



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Caracterización radiométrica en ambientes
turbidíticos de la Formación Caracol mediante del
análisis espectral de rayos gamma en el área de
Mexquitic y Ahualulco, S.L.P.**

Tesis que presenta

Rosario Cruz Pérez

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. Vsevolod Yutis

San Luis Potosí, S.L.P., Mayo de 2018



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "**Caracterización radiométrica en ambientes turbidíticos de la formación Caracol mediante del análisis espectral de rayos gamma en el área de Mexquitic y Ahualulco, S.L.P.**" presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Rosario Cruz Pérez** y aprobada el treinta y uno de mayo del dos mil dieciocho por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutsis
Director de la tesis

Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz
Miembro del Comité Tutorial

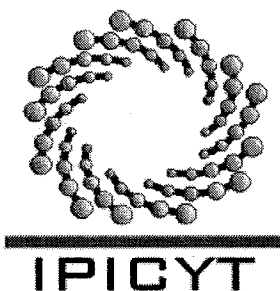
Dr. José Alfredo Ramos Leal
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Vsevolod Yutsis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 598158 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 034 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 31 días del mes de mayo del año 2018, se reunió a las 11:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Vsevolod Yutsis	Presidente	IPICYT
Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz	Secretario	UASLP
Dr. José Alfredo Ramos Leal	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Rosario Cruz Pérez

sobre la Tesis intitulada:

Caracterización radiométrica en ambientes turbidíticos de la formación Caracol mediante del análisis espectral de rayos gamma en el área de Mexquitic y Ahualulco, S.L.P.

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutsis

El Jurado, después de deliberar, determinó

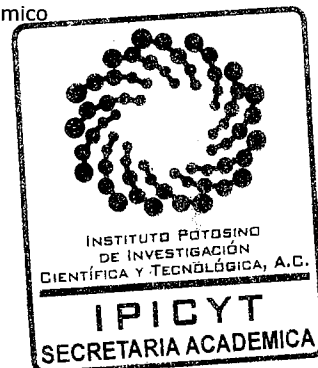
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 12:05 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 31 días del mes de mayo de 2018.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico



Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT) y a su apreciable personal por el apoyo brindado durante el período de la maestría.

Al Centro Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada.

A mis asesores por su valiosa ayuda, su paciencia y su disponibilidad. Sus observaciones, sus consejos y su oportuna orientación son los factores que llevaron a que este proyecto concluyera con buenos resultados, de verdad muchas gracias, tienen toda mi admiración y respeto.

A mi madre y a Betin, por ser mi pilar y mi motor, por impulsarme siempre a salir adelante, y por estar conmigo en todo momento. A mi padre por sus valiosos consejos y su apoyo, por sus ánimos y sus atenciones.

A Jorge por ser mi compañero y mi apoyo, por animarme cuando pensé que ya no podía, con nadie más hubiera pedido vivir esta aventura.

Al Pecera Team que durante esta etapa fueron mis amigos, mis compañeros y mis maestros en muchas cosas. Gracias por los recuerdos y las experiencias.

A la familia Islas Cruz (y asociados) porque desde el momento que decidí comenzar en este camino han sido mi apoyo incondicional. Que no acaben las comidas juntos.

Por último, a los amigos y familiares que siempre han creído en mí, que me apoyan en todo lo que me propongo, y que sin importar la distancia me animan a cumplir mis metas.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	i
Créditos Institucionales.....	ii
Agradecimientos	iv
Contenido.....	v
Lista de Figuras.....	viii
Resumen	x
Abstract.....	xi
Generalidades.....	1
1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos.....	2
1.3. Hipótesis.....	2
1.4. Localización y vías de acceso	2
1.5. Fisiografía.....	3
1.6. Antecedentes.....	3
Marco Geológico	5
2.1. Geología regional	5
2.1.1. Terrenos tectonoestratigráficos	5
2.1.2. La Cuenca Mesozoica del Centro de México.....	6
2.2. Geología Local	7
2.2.2. Formación Cuesta del Cura	9
2.2.3. Formación Indidura	9
2.2.4. Formación Caracol.....	9
2.2.4.1. Miembro somero El Pedregal	10
2.2.4.2. Miembro Profundo Santa Teresa	10
2.3. Ambientes Turbidíticos	11
Marco Teórico.....	16
3.1. Conceptos básicos de la Radiactividad.....	16
3.1.1. Estructura Atómica.....	16
3.1.2. Estabilidad Nuclear Atómica	17
3.1.3. Desintegración Nuclear y Radiaciones	18
3.1.4. Series de decaimiento.....	21

3.1.5.	Desintegración del K, U y Th	21
3.1.6.	Interacciones de los rayos gama con la materia.....	23
3.1.7.	Unidades empleadas para medir la radiactividad	25
3.2.	Fuentes de Radiactividad Natural.....	26
3.3.	Radiactividad de las Rocas y Minerales	26
3.3.1.	Radiactividad en rocas ígneas.....	27
3.3.2.	Radiactividad en rocas metamórficas	27
3.3.2.	Radiactividad en rocas sedimentarias	28
3.4.	Método radiométrico	28
	Metodología	31
4.1.	Funcionamiento de los centelleómetros y espectrómetros.....	31
4.2.	Especificaciones del Espectrómetro diferencial GRS-500.....	33
4.2.1.	Calibración del instrumento.....	34
4.3.	Errores en la medición.....	34
4.4.	Procedimiento en campo	35
4.5.	Trabajo de Gabinete	36
4.5.1.	Reducción de datos Radiométricos.....	37
	Resultados	41
5.1.	Curvas de concentraciones	44
5.1.1.	Afloramiento L0: <i>Canal Levee</i>	44
5.1.2.	Afloramiento L1: <i>Canal</i>	46
5.1.3.	Afloramiento L2. <i>Depósitos de Levee</i>	48
5.1.4.	Afloramiento L3. <i>Canal Abandonado</i>	50
5.1.5.	Afloramiento L4. <i>Lóbulo</i>	52
5.1.6.	Afloramiento LZ1. <i>Canal-Levee</i>	54
5.1.7.	Afloramiento LZ2. <i>Canal Abandonado</i>	56
5.1.8.	Afloramiento LZ3. <i>Canal</i>	58
5.1.9.	Afloramiento LZ4. <i>Canal</i>	60
5.1.10.	Afloramiento LZ5. <i>Levee</i>	62
5.1.11.	Afloramiento A0. <i>Canal-Levee</i>	64
5.1.12.	Afloramiento B0. <i>Canal-Lóbulo</i>	66
5.1.13.	Afloramiento C0. <i>Complejo de Canales</i>	68

Discusión	70
6.1. Relación entre tipo de facies y su respuesta radiométrica	71
Conclusiones	77
Referencias	78
ANEXO A	83

Lista de Figuras

Figura 1. Ubicación de los municipios de Mexquitic, Ahualulco y Moctezuma, así como las carreteras que son las principales vías de acceso a los afloramientos estudiados (Fuente: INEGI, Google Earth).....	2
Figura 2. Localización del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica de la Mesa del Centro (Fuente: INEGI).....	3
Figura 3. Distribución de Terrenos Tectonoestratigráficos. El área de estudio está representada por el recuadro negro. (Tomado de Campa y Coney, 1985).	5
Figura 4. Mapa geológico local de la zona de estudio. Se muestra también la ubicación de los afloramientos estudiados representados por estrellas negras. (Modificado de la carta geológica F14-4 escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (1998).....	7
Figura 5. Columna Estratigráfica Local. (Tomada y modificada de la carta geológica F14-4, escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano).	8
Figura 6. Esquema de corrientes de turbidez de las cuales resultan las turbiditas. La estratificación gradada es una característica importante de las turbiditas, dicha estructura se da por la disminución de energía de una corriente de turbidez (tomado de (Tarbuck & Lutgens, 2005).....	12
Figura 7. Serie de Bouma. Cada división corresponde a un régimen de flujo diferente. (Tomado y Modificado de Bouma, 1962).....	13
Figura 8. Ambientes de depósito de un abanico submarino (Tomado y modificado de Nichols, 2009)	14
Figura 9. Estructura atómica. Protones y neutrones se encuentran en el núcleo. Los electrones se encuentran orbitando en la corteza.	16
Figura 10. Gráfico del Número de Protones vs Número de Neutrones. La línea recta representa los puntos en los que $n/p=1$. La zona sombreada de rojo es denominada Cinturón de Estabilidad. (Tomado y modificado de Chang, 2002)....	18
Figura 11. Ejemplo del decaimiento del ^{238}U al ^{234}Th mediante la emisión de partículas alfa.	19
Figura 12. Ejemplo de desintegración Beta. En este ejemplo el ^{234}Th decae a ^{234}Pa , modificando su número atómico, pero no el másico.	19
Figura 13. Esquema que muestra el decaimiento por medio de fotones gamma. Los números másicos y atómicos no se alteran en este tipo de radiación.	20
Figura 14. Cambios en la estructura atómica asociados a los diferentes tipos de decaimiento radiactivo. (Dentith & Mudge, 2014).....	20
Figura 15. Esquema que muestra los rangos de Penetración de las radiaciones.	21
Figura 16. Series radiactivas del K, U y Th (Tomado de Dentith & Mudge, 2014)	22
Figura 17. El efecto fotoeléctrico. (Tomado de Bassiouni, 1994)	23
Figura 18. Esquema de la dispersión Compton. (Tomado de Bassiouni, 1994)....	24
Figura 19. Esquema de la producción de pares. (Tomado de Bassiouni, 1994) ...	24

<i>Figura 20. Mecanismos de interacción dominantes en relación con la energía de los rayos gamma y la capacidad de absorción del material con el que interactúan. (Tomado y modificado de Bassiouni, 1994)</i>	<i>25</i>
<i>Figura 21. Esquema que muestra diferentes maneras de llevar a cabo un estudio radiométrico, así como las distintas maneras de presentar resultados. (Tomado de Morgan, 2012).....</i>	<i>29</i>
<i>Figura 22. Diagrama de bloques de un centelleómetro (Scintrex Limited, 1997)..</i>	<i>31</i>
<i>Figura 23. Espectros de energía de rayos gamma para: a) Potasio b) Uranio c) Torio. (Tomado y modificado de IAEA, 2003).....</i>	<i>33</i>
<i>Figura 24. Ejemplo de la distribución de las líneas de medición en cada afloramiento.....</i>	<i>35</i>
<i>Figura 25. En cada línea de medición se hicieron lecturas en la base, en un punto intermedio y en la cima.</i>	<i>36</i>
<i>Figura 26. Ejemplo de cómo se capturaron los datos radiométricos recopilados en campo.</i>	<i>37</i>
<i>Figura 27. Mapas de concentración de: a) Cuenta Total(cps) y b) Potasio (%) ..</i>	<i>42</i>
<i>Figura 28. Mapas de concentración de: a) Uranio(ppm) y b) Torio (ppm)</i>	<i>43</i>
<i>Figura 29. Curvas de concentración del afloramiento L0..</i>	<i>45</i>
<i>Figura 30. Curvas de concentración del afloramiento L1.</i>	<i>47</i>
<i>Figura 31. Curvas de concentración del afloramiento L2.</i>	<i>49</i>
<i>Figura 32. Curvas de concentración del afloramiento L3</i>	<i>51</i>
<i>Figura 33. Curvas de concentración del afloramiento L4.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 34. Curvas de concentración del afloramiento LZ1.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 35. Curvas de concentración del afloramiento LZ2.....</i>	<i>57</i>
<i>Figura 36. Curvas de concentración del afloramiento LZ3.....</i>	<i>59</i>
<i>Figura 37. Curvas de concentración del afloramiento LZ4.....</i>	<i>61</i>
<i>Figura 38. Curvas de concentración del afloramiento LZ5.....</i>	<i>63</i>
<i>Figura 39. Curvas de concentración del afloramiento A0.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 40. Curvas de concentración del afloramiento B0.....</i>	<i>67</i>
<i>Figura 41. Curvas de concentración del afloramiento C0.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 42. Mapa de concentración de Cuentas Totales (cps).</i>	<i>72</i>
<i>Figura 43. Mapa de concentración de potasio, dado en %K.</i>	<i>73</i>
<i>Figura 44. Mapa de concentración de uranio, dado en ppmU.....</i>	<i>74</i>
<i>Figura 45. Mapa de concentración de Torio, dado en ppm Th.....</i>	<i>75</i>

Resumen

“Caracterización radiométrica en ambientes turbidíticos de la Formación Caracol mediante del análisis espectral de rayos gamma en el área de Mexquitic y Ahualulco, S.L.P.”

Las propiedades radioactivas de las rocas varían según el contenido de minerales en cuyas estructuras estén presentes radioelementos. Estos elementos tienden a concentrarse en minerales arcillosos, los cuales a su vez forman rocas sedimentarias de granos finos, como las lutitas o las limolitas.

La radiometría es una técnica de prospección geofísica que se basa en la medición de los rayos gamma que se desprenden de la desintegración de isótopos del potasio, uranio y del torio, principalmente, y permite estimar las concentraciones de dichos elementos en una roca, o bien en un área determinada. Mediante un análisis espectral de rayos gamma es posible establecer relaciones entre la radioactividad de una roca y aspectos de su sedimentación y ambiente de depósito.

En este trabajo se llevó a cabo un estudio radiométrico en depósitos turbidíticos del Cretácico Superior, ubicados en los municipios de Mexquitic y Ahualulco, en San Luis Potosí. La finalidad del análisis fue encontrar diferencias entre las concentraciones de radioelementos en diferentes sub-ambientes del sistema, y tratar de ligar dichas diferencias con las características litoestratigráficas, así como con los ambientes de depósito.

Las concentraciones promedio señalan un nivel de radioactividad medio-alto para rocas sedimentarias, según la IAEA, sobre todo las concentraciones de U y Th. Los resultados del estudio permitieron establecer rangos de concentraciones tanto de radioactividad total (TC), potasio (k), uranio (u) y torio (Th) para cada sub ambiente del sistema turbidítico y de esta manera observar las diferencias entre ellos.

Palabras clave: Radiometría Terrestre, Formación Caracol, Sistemas Turbidíticos, Radioactividad Natural, potasio, torio, uranio.

Abstract

“Radiometric Characterization in turbiditic environments of the Caracol Formation through the gamma ray spectral analysis in the Mexquitic and Ahualulco area in S.L.P.”

Radioactive properties in rocks vary according to the content of minerals in which lattice are present radioelements. These elements tend to concentrate in clay minerals, which in turn form fine grain sedimentary rocks such as shales and siltstones.

Radiometry is a geophysical prospecting technique that is based on the measurement of gamma rays arising from the decay of isotopes of potassium, uranium and thorium, mainly, and allows to estimate the concentrations of these elements in a rock, or in a certain area. By means of a gamma ray spectral analysis it is possible to establish relationships between the radioactivity of a rock and aspects of its formation and deposit environment.

In this work a radiometric study was carried out in turbiditic deposits of the Upper Cretaceous, located in the municipalities of Mexquitic and Ahualulco, in San Luis Potosí. The purpose of the analysis was to find differences between radioelement concentrations in different sub-environments of the system and try to link these differences with the lithostratigraphic characteristics, as well as with the deposit environments.

The average concentrations indicate a level of medium-high radioactivity for sedimentary rocks, according to the IAEA, especially the concentrations of U and Th. The results of the study allowed to establish ranges of concentrations of both total radioactivity (TC), potassium (k), uranium (u) and thorium (Th) for each sub environment of the turbiditic system and in this way observe the differences between them.

Keywords: Ground Radiometric, Caracol Formation, Turbiditic Systems, Natural Radioactivity, potassium, uranium, thorium

Generalidades

1.1. Introducción

La radiometría es un método de exploración geofísica, cuyo objetivo es medir la radiación natural de las rocas, la cual es generada principalmente por isotopos del potasio, uranio y torio que desprenden rayos gamma durante su desintegración.

Dicho método se aplica en diversos campos de estudio. La exploración geofísica, el mapeo geológico y geoquímico y la identificación de áreas contaminadas por desechos nucleares son algunos ejemplos de su aplicación.

La prospección radiométrica es una técnica ampliamente utilizada como apoyo al mapeo litológico, particularmente útil para la delimitación de unidades arcillosas debido a la cantidad de elementos radioactivos presentes en ellas. Los estudios de medición de rayos gamma en superficie, ya sea en suelos o en afloramientos, es una herramienta análoga para los registros de rayos gamma en perforaciones de pozos, los cuales sirven, entre otras cosas, para delimitar litologías en el subsuelo.

La radiactividad de cada tipo de roca dependerá del contenido de minerales que la conformen en cuya estructura estén presentes uno o más radioelementos del potasio (K), uranio (U) o torio (Th). Algunas rocas tienen más contenido radiactivo que otras, y esto deriva íntegramente de las condiciones bajo las que se formaron, por ejemplo, los ambientes de depósito y la composición de la roca madre en el caso de rocas sedimentarias; el contenido de feldespatos o de sílice en el caso de las rocas ígneas; y el protolito en el caso de las rocas metamórficas, por mencionar algunos.

De esta manera, se puede relacionar la firma espectral radiométrica tanto con el tipo de roca estudiada, como con el ambiente y los factores de su formación, y de esta manera delimitar contactos en, por ejemplo, una secuencia sedimentaria.

En este estudio se analizó la respuesta de rayos gamma en depósitos de ambientes turbidíticos de edad Cretácica localizados en los municipios de Mexquitic de Carmona, Ahualulco y Moctezuma en el estado de San Luis Potosí, con el objetivo de encontrar la relación entre dichas respuestas con las características litoestratigráficas de la Formación Caracol. Además, se busca comparar las respuestas entre depósitos de los sub ambientes de tipo canal, levee y lóbulo, dentro de un sistema turbidítico.

Al llevar a cabo este trabajo se busca correlacionar el análisis de los elementos radiactivos encontrados en afloramientos con la litología presente en cada sección. Además, la información radiométrica que recaudada en este trabajo es relacionada con aspectos del ambiente de depósito de las rocas en cuestión.

1.2. Objetivos

- Realizar un análisis de las concentraciones de los radioisótopos del potasio, uranio y torio en diferentes sub-ambientes sedimentarios.
- Encontrar una relación entre los diferentes tipos de litologías presentes en los afloramientos y la respuesta de rayos gamma que presente cada perfil.
- Evaluar si la metodología propuesta es efectiva para determinar la arcillosidad de un paquete de rocas determinado.
- Establecer rangos de concentración característicos para cada sub-ambiente de un sistema turbidítico en particular.

1.3. Hipótesis

La radioactividad de las rocas sedimentarias detríticas depende del contenido de minerales arcillosos que haya en su composición, así como aspectos de su formación tales como el ambiente de depósito y la composición de la roca madre, por eso existe una relación entre estos factores y la firma radiométrica de una roca.

1.4. Localización y vías de acceso

Los afloramientos estudiados se localizan dentro de los municipios de Mexquitic y Aqualulco, en la porción oeste del estado de San Luis Potosí. Las principales vías de acceso son la carretera federal número 49 (San Luis Potosí-Zacatecas) y la Carretera Federal 63 (Fig. 1).

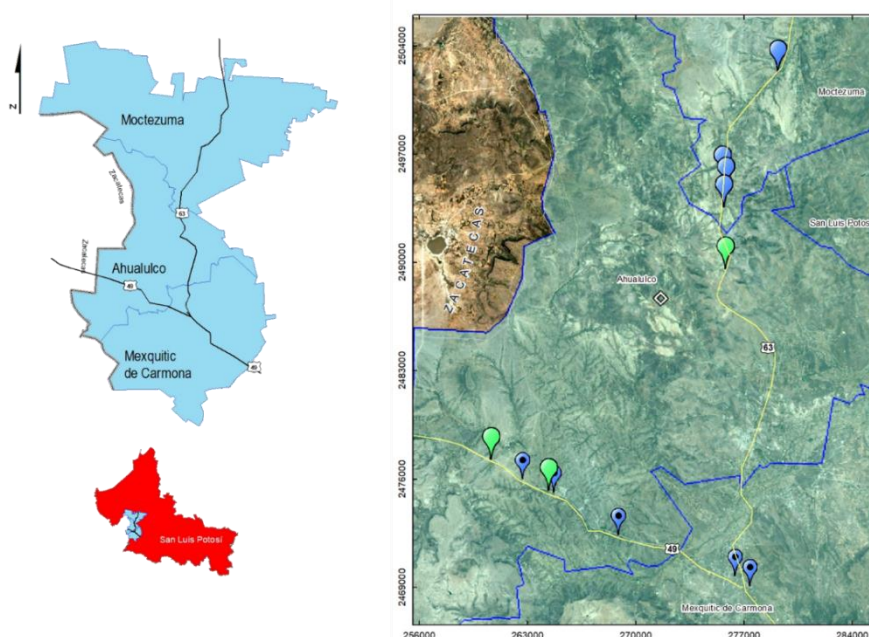


Figura 1. Ubicación de los municipios de Mexquitic, Aqualulco y Moctezuma, así como las carreteras que son las principales vías de acceso a los afloramientos estudiados (Fuente: INEGI, Google Earth)

1.5. Fisiografía.

Fisiográficamente el área de estudio se encuentra situada dentro de la provincia de la Mesa Central. Esta provincia colinda al norte con la Sierra Madre Oriental, al oeste por la Sierra Madre Occidental y al sur por el Eje Neovolcánico (Fig. 2).

La Mesa del Centro es una región elevada de amplias llanuras y sierras dispersas cuya cubierta son principalmente rocas volcánicas cenozoicas. (INEGI, 2008).

La Mesa del Centro fue propuesta como provincia fisiográfica por Raisz en 1959, quien la describe como una zona de cuencas elevadas rodeadas por sistemas de montañas. Este autor propone la subdivisión de la provincia en dos regiones. La región norte se describe con cotas más altas a los 2000 msnm y una zona montañosa cubierta por rocas volcánicas cenozoicas. Por su parte, la región norte es una planicie extensa con sierras aisladas que están constituidas principalmente de rocas marinas de edad Mesozoica.

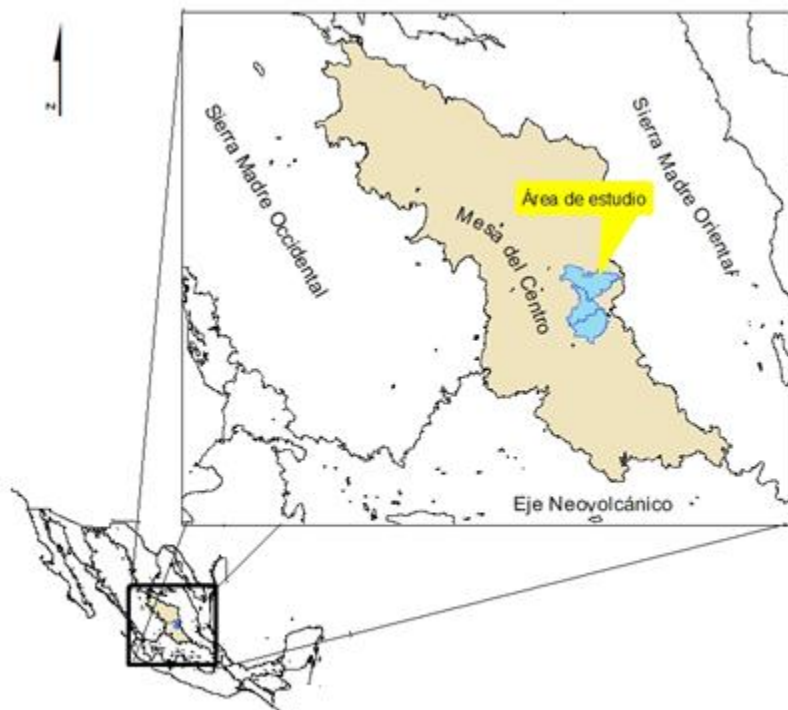


Figura 2. Localización del área de estudio dentro de la provincia fisiográfica de la Mesa del Centro (Fuente: INEGI).

1.6. Antecedentes

La Formación Caracol fue descrita originalmente por Imlay (1936) en la parte oriental de la Sierra de Parras Coahuila. La localidad tipo se encuentra en la margen poniente del Arroyo Caracol, en la Sierra San Ángel en Coahuila.

Padilla y Sánchez (1978) reporta un afloramiento al suroeste de Nuevo León. Dicho afloramiento está constituido por alternancias rítmicas de areniscas y limolitas, y los autores le asignan una edad del cretácico superior basándose en la estratigrafía.

En 1988, PEMEX lleva a cabo un estudio sobre la estratigrafía del Mesozoico, en el cual se reporta la Formación Caracol como una sucesión irregular de lutita, arenisca y caliza con pequeñas capas interestratificadas de toba, y cuyo ambiente de deposición está representado por un flysch progresivo asociado con frentes deltaicos y pro-deltas.

Silva-Romo (1993) reporta que la Formación Caracol está constituida por areniscas que muestran la secuencia Bouma, y cuya procedencia es asociada a la erosión de un arco magmático.

Ocampo-Díaz en 2013 sugiere la presencia de transporte sedimentario atribuidos a sistemas hiperpícnicos en la Formación Caracol en áreas cercanas a Mexquitic de Carmona, en San Luis Potosí. Dicho autor reporta 12 facies y 7 asociaciones de facies, que respaldan la hipótesis del sistema hiperpícnico, que además se ve combinado con sistemas de abanicos submarinos clásicos. En esta misma área, Ruiz-Cigarrillo et al (2014) describe esta Formación como alternancias rítmicas de lutitas, areniscas y areniscas conglomeráticas, lo que da a la interpretación de depósitos de abanicos submarinos.

Con base en los resultados del análisis de características sedimentológicas, petrográficas y de catodoluminiscencia, Ocampo-Díaz y Bello-Ríos en 2014 sugieren que la Formación Caracol está relacionada con fuentes erosionadas que derivan de un arco magmático del Arco Alisitos y del Terreno Guerrero.

En 2017, Cuevas-Barragán y Ocampo-Díaz llevan a cabo un estudio litoestratigráfico y sedimentológico detallado de la Formación Caracol en el área de Mexquitic y Ahualulco, a partir del cual dichos autores dividen informalmente la Formación en dos miembros: El miembro profundo Santa Teresa, del Coniaciano Tardío-Santoniano) y el miembro somero El Pedregal (posiblemente del Santoniano). El miembro profundo Santa Teresa, con base en sus características sedimentológicas, es descrito como el producto de dos sistemas de depósito contemporáneos, de los cuales uno es un sistema turbidítico que dio paso al desarrollo de complejos de canales-levee. Los resultados del trabajo de Cuevas-Barragán y Ocampo-Díaz permitió una reconstrucción sedimentológica en la cual está basado el presente trabajo.

A pesar de los diversos estudios que se han llevado a cabo de esta Formación, no se tiene registrado un estudio radiométrico como el presente.

Marco Geológico

2.1. Geología regional

2.1.1. Terrenos tectonoestratigráficos

Según la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos propuesta por Campa y Coney (1985) el área de estudio está situada dentro del Terreno Sierra Madre (Fig. 3), el cual está compuesto por unidades que van desde el Precámbrico hasta el Cretácico Tardío. Estratigráficamente este terreno se compone de un basamento metamórfico de edad precámbrica, sobre el cual yace una secuencia mesozoica plegada y cabalgada que está compuesta por sucesiones de calizas, areniscas y lutitas.

El Terreno Sierra Madre Oriental colinda al norte con el Terreno Coahuila, al oeste con el Terreno Sierra Madre Occidental, al suroeste con el Terreno Guerrero y al Sur con el Eje Volcánico Transmexicano.

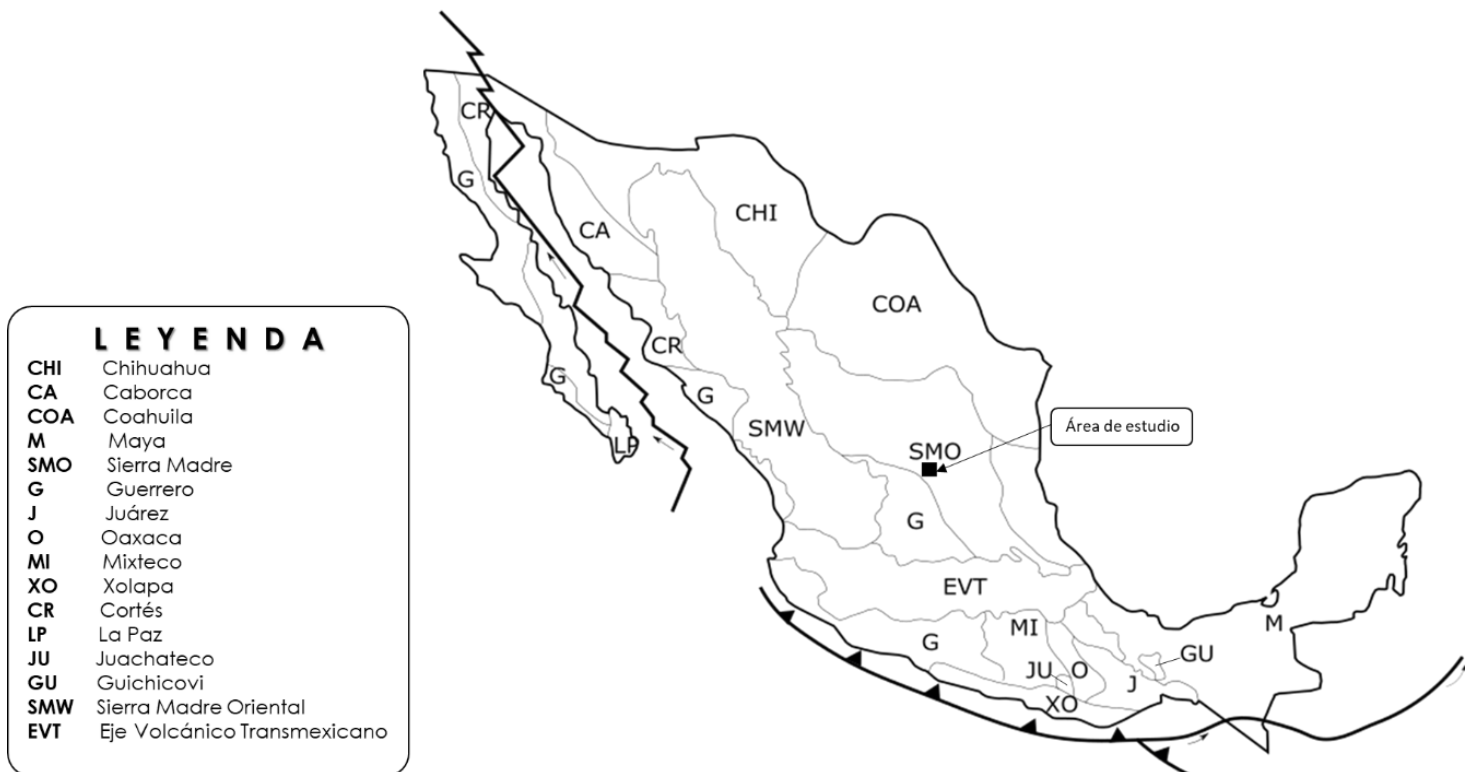


Figura 3. Distribución de Terrenos Tectonoestratigráficos. El área de estudio está representada por el recuadro negro. (Tomado de Campa y Coney, 1985).

2.1.2. La Cuenca Mesozoica del Centro de México

La zona de estudio del presente trabajo se ubica en la porción oriental de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) que se trata de una gran cuenca de sedimentos marinos del Cretácico y sedimentos clásticos continentales del Paleógeno, que se encuentran cubiertos por una secuencia volcánica de edad Terciaria. Esta secuencia volcánica está constituida por derrames de lava de composición andesítica y lavas dacíticas y riodacíticas (Carrillo-Bravo, 1971).

La CMCM está localizada en la parte central del país, zona en la cual se depositó una secuencia sedimentaria de aguas someras perteneciente a la Formación Zacatecas del Triásico Tardío. Durante el Jurásico Temprano se depositaron sedimentos de clastos continentales y rocas volcánicas que corresponden a la Formación Nazas, la cual se interpreta como el producto de un arco volcánico continental, consecuencia del magmatismo cordillerano.

Durante el Jurásico medio, el centro del país se encontraba sumergido, lo que propició la deposición de sedimentos terrígenos de la Formación la Joya, sobre los cuales, posteriormente, se formaron los bancos de caliza pertenecientes a la Formación Zuloaga. Esta subsidencia continuó hasta el cretácico Temprano, depositándose así la Formación Taraises, la Formación Cupido, La Peña y Cuesta del Cura.

El cierre de la cuenca, en el Cretácico Tardío, está representado por una sucesión arcillo-calcárea en la base, que comprende a la Formación Indidura, y en la cima otra Formación arcillo-arenosa de tipo flysch, denominada Formación Caracol (Imlay, 1936). Durante este período también se depositaron la Formación Soyatal y la Formación Cárdenas en la parte occidental de la Plataforma Valles- San Luis.

La CMCM limita al oriente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí, al poniente con la Sierra Madre Occidental, al norte con los plegamientos de la Cuenca Transversal de la Sierra Madre Oriental y al sur por el Eje Volcánico Transmexicano (Carrillo-Bravo, 1971).

La Orogenia Laramide afectó a las rocas mesozoicas de la CMCM, ocasionando así un cinturón intensamente plegado, afectado por un sistema de fallas complejo. Este cinturón tiene una orientación general N-S en la porción media de la cuenca, y E-W en la margen norte. Está conformado por anticlinales sinuosos, alargados, angostos y asimétricos, que se presentan en sedimentos triásicos, jurásicos y cretácicos.

2.2. Geología Local

De manera local, en el área de estudio se encuentran principalmente rocas sedimentarias que datan del Cretácico Tardío, las cuales se encuentran cubiertas por secuencias volcánicas y conglomerados polimícticos del Paleógeno, y por unidades del Cuaternario (Cuevas-Barragán & Ocampo-Díaz, 2017).

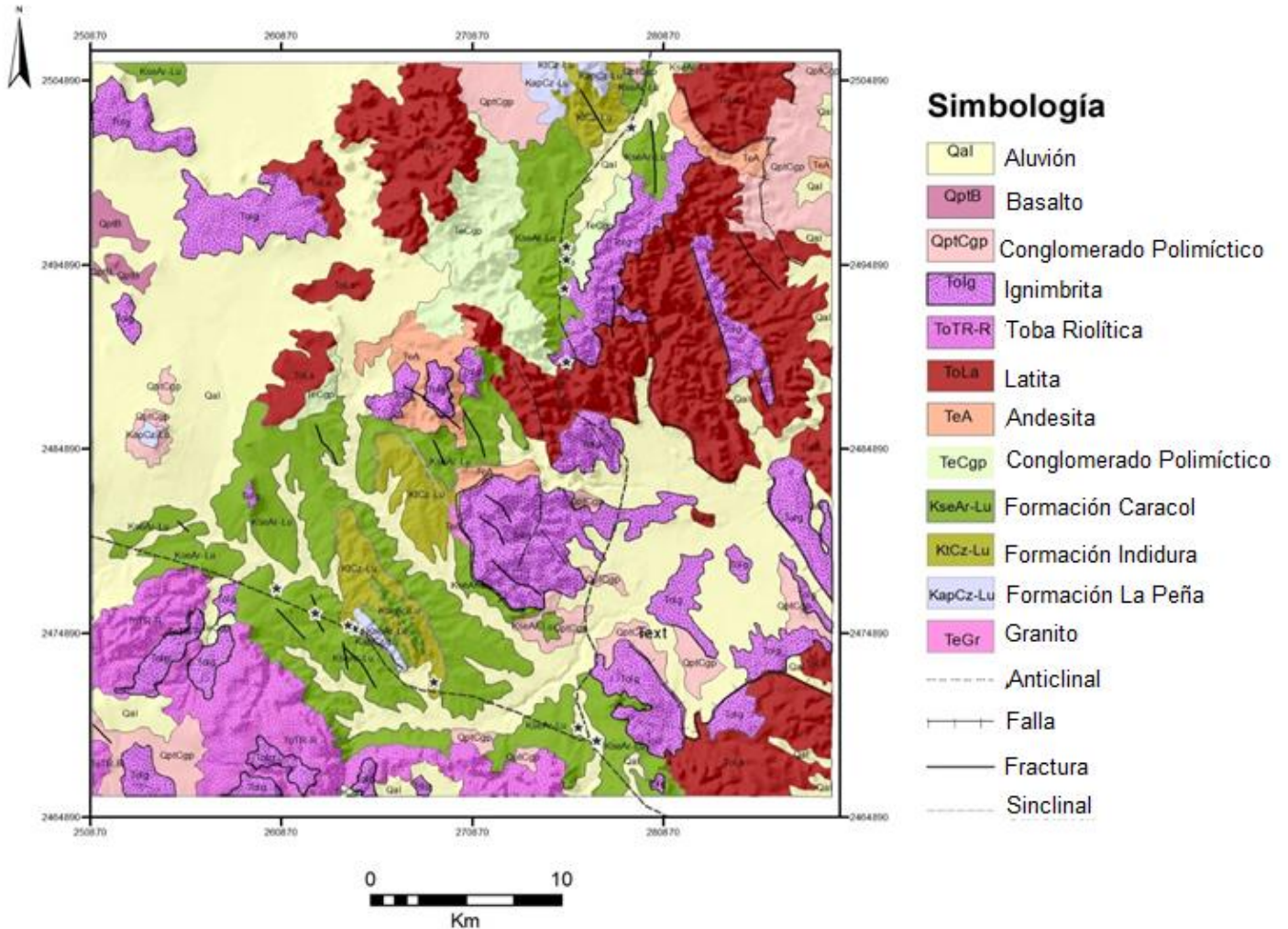


Figura 4. Mapa geológico local de la zona de estudio. Se muestra también la ubicación de los afloramientos estudiados representados por estrellas negras. (Modificado de la carta geológica F14-4 escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano (1998).

De acuerdo con la cartografía geológica realizada por el Servicio Geológico Mexicano en la carta geológico-mineralógica “San Luis Potosí” F14-4, las unidades reportadas en la zona son las que se describen a continuación:

2.2.1. Formación La Peña

En la descripción original de Imlay (1936) esta Formación se dividió en dos miembros: el inferior, conformado por un potente espesor de caliza gris oscuro, y el miembro inferior que consistía principalmente en lutitas. Esta descripción ha generado discrepancias con otros autores como Humphrey (1949), quién atribuye el miembro inferior a la Formación Cupido. Por otra parte, la subdivisión de Longoria y Dávila (1979) establece tres miembros en localidades situadas en el estado de Nuevo León, estos autores describen la Formación La Peña como intercalaciones de lutita y calizas fósiles.

En el área de estudio de este trabajo, Aguillón-Robles y Tristán González (1981) describen esta Formación como caliza criptocristalina de color gris claro a oscuro, con estratos de entre 10 y 40 cm. El espesor de la Formación ha sido reportado como de 451 m (Imlay, 1936) en las descripciones anteriores, mientras que en las más recientes sólo alcanza un espesor de 66 m (Longoria y Dávila, 1979).

La Formación La Peña subyace concordante y transicionalmente a la Formación Cuesta del Cura, y su contacto inferior no se observa en el área.

La edad de esta Formación es variable dependiendo de la localidad (Longoria et. al., 1999). Padilla y Sánchez en 1978 le atribuye una edad del Albiano superior con base a la fauna encontrada. Por otro lado, Humphrey (1949) le asigna una edad del Aptiano, al igual que Longoria et al. (1999), quienes con base en ensambles fósiles sitúan a esta Formación en el Aptiano medio al superior.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA

SIMBOLOGÍA

- CUATERNARIO**
- ALUVIÓN
 - BASALTO
 - CONGLOMERADO POLIMICTICO
- TERCIARIO PALEOGENO**
- IGNIMBRITA
 - TOBA RIOLÍTICA-RIOLITA
 - LATITA
 - ANDESITA
 - CONGLOMERADO POLIMICTICO
- CRETÁCICO**
- SUPERIOR**
- FORMACIÓN CARACOL (ARENISCA-LUTITA)
 - FORMACIÓN INDIDURA (CALIZA-LUTITA)
- INFERIOR**
- FORMACIÓN CUESTA DEL CURA (CALIZA)
 - FORMACIÓN LA PEÑA (CALIZA-LUTITA)
- ROCAS ÍGNEAS INTRUSIVAS**
- GRANITO

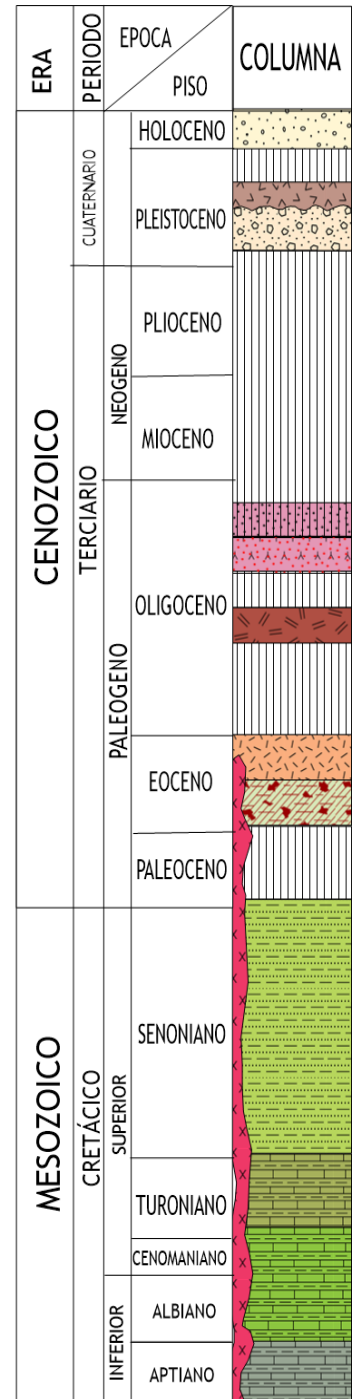


Figura 5. Columna Estratigráfica Local. (Tomada y modificada de la carta geológica F14-4, escala 1:250,000 del Servicio Geológico Mexicano).

2.2.2. Formación Cuesta del Cura

Esta Formación aflora al norte de la zona de estudio. Aguillón-Robles y Tristán-González la describen en el área como una secuencia de calizas y lutitas de estratificación delgada y ondulada, con estratos de entre 10 y 15 cm, interestratificada con bandas de pedernal negro.

La Formación Cuesta del Cura sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación La Peña y subyace a la Formación Indidura de la misma forma.

Se le atribuye una edad del Cretácico Superior (Albiano-Cenomaniano) con base a su fauna y su posición estratigráfica (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Esta unidad es correlacionable con las formaciones Tamaulipas Superior, El Abra y Tamabra en la Sierra Madre Oriental y la Cuenca Tampico-Misantla y con la Formación El Abra en la Plataforma Valles-San Luis Potosí.

2.2.3. Formación Indidura

En el área de estudio la Formación Indidura se describe como una alternancia de caliza arcillosa de color gris claro a oscuro, de estratificación delgada a laminar, con niveles arcillosos de color negro y abundantes vetillas de calcita (Labarthe-Hernández et al., 1982). El espesor aparente reportado en la zona de estudio es de aproximadamente 180 m con base en perforaciones.

Sobreyace a la Formación Cuesta del Cura con un contacto concordante y subyace a la Formación Caracol también con un contacto concordante y transicional.

De acuerdo con su posición estratigráfica y su contenido fósil se le asigna una edad del Turoniano (Labarthe-Hernández et al., 1982). Esta Formación se correlaciona con la Formación Soyatal, con el miembro inferior de la Formación Tamasopo, con las facies La Muralla de la Formación Agua Nueva en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y con la Formación Agua Nueva en la Cuenca Tampico-Misantla (Santamaría-Orozco et al., 1990)

2.2.4. Formación Caracol

En 1936 Imlay realizó un estudio en la Sierra de Parras en Coahuila, en donde llama Formación Caracol a una secuencia formada por toba desvitrificada, lutita y caliza en menor proporción que sobreyace a la Formación Indidura, a la que le estima una edad Mesozoica (Coniaciano). El análisis petrográfico realizado posteriormente por Rogers et al., (1957) reveló que se tratan de grauwacas, y no de tobas como lo pensó Imlay años antes.

Por sus características sedimentológicas, esta Formación representa un depósito regresivo de tipo flysch de aguas poco profundas, dentro de la zona infralitoral

(Labarthe-Hernández, et al., 1982). Esta unidad representa el cierre de la sedimentación marina en la CMCM (Carrillo-Bravo, 1981).

En 2014, Bello-Ríos y Ocampo-Díaz presentan un trabajo que documenta las características sedimentológicas, petrográficas y de catodoluminiscencia en cuarzos detríticos de la Formación Caracol, en el municipio de Mexquitic. Los resultados de dicho trabajo aportaron información acerca de la procedencia del sedimento de dicha Formación, así como de los ambientes de depósito y el ambiente tectónico. Los resultados petrográficos indican una mezcla de fuentes erosionadas que derivan de un arco magmático del Arco Alisitos y el Terreno Guerrero (Silva-Romo, 1993; Goldhammer, 1999).

Un estudio reciente que incluyó un análisis litoestratigráfico y sedimentológico por parte de Cuevas-Barragán y Ocampo-Díaz (2017) en el área de Mexquitic, Ahualulco y Moctezuma, en San Luis Potosí, divide la Formación Caracol de manera informal en dos miembros litoestratigráficos: el miembro profundo Santa Teresa, y el miembro somero El Pedregal. Los afloramientos estudiados en este trabajo son todos pertenecientes al miembro profundo Santa Teresa.

2.2.4.1. Miembro somero El Pedregal

El miembro El Pedregal se caracteriza por una sucesión de lutita, limolita, arenisca y caliza margosa, con un espesor aproximado de 300m. Por posición estratigráfica se le asigna una edad del Santoniano tardío. Este miembro sobryace concordantemente al miembro profundo Santa Teresa, y subryace discordantemente a unidades del Paleógeno (Cuevas-Barragán et al., 2016).

2.2.4.2. Miembro Profundo Santa Teresa

Cuevas-Barragán et al. (2016) describen el miembro profundo Santa Teresa como “una sucesión de lutita, limolita y arenisca con escasos lentes conglomeráticos, y cuyo espesor es de 1000m aproximadamente. Este miembro sobryace de manera concordante a la Formación Indidura. Se le atribuye una edad del Coniaciano Tardío al Santoniano, con base en el contenido fósil.

El análisis de facies y asociaciones de facies llevado a cabo en el miembro Santa Teresa, permiten interpretarlo como un sistema de abanico submarino de eficiencia moderada, que presenta desarrollo de complejos de canales turbidíticos y sistemas hiperpícnico subordinados.

Los resultados del análisis de facies y asociaciones de facies elaborado por el autor mencionado apuntan a la existencia de diez subambientes sedimentarios dentro del miembro profunda Santa Teresa, que representan un sistema profundo, conformado por complejos de canales que desarrollan depósitos de abandono de canal y de lóbulo deposicional, que prograda a sistemas someros, conformado por sistemas

de canal y lóbulo hiperpícnico, y que concluye con depósitos carbonatados de plataforma abierta y clásticos desarrollados en una línea de costa

2.3. Ambientes Turbidíticos

El presente trabajo se efectuó en turbiditas que afloran en los municipios de Ahualulco del Sonido, Mexquitic de Carmona y Moctezuma, en la parte occidental del estado de San Luis Potosí,

En esta sección se proveen las definiciones y características de los sub ambientes sedimentarios, relacionados con un abanico submarino, a los que son atribuidos los depósitos estudiados de la Formación Caracol.

Flujos Submarinos de Densidad (FSD)

Los Flujos Submarinos de Densidad (FSD) son uno de los procesos más importantes para el transporte sedimentario, además son los responsables de la generación de ambientes sedimentarios de abanicos submarinos (Cuevas-Barragán & Ocampo-Díaz, 2017). Los FSD pueden recorrer grandes distancias (1,500 km), alcanzando también varios kilómetros de amplitud (180 km), creando canales profundos que se extienden por grandes áreas (Babbonneau et al. 2010). Según la definición de Middleton y Hampton (1973) un flujo de densidad submarino es un flujo denso capaz de transportar partículas de minerales y rocas, los cuales se mezclan con el agua del entorno. Dicho flujo se encuentra adherido al fondo marino.

Las partículas que viajan en un FSD se encuentran en suspensión la mayoría del tiempo, y se van depositando en el fondo marino conforme el flujo se va diluyendo (Pickering y Hiscott, 2015). Este proceso es denominado depósito selectivo (Ricci-Lucchi, 1995), ya que las partículas se depositan según su tamaño, forma, densidad o alguna otra característica. Los FSD tienen lugar cuando un fluido denso, por ejemplo, el agua o el aire, o un material móvil y plástico se mueve por debajo de un material de menos densidad por efecto de gravedad. Dicho contraste de densidades puede ser el resultado de diversas causas, como diferencias de composición, diferencias de temperaturas, por contrastes en la salinidad, o por la presencia de material suspendido (Pickering y Hiscott, 2015).

Los FSD se dividen según el tipo de depósito que generan a su paso: Las corrientes turbidíticas depositan turbiditas, los flujos de escombros depositan debritas.

Sistemas turbidíticos

Una corriente turbidítica es la parte de un FSD a partir de la cual las partículas de mayor tamaño se depositan, resultando un depósito (turbidita) que tiende a formarse capa por capa. Las características del flujo y de las condiciones del ambiente en el cual se depositan las turbiditas quedan registradas en la variación vertical de sus estructuras sedimentarias.

La definición original del término corriente turbidítica, provisto por Kuenen y Migliorini (1950), se refiere a un flujo submarino y subacuoso cargado de sedimentos, que viaja pendiente abajo por su exceso de densidad. Esta definición hace referencia a la turbidez o carga sedimentaria, más que a la turbulencia del flujo.

Las corrientes de turbidez son movimientos descendentes de agua cargada de sedimentos (Fig. 6). Se crean cuando la arena y el lodo de la plataforma y el talud continentales se desprenden y se quedan en suspensión. Al ser más densa esta agua que el agua marina normal, fluye de manera descendente erosionando y acumulando más sedimentos (Tarbuck & Lutgens, 2005).

En el contexto hidrodinámico, el término corriente turbidítica indica un flujo turbulento, turbulencia como mecanismo de soporte de sedimento, una reología no-newtoniana, y una deposición capa por capa (Talling et al, 2012).

El término turbidita es asignado a los depósitos generados a partir de corrientes de turbidez. Cada turbidita es el resultado de un solo evento de vida corta, y una vez depositadas es difícil que se muevan, debido a la profundidad a la que se encuentran. El resultado de cada evento es una capa que se caracteriza por la disminución del tamaño de las partículas de abajo hacia arriba, es decir, estas capas presentan estratificación gradada.

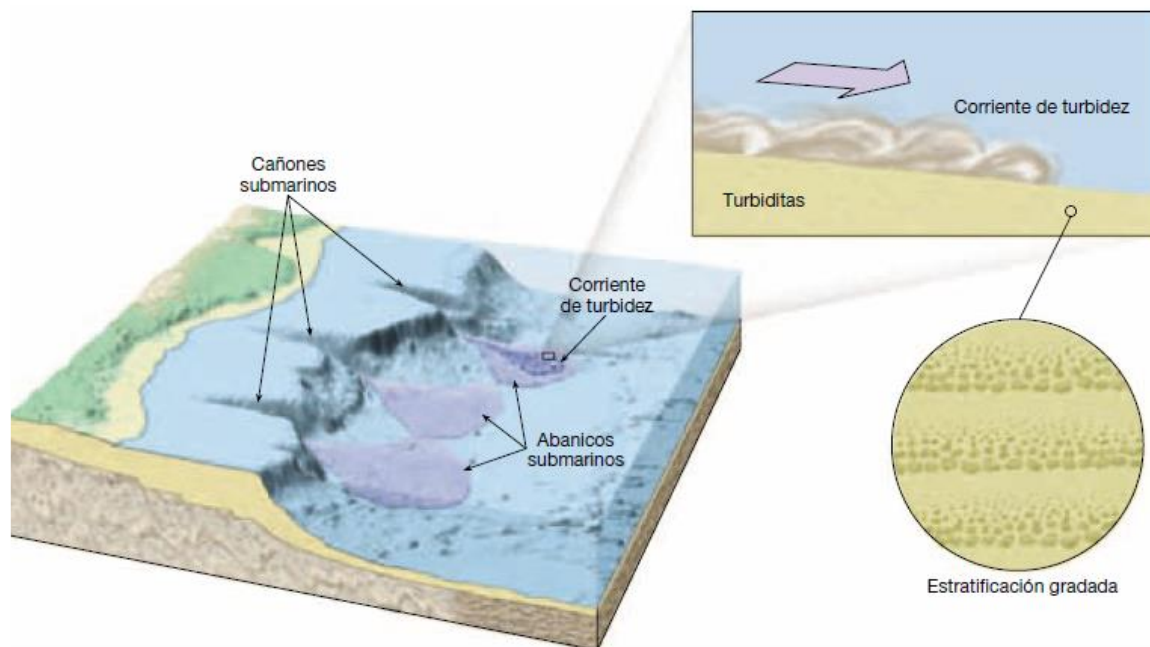


Figura 6. Esquema de corrientes de turbidez de las cuales resultan las turbiditas. La estratificación gradada es una característica importante de las turbiditas, dicha estructura se da por la disminución de energía de una corriente de turbidez (tomado de (Tarbuck & Lutgens, 2005)

Para describir la estratificación de las turbiditas, han surgido diferentes modelos de secuencias, entre los que destaca la secuencia de Bouma. Se trata de un modelo simple de facies que consiste en 5 divisiones (Ta, Tb, Tc, Td y Te) consideradas como producto de un solo evento turbidítico (Bouma, 1962).

La secuencia de Bouma empieza con una capa inferior (Facies Ta) de sedimentos clásticos, caóticos y gruesos, depositados en condiciones de altas energía. Las capas de sobreyacen son sedimentos de granos cada vez más finos y mejor estratificados, de resultado de la pérdida de energía del flujo. (Schlumberger, 1999).

SERIE DE BOUMA

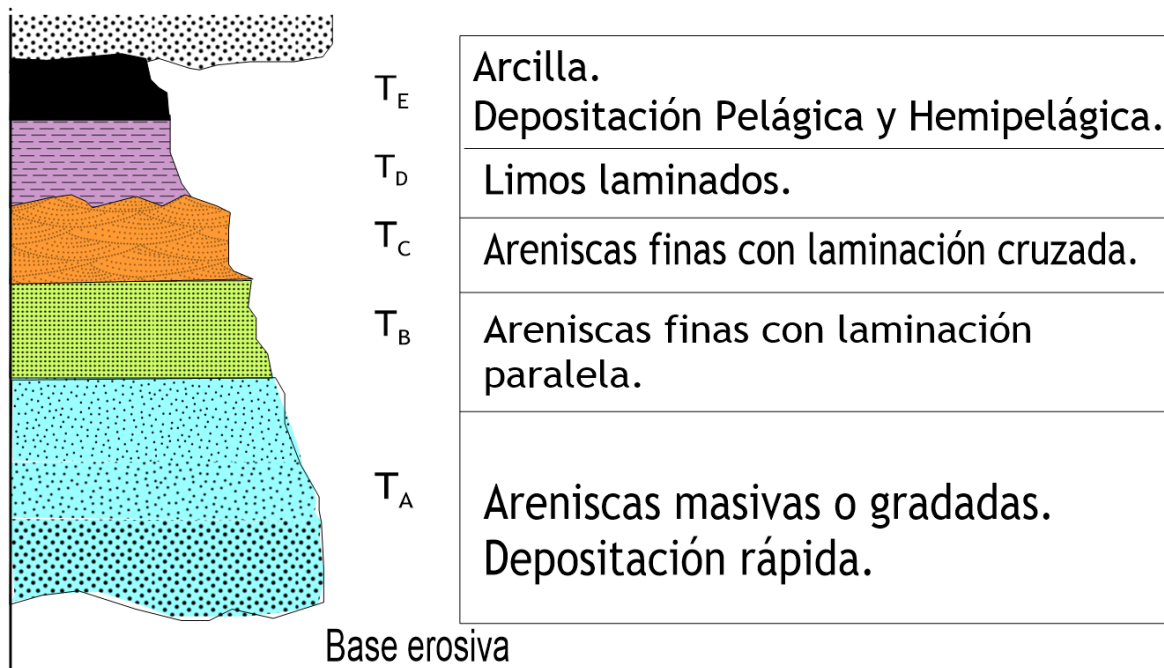


Figura 7. Serie de Bouma. Cada división corresponde a un régimen de flujo diferente. (Tomado y Modificado de Bouma, 1962).

En la práctica es común no encontrar una secuencia de Bouma completa. Es común encontrar solo ciertos elementos de la secuencia, esto es debido a la naturaleza caótica de la deposición de las turbiditas, ya que se pueden alterar o remover algunas capas.

Este tipo de depósitos son comúnmente entendidos como depósitos de aguas profundas, sin embargo, las corrientes turbidíticas pueden desarrollarse casi en cualquier profundidad, pero para que sus depósitos reciban el nombre de turbiditas, éstos no pueden ser movilizados. Lo anterior sugiere una profundidad de al menos 250 o 300 metros (Cuevas-Barragán & Ocampo-Díaz, 2017).

Morfología de un abanico submarino

Shanmugam y Moiola (1988) definen los abanicos submarinos como complejos de canales y lóbulos que son formados a partir de un flujo sedimentario de densidad que se da en un ambiente marino profundo, comúnmente por debajo de la plataforma continental. Los abanicos submarinos varían en tamaño de unos cuantos kilómetros de radio hasta millones de kilómetros cuadrados. La morfología y la deposición de los abanicos submarinos están controladas principalmente por el tipo de material aportado (Nichols G. , 2009).

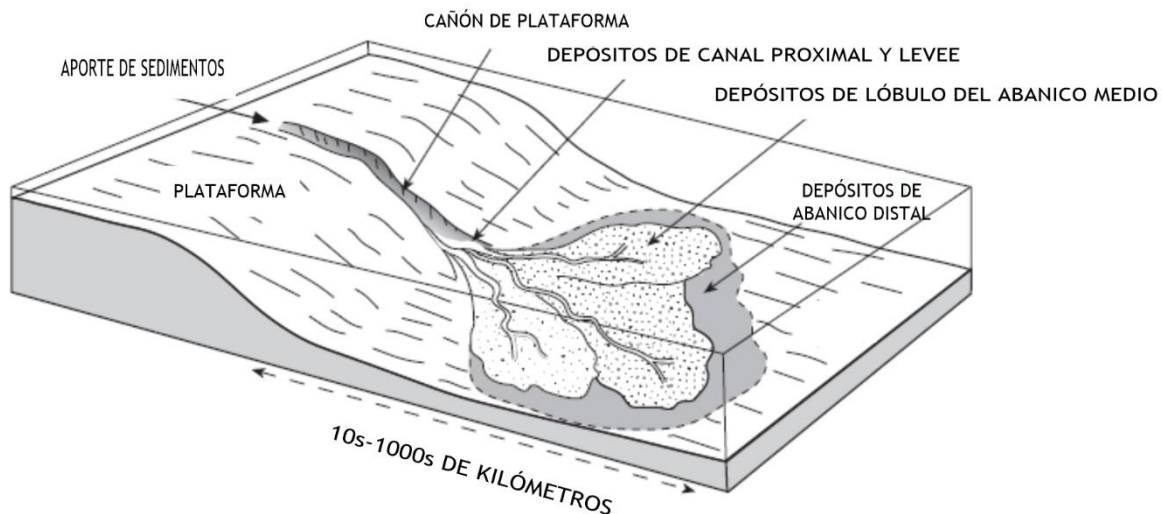


Figura 8. Ambientes de depósito de un abanico submarino (Tomado y modificado de Nichols, 2009)

Un abanico submarino puede ser dividido en diferentes elementos arquitecturales, los cuales son el producto de diversos procesos y sub ambientes de deposición (Nichols G. , 2009).

Los canales de un abanico submarino son elementos topográficos negativos de forma lenticular, que están compuestos de sedimentos gruesos y que pueden tener levees asociados con ellos (Hansen et al., 2015). Los canales pueden incidir directo en un lóbulo deposicional, o bien, pasar distalmente a éste (Nichols G. , 2009). Los depósitos de los canales son arenas gruesas y gravas que forman capas gruesas y sin estructuras, que se asocian con las facies Ta-Tb de la secuencia de Bouma. Lateralmente, la extensión de estas turbiditas está dada por la amplitud del canal.

La mayor parte del flujo turbidítico está confinado en un canal, sin embargo, la parte superior del flujo que se encuentra más diluida puede derramarse por los bordes del canal. Este flujo contiene arenas finas, limo y lodos y se extiende como una corriente de turbidez de grano fino para formar levees, los cuales se presentan en forma de cuña de bajo ángulo que se va haciendo más delgada a medida que se aleja del canal. Los depósitos de un levee se asocian con las capas superiores de la

secuencia de Bouma (Tc-e y Tde). Los canales con sus levees asociados forman sistemas de canal-levee.

Los lóbulos deposicionales se forman en las partes distales de los canales, en donde las corrientes turbidíticas se esparcen. Un lóbulo es construido por una sucesión de corrientes turbidíticas que tienden a depositarse cada vez más lejos conforme el paso del tiempo.

Los abanicos submarinos a menudo son divididos en zonas: la zona interna, dominada por canales y levees; la zona media dominada por lóbulos deposicionales, y la zona externa, en la que dominan depósitos turbidíticos laminares de granos finos que no se depositan en los lóbulos.

Estos elementos arquitecturales se presentan en diferentes proporciones y se conforman de partículas de tamaños de grano variables que dependen del tipo y volumen de sedimentos que son aportados al sistema. De esta manera, surgen cuatro modelos representativos de abanicos submarinos: ricos en grava, ricos en arenas, ricos en arenas y lodos, y ricos en lodo, con la posibilidad de que existan tipos intermedios.

Marco Teórico

3.1. Conceptos básicos de la Radiactividad

3.1.1. Estructura Atómica

El **átomo** es una partícula extremadamente pequeña e indivisible, y representa la unidad básica de un elemento que puede intervenir en una combinación química. Todos los átomos de un elemento son idénticos en términos de tamaño, masa y propiedades químicas (Chang, 2002). La estructura interna del átomo está conformada por un núcleo que está compuesto a su vez por protones y neutrones, y por una corteza que lo rodea en la que se encuentran los electrones, en igual número que los protones (Fig. 9)

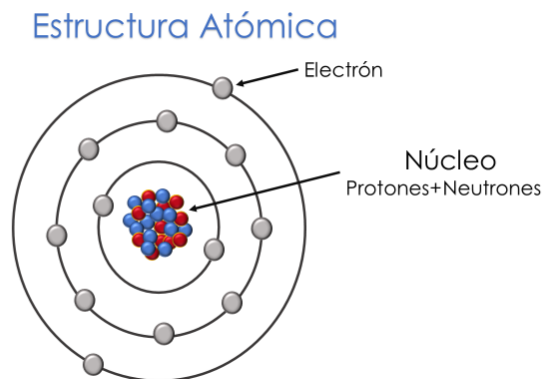


Figura 9. Estructura atómica. Protones y neutrones se encuentran en el núcleo. Los electrones se encuentran orbitando en la corteza.

Los **protones** son las partículas cargadas positivamente del átomo, tiene una masa de 1.7×10^{-24} g (Telford, 1990). El número de protones en un núcleo determina de qué elemento es ese átomo y sus propiedades. A este número se le denomina *número atómico*, y se denota con la letra Z.

Los **neutrones** son partículas neutras presentes en el átomo, que tienen una masa apenas mayor a la de los protones. El número de neutrones en el núcleo del átomo no determina propiedades químicas de éste, pero sí su estabilidad ante procesos nucleares, como la emisión de radiactividad (Chang, 2002). La suma de los protones y neutrones en el núcleo es el *número de masa* de un átomo, que usualmente se representa con la letra A. La cantidad de neutrones en un átomo se puede conocer restando el número de masa (A) del número atómico (Z).

Los **isótopos** son átomos de un mismo elemento que tienen mismo número atómico, pero diferente número de masa. En otras palabras, son átomos con la misma cantidad de protones en su estructura, pero que difieren en el número de neutrones que los componen (Rabin & González Springber, 2011).

Los **electrones** son partículas elementales con carga negativa que constituyen la parte exterior del átomo. La masa de un electrón es de aproximadamente $9.10939 \times 10^{-28} \text{g}$ (Telford, 1990). En un átomo neutro los protones y los electrones se encuentran en igual cantidad, por lo que el número atómico también representa el número de electrones en un átomo.

La densidad del núcleo atómico refleja qué tan empaquetados están los protones y neutrones que contiene. Lo que hace que estas partículas se mantengan juntas, es la interacción de fuerzas que suceden en el núcleo. Como es fácil imaginar, están presentes fuerzas de repulsión entre los protones de carga positiva (Ley de Coulomb), pero también existen fuerzas de atracción de corto alcance entre los mismos protones, entre los protones y neutrones, y entre los mismos neutrones (Chang, 2002).

El sistema de unión de las partículas en el núcleo (nucleones) está caracterizado por un conjunto de niveles o estados de energía discreta. Un núcleo estable es aquél que se encuentra en su estado de energía más bajo, también llamado estado basal. Cuando el núcleo alcanza niveles más altos de energía se dice que está excitado.

Para medir el nivel de energía de los núcleos se emplea el electro-volt (eV), que es una unidad híbrida que se define como la energía requerida para mover la carga de un electrón a través de una diferencia de potencial de 1 V. Durante este trabajo se trabajará con la unidad millón electro-volt ($\text{MeV} = 1 \times 10^6 \text{ eV}$) (Bassiouni, 1994).

3.1.2. Estabilidad Nuclear Atómica

La **estabilidad nuclear** es el equilibrio entre las fuerzas de repulsión eléctrica de los protones y las fuerzas de atracción de corto alcance. Si las fuerzas repulsivas son mayores a las de atracción, el núcleo se desintegra (*es inestable*) y emite partículas y (o) radiación. Si las fuerzas de atracción predominan, el núcleo es *estable*.

El factor que determina principalmente la estabilidad del núcleo es la *relación neutrón/protón (n/p)*. (Chang, 2002) Esta relación representa que, para alcanzar la estabilidad nuclear, es necesaria una mayor cantidad de neutrones que contrarresten las fuerzas de repulsión que existe entre los protones. En los átomos estables que cuentan con un número atómico bajo, esta relación se acerca a 1. En el caso contrario, en los átomos más pesados la relación n/p tiende a ser mayor a 1. La relación n/p puede graficarse, obteniendo así una zona llamada cinturón de estabilidad, en donde se localizan los núcleos más estables, mientras que la mayoría de los núcleos radiactivos se encuentran fuera de dicha área (Fig. 10)

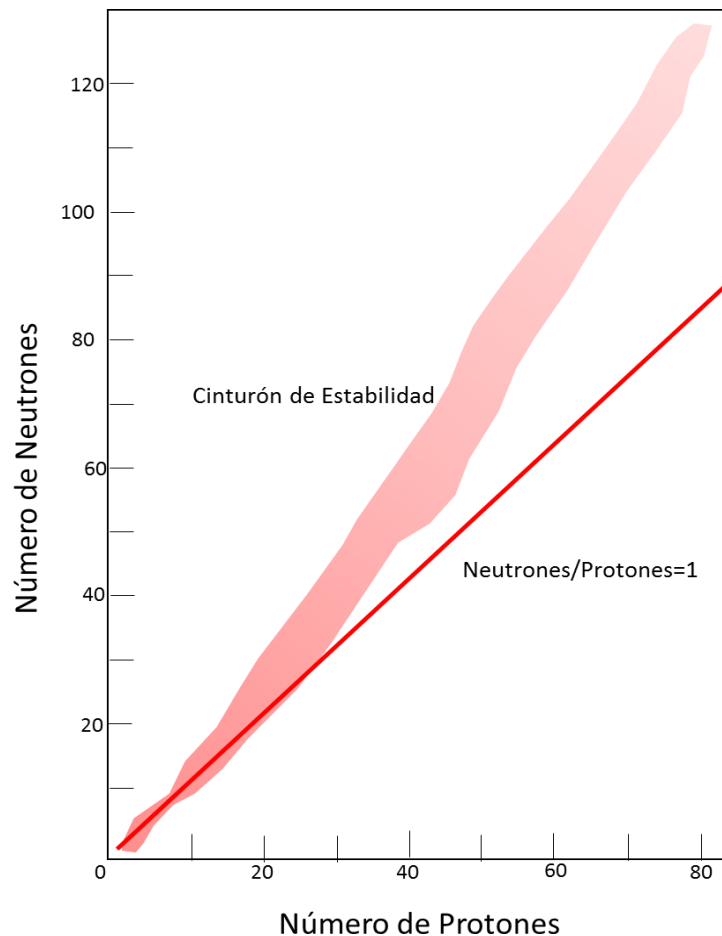


Figura 10. Gráfico del Número de Protones vs Número de Neutrones. La línea recta representa los puntos en los que $n/p=1$. La zona sombreada de rojo es denominada Cinturón de Estabilidad. (Tomado y modificado de Chang, 2002)

3.1.3. Desintegración Nuclear y Radiaciones

Los núcleos de los átomos que se encuentran fuera del cinturón de estabilidad buscan la manera de acercarse a dicha zona por medio de un proceso llamado *Desintegración Nuclear*. Durante este proceso, el núcleo que busca estabilidad emite partículas y (o) energía, transformándose en átomos de diferentes elementos. A los átomos capaces de desintegrarse naturalmente se les denomina *radiactivos*, y son todos aquellos elementos cuyo número atómico sea mayor de 83, como consecuencia de la relación n/p mencionada anteriormente, y además algunos otros isótopos de átomos de números atómicos bajos.

Así, podemos definir la radiactividad como la emisión espontánea de partículas o de radiación electromagnética, o de ambas, que es generada por los núcleos inestables. Sir Ernest Rutherford investigó las radiaciones de los elementos radiactivos naturales y encontró que consistían en tres tipos diferentes: los rayos alfa (α), beta (β) y gamma (γ).

La **radiación alfa** (α) se da cuando el elemento radiactivo de número atómico Z emite un núcleo de He (2 protones y 2 neutrones), a esta partícula se le denomina partícula α y es de carga positiva. Al emitir una partícula α , el elemento disminuye su número Z dos unidades, al igual que su número másico A. Estas partículas son emitidas con energías entre los 4 y 5 MeV (Bassiouni, 1994).

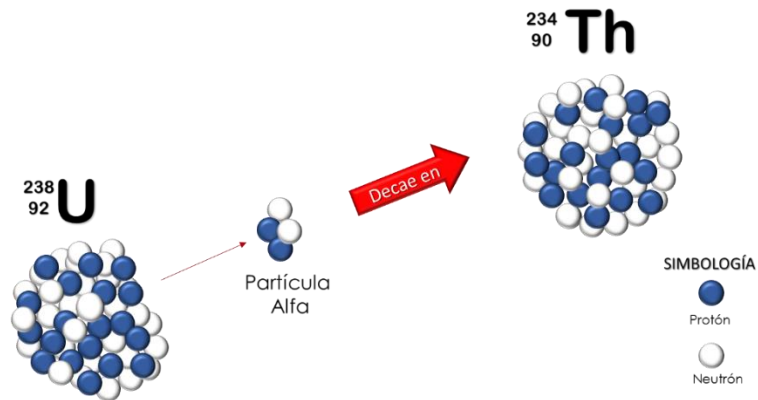


Figura 11. Ejemplo del decaimiento de ^{238}U a ^{234}Th mediante la emisión de partículas alfa.

La **radiación beta** (β) tiene lugar cuando el núcleo de elemento radiactivo emite un electrón. Este fenómeno ocurre cuando un neutrón del núcleo radiactivo se divide en un protón que se queda en el núcleo, alterando su número Z, y en el electrón que lo abandona. En este tipo de radiación el número másico no se ve afectado. Las partículas Beta son electrones que viajan a grandes velocidades, y exhiben energías que van de los 0.016 a los 3.65 MeV (Bassiouni, 1994).

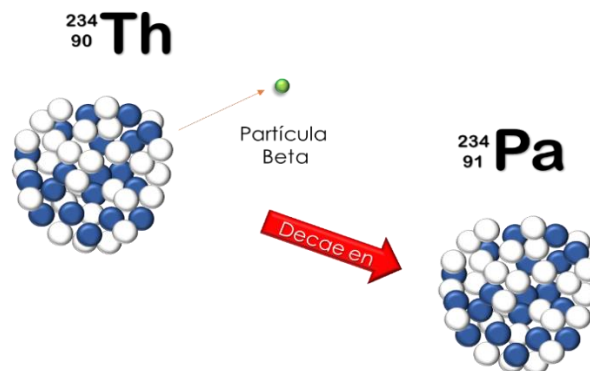


Figura 12. Ejemplo de desintegración Beta. En este ejemplo el ^{234}Th decae a ^{234}Pa , modificando su número atómico, pero no el másico.

Los **rayos gamma** (γ) son ondas electromagnéticas, de la misma naturaleza y velocidad que la luz y los rayos x, pero con diferente frecuencia, y cuya longitud de onda y energía depende y es característica de la sustancia que las emita. La

radiación electromagnética no es un flujo continuo de energía, si no que se comporta como una serie de pulsos de conjuntos de energía llamados fotones.

El decaimiento Gamma es sucesor de un decaimiento alfa o beta previo (Dentith & Mudge, 2014). Este tipo de radiación no altera ni el número másico ni el atómico, pero sí se cambia de un estado de energía alto a uno más bajo, es decir, el núcleo que decae pasa de un estado excitado a un estado basal. El rango de energía de los rayos gamma es de entre 0.01 a 10 MeV.

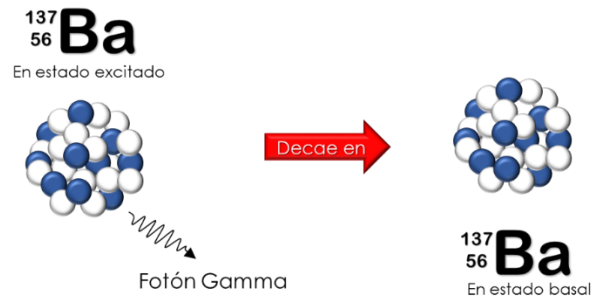


Figura 13. Esquema que muestra el decaimiento por medio de fotones gamma. Los números másicos y atómicos no se alteran en este tipo de radiación.

Otro mecanismo generador de rayos gamma es la captura de electrón o K-Capture por su nombre en inglés. Este fenómeno ocurre cuando un electrón interno es capturado por el núcleo y se convierte un protón a un neutrón. De esta manera un nuevo elemento es creado y la emisión de rayos gamma permite que dicho elemento pierda energía para mantenerse en un estado basal (Dentith & Mudge, 2014).

Los cambios en el número atómico (Z), y el número másico (A) asociados con los distintos tipos de decaimiento radiactivos son presentados en la Fig. 14.

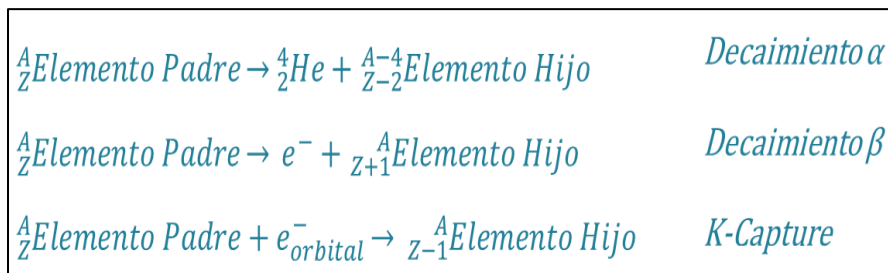


Figura 14. Cambios en la estructura atómica asociados a los diferentes tipos de decaimiento radiactivo. (Dentith & Mudge, 2014)

Cada uno de los rayos característicos resultantes de las desintegraciones nucleares tienen diferentes alcances de penetración. Los rayos α pueden ser detenidos fácilmente con una simple hoja de papel, los rayos β pueden penetrar hasta unos pocos milímetros de aluminio, mientras que para detener la radiación y son necesarios algunos centímetros de plomo (Telford, 1990). Los rangos equivalentes

en roca de las penetraciones descritas anteriormente serían, prácticamente 0 para los rayos alfa y beta, y entre 50 y 75 cm para la radiación gamma.

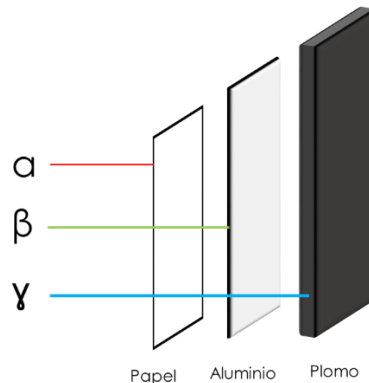


Figura 15. Esquema que muestra los rangos de Penetración de las radiaciones.

3.1.4. Series de decaimiento.

En la Teoría de la Transformación Radiactiva de Rutherford y Soddy se establece que cuando un elemento emite rayos alfa o beta, éste se transforma en un nuevo elemento y que la velocidad en la que el elemento inicial decae en uno nuevo es característica de cada núcleo radiactivo. Esta velocidad es proporcional al número de átomos presentes y no se ve afectada por los procesos físicos o químicos que estén alrededor. A esa velocidad de decaimiento se le denomina *vida media*, y es un término probabilístico que representa el tiempo en el que la mitad de un conjunto de núcleos radiactivos disponibles decae (Telford, 1990)

En el proceso de decaimiento radiactivo, el átomo inicial (elemento padre) se transforma en otro cuyo núcleo sea estable, o bien, en otro elemento radiactivo que a su vez decaerá de nuevo (elementos hijos), surgiendo así las cadenas de decaimiento.

3.1.5. Desintegración del K, U y Th

El Potasio es un elemento de volumen significativo en la corteza, del cual solo el isótopo ^{40}K es radiactivo. Éste representa el 0.012% del potasio total en el ambiente, representando así una abundancia en la corteza de 3.1 ppm. El Potasio-40 sufre de un decaimiento ramificado como se muestra en la figura 8. El 89% de los casos de decaimiento de este radioisótopo son de tipo β , generando calcio radiogénico (^{40}Ca). El 11% restante de los casos se produce una captura de electrón, emitiendo rayos- γ con energía de 1.46 MeV y el producto es argón radiogénico (^{40}Ar).

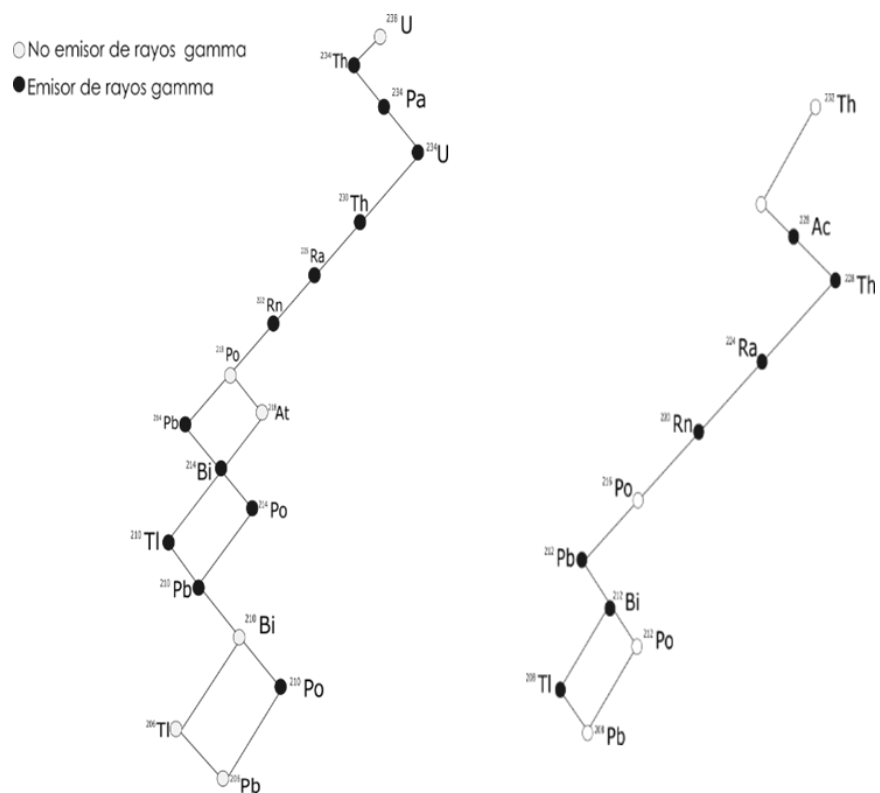
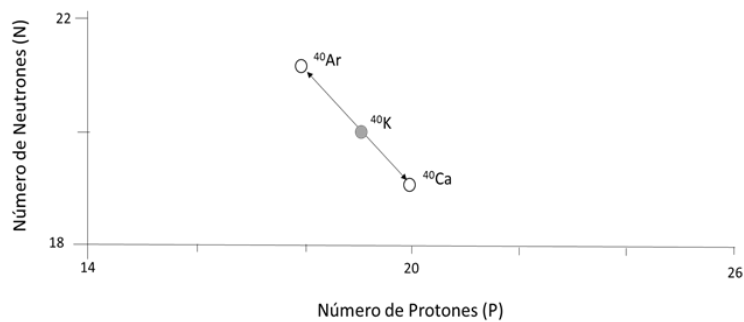


Figura 16. Series radiactivas del K, U y Th (Tomado de Dentith & Mudge, 2014)

El Torio-232 es el único radioisótopo natural del Th, tiene una abundancia promedio en la corteza de 7.2 ppm. El Uranio tiene dos isótopos radiactivos naturales, el ^{238}U y el ^{235}U , cuyas series decaen a isotopos de plomo (Pb). El Uranio-238 representa el 99.275 % del uranio en el ambiente y decae a Plomo-206. El ^{235}U representa solo el 0.72 % del uranio natural y los rayos gamma asociados a su serie de decaimiento son de baja energía y por lo tanto no son relevantes para la radiometría (Dentith & Mudge, 2014).

Tanto el ^{238}U como el ^{232}Th son isótopos que no emiten rayos gama, pero las emisiones que producen los elementos hijos en sus series son usadas para estimar sus concentraciones (IAEA, 2003).

3.1.6. Interacciones de los rayos gama con la materia.

Durante su propagación los fotones gama interactúan con la materia y pierden toda o parte de su energía. Dicho fenómeno da a lugar a electrones de alta energía por medio de tres procesos principales: El efecto fotoeléctrico, la dispersión Compton y la producción de pares (Bassiouni, 1994).

El efecto fotoeléctrico es el proceso predominante cuando el fotón incidente es de energía baja, en el cual un fotón gamma incidente interactúa con un átomo del medio, expulsando un electrón de los orbitales internos. Parte de la energía del fotón gamma se consume en la expulsión de dicho electrón, al que se denomina foto electrón. La energía necesaria para este fenómeno está en función del número Z del átomo con el que está en interacción el fotón. El resto de la energía inicial del fotón es transferida al fotoelectrón en forma de energía cinética. Los fotoelectrones después son absorbidos por otros átomos en el medio (Bassiouni, 1994).

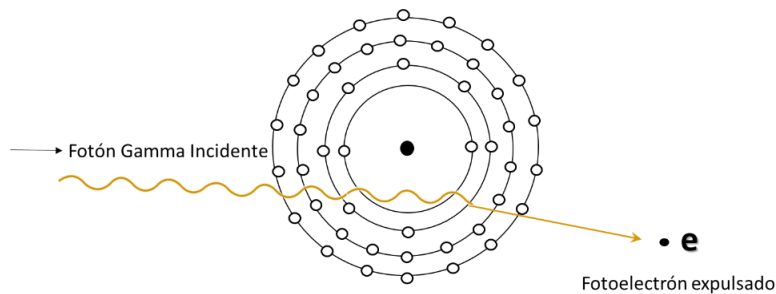


Figura 17. El efecto fotoeléctrico. (Tomado de Bassiouni, 1994)

La dispersión de Compton es el proceso que predomina cuando la energía del fotón incidente es de nivel intermedio. En este proceso parte de la energía del fotón gama es utilizada para la expulsión de un electrón del último orbital del átomo con el que interactúa, y es llamado electrón Compton. El resto de la energía es destinada para la creación de un nuevo fotón gama de menor energía que también se propaga, pero en una dirección diferente a la del original, por lo que es llamado fotón dispersado. Este fotón dispersado o desviado repite el proceso con más átomos del medio hasta que alcanza un nivel de energía bajo dentro de la ventana del efecto fotoeléctrico y puede ser absorbido por otro átomo (Bassiouni, 1994).

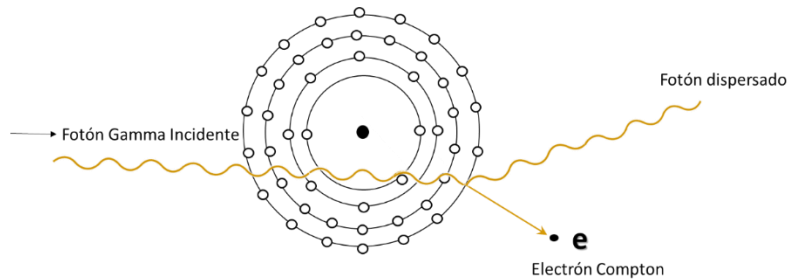


Figura 18. Esquema de la dispersión Compton. (Tomado de Bassiouni, 1994)

La producción de pares ocurre a energías mayores a 1.02 MeV. Es el proceso donde un fotón incidente es absorbido completamente y resulta en la creación de un par electrón-positrón en el campo electrostático del núcleo (IAEA, 2003).

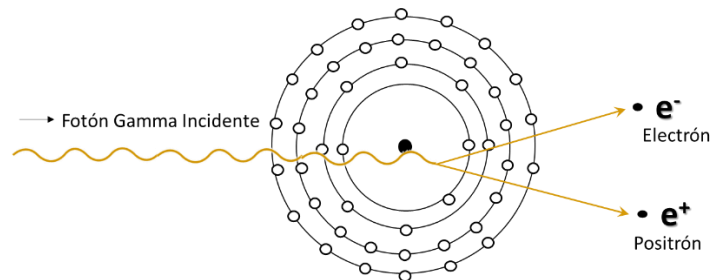


Figura 19. Esquema de la producción de pares. (Tomado de Bassiouni, 1994)

De los tres tipos de interacción antes descritos la dispersión de Compton es el ideal para la espectrometría de rayos gamma, ya que la radiación original cede toda su energía y se convierte en un fotón de luz, lo que es la base para el funcionamiento de un centelleómetro, como se verá en el siguiente capítulo (Telford, 1990).

La habilidad de un fotón de pasar a través de cierto material dependerá de la energía del protón y de la densidad del material por el que atravesará. Desde el punto de vista geofísico, esta información es importante ya que controla la profundidad a la cual se originan los productos del decaimiento. Además, esto influye significativamente en la distancia que debe haber entre el detector y la fuente radiactiva a fin de que la radiación sea detectada (Dentith & Mudge, 2014).

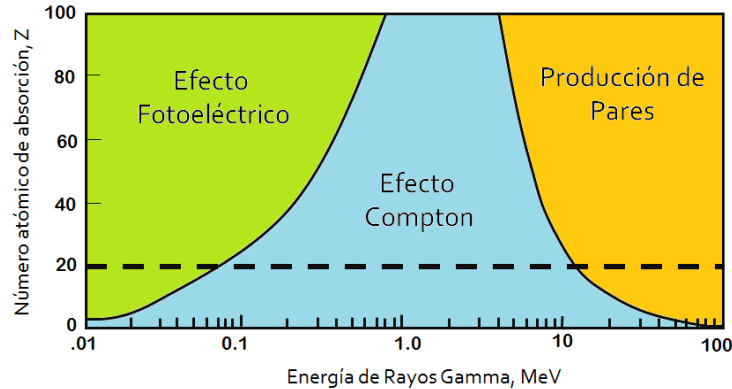


Figura 20. Mecanismos de interacción dominantes en relación con la energía de los rayos gamma y la capacidad de absorción del material con el que interactúan. (Tomado y modificado de Bassiouni, 1994)

3.1.7. Unidades empleadas para medir la radiactividad

La actividad de decaimiento, a , de una masa específica de un material radiactivo mide el número de núcleos que decaen por unidad de tiempo. La unidad empleada para medir la actividad de un elemento radiactivo es el curie (Ci), y es la actividad que resulta en 3.7×10^{10} desintegraciones por segundo (Telford, 1990). Por otra parte, en el sistema SI, es utilizado el Becquerel (Bq), el cual representa una desintegración por segundo. El Roentgen (R) denota la intensidad de la radiación en términos de la cantidad de radiación absorbida por una unidad de masa o volumen de un material dado (Dentith & Mudge, 2014).

A pesar de que las unidades descritas anteriormente son reconocidas ampliamente en la comunidad científica, éstas no son pertinentes para la geofísica. En este contexto, la medida de la radiactividad está dada por el número de emisiones detectadas por un detector en un intervalo específico, que es conocido por el tiempo de integración. El tiempo de integración usualmente es de un segundo, dando así las *cuentas por segundo* (cps) (Dentith & Mudge, 2014). Las cuentas medidas en un estudio radiométrico dependen de distintos factores, tales como el tiempo de integración, el tipo de detector empleado, e incluso el clima. De modo que los datos obtenidos son una serie de medidas relativas.

Los instrumentos utilizados durante un estudio radiométrico son calibrados para establecer una relación entre las cuentas medidas y las concentraciones de elementos radiactivos, para de tal manera detectar la fuente de la radiación (Dentith & Mudge, 2014). Las unidades empleadas para las concentraciones de radioelementos son porcentajes o partes por millón (ppm).

Para medir el nivel de energía de los núcleos se emplea el electro-volt (eV), que es una unidad híbrida que se define como la energía requerida para mover la carga de un electrón a través de una diferencia de potencial de 1 V. Durante este trabajo se trabajará con la unidad millón electro-volt ($\text{MeV} = 1 \times 10^6 \text{ eV}$) (Bassiouni, 1994).

Los datos de las mediciones de rayos gamma efectuadas en perforaciones pueden presentarse en cps o en API (American Petroleum Institute). Este tipo de unidades no tienen un significado en particular, sino que representan un valor arbitrario que facilita la comparación entre diferentes conjuntos de datos (Dentith & Mudge, 2014). Estas unidades son utilizadas ampliamente en la industria de los hidrocarburos, pero en la exploración geofísica es más común utilizar las cps.

3.2. Fuentes de Radiactividad Natural

La radiactividad terrestre se debe mayormente a la emisión de productos del potasio (K), el uranio (U) y el torio (Th). Existen otros radioelementos que ocurren naturalmente, sin embargo, éstos son muy raros y/o emiten radiación débil, por lo que no son tan significantes.

Además de la radiactividad proveniente de fuentes terrestres, existen formas significativas de radiación, destacando la radiación proveniente del radón radiogénico ^{222}Rn presenta en la atmósfera, la radiación cósmica y la radiación que ha sido producida por el hombre. Durante un estudio radiométrico, estas fuentes representan un ruido ambiental, y producen lecturas de fondo que posteriormente tendrán que ser removidas (Dentith & Mudge, 2014). Las lecturas de fondo pueden variar considerablemente de un lugar a otro, siendo los factores principales el espesor del suelo y el contenido de potasio en las rocas locales (Telford, 1990).

3.3. Radiactividad de las Rocas y Minerale

Las respuestas radiométricas dependen de la presencia de especies minerales en cuya estructura contengan uno o más radioelementos del K, U y Th. Dichas especies pueden ser constituyentes primarios de la roca, o bien, encontrarse en cantidades trazas o como impurezas en la estructura de un cristal (Dentith & Mudge, 2014).

En todas las rocas pueden ser encontradas trazas de materiales radioactivos. Estas cantidades en conjunto con la radiación cósmica proveniente de los rayos cósmicos y que siempre está presente en el aire, constituyen el valor base de la radiactividad, el cual puede variar de un lugar a otro (Cantos, 1975).

El Potasio es el elemento más abundante en las rocas, y es un elemento alcalino que está presente principalmente en feldespatos alcalinos, micas e illita. Minerale formadores de rocas como el cuarzo y el feldespato pueden contener cantidades trazas de U y T, pero en general, estos elementos ocurren en minerale accesorio como el zircón, la monazita, esfena, el rutilo, entre otros (Dentith & Mudge, 2014). En la Tabla 1 se muestran algunos de los principales minerale radiactivos.

Los elementos radiactivos tienden a concentrarse en lutitas y otros sedimentos finos, siendo el potasio el principal responsable de la radiactividad en dichas rocas.

Rocas carbonatadas y areniscas libres de lutitas contienen muy pocos minerales radiactivos porque generalmente el entorno químico durante su deposición no favorece la acumulación de éstos (Telford, 1990).

Tabla 1. Tabla de Minerales radiactivos y su ocurrencia (Telford, 1990).

Radioelemento	Minerales	Ocurrencia
<i>Potasio</i>	Ortoclasa y feldespatos de microclina [KAlSi ₃ O ₈]	Principales constituyentes en rocas ígneas ácidas y pegmatitas
	Moscovita [H ₂ KAl(SiO ₄) ₃]	Principal constituyente en rocas ígneas ácidas y pegmatitas
	Alunita [K ₂ Al ₆ (OH) ₁₂ SO ₄]	Alteración en rocas volcánicas ácidas
	Silvita, Carnalita [KCl, MgCl ₂ ·6H ₂ O]	Depósitos salinos en sedimentos.
<i>Torio</i>	Monazita [ThO ₂]	Granitos, pegmatitas, gneiss
	Torianita [(Th,U)O ₂]	Granitos, pegmatitas, placers
	Torita, Uranotorita [ThSiO ₄ +U]	Granitos, pegmatitas, placers
<i>Uranio</i>	Uraninita [óxido de U, Pb, Ra + Th, tierras raras]	Granitos, pegmatitas, y en vetas de Ag, Pb, Cu, etc.
	Carnotita [K ₂ O·2UO ₃ ·V ₂ O ₅ ·2H ₂ O]	Areniscas
	Gummita [Alteraciones de la uraninita]	Asociada a la Uraninita

3.3.1. Radiactividad en rocas ígneas

El contenido de radioelementos en las rocas ígneas se ve influido por la presencia de sílice. En rocas máficas y ultramáficas la radiactividad es bastante baja. La radiactividad incrementa de un nivel medio a un nivel alto en rocas félsicas debido a la abundante presencia de micas y feldespatos los cuales son minerales que comúnmente contienen átomos radioactivos en su estructura.

3.3.2. Radiactividad en rocas metamórficas

No se sabe con certeza cuál es el efecto del metamorfismo sobre la radiactividad. La información disponible sugiere que el metamorfismo no afecta el contenido de elementos radiactivos en las rocas, de tal manera que sus concentraciones pueden ser usadas para determinar protolitos (Dentith & Mudge, 2014).

Los datos radiométricos de rocas metamórficas reflejan el contenido de minerales radiactivos de sus precursores. Los gneisses félsicos se encuentran entre las rocas metamórficas más radiactivas, junto con aquellas rocas, como los esquistos, cuyos protolitos fueron rocas sedimentarias. Los gneisses máficos, las anfibolitas y la mayoría de los metacarbonatos son muy poco radiactivos.

3.3.2. Radiactividad en rocas sedimentarias

La cantidad y la distribución de K, U y Th en las rocas sedimentarias está influenciado por la composición de la roca madre, los procesos del ciclo sedimentario y las propiedades geoquímicas de cada elemento. La respuesta de rayos gamma es determinada por la cantidad de feldespatos, micas y minerales arcillosos que haya en la roca.

En rocas clásticas los factores principales que afectan la radioactividad son la naturaleza de la fuente y la madurez de los sedimentos. Una fuente con altos contenidos de materiales radioactivos generará sedimentos radioactivos.

Los sedimentos clásticos menos radioactivos son aquellos que están compuestos primordialmente de cuarzos o granos de carbonatos. A medida que la cantidad de granos finos aumenta en una roca clástica, también aumentará su radioactividad debido al aumento de minerales arcillosos.

Algunos minerales pesados como la monacita, el circón y la esfena son minerales accesorios comunes que aumentan los niveles de radioactividad al contener en su estructura K, U o Th.

Las rocas carbonatadas presentan radiactividad muy baja, sin embargo, cuando contienen materia orgánica los niveles de U pueden llegar a ser relativamente altos. El contenido de Th en las rocas carbonatadas es bajo ya que éste no puede entrar a la estructura carbonatada fácilmente.

3.4. Método radiométrico

El método radiométrico es una técnica de exploración geofísica pasiva, ya que mide una fuente natural de energía, que se basa en la medición de las radiaciones en forma de rayos gamma emitidas naturalmente. La mayor parte de estas radiaciones son generadas por minerales que contienen radioisótopos del Uranio, el Potasio y el Torio (Dentith & Mudge, 2014).

Como se mencionó anteriormente, cada fotón gamma tiene una energía discreta que es característica de la fuente que lo emita. Este enunciado forma la base del método radiométrico, pues midiendo las energías de los fotones gama, es posible determinar la fuente de radiación (IAEA, 2003), esto provee información acerca del contenido de radioelementos en las rocas.

Los levantamientos radiométricos son aplicables en muchos campos de estudio. En el área de las geociencias es utilizado ampliamente para la búsqueda de minerales y para el mapeo tanto geológico como geoquímico. Dentro de las ciencias ambientales el método radiométrico, también conocido como espectrometría de rayos gamma, ha sido aplicado exitosamente para mapear áreas afectadas por la

contaminación por derrames de desechos nucleares y también para la localización de fuentes radiactivas perdidas (IAEA, 2003).

El principal uso de la radiometría en la prospección mineral históricamente fue la detección de anomalías causadas por depósitos de uranio que se encontraban cerca de la superficie y que resultaban altamente radiactivos (Dentith & Mudge, 2014). Sin embargo, con avances en las tecnologías y las técnicas de detección han centrado la radiometría también como auxiliar del mapeo geológico, así como la correlación geológica.

Hoy en día existen diferentes formas de llevar a cabo un estudio radiométrico. Los espectrómetros pueden montarse en aviones o autos. Además, también hay disponibles equipos portátiles manuales para las mediciones en superficie. De esta manera, es posible efectuar mediciones de radiactividad tanto en el aire, directo en las rocas, en el fondo marino, o incluso hasta en perforaciones. También son posibles los estudios radiométricos de laboratorio en los que se pueden medir acertadamente muestras de suelo y rocas (Cantos, 1975).

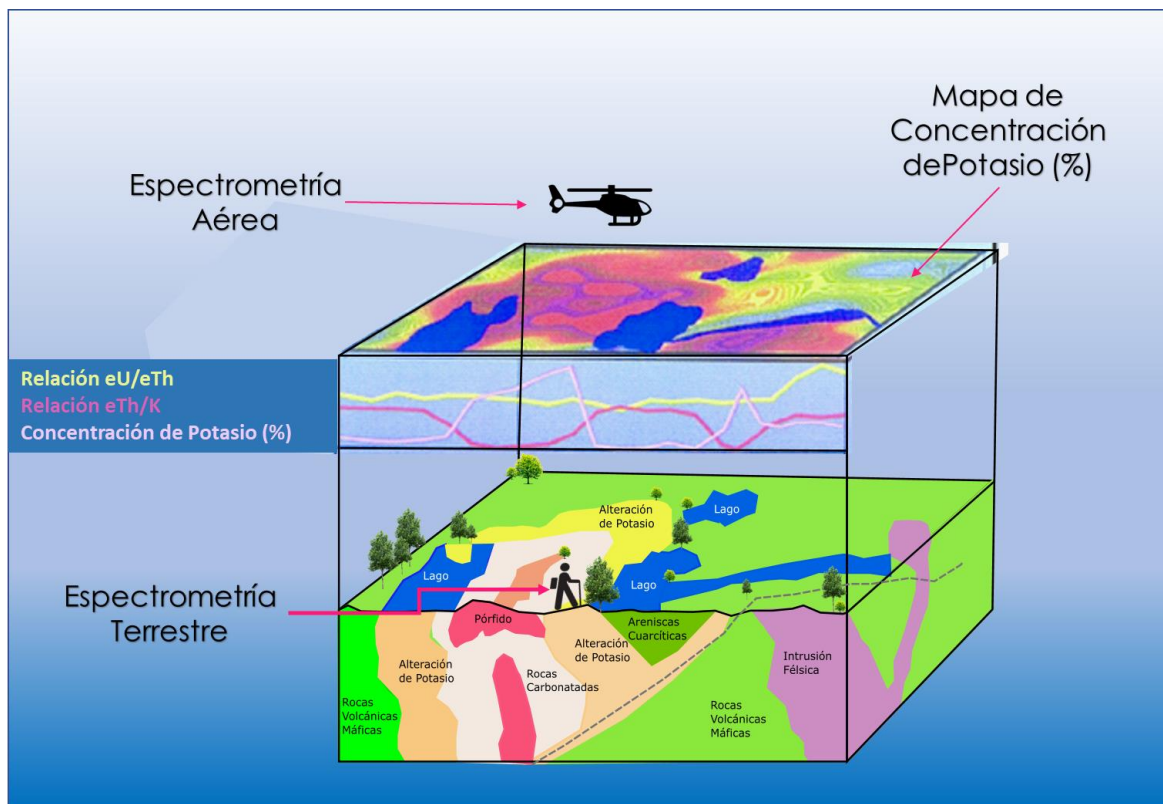


Figura 21. Esquema que muestra diferentes maneras de llevar a cabo un estudio radiométrico, así como las distintas maneras de presentar resultados. (Tomado de Morgan, 2012)

Existen diferentes detectores e instrumentos que ayudan a detectar y medir las radiaciones, entre los que destacan las cámaras de ionización, los contadores Geiger-Müller, y detectores con diferentes mecanismos. Para este trabajo se usará

un Centelleómetro de pulso, cuyo mecanismo se explicará con detalle en el siguiente capítulo.

La manera de trabajar en campo al hacer un estudio radiométrico dependerá íntegramente del propósito de éste, y del tipo de problema que se investiga.

El proceso de convertir la radiactividad medida a concentraciones elementales en la corteza incluye una reducción multi-etapa para eliminar respuestas no geológicas, también conocidas como lecturas de fondo, que son atribuidas principalmente a la radiación cósmica, así como aquella proveniente a materiales hechos por el hombre (Dentith & Mudge, 2014).

Los resultados de un estudio radiométrico pueden ser presentados en mapas de intensidades de radiación, mapas de isovalores, o bien a través de perfiles que representan la variación de la radiactividad en diferentes capas de roca, como es el caso de los registros radiactivos de pozos.

El método radiométrico es una técnica relativamente barata, ya sea de manera aérea o terrestre; hablando en el contexto de estudios superficiales terrestres, esto se debe parcialmente a que las mediciones son simples y rápidas y que no es necesaria una capacitación extensa para dicho trabajo (Cantos, 1975).

La radiometría tiene diferentes características que la hacen única en comparación con otros métodos geofísicos. En primer lugar, la radiactividad que se mide es originada en los primeros cuantos centímetros de la corteza terrestre, por lo que se tiene una capacidad limitada para conocer las características sub superficiales. Por otro lado, los datos radiométricos son utilizados para conocer las variaciones en las propiedades químicas, más que en las físicas. Esto lleva a que la interpretación de los datos recaea en los límites de la geoquímica y la geofísica (Dentith & Mudge, 2014).

Metodología

4.1. Funcionamiento de los centelleómetros y espectrómetros

Un centelleómetro es un dispositivo empleado para la medición de rayos gamma que consiste en un fósforo de centelleo y un fotomultiplicador.

Cuando un fotón gamma incide e interactúa con el centellador produce pulsos de luz. Esos fotones son detectados por el fotomultiplicador. El número de los fotones se multiplica progresivamente en dinodos del fotomultiplicador y una nube de electrones golpea el ánodo. Esto induce un pulso de voltaje negativo como salida, con amplitud proporcional a la energía del fotón incidente. (IAEA, 2003). La ventaja de este tipo de detectores es su alta eficiencia en la detección de rayos gamma, en comparación con otros aparatos detectores como el contador Geiger-Müller (Telford, 1990)

El espectrómetro de rayos gamma es una extensión del centelleómetro, con la diferencia y gran ventaja de que separa los rayos gamma según su fuente, permitiendo así la identificación de los rayos gamma característicos del ^{40}K , U y Th. Los espectrómetros hacen uso del hecho de que la intensidad del pulso de luz generada por el centellador, y por lo tanto la amplitud del voltaje del multiplicador es proporcional a la energía gamma original.

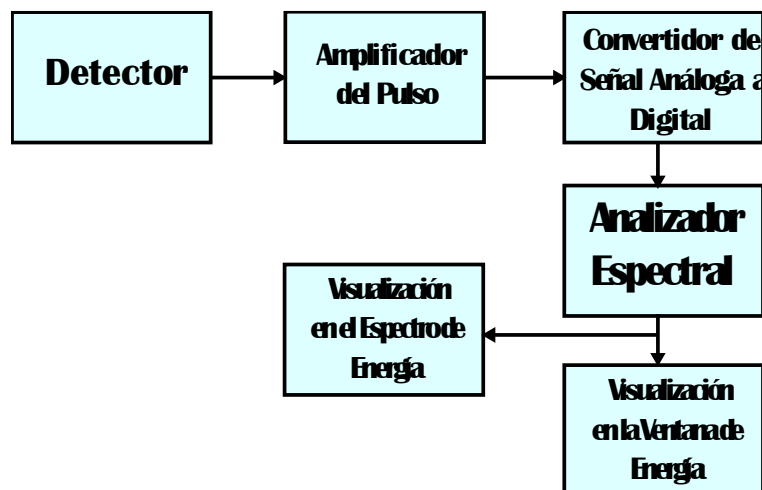


Figura 22. Diagrama de bloques de un centelleómetro (Scintrex Limited, 1997).

Los espectrómetros pueden ser integrales o diferenciales. Los integrales registran solo aquellos pulsos con amplitudes que exceden la ventana de discriminación. Este intervalo puede ser modificado para permitir la discriminación de radionúclidos individuales. Los diferenciales registran pulsos cuyas amplitudes caen dentro de un intervalo de amplitud dado (o canal), que corresponde a un rango discreto de energía de rayos gamma (IAEA, 2003).

Un fósforo de centelleo es un químico especial que es capaz de convertir en pequeños pulsos de luz la energía que se pierde durante el proceso de radiación ionizante ya sea alfa, beta o gamma. Uno de los fósforos de centelleo más utilizados son los cristales Talio activados de Yoduro de Sodio NaI(Tl), ya que, al tener un alto número atómico, tiene un poder eficiente para detener los rayos gamma. Asimismo, tiene la más alta eficiencia luminiscente, lo que resulta en centelleos con mayor amplitud para interacciones de rayos gamma de baja energía.

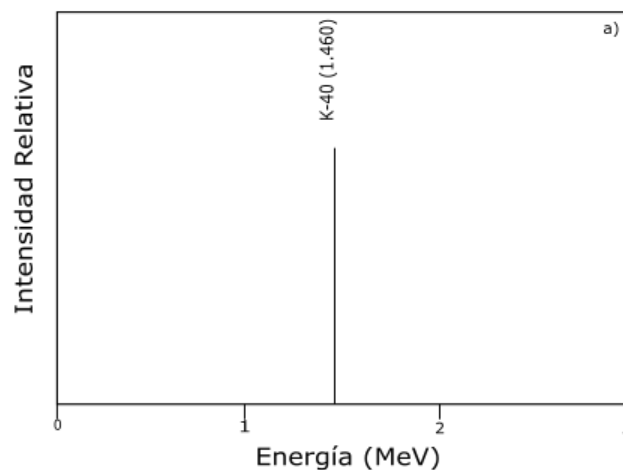
Los pulsos generados por el cristal de NaI(Tl) son detectados por el tubo multiplicador (TFM), cuyas características son compatibles con los de los pulsos o centelleos. La principal función del tubo fotomultiplicador es la de convertir los centelleos en impulsos eléctricos, los cuales son procesados posteriormente por un circuito electrónico. (Scintrex Limited, 1997)

Estos dos elementos, el cristal de NaI(Tl) y el TFM, forman el detector de centelleos.

En la superficie terrestre las energías de rayos gamma están entre los 0 y los 3 MeV, rango que incluye todos los isótopos radiactivos naturales que derivan de las series radiactivas del ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K (Scintrex Limited, 1997).

El espectro de energía de las series de decaimiento del potasio, el uranio y el torio tiene una forma característica para cada serie. Cada espectro muestra la energía y la intensidad relativa de las emisiones de rayos gamma en las series de decaimiento (IAEA, 2003). Las energías originales de los fotones son reducidas debido al efecto de la dispersión Compton. Así, el espectro de cada serie es el resultado de rayos gamma no dispersados y un continuo de rayos de menor energía generado por la dispersión de Compton.

En la fig. 23 se muestran los espectros de energía típicos para las series de cada radioisótopo. Cada radioelemento genera una cima, llamada *Photopeak*, que representa la energía de fotones que no fueron diseminados por el efecto Compton.



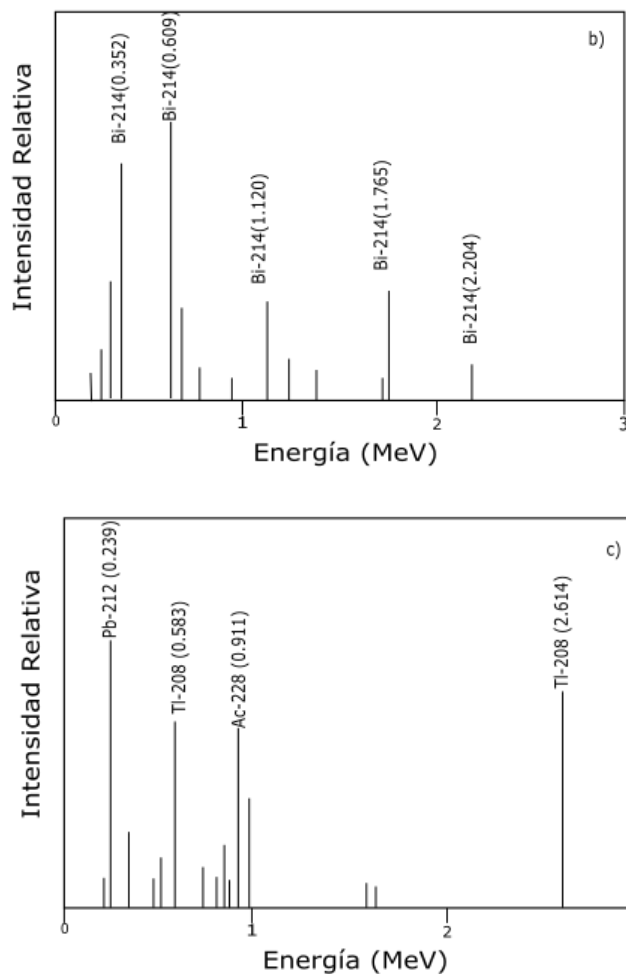


Figura 23. Espectros de energía de rayos gamma para: a) Potasio b) Uranio c) Torio. (Tomado y modificado de IAEA, 2003)

El tiempo de muestreo requerido en cada medición depende en la radiactividad de la fuente y la precisión requerida. Después de ciertas ecuaciones y estudios, se ha acordado que para un detector de NaI(Tl) de 350 cm³, un tiempo de muestreo de 2 min para rocas altamente radiactivas, y 6 min para rocas poco radiactivas es un tiempo razonable (IAEA, 2003).

4.2. Especificaciones del Espectrómetro diferencial GRS-500

Para este trabajo se utilizó un espectrómetro diferencial de rayos gamma modelo GRS-500 de la marca Scintrex, transportado manualmente. Se trata de un equipo compacto y portable de 5 canales para mediciones en campo. El equipo es capaz de operar en condiciones climáticas variadas, como lluvia, humedad abundante, así como muy bajas temperaturas.

El instrumento contiene un cristal de yoduro de sodio talio-activado de 124 cm³, que está emparejado con un tubo fotomultiplicador de alta estabilidad. Todo el

dispositivo detector está protegido de cambios de temperatura, así como por choques mecánicos. Sin embargo, sigue siendo una parte sensible del instrumento y debe ser tratado con cuidado (Scintrex Limited, 1997)

El equipo es capaz de recibir rayos gamma en diferentes espectros, estas ventanas reciben los siguientes niveles de energía:

Tabla 2. Ventanas de energía establecidas para el equipo Scintrex GRS-500

Ventana	Rango de energías
Tc1	Cuenta total arriba de 0.8 MeV
Tc2	Cuenta total arriba de 0.40 MeV
K	Todas las energías gamma entre 1.35 y 1.59 MeV
U	Todas las energías gamma entre 1.65 y 1.87 MeV
T	Todas las energías gamma arriba de 2.45 y 2.79 MeV
Cal	Mide el Bario-133 para calibración

Estas ventanas son establecidas a manera que los rayos gamma emitidos por elementos de interés puedan ser detectados en partes del espectro en las que los rayos emitidos por otros elementos son más débiles (Dentith & Mudge, 2014).

4.2.1. Calibración del instrumento

Antes de efectuar las mediciones en campo, el instrumento fue calibrado para minimizar el error.

La fuente radiactiva de calibración del espectrómetro utilizado es una placa de Bario-133 de 1 microcurie, que se encuentra recubierta por un escudo de plomo para evitar que la actividad de esta placa sea captada por el detector cuando no se está calibrando.

Para calibrar, la fuente de Bario es colocada en una cavidad en la cubierta del equipo. La lectura radiométrica deberá coincidir con el número de calibración impreso en la placa. De no ser así, es posible hacer ajustes ya sea para incrementar o para disminuir esta lectura.

4.3. Errores en la medición

Los factores más comunes que pueden interferir en la correcta medición de la radiación durante el procedimiento de campo están atribuidos a:

- Que la superficie de la roca a medir no sea suficientemente extensa (Postma y Ten Veen, 1999). Lo recomendado es que la superficie sea mayor a 25 cm.
- Que la superficie a medir sea irregular. Por lo general se recomienda tomar la lectura en superficies planas.
- La existencia de espacios vacíos entre la roca o superficie y el detector. Entre más cerca esté el detector de la fuente radiactiva habrá menos posibilidades de que los rayos gamma sean atenuados. Además, esto favorecerá a que no se detecten rayos gamma dispersados por el efecto Compton.
- El grado de intemperización de una roca puede afectar la medición, por ejemplo, si existen facturas que se encuentren rellenas de material radiactivo que afecte las lecturas.

Otros factores que pueden afectar la precisión de los datos radiométricos son el clima, la humedad presente en la roca o en la atmósfera, así como la cantidad de vapor de agua en la atmósfera.

El equipo utilizado para este estudio está diseñado para trabajar en condiciones de alta humedad, por lo que este factor no afectó en este caso.

4.4. Procedimiento en campo

Se ubicaron afloramientos de distintos sub ambientes en el área de Mexquitic, Aqualulco y Moctezuma. En total fueron medidos 13 afloramientos: 5 interpretados como depósitos de canal, de los cuales 2 son canales abandonados, 2 de levee, 3 de sistemas canal-levee, 2 de lóbulo, de los cuales 1 es un sistema lóbulo-canal y un complejo de canales con algunos desbordes.

En cada afloramiento se establecieron líneas de medición equidistantes. La distancia entre una línea y otra se estableció tomando en cuenta la extensión del afloramiento y los cambios en la litología observados horizontalmente. En cada línea de medición se tomaron lecturas en la base, en puntos medios, la mayoría espaciados a 1 metro, y en la cima, con el fin de observar las variaciones de rayos gamma en toda la línea.

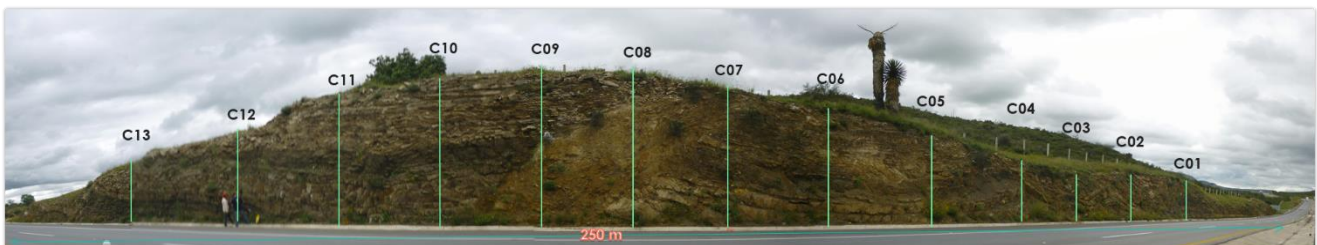


Figura 24. Ejemplo de la distribución de las líneas de medición en cada afloramiento.

En cada punto se hicieron 12 mediciones, con un tiempo de integración de 1s, para las ventanas de energía de cuenta total 1 (tc1), potasio (k), uranio (u) y torio (t). Las líneas de medición se ubicaron con un GPS portátil Garmin, modelo eTrex 20x.

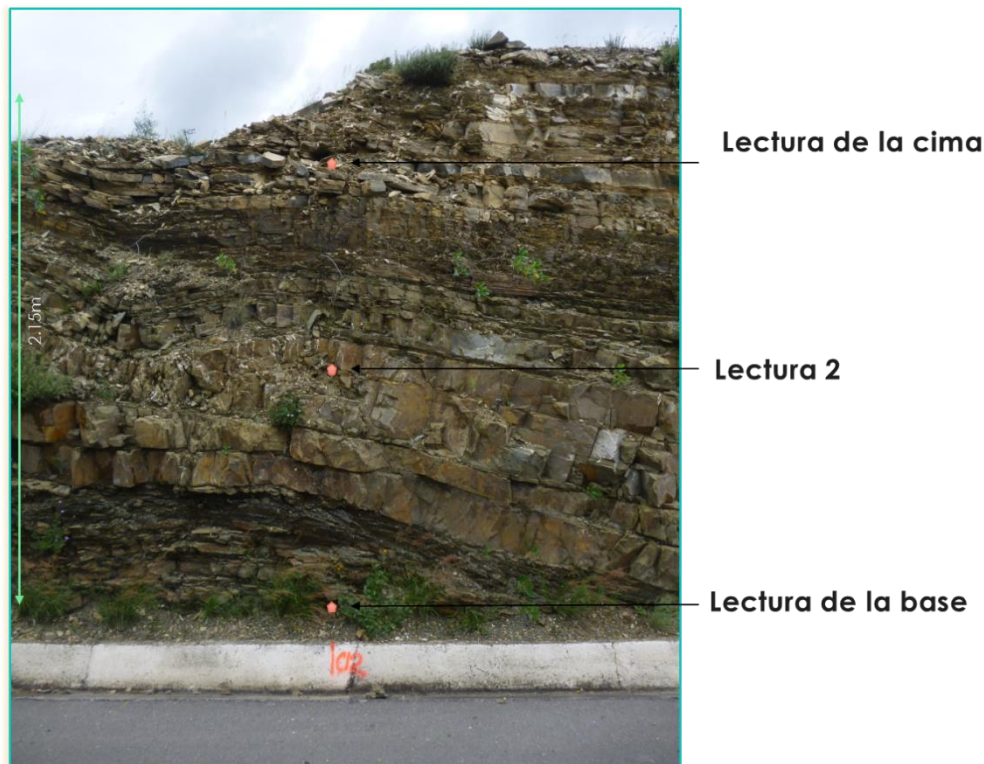


Figura 25. En cada línea de medición se hicieron lecturas en la base, en un punto intermedio y en la cima.

Con el fin de minimizar los errores en las mediciones, se procuró tomar la lectura radiométrica en superficies planas y directo en la roca, es decir, que no existieran espacios libres entre el detector y el afloramiento, ya que esto contribuye al error por dispersión de Compton, mismo que será explicado más adelante.

4.5. Trabajo de Gabinete

Una de las desventajas del espectrómetro GRS-500 es que no almacena los datos recaudados en campo. Por lo anterior, es necesario tomar nota de las lecturas y después capturarlos de manera digital en hojas de cálculo para su posterior tratamiento.

Un ejemplo de la forma en que se capturaron los datos es mostrado en la figura 26. Las gráficas generadas a partir de los datos crudos muestran la variación de las cuentas por segundo en un mismo punto, con el fin de hacer un análisis estadístico durante la reducción de los datos.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	prom
TC	247	224	238	242	225	237	245	233	213	242	241	230	234.75
K	6	5	3	5	2	2	6	4	5	5	5	7	4.5833
U	6	4	3	4	5	6	4	4	3	8	5	5	4.75
Th	0	1	0	2	1	0	1	1	1	0	3	1	0.9167

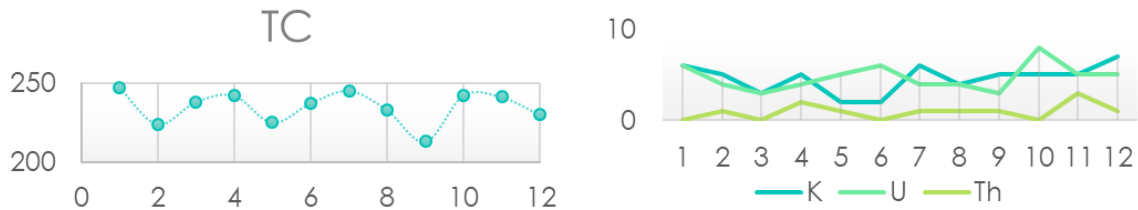


Figura 26. Ejemplo de cómo se capturaron los datos radiométricos recopilados en campo.

Los datos recaudados en campo para cada afloramiento se pueden consultar en el Anexo A.

4.5.1. Reducción de datos Radiométricos

Una vez recopilados los datos, es necesario efectuar ciertas operaciones con el fin de eliminar o reducir el efecto de aquellas energías que no son de origen geológico.

Los tratamientos aplicados a los datos de este trabajo se describen a continuación:

4.5.1.1. Corrección por tiempo muerto (DT)

Los espectrómetros requieren un tiempo para procesar los pulsos de energía que genera el detector. Mientras se procesa un pulso, el aparato no puede detectar más, por lo tanto, el tiempo de medición se ve reducido. A ese tiempo en que el espectrómetro no detecta pulsos se le conoce como “tiempo muerto”.

El tiempo muerto varía dependiendo del modelo del espectrómetro y normalmente oscila entre los 5-15 μs /pulso. El tiempo muerto del equipo utilizado para este trabajo es de 4 μs .

La corrección por tiempo muerto se realiza de la siguiente manera:

$$N = \frac{n}{1 - Ct} \quad (4.1)$$

Dónde:

- N = Cuentas corregidas (cps)
- n = Cuentas totales observadas (cps)
- C = Promedio de cuentas en cada canal (cps)
- t = Tiempo muerto (μs)

4.5.1.2. Relaciones de eliminación (Stripping Ratios)

Las relaciones de eliminación eliminan los efectos de la dispersión de Compton que genera la interferencia espectral, y del aporte de la radiación de fondo.

Las relaciones de eliminación se pueden determinar con base a las siguientes ecuaciones:

$$\text{Torio: } ct' = Ct - CtB \quad (4.2)$$

Donde:

- ct' = relación de separación para el Torio
- Ct = Cuentas observadas de Torio
- B = Radiaciones de Fondo

Similarmente, las ecuaciones para las relaciones de separación del Uranio y el Potasio:

$$\text{Uranio: } cu' = Cu - CuB \quad (4.3)$$

$$\text{Potasio: } ck' = Ck - CkB \quad (4.4)$$

4.5.1.3. Cálculo de concentraciones (valores equivalentes)

El eTh puede ser calculado directamente de la siguiente manera:

$$eTh = \frac{1}{S_T} (ct') \quad (4.5)$$

Donde:

- S_T = el factor de sensibilidad para Torio (cps/ppm).
- ct' = relación de separación para el Torio.

El Torio causa una cuenta dispersada por Compton en la ventana de energía del uranio, así como una interferencia espectral por el actinio-228 (Scintrex Limited, 1997). Para eliminar estos efectos, para el cálculo de concentración del eU se incluye un coeficiente de separación α , que es calculado de la siguiente manera:

$$\alpha = \frac{c'u}{c't} \quad (4.6)$$

Donde:

- $c't$ = Aporte real en la ventana de Torio debido al Torio.
- $c'u$ = Aporte real en la ventana del Uranio, debido al Torio.

De esta forma, la concentración equivalente de Uranio (eU) puede ser obtenida mediante la ecuación 4.7:

$$eU = \frac{1}{S_u} (C'u - \alpha c't) \quad (4.7)$$

Donde:

- S_u = Factor de sensibilidad del Uranio.
- $C'u$ = Cuentas detectadas en la ventana del uranio
- $c't$ = Aporte real en la ventana de Torio debido al Torio.

Existen también los coeficientes de separación β y γ , que al igual que el coeficiente de separación α , son útiles durante el cálculo de la concentración de Potasio para eliminar los efectos de la dispersión de Compton y la interferencia espectral. Así, la concentración de Potasio es calculada por medio de la siguiente ecuación:

$$\%K = \frac{1}{S_k} [C'k - \gamma(C'u - \alpha c't) - \beta c't] \quad (4.8)$$

Donde:

- S_k = Factor de sensibilidad del Potasio
- $C'k$ = Cuentas detectadas en la ventana del Potasio.

Es importante mencionar que tanto los Coeficientes de separación (alfa, beta y gamma), como los Factores de Sensibilidad (S_T , S_U , S_k) son obtenidos a partir de la calibración de fábrica del equipo utilizado. Los valores correspondientes para el equipo Scintrex GRS-500 se muestran a continuación en las tablas 3 y 4.

Tabla 4. Valores de sensibilidades establecidos para el espectrómetro GRS-500.

Sensibilidades	
Potasio	1.47 cps/%
Uranio	0.09 cps/ppm
Torio	0.054 cps/ppm

Tabla 3. Coeficientes de Separación (Stripping Coefficients) determinados para el equipo GRS-500.

Coeficientes de separación	
A	1.28
B	1.41
Γ	0.81

En geología y geofísica nuclear, las concentraciones de radioelementos en rocas, aire y agua están expresadas en las siguientes unidades:

- o Concentración en masa de K: %K (Porcentaje de Potasio)
- o Concentración en masa de U: ppm eU (Partes por millón de Uranio)
- o Concentración en masa de Th: ppm eTh (Partes por millón de Torio)

4.5.1.4. *Relación eTh/eU*

Las concentraciones de elementos radiactivos varían según el tipo de roca, e incluso existen variaciones entre distintas rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. A fin de conocer el nivel de concentración de cada roca, se ha establecido relaciones entre los valores equivalentes calculados, por ejemplo, la relación eTh/eU.

La relación eTh/eU en rocas sedimentarias es un indicador del ambiente de deposición, el cual generalmente es un ambiente oxidante, lo que ocasiona la separación del Uranio y el Torio. La oxidación del U forma un ion altamente soluble ((UO₂)²⁺), mientras que el Th permanece como Th⁴⁺, el cuál es inoxidable e insoluble. Después el Uranio precipita en los sedimentos cuando entra en contacto con un ambiente reductor, y es absorbido por las arcillas, hidróxidos de hierro, piritas y otros sulfuros.

4.5.1.5. *Desviación Estándar y Error Estándar*

Con el propósito de evaluar la precisión de los datos obtenidos en campo, se calculó la desviación estándar y el error estándar.

La desviación estándar es una medida de la dispersión de los datos, indicando qué tan dispersos están los datos de un conjunto dado, con respecto a la media de tal conjunto. Mientras mayor sea el valor calculado de la desviación estándar, más dispersos estarán los datos.

La desviación estándar se calcula mediante la siguiente fórmula:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum |x - \bar{x}|^2}{n}} \quad (4.8)$$

Donde:

- σ = Desviación Estándar
- x = punto de datos
- \bar{x} = media del conjunto
- n = espacio muestral

Resultados

En la siguiente tabla se muestran los valores promedio de las cuentas totales y la concentración de los radioelementos K, U y Th, para cada uno de los afloramientos medidos.

Tabla 5. Concentraciones promedio de cada afloramiento medido.

Afloramiento	Subambiente	Cuenta Total (cps)	Potasio (%K)	Uranio (ppm U)	Torio (ppm Th)
L0	Canal-Levee	187.81	0.43	10.64	16.31
L1	Canal	162.59	0.55	10.07	11.57
L2	Levee	183.34	0.39	11.43	15.01
L3	Canal Abandonado	181.67	0.41	9.41	17.06
L4	Lóbulo	227.40	0.49	11.86	20.14
LZ1	Canal-Levee	193.04	0.60	10.27	15.09
LZ2	Canal Abandonado	194.63	0.55	10.42	15.74
LZ3	Canal	172.34	0.55	10.10	14.30
LZ4	Canal	169.66	0.57	9.93	14.06
LZ5	Levee	184.30	0.56	10.45	15.87
B0	Lóbulo-Canal	202.80	0.48	11.09	14.27
A0	Levee-Canal	190.62	0.55	10.93	13.47
C0	Complejo de Canales	184.93	0.46	11.55	13.59

Los resultados individuales para cada línea de medición pueden ser consultados en el anexo A.

En los siguientes mapas (Figuras 26 y 27) se muestran los resultados de las concentraciones de radioactividad total, de potasio, de uranio y de torio para cada afloramiento estudiado. El tamaño y forma del marcador indica la concentración relativa de cada afloramiento. Es fácil visualizar en el mapa de cuenta total (Fig. 27a) que el afloramiento con mayor valor es el L4, atribuido a un sub ambiente de lóbulo.



Figura 27. Mapas de concentración de: a) Cuenta Total(cps) y b) Potasio (%). Mientras más grande y más oscuro sea el indicador mayor será la concentración del radioelemento en cuestión.

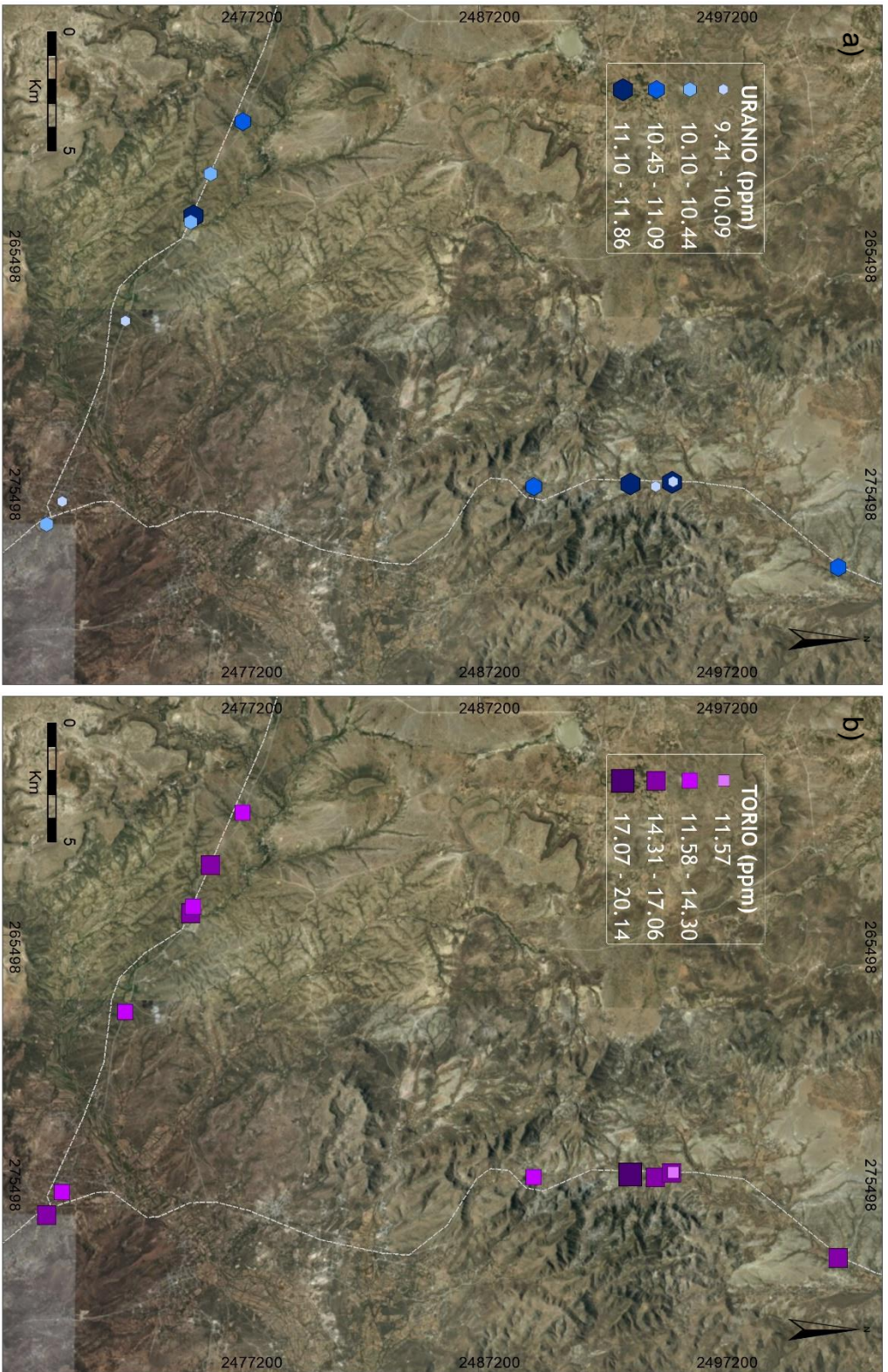


Figura 28. Mapas de concentración de: a) Uranio(ppm) y b) Torio (ppm) . Mientras más grande y más oscuro sea el indicador, mayor será la concentración del radioelemento en cuestión.

5.1. Curvas de concentraciones

Con la finalidad de establecer una relación entre la litología y la radiactividad, se presentan las gráficas siguientes, las cuales muestran la foto de campo de cada línea, una columna litológica y las variaciones en la Radiactividad Total (cps) y en las concentraciones de radioelementos (%K, ppm U, y ppm Th). En esta sección se muestran algunas de las gráficas más representativas de cada afloramiento. Las gráficas completas pueden ser consultadas en el Anexo B.

5.1.1. Afloramiento L0: *Canal Levee*

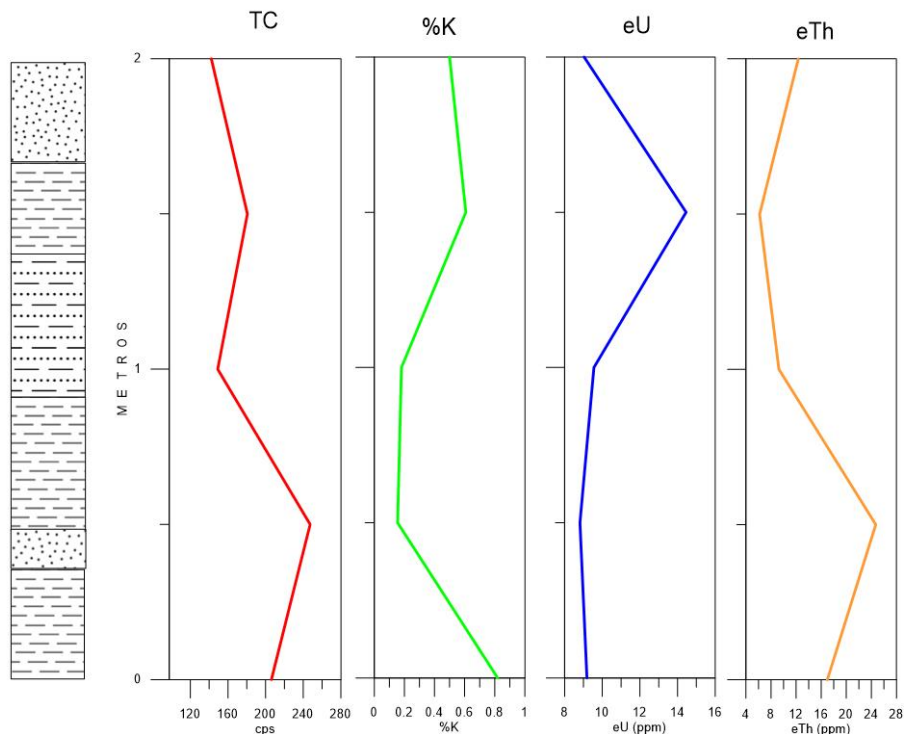
El afloramiento L0 se atribuye a un complejo de canal-levée. La curva de Cuenta Total de cada perfil tiende a incrementar cuando la medición se realizó sobre un estrato de lutitas, o bien, cuando un estrato de areniscas es delgado y se encuentra entre estratos arcillosos. En el perfil de la línea 5 la medición de la base se realizó en un paquete de lutitas y arenisca intercaladas. Con base a su respuesta radiométrica se puede determinar que en este paquete la presencia de lodos es mayor a la de arenas.

AFLORAMIENTO L0

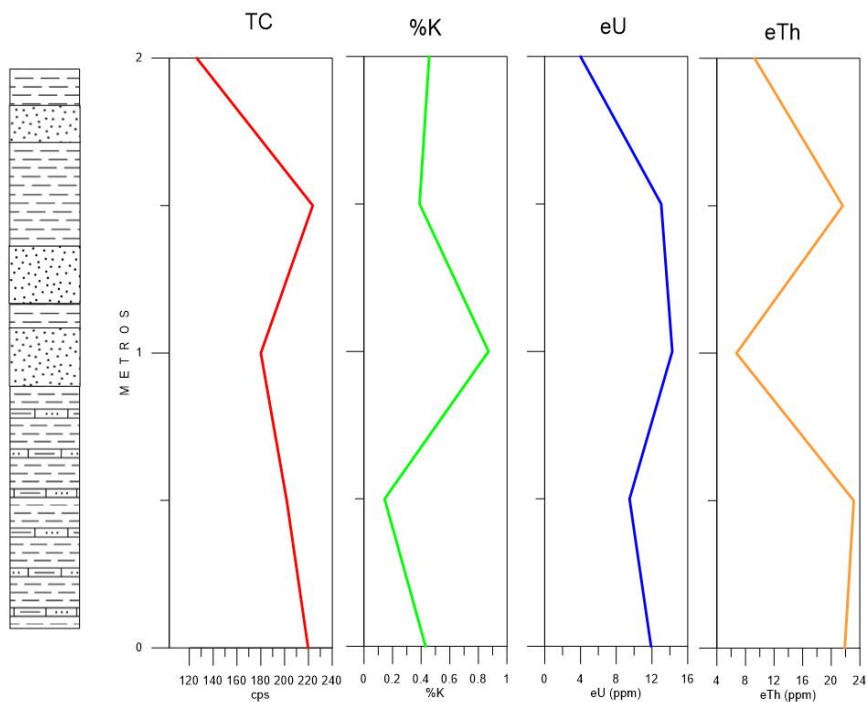
EXPLICACION



a) Línea: 2
Afloramiento: L0



b) Línea: 5
Afloramiento: L0



Línea: 7
Afloramiento: L0

c)

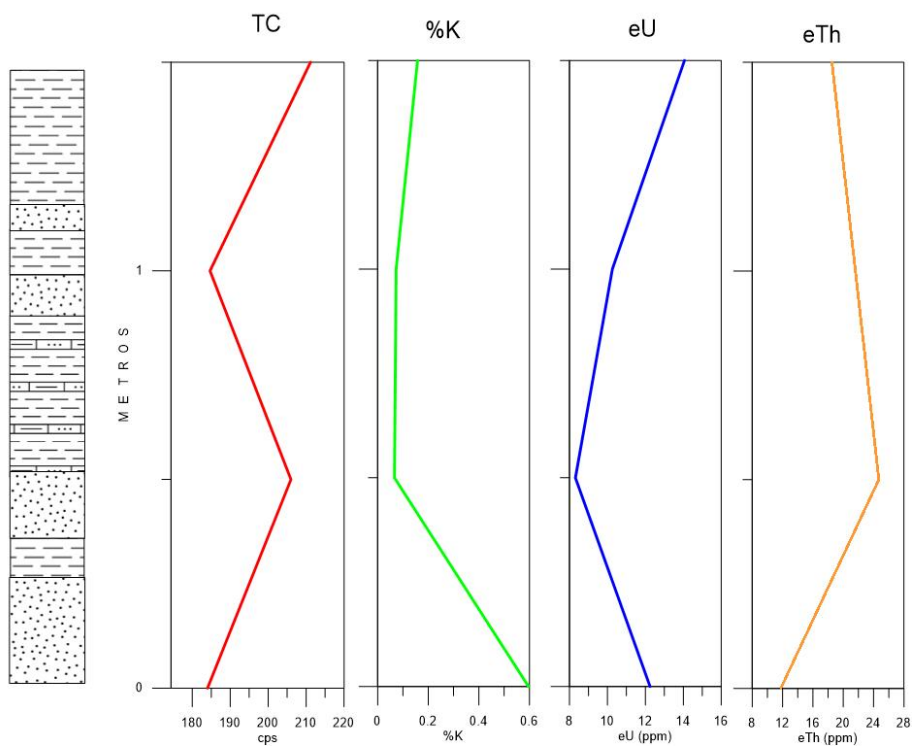


Figura 29. Curvas de concentración del afloramiento L0. a) Línea de medición 2; b) Línea de medición 5; c) Línea de medición 7.

5.1.2. Afloramiento L1: Canal

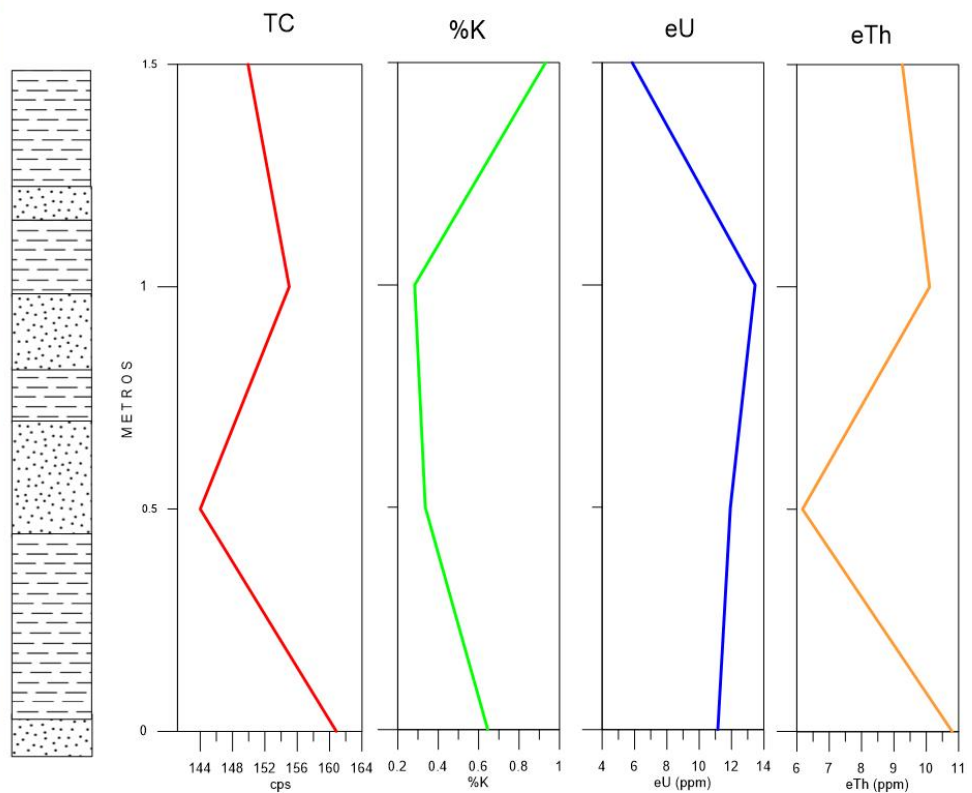
Como puede observarse en la tabla 5 al principio de este capítulo, el afloramiento L1 tiene una respuesta de cuentas totales relativamente baja. Esto puede ser explicado a partir del sub ambiente que representa. Este afloramiento está atribuido a un canal, en el cual, el contenido de arenas es mayor al contenido de lodos, por tanto, la radiactividad observada será más baja con relación a un ambiente en donde predominen capas de arcillas.

AFLORAMIENTO L1

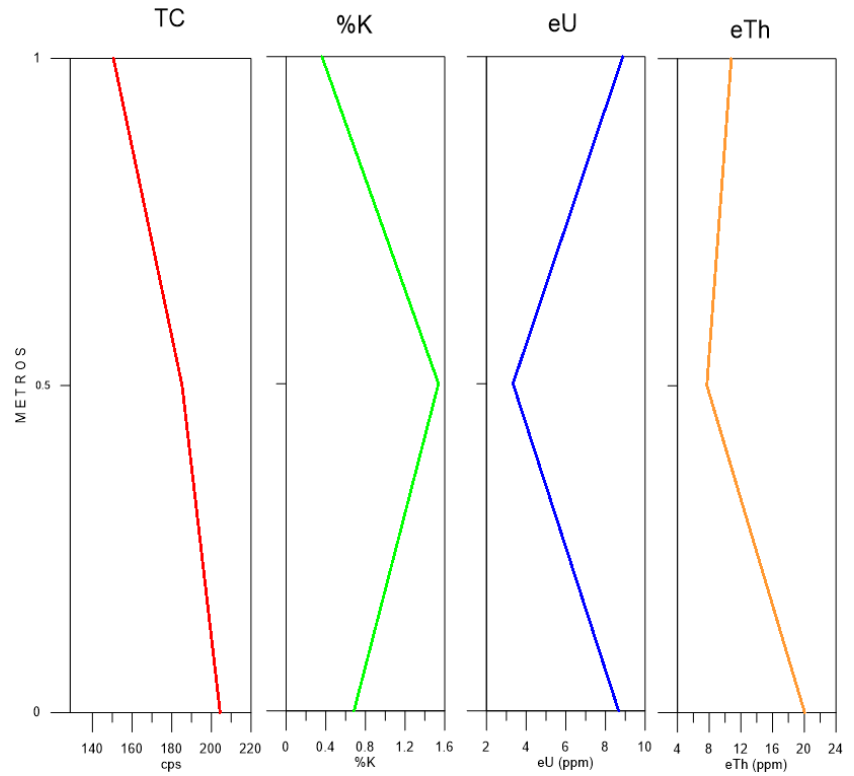
EXPLICACION



a) Línea: 3
Afloramiento: L1



b) Línea: 4
Afloramiento: L1



c) Línea: 6
Afloramiento: L1

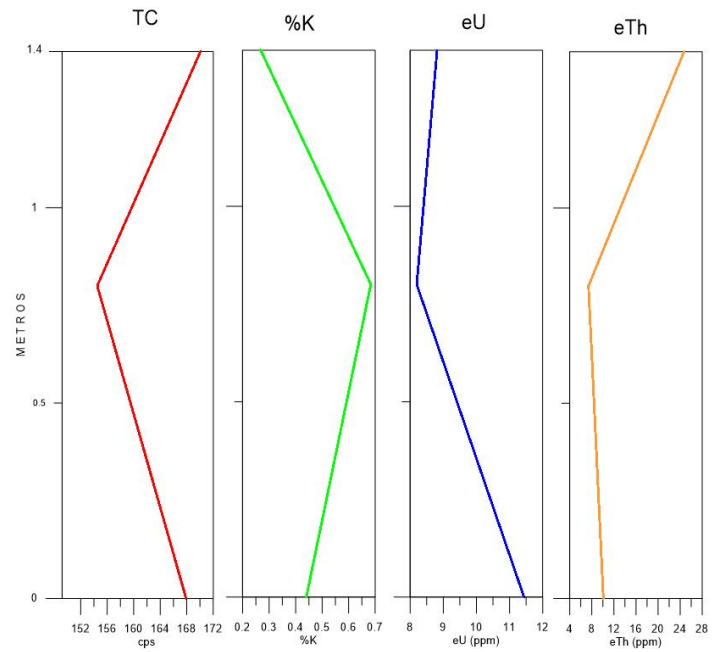
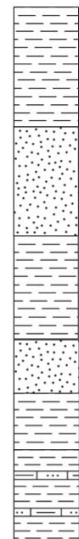


Figura 30. Curvas de concentración del afloramiento L1. a) Línea de medición 3; b) Línea de medición 4; c) Línea de medición 6. Puede observarse en las fotografías de campo que predominan las capas de areniscas, a lo que le es atribuido los bajos valores de concentraciones en general, excepto por el potasio,

En el perfil de la línea 4 (Fig. 30 b) se puede observar una aminoración de la radiactividad hacia la cima. Como puede apreciarse en las fotos de campo, en la cima de estas líneas se presentan rocas intemperizadas. Esta alteración en las rocas puede propiciar la movilidad de ciertos minerales, explicando la disminución en la radiactividad. La intemperización descompone los principales minerales portadores de K, tales como la biotita, los feldespatos alcalinos y la moscovita (Dentith & Mudge, 2014). Por otro lado, minerales accesorios como el circón y la monacita, los cuales contribuyen con la presencia de U y Th, son relativamente estables durante procesos de meteorización.

5.1.3. Afloramiento L2. *Depósitos de Levee*

En este afloramiento la radioactividad es relativamente alta, sobre todo en la concentración de U y Th. Esto se debe a que los depósitos de este afloramiento son de desborde de canal o de levee, los cuales están conformados por sucesiones lodoso-arenosas.

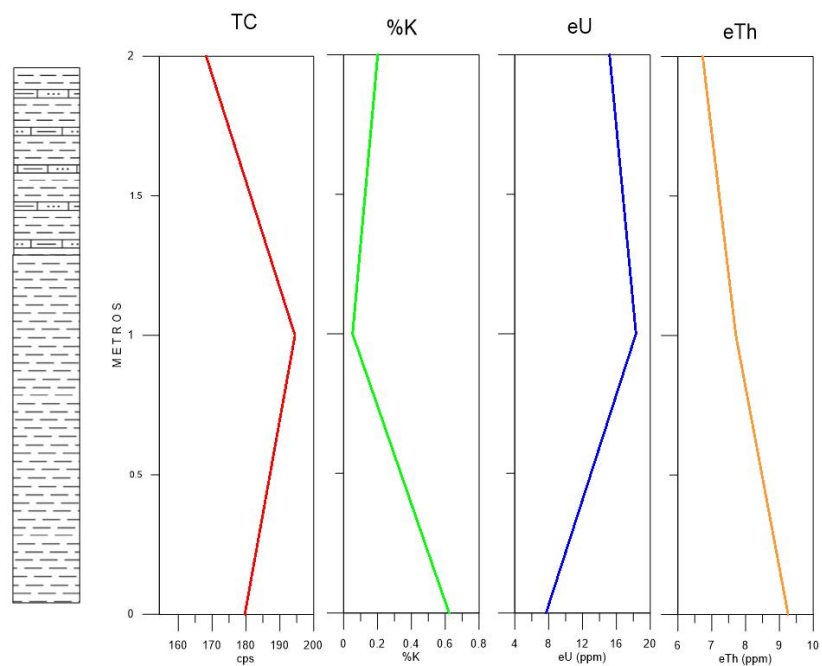
Hacia la cima de las líneas de medición que se muestran en la Fig. 31, se puede notar una disminución en las concentraciones tanto de K, U y Th, y la cuenta total, comportamiento radiométrico que se atribuye a las capas de roca intemperizada.

AFLORAMIENTO L2

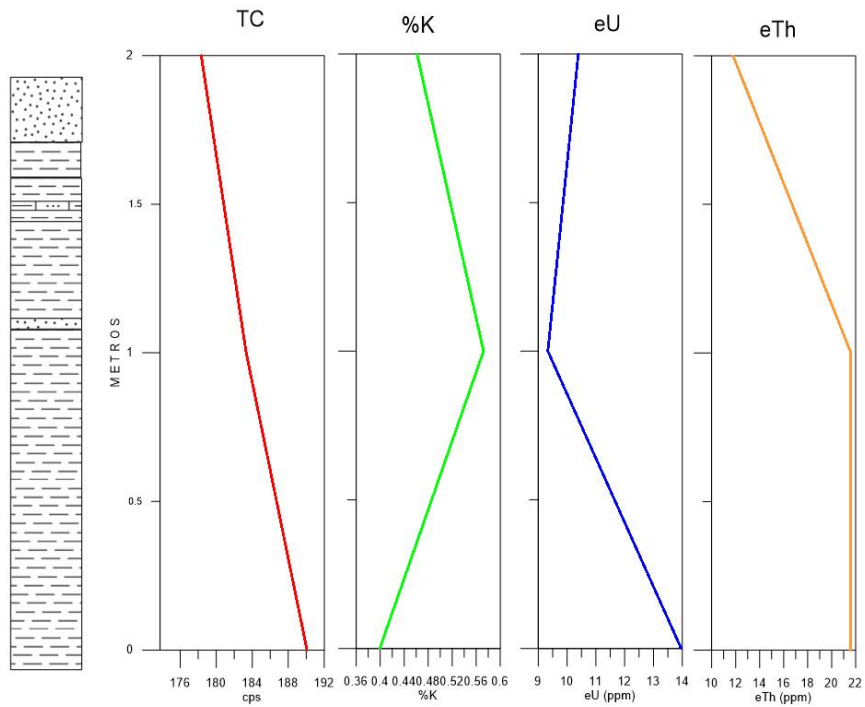
EXPLICACION



a) Línea: 1
Afloramiento: L2



b) Línea: 2
Afloramiento: L2



c) Línea: 3
Afloramiento: L2

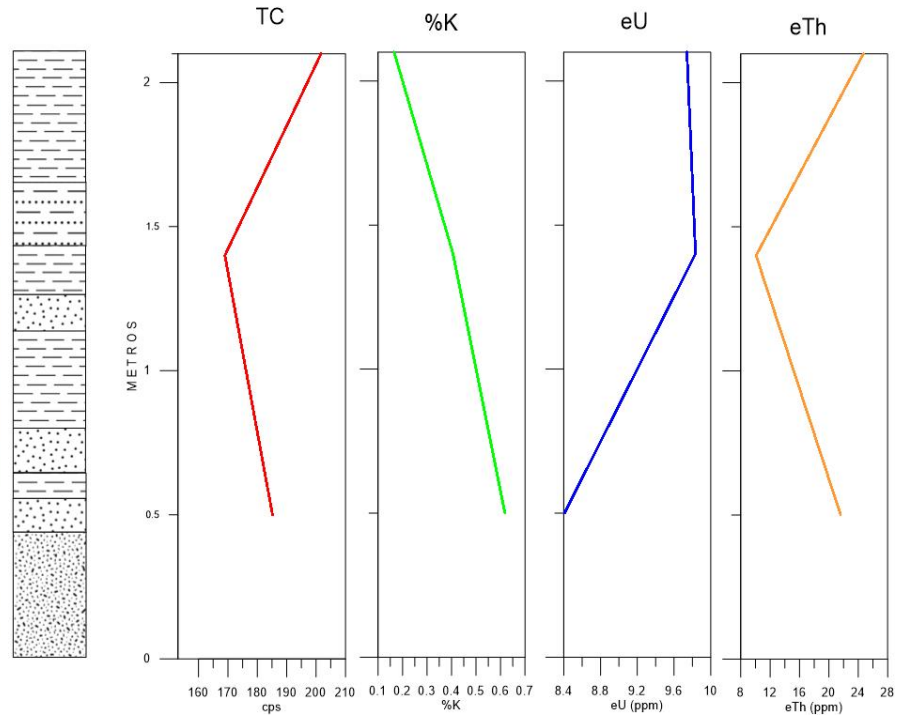


Figura 31. Curvas de concentración del afloramiento L2. A) Línea de medición 1; B) Línea de medición 2; c) Línea de medición 3. Obsérvese la disminución en la concentración de los radioelementos en general, la cual es atribuida a las capas de roca intemperizada.

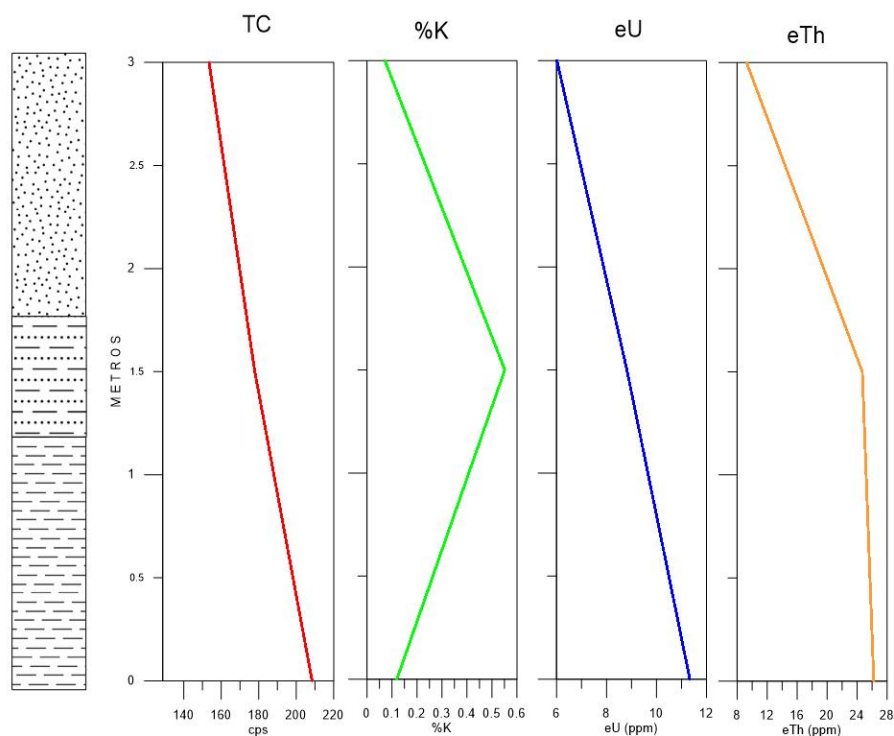
5.1.4. Afloramiento L3. *Canal Abandonado*

El afloramiento L3 está constituido por depósitos de canal abandonado, lo que quiere decir que hubo un cambio en la dirección de la corriente que aportaba sedimentos. Esta asociación de facies se caracteriza por presentar estratos delgados o muy delgados de areniscas, intercalados con lodos masivos (Cuevas-Barragán), siendo estos lodos el resultado de la desactivación del canal (Ocampo-Díaz, 2004), o bien por el desborde de canales adyacentes. En términos de radioactividad, la cantidad de sedimentos finos, al ser mayor que la cantidad de arenas, aumenta la radioactividad total, así como los contenidos de U y Th.

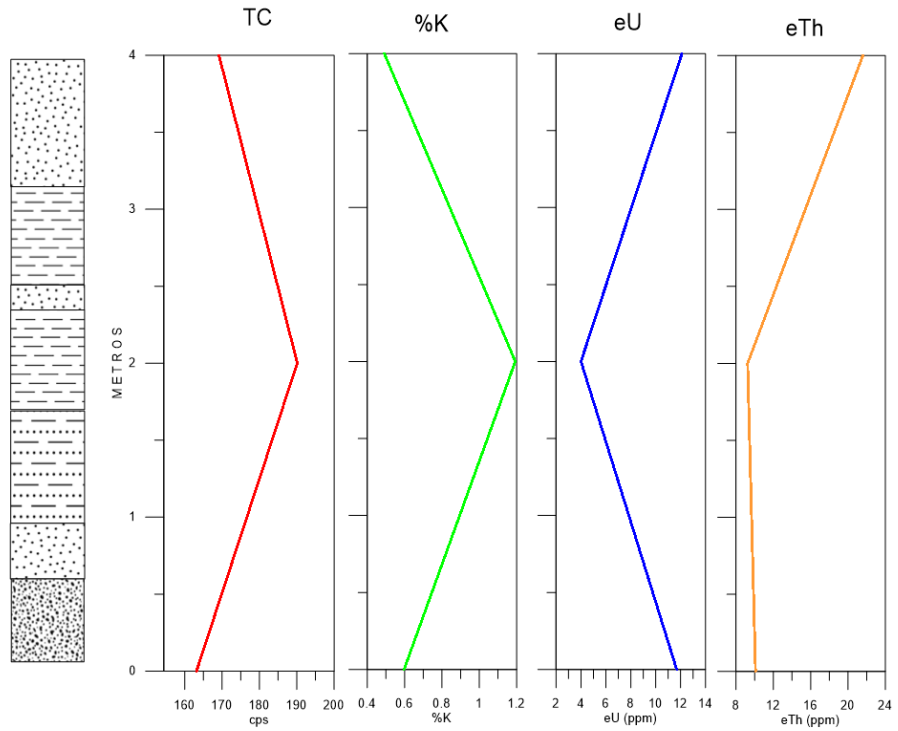
AFLORAMIENTO L3



a) Línea: 1
Afloramiento: L3



b) Línea: 2
Afloramiento: L3



c) Línea: 4
Afloramiento: L3

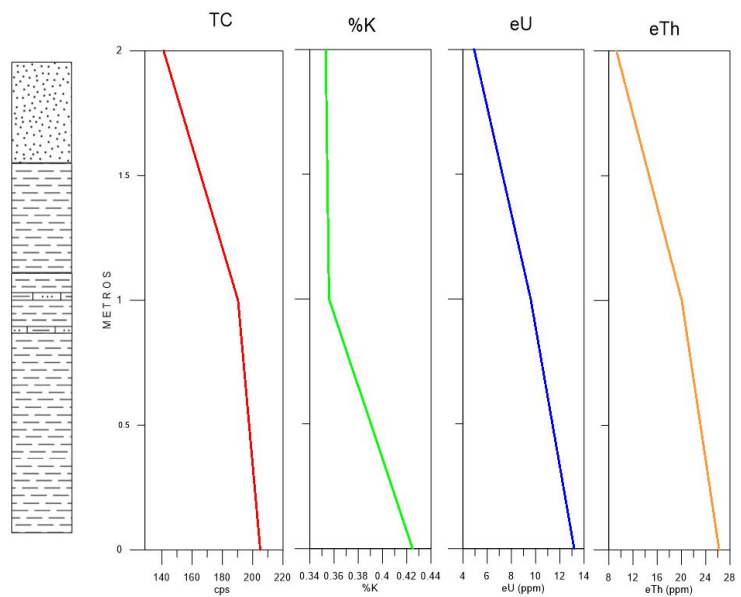
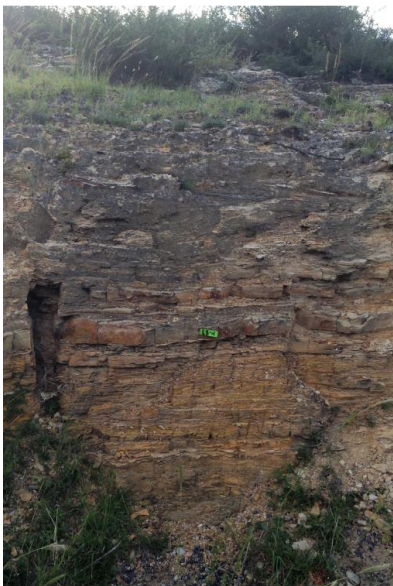


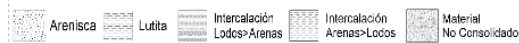
Figura 32. Curvas de concentración del afloramiento L3: a) Línea de medición 2; b) línea de medición 5; c) línea de medición 7. Es de observarse la escala de valores de las cuentas totales, las cuales tienen límites altos comparados con otros afloramientos de este estudio.

5.1.5. Afloramiento L4. *Lóbulo*

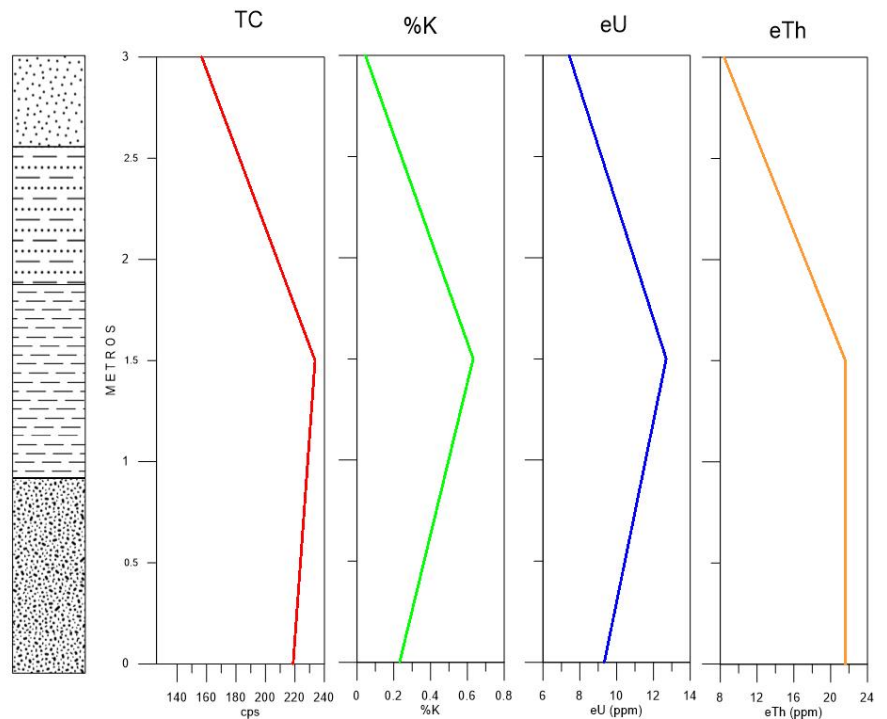
El sub-ambiente de lóbulo distal está representado en el área por el afloramiento L4. En los lóbulos deposicionales en abanicos submarinos mixtos, existe una disminución de sedimentos gruesos, y por lo tanto un aumento en el contenido de material fino. Esto está claramente representado en la respuesta radiométrica del afloramiento. Obsérvese en las gráficas de TC de la Fig. 33 que la escala de valores alcanza casi las 300 cps, mientras que las concentraciones medidas de K se encuentran dentro de los valores medios registrados en todo el estudio. Por su parte, las concentraciones de U y Th son las más altas de todos los afloramientos medidos (Tabla 5).

AFLORAMIENTO L4

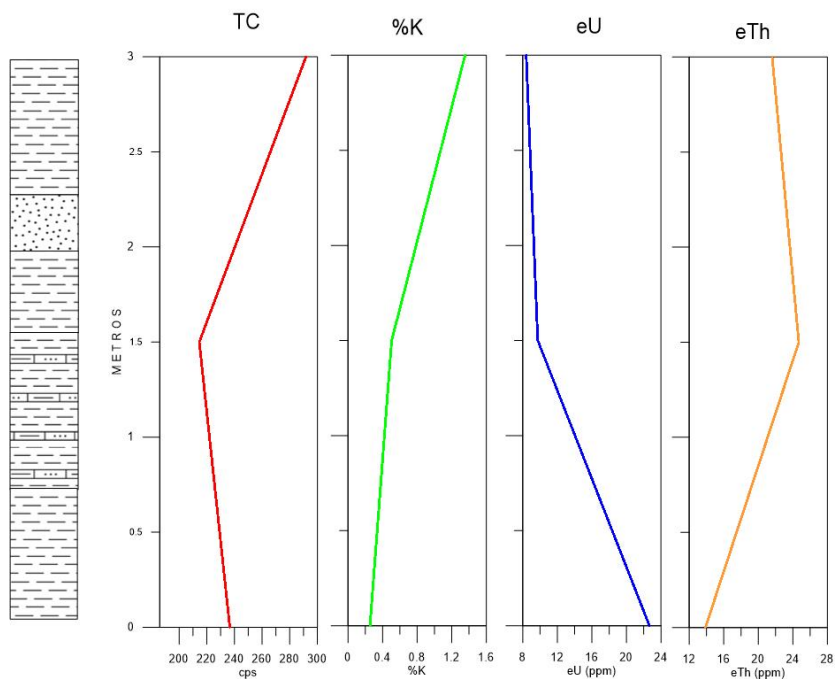
EXPLICACION



a) Línea: 1
Afloramiento: L4



b) Línea: 2
Afloramiento: L4



c) Línea: 3
Afloramiento: L4

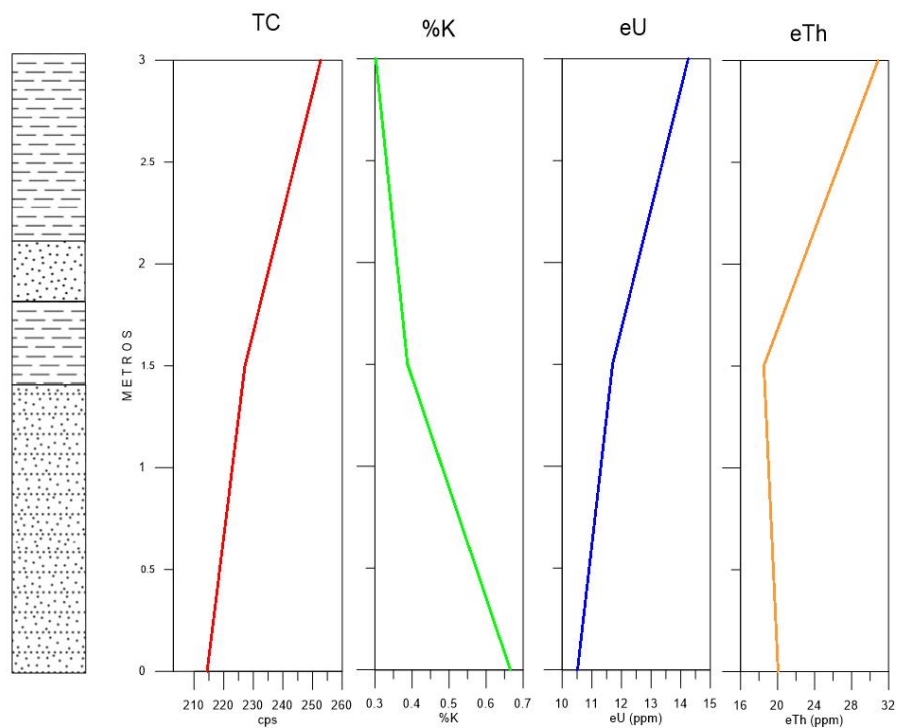


Figura 33. Curvas de concentración del afloramiento L4. a) línea de medición 1; b) línea de medición 4; c) línea de medición 3. En las gráficas es notable que los valores de la radioactividad en general son altos. Las cuentas totales varían de entre 200 a casi 300 cps como por ejemplo en la línea 2.

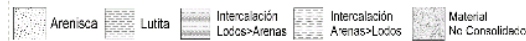
5.1.6. Afloramiento LZ1. Canal-Levee

El afloramiento LZ1 pertenece a un complejo de canal-levee. Los levees son desbordes de canal de material fino. El aporte radiactivo debido a la presencia de sedimentos arcillosos se ve reflejado en el incremento de la radiactividad total (Tabla 5).

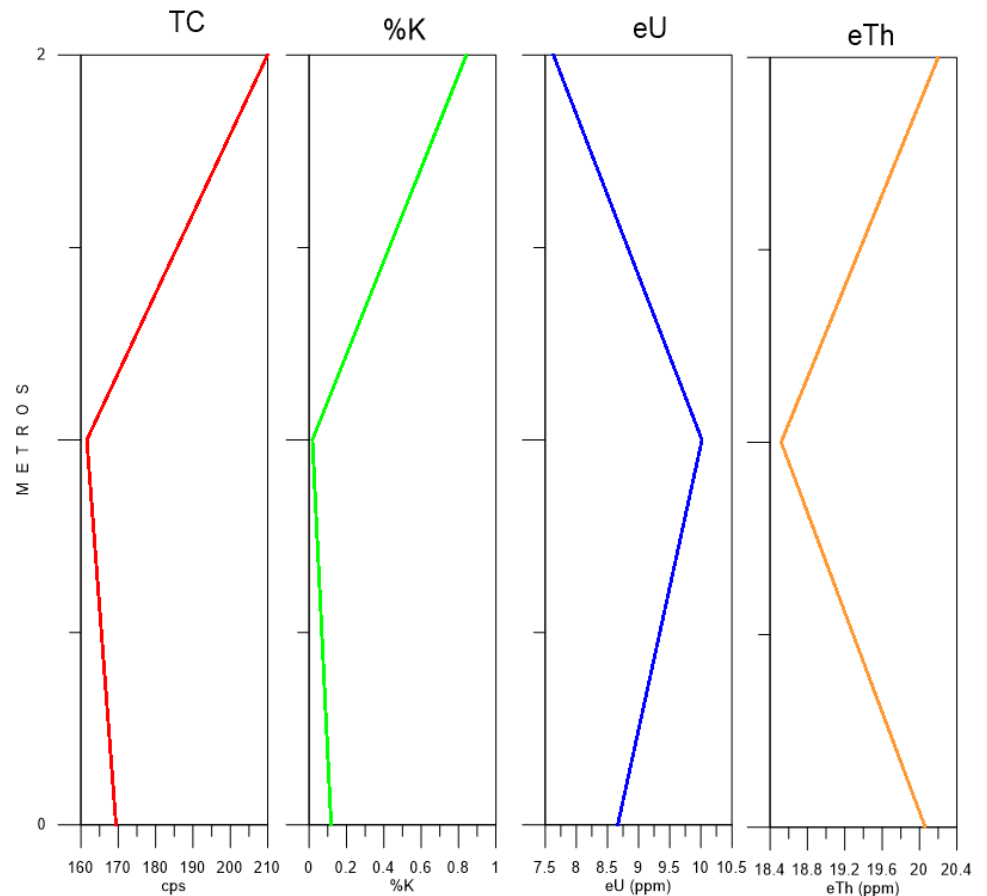
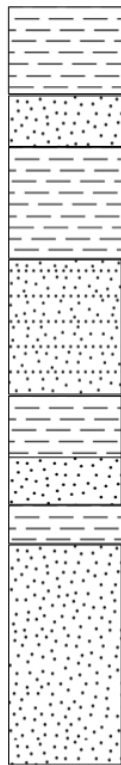
La línea de medición 11 (Fig. 34) está situada justo en el levee, por lo que en toda la línea no se observan cambios litológicos. El cambio que se observa en la cima de la gráfica de la radiactividad total puede atribuirse a la intemperización de la roca. La curva de U muestra un decremento en la base de la línea, esto puede deberse a la presencia de material suelto y alterado que se encuentra en el punto de medición.

AFLORAMIENTO LZ1

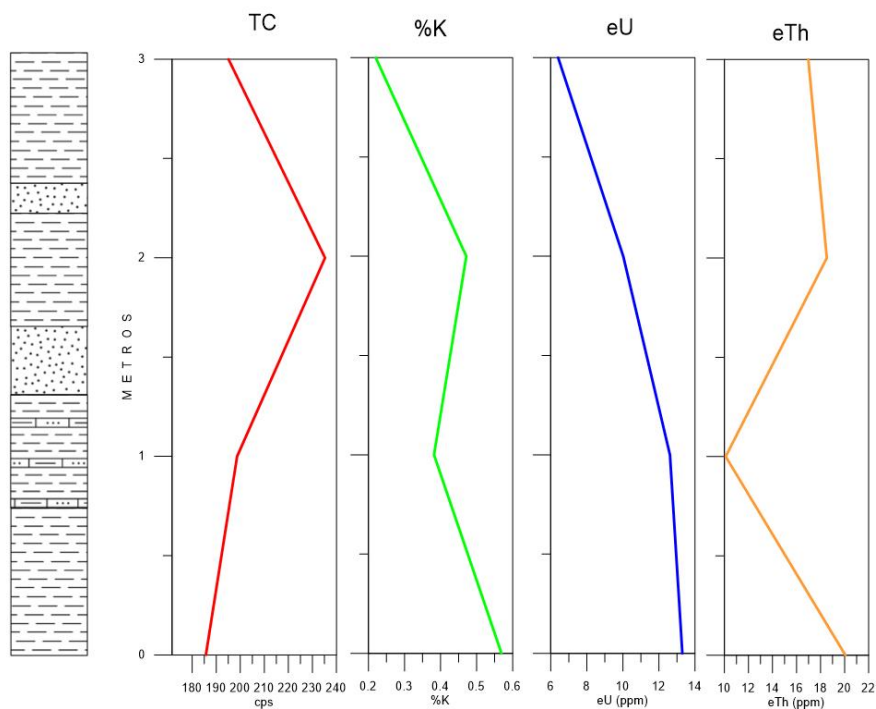
EXPLICACION



a) Línea: 2
Afloramiento: LZ1



b) Línea: 6
Afloramiento: LZ1



c) Línea: 11
Afloramiento: LZ1

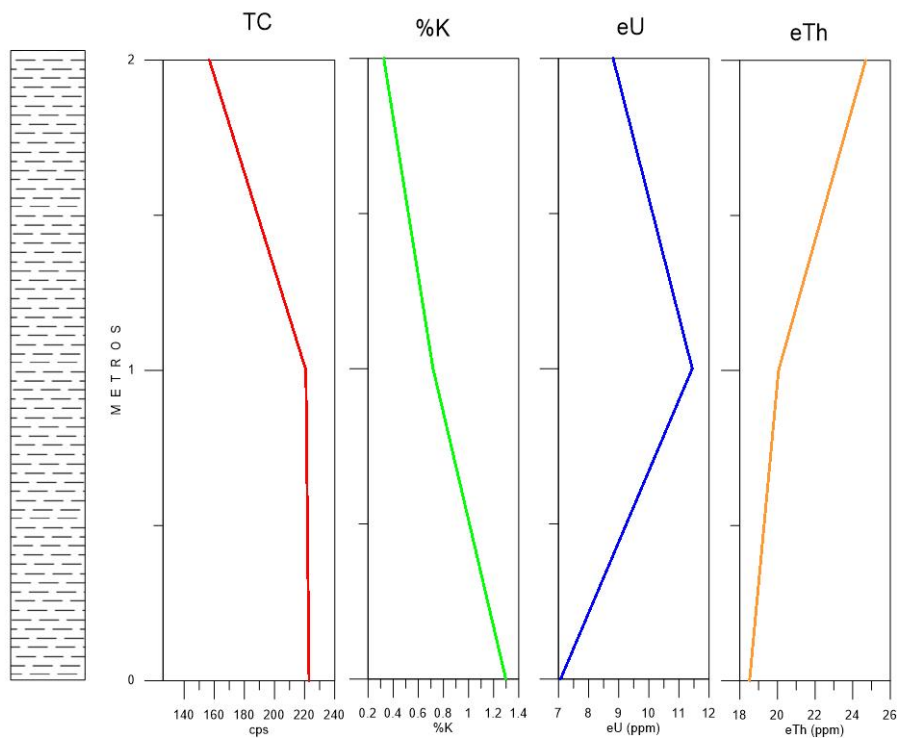


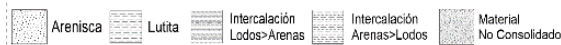
Figura 34. Curvas de concentración del afloramiento LZ1. a) línea de medición 2; b) línea de medición 6: la radioactividad en general tiene un notable máximo aproximadamente a las 2m en donde se encuentra una gruesa capa de lodos; c) línea de medición 11, situada justo en el área del levee, razón por la que no se ven mayores cambios litológicos a lo largo de la línea de medición.

5.1.7. Afloramiento LZ2. Canal Abandonado

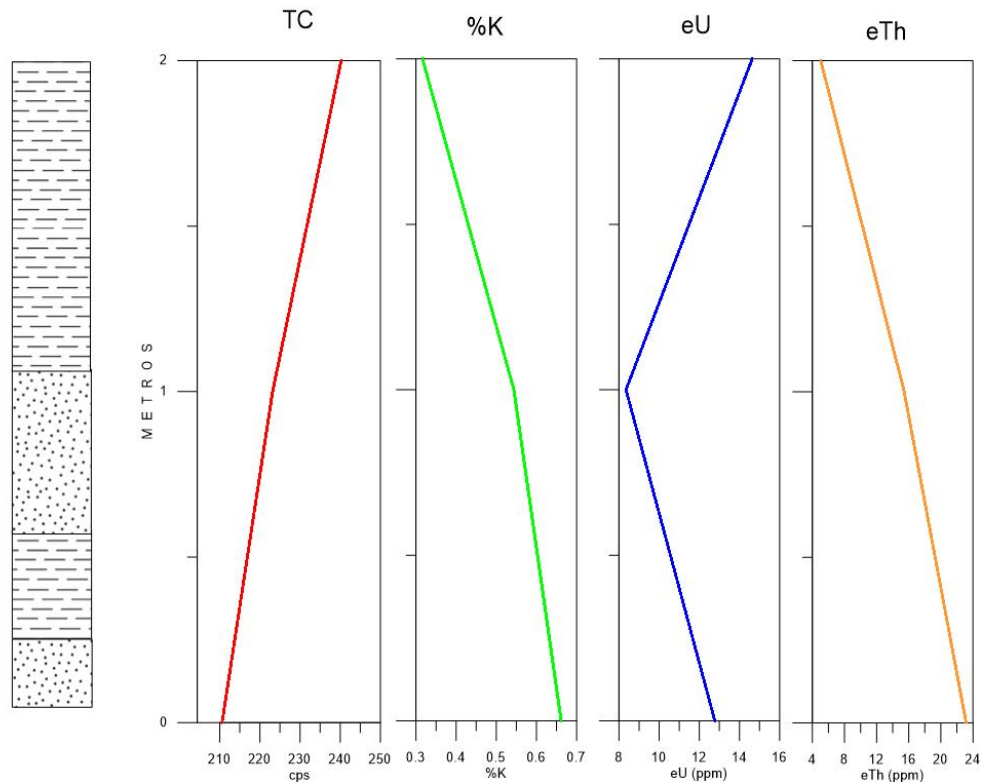
Los depósitos del afloramiento LZ2 son interpretados como de canal abandonado. El alto contenido de radioactividad y las relativamente altas concentraciones de U y Th sugieren que los sedimentos finos, que pudieron ser los remanentes de la corriente alimentadora del canal, o bien, el desborde de algún canal cercano, tienen mayor presencia que los depósitos del canal como tal. De las fotos de campo que se muestran en la Fig. 35 se puede comentar que la parte inferior del afloramiento, en donde los estratos de areniscas son más gruesos y potentes que los estratos de lodos, es la zona de depósitos de canal. La radioactividad en estos niveles es relativamente baja en comparación con los niveles de la parte superior, en donde abundan los sedimentos más finos.

AFLORAMIENTO LZ2

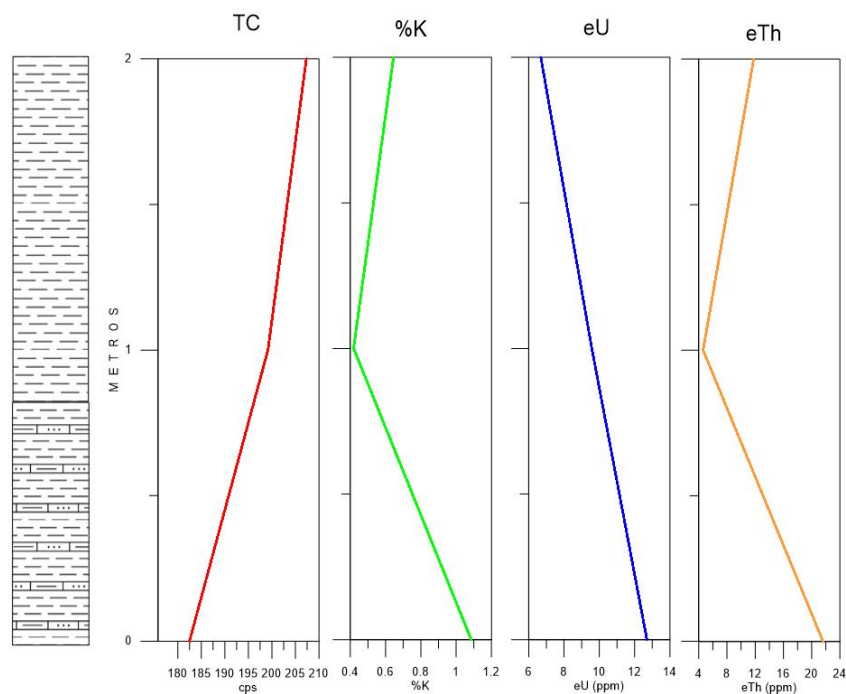
EXPLICACION



a) Línea: 2
Afloramiento: LZ2



b) Línea: 6
Afloramiento: LZ2



c) Línea: 7
Afloramiento: LZ2

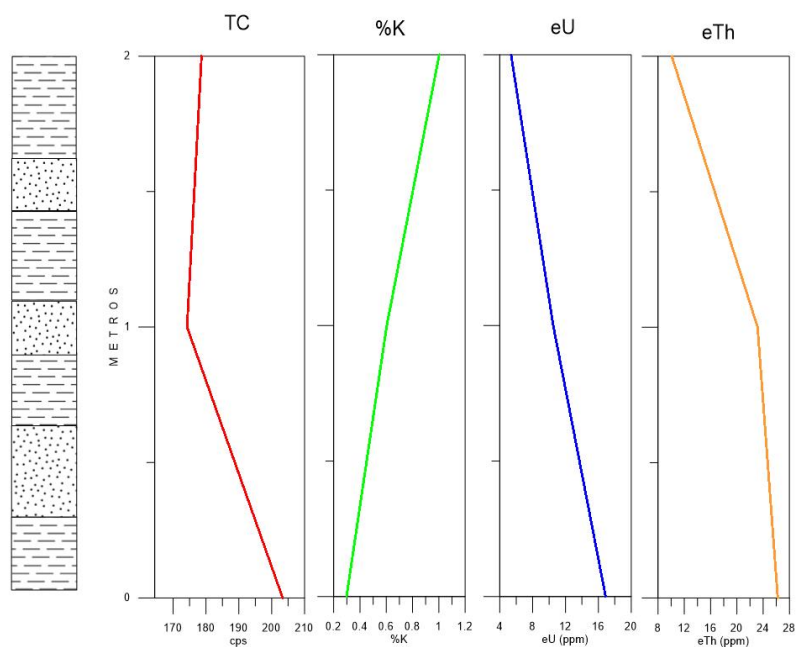


Figura 35. Curvas de concentración del afloramiento LZ2. a) línea de medición 2: en la foto de campo puede observarse que a la base predominan las capas de areniscas, mientras que hacia la cima son más abundantes los sedimentos finos, lo que es relacionable con el comportamiento de las curvas de TC y K; b) línea de medición 6: en general las concentraciones de radioelementos son altas, lo que puede deberse a la presencia predominante de sedimentos finos; c) línea de medición 7: nótese el aumento en la curva de Th en la medición a 1m de altura, situada en una capa de sedimentos finos.

5.1.8. Afloramiento LZ3. Canal

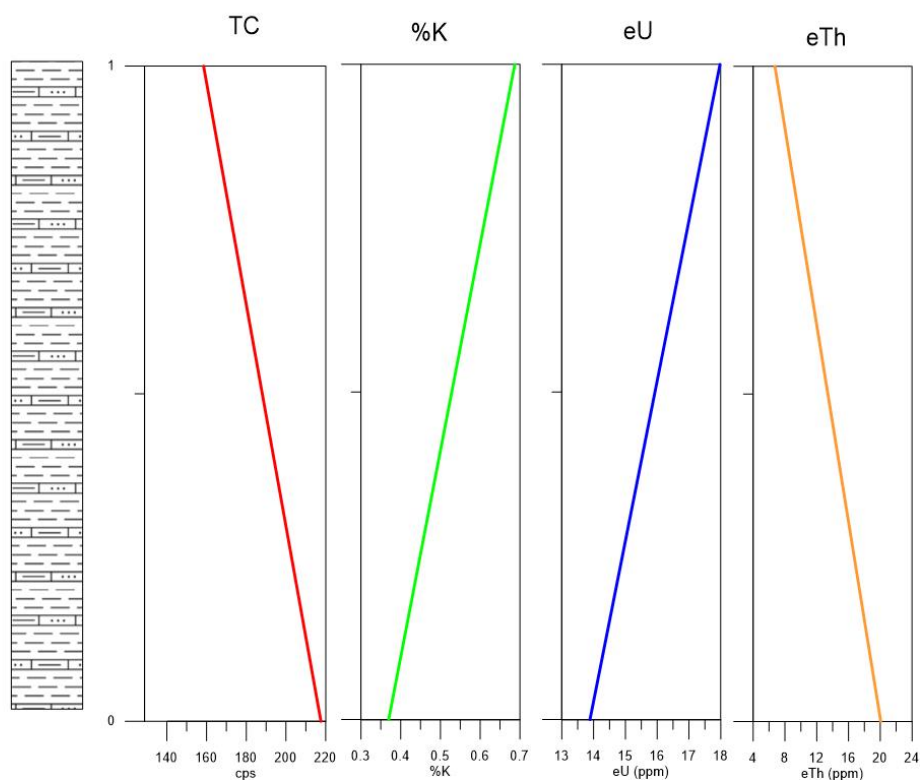
El afloramiento LZ3 es atribuido a facies de canal. En este afloramiento la presencia de sedimentos arenosos es mayor que la de sedimentos arcillosos. La respuesta radiométrica refleja esta relación arenas-lodos, sobre todo en los valores promedio de TC. En las líneas de medición 5 y 8 (Fig. 36 b y c) se observan paquetes de intercalación de lutitas y areniscas. La radiometría puede ayudar a conocer si en dichos paquetes abundan las arenas o las arcillas. En las mediciones donde de la TC disminuye, pero aumenta el K, en el paquete de capas predominarán las arenas. Por otro lado, si se observa un incremento en la TC, una disminución en el K, y un incremento en la concentración de U y Th, el paquete será más arcilloso.

AFLORAMIENTO LZ3

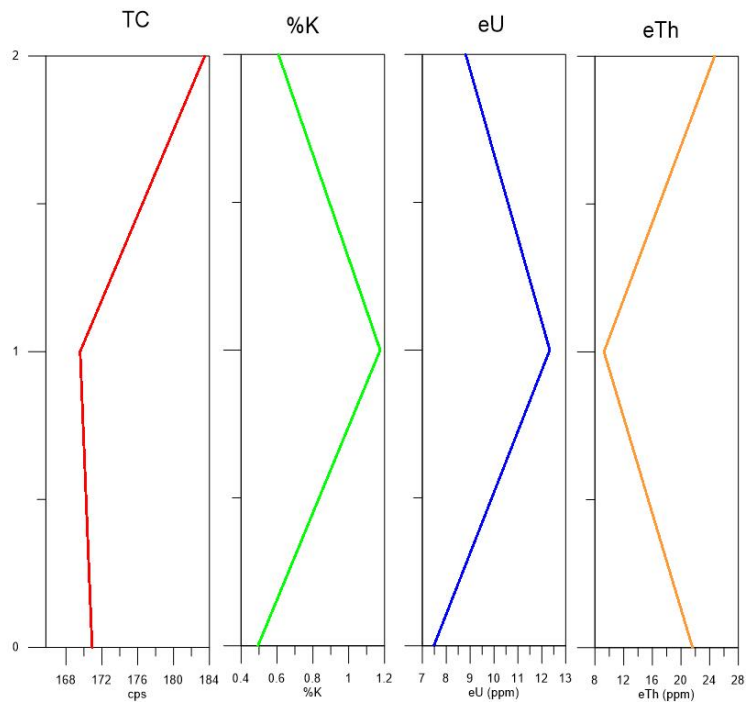
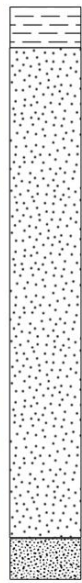
EXPLICACION



a) Línea: 2
Afloramiento: LZ3



b) Línea: 6
Afloramiento: LZ3



c) Línea: 7
Afloramiento: LZ3

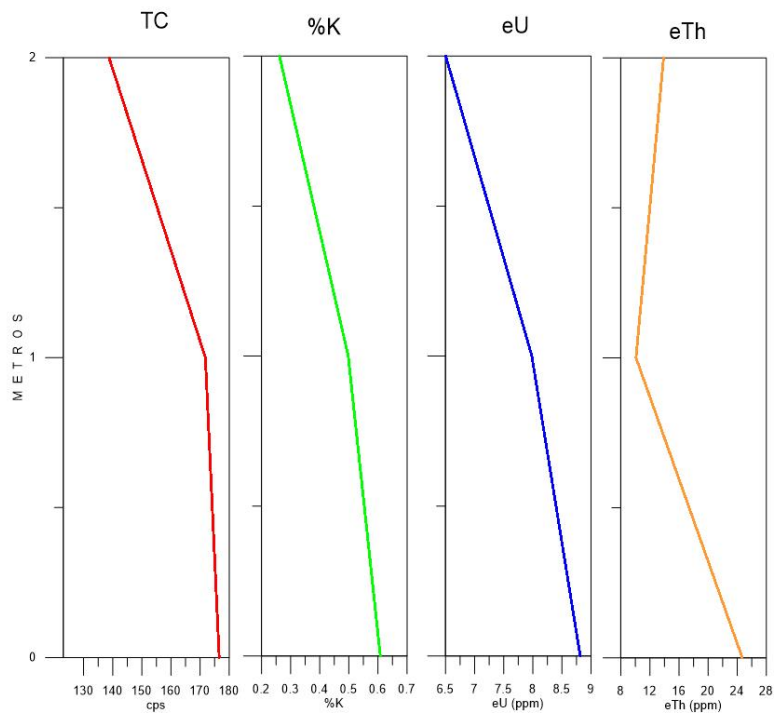


Figura 36. Curvas de concentración del afloramiento LZ3. a) línea de medición 2; b) línea de medición 6; c) línea de medición 7. Obsérvese en las últimas dos líneas cómo la respuesta radiométrica es útil para determinar el nivel de arcillosidad en capas de intercalaciones de sedimentos finos y areniscas.

5.1.9. Afloramiento LZ4. Canal

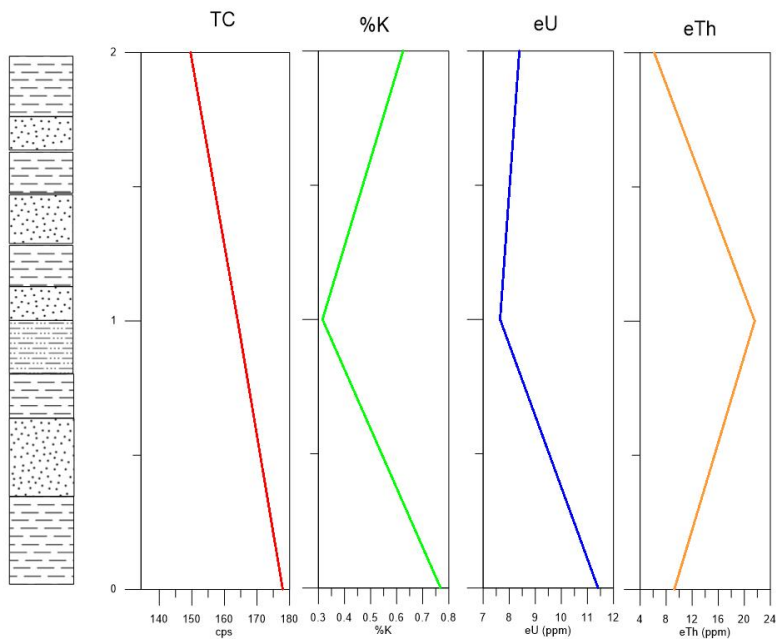
En general el afloramiento LZ4, interpretado como depósitos de canal, presenta una radiactividad total relativamente baja (TC promedio de 170 cps) y concentraciones de K altas (0.57 %K, el segundo promedio más alto del estudio). Aunque hay capas de lodos en esta área, las capas de areniscas son más abundantes y, en algunas líneas, mucho más gruesas.

AFLORAMIENTO LZ4

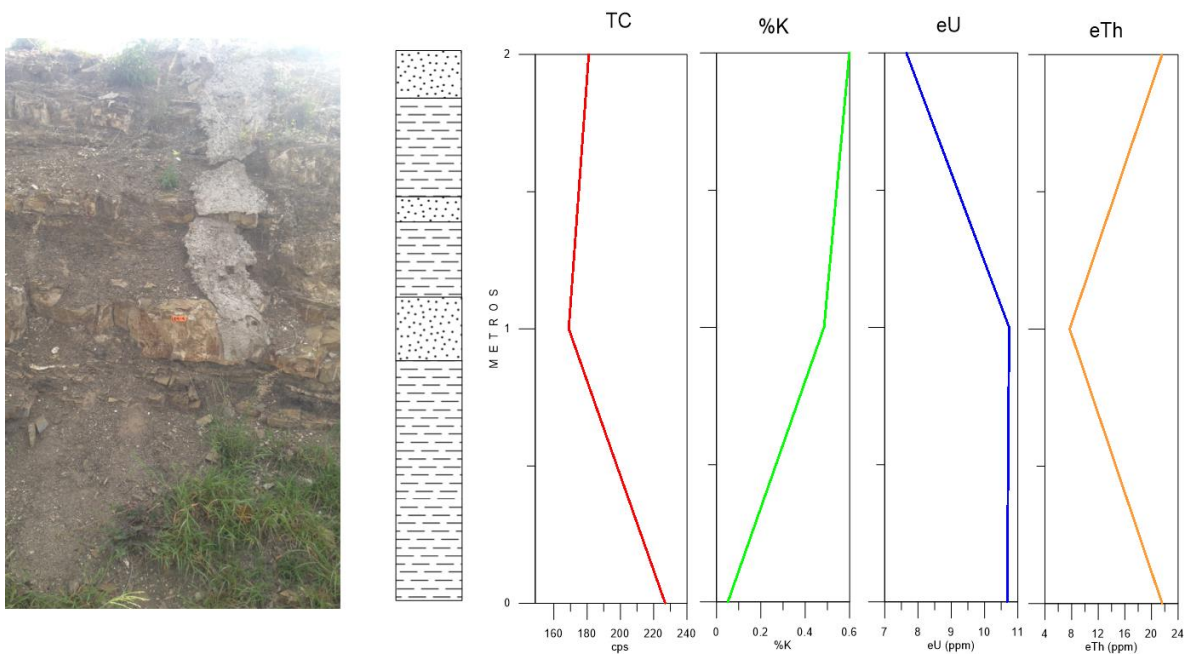
EXPLICACION



a) Línea: 1
Afloramiento: LZ4



b) Línea: 4
Afloramiento: LZ4



c) Línea: 6
Afloramiento: LZ4

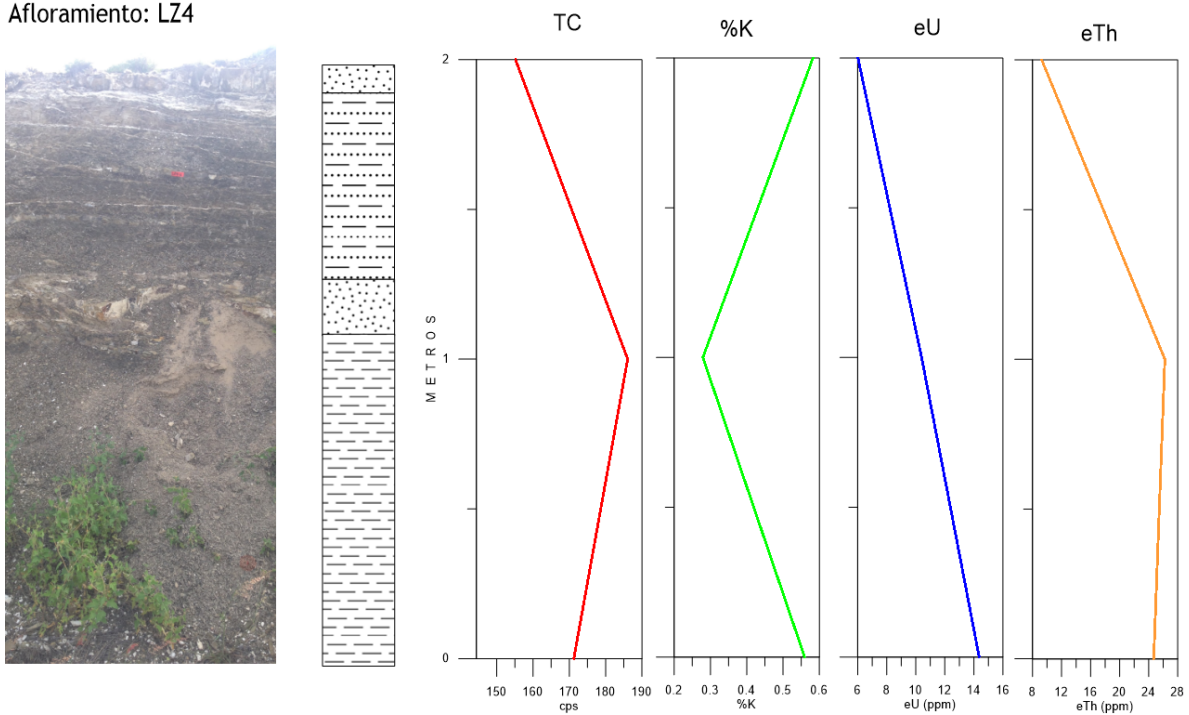


Figura 37. Curvas de concentración del afloramiento LZ4. a) línea de medición 1: las concentraciones de radioelementos en esta línea se presentan en la medición de la base (excepto el torio), efectuada en una capa de lutitas; b) línea de medición 4: nótese el decremento en la TC y el aumento de K a 1m de la base correspondiente a la lectura de una capa de areniscas; c) línea de medición 6: la disminución de la radioactividad en la cima de la línea puede estar relacionada con la intemperización de la roca.

5.1.10. Afloramiento LZ5. Levee

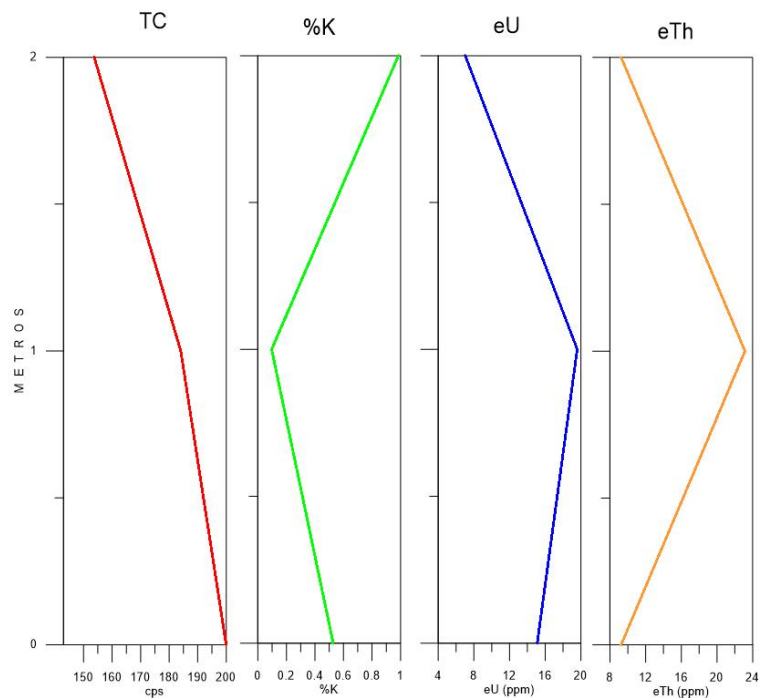
En la línea de medición 2 del afloramiento LZ5 (Fig. 38a), atribuido a depósitos de levee, muestra una disminución de radiactividad total, así como de las concentraciones de U y Th, relacionado con una capa gruesa de areniscas que se encuentra en el punto de la medición. En la parte media de la línea se presenta una intercalación de arcillas-arenas. Obsérvese el comportamiento de las curvas: un aumento en la TC, así como en la concentración de U y Th, mientras que la curva de K sufre de una reducción.

AFLORAMIENTO LZ5

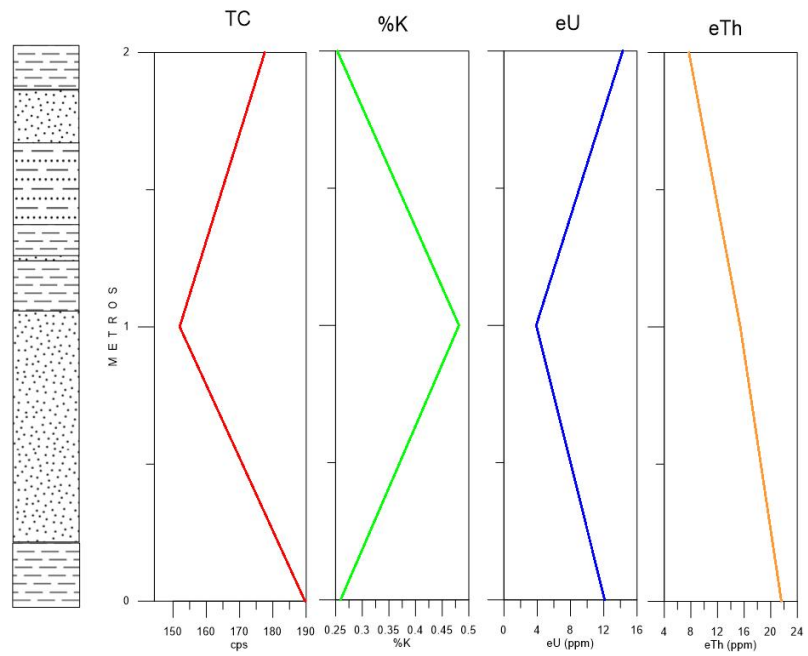
EXPLICACION



a) Línea: 2
Afloramiento: LZ5



b) Línea: 4
Afloramiento: LZ5



c) Línea: 5
Afloramiento: LZ5

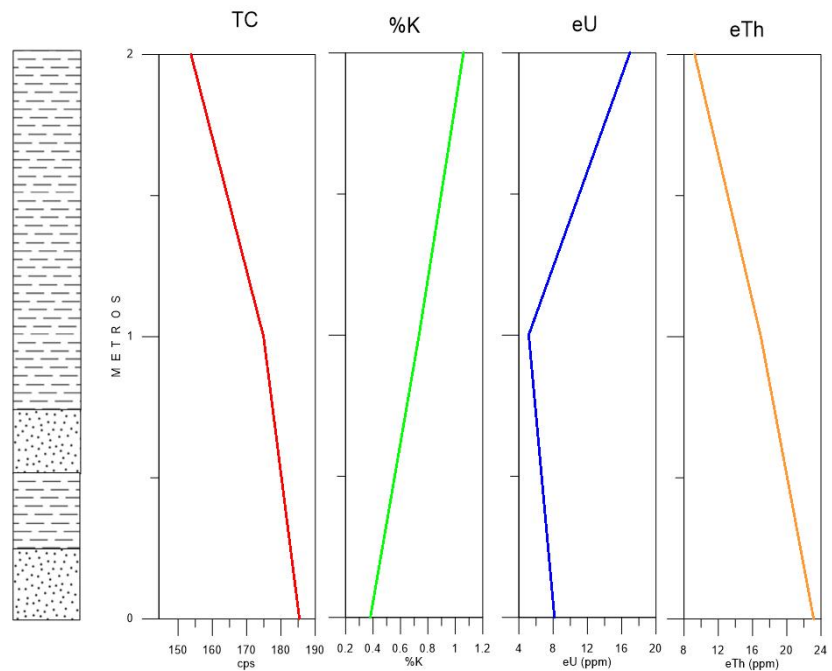


Figura 38. Curvas de concentración del afloramiento LZ5. a) línea de medición 2: por el comportamiento de las curvas es posible deducir si una intercalación de rocas tiene más aporte de sedimentos finos o de sedimentos más gruesos; b) línea de medición 4: a 1m de la base puede observarse una disminución en la radiactividad en general, excepto por la curva de K que presenta un comportamiento contrario en este mismo punto; c) línea de medición 5.

5.1.11. Afloramiento A0. Canal-Levee

Este afloramiento tiene depósitos interpretados como levee y canal, con mayor presencia de sedimentos de desborde.

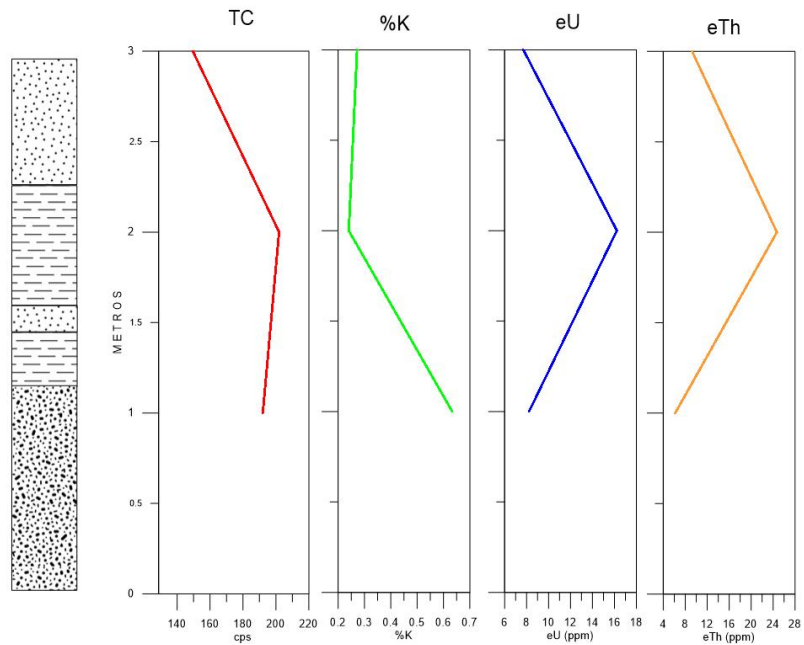
En la línea de medición 2, mostrada en la fig. 39a, las mediciones empezaron 1m después de la base del afloramiento, con la finalidad de evitar el material grueso y no consolidado. Nótese el comportamiento de las curvas en la medición situada en la capa de lodos masivos. El empobrecimiento de potasio, y el aumento en las concentraciones U y Th, así como en las cuentas totales, es un comportamiento común en todo el estudio cuando las mediciones se efectúan en estratos arcillosos.

AFLORAMIENTO A0

EXPLICACION

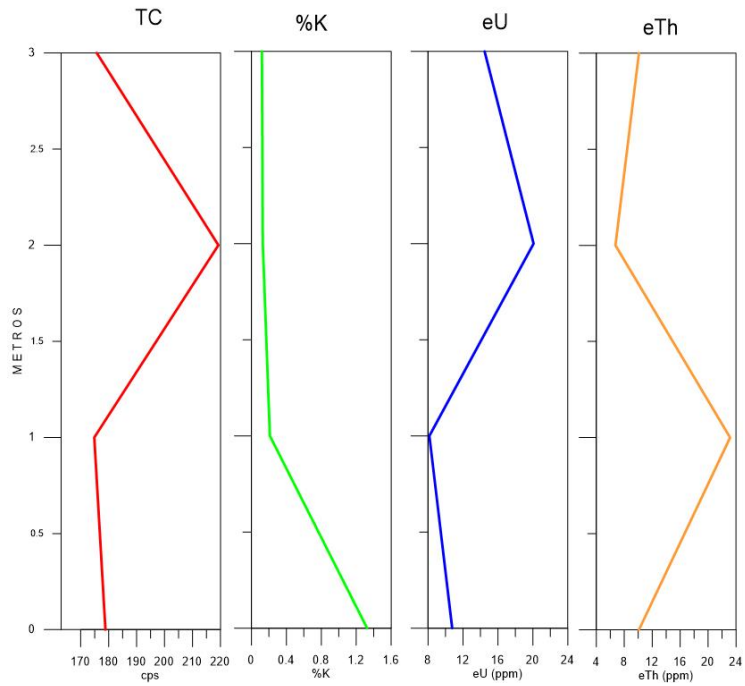
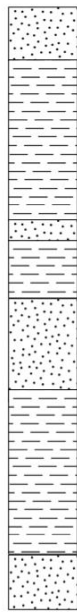


b) Línea: 2
Afloramiento: A0



b)

Línea: 3
Afloramiento: A0



c)

Línea: 6
Afloramiento: A0

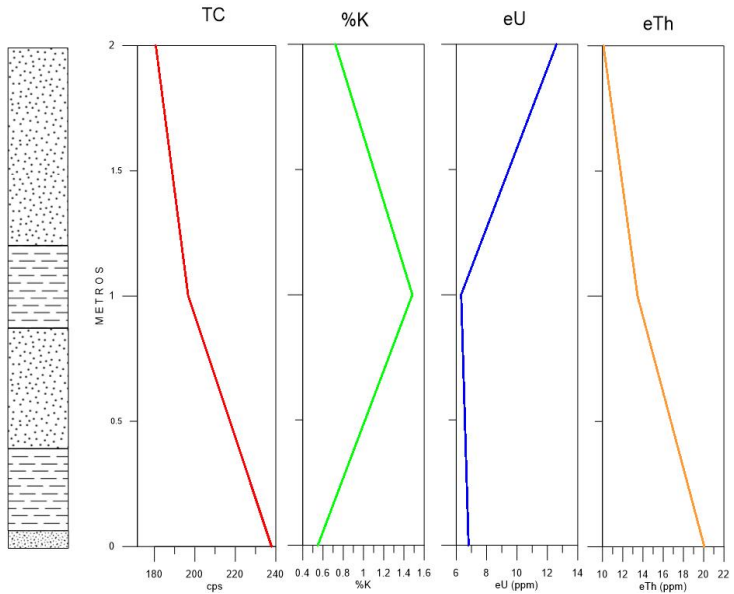


Figura 39. Curvas de concentración del afloramiento A0. a) línea de medición 2: el empobrecimiento notable en la cima de la línea puede estar relacionado con la intemperización de las roca; b) línea de medición 3: La TC varía de 170-220 cps, con un notable mínimo a 1m de la base, donde hay capas de areniscas; c) línea de medición 6: obsérvese a 1m de la base, el comportamiento común en este estudio de la disminución de las curvas de TC, U y Th, pero un aumento en la de K cuando la medición es realizada en estratos de arenas.

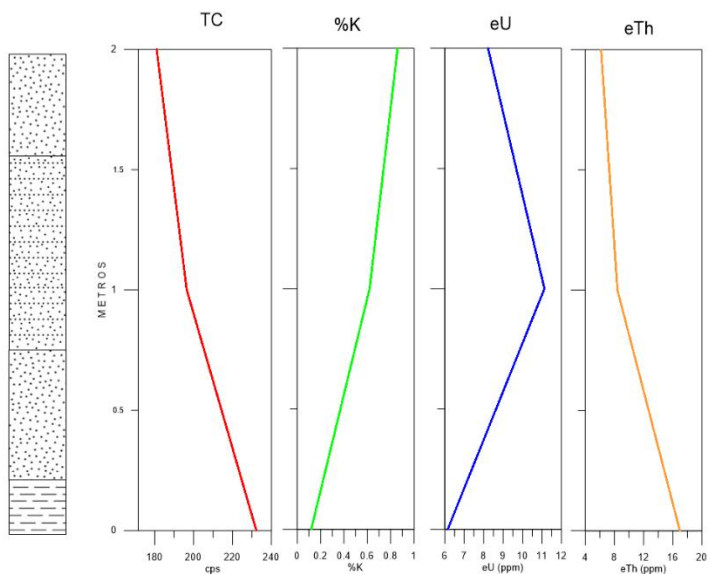
5.1.12. Afloramiento B0. Canal-Lóbulo

El afloramiento B0 es un sistema de lóbulo-canal. La línea de medición 5 está situada en la zona del canal, por lo que la presencia de sedimentos arenosos es mayor que la de sedimentos más finos, lo que conduce a un decremento en los niveles de la radiactividad. Las líneas de medición 11 y 17 representan la transición lóbulo canal. Y por último la línea 21 se encuentra en la zona del lóbulo, razón por la que la radiactividad total, y las concentraciones de U y Th son mayores que el resto de las líneas.

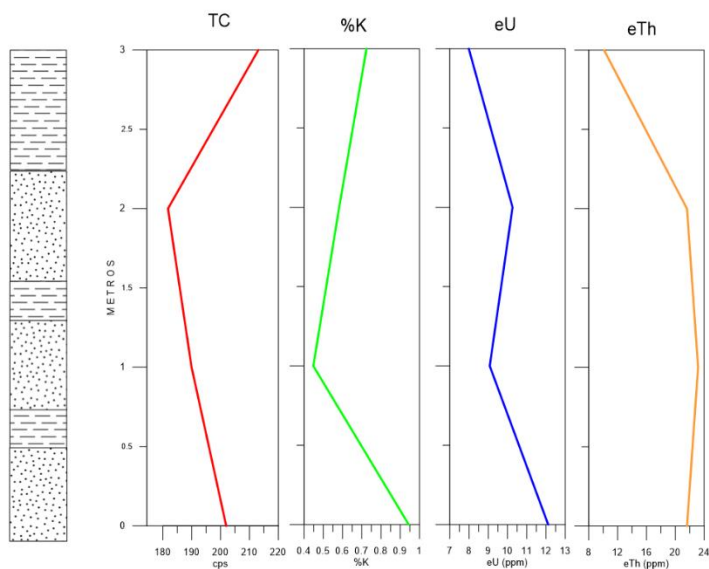
AFLORAMIENTO B0



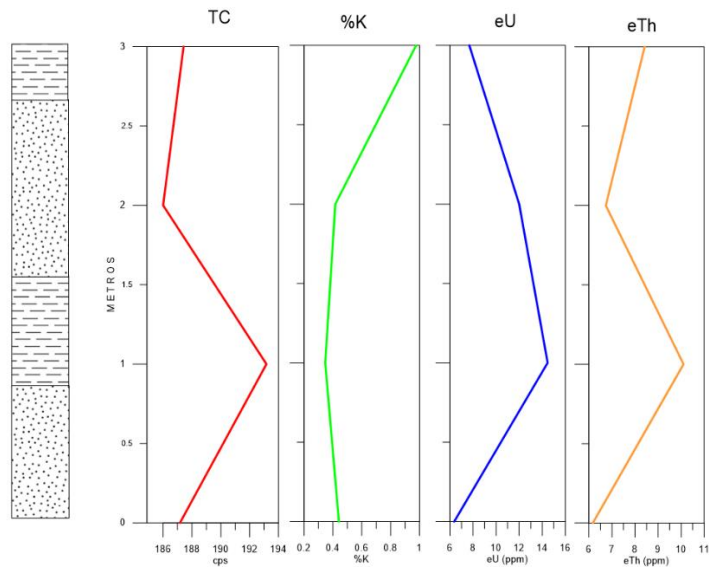
a) Línea: 5
Afloramiento: B0



b) Línea: 11
Afloramiento: B0



c) Línea: 17
Afloramiento: B0



d) Línea: 21
Afloramiento: B0

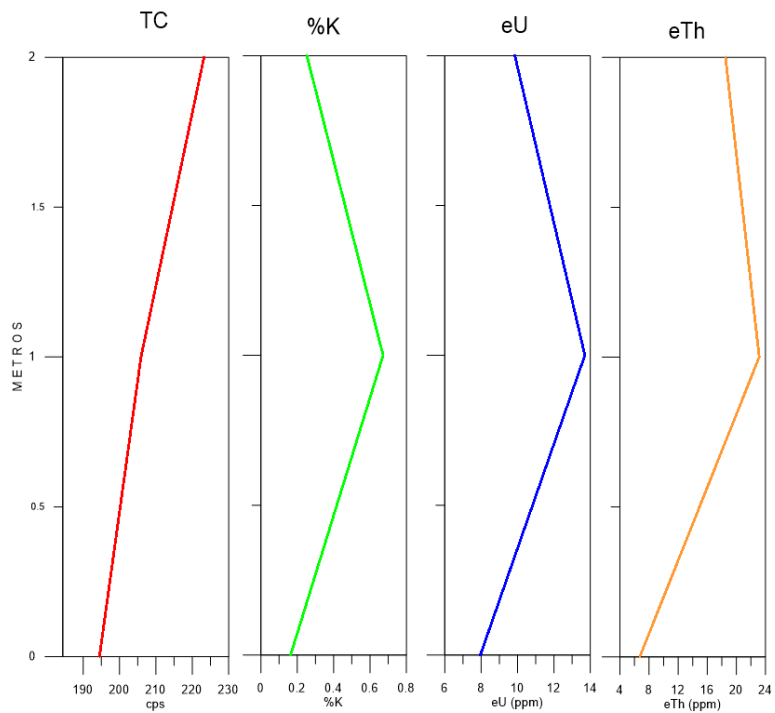


Figura 40. Curvas de concentración del afloramiento B0. a) línea de medición 5: depósitos de canal, por lo que en general los valores de radioactividad son bajos, a excepción de la medición realizada en la base, donde se presenta una capa de lodos; b) línea de medición 11: esta línea está ubicada en la zona de transición de canal-lóbulo, por lo que el nivel de radioactividad es medio, de la misma forma que la c) línea de medición 17; d) línea de medición 21: situada en la zona del lóbulo, nótese en la escala de valores el aumento de las concentraciones en general.

5.1.13. Afloramiento C0. Complejo de Canales

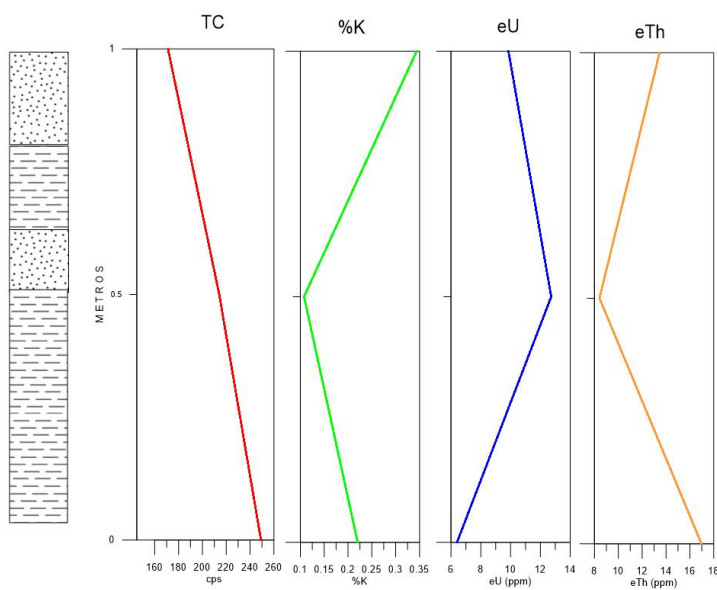
El afloramiento C0 es interpretado como un complejo de canales, algunos con sus levees asociados. En la base de la línea de medición 6 (Fig. 41 b) se aprecia un nivel bajo de radiactividad, esta respuesta es asociado a las capas de calizas, interpretadas como *slumps*.

AFLORAMIENTO C0

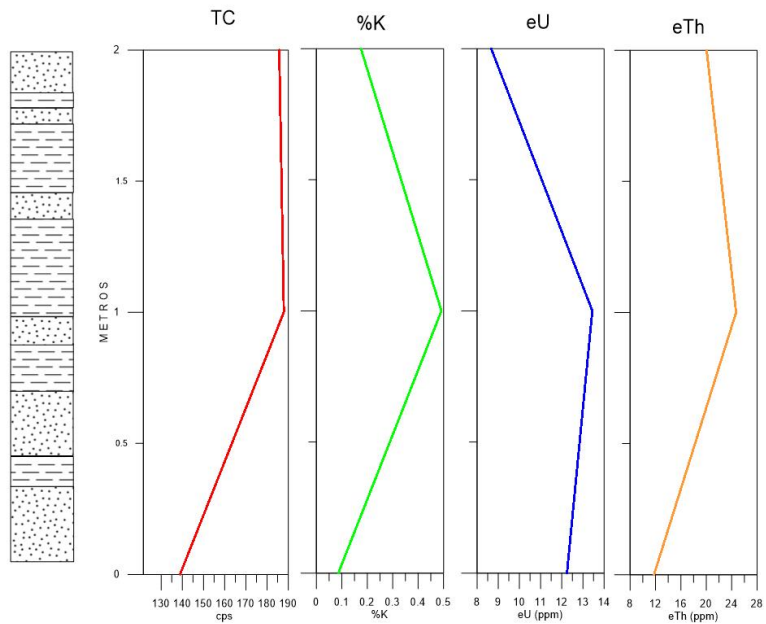
EXPLICACION



a) Línea: 1
Afloramiento: C0



b) Línea: 6
Afloramiento: C0



c) Línea: 7
Afloramiento: C0

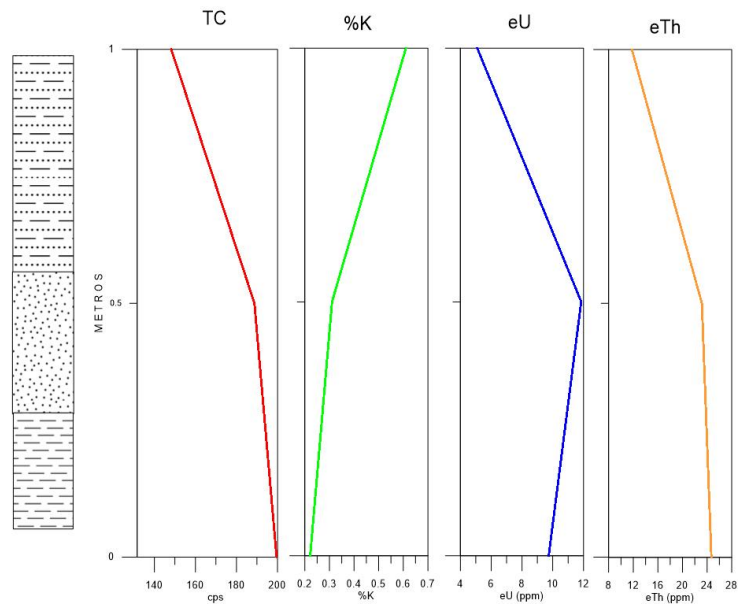


Figura 41. Curvas de concentración del afloramiento C0. a) línea de medición 1: La presencia de materiales finos es predominante en esta línea, por lo que los niveles de cuentas totales son relativamente altos; b) línea de medición 6: la notable disminución de la radioactividad en todas las gráficas es debido a la presencia de slumps en esa área, como puede observarse en la foto de campo; c) línea de medición 7: el comportamiento de las curvas en la cima de la línea permite deducir que en la intercalación predominan los sedimentos arenosos.

Discusión

Los valores promedio obtenidos del presente estudio radiométrico fueron: 187.32 cps de Cuenta total, 0.51 %K, 10.63 ppm U y 15.11 ppm Th. Las concentraciones de Uranio y Torio son relativamente altos para rocas detríticas sedimentarias, de acuerdo con la Agencia Internacional de Energía Nuclear (IAEA por sus siglas en inglés). Por su parte la concentración de K es relativamente baja. Sin embargo, todas estas concentraciones están dentro de los rangos propuestos por dicha institución (Tabla 6).

Tabla 6. Concentraciones de radioelementos en diferentes tipos de rocas. Tomada de IAEA, 2003.

Tipo de Roca	Potasio (%)		Uranio (ppm)		Torio (ppm)	
	Media	Rango	Media	Rango	Media	Rango
Extrusivos Ácidas	3.1	1.0 - 6.2	4.1	0.8 - 16.4	11.9	1.1 - 41.0
Intrusivas Ácidas	3.4	0.1 - 7.6	4.5	0.1 - 30.0	25.7	0.1 - 253.1
Extrusivas Intermedias	1.1	0.01 - 2.5	1.1	0.2 - 2.6	2.4	0.4 - 6.4
Intrusivas Intermedias	2.1	0.1 - 6.2	3.2	0.1 - 23.4	12.2	0.4 - 106.0
Extrusivas Básicas	0.7	0.06 - 2.4	0.8	0.03 - 3.3	2.2	0.05 - 8.8
Intrusivas Básicas	0.8	0.01 - 2.6	0.8	0.01 - 5.7	2.3	0.03 - 15.0
Ultrabásicas	0.3	0 - 0.8	0.3	0 - 1.6	1.4	0 - 7.5
Extrusivas Intermedias Alcalinas	6.5	2.0 - 9.0	29.7	1.9 - 62.0	133.9	9.5 - 265.0
Intrusivas Intermedias Alcalinas	4.2	1.0 - 9.9	55.8	0.3 - 720.0	132.6	0.4 - 880.0
Extrusivas Básicas Alcalinas	1.9	0.2 - 6.9	2.4	0.5 - 12.0	8.2	2.1 - 60.0
Intrusivas Básicas Alcalinas	1.8	0.3 - 4.8	2.3	0.4 - 5.4	8.4	2.8 - 19.6
Rocas Sedimentarias Químicas	0.6	0.02 - 8.4	3.6	0.03 - 26.7	14.9	0.03 - 132.0
Carbonatos	0.3	0.01 - 3.5	2.0	0.03 - 18.0	1.3	0.03 - 10.8
Rocas Sedimentarias Detríticas	1.5	0.01 - 9.7	4.8	0.1 - 80.0	12.4	0.2 - 362.0
Rocas Ígneas Metamorfizadas	2.5	0.1 - 6.1	4.0	0.1 - 148.5	14.8	0.1 - 104.2
Rocas Sedimentarias Metamorfizadas	2.1	0.01 - 5.3	3.0	0.1 - 53.4	12	0.1 - 91.4

En comparación con trabajos en México (Padilla-Morín, 2010; González-Flores, 2010; Damas-López, 2011; Hernández-Mogollan, 2011) y en otras partes del mundo (Aigner, Schauer, Junghans, & Reindhart, 1995; Chiozzi, P., Pasquale, Verdoya, & De Felice, 2000; Simicek, Bábek, & J., 2012;) similares al presente se considera que la radioactividad observada en las rocas de la zona de Mexquitic, Ahualulco y Moctezuma es de media-alta para rocas sedimentarias detríticas.

Durante la formación de las rocas sedimentarias, los radioelementos se van acumulando según las condiciones físicas y químicas del medio ambiente de deposición. Los factores principales que rigen la distribución de elementos radioactivos en las rocas sedimentarias son la composición de la roca madre, los procesos sedimentarios de la formación de la roca (transporte, deposición, etc.) y las propiedades geoquímicas de cada radioelemento.

Los resultados del estudio elaborado por Bello-Ríos y Ocampo-Díaz en 2014 acerca de la procedencia de la Formación Caracol en el área de Mexquitic indican una mezcla de fuentes erosionadas derivadas de un arco magmático. Con base en la petrografía de areniscas, se estudiaron los fragmentos líticos para conocer la composición del área fuente. Los líticos volcánicos indican fuentes andesíticas, dacíticas, riolíticas y en menor proporción basálticas.

Las rocas ígneas de las que provienen las rocas de la Formación Caracol, son de composición félsica-intermedia, lo que origina la alta concentración de K en las curvas radiométricas, sobre todo en las areniscas. El contenido de radioelementos aumenta considerablemente en las rocas ígneas intermedias y básicas, en comparación con las rocas máficas y ultramáficas. Esto se debe a la abundancia de feldespatos y micas. Además, en la mayoría de las rocas félsicas, los minerales accesorios como el circón son más comunes, los cuales incrementan el contenido de radioelementos (Dentith & Mudge, 2014). Por lo tanto, si la roca fuente de los sedimentos clásticos estudiados es una roca con concentraciones relativamente altas de radioelementos, es factible que dicho sedimentos sean radioactivos también.

La petrografía realizada en el trabajo realizado por Bello-Ríos y Ocampo-Díaz (2016), se indica un alto contenido de feldespatos potásicos, así como minerales accesorios como la biotita, circones, glauconita y epidota, todos ellos contribuyentes a la radioactividad de las rocas debido a la presencia de K, U y Th en sus estructuras.

Los minerales radioactivos tienden a concentrarse en los sedimentos finos. Las superficies químicamente activas de las partículas de arcillas absorben minerales radioactivos debido a su alta capacidad de intercambio catiónico (Bassiouni, 1994). Esto explica el alto nivel de radioactividad que se observa tanto en las mediciones que se encuentran cerca de horizontes arcillosos, como en los afloramientos cuyos depósitos están constituidos preferentemente por lodos.

Las areniscas feldespáticas o glauconíticas, como las que se presentan en esta zona, son sedimentos clásticos que son anómalamente radioactivos debido a la presencia dominante de potasio (K) (Dentith & Mudge, 2014).

6.1. Relación entre tipo de facies y su respuesta radiométrica

Uno de los objetivos del presente trabajo es la posibilidad de entablar una relación entre el sub ambiente de cada afloramiento y su respuesta radiométrica. Al observar los siguientes mapas, se puede concluir que esta relación es posible en los afloramientos estudiados de la Formación Caracol en los municipios de Mexquitic y Ahualulco.

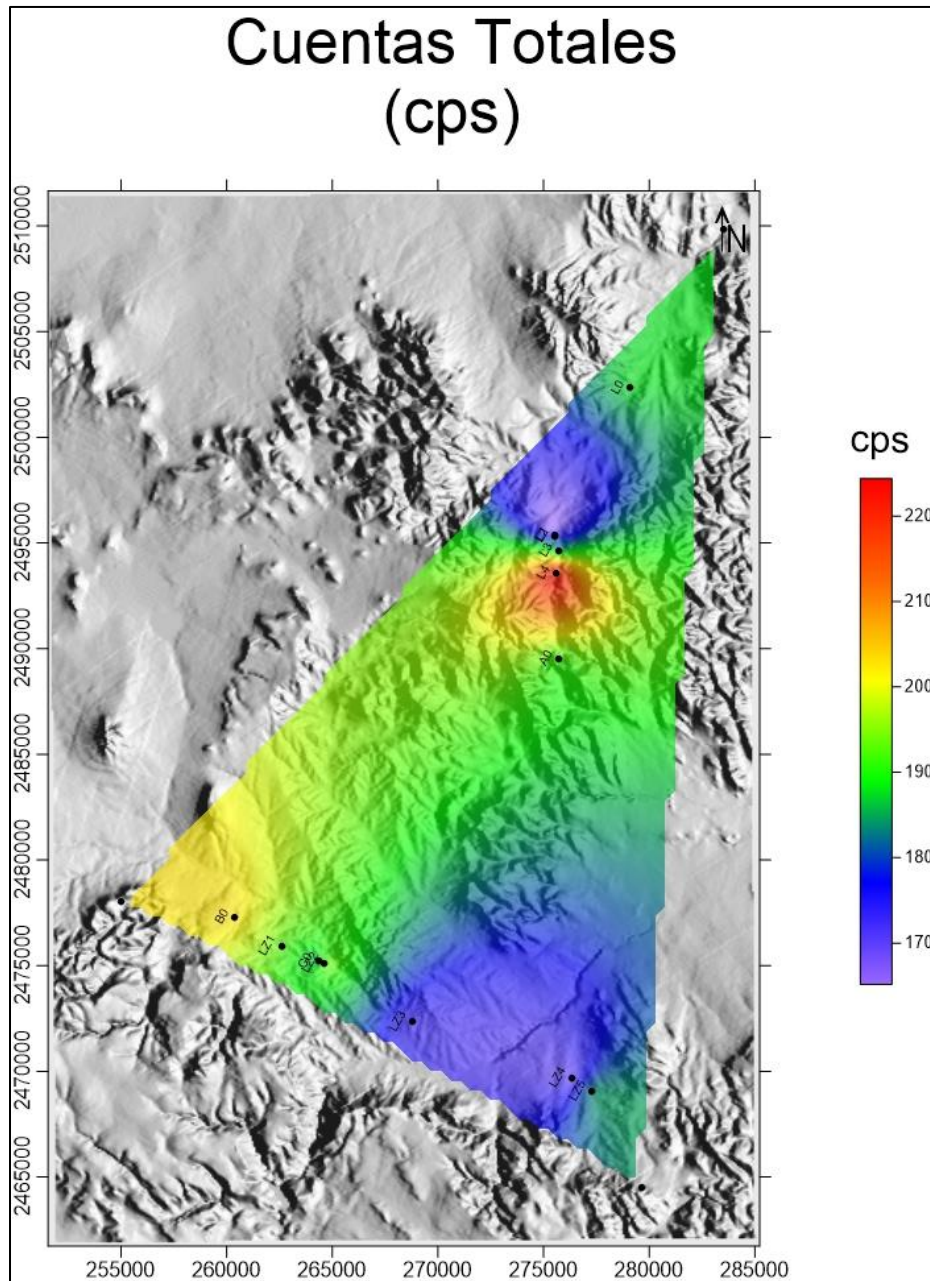


Figura 42. Mapa de concentración de Cuentas Totales (cps). En este mapa se puede observar que el afloramiento que presenta la radioactividad total más alta es el L4, atribuido a un sub ambiente de lóbulo.

En el mapa de Cuentas Totales (TC) dadas en cuentas por segundo (fig. 42), el punto más alto, marcado en color rojo, es el afloramiento L4, el cual representa un ambiente lóbulo distal, en el que los sedimentos más finos tienen mayor presencia que los sedimentos arenosos más gruesos. Se puede observar el mismo comportamiento en los mapas de concentraciones de U y Th (ppm), lo que se relaciona a que los sedimentos finos contienen mayor concentración de dichos elementos, que las arenas. Por su parte, el afloramiento B0 es un sistema de canal

que progresa a lóbulo. La presencia de material fino en la zona del lóbulo incrementa el nivel radioactivo general del afloramiento.

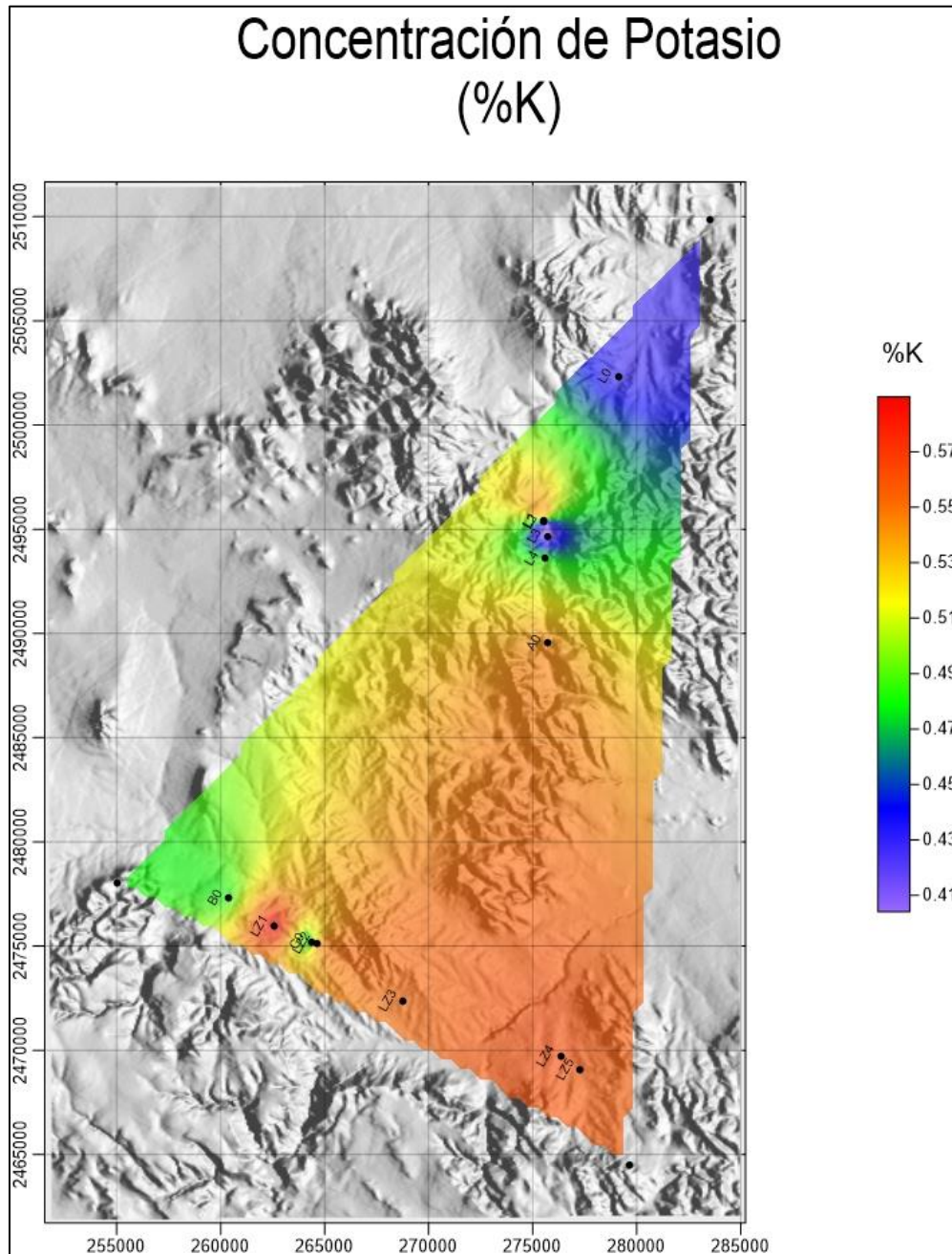


Figura 43. Mapa de concentración de potasio, dado en %K. Obsérvese que la menor concentración de K se presenta en el afloramiento L4, en donde la relación arenas:lodos es baja.

Por otro lado, los afloramientos de canal (L1, LZ3 y LZ4) son los extremos más bajos en los mapas de TC, pero la mayoría de ellos representan los valores más altos en el mapa de concentración del potasio (Fig. 43). Esto es debido a la abundancia de

feldespatos en los niveles arenosos de dichos canales, y a que la relación arenas: lodos es alta en este tipo de sub ambientes.

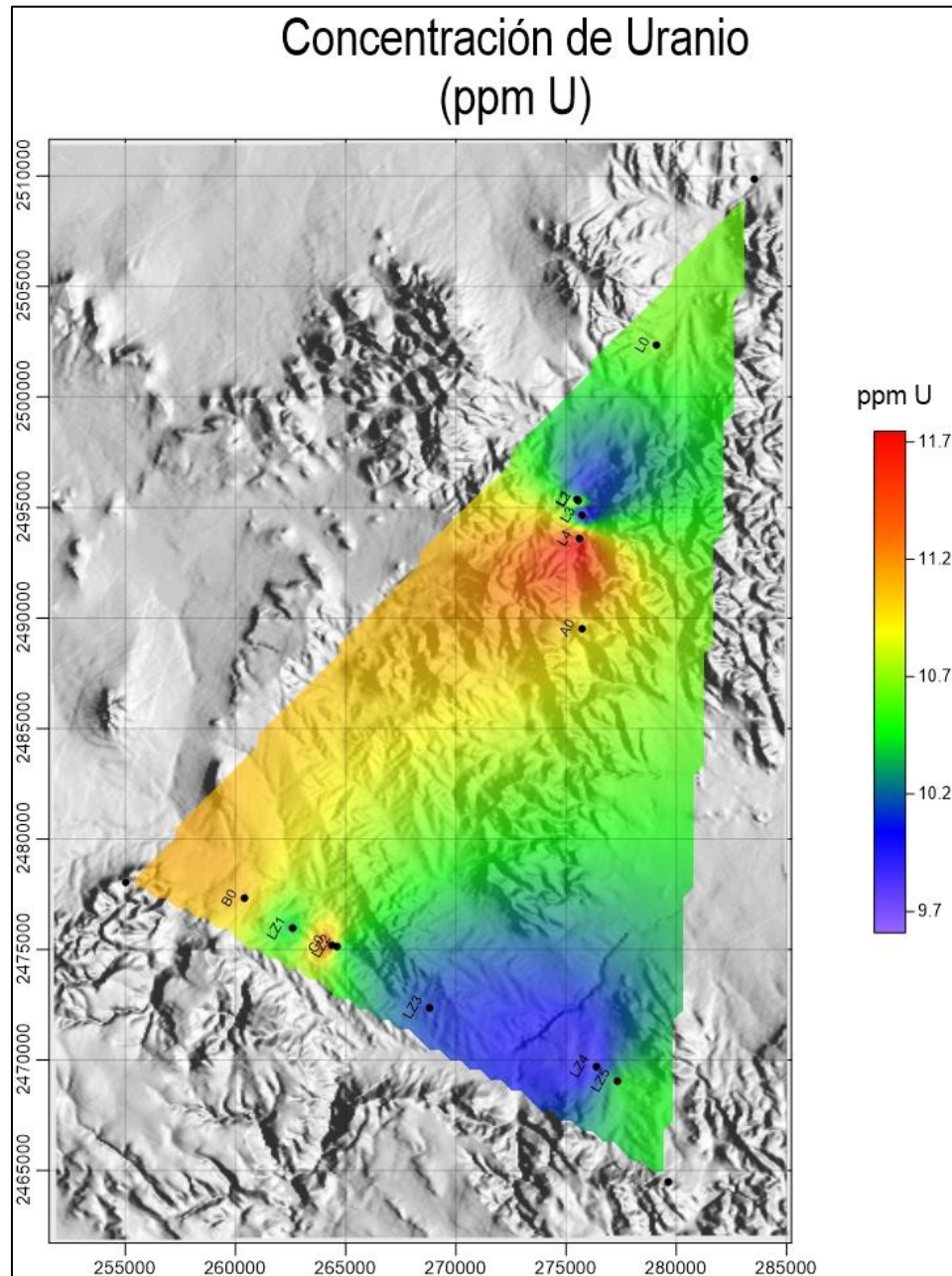


Figura 44. Los valores equivalentes de Uranio varían de 9.5 a 12 ppmU, observándose un mínimo en LZ4, y un máximo en L4.

Los canales abandonados (afloramiento L3 y LZ2) son ambientes de radioactividad media-alta. Los depósitos de un canal abandonado tienden a ser más lodosos debido a la desactivación repentina del canal. Este abandonamiento es resultado de diversos procesos que propician el cambio de dirección de la corriente que alimenta los canales. Cuevas-Barragán (2016) en el estudio sedimentológico del

área, describe esta asociación como sucesiones deposicionales constituidas de lodos masivos intercalados con algunos horizontes delgados de areniscas masivas.

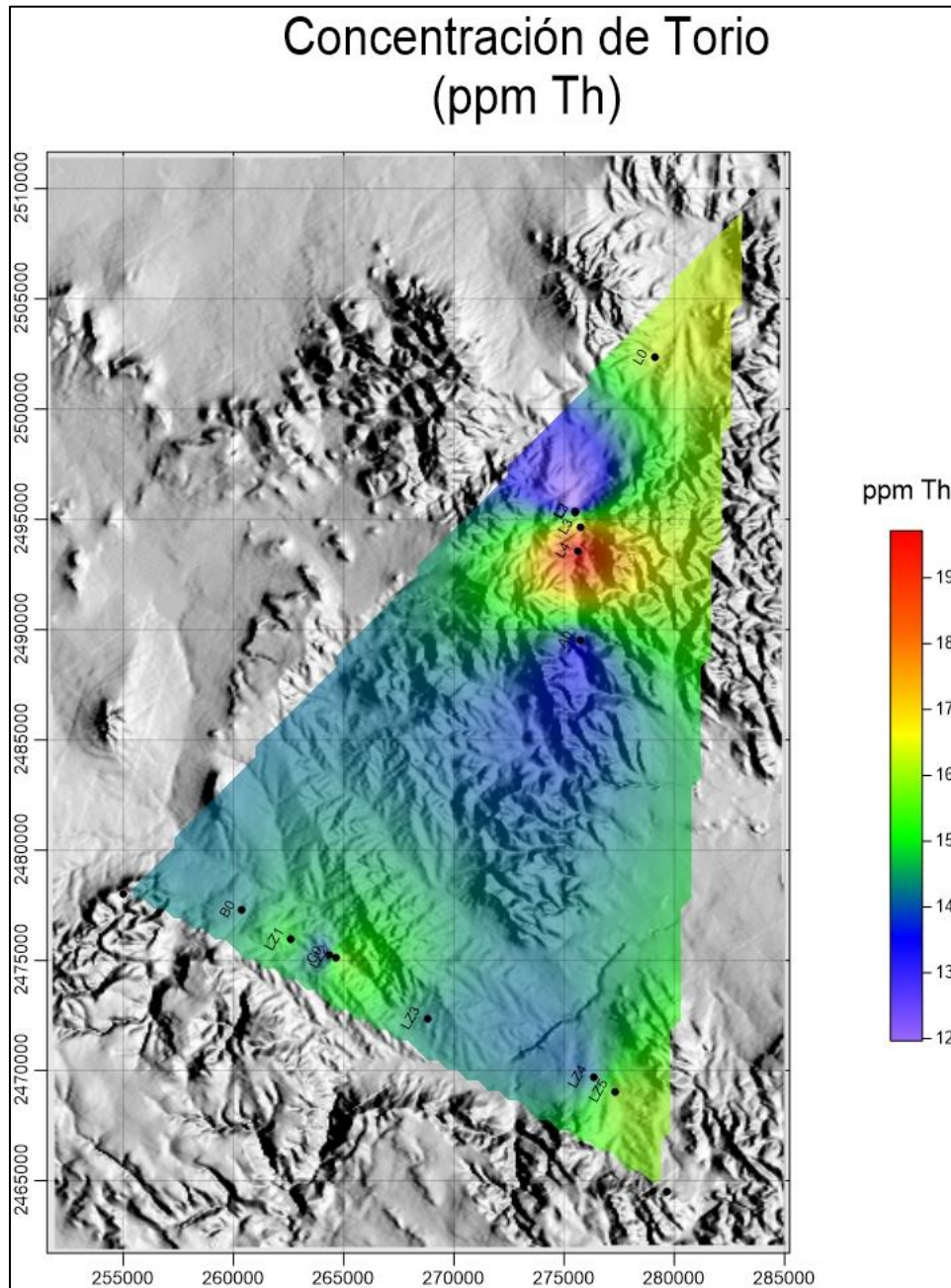


Figura 45. Mapa de concentración de Torio, dado en ppm Th. El rango obtenido de valores de torio es de 12-22 ppmTh.

Los afloramientos de las asociaciones de facies de levee (L2, y LZ5) muestran una respuesta radiométrica muy similar entre ellos. La concentración de U y Th son altas debido a la presencia de sedimentos finos, los cuales son más abundantes que los sedimentos arenosos. Este último dato influye en la concentración relativamente baja de K.

Los sistemas de canal-levee (L0, LZ1, A0) difieren levemente entre sí. Esto es debido a la diferencia entre los depósitos de canal y los depósitos de desborde que hay presente en cada uno de ellos. Por ejemplo, en el afloramiento LZ1, hay más presencia de sedimentos finos interpretados como depósitos de desborde, mientras que en el afloramiento L0 la cantidad de depósitos de canal es mayor a la de los de desborde. El afloramiento C0 es un complejo de canales, la alta radioactividad de este afloramiento es debido a que algunos de dichos canales presentan levees.

Por la discusión anterior, se llega a la conclusión de que puede establecerse una relación entre la respuesta radiométrica y la asociación de facies que representa cada afloramiento. Obsérvese en la tabla 7, que el sub ambiente de canal, en el cual los estratos arenosos son más abundantes, la concentración promedio de K es mayor que en el resto.

Tabla 7. Promedio de concentraciones por ambiente.

Ambiente	Promedios			
	TC (cps)	%K	ppm U	ppm Th
Canal	168.20	0.56	10.03	13.31
Canal Abandonado	188.15	0.48	9.915	16.4
Canal-Levee	189.10	0.51	10.85	14.62
Levee	183.82	0.475	10.94	15.44
Lóbulo	215.1	0.485	11.475	17.205

Conclusiones

Fue posible establecer rangos de concentración de radioelementos para cada sub ambiente (mostrados en la tabla 8), relacionando sus propiedades radioactivas con la litología y estratigrafía presente en cada uno.

Tabla 8. Rangos de concentraciones de radioelementos para los diferentes sub ambientes estudiados en el área.

Sub Ambiente	Concentraciones			
	TC (cps)	K (%)	U (ppm)	Th (ppm)
Canal	162.59 - 172.34	0.55 - 0.57	9.9 - 10.1	11.5 - 14.3
Levee	181.67 - 184.3	0.39 - 0.56	9.4 - 11.4	15 - 17.1
Canal-Levee / Canal abandonado	184.9 - 194.6	0.43 - 0.6	10.4 - 11.5	13.4 - 16.3
Lóbulo	202.8 - 227.4	0.4 - 0.5	11.09 - 12	14.2 - 20.14

Con base en los niveles generales de radiactividad de cada afloramiento, fue posible establecer una relación entre la respuesta radiométrica y el tipo de ambiente que representa cada afloramiento dentro del sistema turbidítico. El afloramiento L4, perteneciente a un ambiente de lóbulo distal es el que presenta un nivel de radiactividad mayor, lo que se asocia al alto contenido de sedimentos finos, dicho afloramiento también presenta los valores más altos de concentración de U y Th. El afloramiento menos radioactivo (L1) está constituido por depósitos de canal, en el cual los horizontes arenosos predominan.

El estudio radiométrico de campo en la secuencia sedimentaria turbidítica de la formación Caracol en los municipios de Mexquitic y Ahualulco refleja un nivel de radiactividad de moderado a relativamente alto. Esto se concluye en comparación con estudios similares, y con base en los datos recaudados por la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) mostrados en la tabla 7. Los valores promedio de las concentraciones es de 187 cps para la Cuenta Total, 0.5% K, 10.6 ppm U y 15.1 ppm Th.

En el caso particular de este estudio, la concentración de potasio es frecuentemente mayor en las areniscas gruesas que en los sedimentos finos. Según la petrografía realizada por Bello-Ríos y Ocampo-Díaz (2016) los principales portadores de K en las areniscas de esta área incluyen feldespatos potásicos, moscovita, biotita y glauconita. Por otra parte, las concentraciones de uranio y torio tienden a ser mayor en las capas de sedimentos finos, lo que se asocia al ambiente de deposición y las propiedades geoquímicas de los elementos y las lutitas.

El uso de la espectrometría de rayos gamma para la identificación de niveles de arcillosidad en esta área es efectivo, debido al contraste en las propiedades radiactivas entre las capas de areniscas y lutitas.

Referencias

- Abascal-Hernández, G., Garduño-Martínez, D. E., & León-Francisco, J. (2011). *Estudio de las facies sedimentarias de la Formación Morelos y su relación con los rayos gamma y la distribución de fracturas, en el Anticlinal Cuachi (Tesis de Licenciatura)*. México, D. F.: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W.-D., & Reindhart, L. (1995). Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 47-61.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Madrid: Consejo Superior de Investigaciones Científicas.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., & Bez, M. (2010). Sedimentary architecture in meanders of a submarine channel: detailed study of the present Congo turbidite channel (ZAIANGO project). *Journal of Sedimentary Research*, 852–866.
- Barboza-Gudiño, J., Tristán-González, M., & Torres-Hernández, J. (1998). The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, 283-292.
- Bassiouni, Z. (1994). *Theory, measurement, and interpretation of well logs*. Richardson, TX: S.
- Bello-Ríos, N., & Ocampo-Díaz, Y. Z. (2014). Sedimentología y procedencia de la Formación Caracol (Cretácico Superior) en el área de Mexquitic, San Luis Potosí: del foredeep al forebulge. *Revista Tlamatí*, 1900-1905.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. *Elsevier*.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1985). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. *Canadian Journal of Earth Science*, 1040-1051.
- Cantos, J. (1975). *Tratado de Geofísica Aplicada*.
- Carrillo-Bravo, J. (1971). La Plataforma Valles-San Luis Potosí. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 1-6.
- Carrillo-Bravo, J. (1982). Exploración Petrolera de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*.
- Chang, R. (2002). *Química 7ma Edición*. Colombia: McGraw Hill Companies, Inc.

- Chiozzi, P., Pasquale, V., & Verdoya, M. (1998). Ground radiometric survey of U, Th and K on the Lipari Island, Italy. *Journal of Applied Geophysics*, 209-217.
- Chiozzi, P., Pasquale, V., Verdoya, M., & De Felice, P. (2000). Practical applicability of field gamma-ray scintillation spectrometry in geophysical surveys. *Applied Radiation and Isotopes*, 215-220.
- Cuevas-Barragán, C., & Ocampo-Díaz, Y. Z. (2017). *Sedimentología de un foredeep confinado: Formación Caracol*. Editorial Académica Española.
- Damas López, D. (2011). *Adquisición, procesado e interpretación de datos espectrométricos (Torio, Potasio y Uranio) en la región de Tecuanipan, Cholula-Puebla*. México, D. F.: Instituto Politécnico Nacional.
- Dentith, M., & Mudge, S. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge.
- Dickson, B., & Scott, K. M. (1997). Interpretation of aerial gamma-ray surveys-adding the geochemical factors. *AGS Journal of Australian Geology & Geophysics*, 187-200.
- Garzón Ruiperez, L. (1979). *Radioactividad y Medio Smbiente*. Universidad de Oviedo.
- Goldhammer, R. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeastern Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 1-59.
- González Flores, E. (2010). *Estudio Espectrométrico y su Correlación con información de Registros de Pozo en el área de Santiago de Anaya II (Tesis de Licenciatura)*. México, D. F.: Instituto Politécnico Nacional.
- Hansen, L. A., Callow, R. H., Kane, I. A., Gamberi, F., Rovere, M., Cronin, B. T., & Kneller, B. C. (2015). Genesis and character of thin-bedded turbidites associated with submarine channels. *Marine and Petroleum Geology*, 852-879.
- Hernández Mogollan, H. (2011). *Correlación Geológica con Espectroscopía de Rayos Gamma Th, K, U. En la Región de Actopan, Hidalgo Bloque 7 (Tesis de Licenciatura)*. México, D.F. : Instituto Politécnico Nacional.
- Humphrey, W. (1949). Geology of the Sierra de Los Muertos and paleontology of La Peña formation, Mexico. *Geological Society American Bulletin*, 89-176.
- IAEA. (2003). Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. Vienna, Austria.

- Imlay, R. (1936). Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, IV. Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Kuenen, P., & Migliorini, C. (1950). Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, , 91–127.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aguillón-Robles, A. (1981). Estudio Geológico-Minero del área de Peñón Blanco, estados de San Luis Potosí y Zacatecas. *Instituto de Geología y Metalurgia, U.A.S.L.P.*
- Longoria, J. F., Clowes, D. M., & Monreal, R. (1999). The type Mesozoic succession of northern Mexico: Canon La Casita. *Geological Society of America, Special Papers*, 279–298.
- Middleton, G., & Hampton, M. (1973). Sediment gravity flows: mechanisms of flow and deposition. *SEPM Pacific Section, Short course lecture notes*.
- Morgan, L. (2012). Geophysical characteristics of volcanogenic massive sulfide deposits in volcanogenic massive. *U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070 –C*, cap 7.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy (2nd Edition)*. U. K.: Wiley-Blackwell.
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy, Second Edition*. Wiley-Blackwell.
- Padilla-Morín, M. (2010). *Espectroscopía Radiométricaq de la Secuencia Terciaria Clástica de la porción norte del estado de Veracruz (Tesis de Licenciatura)*. Linares, N. L.: Univesidad Autónoma de Nuevo León.
- Petróleos Mexicanos. (1988). *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico (Informe Inédito)*. Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración.
- Pickering, K., & Hiscott, R. (2015). Deep marine systems: processes, deposits, enviroments, tectonics and sedimentation. *American Geophysical Union and Wiley*.
- Rabin, C., & González Springber, G. (2011). *Para entender las Radiaciones*. Obtenido de Qué son las radiaciones Ionizantes: ivnuclear.fisica.edu.uy/libro/Que_son_las_radiaciones_ionizantes.pdf
- Ráisz, E. (1959). Landforms of Mexico, scale 1:3,000 000. *U.S. Office of Naval Research, Geography Branch*.
- Ricci-Lucchi, F. (1995). *Sedimentographica: A Photographic Atlas of Sedimentary Structures* (Segunda ed.). New York: Columbia University Press.

- Rogers, C. L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., & Ulloa, S. (1957). Geología General y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas. *Instituto Nacional para la investigación de Recursos Minerales*, 129.
- Ruíz-Cigarrillo, J. A., Ocampo-Díaz, Y. Z., Barboza-Gudiño, J. R., Talavera-Mendoza, O., & López-Díaz, J. (2014). Procedencia de la Formación Caracol (Cretácico Superior; petrografía, modas detríticas y texturas de catodoluminiscencia en cuarzos detríticos), Cuenca Mesozoica del Centro de México. *GEOS*, 217.
- Ruíz-Cigarrillo, J. A., Sandoval-Javobo, L. J., Cuevas-Barragán, C. D., Cruz-Hernández, M., Ocampo-Díaz, Y. Z., Martínez-Paco, M., . . . Barboza-Gudiño, R. (2013). Petrografía, procedencia y modos detríticos de la Formación Caracol (Cretácico Superior), Cuenca Mesozoica del Centro de México. *GEOS*, 135.
- Sancho Gómez, J. (1948). *Introducción al estudio de la Química Nuclear*. Barcelona.
- Santamaría-Orozco, D., Arenas-Partida, R., & Escamilla-Herrera, A. (1990). Normalización de la nomenclatura estratigráfica en las cuencas mesozoicas de México (Etapa I: Zona Norte-Cretácico). *Proyecto CAO-3052: Instituto Mexicano del Petróleo*.
- Schlumberger. (2003). *Investigación de la sedimentología de los yacimientos clásticos*. Obtenido de Schlumberger: Oilfield Services: www.slb.com
- Scintrex Limited. (1997). *GRS-500 Operation Manual*.
- Scintrex Limited. (1997). *GRS-500 Operations Manual*. Concord, Ontario, Canadá.
- Servicio Geológico Mexicano. (1998). Carta Geológico-Minera San Luis Potosí F14-4.
- Shanmugam, G., & Moiola, R. (1988). Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification and Reservoir Potential. *Earth-Science Review*, 24, 383-428.
- Shanmugam, G., & Moiola, R. J. (1988). *Submarine fan models: problems and solutions*. New York: Springer.
- Silva-Romo, G. (1993). Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. San Luis Potosí y Zacatecas. *Tesis de maestría: Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Silva-Romo, G. (1993). Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. San Luis Potosí y Zacatecas. *Tesis de maestría: Universidad Nacional Autónoma de México*.

- Simicek, D., Bábek, O., & J., L. (2012). Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: Separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. *Elsevier*, 50-64.
- Talling, P., Masson, D., Sumner, E., & Malgesini, G. (2012). Suaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 1937-2003.
- Tarback, E. J., & Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid: Pearson Educación S. A.
- Telford, W. (1990). *Applied Geophysics*. New York, New York, USA: Cambridge University Press.

ANEXO A

CONCENTRACIONES DE TC (cps), K (%), U (ppm) Y Th (ppm).

AFLORAMIENTO L0

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	154.83	0.36	8.40	10.10	1.20	1
0.5	158.08	0.18	7.87	10.80	1.37	
1	222.17	0.53	9.32	24.69	2.65	
1.5	155.08	0.91	11.96	16.98	1.42	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	206.17	0.82	9.18	16.98	1.85	2
0.5	247.33	0.15	8.81	24.69	2.80	
1	149.08	0.18	9.56	9.26	0.97	
1.5	180.67	0.61	14.45	6.17	0.43	
2	142.25	0.50	9.04	12.35	1.37	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	191.58	0.86	14.11	20.20	1.43	3
0.5	214.17	0.02	11.59	24.69	2.13	
1	128.08	0.16	12.92	10.80	0.84	
1.5	123.00	0.73	3.07	9.26	3.01	
2	158.75	0.56	7.07	18.52	2.62	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	222.50	0.39	8.41	21.60	2.57	4
0.5	204.17	0.00	14.63	23.15	1.58	
1	200.67	0.06	10.00	23.15	2.32	
1.5	211.42	0.65	11.18	21.60	1.93	
2	120.50	0.69	5.59	10.80	1.93	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	219.75	0.43	11.89	21.89	1.84	5
0.5	201.75	0.14	9.49	23.15	2.44	
1	180.08	0.87	14.27	6.73	0.47	
1.5	223.67	0.39	13.04	21.60	1.66	
2	126.25	0.46	4.00	9.26	2.31	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	228.83	0.26	12.11	21.60	1.78	6
0.5	203.58	1.26	19.07	7.72	0.40	
1	183.25	0.13	13.56	18.52	1.37	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	184.00	0.60	12.25	11.78	0.96	7
0.5	206.00	0.07	8.31	24.69	2.97	

1	184.67	0.07	10.26	21.60	2.11	
1.5	211.17	0.16	14.06	18.52	1.32	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	217.17	0.22	12.37	20.06	1.62	8
0.5	217.92	0.31	7.22	23.15	3.21	
1	203.67	0.79	7.74	20.06	2.59	
1.5	198.33	0.53	9.81	7.72	0.79	
2	164.42	0.13	10.76	10.10	0.94	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	206.33	0.56	12.59	7.72	1.42	9
0.5	239.75	0.39	14.31	23.57	1.42	
1	176.42	0.53	16.96	10.80	1.42	
1.5	145.08	0.37	4.35	6.17	1.42	
PROMEDIO	187.81	0.43	10.64	16.31	1.72	

AFLORAMIENTO L1

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	175.17	0.07	14.44	7.72	0.53	1
0.4	155.33	0.51	4.43	11.11	2.51	
1.2	131.92	0.89	3.48	12.35	3.55	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	169.58	0.96	13.26	9.26	0.70	2
0.5	177.08	0.86	8.21	7.72	0.94	
1.5	138.50	0.12	7.42	8.42	1.13	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	160.83	0.64	11.15	10.80	0.97	3
0.5	144.00	0.34	11.93	6.17	0.52	
1	155.00	0.28	13.45	10.10	0.75	
1.5	149.92	0.93	5.85	9.26	1.58	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	204.42	0.69	8.67	20.06	2.32	4
0.5	185.25	1.54	3.33	7.72	2.32	
1	150.58	0.36	8.88	10.80	1.22	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	192.00	0.39	13.04	21.60	1.66	5
0.8	191.42	0.67	8.41	21.60	2.57	
1.3	141.83	0.22	12.92	10.80	0.84	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	167.92	0.44	11.43	10.10	0.88	6
0.8	154.50	0.68	8.20	7.41	0.90	

1.4	170.08	0.27	8.81	24.69	2.80	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	Th/U	LÍNEA
0	169.50	0.91	18.06	6.73	0.37	7
0.4	152.42	0.18	14.18	9.26	0.65	
1.2	139.67	0.21	11.91	10.80	0.91	
PROMEDIO	162.59	0.55	10.07	11.57		

AFLORAMIENTO L2

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	179.67	0.62	7.70	9.26	1.20	1
1	194.50	0.05	18.32	7.72	0.42	
2	168.25	0.20	15.20	6.73	0.44	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	190.08	0.40	13.96	21.60	1.55	2
1	183.33	0.57	9.33	21.60	2.31	
2	178.33	0.46	10.39	11.78	1.13	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	185.17	0.62	8.41	21.60	2.57	3
0.7	169.00	0.41	9.83	10.10	1.03	
1.4	201.75	0.17	9.74	24.69	2.53	
PROMEDIO	183.34	0.39	11.43	15.01	1.47	

AFLORAMIENTO L3

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	186.17	0.81	4.96	20.06	4.04	L3_00
1	228.83	0.14	10.20	8.42	0.83	
2	143.83	0.62	11.70	10.80	0.92	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	229.17	0.13	6.30	23.15	3.68	L3_01
1	167.42	0.17	9.47	11.78	1.24	
1.7	140.42	0.13	14.27	6.73	0.47	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	208.50	0.12	11.33	26.23	2.31	1
1	177.92	0.55	8.81	24.69	2.80	
2	153.50	0.07	6.02	9.26	1.54	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	163.17	0.60	11.69	10.10	0.86	2
2	190.17	1.19	4.00	9.26	2.32	
4	169.17	0.49	12.11	21.60	1.78	

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	192.08	0.16	7.47	23.15	3.10	3
1	214.33	0.33	14.37	24.69	1.72	
2	168.75	0.65	8.96	21.60	2.41	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	205.00	0.42	13.18	26.23	1.99	4
1	190.33	0.36	9.59	20.06	2.09	
2	141.25	0.35	4.93	9.26	1.88	
PROMEDIO	181.67	0.41	9.41	17.06	2.00	

AFLORAMIENTO L4

H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	218.83	0.23	9.33	21.60	2.31	1
1	233.75	0.63	12.70	21.60	1.70	
2	156.67	0.05	7.42	8.42	1.13	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	236.67	0.25	22.67	13.89	0.61	2
1	214.58	0.51	9.74	24.69	2.54	
2	291.75	1.36	8.41	21.60	2.57	
H(m)	TC(cps)	K (%)	eU(ppm)	eTh(ppm)	eTh/eU	LÍNEA
0	214.42	0.67	10.52	20.06	1.91	3
1	227.17	0.39	11.70	18.52	1.58	
2	252.75	0.30	14.26	30.86	2.16	
PROMEDIOS	227.40	0.49	11.86	20.14	1.84	

AFLORAMIENTO LZ1

H (m)	TC	K	U	Th		Línea
0	202.33	1.57	12.61	10.10	0.80	LZ1_1
1	172.67	1.00	11.41	9.26	0.81	
2	148.08	0.52	6.38	10.10	1.58	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	169.42	0.12	8.67	20.06	2.31	LZ1_2
1	161.58	0.02	10.02	18.52	1.85	
2	210.00	0.84	7.63	20.20	2.65	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	193.17	0.55	6.81	20.06	2.94	LZ1_3
1	160.00	0.85	10.24	7.72	0.75	
2	173.50	0.32	8.15	23.15	2.84	

H (m)	TC	K	U	Th		
0	187.58	0.99	11.73	12.35	1.05	LZ1_4
1	210.25	0.28	13.92	10.80	0.78	
2	187.67	0.49	8.11	12.35	1.52	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	231.75	0.64	14.22	20.06	1.41	LZ1_5
1	201.67	0.50	16.33	18.52	1.13	
2	142.33	0.66	6.50	8.42	1.30	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	185.67	0.57	13.30	20.06	1.51	LZ1_6
1	198.67	0.38	12.61	10.10	0.80	
2	235.25	0.47	10.02	18.52	1.85	
3	195.08	0.22	6.41	16.98	2.65	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	232.08	0.35	7.59	15.43	2.03	LZ1_7
1	236.33	0.22	7.82	20.06	2.56	
2	195.67	0.87	11.32	11.78	1.04	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	184.25	0.88	7.65	21.60	2.82	LZ1_8
1	198.17	0.65	9.56	9.26	0.97	
2	220.00	0.32	8.66	21.60	2.50	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	189.42	0.53	15.11	9.26	0.61	LZ1_9
1	158.75	0.43	6.50	8.42	1.30	
2	190.08	0.73	13.93	10.80	0.78	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	219.33	0.65	11.69	21.60	1.85	LZ1_10
1	174.75	0.62	11.07	9.26	0.84	
2	181.67	1.09	10.87	13.47	1.24	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	223.00	1.30	7.07	18.52	2.62	LZ1_11
1	220.92	0.72	11.44	20.06	1.75	
2	156.75	0.32	8.81	24.69	2.80	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	214.50	0.83	6.11	7.72	1.26	LZ1_12
1	187.17	0.10	19.41	12.35	0.64	

AFLORAMIENTO LZ2

H (m)	TC	K	U	Th		
0	188.58	0.26	10.50	23.15	2.20	LZ2_1

1	176.42	0.00	13.09	9.26	0.71	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	210.58	0.66	12.78	23.15	1.81	LZ2_2
1	223.17	0.54	8.35	15.43	1.85	
2	240.25	0.32	14.64	5.05	0.35	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	266.42	0.58	9.01	18.52	2.06	LZ2_3
1	199.50	0.25	10.52	20.06	1.91	
2	170.75	0.74	6.55	4.63	0.71	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	162.25	0.05	12.37	20.06	1.62	LZ2_4
1	230.75	0.39	11.70	18.52	1.58	
2	187.42	1.02	12.98	8.42	0.65	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	220.17	0.48	7.22	23.15	3.21	LZ2_5
1	162.42	0.85	13.45	10.10	0.75	
2	192.08	1.39	11.90	21.89	1.84	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	182.50	1.09	12.70	21.60	1.70	LZ2_6
1	199.17	0.42	9.58	4.63	0.48	
2	207.33	0.65	6.69	11.78	1.76	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	203.33	0.30	16.89	26.23	1.55	LZ2_7
1	174.25	0.60	10.50	23.15	2.20	
2	178.67	1.00	5.37	10.10	1.88	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	173.08	0.28	4.28	10.10	2.36	LZ2_8
1	173.17	0.61	9.70	8.42	0.87	
2	154.33	0.15	8.81	24.69	2.80	

AFLORAMIENTO LZ3

H (m)	TC	K	U	Th		
0	197.17	0.99	14.44	7.72	0.53	1
1	150.17	0.62	12.08	9.26	0.77	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	217.58	0.37	13.88	20.06	1.44	2
1	158.50	0.69	17.98	6.73	0.37	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	158.17	0.50	10.06	9.26	0.92	3
1	149.17	1.12	7.70	9.26	1.20	

2	134.58	0.24	10.22	10.80	1.06	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	198.83	1.37	10.39	11.78	1.13	4
1	157.08	0.31	7.18	12.35	1.72	
2	166.83	0.54	10.07	6.17	0.61	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	205.58	0.05	6.10	11.78	1.93	5
1	186.50	0.32	7.48	21.60	2.89	
2	155.33	0.35	9.33	21.60	2.31	
3	167.25	0.28	13.26	9.26	0.70	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	170.92	0.49	7.48	21.60	2.89	6
1	169.58	1.18	12.33	9.26	0.75	
2	183.50	0.61	8.81	24.69	2.80	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	176.58	0.61	8.81	24.69	2.80	7
1	171.83	0.50	7.98	10.10	1.27	
2	138.75	0.26	6.50	13.89	2.14	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	177.33	0.39	13.04	21.60	1.66	8
1	177.17	0.49	7.44	10.80	1.45	
2	195.50	0.45	9.74	24.69	2.54	

AFLORAMIENTO LZ4

H (m)	TC	K	U	Th		
0	177.92	0.77	11.41	9.26	0.81	1
1	164.08	0.32	7.65	21.60	2.82	
2	149.58	0.62	8.39	6.17	0.74	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	161.67	0.84	13.00	10.80	0.83	2
1	147.92	0.29	8.22	6.17	0.75	
2	155.83	0.90	6.31	5.05	0.80	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	184.50	0.96	10.41	6.17	0.59	3
1	166.67	0.67	13.70	23.15	1.69	
2	165.08	0.66	10.11	16.98	1.68	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	226.92	0.05	10.68	21.60	2.02	4
1	169.00	0.48	10.74	7.72	0.72	
2	181.00	0.60	7.65	21.60	2.82	

H (m)	TC	K	U	Th		
0	193.58	1.04	6.30	23.15	3.68	5
1	180.00	0.22	7.63	20.20	2.65	
2	139.50	0.06	12.08	9.26	0.77	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	171.25	0.56	14.37	24.69	1.72	6
1	186.08	0.28	10.41	26.23	2.52	
2	155.17	0.58	6.02	9.26	1.54	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	189.42	1.00	13.17	11.78	0.89	7
1	159.67	0.01	9.42	8.23	0.87	
2	138.08	0.96	10.81	6.17	0.57	

AFLORAMIENTO LZ5

H (m)	TC	K	U	Th		
0	214.67	0.44	6.81	20.06	2.94	1
1	199.50	0.58	10.02	18.52	1.85	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	200.00	0.53	15.11	9.26	0.61	2
1	184.08	0.10	19.60	23.15	1.18	
2	153.75	0.99	7.03	9.26	1.32	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	220.25	1.18	6.41	16.98	2.65	3
1	193.67	0.46	11.25	7.72	0.69	
2	180.92	0.37	9.49	23.15	2.44	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	189.67	0.26	12.11	21.60	1.78	4
1	152.00	0.48	3.89	15.43	3.97	
2	177.58	0.25	14.28	7.72	0.54	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	185.42	0.38	8.15	23.15	2.84	5
1	174.92	0.74	5.14	16.98	3.30	
2	153.75	1.06	16.96	9.26	0.55	

AFLORAMIENTO A0

H (m)	TC	K	U	Th		
0	185.92	0.31	7.18	12.35	1.72	1
1	137.17	0.36	10.76	10.10	0.94	
H (m)	TC	K	U	Th		

0	192.08	0.63	8.22	6.17	0.75	2
1	201.92	0.24	16.22	24.69	1.52	
2	149.58	0.27	7.70	9.26	1.20	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	178.83	1.32	10.76	10.10	0.94	3
1	174.83	0.21	8.15	23.15	2.84	
2	219.25	0.13	20.08	6.73	0.34	
3	175.75	0.12	14.46	10.10	0.70	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	180.67	0.20	5.49	13.89	2.53	4
1	185.92	0.60	12.78	23.15	1.81	
2	180.08	0.71	12.16	11.78	0.97	
3	229.33	1.02	7.33	16.98	2.32	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	209.08	0.30	13.55	18.52	1.37	5
1	196.58	0.99	11.15	11.78	1.06	
2	209.67	0.05	13.26	9.26	0.70	
3	190.25	0.69	13.52	7.72	0.57	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	237.92	0.55	6.81	20.06	2.94	6
1	196.75	1.48	6.32	13.47	2.13	
2	180.75	0.72	12.61	10.10	0.80	

AFLORAMIENTO B0

H (m)	TC	K	U	Th		
0	208.42	0.72	12.61	10.10	0.80	1
1	182.25	0.93	7.62	11.78	1.55	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	218.75	0.67	7.82	20.06	2.56	2
1	164.83	0.61	8.66	21.60	2.49	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	199.33	0.57	12.85	6.17	0.48	3
1	186.25	0.44	8.66	21.60	2.49	
2	171.42	0.27	7.98	10.10	1.27	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	200.42	0.72	7.93	20.06	2.53	4
1	208.33	1.01	11.70	18.52	1.58	
2	152.75	0.39	14.30	5.05	0.35	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	232.25	0.12	6.15	16.98	2.76	5

1	196.50	0.62	11.13	8.42	0.76	
2	181.00	0.86	8.22	6.17	0.75	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	252.92	0.81	8.26	16.98	2.06	6
1	216.33	0.45	10.68	21.60	2.02	
2	212.83	0.12	7.33	16.98	2.32	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	243.58	0.30	12.09	25.25	2.09	7
1	201.58	0.22	9.07	23.15	2.55	
2	245.50	0.24	8.92	18.52	2.07	
3	181.08	0.25	11.53	23.57	2.04	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	241.17	0.18	8.89	25.25	2.84	8
1	243.50	1.01	13.00	10.80	0.83	
2	240.42	0.66	15.41	18.52	1.20	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	192.75	0.62	14.10	11.78	0.84	9
1	208.75	0.14	13.01	6.73	0.52	
2	186.67	0.73	10.71	8.42	0.79	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	169.75	0.06	17.48	6.17	0.35	10
1	225.50	0.08	9.85	18.52	1.88	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	201.92	0.94	12.11	21.60	1.78	11
1	189.92	0.45	9.07	23.15	2.55	
2	181.75	0.58	10.26	21.60	2.11	
3	213.08	0.72	7.98	10.10	1.27	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	216.00	0.21	8.15	23.15	2.84	12
1	205.58	0.39	9.74	24.69	2.53	
2	194.25	0.28	8.41	21.60	2.57	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	221.92	0.47	14.44	7.72	0.53	13
1	212.00	0.11	11.30	15.43	1.37	
2	215.92	0.93	7.18	12.35	1.72	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	235.83	0.11	15.07	18.52	1.23	14
1	203.42	0.31	18.71	3.37	0.18	
2	202.42	0.17	14.59	12.35	0.85	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	229.83	0.28	15.26	13.89	0.91	15

1	207.08	0.63	8.00	18.52	2.31	
2	180.67	0.24	16.65	4.63	0.28	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	222.00	0.36	14.48	18.52	1.28	16
1	183.17	0.08	14.83	8.42	0.57	
2	194.83	0.68	13.26	9.26	0.70	
3	235.75	0.13	23.04	6.17	0.27	
4	195.67	0.71	6.67	8.42	1.26	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	187.17	0.44	6.37	6.17	0.97	17
1	193.17	0.35	14.46	10.10	0.70	
2	186.00	0.42	12.00	6.73	0.56	
3	187.42	0.98	7.68	8.42	1.10	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	187.00	0.48	11.03	18.52	1.68	18
1	184.83	0.21	16.30	7.72	0.47	
2	171.67	0.82	14.75	8.42	0.57	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	240.75	1.20	4.65	8.42	1.81	19
1	219.42	0.18	14.18	9.26	0.65	
2	202.00	0.32	11.44	20.06	1.75	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	181.25	0.54	9.85	18.52	1.88	20
1	190.25	0.43	10.01	5.05	0.50	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	194.50	0.16	7.96	6.73	0.85	21
1	205.92	0.67	13.70	23.15	1.69	
2	223.25	0.25	9.85	18.52	1.88	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	199.58	0.45	8.41	21.60	2.57	22
1	122.67	1.18	4.41	12.35	2.80	

AFLORAMIENTO C0

H (m)	TC	K	U	Th	eTh/eU	LÍNEA
0	249.17	0.22	6.41	16.98	2.65	1
1	214.17	0.11	12.73	8.42	0.66	
2	171.17	0.34	9.86	13.47	1.37	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	215.42	0.33	11.70	18.52	1.58	2
1	203.25	0.41	13.40	15.43	1.15	

2	189.00	1.05	13.01	6.73	0.52	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	235.83	0.50	7.74	20.06	2.59	3
1	166.17	0.48	8.40	10.10	1.20	
2	141.08	0.37	5.49	13.89	2.53	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	225.25	0.17	18.15	7.72	0.43	4
1	201.17	1.34	10.78	18.52	1.72	
2	129.25	1.18	3.74	10.80	2.89	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	192.67	0.58	10.22	10.80	1.06	5
1	136.58	0.41	14.44	7.72	0.53	
2	140.00	0.13	4.26	7.72	1.81	
3	160.42	0.74	12.85	6.17	0.48	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	138.92	0.09	12.25	11.78	0.96	6
1	187.92	0.49	13.44	24.69	1.84	
2	185.75	0.18	8.67	20.06	2.31	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	199.58	0.22	9.74	24.69	2.53	7
1	188.75	0.31	11.85	23.15	1.95	
2	148.25	0.61	5.09	11.78	2.31	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	177.08	0.41	15.56	23.15	1.49	8
1	187.42	0.04	15.03	6.73	0.45	
2	199.67	0.11	12.26	7.72	0.63	
3	199.17	0.13	23.74	18.52	0.78	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	183.75	0.76	9.64	6.73	0.70	9
1	169.83	0.33	15.57	5.05	0.32	
2	179.33	0.29	15.64	4.63	0.30	
3	119.92	0.66	12.74	12.35	0.97	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	214.50	0.83	12.61	10.10	0.80	10
1	222.42	0.43	11.44	20.06	1.75	
2	191.75	0.07	22.43	11.78	0.53	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	181.00	0.72	8.81	24.69	2.80	11
1	229.92	0.52	8.67	20.06	2.32	
2	185.58	0.90	11.07	9.26	0.84	
H (m)	TC	K	U	Th		

0	234.75	0.18	19.52	21.60	1.11	12
1	159.50	0.27	8.37	10.80	1.29	
2	196.75	0.49	8.15	23.15	2.84	
H (m)	TC	K	U	Th		
0	190.33	1.01	7.42	8.42	1.13	13
1	181.33	0.50	12.33	9.26	0.75	
2	143.25	0.42	9.81	7.72	0.79	