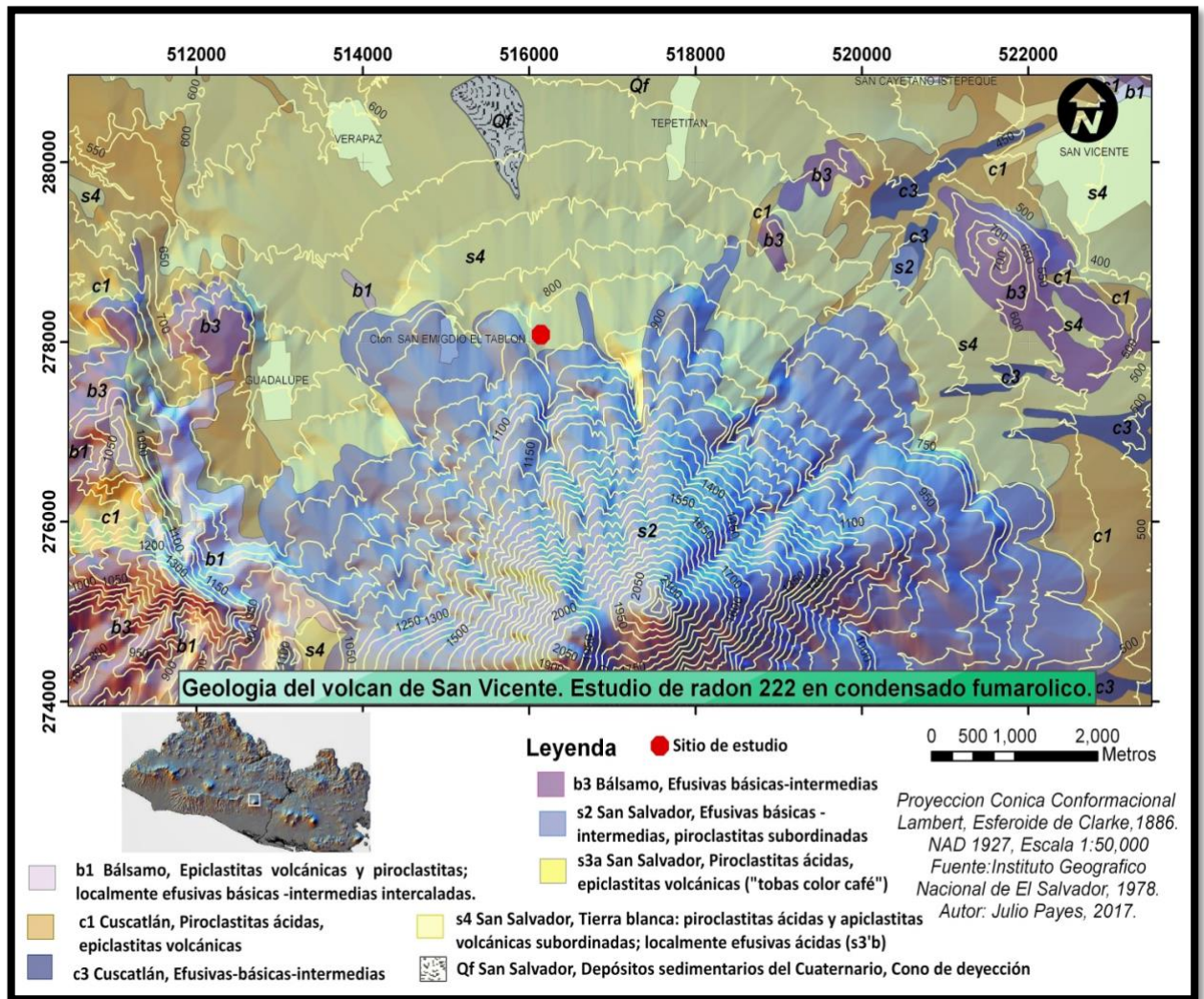


Figura 15. Geología del sitio de estudio en El Volcán de San Vicente.

9.3 Toma y tratamiento de la muestra

Una vez identificado el punto de muestreo, se llevó a cabo la toma de las muestras, en las cuales se utilizó un sistema armado en uno de los laboratorios de la Escuela de Química (**Figura 17**), que consta de una campana de recolección de gas hecha de hierro con altura de 45 cm y un diámetro interno de 30 cm, un metro de manguera tygon de 1/4" diámetro interior para las conexiones de la campana y los condensadores, tres hieleras, de las cuales dos tienen medidas de interior igual a Largo x Alto x Ancho de 34.5 cm x 11.3cm x 27.3 cm, dentro de las cuales se colocó una varilla de vidrio de longitud 1.5 m, con diámetro interno de 0.5 cm en forma de serpentín. Dichas hieleras se utilizaron como condensadores. Finalmente, una hielera con medidas de interior igual a Largo x Alto x Ancho de 47.6 cm x 28 cm x 30.8 cm fue utilizada para transportar el hielo. Las muestras condensadas se recolectaron en dos botellas plásticas de polipropileno (PP) con capacidad de un litro y se sellaron con tapones de hule.

A continuación, en la **Figura 16**, se muestra el aspecto actual del sitio de estudio.



Figura 16. Actual Estructura del Volcán de San Vicente en el área de Los Infiernillos, vista desde el sureste: noviembre 2017.

En este estudio, se realizaron 13 muestreos en 270 días que van desde el 25 de mayo del 2016 hasta el 24 de abril del 2017, los muestreos tuvieron una duración aproximada de 3 horas comenzando desde las 9:00 am, utilizando el equipo descrito anteriormente para recolectar dos muestras de un litro, las cuales se sellaban procurando que no contuvieran burbujas de aire en el interior. Después, se realizó su respectiva rotulación.

Una vez recolectadas las muestras, se transportaron hacia el Centro de Investigaciones y Aplicaciones Nucleares ubicado en la Facultad de Ingeniería y Arquitectura (CIAN-UES), donde se realizaron dos procedimientos distintos para la determinación de las actividades de ^{226}Ra y ^{222}Rn .



Figura. 17. *Equipo utilizado para la recolección de muestra.*

Los tratamientos y cuidados que se le realizaron a las muestras recolectadas son los siguientes: cada muestra se recolectó en una botella plástica de polipropileno de un litro cada una. (El recipiente de recolección de las muestras debe ser de este material, debido a que posee paredes gruesas.) En cada caso, estos recipientes se llenaron completamente, y se taparon de tal forma que no hubiera aire sobre la muestra, esto para limitar la interacción con la fase del gas y la agitación durante el transporte. Las muestras tienen que ser trasladadas al laboratorio conservadas con hielo el mismo día para evitar reducir efectos de evaporación y fuga de radón.

X. METODOLOGÍA DE MEDICIÓN DEL ^{226}Ra y ^{222}Rn .

10.1 Medición de radón (^{222}Rn).

El método para la cuantificación de radón empleado fue el de la **ASTM-D5072-09**, utilizado por la Universidad de El Salvador (UES)⁽⁴⁾, en un estudio hecho en el Cerro Pacho, complejo volcánico Santa Ana, Izalco y Coatepeque, aplicado a matrices de agua potable, el cual fue modificado por el autor de dicha investigación en cuanto al volumen de la muestra utilizado, dicha metodología se encuentra validada mediante la utilización de material de referencia de radio-226 ⁽⁴⁾.

Para el muestreo, se utilizó una botella plástica de polipropileno con tapón de hule de volumen de 1 L, la recolección de la muestra se llevó a cabo teniendo el cuidado de eliminar burbujas de aire⁴. La muestra se traslada al laboratorio el mismo día del muestreo para reducir efectos de decaimiento y se le agrega el coctel centellador a base de solvente tolueno, el cual contiene los fluoróforos (2,5-Difeniloxazol) y (1,4-Bis-2-(5-feniloxazolil)- benceno), en las concentraciones definidas en la metodología ⁽⁴⁾.

La mezcla (agua-coctel) se agitó, de tal forma que el coctel centellador se hace pasar por todo el volumen de la muestra, luego de la separación de las fases se extrae una cantidad de coctel (20 mL) y es transferida a un vial PET (polietilentereftalato), el vial se sella y limpia con un paño impregnado con alcohol, dejándolo en reposo durante 3 horas en oscuridad, durante este tiempo el radón alcanza el equilibrio secular con sus descendientes polonio ^{218}Po y polonio ^{214}Po (este tipo de equilibrio resulta cuando $\lambda_2 > 100 \lambda_1$, es decir, cuando la vida media del isótopo padre es mucho mayor que la vida media del isótopo hijo y en este equilibrio, la reactividad del padre es igual a la reactividad del hijo y ambos decaen con la vida media del padre) ^{4,21}. Seguidamente, el vial se colocó en un contador de centelleo líquido modelo TRI-CARB 2100 TR y se analizó a ventana abierta en todo el espectro (0 a 2000 KeV) durante 60 minutos (1 hora).

10.2 Medición de radio (^{226}Ra).

El método para la cuantificación de radio empleado fue el mismo utilizado en la investigación arriba mencionada y es el sugerido por el proyecto RLA/5/0/48 de armonización de métodos de ARCAL (Acuerdo Regional de Cooperación para la Promoción de la Ciencia y Tecnología Nucleares en América Latina), apoyado por el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA), el cual también fue modificado por el autor de dicha investigación y se encuentra validado ⁽⁴⁾.

El radio (^{226}Ra) se extrae de la muestra mediante la precipitación del elemento (^{226}Ra) como hidróxido, aprovechando la similitud química del radio con el calcio. Procedimiento resumido mediante la ecuación química siguiente ⁴:



Una vez llevada la muestra al laboratorio, se realiza el procedimiento agregando CaHPO_4 en condiciones ácidas hasta disolución completa y posterior coprecipitación en condiciones básicas mediante NaOH 2.5 N, el punto final de la precipitación es a pH 10, el precipitado se deja reposar durante toda la noche, se decanta y se coloca en viales de vidrio donde se mezcla con coctel centellador a base tolueno en proporción 10:10 mL, el vial se sella y se permite el equilibrio secular de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn) durante 30 días para su posterior medición durante 1000 minutos⁴. (16. Horas y 40 minutos)

Tratamiento e interpretación de los resultados.

10.3 Identificación del radón (^{222}Rn).

Primero, se realizó la identificación cualitativa del radionúclido radón, esto por medio de la comparación del espectro de este y su progenie, de acuerdo a la referencia bibliográfica, que se presenta en la **Figura 18** y el que se obtuvo experimentalmente

En este caso, se compararon los picos correspondientes a los emisores de energía alfa del radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po)

Espectro típico de ^{222}Rn en contador de centelleo líquido

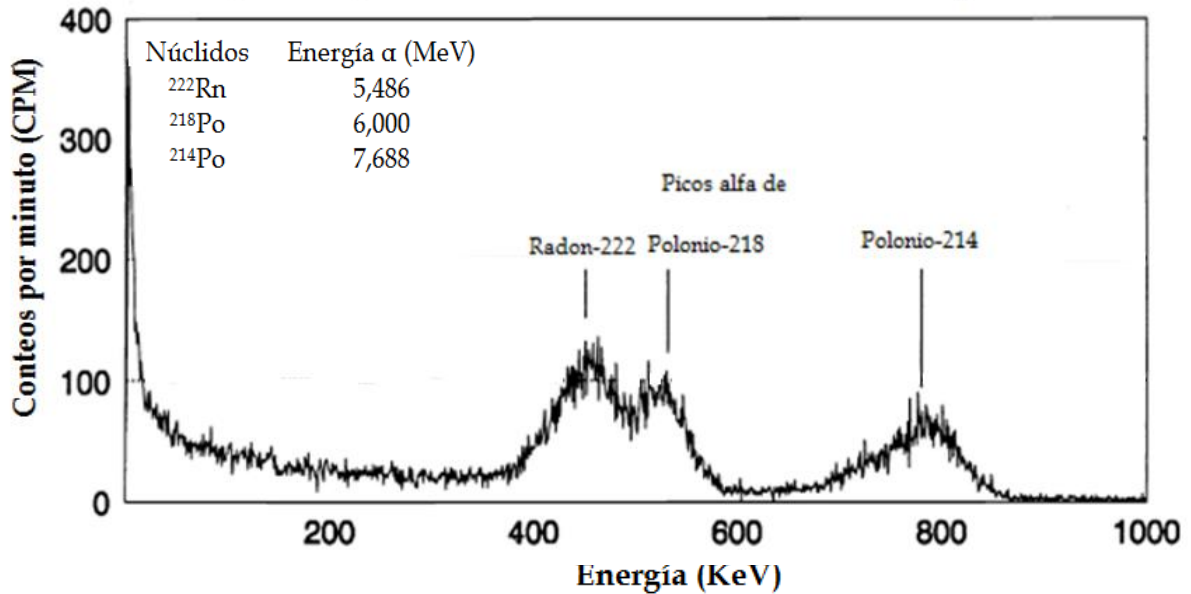


Figura 18. Espectro de referencia del radón ^{222}Rn y su progenie.³⁷

Otro parámetro tomado en cuenta es el cálculo del semiperiodo ($T_{1/2}$) experimental para determinar la selectividad del método con respecto a la medición del radón y su progenie, el cual se calcula por medio de la ecuación siguiente:

$$T_{1/2} = \ln 2 / \lambda$$

Donde:

$t_{(1/2)}$ = Tiempo de vida media

$\ln 2$ = Logaritmo natural de dos

λ = Constante de decaimiento y se calcula por medio de la ecuación: $\lambda = \ln 2 (N_0/N) / t$

Donde el valor de N_0 y N lo representan los conteos iniciales y finales que registra el equipo de centelleo líquido y (t) es el tiempo final en segundos menos el inicial en la medición.

10.4 Cálculo de concentración de la actividad del radio (^{226}Ra).

El cálculo de la actividad de radio (^{226}Ra) se realizó mediante la siguiente ecuación:

$$A_m = \frac{(cpm_{tm} - cpm_f)(f_D)(f_s)}{(60)(V)(E_{fm})(f_c)}$$

Donde:

A_m : concentración de la actividad de radio (^{226}Ra) en la muestra (Bq/L).

Cpm_{tm} : cuentas por minuto de la muestra.

Cpm_f : cuentas por minuto del fondo.

F_D : factor por decaimiento durante la medición

F_s : tiempo de corrección por decaimiento durante tiempo transcurrido entre la separación y el comienzo de la medición

V : volumen de la muestra (L).

E_{fm} : eficiencia total del método.

f_c : factor de corrección por decaimiento

El **factor de corrección por decaimiento durante la medición (f_D)**, se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$f_D = \frac{\lambda_{222Rn} T_m}{1 - e^{-\lambda_{222Rn} T_m}}$$

Donde:

T_m: Tiempo de medición.

λ_{222Rn} : Constante de decaimiento de radón.

También es importante el **factor de corrección por decaimiento durante el tiempo transcurrido entre la separación y el comienzo de la medición (f_s)**, que se calcula de la siguiente manera:

$$F_s = e^{-\lambda_{222Rn} T_s}$$

Donde:

T_s: tiempo entre la separación y el comienzo de la medición.

El parámetro de la **eficiencia total del método**, se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$E_{fm} = \frac{cpm_e - cpm_f}{A_e}$$

Donde:

cpm_e: cuentas por minuto del estándar.

cpm_f: cuentas por minuto del fondo.

A_e: actividad del estándar.

Finalmente, el **factor de corrección por decaimiento (c)**, se calcula empleando la siguiente ecuación:

$$F_c = 1 - e^{-\lambda_{222Rn}(T_f - T_i)}$$

Donde:

λ_{222Rn} : Constante de decaimiento de radón.

T_f : Tiempo final de crecimiento.

T_i : tiempo inicial de crecimiento.

10.5 Cálculo de concentración de la actividad del radón (^{222}Rn)

El cálculo de la actividad de radón (^{222}Rn) se realiza mediante la siguiente ecuación:

$$AC = \frac{Rn}{(CF)(D)(V_a)}$$

Donde:

AC: Concentración de la actividad de radón en la muestra en (Bq/L).

Rn: Tasa de conteos netos (s^{-1})

CF: Factor de calibración

D: Factor de corrección por decaimiento

Va: Volumen de la muestra analizada

Así se tiene que para la **tasa de conteos netos** se utilizó la ecuación siguiente:

$$Rn = (Ra - Rb)$$

Donde:

Ra: Tasa de conteos de la muestra (s⁻¹)

Rb: Tasa de conteos del blanco (s⁻¹)

Finalmente, el **factor de corrección por decaimiento** se calcula de la siguiente manera.

$$D = e^{\left(-\frac{0.693(t)}{t^{1/2}}\right)}$$

Donde:

T: Tiempo transcurrido en días desde la colección de la muestra hasta su medición

T_{1/2}: Tiempo de vida media del ²²²Rn (3.8 días)

XI. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.

11.1 Resultados.

Seguidamente se dan a conocer, los resultados del contenido de radón (^{222}Rn) y radio (^{226}Ra) que se obtuvieron en un total de 13 muestras del condensado de vapor fumarólico obtenido en el sitio conocido como los Infiernillos, en el Volcán de San Vicente, en el periodo comprendido entre el 25 de mayo del 2016 y 24 de abril del 2017 mediante la técnica de centelleo líquido.

El análisis e interpretación de estos permitirá identificar los puntos de interés entre los elementos teóricos y los datos experimentales.

Recolección del condensado y su optimización.

Tabla 5. *Total de muestras recolectadas y sus respectivos volúmenes.*

N. muestra	volumen (L)	Fecha de muestreo
1	0.5	25 de mayo-2016
2	0.6	30 de junio-2016
3	1	28 de julio-2016
4	1	1 de septiembre -2016
5	0.8	10 de octubre-2016
6	2	24 de octubre -2016
7	2	8 de noviembre-2016
8	2	18 de noviembre-2016
9	2	24 de noviembre-2016
10	2	1 de febrero -2017
11	2	13 de marzo -2017
12	2	4 de abril-2017
13	2	24 de abril -2017

La **Tabla 5**, contienen el total de muestras recolectadas durante el periodo de la investigación. Es importante mencionar que durante el desarrollo, el sistema de condensado se fue optimizando hasta lograr el volumen requerido según metodología.

Al graficar estos datos se obtienen una curva, la cual se muestra en la **Figura 19**.

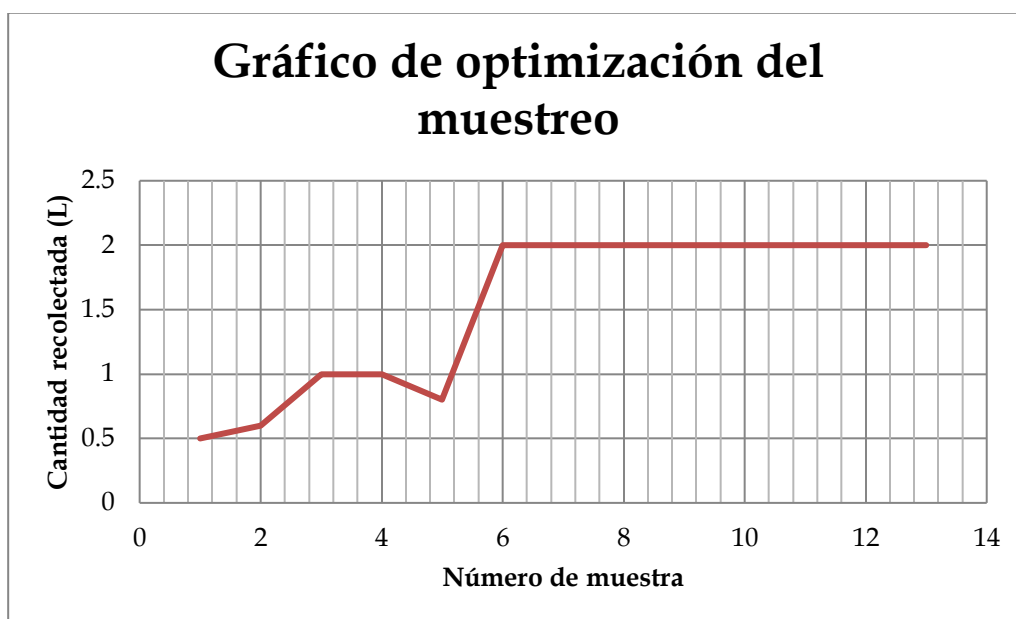


Figura 19. Optimización del volumen de muestra recolectada.

Parámetros físico-químicos y rendimiento del sistema de condensado.

La **Tabla 5.1** muestra los parámetros físico-químicos tanto de las muestras como el punto de muestreo, y el rendimiento del equipo utilizado. Estos datos fueron obtenidos en las fechas de 8 de noviembre del 2016 y 4 de abril del 2017.

Tabla 5.1. *Parámetros físicos y químicos de muestras recolectadas*

Parámetro	Fecha	
	8 de noviembre del 2016	4 de abril del 2017
Temperatura de la fumarola	96.41 °C	94.41 °C
Temperatura del condensado	24.6 °C	25.6 °C
Temperatura ambiente	33 °C	38.1 °C
pH	4.0	4.6
Caudal recolectado de muestra	25 mL /s	24 mL /s
Sólidos totales por gravimetría	No detectados	No detectados
Conductividad del condensado	44.7 μ s/cm	46.6 μ s/cm

A continuación, se presenta en la **Figura 20**, el equipo empleado para medir la conductividad eléctrica



Figura 20. *Conductímetro Utilizado*

En la **Figura 21**, muestra el procedimiento mediante el cual se realizaron las mediciones de la temperatura de los condensadores y el volumen de recolección durante un tiempo determinado. El resultado obtenido fue el siguiente:

Tabla 5.2. *Temperaturas de condensadores y muestra recolectadas*

T. primer condensador	T. segundo condensador	T. fumarola	T. final de la muestra	Disminución de temperatura
~4°C	~2°C	96.41 °C	24.6 °C-25.6 °C	~71.81 °C.



Figura 21. Toma de Parámetros en Condensados Fumarólicos y Medición del Caudal Recolectado

Presentación de datos optimizados de los conteos de ^{222}Rn obtenidos en el equipo de centelleo líquido

Los datos presentados en la **Tabla 5.3** muestran los conteos del radón y comienzan desde la muestra número tres, esto debido a que en las dos primeras visitas de campo previas a esta no se logró condensar al menos un litro de muestra, que es requerido para el análisis de ^{222}Rn , debido a las limitaciones presentadas en el sistema de condensación. Esto implica que los conteos presentados en esta misma tabla son los considerados para obtener el cálculo de concentración.

Tabla 5.3. Distribución de conteos de la actividad de ^{222}Rn en las muestras por días y fechas

Número de muestra	Fecha de muestreo	CPM	Día de muestreo
3	28 de julio 2016	489.9	1
4	1 de septiembre 2016	1461	35
5	10 de octubre 2016	706.1	74
6	24 de octubre 2016	3338.72	88
7	8 de noviembre 2016	2384.05	103
8	18 de noviembre 2016	1459.9	113
9	24 de noviembre 2016	2417.67	119
10	1 de febrero 2017	2952.4	188
11	13 de marzo 2017	2566.9	228
12	4 de abril 2017	2200.63	250
13	24 de abril 2017	1291.88	270

Presentación gráfica de los conteos optimizados obtenidos de ^{222}Rn en el equipo de centelleo líquido

La gráfica presentada en la **Figura 22**, muestra los resultados (conteos) obtenidos directamente del equipo de centelleo líquido, luego de ser sometidas las muestras al análisis, este tipo de gráfica puede ser de utilidad para el monitoreo volcánico sin necesidad de realizar los cálculos de la concentración del elemento radiactivo.

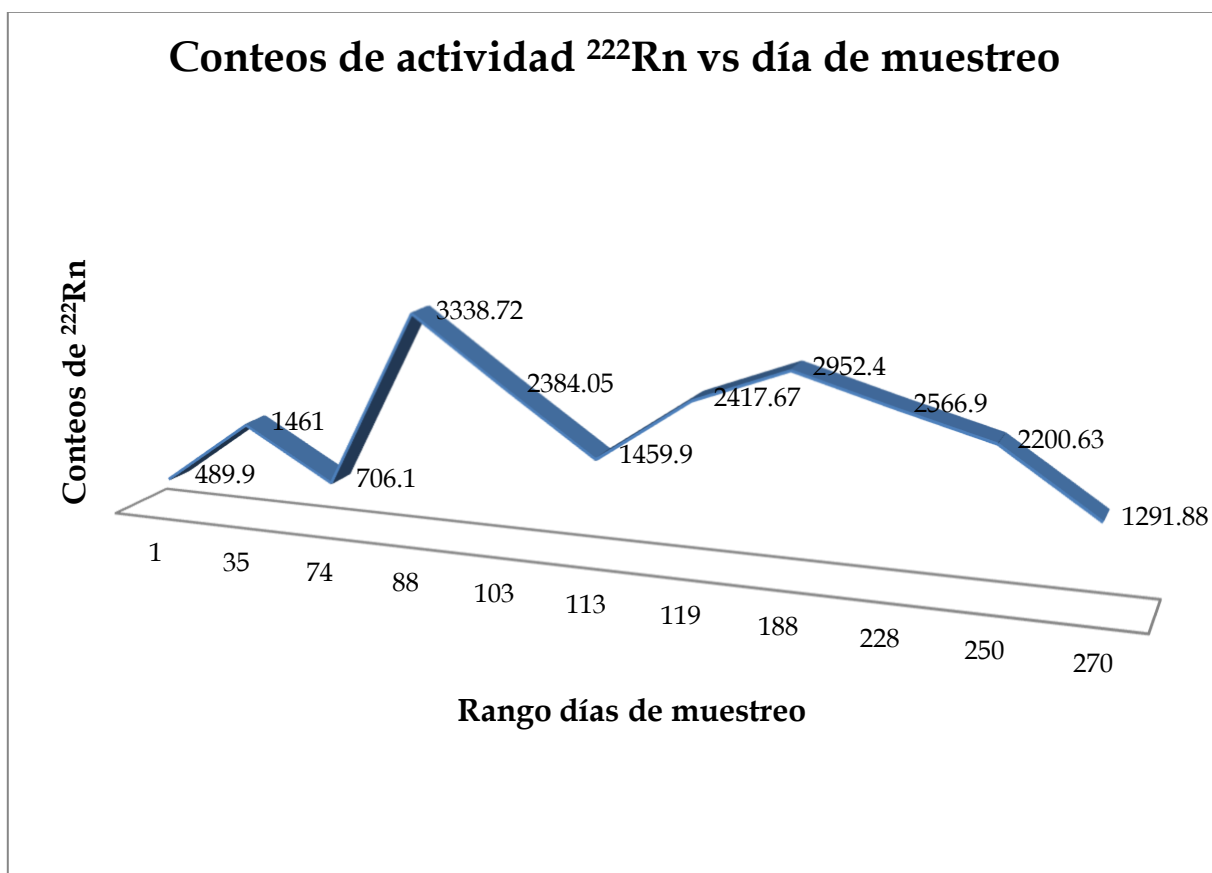


Figura 22. Gráfica de distribución de conteos de la actividad de ^{222}Rn en las muestras por días

Presentación de las concentraciones de ^{222}Rn durante el muestreo

En la **Tabla 5.4** y la **Figura 23**, se presentan los resultados de las concentraciones de la radiactividad del radón (^{222}Rn), que es proporcional a la cantidad de este elemento presente en cada muestra. Tal como se puede observar, la mayor concentración fue obtenida en la muestra número seis, la cual fue recolectada 24 de octubre del 2016 y, por el contrario, la menor concentración fue obtenida en la muestra número tres con fecha de 28 de julio del 2016.

Tabla 5.4. Distribución de la concentración de ^{222}Rn en las muestras por fecha y día

Número de muestras	Fecha de muestreo	Concentraciones ^{222}Rn (Bq/L)	Día de muestreo
3	28 de julio del 2016	8.37	1
4	1 de septiembre del 2016	25.94	35
5	10 de octubre del 2016	13.44	74
6	24 de octubre del 2016	60.17	88
7	8 de noviembre del 2016	41.63	103
8	18 de noviembre del 2016	26.71	113
9	24 de noviembre del 2016	42.51	119
10	1 de febrero del 2017	52.30	188
11	13 de marzo del 2017	45.53	228
12	4 de abril del 2017	41.43	250
13	24 de abril del 2017	23.01	270

Presentación gráfica de las concentraciones de ^{222}Rn durante el muestreo

En la **Figura 23**, se muestra la concentración de radón ^{222}Rn vs. el rango de días de muestreo, (Nótese la similitud entre esta gráfica y la anterior, esto es debido a que la concentración de radón es directamente proporcional a los conteos obtenidos en el equipo de centelleo líquido)

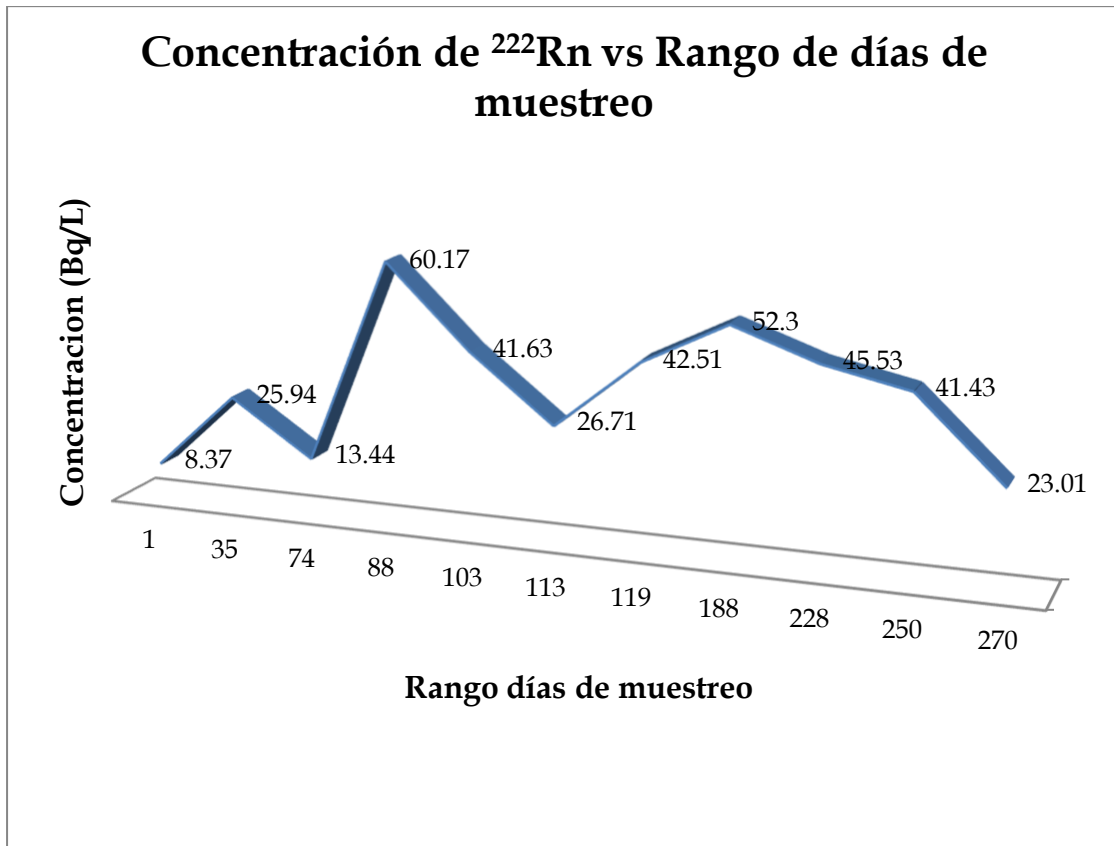


Figura 23. Distribución de la concentración de ^{222}Rn en las muestras por días

Cálculo del semiperiodo experimental de ^{222}Rn

Para determinar el semiperiodo experimental, se utilizó la muestra número seis de las mediciones de radón que corresponde a la fecha 24 de octubre del 2016 y se realizaron las mediciones para obtener sus conteos; luego, esa misma muestra fue sometida a un nuevo análisis, según la fecha que se indica para determinar los conteos que esta generaba y así obtener la muestra 6.1. Este procedimiento se continuó hasta obtener la muestra 6.3 y sus

respectivos conteos para posteriormente compararlos con los datos teóricos. En la **Tabla 5.5** se presentan dichos conteos.

Tabla 5.5. *Medición de semi vida radiactiva experimental ($T_{\frac{1}{2}}$) del ^{222}Rn*

Número de muestra	Fecha	CPM experimentales	Días
6	24 de octubre 2016	1459.9	1
6.1	28 de octubre 2016	778.3	4
6.2	3 noviembre 2016	471.98	10
6.3	7 de noviembre 2016	237.2	14

Conteos teóricos de la muestra número seis

En la **Tabla 5.6** se presentan los conteos teóricos calculados de la muestra número seis sabiendo que la vida media del radón (^{222}Rn) es de 3.8 días y utilizando la ecuación $T_{\frac{1}{2}}$

Tabla 5.6. *Cálculo de semi vida radiactiva teórica ($T_{\frac{1}{2}}$) del ^{222}Rn*

Vidas medias	CPM teóricos	Días
A_0	1459.9	1
$\frac{A_0}{2}$	729.95	3.8
$\frac{A_0}{4}$	364.9	7.6
$\frac{A_0}{8}$	182.5	11.4

Gráfica del semiperiodo experimental y teórico del ^{222}Rn

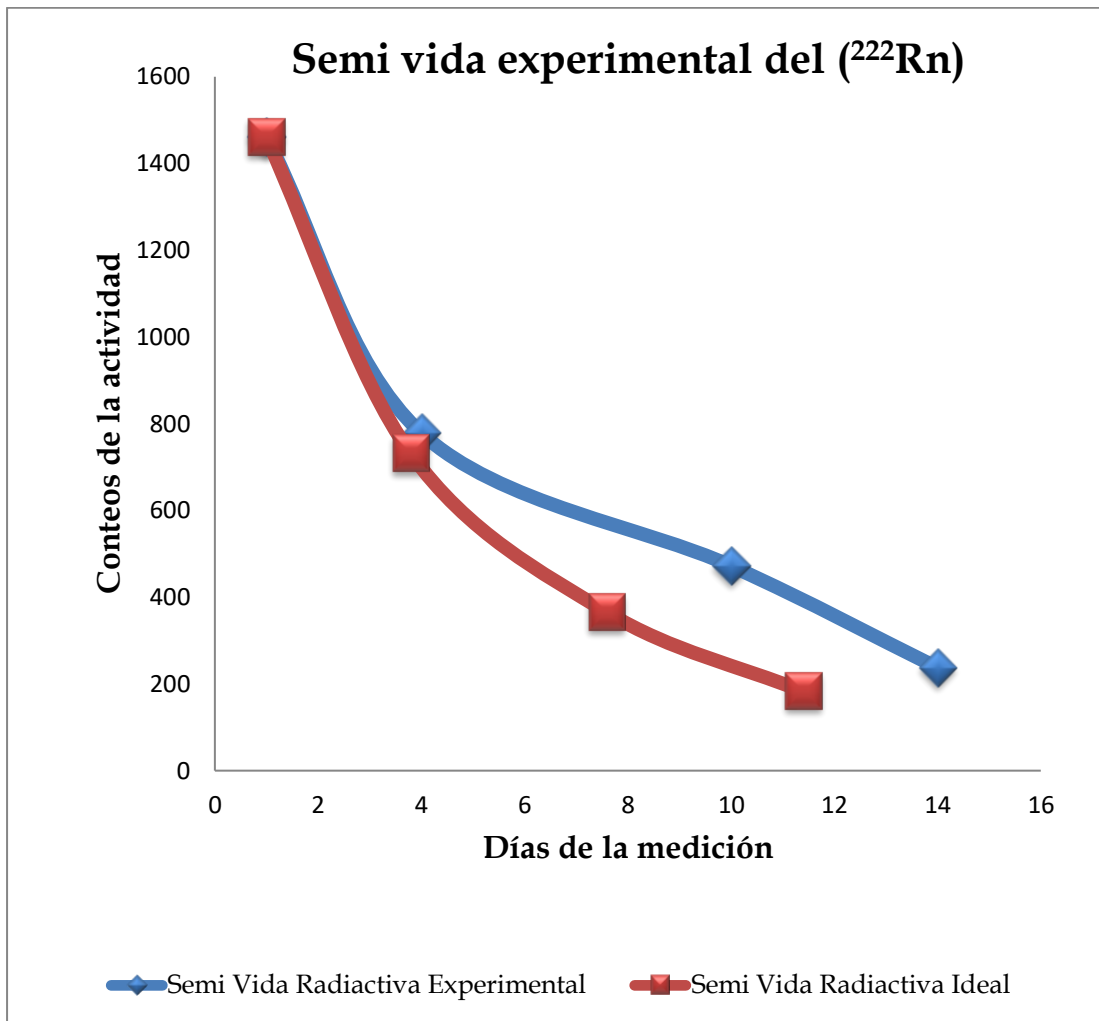


Figura 24. *Semiperiodo Experimental y Semiperiodo Teórico.*

Como se observa en la gráfica, se obtiene una tendencia similar a la curva ideal en el tiempo que se desintegran los núcleos del isótopo de radón (^{222}Rn), esto significa que existe concordancia entre las muestras colectadas y los datos experimentales obtenidos para el decaimiento teórico del ^{222}Rn .

Demostración de la identidad de los radionúclidos de radon-222 espectralmente.

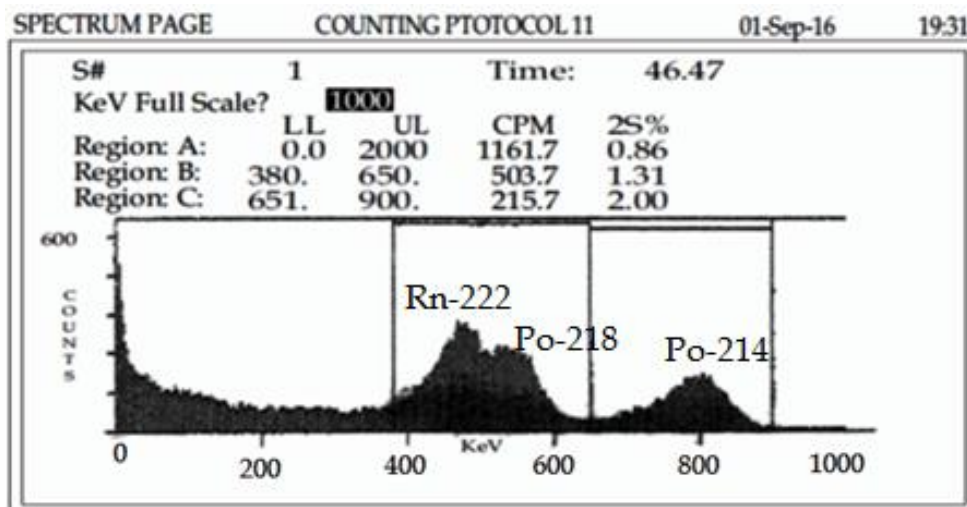


Figura 25. Espectro de ^{222}Rn obtenido experimentalmente

La **Figura 25**, muestra un espectro obtenido experimentalmente de los conteos de ^{222}Rn para su comparación con el espectro mostrado anteriormente en la **Figura 18**, perteneciente al espectro de referencia teórico encontrado en la literatura ⁽³⁷⁾. El espectro mostrado arriba corresponde a la medición de la muestra de condensado fumarólico del Volcán de San Vicente, del día 1 de septiembre del 2016, como se aprecia, es posible identificar claramente los picos de radón-222 así como también su descendiente alfa polonio-218 y polonio-214, también, se puede observar la similitud de los desplazamientos de los picos, los que implica que en el estudio si fue posible encontrar radón en condensados fumarolicos.

Presentación de los conteos de ^{226}Ra durante el muestreo

A continuación, en la **Tabla 5.7** se presentan los resultados de los conteos obtenidos para las muestras de radio-226.

Tabla 5.7. Distribución de conteos de la actividad de ^{226}Ra en las muestras por fechas

Número de muestra	Fecha de muestreo	CPM blanco	CPM ^{226}Ra
6	24 de octubre 2016	47.13	35.89
7	8 de noviembre-2016	47.13	30.64
8	18 de noviembre-2016	47.13	39.45
9	24 de noviembre-2016	47.13	38.43
10	1 de febrero -2017	47.13	39.55
11	13 de marzo -2017	47.13	41.90
12	4 de abril-2017	47.13	40.57
13	24 de abril -2017	47.13	41.65

Como se puede observar, en el estudio realizado para el isótopo radio-226, fueron consideradas ocho muestras de la seis a la trece, estas corresponden a las fechas de muestreo del 24 de octubre del 2016 hasta 24 de abril del 2017, ya que a partir de la muestra número seis se logró obtener el volumen de dos litros necesarios para el análisis simultáneo de radio y radón utilizando la segunda modificación del equipo de muestreo que incluía dos sistemas de condensación, los cuales se describen en el anexo 1.

Las lecturas de los conteos obtenidos de las muestras con respecto a los conteos del blanco no se diferencian, esto significa que, con la metodología aplicada, no fue posible detectar radio en el condensado fumarólico.

Muestras extras tomadas para medición de ^{222}Rn y ^{226}Ra

Durante la investigación se evaluó la posibilidad de tomar dos litros más de muestra para realizar mediciones de radio y radón de una poza ubicada contiguo al sitio de muestreo formada por condensaciones superficiales del fluido geotermal, los cuales poseían temperaturas cercanas a la de ebullición. Los resultados se muestran a continuación.



Figura 26. Recolección de muestras de ^{226}Ra y ^{222}Rn en poza aledaña al sitio de estudio

Tabla 5.8. Conteos de muestreos de ^{222}Rn y ^{226}Ra en zonas aledañas al punto de muestreo

Lugar de muestreo	Fecha de muestreo	CMP blanco	CPM ^{222}Rn	Concentración (Bq/L)	CPM ^{226}Ra
Poza aledaña al punto de muestreo	1 septiembre del 2016	47.13	85.22	0.70	No detectado
Poza aledaña al punto de muestreo	4 de septiembre del 2017	47.13	59.77	0.23	No detectado
Poza aledaña al punto de muestreo	25 de mayo del 2017	47.13	68.22	0.39	No detectado
Agua de casa (San Francisco Agua Agria)	1 septiembre del 2016	47.13	81.63	0.64	No detectado

11.2 Discusión de resultados.

Tomando como base los resultados presentados anteriormente, a continuación, se da un resumen de las características del sitio de estudio y las muestras obtenidas.

- a) Los primeros resultados presentados en la **Tabla 5**, de las muestras de la uno a la cinco, que van de mayo del 2016 a octubre del 2016, corresponden a la etapa de optimización del método de recolección de dos litros de condensado, razón por la cual los volúmenes obtenidos fueron inferiores al volumen mínimo recomendado para realizar las mediciones simultaneas tanto de radio ^{226}Ra como de radón ^{222}Rn ⁽⁴⁾. Debido a esto, las muestras utilizadas para el análisis de ^{222}Rn son las que van de la tres a la trece, y para el ^{226}Ra las que van de la seis a la trece. Esto refleja la importancia de realizar el sistema de condensado tal como se plantea en la metodología para recolectar dos litros de condensado, como se observa en la **Figura 19**.
- b) En los datos presentados de las concentraciones de radón ^{222}Rn **Tabla 5.5**, solo se muestran resultados de once datos que corresponden a las muestras de la tres a la trece, los resultados de la muestra uno y dos no se toman en cuenta debido a que fueron datos anómalos, debido a las razones arriba expuestas, ya que la cantidad de volumen recolectado fue solo de 500 y 600 mL respectivamente durante el muestreo.
- c) Con base en los resultados obtenidos, es evidente la presencia del elemento radiactivo radón (^{222}Rn) en el condensado de vapor fumarólico, y en vista de la no existencia de fuentes antropogénicas y elevadas concentraciones de dicho gas, es concebible asumir que las aguas de las fisuras en roca volcánica se encuentran en contacto con la cámara magmática y dichos valores de concentración ayudan a comprender los cambios de un sistema volcánico con el paso del tiempo, puesto que estos son sistemas dinámicos; además, son de una gran utilidad para conocer los niveles de radiación a los que se está expuesto en este sitio ^(3,21).

- d) Los resultados obtenidos fueron únicamente los relacionados con la actividad del radón (^{222}Rn), aunque el radio (^{226}Ra) no fue detectado, ya que la metodología empleada posiblemente no fue adecuada debido su límite de detección de 4.2 mBq/L y otros aspectos valorados en las conclusiones, su presencia no puede ser descartada, debido a que el ^{226}Ra es el isótopo progenitor mediante una desintegración alfa, del ^{222}Rn ⁽¹⁸⁾.
- e) Debido a que no se pudo medir la concentración de radio ^{226}Ra , no fue posible establecer uno de los objetivos planteados, que era el de medir la relación $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$; no obstante, se establecen las bases para el monitoreo del gas radón ^{222}Rn en fumarolas, lo cual, combinado con otros parámetros de monitoreo volcánico, va a contribuir a caracterizar mejor el comportamiento volcánico del sitio, así también los resultados obtenidos juegan un papel importante y trascendente, debido a que pueden servir para el estudio de la diseminación de radón a zonas donde aún no se han realizado mediciones de radioactividad para evaluar los efectos a la salud humana por su presencia en el agua de consumo y donde es muy conocido que se encuentran pueblos que se abastecen de aguas subterráneas ⁽³²⁾.
- f) La contribución principal del estudio realizado es el hallazgo del rango de variación de radioactividad proveniente del ^{222}Rn que presentan las fumarolas del Volcán de San Vicente, bajo condiciones normales, pues se sabe que de este volcán no hay evidencia de erupciones significativas recientes en los últimos 1,700 años y se encuentra activo, lo cual genera una situación de peligro a la población ^(3,24).
- g) Los valores obtenidos respecto a la medición de los conteos y su posterior cálculo de concentraciones del isótopo de ^{222}Rn , son, hasta donde fue posible investigar, los primeros obtenidos directamente de un condensado de fumarolas volcánicas, estos datos contrastan notoriamente con valores estudiados de aguas termales encontrados en la revisión bibliográfica, los cuales presentaban concentraciones menores ^(4,19,30,38,39,44).

- h) Como se puede apreciar en **figura 25**, en el espectro de radón de la muestra del 1 de septiembre del 2016, es posible identificar de los picos pertenecientes al radón.

11.3 Conclusiones.

A lo largo de la presente investigación sobre la determinación de la relación $^{226}\text{Ra}/^{222}\text{Rn}$ en la fracción líquida condensada de emisiones fumarólicas del Volcán de San Vicente, se ha encontrado lo siguiente:

- a) Los resultados obtenidos constituyen el primer paso para comprender el comportamiento del isótopo ^{222}Rn en condensados fumarólicos del Volcán de San Vicente, mediante la utilización de un método previamente optimizado para el análisis de este, dando como resultado los valores entre los cuales las concentraciones de este gas están, entre 8 y 60 Bq/L. De esta manera, estudios posteriores pueden profundizar y proveer información adicional acerca del posible impacto del radón (^{222}Rn) en sistemas terrestres aledaños a la zona del Volcán, debido a la solubilidad y difusión del mismo.
- b) Basándose en los resultados de las concentraciones de radón presentados en la **Figura 23**, el valor máximo de concentración de la actividad del radón ^{222}Rn encontrado durante el periodo de muestreo fue de 60.17 Bq/L. lo que indica una concentración medible de radón ^{222}Rn en condensados de fumarolas, esto permite hacer uso de esta técnica para monitoreo volcánico.
- c) A partir de lo anterior, y tomando en cuenta el análisis de estudios previos (4,20,38,44,45), se concluye que la variación temporal de la concentración de ^{222}Rn en los gases fumarólicos, puede dar importante información sobre su almacenamiento y transporte dentro del Volcán de San Vicente; en este sentido, su estudio es importante porque puede reflejar de una forma muy directa la evolución magmática de los edificios volcánicos, incluso hasta el punto de poder servir como un precursor que permite anticipar movimientos sísmicos y erupciones volcánicas si se le da un seguimiento periódico.

- d) El elemento radiactivo ^{226}Ra no fue detectado en el presente estudio con la metodología disponible; sin embargo, la existencia de ^{222}Rn demuestra indirectamente que sí tiene que haber presencia de radio ya sea disuelto en las aguas termales o en el subsuelo del Volcán de San Vicente, ya que el ^{222}Rn es producto de la desintegración del ^{226}Ra y este a su vez del ^{238}U , algunos de los posibles factores que pudieron afectar la ausencia de este en las mediciones, pueden ser: la absorción de este elemento en rocas como mineral poco soluble, la concentración de oxígeno en el sub-suelo, condiciones redox del lugar, movilidad del radionúclido en la fractura, correlación con algunos metales alcalinos como el bario que compiten por sitios de adsorción, todo lo anterior deberá tomarse en cuenta para lograr su medición, pues estos factores descritos disminuyen la disponibilidad del elemento, disminuyendo así la concentración, hasta puntos donde no puede ser detectada por la metodología aplicada, esta presencia de radio deberá ser confirmada mediante estudios posteriores ⁽⁴⁰⁾.
- e) Por medio del análisis espectral de los resultados de las once muestras consideradas en esta investigación, se puede concluir que la metodología es aplicable en condensados fumarólicos, utilizando estas muestras como matriz para el estudio de radón y dando el mismo tratamiento que fue aplicado en metodología **ASTM-D5072-09**, en la investigación realizada en el complejo volcánico de Santa Ana para aguas termales ⁽⁴⁾.
- f) En este estudio, se han establecido los lineamientos para llevar a cabo el monitoreo químico de ^{222}Rn de las emanaciones fumarólicas del Volcán de San Vicente; lo cual constituye, junto con otras técnicas, una herramienta de vigilancia muy útil para el monitoreo de la actividad volcánica y sísmica, ya que su vida media, 3.82 días es corta, de esta forma los cambios a corto plazo en la concentración del mismo en la tierra se pueden monitorear con una resolución de tiempo muy apropiada para esta causa, pues se sabe que la tensión desarrollada dentro de la corteza terrestre antes de un terremoto provocan cambios en el transporte de gases y un aumento de los volátiles desde la tierra profunda hasta la superficie, aunque el mecanismo de las anomalías temporales de radón

estudiadas aún no se conoce bien ^(4,40,50), pues en algunos casos tiende al alza y en otras ocasiones a la baja antes de una actividad sísmica, ya que las anomalías del radón no solo están controladas por esta, sino también por parámetros meteorológicos como la humedad del suelo, la lluvia, la temperatura y la presión; por lo cual es conveniente realizar todos estos estudios en conjunto para obtener resultados que puedan mostrar como cambiaría la concentración de ^{222}Rn cuando el volcán presente actividad anómala.

- g) Se concluye con base en la revisión de los antecedentes, que esta investigación es la primera en reportar la medición de elementos radiactivos ^{222}Rn en este tipo de sistemas, bajo el método de centelleo líquido, obteniendo así resultados mucho más sensibles pues las captaciones de las muestras son tomadas directamente de una fumarola ^(4,44,45,50).
- h) Se concluye que el prototipo del sistema condensador creado es efectivo para la toma de muestras de condensados fumarólicos, no solo por el volumen recolectado de muestra, sino también por la baja temperatura del líquido condensado obtenido, pues el radón al ser un gas cuya solubilidad es inversamente dependiente de la temperatura, esto nos asegura obtener el gas radón dentro de la muestra para su posterior análisis.

11.4 Recomendaciones

Tomando en cuenta los resultados y conclusiones obtenidos en la presente investigación, se recomienda lo siguiente:

- Las mediciones por sí mismas no son un indicativo suficiente de los ya mencionados riesgos vulcanológicos y de salud pública, es por ello que debe seguirse un monitoreo del volcán asociado a un programa, ya que se optimizó el sistema para la captación del vapor fumarólico y su posterior condensación. También se debe mejorar la metodología, haciendo los análisis por duplicado, lo cual mejoraría la precisión con la que se hacen los análisis de los estudios.
- Establecer un muestreo rutinario en el cual se debe tomar en cuenta tanto el tiempo de transporte, especialmente para las muestras de radón pues este tiene una vida media de 3.8 días, así como un equipo portátil que permita la medición de parámetros fisicoquímicos (cloruros, pH, TDS, entre otros) para cada una de las muestras a recolectar en las fechas estipuladas, esto debido a que uno de los mayores obstáculos para el desarrollo de la presente investigación y obtención de los resultados fue el acceso a dichos elementos, lo cual, si se supera, constituirá un paso importante para correlacionar variables.
- Se recomienda, además, incluir estudios complementarios que permitan relacionar la variación de la concentración del gas radón con otros parámetros ambientales, tales como sismicidad, lluvias y presión atmosférica. Todas estas herramientas serían útiles y necesarias para estimar las influencias de estos factores con las concentraciones obtenidas, así como también sería de utilidad hacer mediciones de gas radón ^{222}Rn en el aire. Todo esto permitiría confirmar la aparente tendencia a la baja en las concentraciones de radón observadas durante la época lluviosa.

XII. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Major, J.J., Schilling, S.P., Pullinger, C.R., Escobar, C.D., y Howell, M.M. Determinación de Zonas de Riesgo Volcánico para el Volcán San Vicente, El Salvador. *U.S. Geological Survey*, 2001, 01-367.
2. Ministerio de Fomento, Gobierno de España. (2015). Descripción del Fenómeno volcánico. Recuperado de <https://www.ign.es/ign/layoutIn/fenomenoVolcanico.do>. (Fecha de revisión 26-05-19)
3. Aguirre, F. (2005). *Caracterización de la Fracción Líquida de Condensados de Emisiones Fumarólicas y Sedimentos en Varios Puntos de la Cadena Volcánica Activa de El Salvador* (Tesis de grado). UES, El Salvador.
4. Rodríguez, R. Olmos, R. & Payes, J. (2014). Medición del gas (Radon²²²) en aguas termales del Cerro Pacho, Caldera Coatepeque, El Salvador, *Rev. Geol. Amér. Central*, 50:71-82.
5. Kappel, R.J., Keller, G., Kreienbrock, L. & Nickels, R., 1993: An epidemiological study using passive radon measurement by liquid scintillation counting. *Radiocarbon* 1993: 319-23.
6. Sutton, A. Kenneth, A. Casadeval, Mc Geen. & Stokes, J. (1993). Técnicas Fundamentales para el Estudio de Gases Volcánicos: Un Acercamiento Integral a la Vigilancia. *CRID*, 4677(1), 195-201.
7. Informe Especial Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) Origen del Vulcanismo en El Salvador, Recuperado de <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/volcanes+de+el+salvador/>. (Fecha de revisión 15-07-18).

8. Pérez, S. Síntesis de Algunos Volcanes Activos y Peligrosos de América Central, Prevención, Preparación y Mitigación. *Escuela Centroamericana de Geología Universidad de Costa Rica*. 1999.
9. Montalvo, F. (2009). Magnetismo y Rocas Magmáticas. *Dirección General del Observatorio Ambiental (DGOA)*. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). El Salvador
10. Fernández, R. (2012). *Tipos de erupciones volcánicas*, Volcanes Enciclopedia especializada. Recuperado de <http://www.volcanpedia.com/tipos-de-erupciones-volcanicas/>. (Fecha de revisión 04-6-19)
11. Ferres, M. Tesis para optar a doctorado: Estratigrafía, Geología y Evaluación de Peligros Volcánicos del Complejo Volcánico de San Salvador (El Salvador). *UNAM*. 2014.
12. Pichardo, C. M. (2013). *Borehole Geology and Hydrothermal Alteration of Well SV-5a, San Vicente Geothermal Field, El Salvador, C.A.* Report Number 13. Geothermal Training Programme.
13. Raúl, R. (2009). Geología General. *Dirección General del Observatorio Ambiental (DGOA)*. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). El Salvador
14. Peña, F. Tesis para optar a doctorado: Desarrollo de Procedimientos para la Determinación de Radioisótopos en Muestras Ambientales Mediante Técnicas de Bajo Recuento por Centelleo Líquido y Radiación Cherenkov. *Universidad de Huelva*. 2009.
15. Geoff, C. Química Inorgánica Descriptiva, 2da. Edición. Pearson Educación, México, 2000. Página, 207

16. L.S. Quindós, J.Soto. [et al.]. Radón Principal Fuente de Radiación Natural, *Revista Española de Física*, 1989, (3, 2), 22-27
17. Villa, M. Memoria Presentada Para Optar al Grado de Dr en Física, Técnicas Experimentales Para la Medición por Centelleo Liquido de la Actividad de Emisores Beta en Medio Ambiente, *Universidad de Sevilla*, 2004
18. Estrada, A. Tesis para optar al título de físico: Medición de Radón en Ambientes Geohidrológicos en la Fracción Central de México. *UNAM*. 2009.
19. Garzón, G. Manual Teórico Practico El Gas Radón. *Instituto Colombiano de Geología y Minería*, 2009,3-4.
20. Ramiro, J. Tesis para optar al grado de licenciatura: Cuantificación de la Actividad del Radón (^{222}Rn) y Radio (^{226}Ra) Aplicando la Técnica de Centelleo Liquido en Aguas Termales del Cerro Pacho, Lago de Coatepeque departamento de Santa Ana. *UES*. 2013
21. Iturbe. J. García, Fundamentos de radioquímica. febrero del 2001 Universidad Autónoma del Estado de México, pág. 90
22. Tarbuck, E.J., y Lutgens, F.K. (2005). *Ciencia de la Tierra*. Madrid, España: PEARSON EDUCACIÓN S. A.
23. Cothorn, C.R. y Smith, J.E. (1987). *Enviro mental Radón*. doi: 10.1007/978-1-4899-0473-7 m
24. Rotolo S.G., Aiuppa A., Pullinger C. R., Parello F. y Tenorio-Mejia J. (1988). An Introduction To San Vicente (Chichontepec) Volcano, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*. Volumen (21), pagina 25-36,

25. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). (2017). *Informe de monitoreo volcánico de San Vicente* (marzo 2017). Recuperado de http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/monitoreo/informe+mensual/?id_volcan=19. Fecha de revisión (27-04-2018)
26. Sánchez Ron, J.M. (2011). Marie Curie, La Radiactividad y Los Premios Nobel. *Real Sociedad Española de Química*, 107(1), 84-93.
27. Garritz, A. y Gasuque, L. (1.). (2005). *Química universitaria*. Madrid España. Pearson
28. Canoba, A.C., Arnaud, M.I., López, F.O. y Oliveira, A.A. Mediciones De Gas Radón En El Interior De Viviendas De La República Argentina. *Autoridad Regulatoria Nuclear (ARN)*. 16, 1-6.
29. Ministerio de la Presidencia Española. (2003). *Real Decreto 140/2003, de 7 de febrero, por el que se establecen los criterios sanitarios de la calidad del agua de consumo humano*. BOE-A-2003-3596. recuperado de <https://www.boe.es/buscar/pdf/2003/BOE-A-2003-3596-consolidado.pdf>. (Fecha de revisión 04-06-2019)
30. Juan, N. (1999). *Fechaamiento Geológico y Arqueológico Por Termoluminiscencia* (Tesis doctoral). Universidad Autónoma Metropolitana Iztapalapa división de ciencias básicas e ingeniería. México. D.F.
31. Alberto, P. (2014). *Estudio de La Radiactividad Ambiental en Suelos de La Costa Norte de A Coruña Y Lugo*. (Memoria doctoral). Universidad de A Coruña departamento de química analítica. España
32. González., y Lema, C.R. (2011). *Para Entender Las Radiaciones*. Recuperado de http://divnuclear.fisica.edu.uy/libro/Para_entender_las_radiaciones.pdf. (Fecha de revisión 04-06-2019)

33. Mendoza, H.H. (2011). *Desarrollo de Nuevas Técnicas para Determinar Actínidos en Excretas por Espectrometría de Masas y Técnicas Radiométricas*. (Memoria doctoral). Universidad Complutense de Madrid, España.
34. Organización Mundial de la Salud (2006). *Aspectos radiológicos de la guía para la calidad de agua potable tercera edición*. Recuperado de http://www.who.int/water_sanitation_health/dwq/gdwq3_es_full_lowres.pdf. (Fecha de revisión 04-06-2019)
35. Organización Mundial de la Salud (2004). *Aspectos radiológicos de la guía para la calidad de agua potable cuarta edición*. Recuperado de http://apps.who.int/iris/bitstream/10665/44584/1/9789241548151_eng.pdf (Fecha de revisión 04-06-2019)
36. Rodríguez, D. (2003). *Medida Beta por Centelleo Líquido y su Aplicación a la Determinación de Tritio (^3H) y Carbono-14 (^{14}C)* (tesis de grado). Universidad Nacional de Ingeniería, Lima-Perú
37. Kappel, R. Keller, G. (1992). An Epidemiological Study Using Passive Radón Measurement by Liquid Scintillation Counting. En John, E. Franz, S. & Henry, A. *Liquid Scintillation Spectrometry* (pp. 321). Viena, Austria.
38. Viloria, T. (2016). *Detección De Las Concentraciones De Radio -226 Y Exhalación De Radón- 222 En Algunos Materiales De Construcción De La Ciudad De Cuenca, Ecuador* (tesis de grado). Universidad Politécnica Salesiana sede Cuenca. Ecuador
39. Centro De Investigaciones Energéticas, Tecnológicas y Medioambientales. (1987). *Análisis Radioquímico de radio total Radio-226 y Radio-224*. (0081-3397). Recuperado de http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/_Public/38/063/38063281.pdf. (Fecha de revisión 04-06-2019)

40. Zsabo, Z., Depaul, V., Fischer, J., Kraemer, T., y Jacobsen, E. (2012) . Occurrence and Geochemistry of Radium in Water from Principal Drinking-Water Aquifer Systems of The United States. *Applied Geochemistry*. 27,729-752.
41. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). (2018). *Vigilancia Volcánica*. Recuperado de <http://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/vigilancia/>. (Fecha de revisión 04-06-2019)
42. Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). (2006). *Mecanismo de Ruptura de Taludes en Ignimbritas de Tierra Blanca Joven, Caldera De Ilopango, El Salvador*. (49). Recuperado de <http://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00049/doc00049.htm>. (Fecha de revisión 24-01-2019)
43. Gonzalez, I., Reyes., & Rivas, G. (2012). *Estudio De Vulnerabilidad En El Municipio De Verapaz, Del Departamento De San Vicente En El Periodo De Marzo A septiembre De 2012*. (tesis de grado). UES, El Salvador.
44. Cigolini, C., Poggi, P., Ripepe, M., Laiolo, M., Ciamberlini, C., Delle Donne, D., Ulivieri, G., Coppola, D., Lacanna, G., Marchetti, E., Piscopo, D., & Genco, R. (2009). Radon surveys and real-time monitoring at Stromboli volcano: Influence of soil temperature, atmospheric pressure and tidal forces on ²²²Rn degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 184. 381–388
45. Olmos, R., Barahona, F., Henríquez B., Benítez, E., Hernández, Hernández, P., Pérez, N. & López, D. (2006). *Anomalías de Radón y Torón en el cerro pacho y en el cráter del Volcán de Santa Ana El salvador*. Instituto de Ciencias de la Tierra Universidad de El Salvador.

46. Servicio Nacional de Estudios Territoriales SNET. (S. f.). Mapa Geológico General de El Salvador. Recuperado de a partir de <http://www.snet.gob.sv/Geologia/Sismologia/3mapageo.htm>. (Fecha de revisión 04-06-2019)
47. Servicio Nacional de Estudios Territoriales SNET. (2001). *Geología*. Recuperado de <http://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00001/doc00001-seccion%20g%201.pdf>. (Fecha de revisión 01-05-2018)
48. Foden, J. (1986). The petrology of Tambora volcano, Indonesia: A model for the 1815 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 27(1-2). [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(86\)90079-X](https://doi.org/10.1016/0377-0273(86)90079-X).
49. Mendoza, L.G. (2011). *Protocolo de Muestreo, Transporte y Conservación de Muestras de Agua con Fines Múltiples (consumo humano, abrevado animal y riego)* (pp. 1-6). Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Recuperado a partir de <https://bit.ly/2M5R2l6>. (Fecha de revisión 07/02/19)
50. Garcia, J. Lorian, G. & Gimenez, R. (1999). Ejemplos de anomalías del radon-222 Como Precursoras de Eventos Sísmicos en Costa Rica, *Rev. Geol. Amér. Central*, 23: 87-96, 2000.
51. Reglamento Técnico Salvadoreño. (2018). *Agua de consumo humano. Requisitos de calidad e inocuidad*. (419). Recuperado a partir de <https://bit.ly/2luUABT>. (Fecha de revisión 26-09-2018)

XIII. ANEXOS.

ANEXO 1.

**DIFERENTES EQUIPOS ELABORADOS PARA LA OPTIMIZACIÓN DEL
MUESTREO**

Diseño de equipo de muestreo:

El equipo mostrado en la imagen de la **Figura 27**, muestra el equipo con el que se iniciaron las pruebas preliminares en el laboratorio, las cuales consistían en generar vapor y condensarlo. Dicho equipo constaba de las siguientes partes: generador de vapor de agua (beaker y hot plate), captador del vapor (embudo de vidrio) condensador (manguera en forma de serpentín y hielera) con mezcla frigorífica hielo-cloruro de sodio, recipiente para la recolección del condensado (un frasco cualquiera) y bomba de vacío. Cabe destacar que este esquiopo de prueba fue el primero que se utilizó para una visita de reconocimiento del punto de muestreo, con la diferencia que la captación del gas y recipiente de recolección del condensado empleado fueron los mismos que se muestran en la **Figura 28**.



Figura 27. *Diseño experimental de equipo de muestreo.*

Primer equipo de muestreo utilizado:

La siguiente imagen (**Figura 28**), muestra el primer equipo utilizado en el sitio de muestreo con el cual se obtuvieron las muestras uno y dos. Como se puede observar, este es el que se modificó a partir del diseño experimental, razón por la cual posee diferencias muy notorias, como la no utilización de la bomba de vacío, debido a que no fue necesaria en el sitio de muestreo, puesto que la fumarola empleada como punto de recolección poseía una presión de salida de vapor lo suficientemente elevada como para que la captación del mismo se diera sin dificultad. Además, en el sistema de condensación posteriormente se utilizaron varillas de vidrio unidas con manguera tygon 1/4" diámetro interior, esto se modificó debido a que, en la visita de reconocimiento, el equipo de diseño experimental de laboratorio no presentó buen desempeño, ya que se obtuvieron solo 50 mL de condensado.

Con las modificaciones realizadas a este equipo, se logró obtener una eficiencia de volumen condensado hasta de 1 L, en las muestras tres, cuatro y cinco recolectados durante el transcurso de tres horas, lo cual, si bien representa una mejora significativa, resulta insuficiente para la realización de los análisis de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn) simultáneamente. Asimismo, también se presentaron problemas en las uniones manguera-varilla de vidrio, llegando incluso al punto de producir la contaminación de una muestra.



Figura 28. Primera modificación de equipo de muestreo utilizado.

Segundo equipo de muestreo utilizado:

En la **Figura 29**, se muestra el equipo con todas las modificaciones incorporadas para la recolección de las muestras con las características descritas en la metodología, este dispositivo fue implementado en la recolección de condensado desde la muestra número seis correspondiente a la fecha del 24 de octubre del 2016, mientras que las muestras anteriores a estas fueron realizadas con el primer equipo de muestreo descrito anteriormente. Los cambios más significativos fueron, entre otros, la inclusión de dos sistemas de condensación, los cuales estaban elaborados en su interior con serpentines hechos totalmente de varilla de vidrio para corregir las dificultades presentadas en los sistemas anteriores. La introducción de un nuevo sistema de condensación supuso la incorporación de una mayor cantidad de hielo para el enfriamiento de ambos sistemas de condensación.

Las mejoras realizadas al equipo permitieron la posibilidad de obtener buenos resultados, siendo capaz de lograr un descenso de la temperatura del condensado cercano a los 72 °C y la obtención de un volumen de condensado de 2 L, ya que en los condensados obtenidos en las muestras uno y dos, realizadas con el primer prototipo del equipo de muestreo la temperatura del condensado era de 90 °C y un volumen de 600 mL, mientras que, con estas adaptaciones la temperatura media de condensado rondaba los 20 °C. De esta manera, se logró recolectar el volumen necesario para el desarrollo de las metodologías para detección de radio (^{226}Ra) y radón (^{222}Rn).



Figura 29. Segunda Modificación del Equipo de Muestreo Utilizado.

ANEXO 2.

PROTOCOLO PARA LA MEDICIÓN DE ISOTOPOS RADIO Y RADÓN

Precauciones generales.

El siguiente protocolo es desarrollado según las revisiones bibliográficas y observaciones que se realizaron durante la presente investigación ^(3,4,49).

Es necesario precisar, los elementos requeridos y condiciones (envase, procedimientos y cuidados) para la toma de la muestra, cuando se planifica un muestreo de isótopos radiactivos, en este caso, ^{226}Ra y ^{222}Rn en condensados fumarólicos.

1. Material de campo indispensable

- Envases para el muestreo de tereftalato de polietileno (rotulados o bien envases y elementos para rotular - cinta o etiqueta autoadhesiva)
- Planillas de registro, cuaderno y lápiz.
- Campana de recolección de gases fumarólicos
- Condensador
- Conservadora con hielo

De ser posible:

- GPS
- Medidor de pH portátil.
- Conductivímetro portátil.
- Termómetro.
- Agua destilada para la limpieza de los electrodos y sondas.

2. Pasos prácticos para la toma de la muestra para análisis físico-químico.

- Si el envase está rotulado verificar que sea el correcto.
- Que el envase tenga una capacidad de por lo menos 1 litro.
- Enjuagar 2 a 3 veces con la fuente de agua condensada que se va a muestrear, desechando el agua de enjuague.
- Recoger la muestra sin dejar cámara de aire.
- Cerrar el envase asegurando su cierre hermético.

- Guardar la muestra en lugar fresco (interior de un vehículo) o en hielera y llevarla al laboratorio en el menor tiempo posible (se recomienda como tiempo máximo de entrega a laboratorio de 1 día, pues la vida media de desintegración del radón (^{222}Rn) es de 3.8 días y este tienen influencia directa con la concentración de este isotopo en la muestra, así como una alta temperatura también disminuye la solubilidad del gas en la muestra pudiendo generar pérdidas).

3. Procedimiento realizado para la toma de muestra y medición del ^{226}Ra y ^{222}Rn

a) Condensación de las muestras.

Una vez asegurándose de tener todos los materiales necesarios, se debe proceder a realizar el condensado de las muestras, el cual debe realizarse con el sistema de condensación descrito en la metodología. En este caso, cada uno de los muestreos incluía un tiempo de recolección promedio de tres horas, iniciando a las 9 a.m. y finalizando de esta manera alrededor de las 12 p.m.



Figura 30. *Recolección de las muestras en el sitio de estudio.*

b) Obtención de la muestra.

Luego de recolectar las muestras y tenido los cuidados descritos anteriormente se destina un litro para la medición de radio y otro para radón, en la **Figura 31**, se muestran las imágenes donde se aprecian los dos litros de condensado recolectados, los cuales son llevados el mismo día al laboratorio del (CIAN-FIA-UES) y son trasferidos a recipientes de un litro, adecuados para su correspondiente procedimiento de análisis



Figura 31. Muestras del condensado obtenidas en el sitio de estudio.

c) Descripción del proceso experimental del radón.

Una vez la muestra se encuentra en el laboratorio, el litro destinado para el análisis de radón, se mezcló con 40 mL de coctel centellador a base de tolueno y se agitó por un minuto, con la finalidad de separar el radón ^{222}Rn disuelto en la muestra de agua condensada.



Figura 32. Mezcla de muestra condensada y coctel centellador

d) **Extracción del radón ^{222}Rn**

Luego de la separación de las fases en la mezcla anterior, se extrajo una cantidad de coctel de 20 mL y es transferida a un vial PET (polietilentereftalato) el cual se selló y limpió con un paño impregnado con etanol y se dejó reposar durante tres horas.



Figura 33. Radón disuelto en coctel de centelleo.

e) **Medición de radón ^{222}Rn**

Luego de trascurridas las tres horas, el vial se colocó en un contador de centelleo líquido modelo TRI-CARB 2100 TR y se analizó en todo el espectro (0 a 2000 KeV) durante 60 minutos (1 hora).



Figura 34. Equipo de centelleo líquido.

f) Obtención de resultados

Finalmente, se obtuvieron los resultados de los conteos del radón y su respectivo espectro.

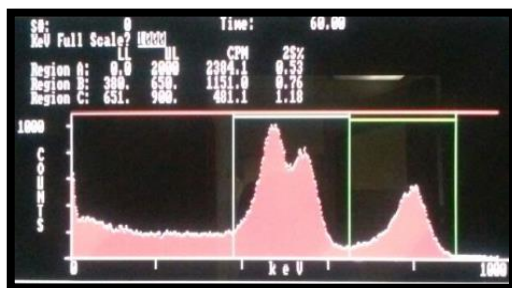


Figura 35. Espectro obtenido en el equipo de centelleo líquido

4. Descripción del proceso experimental del radio ^{226}Ra

a) Filtrado de la otra muestra de ^{226}Ra

Una vez realizado el procedimiento de extracción y medición de radón, el segundo litro de muestra condensada reservado para el estudio del radio, se dejó reposar por un día, luego de lo cual, se filtró para remover posibles residuos o exceso de minerales que puedan interferir en el análisis.

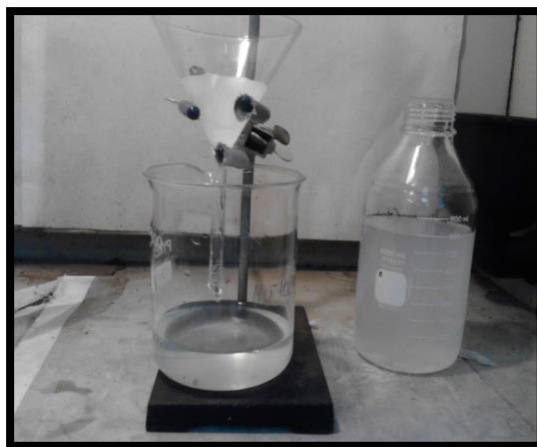


Figura 36. Filtrado de muestra condensada.

b) Precipitación del radio (^{226}Ra)

El radio ^{226}Ra se extrajo mediante la precipitación de este elemento. El procedimiento se realiza agregando CaHPO_4 en condiciones ácidas hasta disolución completa y posterior coprecipitación en condiciones básicas mediante la adición de NaOH en concentración 2.5 N



Figura 37. *Proceso de adición de hidróxido de sodio para la coprecipitación del radio.*

c) Extracción del radio (^{226}Ra)

La suspensión formada en el paso anterior, se dejó precipitar durante toda la noche para después ser centrifugado durante 15 minutos a 2,500 rpm, luego, se separó el sobrenadante y el precipitado se disolvió agregando HCl concentrado, esta disolución fue trasladada a un vial de vidrio donde se realizó el análisis. Se realizó una serie de lavados al recipiente original que contenía la muestras con un poco de agua destilada, con el objetivo de arrastrar todo el radio en el recipiente antes mencionado, hasta completar 10 mL



Figura 38. *Separación del centrifugado*

d) Crecimiento del radón ^{222}Rn

Al resultado obtenido en el paso anterior, se le añadió 10 mL de coctel de centelleo con la finalidad de retener el radón producido del decaimiento radiactivo del radio, este vial se selló y limpió con un paño impregnado con etanol y se dejó reposar durante 30 días, tiempo necesario para alcanzar el equilibrio secular (el cual ocurre en aquellos casos en los cuales el periodo de desintegración del “padre” ^{226}Ra es mucho mayor que el del “hijo” ^{222}Rn y ambos radionúclidos decaen con el periodo del “padre”)



Figura 39. Crecimiento del radón a partir del radio.

e) Medición y obtención de resultados

Cuando ha pasado el tiempo necesario para alcanzar el equilibrio secular, se procede a la medición indirecta del radio ^{226}Ra mediante el radón ^{222}Rn producido esto durante una medición de 16 Horas y 40 minutos en el equipo de centelleo líquido. Finalmente, se obtienen los resultados junto con su respectivo espectro.

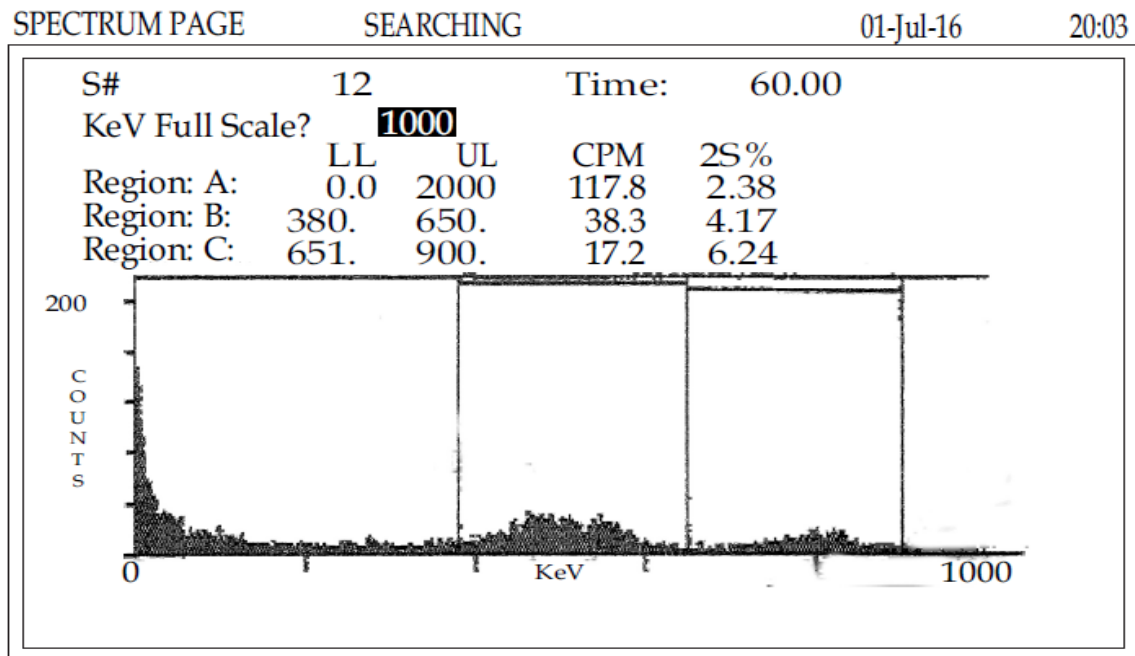


Figura 40. Equipo de centelleo líquido y espectro de radio obtenido.

ANEXO 3.

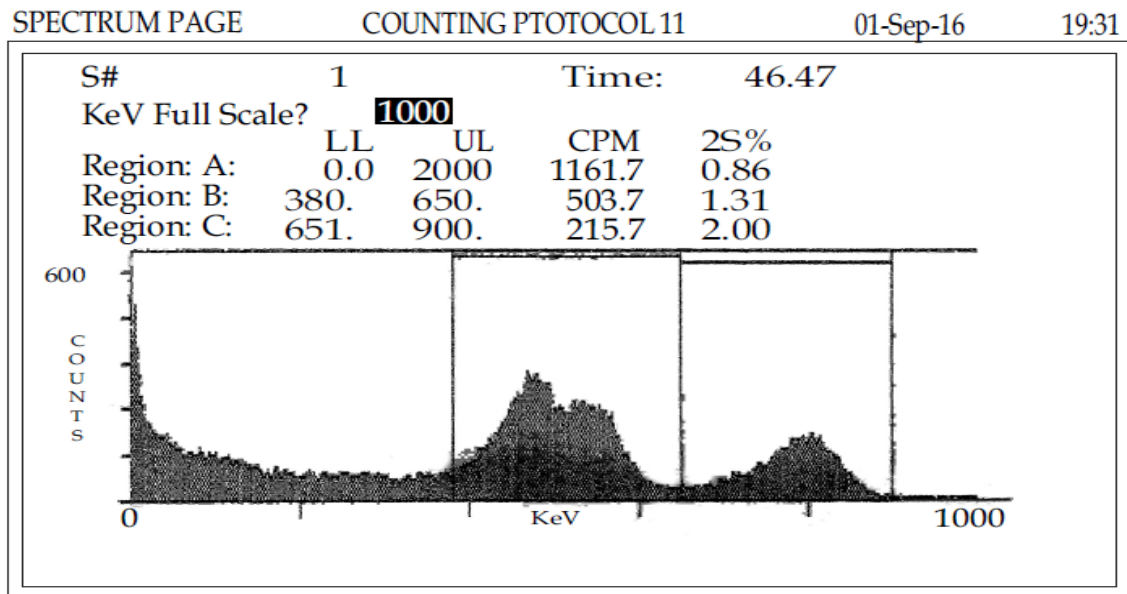
ESPECTROS OBTENIDOS DE RADIO Y RADON

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



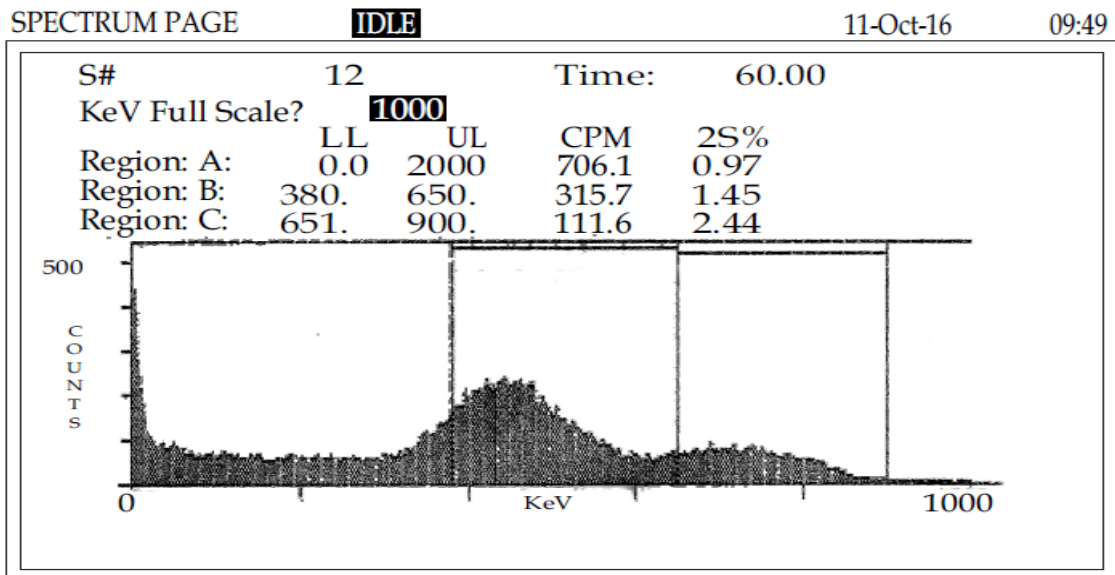
Este espectro pertenece a la muestra número dos de la medición de radón correspondiente a la fecha del 30 de junio del 2016, en la cual se obtuvieron conteos por minuto para la región de 117.8 CPM, que corresponden a una concentración de 2.37 Bq/L. Esta muestra no ha sido considerada para valorar los resultados debido al volumen analizado

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



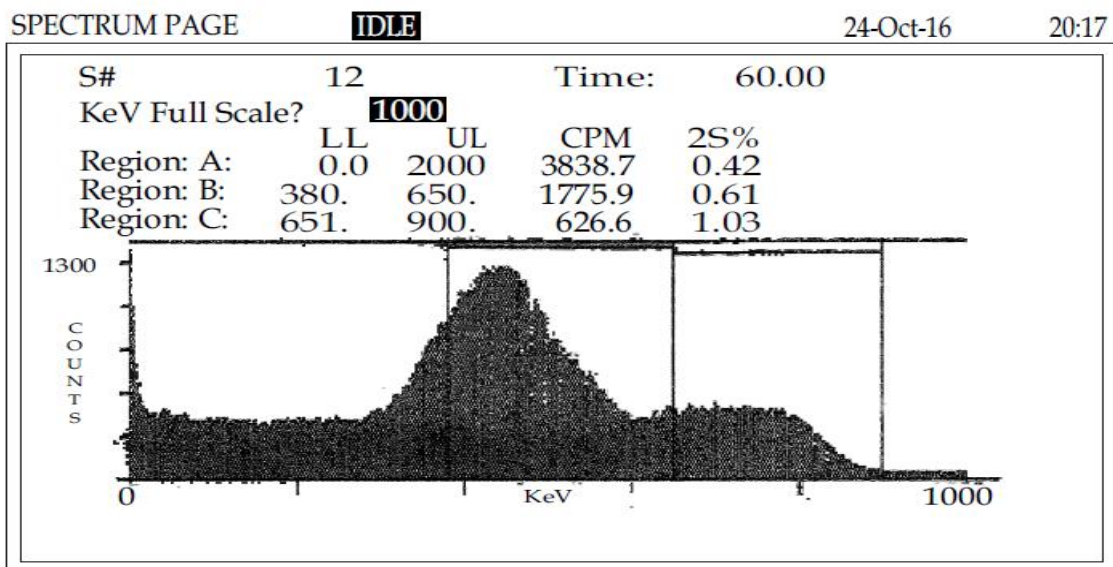
Este espectro pertenece a la muestra número cuatro de la medición de radón, correspondiente a la fecha del 1 de septiembre del 2016, en la cual se obtuvieron conteos por minuto para la región de 1,461 CPM los cuales generan una concentración de 25.94 Bq/L. cabe destacar que los picos alfa de los emisores radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) corresponden a el nivel de energía registrado en bibliografía encontrada.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



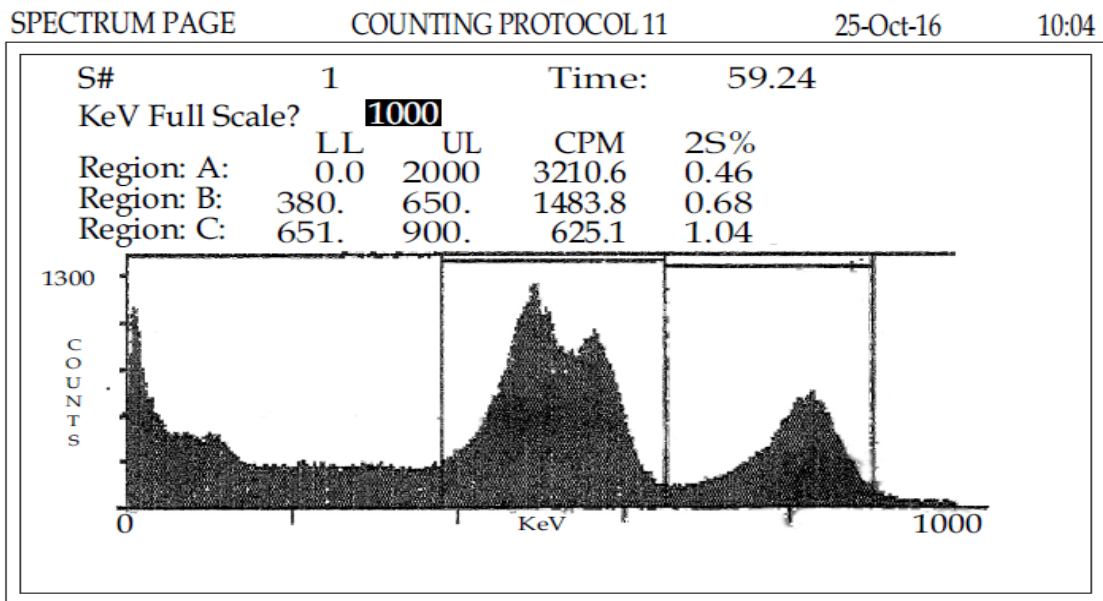
Este espectro pertenece a la muestra número cinco de la medición de radón correspondiente a la fecha del 10 de octubre del 2016, en la cual se obtuvieron conteos por minuto de 706.1 CPM los cuales representan una concentración de 13.44 Bq/L. Además, es evidente que la resolución de los picos de identificación de los emisores alfa de radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) presenta un solapamiento debido a la utilización de vial de vidrio los cuales presenta un alto fondo.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



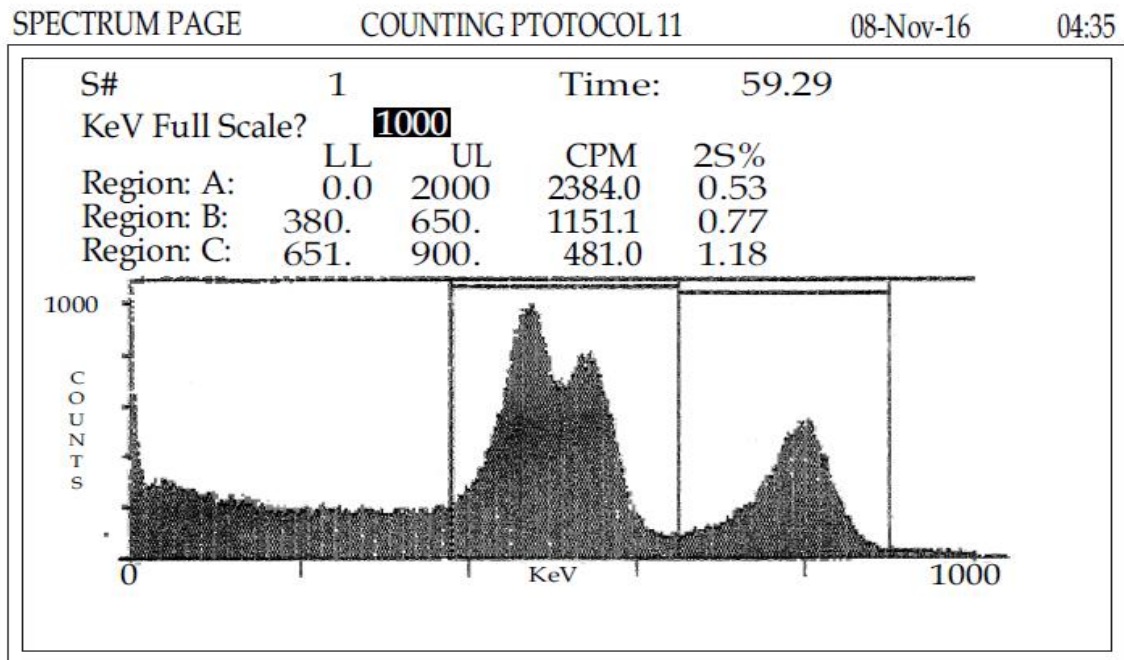
Este espectro pertenece a la muestra número seis de la medición de radón correspondiente a la fecha del 24 de octubre del 2016, en la cual se obtuvieron conteos por minuto de 3.338.7 CPM, los cuales representan una concentración de 60.17 Bq/L. Además, es evidente que la resolución de los picos de identificación de los emisores alfa de radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) presentan un solapamiento debido a la utilización de vial de vidrio. Cabe destacar que esta medición fue la que presento mayor concentración durante el estudio.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



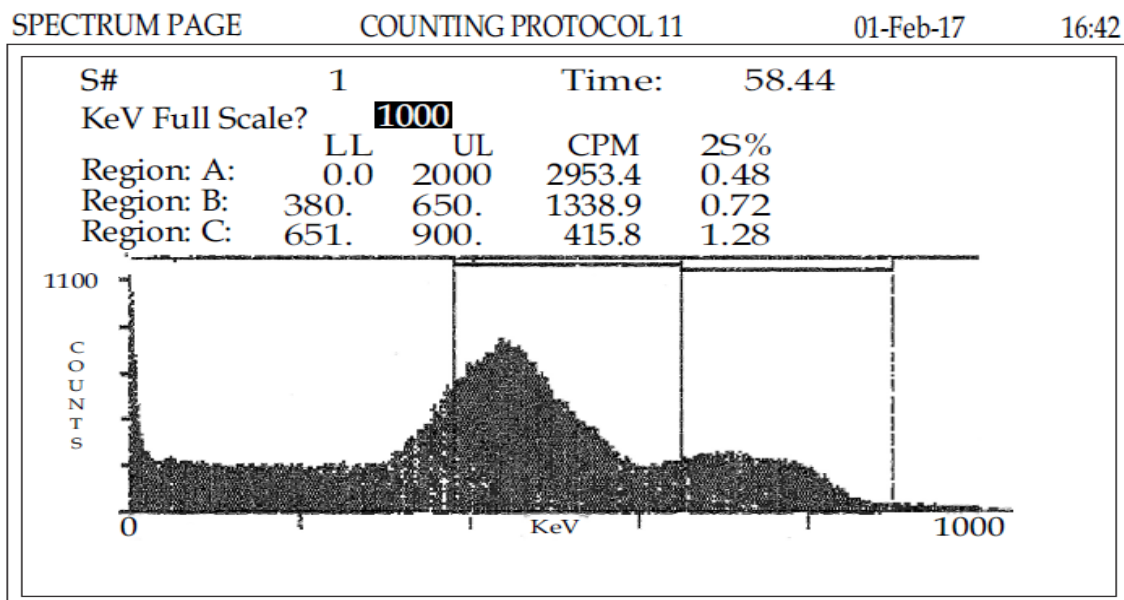
Este espectro pertenece a la muestra número seis de la medición de radón correspondiente a la fecha del 24 de octubre del 2016, dicha muestra fue medida un día antes en vial de vidrio y posteriormente en vial PET para observar los picos de los emisores alfa de radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) los cuales concuerdan con la bibliografía.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



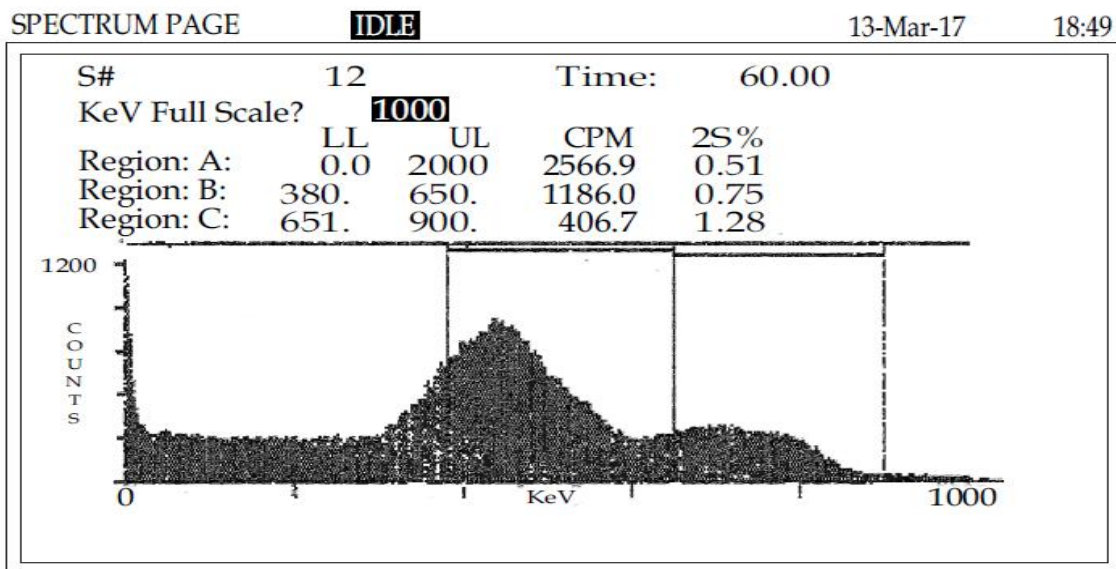
Este espectro pertenece a la muestra número siete de la medición de radón correspondiente a la fecha del 8 de noviembre del 2016, en la cual se obtuvieron conteos por minuto de 2,384.05 CPM los cuales representan una concentración de 41.63 Bq/L. cabe destacar que los picos alfa de los emisores radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) corresponden con los encontrados en bibliografía.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



Este espectro pertenece a la muestra número diez de la medición de radón correspondiente a la fecha del 1 de febrero del 2017, en la cual se obtuvieron conteos por minuto de 2,952.4 CPM, los cuales representan una concentración de 52.30 Bq/L. Además, es evidente que la resolución de los picos de identificación de los emisores alfa de radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) presentan un solapamiento debido a la utilización de vial de vidrio.

Espectro obtenido de la medición de radón ^{222}Rn



Este espectro pertenece a la muestra número once de la medición de radón correspondiente a la fecha del 13 de marzo del 2017, en la cual se obtuvieron conteos por minuto de 2,566.9 CPM, los cuales representan una concentración de 45.53 Bq/L. Además, es evidente que la resolución de los picos de identificación de los emisores alfa de radón (^{222}Rn) y los del polonio (^{218}Po y ^{214}Po) presentan un solapamiento debido a la utilización de vial de vidrio los cuales presentan un alto fondo.