



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

**Fuentes geogénicas primarias y movilización de elementos
toxicológicamente relevantes (arsénico, fluoruro y uranio) al
agua subterránea de la región de Jaral de Berrios Gto – Villa de
Reyes SLP.**

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Tecnología y Gestión del Agua

Presenta:

Ing. Anzhony Joel Palomares Vela

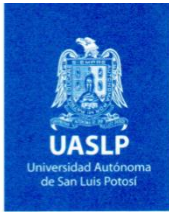
Asesor:

Dr. Antonio Cardona Benavides

Co-asesor:

Dr. Dario del Ángel Cauich Kau





16 de julio de 2026

**ING. ANZHONY JOEL PALOMARES VELA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Antonio Cardona Benavides y Dario del Ángel Cauich Kau**, Asesor y Coasesor del Trabajo de Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Tecnología y Gestión del Agua**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de julio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Fuentes geogénicas primarias y movilización de elementos toxicológicamente relevantes (arsénico, fluoruro y uranio) al agua subterránea de la región de Jaral de Berrios Gto-Villa de Reyes SLP."

Introducción.

1. Evolución geoquímica del agua subterránea y procesos de movilización de elementos traza.
2. Descripción del área Jaral de Berrios Gto-Villa de Reyes SLP.
3. Metodología para la evaluación geoquímica de agua subterránea y rocas volcánicas.
4. Caracterización geoquímica y mineralógica de las rocas volcánicas.
5. Evaluación hidrogeoquímica y de calidad del agua subterránea.
6. Movilización de elementos toxicológicamente relevantes al agua subterránea.

Conclusiones.

Referencias.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE



DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR DIRECCION

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, SLP.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

Ccp. Archivo
-bvlg



UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí



FACULTAD DE
INGENIERÍA



CENTRO DE
**INVESTIGACIÓN
Y ESTUDIOS
DE POSGRADO**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
Área de Investigación y Estudios de Posgrado

D E C L A R A C I Ó N

El presente trabajo que lleva por título:

Fuentes geogénicas primarias y movilización de elementos toxicológicamente relevantes (arsénico, fluoruro y uranio) al agua subterránea de la región de Jaral de Berrios Gto – Villa de Reyes SLP.

se realizó en el periodo septiembre de 2024 a septiembre de 2026 bajo la dirección del Dr. Antonio Cardona Benavides y Dr. Dario del Ángel Cauich Kau

Originalidad

Por este medio aseguro que he realizado el trabajo reportado, y la escritura de este documento de tesis para fines académicos sin ayuda indebida de terceros y sin utilizar otros medios más que los indicados.

Las referencias e información tomadas directa o indirectamente de otras fuentes se han definido en el texto como tales y se ha dado el debido crédito a las mismas.

El autor exime a la UASLP de las opiniones vertidas en este trabajo escrito y asume la responsabilidad total del mismo.

Este trabajo no ha sido sometido como tesis o trabajo terminal a ninguna otra institución nacional o internacional en forma parcial o total, exceptuando el caso cuando existe un convenio específico de doble titulación celebrado entre ambas instituciones.

Se autoriza a la UASLP para que divulgue este documento para fines académicos.

El autor del trabajo escrito, Anzhony Joel Paloamares Vela

DECLARACIÓN SOBRE EL USO DE HERRAMIENTAS DE INTELIGENCIA ARTIFICIAL

Durante la elaboración de la presente tesis se utilizaron herramientas de inteligencia artificial generativa como apoyo complementario en actividades de corrección de estilo, revisión gramatical, traducción y elaboración o edición de determinadas representaciones gráficas.

En la preparación del texto, estas herramientas se emplearon exclusivamente como apoyo para mejorar la claridad y coherencia de la redacción, revisar aspectos gramaticales y de estilo, y facilitar la traducción de algunos contenidos. Su utilización no sustituyó la revisión de la literatura científica, el análisis de los datos, la interpretación de los resultados, la toma de decisiones metodológicas ni la elaboración de las conclusiones. La selección y verificación de la información, así como la revisión de las fuentes y referencias empleadas, fueron responsabilidad del autor.

En el caso de las representaciones gráficas generadas o modificadas mediante herramientas de inteligencia artificial, su contenido, propósito y estructura conceptual fueron definidos previamente por el autor.

El autor asume la responsabilidad por el contenido, la exactitud, la interpretación y la presentación de la información incluida en la presente tesis.

Agradecimientos institucionales

A la Secretaría de Ciencia, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI), por la beca otorgada para realizar el programa de Maestría en Tecnología y Gestión del Agua en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, correspondiente al número de beca 4033771, CVU 2045069, durante el periodo de octubre de 2024 a septiembre de 2026.

Al Consejo Potosino de Ciencia y Tecnología (COPOCYT), por el financiamiento otorgado mediante el proyecto de Proyectos de Investigación Científica, Desarrollo Tecnológico e Innovación (Fideicomiso 18397 Multas Electorales), titulado “Caracterización de la composición química del agua subterránea en la región de San Luis Potosí: intersecciones entre el derecho humano al agua y riesgos en la salud”, bajo la responsabilidad del Dr. Guillermo Javier Castro-Larragoitia, cuyo apoyo contribuyó al desarrollo de esta investigación.

Dedicatoria

A Dios, por darme la vida, la fortaleza, la sabiduría y la perseverancia necesarias para llegar hasta este momento. Por acompañarme en cada paso de este camino, especialmente en los momentos de dificultad, y permitirme alcanzar una meta que representa tanto esfuerzo y dedicación.

A mi madre, Graciela Vela Saucedo, por su amor incondicional, su fortaleza y por acompañarme en cada etapa de mi vida. Gracias por creer siempre en mí, por tus sacrificios y por enseñarme con tu ejemplo a seguir adelante y no rendirme ante las dificultades.

A la memoria de mi padre, que en paz descansa, quien, aunque ya no está físicamente conmigo, permanece siempre en mi corazón. Dedico también a él este logro, como una forma de honrar su memoria y agradecer todo lo que significó en mi vida.

A mi hermana, Paola Esmeralda Palomares Vela, por su cariño, compañía y apoyo. Gracias por compartir conmigo tantos momentos y por formar parte importante de mi vida.

A mi sobrino, Aleksander, por ser una fuente de alegría y esperanza. Deseo que algún día este logro pueda servirte como ejemplo de que, con esfuerzo, dedicación y perseverancia, es posible alcanzar nuestros sueños.

Agradecimientos

Al Dr. Antonio Cardona Benavides, por su asesoría, orientación y acompañamiento académico durante el desarrollo de esta investigación, así como por sus valiosas observaciones y recomendaciones, que contribuyeron al fortalecimiento del presente trabajo.

Al Dr. Darío del Ángel Cauich Kau, por su apoyo como co-asesor, por sus aportaciones y orientación durante el desarrollo de esta investigación, y especialmente por compartir sus conocimientos y experiencia durante el trabajo de campo, contribuyendo de manera importante a mi formación académica y profesional.

A los integrantes del comité de tesis, Dr. Guillermo Javier Castro Larragoitia, Dr. Hermann Rocha Escalante y Dr. Israel Razo Soto, por sus comentarios, observaciones y sugerencias, que contribuyeron a mejorar y fortalecer el desarrollo de este trabajo.

A la Dra. María Elena García Arreola, por su apoyo, guía y enseñanza durante la realización de la parte experimental de laboratorio, así como por compartir sus conocimientos y experiencia, fundamentales para el desarrollo de los procedimientos experimentales de esta investigación.

Al M.I. Sócrates Alonso Torres, por sus comentarios, sugerencias y aportaciones, así como por compartir sus conocimientos y experiencia, que contribuyeron al fortalecimiento de este trabajo.

Al Q. Miguel Ángel Cortina Rangel y a la M.C. Idalia Isabel Sánchez García, por su apoyo en el análisis de las muestras y por las facilidades brindadas durante el procesamiento analítico necesario en el laboratorio de Geoquímica del Instituto de Geología, UASLP.

Agradezco especialmente a mis compañeros de proyecto, Mtga. Araceli Jaimes Arredondo, Mtga. Octavio Ortiz Enríquez y Mtga. Heriberto González Sánchez, por su amistad, compañerismo y por todas las enseñanzas y experiencias compartidas a lo largo de este proyecto. Su apoyo, disposición y colaboración contribuyeron significativamente a mi formación profesional y personal.

Tabla de contenido

<i>Lista de Figuras</i>	<i>IX</i>
<i>Lista de tablas.....</i>	<i>XIII</i>
<i>Resumen.....</i>	<i>XIV</i>
<i>Introducción</i>	<i>1</i>
Justificación	6
Hipótesis	7
Objetivo general	7
Objetivos específicos.....	7
1. Evolución geoquímica del agua subterránea y procesos de movilización de elementos traza	8
1.1. Alteración hidrotermal y meteórica	8
1.2. Procesos de disolución–precipitación	10
1.3. Intercambio iónico	11
1.4. Procesos de oxidación–reducción	12
1.5. Factores de control geoquímico	13
1.6. Movilización de As, F ⁻ y U.....	16
2. Descripción del área Jaral de Berrios Gto – Villa de Reyes SLP.	20
2.1. Ubicación y accesibilidad	20
2.2. Clima e hidrología	22
2.3. Geología regional	24
2.4. Estratigrafía	26
2.5. Hidrogeología	34

3. Metodología para la evaluación geoquímica de agua subterránea y rocas volcánicas	35
3.1. Muestreo y preparación de roca	35
3.1.1. Muestreo de rocas en superficie	35
3.1.2. Preparación de la muestra de roca	37
3.2. Análisis geoquímico de roca	38
3.2.1. Análisis de Roca Total.....	38
3.2.2. Extracción secuencial selectiva	38
3.3. Muestreo y análisis de agua subterránea	41
4.3.1. Muestreo de agua	41
4.3.2. Análisis químico en laboratorio	45
4.3.3. Desarrollo del Índice de Calidad del Agua Subterránea (GWQI)	48
4.3.4. Control de calidad	49
4. Caracterización geoquímica y mineralógica de las rocas volcánicas	50
4.1. Mineralogía observada	50
4.2. Geoquímica de roca total	56
5. Evaluación hidrogeoquímica y de calidad del agua subterránea	80
5.1. Características fisicoquímicas del agua	82
5.2. Composición química del agua	84
5.3. Clasificación hidrogeoquímica	87
5.4. Procesos dominantes de interacción agua-roca.....	91
5.5. Movilidad de elementos traza	98
5.6. Implicaciones hidrogeoquímicas y ambientales.....	103
6. Movilización de elementos toxicológicamente relevantes al agua subterránea	109
6.1. Resultados de experimentos agua-roca	109
6.2. Relación roca-agua	116

6.3. Modelo conceptual hidrogeoquímico	124
Conclusiones	128
Referencias.....	135
Anexos.....	147

Lista de Figuras

Figura 1. Distribución global de As, F ⁻ y U en aguas subterráneas, superpuesta con los principales rasgos geológicos y tectónicos. Mapa tomado de Mukherjee et al. (2024).	2
Figura 2. Ubicación del área de estudio.	21
Figura 3. Distribución de los tipos climáticos según la clasificación de Köppen modificada por García en el área de estudio Jaral de Berrios (Gto.)–Villa de Reyes (S.L.P.). Fuente: elaboración propia con base en CONABIO (2001).	22
Figura 4. a) Climograma de la estación San Antón, Guanajuato, para el periodo 1991–2020. b) Climograma de la estación Villa de Reyes, San Luis Potosí, para el periodo 1991–2020. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2026).	23
Figura 5. Columna estratigráfica regional del área Jaral de Berrios–Villa de Reyes, modificada de Labarthe-Hernández et al. (1982).	32
Figura 6. Mapa geológico-estructural del área de estudio Jaral de Berrios–Villa de Reyes.	33
Figura 7. Procedimiento de muestreo de rocas en campo: a) extracción de la muestra en afloramiento rocoso; b) registro de coordenadas, tipo de roca y grado de alteración; y c) obtención de fragmentos representativos.....	36
Figura 8. Equipo utilizado en la preparación de muestra de roca. a Trituradora de mandíbula, b) Compresor de aire, c). Tamices metálicos (malla No.200).	37
Figura 9 Formato de ficha de campo utilizada para el registro de parámetros fisicoquímicos y datos de muestreo de agua subterránea.	43
Figura 10. Muestras de mano de la formación Tbc. a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	51

Figura 11. Muestras de mano de la formación Trp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	51
Figura 12. Muestras de mano de la formación Tbp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	52
Figura 13. Muestras de mano de la formación Tap a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	52
Figura 14. Muestras de mano de la formación Tic a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	53
Figura 15. Muestras de mano de la formación Tsm a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	54
Figura 16. Muestras de mano de la formación Tlp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	54
Figura 17. Muestras de mano de la formación Toc a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	55
Figura 18. Muestras de mano de la formación Tis a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.	56
Figura 19. Clasificación geoquímica de las muestras de roca volcánica del área de estudio mediante el diagrama Total Alkalies versus Silica (TAS; Le Bas y Streckeisén, 1991). Los símbolos identifican las formaciones geológicas, mientras que los colores representan el grado de alteración de las muestras.....	57
Figura 20 Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de As según formación geológica. n= 27 muestras en total; n = 3 muestras por formación.	60
Figura 21. Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de F según formación geológica. n= 27 muestras en total; n = 3 muestras por formación.	61
Figura 22 Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de U según formación geológica. n= 27 muestras en total; n = 3 muestras por formación.	61
Figura 23. Diagrama ternario A–CN–K ($Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O$) para las muestras de la Formación Basalto Cabras (Tbc).....	63
Figura 24. Diagrama ternario A–CN–K ($Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O$) para las muestras de la Formación Riolita Panalillo Superior (Trp).	65

Figura 25. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Basalto (Tbp).	67
Figura 26. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Riolita Panalillo Inferior (Tap).	69
Figura 27. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Ignimbrita Cantera (Tic).	70
Figura 28. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Riolita San Miguelito (Tsm).	73
Figura 29. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Latita Portezuelo (Tlp).	74
Figura 30. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Traquita Ojo Caliente (Toc)	76
Figura 31. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Ignimbrita Santa María (Tis).	77
Figura 32. Localización de los pozos de agua subterránea en el área de estudio comprendida entre Jaral de Berrio, Guanajuato, y Villa de Reyes, San Luis Potosí.	81
Figura 33. Evolución hidrogeoquímica y clasificación de facies mediante diagrama de Piper	89
Figura 34. Distribución de Familia Hidrogeoquímica del agua	90
Figura 35. Relación entre Ca^{2+} y HCO_3^- en las aguas subterráneas.....	92
Figura 36. Relación entre las razones iónicas F^-/Cl^- y $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ en el agua subterránea y su distribución según la facies hidroquímica (adaptado de Nordstrom, 2022)....	93
Figura 37. Diagrama de estabilidad Eh–pH para el sistema As–O ₂ –H ₂ O a 25 °C y distribución de las muestras de agua subterránea ($n = 69$) según su familia hidroquímica.....	94
Figura 38. Biplot del análisis de componentes principales (PCA) de los parámetros fisicoquímicos, iones mayores, elementos traza y facies hidroquímicas. Los vectores representan las variables originales y los puntos las muestras de agua. La varianza explicada es del 37.4 % para PC1 y del 16.8 % para PC2 (total acumulado = 54.2 %).	95

Figura 39. Relación entre As y Na ⁺ en aguas subterráneas, con gradiente de temperatura.	100
Figura 40. Diagrama de estabilidad Eh–pH del U a 25 °C, con la ubicación de las muestras de agua de acuerdo con su familia hidroquímica.	102
Figura 41. Distribución espacial de las concentraciones de F ⁻ (a) y As b en las muestras de agua subterránea, mostrando la ubicación de los sitios de muestreo y la comparación de las concentraciones obtenidas con los valores de referencia establecidos en la NOM-127-SSA1-2021.....	105
Figura 42. Distribución espacial de las categorías de calidad del agua subterránea determinadas mediante el índice de Cauich-Kau et al. (2025), mostrando las categorías excelente, mala y muy mala en los pozos de la zona de estudio.	107
Figura 43. Distribución de las unidades volcánicas y ubicación de las muestras seleccionadas para la extracción secuencial. Fuente: Cauich-Kau (2021), basado en Aguillón-Robles (2020); colores modificados por el autor.....	111
Figura 44. Distribución porcentual del As entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.....	114
Figura 45. Distribución porcentual del U entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.....	115
Figura 46. Distribución porcentual del F ⁻ entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.....	115
Figura 47. Diagrama de estabilidad Eh–pH de las especies acuosas de As en el sistema As–O ₂ –H ₂ O a 25 °C y 1 bar de presión total. Modificado de Smedley y Kinniburgh (2002).....	122
Figura 48. Diagrama de flujo del mecanismo de alteración de silicatos y liberación de As, F ⁻ y U	126
Figura 49. Modelo conceptual hidrogeoquímico del sistema de acuíferos volcánicos en la cuenca Jaral de Berrios – Villa de Reyes, ilustrando los mecanismos de recarga, interacción agua-roca, liberación térmica y transporte de As, F – y U.	127

Lista de tablas

Tabla 1 Resumen de las fracciones geoquímicas, soluciones extractantes y condiciones experimentales empleadas en la extracción secuencial selectiva de las muestras de roca.	40
Tabla 2. Resultados de concentraciones de As, F ⁻ y U y valores del Índice de Alteración Química (CIA) de las diferentes formaciones geológicas.	59
Tabla 3 Valores mínimos, máximo, promedio y desviación estándar de los parámetros fisicoquímicos determinados en campo.	84
Tabla 4 Estadísticos descriptivos de los principales iones mayoritarios del agua subterránea del área de estudio.	87
Tabla 5. Distribución de las facies hidrogeoquímicas identificadas mediante el diagrama de Piper.	88
Tabla 6. Coeficientes de determinación (R ²) y p-valores de las relaciones bivariadas entre As, F ⁻ , U y las principales variables hidrogeoquímicas	98
Tabla 7. Concentraciones de As, F ⁻ y U y comparación con la NOM-127-SSA1-2021 y las guías de la OMS.	104
Tabla 8. Excedencias de As, F ⁻ y U en las muestras de agua subterránea según el uso del agua, con respecto a los valores de referencia establecidos por la NOM-127-SSA1-2021 para As y F ⁻ y por la OMS (2022) para U.	104
Tabla 9. Concentraciones totales y principales fracciones geoquímicas de As, F ⁻ y U determinadas mediante extracción secuencial en las muestras de roca.	112

Resumen

La presente investigación evaluó el potencial de las rocas volcánicas como fuentes geogénicas primarias de arsénico (As), fluoruro (F^-) y uranio (U), así como los procesos que controlan su movilización hacia el agua subterránea de la región Jaral de Berrios–Villa de Reyes, México. Se analizaron 27 muestras de roca de nueve unidades volcánicas y tres grados de alteración mediante geoquímica de roca total, índice de alteración química (CIA) y extracción secuencial selectiva, además de 69 muestras de agua subterránea. La calidad del agua se evaluó mediante el índice GWQI propuesto por Cauich-Kau et al. (2025).

En las rocas, las mayores concentraciones de As (39.6 mg/kg) y U (7.8 mg/kg) se registraron en la Formación San Miguelito (Tsm), mientras que el F^- alcanzó 1290 mg/kg en la Formación Latita Portezuelo (Tlp). La extracción secuencial mostró una distribución heterogénea de los elementos entre fases de diferente estabilidad; destacó el U en la fracción F7 de Tlp con alteración intermedia, equivalente a 25.71 %.

En el agua subterránea predominó la facies HCO_3^-Na (94.2 %). El As presentó un promedio de 12.79 $\mu g/L$, el F^- de 2.15 mg/L y el U de 2.95 $\mu g/L$. El 62 % de las muestras presentó $As \geq 10 \mu g/L$ y el 90 % superó 1.0 mg/L de F^- , mientras que ninguna excedió 30 $\mu g/L$ de U. El GWQI clasificó 5 muestras (7.2 %) como excelentes, 39 (56.5 %) como malas y 25 (36.2 %) como muy malas.

Los resultados indican que las unidades volcánicas intermedias a félsicas constituyen reservorios geogénicos importantes de As, F^- y U, cuyo potencial de movilización depende de la mineralogía, alteración, asociaciones geoquímicas y condiciones hidrogeoquímicas como pH, condiciones redox, bicarbonato, calcio, temperatura y tiempo de residencia. La problemática ambiental principal de la región corresponde al As y F^- , mientras que el U permaneció por debajo del valor de referencia considerado.

Introducción

El agua subterránea es un recurso hídrico utilizado para el abastecimiento, uso y consumo humano, donde la disponibilidad de agua superficial es limitada, este recurso representa la principal fuente de abastecimiento de agua. Sin embargo, la calidad se ha visto afectada por actividades antropogénicas y por procesos geogénicos, provocado un incremento en las concentraciones de elementos potencialmente tóxicos (EPT's). Entre estos elementos se destacan el arsénico (As), fluoruro (F^-) y uranio (U), los cuales pueden representar un riesgo para la salud humana cuando se encuentran en el agua de consumo humano en concentraciones que superan los límites máximos permisibles establecidos en la NOM-127-SSA1-2021 (DOF, 2022) o los valores de referencia establecidos en la guía internacional de la Organización Mundial de la Salud (OMS, 2022). La presencia de EPT's en el agua subterránea adquiere importancia en sistemas de flujo que interactúan con las rocas ígneas volcánicas de composición intermedia a félsicas, debido a que la alteración y meteorización de las fases minerales y de la matriz vítrea pueden favorecer la liberación de As, F^- y U hacia el agua subterránea. Una vez liberados, la movilidad y permanencia de estos elementos en solución dependen de las condiciones hidrogeoquímicas del sistema, incluyendo el pH, Eh, temperatura, tiempo de residencia y composición del agua (Mukherjee et al., 2024; Rivera-Armendáriz et al., 2024).

A escala global, los contaminantes geogénicos presentes en el agua subterránea representan un problema crítico para la disponibilidad, seguridad hídrica y la salud pública. En diversas regiones del mundo, hasta 60% de las fuentes subterráneas superan las concentraciones recomendadas por la OMS para uso y consumo humano, lo que pone en riesgo a una población estimada de entre 300 y 500 millones de personas de sufrir efectos graves a la salud y mortalidad prematura (Mukherjee et al., 2024).

En la Figura 1 se muestra la distribución global de As, F^- y U, indicando que la geología, la tectónica, clima, geomorfología y la evolución hidrogeoquímica a lo largo de las trayectorias del flujo subterráneo están fuertemente controlado por

estos factores. A escala local, la litológica, las interacciones agua-roca y los procesos biogeoquímicos controlan la movilización de estos elementos, particularmente porque el As y el U son fuertemente dependientes de las condiciones redox (Mukherjee et al., 2024).

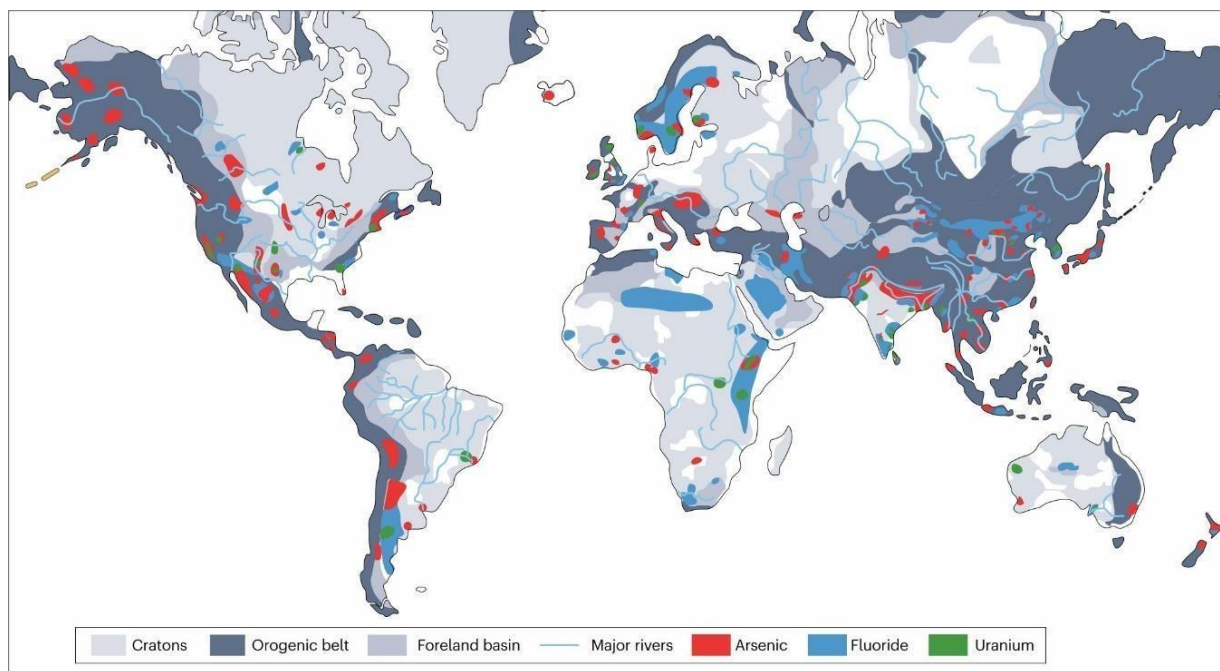


Figura 1. Distribución global de As, F⁻ y U en aguas subterráneas, superpuesta con los principales rasgos geológicos y tectónicos. Mapa tomado de Mukherjee et al. (2024).

Desde el punto de vista sanitario, la presencia de estos elementos adquiere importancia cuando sus concentraciones superan los valores establecidos para agua destinada al consumo humano. La Organización Mundial de la Salud (OMS) establece un valor guía de 10 µg/L para As y de 1.5 mg/L para F⁻, para el U se considera un valor guía provisional de 30 µg/L debido a las incertidumbres asociadas con la evaluación de su toxicidad (OMS, 2022). En el contexto regulatorio mexicano, la NOM-127-SSA1-2021 establece límites máximos permisibles de 10 µg/L para As y de 1.0 mg/L para F⁻; sin embargo, no establece un límite máximo permisible para U.

La exposición prolongada a concentraciones elevadas de As se ha relacionado con efectos carcinogénicos, el F⁻ pueden provocar fluorosis dental y en casos de una prolongada exposición puede provocar fluorosis esquelética. El U es un

componente radiológico y existe un particular interés por sus efectos químicos en la función renal. Por lo anterior, la presencia simultánea de As, F^- y U representan un problema de interés para la evaluación de la calidad del agua subterránea y de los procesos de movilización (Alarcón-Herrera et al., 2020; Maity et al., 2021; Padilla-Reyes et al., 2024; Torres-Martínez et al., 2026).

Los problemas por la presencia de As y F^- en el agua subterránea en el continente americano constituyen un problema de origen geogénica en regiones áridas y semiáridas. En Sudamérica, la llanura Chaco-Pampeana de Argentina presenta concentraciones elevadas de As y F^- , asociadas principalmente con la meteorización de ceniza volcánica y vidrio riolítico provenientes de los Andes. La movilización de As puede favorecerse por condiciones alcalinas, procesos de desorción e intercambio en sitios de adsorción (Alcaine et al., 2020).

En Norteamérica, el problema se concentra en el suroeste de Estados Unidos y el norte-centro de México, donde la presencia de rocas volcánicas silíceas (riolita e ignimbritas) se reconoce como fuente principal de As y F^- . Ambientes semiáridos, la evaporación, el tiempo de residencia y los sistemas de flujo regional favorecen el enriquecimiento de estos elementos en el agua subterránea (Alarcón-Herrera et al., 2020; Gutiérrez et al., 2022, 2025).

En México, la presencia de As y F^- en concentraciones superiores a los límites establecidos para agua de consumo humano ha sido documentada en múltiples acuíferos. Armienta y Segovia (2008) señalan que, la presencia de estos elementos está asociada principalmente a procesos geogénicos, aunque determinadas actividades antropogénicas pueden contribuir a modificar su distribución y concentración. Los problemas más importantes se han concentrado en regiones áridas y semiáridas del norte y centro-norte del país, donde los sistemas de flujo reciben aportes de materiales volcánicos de composición intermedia a félsica capaces de liberar As y F^- durante los procesos de interacción agua-roca (Alarcón-Herrera et al., 2020; Gutiérrez et al., 2025).

El análisis a lo largo de México realizado por Alarcón-Herrera et al., (2020) a más de 14,000 muestras mostró que 8.81 millones de personas están expuestas a As

por encima de 10 µg/L y 3.05 millones a F⁻ por encima al valor límite de referencia establecido.

En la Comarca Lagunera se han documentado concentraciones de As, F⁻ y U. Para el As las concentraciones llegan hasta valores extremos de 9,79 mg/L, para el F⁻ concentraciones de hasta 2.2 mg/L y para el U concentraciones de hasta 93.7 µg/L (Cauich-Kau et al., 2025). Por otro lado, en la región centro del estado de San Luis Potosí se han registrado concentraciones de As en el agua subterránea. Así como concentraciones elevadas de F⁻ de hasta aproximadamente 3.7 mg/L asociadas al aporte de flujos profundos y a la interacción agua-roca con riolita regionales (Carrillo-Rivera et al., 2002; Armienta y Segovia, 2008 Cardona et al., 2018). En Zimapán, Hidalgo, se han reportado concentraciones de As superiores a 500 µg/L (Pérez Moreno et al., 2003; Armienta et al., 1997). Estos ejemplos evidencian que la problemática no se encuentra restringida a una región particular, sino que está ampliamente distribuida en diferentes contextos hidrogeológicos del país.

En Chihuahua, se ha reportado la presencia de As, F⁻ y U en pozos profundos de abastecimiento de agua (Burillo et al., 2021). La incorporación de estos elementos al agua subterránea puede estar relacionada con procesos de disolución de rocas volcánicas ácidas, meteorización de silicatos, evaporación, extracción de aguas profundas y desorción desde arcillas y oxihidróxidos explican el enriquecimiento de estos EPT's (Armienta y Segovia., 2008; Gutiérrez et al., 2022).

Con lo anterior, la composición litológica constituye un factor fundamental para comprender el origen de los EPT's presentes en el agua subterránea. Las rocas volcánicas félsicas pueden incorporar As, F⁻ y U en diferentes fases minerales y componentes de la roca. Entre las fases potencialmente portadoras se han identificado minerales como fluorapatita, biotita y fluorita, además de la matriz vítrea de las rocas volcánicas, cuya alteración puede contribuir a la liberación de estos elementos hacia el agua subterránea (Rivera-Armendáriz, 2024). Sin embargo, la presencia de un elemento en una roca no implica necesariamente su movilización hacia el agua, debido a que su liberación depende de la estabilidad de las fases minerales, de las condiciones fisicoquímicas del medio y de la evolución del agua durante su circulación.

En la zona de estudio propuesta ubicada entre los municipios de Villa de Reyes, San Luis Potosí (SLP)-Jaral de Berrios, Guanajuato (GTO), en el centro del país, la evidencia disponible indica que el contexto geológico e hidrogeoquímico favorece la presencia y movilización de As, F⁻ y U. En el graben de Villa de Reyes, el agua subterránea profunda presenta concentraciones medias de 7.6 µg/L de U y 11.4 µg/L de As, registrando valores máximos que exceden las guías internacionales de la OMS y comprometen la principal fuente de agua potable para las comunidades de la región (Banning et al., 2012). Cauich Kau (2021) documentó la presencia y distribución de elementos potencialmente tóxicos en el agua subterránea de la región de San Luis Potosí, destacando la influencia de las condiciones hidrogeoquímicas y de la interacción agua-roca en su movilidad. Estos antecedentes evidencian la importancia de evaluar las posibles fuentes geogénicas de As, F⁻ y U y los procesos que favorecen su movilización hacia el agua subterránea en la región Villa de Reyes–Jaral de Berrios.

A pesar de los avances en la caracterización hidrogeoquímica de la región, todavía existe incertidumbre respecto a las fuentes primarias de As, F⁻ y U dentro de las diferentes litologías volcánicas y sobre los mecanismos específicos que controlan su liberación hacia el agua subterránea.

Aún es necesario establecer qué fases minerales y componentes de las rocas presentan mayor capacidad para almacenar estos elementos, además de cómo su concentración varía en función del tipo de roca y grado de alteración, y en qué condiciones geoquímicas pueden ser liberados y posteriormente movilizadados hacia los sistemas de flujo subterráneo.

Esta brecha de conocimiento es particularmente relevante en la zona de estudio, debido a la importancia del agua subterránea como fuente de abastecimiento y a la presencia regional de rocas volcánicas félsicas potencialmente enriquecidas en As, F⁻ y U. Por lo que resulta necesario abordar el problema desde una perspectiva integrada que considere tanto la composición geoquímica de las rocas como las condiciones hidrogeoquímicas del agua subterránea.

El estudio de las fuentes primarias y de los procesos de movilización de estos elementos permitirá contribuir a la comprensión de la relación entre la litología, la interacción agua-roca y la calidad del agua subterránea en la región.

La presente investigación se centra en identificar y caracterizar las fuentes geogénicas potenciales de As, F⁻ y U asociadas con rocas volcánicas de la zona de estudio, así como en la evaluación de los procesos geoquímicos que favorecen su liberación y movilización hacia el agua subterránea.

Se busca aportar elementos que permitan comprender el origen de estos EPT's, establecer la relación con características litológicas y geoquímicas de las rocas y contribuir al conocimiento de los mecanismos que controlan la presencia en los sistemas de flujo subterráneo de la región.

Justificación

A pesar de los avances en la caracterización hidrogeoquímica de la región en donde se han identificado valores de As y F⁻ superiores a los límites recomendables en el agua para consumo humano (Cauich Kau, 2021), aun no se determinan con precisión las fuentes primarias de As, F⁻ y U presentes en las diferentes formaciones volcánicas, ni los procesos que favorecen la liberación hacia el agua subterránea. Para ello, se requiere evaluar las concentraciones entre las distintas formaciones volcánicas y grado de alteración. Así como abordar el problema desde una perspectiva integrada que considere la composición geoquímica de las rocas, las condiciones hidrogeoquímicas del agua subterránea, esto con el propósito de evaluar la relación entre litología, contenido de elementos traza y los procesos de interacción agua-roca que favorecen su liberación.

La importancia de esta investigación radica en el análisis conjunto de la geoquímica de rocas y la hidrogeoquímica del agua lo que permitirá identificar su distribución entre diferentes tipos litológicos y grados de alteración. La información contribuirá a una comprensión más completa de los procesos que controlan la presencia de los elementos de interés en los sistemas de flujo subterráneo de la región.

La identificación de las posibles fuentes primarias y de los mecanismos que intervienen en la movilización de As, F⁻ y U puede aportar información para la

evaluación de la vulnerabilidad hidrogeoquímica de los sistemas de flujo y para la interpretación de la distribución de estos elementos en el agua subterránea.

La presente investigación se justifica por la necesidad de generar conocimiento sobre la relación entre las fuentes geológicas de As, F⁻ y U, los procesos de alteración de las rocas volcánicas y las condiciones hidrogeoquímicas que favorecen su movilización hacia el agua subterránea. Además de su aportación al conocimiento de los procesos de interacción agua-roca en la región Jaral de Berrios-Villa de Reyes, los resultados podrán contribuir al desarrollo de bases científicas para la evaluación y gestión sostenible del agua subterránea, en concordancia con los principios de los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS), establecidos por la Organización de las Naciones Unidas para la Agenda 2030, en específico contribuir al ODS 6, el cual está orientado a garantizar la disponibilidad y la gestión sostenible del agua y el saneamiento.

Hipótesis

La liberación y transporte de As, F⁻ y U desde secuencias volcánicas hacia el agua subterránea están controlados por la disponibilidad de estos elementos en fracciones geoquímicas susceptibles a la lixiviación, así como por la evolución fisicoquímica (pH, Eh y alcalinidad) durante la interacción agua-roca.

Objetivo general

Evaluar el potencial de las secuencias volcánicas de la región de Jaral de Berrios - Villa de Reyes como fuentes geogénicas primarias de arsénico (As), fluoruro (F⁻) y uranio (U), con el fin de comprender los mecanismos hidrogeoquímicos que controlan su movilización hacia el agua subterránea en entornos geológicos similares.

Objetivos específicos

- Determinar las concentraciones totales de As, F⁻ y U en las diferentes formaciones volcánicas y evaluar su grado de alteración química (CIA).

- Identificar la distribución de As, F⁻ y U en las distintas fracciones geoquímicas de las rocas mediante técnicas de extracción secuencial selectiva, para evaluar su disponibilidad y potencial de lixiviación.
- Caracterizar la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea y evaluar su aptitud para uso y consumo humano mediante la aplicación de índices de calidad
- Proponer un modelo hidrogeoquímico conceptual que integre las fuentes geogénicas primarias y describa los procesos que controlan la movilización de As, F⁻ y U en el sistema de flujo.

1. Evolución geoquímica del agua subterránea y procesos de movilización de elementos traza

1.1. Alteración hidrotermal y meteórica

La alteración hidrotermal ocurre cuando un fluido caliente interactúa con la roca, provocando modificaciones mineralógicas y químicas mediante procesos de disolución, precipitación, intercambio iónico y metasomatismo (Pirajno, 2009). Mientras que la alteración meteórica se desarrolla principalmente por la interacción con agua, oxígeno, CO₂ y otros agentes presentes en condiciones superficiales y subsuperficiales, favoreciendo procesos de hidrólisis, oxidación, disolución y formación de minerales secundarios, particularmente arcillas y óxidos e hidróxidos de Fe y Mn (Drever, 1997).

En rocas volcánicas, la alteración hidrotermal puede producir transformaciones como silicificación, argilización, sericitización, cloritización y oxidación, cuya intensidad depende de factores como la temperatura, composición del fluido, relación agua-roca y condiciones de pH y Eh (Stefánsson y Kleine, 2017).

Estos procesos pueden modificar la mineralogía primaria y generar minerales secundarios con diferentes propiedades de solubilidad, capacidad de intercambio y superficie reactiva (Reed, 1997; Sánchez-Córdova et al., 2020; Fulignati, 2024).

La alteración del vidrio volcánico y de minerales como feldespatos, biotita y anfíboles puede favorecer la liberación progresiva de elementos incorporados en

sus estructuras cristalinas. Al mismo tiempo, la formación de minerales arcillosos, zeolitas y óxidos e hidróxidos de Fe y Al puede generar nuevas superficies capaces de retener determinados elementos mediante adsorción, intercambio iónico o incorporación estructural (Mahaney y Vortisch, 1989; Fulignati, 2024). En sistemas volcánicos de composición félsica, particularmente en riolitas e ignimbritas, estudios recientes han identificado la matriz vítrea, la biotita y la fluorapatita como fases portadoras de F^- , As y U, cuya alteración y meteorización pueden favorecer la transferencia de estos elementos hacia el agua subterránea (Rivera Armendáriz et al., 2024, 2025).

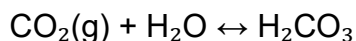
Los procesos de meteorización pueden intensificarse cuando el agua contiene CO_2 y presenta capacidad para promover reacciones de hidrólisis y disolución de silicatos primarios. En ambientes volcánicos, la circulación prolongada del agua a través de materiales alterados puede producir una evolución progresiva de la composición química del agua. Dependiendo de las condiciones fisicoquímicas del sistema y de la mineralogía presente, este proceso puede favorecer tanto la transferencia de elementos desde las fases sólidas hacia la solución como su posterior retención mediante precipitación o adsorción sobre minerales secundarios (Appelo y Postma, 2005). En acuíferos asociados con secuencias riolíticas e ignimbríticas de México, se ha observado que la meteorización, disolución y devitrificación de la matriz vítrea están relacionadas con la movilización de F^- , As y U hacia el agua subterránea (Rivera Armendáriz et al., 2024; Rivera Armendáriz et al., 2025).

En este contexto, la alteración hidrotermal y meteórica no debe considerarse únicamente como un proceso de destrucción o transformación de minerales primarios, sino como un mecanismo de transformación del medio geológico que modifica simultáneamente las fuentes potenciales de elementos, las superficies reactivas y las condiciones de retención o movilización (White y Brantley, 1995; Appelo y Postma, 2005). La identificación de estos procesos permite, por tanto, establecer una relación entre la composición mineralógica de las rocas volcánicas y la presencia de elementos como As, F^- y U en el agua subterránea.

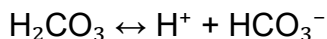
1.2. Procesos de disolución–precipitación

La disolución y la precipitación son procesos fundamentales en la evolución geoquímica del agua subterránea, ya que modifican la composición química de esta durante la infiltración, circulación y almacenamiento en el subsuelo. La interacción entre el agua, los gases del suelo y las fases minerales de la zona no saturada y del acuífero puede favorecer la incorporación de especies químicas a la solución o su remoción mediante la formación de fases minerales secundarias (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

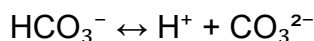
Durante la infiltración del agua meteórica a través del suelo, el agua entra en contacto con el dióxido de carbono (CO_2) producido por la respiración de las raíces, la actividad microbiana y la descomposición de materia orgánica, originando una solución ligeramente ácida capaz de promover la alteración química de los minerales del acuífero (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005). La disolución del CO_2 puede representarse mediante la siguiente reacción:



El ácido carbónico formado es un ácido débil que se disocia parcialmente:



En condiciones de pH más alcalinas puede ocurrir una segunda disociación:



La proporción relativa entre dióxido de carbono disuelto ($\text{CO}_2(\text{aq})$), ácido carbónico (H_2CO_3), bicarbonato (HCO_3^-) y carbonato (CO_3^{2-}), depende principalmente del pH y de las condiciones de equilibrio del sistema carbonato. Este sistema es uno de los principales controles de la alcalinidad y del comportamiento ácido–base de las aguas (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

En rocas de composición silicatada, la hidrólisis de feldespatos es uno de los procesos más importantes de meteorización química ya que puede producir minerales secundarios y liberar especies disueltas como Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , dependiendo de la composición del mineral y de las condiciones del sistema (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005; Langmuir, 1997).

En los sistemas volcánicos, este proceso es de importancia debido a la presencia de minerales silicatados, vidrio volcánico y fases minerales secundarias

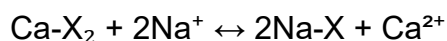
susceptibles de alteración. El contacto prolongado entre el agua y estas fases puede modificar gradualmente la concentración de los principales iones y especies disueltas. En sistemas de flujos asociados con rocas volcánicas félsicas, como riolitas e ignimbritas, la alteración y disolución del vidrio volcánico pueden contribuir a la liberación de elementos hacia la fase acuosa y favorecer la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea (Rivera Armendáriz et al., 2024; Cauch-Kau et al., 2025). Estos procesos también pueden generar nuevas superficies minerales capaces de participar posteriormente en procesos de adsorción, intercambio iónico y movilización o retención de elementos traza.

1.3. Intercambio iónico

El intercambio iónico es un proceso de interacción agua–mineral mediante el cual determinados iones presentes en la solución acuosa pueden intercambiarse con otros iones retenidos sobre las superficies de minerales con capacidad de intercambio. Este proceso modifica la composición química del agua sin requerir la disolución completa de la fase mineral y puede adquirir importancia durante la circulación del agua subterránea a través de minerales arcillosos, zeolitas, hidróxidos y oxihidróxidos de Fe y otros aluminosilicatos secundarios (Appelo y Postma, 2005).

Estos minerales presentan sitios superficiales donde pueden retener cationes (Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+) mediante interacciones electrostáticas. La proporción de estos elementos retenidos dependen de las propiedades de la superficie mineral, la composición de la solución, la concentración de los cationes y las condiciones fisicoquímicas del sistema (Appelo y Postma, 2005).

Un ejemplo es el intercambio entre Ca^{2+} y Na^+ puede representarse de manera simplificada puede representarse mediante la reacción:



Donde:

X = sitios activos de intercambio presentes en los minerales arcillosos.

El intercambio catiónico puede modificar las relaciones entre Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} y K^+ en el agua subterránea. Por ejemplo, cuando el complejo de intercambio se

encuentra relativamente enriquecido en Na^+ , el contacto con una solución que contiene Ca^{2+} puede favorecer la retención de Ca^{2+} y la liberación de Na^+ hacia la fase acuosa. En consecuencia, el agua puede presentar un incremento relativo de Na^+ y una disminución relativa de Ca^{2+} . El proceso inverso también puede ocurrir cuando las condiciones químicas favorecen la retención de Na^+ y la liberación de Ca^{2+} (Appelo y Postma, 2005).

En materiales volcánicos, la alteración de minerales primarios y del vidrio volcánico puede generar fases secundarias, como minerales arcillosos y zeolitas, que presentan superficies capaces de participar en procesos de intercambio catiónico (Altaner y Grim, 1990). Este proceso ha sido documentado en sistemas volcánicos y puede contribuir a la evolución de la composición química del agua durante su interacción con rocas volcánicas y sus productos de alteración (Rivera Armendáriz et al., 2024; Razi et al., 2024; Cauich-Kau et al., 2025).

Por lo tanto, el intercambio iónico constituye un mecanismo mediante el cual la composición catiónica del agua subterránea puede modificarse durante su circulación a través del medio geológico. Su efecto sobre la concentración de los principales cationes depende de las características mineralógicas del medio y de las condiciones químicas de la solución y puede contribuir a la evolución hacia aguas enriquecidas en Na^+ características de algunos sistemas volcánicos (Appelo y Postma, 2005; Rivera Armendáriz et al., 2024).

1.4. Procesos de oxidación–reducción

Las reacciones de oxidación–reducción determinan la forma en que se encuentran los elementos traza en el agua subterránea. Estas reacciones implican el intercambio de electrones entre diferentes especies químicas y están directamente asociadas con el potencial redox (Eh) del sistema (Jacks, 2017; Blake et al., 2022). De esta manera, un cambio en el valor de Eh a lo largo del sistema de flujo puede modificar el estado de oxidación de elementos como el As, U, Fe y Mn, afectando su solubilidad, especiación y su afinidad por la matriz mineral (Langmuir, 1997; Nordstrom, 2002; Wilkin et al., 2018).

El As se encuentra principalmente como As(V) en ambientes oxidantes y como As(III) en ambientes reductores. Este cambio influye en la especiación del As en el agua y su capacidad para reaccionar con los minerales secundarios presentes en el sistema de flujo. El As(V) tiene una mayor afinidad por los óxidos de hierro que el As(III), aunque este comportamiento también está condicionado por el pH y de la mineralogía del medio (Smedley y Kinniburgh, 2002; Dixit y Hering, 2003).

El U presenta una dependencia aún más marcada respecto a las condiciones redox. El U(VI), asociado al ion uranilo, es generalmente más soluble y móvil que el U(IV), el cual puede formar fases sólidas de baja solubilidad bajo condiciones reductoras (Jacks, 2017). En este sentido, la oxidación de U(IV) puede favorecer su incorporación a la fase acuosa, mientras que la reducción de U(VI) puede promover su inmovilización mediante la formación de fases menos solubles (Langmuir, 1997; Filter et al., 2024).

El comportamiento redox del Fe y Mn puede influir de manera indirecta en la movilidad del As. En condiciones reductoras, la disolución de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn puede liberar elementos retenidos en sus superficies (Rajpert et al., 2018). Las variaciones del Eh pueden afectar las reacciones de oxidación–reducción y los procesos de sorción y desorción de elementos traza (Smedley y Kinniburgh, 2002; Appelo y Postma, 2005). El Eh debe interpretarse con el pH, el oxígeno disuelto y la composición mineralógica del sistema de flujo, ya que una misma condición redox puede producir respuestas diferentes dependiendo de las fases minerales presentes y de las especies químicas disponibles (Langmuir, 1997; Appelo y Postma, 2005; Blake et al., 2022).

1.5. Factores de control geoquímico

La composición química del agua subterránea es el resultado de la interacción entre los procesos de disolución–precipitación, intercambio iónico, sorción, complejación y reacciones de oxidación–reducción. La intensidad y dirección de estos procesos están condicionadas por variables fisicoquímicas como el pH, Eh, la temperatura, la presión parcial de CO₂ y la alcalinidad, parámetros que controlan los equilibrios

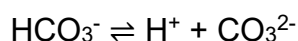
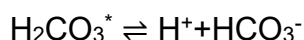
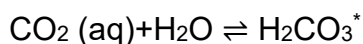
entre las fases acuosa, mineral y gaseosa del sistema hidrogeológico (Appelo y Postma, 2005; Langmuir, 1997).

El pH influye sobre la carga superficial de los minerales, la solubilidad de ciertas fases y la distribución de especies acuosas. En el caso del As, el pH puede modificar la adsorción sobre óxidos de hierro y aluminio; el F^- , puede ser afectado por su adsorción sobre superficies minerales; mientras que para el U(VI), el pH influye en gran medida en la distribución de especies hidroxiladas y carbonatadas (Langmuir, 1997; Smedley y Kinniburgh, 2002; Dixit y Hering, 2003).

El Eh es el responsable de las transformaciones de especies con diferentes estados de oxidación. En particular, las parejas As(III)/As(V) y U(IV)/U(VI) presentan respuestas directamente relacionadas con las condiciones redox. La interpretación del Eh debe de ir complementada por otros parámetros como el oxígeno disuelto, pH, Fe y Mn, debido a que el valor medido constituye una condición global del sistema y no necesariamente representa el potencial de una única reacción (Smedley y Kinniburgh, 2002; Appelo y Postma, 2005).

La temperatura influye en la velocidad de las reacciones químicas, en los equilibrios de solubilidad de los minerales y en los procesos de disolución y precipitación que controlan la composición química del agua subterránea. Las variaciones de temperatura pueden modificar los equilibrios de especiación y complejación de las especies disueltas, así como favorecer cambios en las interacciones entre el agua y los materiales geológicos (Hem, 1985). En sistemas hidrogeológicos con circulación profunda o influencia hidrotermal, el incremento de temperatura puede intensificar determinados procesos de interacción agua-roca, modificar el equilibrio mineral-solución y producir cambios en la concentración y distribución de las especies químicas disueltas. Estos procesos son particularmente importantes en sistemas geotérmicos e hidrotermales, donde la evolución química de los fluidos está estrechamente relacionada con las condiciones de temperatura y las reacciones que ocurren durante la circulación del agua a través de las rocas (Nicholson, 1993).

El elemento clave que controla la química ácido-base del agua subterránea es el CO₂ el cual es responsable de la creación del ácido carbónico. El sistema carbonato se puede representar mediante la secuencia siguiente:



La relación entre CO₂(aq), HCO₃⁻ y CO₃²⁻ depende principalmente del pH y de la presión parcial de CO₂, por lo que el sistema carbonato se vuelve un medio importante para regular la composición química del agua subterránea.

El carbono inorgánico disuelto en el agua puede participar en el proceso de disolución y precipitación mineral y cambiar la especiación de diferentes elementos mediante la formación de complejos acuosos (Stumm y Morgan, 1996; Drever, 1997; Langmuir, 1997; Appelo y Postma, 2005).

La existencia de CO₂ dentro de los sistemas de aguas subterráneas puede aumentar la disolución de minerales propensos al ataque ácido y contribuir a la generación de HCO₃⁻ durante la interacción agua-roca. Estos procesos juegan un papel importante en los sistemas de flujo desarrollados sobre rocas volcánicas, donde la meteorización, disolución de minerales y la matriz vítrea pueden modificar la composición del agua y favorecer la incorporación de elementos traza a la fase acuosa (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

La alcalinidad se refiere a la capacidad del agua para resistir la acidez y está controlada por el sistema carbonato, aunque pueden contribuir otras especies ácido-base. El HCO₃⁻ suele constituir la fracción dominante de la alcalinidad en aguas con pH cercano a la neutralidad y puede incrementarse como consecuencia de la incorporación de CO₂ al sistema, la disolución de minerales carbonatados y la alteración de minerales silicatados durante la interacción agua-roca (Stumm y Morgan, 1996; Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

La alcalinidad es un buen indicador de los cambios hidrogeoquímicos en el agua y de la interacción agua-roca.

El pH, Eh, temperatura, CO₂ y alcalinidad actúan de manera interdependiente y controlan la distribución de las especies químicas entre las fases acuosa y sólida.

La comprensión y determinación de estos parámetros ayuda a identificar los factores más importantes que controlan la movilidad e inmovilización del As, F^- y U en los sistemas de aguas subterráneas asociados con rocas volcánicas.

El pH, Eh, temperatura, alcalinidad y CO_2 forman un sistema interdependiente que controla la estabilidad mineral, la especiación y las reacciones de disolución, precipitación y sorción durante la circulación del agua subterránea (Stumm y Morgan, 1996; Appelo y Postma, 2005). En acuíferos sobre rocas volcánicas félsicas (riolitas e ignimbritas) del centro-norte de México, la meteorización de la matriz vítrea constituye la principal fuente geogénica de F, As y U (Smedley y Kinniburgh, 2002; Ortega-Guerrero, 2009; Rivera-Armendáriz, 2024).

Bajo condiciones oxidantes, el uranio predomina como U(VI). Su especie libre (UO_2^{2+}) reacciona con el sistema carbonato para formar complejos solubles ($UO_2CO_3(aq)$, $UO_2(CO_3)_2^{2-}$, $UO_2(CO_3)_3^{4-}$), incrementando su movilidad a lo largo de las trayectorias de flujo (Langmuir, 1978, 1997; Grenthe et al., 1992). Así, la evolución hacia aguas bicarbonatadas y los tiempos de residencia prolongados determinan la transferencia y transporte de estos elementos en el acuífero (Podgorski y Berg, 2020; Rivera et al., 2024; Cauch-Kau et al., 2025).

1.6. Movilización de As, F^- y U

La movilización de elementos traza desde las fases minerales hacia el agua subterránea depende de las características mineralógicas, del medio geológico y de las condiciones fisicoquímicas de la solución. Entre los elementos de interés en sistemas volcánicos se encuentran el F^- , el As y el U, la presencia en el agua puede estar relacionada con la disolución de minerales primarios y secundarios, la alteración del vidrio volcánico y los procesos de adsorción y desorción que ocurren sobre las superficies minerales.

El F^- es uno de los elementos que su movilidad puede estar relacionada con la composición mineralógica de las rocas volcánicas. En ambientes félsicos, este puede encontrarse asociado a minerales como fluorapatita, fluorita, biotita, anfíboles y vidrio volcánico (Özgür, 2021; Rivera-Armendáriz, 2024).

La liberación de F^- hacia la solución se puede producir mediante procesos de disolución y alteración de las fases portadoras. La importancia de este proceso depende de la mineralogía y de las condiciones fisicoquímicas del sistema (Edmunds y Smedley, 2005).

Entre los minerales capaces de incorporar F^- en su estructura cristalina se encuentra la fluorapatita, mediante la siguiente reacción:



Cuando existe fluorita secundaria, el equilibrio de disolución está representado por:



El equilibrio de disolución de la fluorita está relacionado con la actividad de Ca^{2+} y F^- en la solución. Una disminución de Ca^{2+} puede favorecer la disolución de esta fase y, en determinadas condiciones, se puede incrementar la concentración de F^- disuelto. La reducción de Ca^{2+} puede estar relacionada con procesos como la precipitación de minerales carbonatados o el intercambio catiónico, aunque el efecto depende de las condiciones de equilibrio del sistema (Nordstrom y Jenne, 1977; Banerjee, 2015).

El pH desempeña un papel importante en este proceso debido a su influencia sobre la carga superficial de minerales y óxidos presentes en el medio. La adsorción de F^- sobre óxidos e hidróxidos de hierro y aluminio depende de las características de la superficie mineral, el pH, la concentración de F^- y la presencia de otros aniones en la solución. En condiciones de pH elevado, la disminución de sitios superficiales con carga positiva puede reducir la retención de F^- y favorecer su permanencia en la fase acuosa (Edmunds y Smedley, 2005).

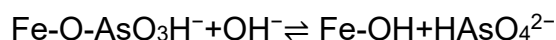
El As puede estar presente en rocas volcánicas, puede encontrarse en minerales sulfurados, óxidos e hidróxidos de hierro, vidrio volcánico y minerales accesorios. En ambientes volcánicos félsicos, suele presentar concentraciones superiores a las observadas en rocas máficas debido a su comportamiento incompatible durante la cristalización magmática, favoreciendo la concentración en los líquidos residuales ricos en sílice (Smedley y Kinniburgh, 2002; Nordstrom, 2002).

Durante la interacción entre agua – roca, la alteración de silicatos y del vidrio volcánico, pueden modificar la superficie mineral y favorecer la liberación de As.

El As puede permanecer en solución o ser retenido mediante procesos de sorción sobre minerales secundarios, particularmente en óxidos e hidróxidos de hierro. Esta retención está condicionada por el estado de oxidación del As, el pH, la mineralogía de la fase sólida y la presencia de especies disueltas (Stollenwerk, 2003; Dixit y Hering, 2003; Gubler y ThomasArrigo, 2021). En general, los óxidos de Fe (III) presentan una elevada capacidad de sorción de As(V). La eficiencia y estabilidad de esta retención dependen de las condiciones geoquímicas del sistema (Dixit y Hering, 2003; Stollenwerk, 2003).

La adsorción y desorción del As pueden estar controladas por el pH, el estado de oxidación y las características de las superficies minerales. En condiciones oxidantes, el As se encuentra principalmente como especies de As(V), mientras que en condiciones reductoras predomina el As(III). Ambas formas presentan profundas diferencias en su comportamiento geoquímico y en su afinidad por las superficies minerales (Nordstrom, 2002; Smedley y Kinniburgh, 2002).

El proceso de liberación del As asociado a óxidos de hierro se libera al agua mediante un intercambio químico de ligandos con el ion hidróxido (OH^-) a pH alcalino puede expresarse como:



Donde:

(Fe-O-AsO₃H⁻) = complejo superficial de arsenato(V) adsorbido sobre un sitio reactivo de un óxido o hidróxido de hierro.

(OH⁻) = ion hidróxido que compite con el arsenato por los sitios superficiales del mineral y participa en el intercambio de ligando.

(Fe-OH) = sitio superficial hidroxilado del óxido o hidróxido de hierro después del intercambio de ligando.

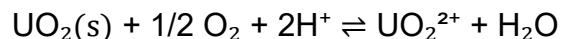
(HAsO₄²⁻) = especie acuosa de As(V), correspondiente al ion hidrogenoarsenato, liberada hacia la solución.

La reacción representa de manera simplificada un proceso de desorción de As(V) mediante intercambio de ligando. La competencia del OH^- por los sitios superficiales puede favorecer la transferencia del arsenato desde la fase sólida hacia la solución conforme aumenta el pH. Este comportamiento es consistente con los resultados

experimentales de Dixit y Hering (2003), quienes observaron una disminución de la sorción de As(V) sobre minerales de óxidos de hierro con el incremento del pH.

El U presenta un comportamiento geoquímico condicionado principalmente por su estado de oxidación y por su capacidad para formar complejos acuosos. En ambientes naturales, los estados de oxidación más relevantes son U(IV) y U(VI). Bajo condiciones reductoras, el U(IV) forma generalmente fases de menor solubilidad, mientras que bajo condiciones oxidantes favorece la presencia de U(VI), que puede encontrarse en forma de especies de uranilo (UO_2^{2+}) y de complejos acuosos con diferentes ligados (Langmuir, 1997)

La oxidación de una fase de U(IV) puede representarse de manera simplificada mediante:



Donde:

$\text{UO}_2(\text{s})$ = dióxido de uranio sólido, que representa una fase de U(IV) de baja solubilidad.

UO_2^{2+} = ion uranilo, especie característica del U(VI) en solución.

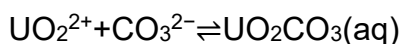
O_2 = oxígeno molecular, que actúa como agente oxidante y favorece la transformación de U(IV) a U(VI)

H^+ = ion hidrógeno, cuya actividad participa en el equilibrio de oxidación.

H_2O = agua formada como producto de la reacción.

Una vez presente en solución, el ion uranilo (UO_2^{2+}) puede formar complejos con diferentes especies químicas disueltas en las aguas naturales, entre ellas carbonatos, bicarbonatos, fosfatos, especies hidroxiladas y materia orgánica disuelta (Langmuir, 1978; Grenthe et al., 1992). Entre estas asociaciones, los complejos de uranilo-carbonato son particularmente importantes debido a su influencia sobre la especiación y movilidad del U(VI) en las aguas subterráneas.

Una de las especies de uranilo-carbonato puede representarse mediante el siguiente equilibrio:



Donde:

UO_2^{2+} = ion uranilo, correspondiente a U(VI) disuelto.

CO_3^{2-} = ion carbonato, que actúa como ligando y se coordina con el ion uranilo.

$\text{UO}_2\text{CO}_3(\text{aq})$ = complejo acuoso de uranilo-carbonato.

La formación de complejos con carbonato puede modificar la especiación del U(VI) y favorecer su transporte en solución. En sistemas naturales con abundancia de carbonato, también pueden formarse complejos más ricos en carbonato, como $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ y $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, cuya proporción relativa depende de las condiciones de pH y de la concentración de carbonato del sistema (Langmuir, 1978; Grenthe et al., 1992).

2. Descripción del área Jaral de Berrios Gto – Villa de Reyes SLP.

2.1. Ubicación y accesibilidad

El área de estudio se encuentra localizada en los límites del Sur del estado de San Luis Potosí y el Norte del estado de Guanajuato, en el centro de México. Geográficamente, se encuentra entre las coordenadas geográficas $21^\circ 25'00''$ N y $21^\circ 57' 00''$ N de latitud, y $101^\circ 51' 00''$ y $101^\circ 18'00''$ O de longitud (Figura 2). El acceso principal al área de estudio desde la ciudad de San Luis Potosí se realiza por la carretera federal No.57, en dirección Sureste. Después de recorrer aproximadamente 27 km, se toma la desviación hacia la carretera estatal No.37, con dirección a Villa de Reyes. Esta vía constituye uno de los principales accesos hacia el sector de estudio y permite la comunicación con las localidades y caminos secundarios que conducen a los diferentes puntos de interés dentro del área.

2.2. Clima e hidrología

En el área de estudio, de acuerdo con CONAGUA (2015) predomina condiciones de clima semiseco templado, y de acuerdo con la clasificación climática de Köppen, modificado por García para las condiciones de México, se reconocen diferentes tipos climáticos, entre los que se encuentran BS1kw, BS1hw, BSokw y BSohw, asociados principalmente con condiciones semisecas y variaciones en el régimen térmico y de humedad (Figura 3).

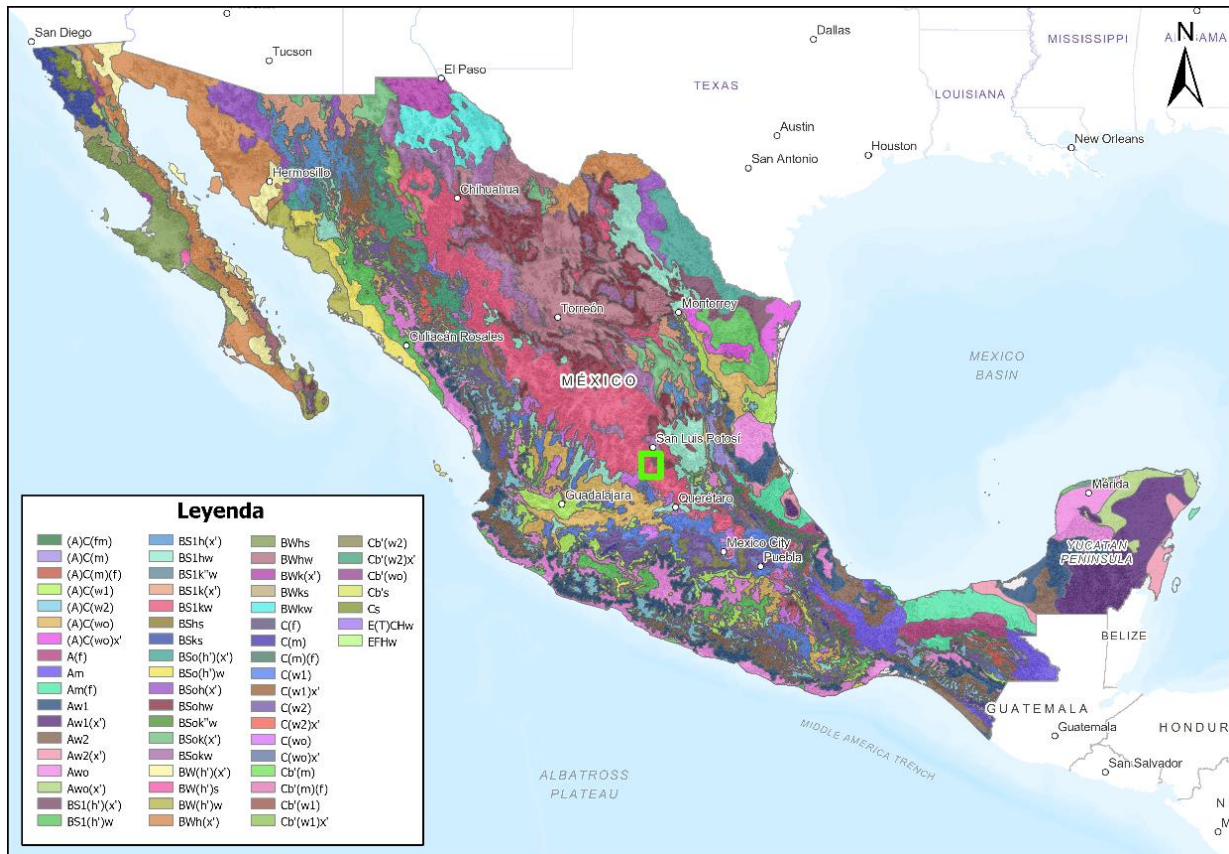


Figura 3. Distribución de los tipos climáticos según la clasificación de Köppen modificada por García en el área de estudio Jaral de Berrios (Gto.)–Villa de Reyes (S.L.P.). Fuente: elaboración propia con base en CONABIO (2001).

Los climogramas de las estaciones meteorológicas Villa de Reyes (24101) y San Antón (11061), elaborados por el Servicio Meteorológico Nacional para el periodo 1991–2020, permiten observar la distribución mensual de la precipitación y la temperatura en la región (Figura 4 a) y b)). En ambas estaciones, las precipitaciones

se presentan durante el verano, en otoño e invierno la precipitación disminuye de manera considerable.

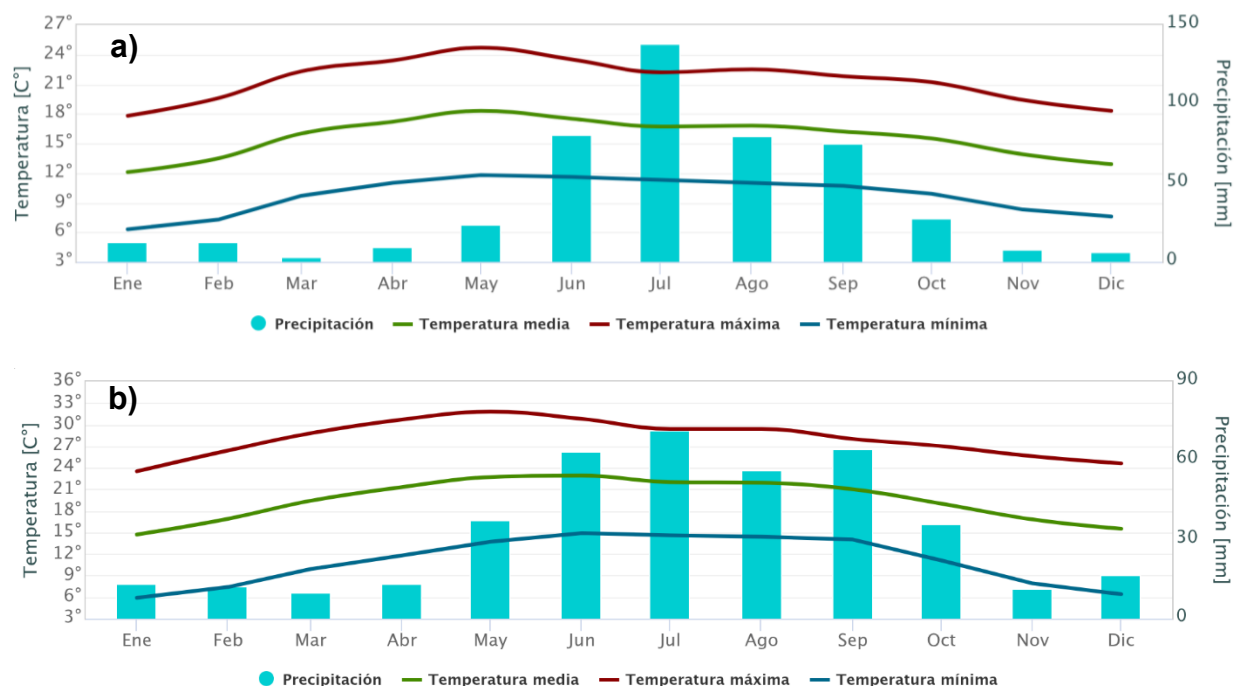


Figura 4. a) Climograma de la estación San Antón, Guanajuato, para el periodo 1991–2020. b) Climograma de la estación Villa de Reyes, San Luis Potosí, para el periodo 1991–2020. Fuente: Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2026).

En la estación San Antón (11061) (Figura 4a) los valores de precipitación corresponden a la precipitación media mensual del periodo 1991–2020. La precipitación se presenta entre junio y septiembre con valores de 80.8 mm y 70.4 mm respectivamente. El máximo de precipitación se registra en el mes de julio con 138.5 mm. En cuanto a la temperatura el valor medio mensual máxima corresponde a mayo con 18.3°C, seguido de una disminución durante los meses posteriores. En la estación de Villa de Reyes (24101) (Figura 4b), la temporada de lluvias comienza en el mes de mayo con una precipitación media mensual de 37.2mm y se extiende hasta el mes de octubre (36.2mm). El máximo de precipitación ocurrió en julio con 71.6mm. En cuanto a la temperatura, el valor medio mensual más alto se presentó en junio con 22.9°C.

Los registros de ambas estaciones muestran un régimen de precipitación marcadamente estacional, con los máximos acumulados durante el verano y una estación seca durante buena parte del otoño, invierno y primavera.

De acuerdo con el estudio técnico de Aguas Nacionales Subterráneas del acuífero Jaral de Berrios – Vila de Reyes (CONAGUA, 2015), hidrológicamente la zona se encuentra dentro de tres regiones hidrológicas: la Región Hidrológica 26, Panuco, Región Hidrológica 12, Lerma-Santiago y la Región Hidrológica 37, El Salado. La mayor parte del área corresponde a la Región Hidrológica 26 Pánuco, que comprende el 93.61 % de la superficie del acuífero, mientras que las regiones 12 y 37 representan el 6.14 % y 0.24 %, respectivamente (CONAGUA, 2015).

Entre las corrientes principales presentes en la zona de estudio se encuentra los ríos Río San Bartolo, ubicado en la porción perteneciente a Guanajuato y el Río Altamira, que posteriormente toma el nombre de Río Santa María en la parte de San Luis Potosí, siendo de régimen intermitentes (CONAGUA, 2015).

En el territorio de San Luis Potosí, el río Altamira fluye hacia Villa de Reyes, donde cambia de rumbo; es en esta zona donde nace el río Santa María, el cual se dirige hacia el sureste hasta salir al área de estudio para convertirse en tributario de la cuenca del Pánuco (CONAGUA, 2024).

2.3. Geología regional

El área de estudio se ubica dentro de la provincia fisiográfica Mesa del Centro, caracterizada por ser una elevada meseta con altitudes promedio cercanas a los 2000 m.s.n.m., principalmente en el sector sur (Nieto-Samaniego et al., 2005). La provincia se divide en dos sectores, sector norte y sector sur, estos están divididos a causa del sistema de fallas San Luis–Tepehuanes (Nieto-Samaniego et al., 2005; Martínez et al., 2020).

En su litología afloran secuencias volcánicas cenozoicas, depósitos continentales y estructuras tectónicas asociadas con procesos extensionales. El marco geológico regional está dominado por rocas volcánicas de composición intermedia a félsica como andesitas, dacitas, traquidacitas, riolitas e ignimbritas, acompañadas por

depósitos de flujo de ceniza y material piroclástico (Aranda-Gomez et al., 2007; Loza-Aguirre et al., 2012).

La principal característica estructural del Graben de Villa de Reyes, es un hundimiento tectónico desarrollada durante el Oligoceno. Este graben presenta una longitud aproximada de 200 km y un ancho de entre 10 y 20 km. La estructura tiene una orientación general NE–SW delimitada por un sistema de fallas normales que generan bloques levantados y deprimidos (Tristán-González, 1986; López-Loera y Tristán-González, 2013; Nieto-Samaniego et al., 2023).

En la parte NO del Graben se encuentran rocas asociadas al Complejo Volcánico Sierra de San Miguelito y en la parte SE se localizan rocas del Campó Volcánico del Río Santa María. La ubicación de estas unidades está relacionada por la actividad de las fallas normales y la estructura en bloques de la región (López-Loera y Tristán-González, 2013).

Las unidades más antiguas en la zona de estudio corresponden a secuencias sedimentarias marinas del Cretácico tardío incluyendo la Formación Caracol. Esta formación está compuesta principalmente por intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas. Estas rocas forman parte del subsuelo para las formaciones volcánicas del Cenozoico (López-Loera y Tristán-González, 2013).

Durante el Oligoceno hubo un evento volcánico de composición félsica principalmente, representado por domos riolíticos, flujos de lava, ignimbritas y diversos depósitos piroclásticos. (López-Loera y Tristán-González, 2013; Rodríguez-Ríos et al., 2013).

Con este vulcanismo se desarrolló una actividad tectónica extensional, asociada a sistemas de fallas normales que favorecieron la formación y evolución del Graben de Villa de Reyes. La principal etapa de actividad del graben ocurrió entre aproximadamente 33 y 28 Ma, coincidiendo con una intensa actividad volcánica durante el Oligoceno (Nieto-Samaniego et al., 2023).

La depresión tectónica producida por el sistema de fallas fue rellenada por una sucesión de depósitos volcánicos y clásticos, cuya edad va desde el Oligoceno temprano hasta el Cuaternario. Entre estos materiales se encuentran depósitos piroclásticos, epiclásticos y aluviales, que forman parte de desarrollo de la

configuración geológica y sedimentaria actual de la región de Villa de Reyes (López-Loera y Tristán-González, 2013; Aranda-Gómez et al., 2007).

2.4. Estratigrafía

El marco geológico y estratigráfico del área Jaral de Berrios Gto –Villa de Reyes S.L.P. se desarrolló a partir de la información de Labarthe-Hernández et al. (1982) en el Folleto Técnico No. 85, correspondiente a la Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí.

El área de estudio se localiza en la transición entre la Plataforma Valles–San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México. La secuencia estratigráfica (Figura 5) comprende un basamento marino del Cretácico cubierto discordantemente por unidades continentales clásticas y una potente secuencia volcánica de edad Oligoceno. A escala regional, esta secuencia volcánica alcanza espesores superiores a 1,000 m. La sucesión estratigráfica culmina con depósitos continentales y unidades volcánicas del Neógeno-Cuaternario (Labarthe-Hernández et al., 1982)

La distribución espacial de las unidades geológicas y las principales estructuras tectónicas del área de estudio se presentan en el mapa geológico-estructural (Figura 6), en el cual se destacan las nueve unidades de interés consideradas en este trabajo.

Cretácico

Las unidades marinas del Cretácico que forman el basamento regional están formadas por una sucesión de rocas sedimentarias marinas deformado por la Orogenia Laramide. Entre estas unidades se encuentra la Anhidrita Guaxcamá y la Formación La Peña (Aptiano) representado por evaporitas de plataforma y calizas de cuenca epibatial (Carrillo-Bravo, 1971; SGM, 2017).

La Formación Cuesta del Cura (Albiano–Cenomaniano) corresponde a calizas microcristalinas en estratos delgados, con estratificación ondulante y bandas nodulares de pedernal negro (Labarthe-Hernández et al., 1982).

La Formación Doctor (Albiano–Cenomaniano) constituida por calizas de plataforma arrecifal y bioestromas de rudistas (Labarthe-Hernández et al., 1982).

La Formaciones Indidura y Soyatal (Turoniano) caracterizada por una alternancia de calizas arcillosas, limolitas carbonosas y lutitas físis verdosas. Finalmente, la Formación Caracol y la Formación Cárdenas (Coniaciano–Maestrichtiano) corresponde a una secuencia de tipo flysch, compuestas por lutitas y areniscas de grano fino (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Terciario

Formación Cenicera (Tc)

La Formación aflora principalmente en el Arroyo de La Cenicera, considerado su localidad tipo, así como en el Cerro Chiquihuitillo y en las inmediaciones de San Nicolás Tolentino.

Está compuesta por conglomerados polimícticos, brechas continentales, limolitas y areniscas. Estos depósitos se acumularon en cuencas y sus clastos proceden de las unidades cretácicas, en particular de las Formaciones Caracol e Indidura. Los espesores de la secuencia son variables, con valores que van de 20 a 160 m. La unidad descansa discordantemente sobre el Mesozoico deformado y está cubierta discordantemente por unidades volcánicas del Eoceno y Oligoceno (Labarthe-Hernández et al., 1982)

Andesita Casita Blanca (Tcb)

La Andesita Casita Blanca tiene una edad de 44.1 ± 2.2 Ma la cual fue determinada por el método K/Ar. LA unidad es una andesita basáltica de color gris oscuro a verdoso, con textura que varía de porfirítica a pilotaxítica. Presenta fenocristales de plagioclasa, biotita y estructuras brechadas e intensas vetillas de calcita. En la parte superior de esta formación, se presentan vesículas de calcedonia. El espesor de esta unidad varía aproximadamente de 64 y 120 m (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Dacita Jacavaquero (Tj)

Esta Formación está compuesta por domos y coladas de lava riodacítica, ricas en K, presenta una textura porfirítica con minerales de plagioclasa, biotita y hornblenda. El espesor de la unidad alcanza aproximadamente 167 m en el Cerro La Cinta,

considerado su localidad tipo. La formación sobreyace a la Formación Caracol, Cenicera y Andesita Casita Blanca y subyace a la Latita Portezuelo (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Ignimbrita Santa María (Tis)

La Formación Tis está constituida por una toba de flujo de cenizas de composición félsica, principalmente riolítica, de carácter soldado y coloración gris rosácea. Presenta fenocristales de cuarzo y sanidino y cavidades alargadas producto de la pómez colapsada, con una textura de tipo eutaxítica. El espesor es variable en esta formación las cuales van desde 30 a 130 m. La unidad sobreyace discordantemente a la Formación Cenicera y a la Andesita Casita Blanca. Subyace a la Traquita Ojo Caliente (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Riolita Quelital (Trq)

La Riolita Quelital es una ignimbrita de color rojizo, con textura microcristalina, porfirítica y eutaxítica. Presenta abundantes fragmentos de pómez colapsada, que tienden a deformarse y envolver los fenocristales. En la base presenta columnas prismáticas, mientras que hacia la cima predominan las juntas horizontales. Su espesor alcanza aproximadamente 93 m en la sección tipo del Cerro Alto. La formación sobreyace de manera discordantemente a la Formación Caracol y subyace a la Riolita San Miguelito (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Traquita Ojo Caliente (Toc)

La Formación Toc está formada por un derrame de lava de color gris claro a café grisáceo, con textura holocristalina, inequigranular y microporfirítica. La unidad tiene zonas brechadas y pliegues de flujo, mientras que en la base presenta un vitrófido de color negro de 1 a 3 m de espesor. Aflora principalmente hacia el SE, en las serranías del graben de Villa de Reyes. Su espesor alcanza 180 m en el Cerro de Pelillo y hasta 198 m en un pozo exploratorio ubicado al noroeste de Ojo Caliente. La unidad se encuentra sobreyaciendo a la Ignimbrita Santa María y subyace a la Latita Portezuelo (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Latita Portezuelo (Tip)

La unidad Tip está conformada por un derrame de lava de color café grisáceo, con textura holocristalina, inequigranular y porfirítica. Presenta una matriz afanítica, la

roca desarrolla una alteración superficial de aspecto arenoso, con coloración gris clara y manchas amarillentas asociadas con oxidación. El espesor de la Tlp en la localidad tipo la cual se encuentra localizada en el km 21 de la carretera rumbo a Charcas presenta un espesor de 150 m. La Formación Tlp sobreyace a la Formación Cenicera, Andesita Casita Blanca, Dacita Jacavaquero, Ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente, y subyace a las unidades de Ignimbrita Ahualulco, Riolita San Miguelito y Riolita Panalillo (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Riolita San Miguelito (Tsm)

La Formación Tsm se compone por un derrame de lava, con textura holocristalina a microcristalina porfirítica y matriz afanítica. Presenta esferolitas, textura fluidal y pliegues de flujo, así como estructura columnar y cavidades. Su espesor alcanza los 127 m en la localidad tipo, ubicada en la barranca del Cerro Alto, al norte de Calderón. La formación Sobreyace a la Latita Portezuelo y Riolita Quelital, y discordantemente a las Formaciones Cenicera y Caracol, y subyace a la Ignimbrita Cantera, Riolita Panalillo y Basalto Cabras (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Ignimbrita Cantera (Tic)

La Formación Tic está formado por una sucesión de ignimbritas de composición riolítica, que comprende varios miembros caracterizados por diferentes grados de soldamiento y contenido de fenocristales. Presenta niveles de vitrófido, flujos de cenizas e ignimbritas de coloración rosácea a café, con fenocristales principalmente de sanidino, cuarzo y biotita, fragmentos de pómez y líticos. El espesor de la unidad alcanza los 59 m en la localidad tipo del Cerro Alto. Esta se encuentra sobreyaciendo a la Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito y Andesita Calderón, y subyace a la Riolita Zapote y Riolita Panalillo (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Andesita Calderón (Tca)

La formación está compuesta de una roca de color gris verdoso, con textura holocristalina, inequigranular y porfirítica, con matriz afanítica. La matriz está formada por plagioclasas orientadas al azar y granos de magnetita parcialmente alterados a hematita. El espesor máximo alcanza aproximadamente 59 m. La unidad sobreyace a la Riolita San Miguelito y subyace a la Ignimbrita Cantera (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Riolita El Zapote (Tz)

La Formación Tz está integrada por un flujo de lava de color gris claro, con textura porfirítica y fluidal. La roca presenta una textura merocristalina hacia la base y holocristalina hacia la parte media y superior. El espesor total de la unidad alcanza los 382 m en la localidad tipo. Estratigráficamente, sobreyace a la Ignimbrita Cantera y subyace a la Riolita Panalillo (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Ignimbrita Ahualulco (Tia)

Esta Formación se compone de una sucesión de ignimbritas dividida en tres miembros. El miembro inferior (Tia1) representada por una ignimbrita de color gris rosáceo a gris rojizo, con textura merocristalina a holocristalina porfirítica y matriz afanítica. Se encuentra bien soldada y localmente presenta estructura columnar y cavidades con depósitos de fase de vapor. El miembro medio (Tia2) se encuentra formada por un vitrófido verdoso sin soldar con abundante pómez tubular sin colapsar y fragmentos líticos de la Formación Caracol. El miembro superior (Tia3) comprende un vitrófido negro, localmente brechoso, seguido por una ignimbrita bien soldada de color café grisáceo a gris rojizo, con abundantes fenocristales de cuarzo, plagioclasa y sanidino, además de textura porfirítica y eutaxítica. En la localidad tipo de Cerrito de Rojas, la unidad alcanza un espesor cercano a los 116 m. La unidad sobreyace a las Formaciones Indidura, Caracol y Cenicera, así como a la Andesita Casita Blanca y Latita Portezuelo, generalmente con un vitrófido en la base (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Riolita Panalillo

Esta unidad se divide en dos miembros. La Riolita Panalillo inferior (Tap) representada por una toba depositada por aire, de color crema a ligeramente rojizo, bien estratificada y gradada, con capas de 5 a 30 cm y tamaños de grano que varían de muy fino a arenoso y conglomerático. Localmente presenta estratificación cruzada, rizaduras y horizontes de andesita.

El miembro Riolita Panalillo superior (Trp) está constituido por ignimbritas de color café rojizo, café claro, rosa claro a gris rojizo, con textura merocristalina, porfirítica y eutaxítica. Presenta pómez bien colapsada, vitrófidos, estructurad columnares y juntas horizontales, en la base se desarrolla una riolita esferolítica de 2 a 40 mm. El

espesor del miembro superior varía entre 12 y 38 m, mientras que el miembro inferior puede alcanzar hasta 126 m en pozos de San Luis Potosí y 190 m en el Valle de Ahualulco. La unidad presenta una distribución amplia y discontinua en el área, con mayor presencia en fosas tectónicas y zonas elevadas donde forma mesetas. La riolita Panalillo, sobreyace discordantemente a las Formaciones Indidura, Caracol y Cenicera, así como a la Latita Portezuelo, Riolita San Miguelito, Ignimbritas Cantera y Zapata, y subyace al Basalto Cabras (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Traquita Los Castillos (Tlc)

Esta unidad está formada por un derrame de lava de color café a gris oscuro, con textura microcristalina, inequigranular y porfirítica. Su distribución se restringe a la parte SO, entre los llanos de San Pedro de Almoloyan y el Valle de Villa de Arriaga, en las inmediaciones de la ranchería Los Castillo, donde forma un afloramiento de 6 km². La Formación sobreyace al miembro de la Ignimbrita Cantera y al miembro superior de la Riolita Panalillo, ambos con vitrófidos en la base del contacto. La unidad no se encuentra cubierta por rocas más jóvenes y, por su posición estratigráfica, se asigna al Oligoceno Superior (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Basalto Cabras (Tbc)

Se encuentra conformada por una roca basáltica de color negro, con textura holocristalina, inequigranular, microporfirítica y pilotaxítica. Presenta microfenocristales de andesina cálcica y olivino parcialmente alterado. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y posiblemente piroxeno. La unidad aflora en la esquina SO de la fosa de Bledos, y también se reconoce en la margen NE del graben de Villa de Reyes. Su espesor es de 25 m en el área de Cabras. La formación sobreyace a la Riolita Panalillo, Latita Portezuelo y Traquita Ojo Caliente (Labarthe-Hernández et al., 1982).

Cuaternario

El Cuaternario representa la etapa final del relleno continental de las fosas tectónicas y la última manifestación de vulcanismo monogenético alcalino.

Estos depósitos están constituidos principalmente por gravas, arenas, limos, arcillas y conglomerados poco consolidados, acumulados en los valles y fosas tectónicas

de la región. Así mismo, se registraron manifestaciones de vulcanismo monogenético de composición basáltica alcalina, representadas por conos de escoria, coladas de lava y depósitos piroclásticos (Labarthe-Hernández et al., 1982).

SIMBOLOGÍA

CUATERNARIO

- Qr Aluvión
- Qel Conglomerado Polimictico

TERCIARIO

- Cqbs Conglomerado Polimictico Sup
- Tbs Basalto Cabras
- Tqgl Conglomerado Polimictico Inf
- Trp Riolita Panaillo
- Tap Ignimbrita Panaillo
- Trz Riolita El Zapote
- Tic Ignimbrita Cantera
- Tsm Riolita San Miguelito
- Lp Lalita Portezuelo
- And Andesita
- Tuc Traquita Ojo Caliente
- Tn Ignimbrita Santa María
- Tob Andesita Casita Blanca
- Tcg Formación Cenicera

CRETÁCICO

- Kes Formación Caracol
- Kss Formación Soyatal
- Ksl Formación Indicula
- Kcc Formación Cuesta del Cura
- Klp Formación La Peña

ROCAS INTRUSIVAS

- IR Intrusivo Rodrigo

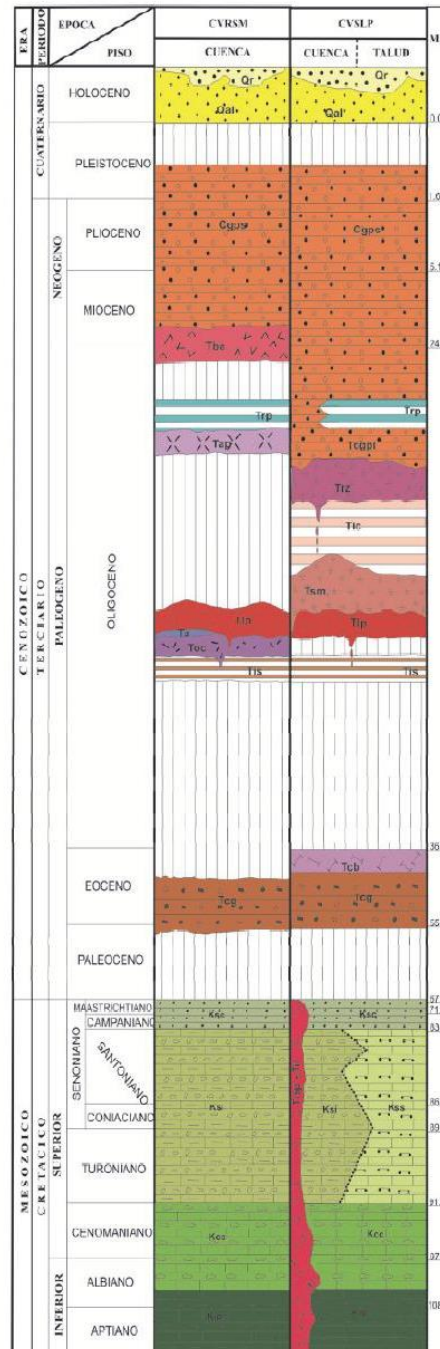


Figura 5. Columna estratigráfica regional del área Jaral de Berrios-Villa de Reyes, modificada de Labarthe-Hernández et al. (1982).

2.5. Hidrogeología

De acuerdo con CONAGUA (2015), el acuífero Jaral de Berrios Gto –Villa de Reyes S.L.P., se considera como un sistema libre y heterogéneo, ya que existe un medio poroso y un medio fracturado. La heterogeneidad del sistema se debe a la diferencia de materiales granulares, volcaniclásticos, lacustres y volcánicas, las cuales tienen propiedades hidráulicas variables y pueden cambiar tanto lateral como verticalmente

El medio poroso está compuesto por depósitos granulares que rellenan las depresiones tectónicas. Estos materiales están compuestos por gravas, arenas, limos y arcillas, con diferentes grados de compactación y distribución. Los materiales de grano más grande pueden presentar una mejor capacidad para el almacenamiento y transmisión del agua, mientras que los granos más finos pueden comportarse como unidades de menor permeabilidad (Ramos-Leal et al., 2007).

El medio fracturado está asociado con las unidades volcánicas. Las fallas y fracturas de la región pueden actuar como vías para la circulación del agua subterránea. De esta manera el Graben de Villa de Reyes no solamente controla la distribución de los depósitos sedimentarios, sino también la geometría y conectividad de los diferentes medios hidrogeológicos (López-Loera y Tristán-González, 2013; Ramos-Leal et al., 2007).

La recarga se produce a partir de la infiltración de la precipitación, la cual está condicionada por las características climáticas, topográficas, litológicas y estructurales. De acuerdo con el balance hídrico oficial (CONAGUA, 2024), la recarga total media anual se estima en 132.1 hm³/año mientras que el volumen de extracción mediante obras de alumbramiento asciende a 135.08 hm³/año. Al considerar la descarga natural comprometida, la disponibilidad media anual resulta en un déficit de -4.28 hm³/año lo que evidencia una condición de sobreexplotación y una marcada presión antrópica sobre el recurso hídrico subterráneo.

3. Metodología para la evaluación geoquímica de agua subterránea y rocas volcánicas

3.1. Muestreo y preparación de roca

3.1.1. Muestreo de rocas en superficie

El muestreo de roca se realizó con el objetivo de obtener material representativo de las unidades volcánicas aflorantes en el área de estudio y evaluar su composición geoquímica, así como la posible relación entre la litología, el grado de alteración y la presencia de elementos de interés.

Para identificar el tipo de rocas presentes en la zona, se realizaron varias etapas, en la primera se realizó la revisión bibliográfica de la cartografía geológica, literatura especializada y estudios previos desarrollados en la zona. Esta información permitió identificar las principales unidades geológicas aflorantes y seleccionar las formaciones volcánicas de interés.

En la segunda etapa se realizaron recorridos de campo para verificar la distribución y accesibilidad de las unidades identificadas. El muestreo se efectuó en afloramientos rocosos y cortes geológicos expuestos en superficie (Figura 7a). La selección de las muestras se realizó procurando obtener material representativo de cada formación y considerando diferentes grados de alteración.

En total se recolectaron 27 muestras de roca volcánica correspondientes a nueve unidades geológicas, con tres muestras por unidad. Para cada unidad se seleccionaron tres condiciones de alteración, clasificadas como sana, intermedia y alterada. La selección de estos tres estados se realizó mediante observaciones macroscópicas y mineralógicas en campo, considerando la conservación de los minerales primarios, el grado de modificación de la matriz, los cambios de color y textura y la presencia de minerales secundarios asociados con procesos de alteración.

En cada sitio se llevó a cabo una descripción geológica macroscópica de la muestra, registrándose características como el tipo de roca, color, textura, mineralogía observable y grado de alteración. Asimismo, se registraron las coordenadas de cada

punto mediante un GPS portátil en coordenadas UTM y se realizó un registro fotográfico tanto del afloramiento como de las muestras recolectadas (Figura 7b). Para la extracción de la muestra se utilizó un mazo, pica geológica y cincel con los cuales se obtuvieron fragmentos representativos del material de interés (Figura 7c). Se recolectó aproximadamente 4 kg de material por muestra, cantidad correspondiente al peso aproximado del material obtenido en campo. El material recolectado se utilizó para las diferentes etapas de preparación y análisis contempladas en el estudio, incluyendo la caracterización geoquímica de roca total y, en las muestras seleccionadas, la extracción secuencial. Asimismo, se conservó material de las muestras para posibles análisis mineralógicos posteriores

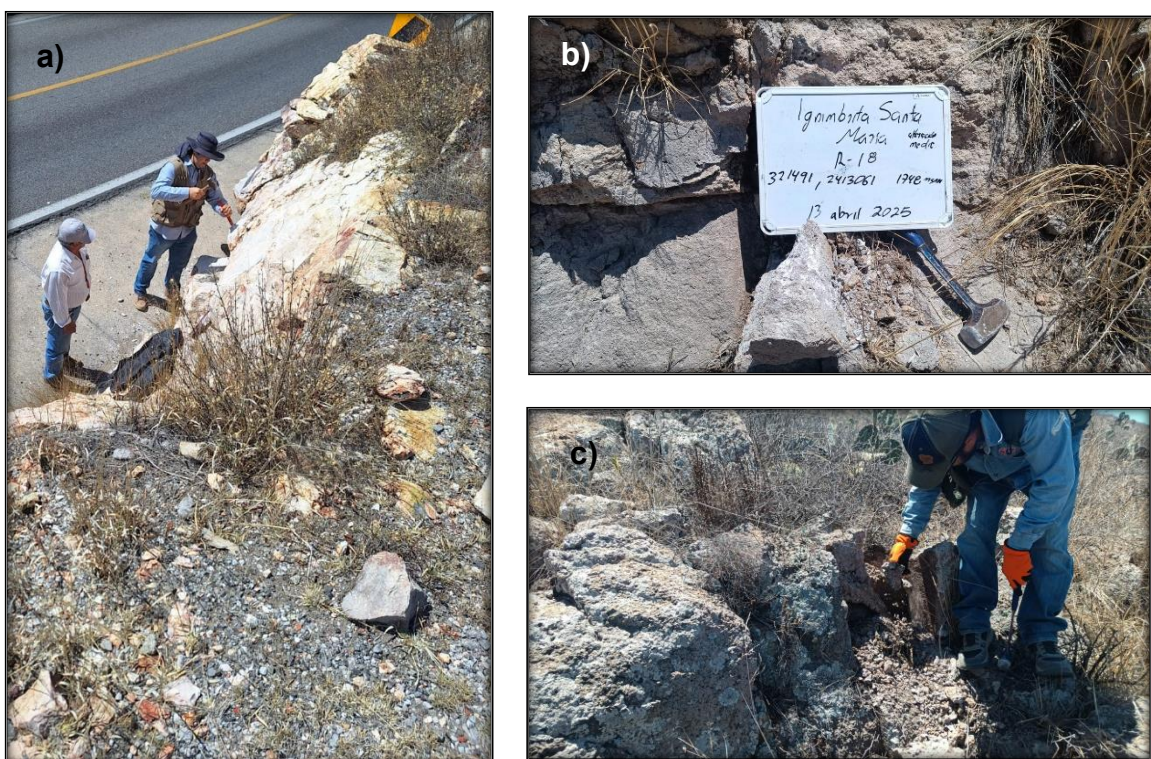


Figura 7. Procedimiento de muestreo de rocas en campo: a) extracción de la muestra en afloramiento rocoso; b) registro de coordenadas, tipo de roca y grado de alteración; y c) obtención de fragmentos representativos

Posteriormente, cada una de las muestras fueron colocadas en una bolsa de plástico de alta resistencia, etiqueta con un código único, formación geológica, grado de alteración y coordenada UTM. Finalmente, las muestras fueron

transportadas y resguardadas en un área seca y ventilada, hasta el momento de la preparación de los análisis correspondientes.

El diseño de muestreo permitió representar las nueve unidades volcánicas consideradas en el estudio y, dentro de cada una, comparar tres condiciones de alteración. Esta distribución proporcionó una base para evaluar las variaciones en la concentración de los elementos de interés y su posible relación con los procesos de alteración de las rocas volcánicas.

3.1.2. Preparación de la muestra de roca

Una vez recolectadas, las muestras de roca fueron preparadas para los análisis geoquímicos, con el objetivo de obtener una muestra homogénea y representativa que permitiera realizar los análisis de manera precisa y confiable.

Cada muestra fue inicialmente reducida manualmente utilizando un martillo geológico hasta obtener fragmentos de tamaño uniforme. Posteriormente, estos fragmentos se trituraron en una trituradora de mandíbula (Figura 8 a), previamente limpiada con acetona y aire comprimido (Figura 8 b) con la finalidad de evitar cualquier tipo de contaminación cruzada. La trituración se realizó hasta obtener un polvo fino, el cual fue tamizado con una malla número 200 (75 μ m) (Figura 8 c).

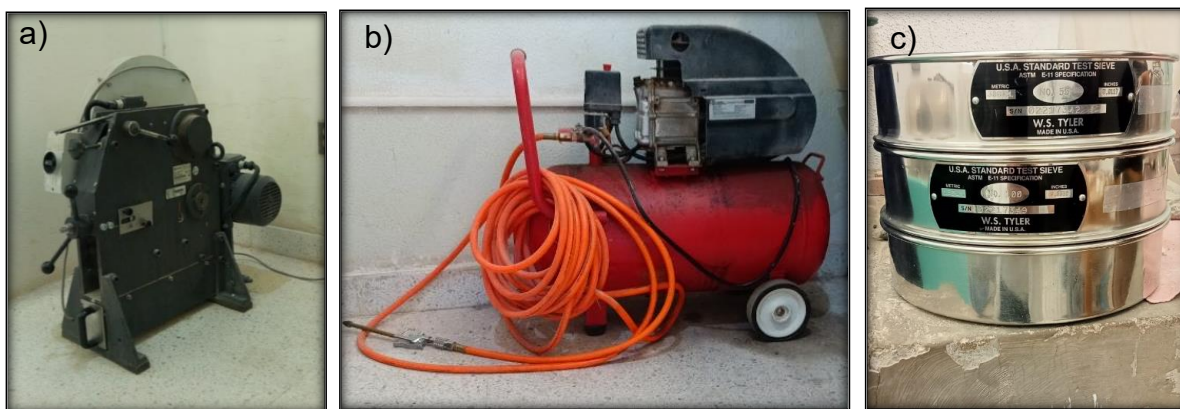


Figura 8. Equipo utilizado en la preparación de muestra de roca. a) Trituradora de mandíbula, b) Compresor de aire, c). Tamices metálicos (malla No.200).

Entre cada muestra, el material y los equipos fueron limpiados cuidadosamente para prevenir contaminación. El material pulverizado obtenido fue almacenado en recipientes sellados y etiquetados con la clave de identificación correspondiente,

permaneciendo resguardado hasta la realización de los análisis geoquímicos y mineralógicos.

3.2. Análisis geoquímico de roca

3.2.1. Análisis de Roca Total

Las determinaciones analíticas de caracterización composicional en muestras de roca y sedimentos se llevaron a cabo en los laboratorios comerciales de Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), bajo el cumplimiento del sistema de gestión de calidad acreditado por las normas ISO/IEC 17025:2017 e ISO 9001:2015. Los óxidos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Cr_2O_3 , V_2O_5 , NiO , CuO , Co_3O_4) y la pérdida por calcinación (LOI) se midieron mediante fusión con borato de litio ($\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) y espectrometría de fluorescencia de rayos X (XRF, Código 4C). Los elementos trazas se determinaron mediante análisis por activación neutrónica instrumental (INAA, Código 4F-F/4B) y espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, Código UT2-M / 4B2). La cuantificación del flúor total se realizó por fusión alcalina con hidróxido de potasio e ion selectivo (KOH, Código 4F-F).

3.2.2. Extracción secuencial selectiva

La extracción secuencial selectiva es una técnica que se utiliza para poder determinar la distribución de los elementos en diferentes fracciones geoquímico-mineralógicas presentes en las muestras de roca. La selección de las fracciones de extracción se fundamentó en procedimientos previamente establecidos para evaluar la asociación de elementos con diferentes fases geoquímicas. El esquema empleado incorporó criterios de Tessier et al. (1979) para la extracción de fracciones asociadas con carbonatos, así como procedimientos específicos para As descritos por Wenzel et al. (2001). La identificación de fracciones asociadas con oxihidróxidos amorfos y óxidos de Fe cristalinos se basó en los procedimientos de Zeien y Brümmer (1989) y Banning et al. (2017). La extracción de la fracción asociada con apatita se fundamentó en Banning y Rude (2015) y Nezat et al. (2007), mientras que la fracción asociada con sílice amorfa se basó en los procedimientos descritos por

Georgidis et al. (2015) y Park et al. (2020). La fracción soluble se evaluó de acuerdo con el procedimiento establecido en la NOM-147-SEMARNAT-SSA1-2004.

El procedimiento permitió evaluar la asociación de los elementos con diferentes fases geoquímicas y estimar su potencial de disponibilidad bajo las condiciones específicas de extracción. Se consideraron las fracciones solubles, intercambiables y carbonatadas, así como aquellas asociadas con oxihidróxidos, y fases minerales de mayor estabilidad, incluyendo óxidos de hierro cristalinos, apatita y sílice amorfa. La distribución de los elementos entre estas fracciones se utilizó para caracterizar su asociación geoquímica en las muestras de roca, sin considerar directamente la extractabilidad obtenida como evidencia de movilidad ambiental.

Previamente al procedimiento, las muestras de roca fueron homogenizadas y tamizadas. Para las primeras seis etapas se pesaron 1.6 g de cada muestra y se colocaron en tubos Falcon de 50 mL previamente identificados. Cada etapa se realizó de manera secuencial, utilizando el residuo sólido obtenido de la extracción anterior para la aplicación del siguiente extractante. De esta manera, la extracción permitió determinar la cantidad de cada elemento potencialmente disponible bajo las condiciones químicas específicas de cada etapa y comparar su distribución entre las diferentes fracciones geoquímicas.

La primera etapa correspondió a la extracción de la fracción soluble. Posteriormente, el residuo fue sometido sucesivamente a procedimientos dirigidos a evaluar la fracción intercambiable mediante intercambio arsenato–fosfato, la fracción asociada con carbonatos, la fracción ligada a oxihidróxidos amorfos de hierro y manganeso, la fracción asociada con óxidos de hierro cristalinos y la fracción ligada a apatita.

Para la séptima etapa se emplearon 0.5 g del material residual procedente de las etapas anteriores, con el propósito de evaluar la fracción asociada con sílice amorfa. Las condiciones específicas de volumen, concentración de los extractantes, relación solución/sólido, tiempo, temperatura y agitación utilizadas en cada una de las etapas se presentan en la Tabla 1.

Al finalizar cada etapa de extracción, las soluciones obtenidas fueron separadas del residuo sólido y una alícuota de cada extracto fue dividida en dos fracciones. Una

de ellas se destinó a la determinación de fluoruro mediante un electrodo ion-selectivo HANNA HI4110, mientras que la segunda fue acidificada con HNO_3 y almacenada para la determinación de los elementos correspondientes mediante ICP-MS.

Como parte del control de calidad analítico, se incluyeron blancos y muestras por duplicados. Los blancos permitieron evaluar posibles interferencias o aportes de los reactivos y del procedimiento de la extracción, mientras que los duplicados permitieron evaluar la precisión y la reproducibilidad de los resultados.

La fracción residual no correspondió a una etapa adicional de extracción, sino que fue calculada por diferencia entre la concentración total de cada elemento (F^- , As o U) determinada en la muestra y la suma de las concentraciones obtenidas en las siete etapas de extracción.

Tabla 1 Resumen de las fracciones geoquímicas, soluciones extractantes y condiciones experimentales empleadas en la extracción secuencial selectiva de las muestras de roca.

Fracción	Fracción objetivo	Extractante	Relación solución/sólido	Procedimiento	Referencia
1	Fracción soluble	Agua desionizada saturada con CO_2	20:01	32 mL de extractante, pH 5.5, 18 h de agitación a 29 rpm y 20 °C	NOM-147-SEMARNAT-SSA1-2004
2	Fracción intercambiable mediante intercambio arsenato–fosfato	$(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$ 0.05 M	25:01:00	40 mL de extractante, 16 h de agitación a 250 rpm y 20 °C	Wenzel et al., (2001)
3	Fracción ligada a carbonatos	$\text{NH}_4\text{CH}_3\text{COO}$ 1 M en 25 % de CH_3COOH	25:01:00	40 mL de extractante, 5 h de agitación a 250 rpm y 20 °C	Tessier et al., (1979) Banning et al., (2017)
4	Fracción ligada a oxihidróxidos amorfos de Fe y Mn	$\text{NH}_2\text{OH}\cdot\text{HCl}$ 0.04 M en 25 % de CH_3COOH	25:01:00	40 mL de extractante, 5 h de agitación a 250 rpm y 20 °C	Zeien y Brummer (1989) Banning et al., (2017)
5	Fracción ligada a óxidos de Fe cristalinos	$\text{C}_6\text{H}_8\text{O}_6$ 0.1 M + $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$ 0.2 M	25:01:00	40 mL de extractante, calentamiento en baño María durante 30 min a 96 °C	Zeien y Brummer (1989)
6	Fracción ligada a apatita	HNO_3 1 M	20:01	32 mL de extractante, 16	Banning y Rude (2015)

				h de agitación a 250 rpm y 20 °C 200 mL de extractante por 0.5 g de residuo, 24 h de agitación a 90 rpm Calculada por diferencia:	Nezat et al., 2007 Park et al., (2020) y Georgidis et al., (2015)
7	Fracción asociada con sílice amorfa	NaOH 0.2 M	400:1		
8	Residual				
					$C_{Total} - \sum^7 = 17C_{Fi}$

3.3. Muestreo y análisis de agua subterránea

4.3.1. Muestreo de agua

La selección de los puntos de muestreo se realizó a partir de una revisión de datos disponibles en el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) y trabajos previos realizados en la zona Pérez-Martínez et al., (2021) y Cauich-Kau (2021). La integración de esta información permitió construir una base de datos robusta para identificar los pozos más adecuados y representativos del área de estudio.

Una vez seleccionados los sitios, se realizaron visitas de campo con la finalidad de verificar la accesibilidad, la obtención de permisos y las condiciones operativas de los pozos, asegurando que las condiciones para el muestreo sean idóneas.

Las muestras de agua fueron recolectadas preferentemente en pozos que contaban con varias horas de operación continua, con el objetivo de asegurar que el agua provenga directamente del sistema de flujo y no del almacenamiento en las tuberías. En los lugares donde el pozo estaba inactivo, se realizó una purga previa al muestreo con el objetivo de desplazar el agua almacenada en las tuberías y favorecer la obtención de agua representativa del sistema de flujo del pozo.

Durante la purga se registraron de manera consecutiva los valores de pH, conductividad eléctrica (CE), oxígeno disuelto (OD), temperatura (T) y potencial de oxidación-reducción (ORP). Las lecturas sucesivas se utilizaron para identificar la estabilización de las condiciones fisicoquímicas del agua antes de la toma de la muestra. El criterio de estabilización se estableció considerando que las variaciones entre lecturas consecutivas fueran pequeñas y que los valores permanecieran

dentro de un intervalo estable durante mediciones sucesivas. Para el pH y la CE se consideró la constancia de los valores entre lecturas consecutivas; para el OD y el ORP, se consideró además la ausencia de cambios sistemáticos y la tendencia hacia valores constantes; mientras que la temperatura se utilizó como parámetro complementario para verificar la estabilidad de las condiciones del agua.

Una vez alcanzada la estabilización de los parámetros, se procedió a la toma de las muestras destinadas a los análisis fisicoquímicos y químicos. Este procedimiento permitió reducir la influencia del agua estancada en las tuberías y obtener muestras representativas de las condiciones hidrogeoquímicas del sistema. La estabilización del ORP fue particularmente relevante debido a que este parámetro se utilizó posteriormente, junto con el pH y otras variables hidrogeoquímicas, para interpretar las condiciones de oxidación-reducción relacionadas con la presencia y comportamiento de As y U en el agua subterránea.

Durante el muestreo se efectuaron mediciones *in situ* de los siguientes parámetros fisicoquímicos:

- pH
- Conductividad Eléctrica (CE)
- Oxígeno Disuelto (OD)
- Temperatura (T)
- Potencial de Oxidación-Reducción (ORP)

Estos parámetros fueron medidos con una sonda multiparamétrica de la marca YSI Profesional Series Plus, previamente calibrada y verificada para asegurar la precisión y confiabilidad de los datos obtenidos. Para minimizar el contacto del agua con la atmosfera y evitar alteraciones en los parámetros fisicoquímicos sensibles como el OD y el ORP se utilizó una celda de aislamiento acoplada a la sonda multiparamétrica, la cual permitió que el agua circular de una manera continua a través del sistema de medición.

La información fue registrada en una ficha de campo (Figura 9), en la cual se incluyeron las coordenadas UTM, elevación, nombre del pozo, zona de ubicación, valores de los parámetros fisicoquímicos medidos con la sonda, la alcalinidad

 UASLP Universidad Autónoma de San Luis Potosí	 FACULTAD DE INGENIERÍA UASLP	FORMATO DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA	 COPOCYT CONSEJO POTOMINO DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA
--	--	--	--

DATOS GENERALES											
Clave del Aprovechamiento	V20	Número de muestra									
Coordenadas UTM Datum WGS84	X= 298,407	Y= 2,409,380									
Elevación (msnm)		Zona UTM			14.00						
Municipio	Villa de reyes										
Localidad	San Felipe										
Fecha	03 de febrero de 2025										
Litología Predominante	Qhoal										
Prof. al Nivel del agua	NE	NA	m	ND	NA	m					
Lugar de Toma de Muestra	Tren de descarga	Pileta	Canal	Otro							

Tipo de Aprovechamiento	Pozo	Noria	Manantial	Galería
	Lago	Arroyo	Presa	Papalote
Uso del Agua	Potable	Agrícola	Forestal	Doméstico
	Agropecuario	Abrevadero	Industrial	Servicios
Tipo de Bomba	Turbina Vertical	Sumergible	Centrifuga	
	Eléctrica	Sin Equipo	Otro:	
Profundidad (m)	NA	Caudal de extracción	6"	

CARACTERÍSTICAS ORGANOLÉPTICAS			
Color	Incoloro	Olor	No
Apariencia	Transparente	Sedimentación	No
Turbidez	No	Desprendimiento de gases	No

PARÁMETROS MEDIDOS EN CAMPO											
Hora de inicio	10:24										
Tiempo (min.)	1	3		5		7		9		11	
T (°C)	40.7	41.0		40.9		40.9		41.1		40.	
O.D. (%)	30.60	17.60		12.30		11.00		10.40		9.9	
O.D. (mg/l)	1.44	1.07		0.78		0.69		0.65		0.6	
CE (microSiem/cm)	787	788		787		786		740		73	
pH	7.27	7.26		7.25		7.25		7.25		7.2	
ORP (E campo en mV)	56.6	45.7		38.1		36.4		35.0		35	

DETERMINACIÓN DE ALCALINIDAD DE CAMPO																							
N ácido:	1.6 ± 0.008										V muestra (Alcal.):	50 ml Filtrada SI NO											
H ₂ SO ₄ , Número de vueltas	0	10	20	30	40	60	70	80	85	90	92	94	96	98	100	103	106	108	110				
pH	7.33	7.16	6.91	6.79	6.64	6.44	6.11	6.00	5.82	###	5.42	5.3	###	4.86	4.43	4.22	3.87	3.50	3.43				

INFORMACIÓN DE LA MUESTRA DE AGUA COLECTADA											
MUESTRA PARA	TIPO DE ENVASE	CANTIDAD	CAPACIDAD	CONSERVADOR	FILTRADA?	Check					
CATIONES Y METALES	POLIETILENO	1	60 ML	REFRIGERACION, HNO ₃	SI, 0.45 µm	☒					
NITRATOS	POLIETILENO	1	60 ML	REFRIGERACION, H ₂ SO ₄	SI, 0.45 µm	☒					
*H ₂ O	VIAL	1	2 ML	REFRIGERACION	SI, 0.45 µm	☒					
ANIONES	POLIETILENO	1	500 ML	REFRIGERACION	NO	☒					

OBSERVACIONES	FOTOGRAFIA
ORP CALIBRADO A 240 mV - 25°C ph regreso a 7.00 Alcalinidad 206.6 mg/L as CaCO3	

No Aplica = N/A

La alcalinidad se determinó en campo utilizando el método ácido-base (método de Grant), utilizando H_2SO_4 y un titulador digital (Hach Digital Titrator).

Pará la recolección y preservación de las muestras de agua subterránea se utilizaron los siguientes materiales:

- Botellas de polietileno de 500 ml con tapa hermética
- Botellas de polietileno de 60 mL con tapa hermética
- Sonda multiparamétrica YSI Profesional Series Plus
- Agua destilada
- Ácido nítrico ultrapuro (HNO_3)
- Ácido sulfúrico ultrapuro (H_2SO_4)
- Hielera
- Hielos
- Cinta métrica
- Jeringas de plástico de 50 mL
- Filtro de membrana 0.45 μm
- Portafiltros

Las muestras fueron recolectadas siguiendo el procedimiento estándar de muestreo de agua de la *American Public Health Association (APHA)*, *American Water Works Association(AWWA)*, y *Water Pollution Control Federation (WPCF)* (1989)

La muestra se colecto en el punto más cercano posible del pozo, procurando minimizar alteraciones fisicoquímicas. Antes del llenado, los frascos fueron enjuagados tres veces con agua del propio pozo para evitar alguna posible contaminación cruzada.

La botella de 500 mL se llenó directamente de la llave de la tubería del pozo. Para los botes de 60 mL la muestra se filtró en campo utilizando una jeringa de 50 mL acoplada a un portafiltros con membrana de 0.45 μm . Posteriormente una botella de 60 mL filtrada se acidificó con HNO_3 ultrapuro para alcanzar un pH de aproximadamente de 2, con el objetivo de estabilizar los metales disueltos y prevenir reacciones químicas. El segundo bote se acidifico con H_2SO_4 ultrapuro para poder determinar nitratos. Finalmente, las muestras fueron cerradas herméticamente y

etiquetadas con la clave de identificación del pozo y el tipo de ácido aplicado. Posteriormente las muestras fueron colocadas en una bolsa de plástico juntas para mayor control y fueron colocadas en una hielera aproximadamente 4°C hasta su traslado al laboratorio.

4.3.2. Análisis químico en laboratorio

En este apartado se describen de manera sistemática los métodos empleados para la determinación de los parámetros fisicoquímicos y químicos en las muestras de agua subterránea. Los procedimientos analíticos se realizaron de acuerdo con las Normas Mexicanas (NMX-AA) y las Normas Oficiales Mexicanas (NOM-SSA1) aplicables, considerando las disposiciones y métodos establecidos en sus versiones oficiales publicadas en el Diario Oficial de la Federación (DOF). Para cada parámetro se indica la norma de referencia, el método analítico empleado y, cuando corresponde, las condiciones particulares de preparación, conservación y análisis de las muestras.

Medición de pH

La determinación del pH en laboratorio se realizó siguiendo los lineamientos de la NMX-AA-093-SCFI-2016 y se utilizó un potenciómetro digital y un electrodo. La calibración del equipo se efectuó con soluciones amortiguadoras certificadas de pH 4.01, 7.00 y 10.01 a 25°C. Previamente a la medición de la muestra, el electrodo se enjuagó con agua destilada y se secó suavemente con papel absorbente libre de pelusa para así evitar alguna contaminación de las muestras. La medición se llevó a cabo en un vaso de precipitado de 100 mL con agitación magnética suave (300 rpm), introduciendo la sonda sin que esta tocara el fondo o las paredes y evitando la formación de burbujas en la membrana sensible. El valor de pH se registró una vez que la lectura se mantuvo estable durante al menos 30 segundos.

Conductividad eléctrica (C.E.) y Sólidos Disueltos Totales (SDT)

La C.E. y los SDT se midieron en laboratorio con un equipo conductímetro de celda de electrodos de grafito, calibrado con una solución estándar de KCl de 1413 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C, conforme a la NMX-AA-093-SCFI-2000. La celda fue enjuagada con agua desionizada entre mediciones y secada para evitar contaminación cruzada. La

sonda se sumergió completamente en un volumen de 50 mL de muestra, verificando que no existieran burbujas de aire adheridas a los electrodos. La lectura se tomó en modo automático una vez alcanzada la estabilidad térmica

Alcalinidad

La alcalinidad total en laboratorio se determinó por el método volumétrico de doble titulación con ácido clorhídrico (HCL), de acuerdo con la NMX-AA-036-SCFI-2001. Se tomaron alícuotas de 25 mL de muestra filtrada y se colocaron en matraces Erlenmeyer de 125 mL. Se le añadieron 3 gotas de solución indicadora de fenolftaleína y se tituló con HCl, hasta la desaparición del color rosado. Inmediatamente se agregan 3 gotas de naranja de metilo y se continuó con la titulación con el mismo ácido hasta el cambio de color de naranja a rojo canela. El volumen total de ácido consumido en ambas etapas se utilizó para el cálculo de la alcalinidad total como mg CaCO₃/L, mediante la expresión:

$$\text{Alcalinidad total como CaCO}_3 \text{ en } \frac{\text{mg}}{\text{L}} = \frac{(AXN)}{100} (50)(1000)$$

Donde:

- **A** = volumen total gastado de ácido (mL)
- **N** = normalidad de la disolución de ácido
- **100** = volumen de la muestra (mL)
- **50** = factor para convertir eq/L a mg CaCO₃/L
- **1 000** = factor para convertir mL a L

Cloruros

La concentración de cloruros se cuantificó mediante el método argentométrico de Mohr (NMX-AA-073-SCFI-2001). Se tomo 25 mL de muestra de agua sin filtrar y se colocó en un matraz Erlenmeyer y se añadió 3 gotas de solución indicadora de cromato de potasio (K₂CrO₄). La muestra se tituló con nitrato de plata (AgNO₃), previamente estandarizado con solución patrón de NaCl. El punto final se detectó por la aparición de un precipitado persistente de color rojo ladrillo (Ag₂CrO₄), que indica el consumo total de iones cloruro.

Para calcular la concentración de iones cloruro en la muestra se calculó usando la siguiente expresión:

$$Cl^{-}(mg/L) = \left[\frac{(A - B)(N)(35.45)}{mL \text{ de la muestra}} \right] (1000)$$

Donde:

- **A** = disolución de nitrato de plata gastados en la valoración de la muestra (mL)
- **B** = disolución de nitrato de plata gastados en la valoración del blanco (mL)
- **N** = normalidad del nitrato de plata
- **35.45** = masa atómica del cloro (g/mol)

Nitratos

Para la determinación de nitratos se llevó a cabo por espectrofotometría UV directa a 220 nm, siguiendo el método EPA 353.2. Las muestras preservadas con H_2SO_4 fueron neutralizadas con NaOH 1 M hasta pH entre 7 y 9. Posteriormente, se tomó una alícuota de 10 mL y se adicionaron 0.2 mL de HCl 1 N para eliminar interferencias de carbonatos y bicarbonatos. La absorbancia se midió a 220 nm y, para corregir la interferencia de materia orgánica, se realizó una segunda medición a 275 nm.

Sulfatos

Los sulfatos se determinaron por turbidimetría espectrofotométrica (NMX-AA-074-SCFI-2014). En un matraz volumétrico de 25 mL, se colocó la alícuota de muestra (volumen variable según la conductividad, según la tabla de dilución especificada en la norma) y se aforó con agua destilada. Se adicionaron 0.2 mL de solución acondicionadora (compuesta por HCl, alcohol isopropílico, NaCl y glicerol) y se agitó en vórtex. Posteriormente, se añadió una cantidad preestablecida de cloruro de bario ($BaCl_2 \cdot 2H_2O$) en cristales mediante una espátula calibrada, y se agitó vigorosamente durante 1 minuto. Tras un reposo de 5 minutos, la absorbancia de la suspensión coloidal se midió a 420 nm en un espectrofotómetro UV-Visible, utilizando celdas de cuarzo de 1 cm de paso óptico. La concentración se determinó interpolando en una curva de calibración construida a partir de estándares de sulfato de sodio (Na_2SO_4) en el rango de 5 a 40 mg/L.

Fluoruros

La concentración de fluoruros se determinó por potenciometría directa con electrodo selectivo de ion fluoruro (ISE), conforme a la NMX-AA-077-SCFI-2001. El electrodo combinado, provisto de una membrana de LaF_3 , se conectó a un potenciómetro con lectura en milivoltios (mV). La calibración se realizó con estándares de fluoruro de sodio (NaF) en concentraciones de 0.5, 1.0, 2.0, 4.0 y 6.0 mg/L F^- . A cada estándar y muestra se le adicionó un volumen igual de solución amortiguadora de fuerza iónica total (TISAB), compuesta por ácido acético, acetato de sodio, citrato y NaCl, ajustando el pH final a 5.0-5.5 y complejando interferentes metálicos. La mezcla se agitó magnéticamente a velocidad constante y se registró el potencial (mV) una vez alcanzado el equilibrio.

4.3.3. Desarrollo del Índice de Calidad del Agua Subterránea (GWQI)

Para evaluar de manera integral la calidad del agua subterránea se aplicó el índice de calidad del agua subterránea (Groundwater Quality Index, GWQI) propuesto por Cauich-Kau et al. (2025). Este índice fue desarrollado para evaluar la calidad del agua subterránea considerando tanto parámetros fisicoquímicos como contaminantes de importancia toxicológica, entre ellos arsénico (As), fluoruro (F^-) y uranio (U).

El GWQI se calculó para las 69 muestras de agua subterránea analizadas en la zona de estudio. Se utilizaron las concentraciones determinadas analíticamente para cada parámetro considerado por el índice y los valores de referencia establecidos por Cauich-Kau et al. (2025). El cálculo se realizó siguiendo los pesos relativos, ecuaciones y criterios de clasificación definidos en el método original, sin realizar modificaciones al procedimiento propuesto.

El índice integra la información individual de los parámetros mediante la asignación de un peso relativo de acuerdo con su importancia para la calidad del agua y la transformación de las concentraciones medidas en valores de calidad. El valor global del índice se obtiene mediante la integración de los subíndices individuales de cada parámetro, de acuerdo con el procedimiento establecido por Cauich-Kau et al. (2025).

Los valores obtenidos del GWQI se utilizaron para clasificar la calidad del agua subterránea de cada pozo conforme a las categorías propuestas por los autores. Los resultados del índice se compararon con las concentraciones individuales de As, F⁻ y U y con los valores de referencia aplicables al agua para consumo humano, con el propósito de identificar la distribución espacial de la calidad del agua y determinar la contribución de los contaminantes de importancia toxicológica a la condición general del recurso hídrico.

4.3.4. Control de calidad

Calidad de los análisis de roca

La calidad de los análisis geoquímicos de roca se evaluó mediante un protocolo de Garantía y Control de Calidad (QA/QC) que incluyó blancos de método, materiales de referencia certificados (MRC) y duplicados analíticos. Los blancos presentaron concentraciones por debajo de los límites de detección (LOD). Los MRC presentaron recuperaciones de 90–110 % para los óxidos mayores y de 85–115 % para los elementos traza y tierras raras, mientras que los duplicados mostraron diferencias porcentuales relativas (%RPD) menores al 5 % para los óxidos mayores y al 10 % para los elementos traza y tierras raras. En conjunto, estos resultados indican una adecuada precisión y exactitud de los análisis utilizados para la caracterización geoquímica de las rocas volcánicas.

Calidad de los análisis de agua subterránea

Para el control de calidad de los análisis hidrogeoquímicos se aplicó el balance iónico, el cual evalúa la consistencia entre las concentraciones de cationes y aniones expresada en miliequivalentes por litro (meq/L). El porcentaje de error del balance iónico se calculó mediante la siguiente ecuación.

$$\% \text{ Balance Iónico} = \left| \frac{\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones}}{\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones}} \right| \times 100$$

La evaluación del balance iónico indica que 62 muestras (90%) presentan errores menores a ± 5 %, lo que indica una de excelente calidad analítica, 7 muestras (10%) se registraron dentro del rango aceptable de ± 5 a ± 10 %, considerado aceptable y ninguna muestra supera el 10 % de error, lo que confirma la confiabilidad de los

análisis hidrogeoquímicos realizados. Los resultados obtenidos cumplen con los criterios comúnmente aceptados en hidrogeoquímica para validar análisis de agua subterránea, lo que poya la consistencia interna de los datos son adecuados para la interpretación de facies hidroquímicas, procesos de interacción agua–roca y evaluación de movilización de elementos traza.

4. Caracterización geoquímica y mineralógica de las rocas volcánicas

En este capítulo se presentan los resultados geoquímicos obtenidos a partir del muestreo sistemático de las rocas volcánicas en la región de Jaral de Berrios Gto-Villa de Reyes S.L.P. Se reportan las concentraciones totales de los elementos de interés (As, F⁻ y U), así como los índices de alteración calculados para cada formación geológica.

4.1. Mineralogía observada

La descripción e identificación macroscópica preliminar de los componentes mineralógicos observables se realizó mediante observación macroscópica de muestras de mano, considerando características texturales, estructurales.

Basalto Cabras (Tbc)

R-42 (Sana): Roca de color negro a gris oscuro, masivos y afaníticos a microcristalinos. Con presencia de minerales de plagioclasas, piroxenos, olivino y minerales opacos.

R-43 (Alteración Intermedia): La roca presenta cavidades rellenas por minerales secundarios. Las plagioclasas y los piroxenos se observan parcialmente alterados y se aprecian mineral de óxidos de Fe

R-41 (Alteración Avanzada): Roca de color pardo-rojizas a marrones. Matriz y fenocristales descompuestos casi totalmente en agregados de clorita, minerales arcillosos y abundantes óxidos/hidróxidos de hierro.



Figura 10. Muestras de mano de la formación Tbc. a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Riolita Panalillo Superior (Trp)

R-32 (Sana): Roca de tono rojizo a pardo vinoso. Presenta textura afanítica a microcristalina de grano muy fino con estructura masiva.

Se observan minerales de cuarzo y feldespatos microcristalinos, con plagioclasa,

R-37 (Alteración Intermedia): Roca de matriz afanítica de color pardo-rojiza con fenocristales cuarzo y feldespatos dispersos. Presenta vesículas parcialmente rellenas por fases secundarias de color blanco a verde pálido.

R-12 (Alteración Avanzada): Roca con tonalidad rosada a pardo claro con recubrimientos blanquecinos terrosos. Se observa una textura afanítica con pérdida de brillo mineral; los minerales se aprecian recubiertos posiblemente por arcillas y óxidos de hierro.

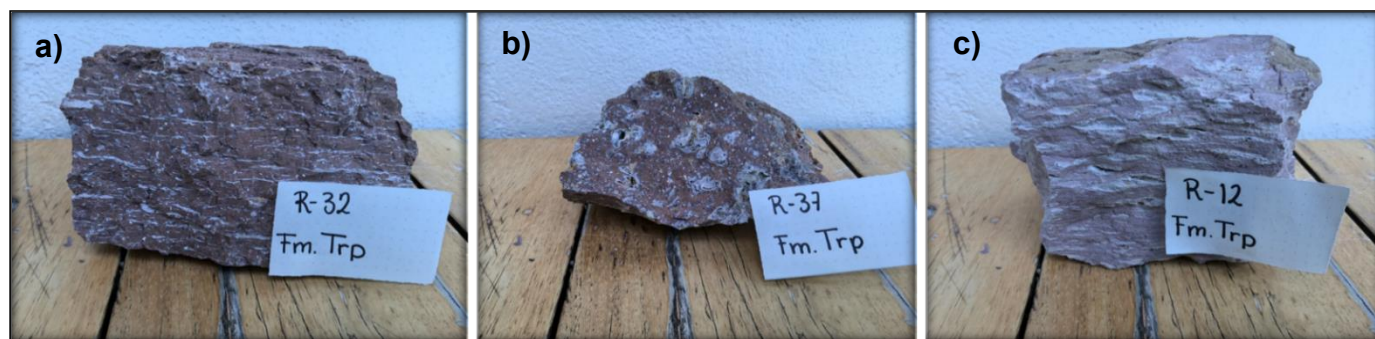


Figura 11. Muestras de mano de la formación Trp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Basalto La Placa (Tbp)

R-35 (Sana): Roca de color negro a gris oscuro con una textura afanítica a microcristalina con una matriz densa y compacta, se observan minerales de plagioclasas y piroxenos y algunos minerales opacos.

R-33 (Alteración Intermedia): Roca de tonalidades grises oscuro a negro, con variaciones hacia tonos pardo-verdosos en algunas zonas, presenta una matriz afanítica y minerales de plagioclasas parcialmente alteradas, piroxenos.

R-34 (Alteración Avanzada): Roca con matriz microcristalina y textura masiva con algunas irregularidades. Se observan cristales de plagioclasas e hidróxidos de hierro y minerales arcillosos.



Figura 12. Muestras de mano de la formación Tbp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Riolita Panalillo Inferior (Tap)

R-40 (Sana): Roca con tonalidad beige a gris claro con una textura afanítica a microcristalina homogénea y masiva. Se observan cuarzo y feldespato.

R-38 (Alteración Intermedia): Presenta una matriz de color beige grisácea a marrón claro. Se aprecia a ver minerales oscuros y minerales arcillosos y óxidos férricos.

R-02 (Alteración Avanzada): Roca porosa y de tono blanquecino a gris claro con manchas rojizas. Presenta argilización de feldespatos e impregnaciones de óxidos de hierro en superficies meteorizadas.

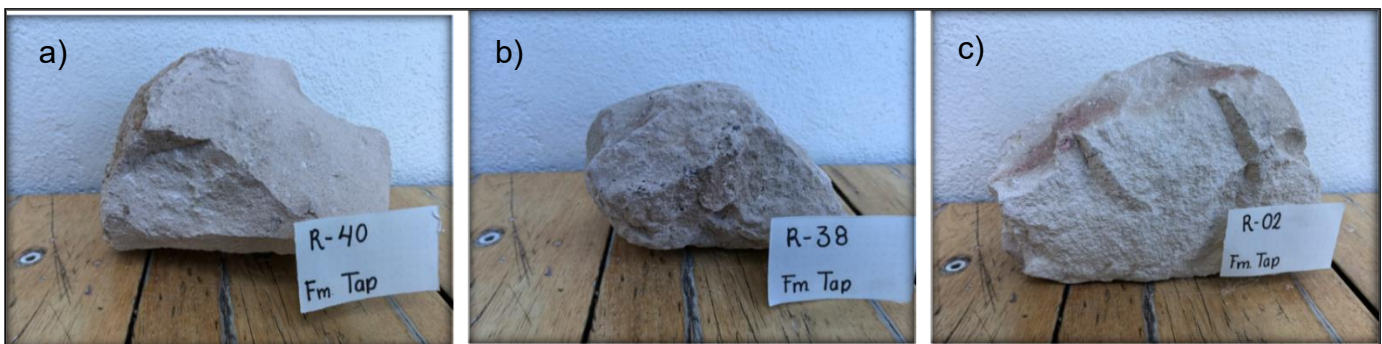


Figura 13. Muestras de mano de la formación Tap a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Ignimbrita Cantera (Tic)

R-13 (Sana): Roca con textura de grano fino a medio de tono gris a gris-rosáceo. La matriz vítrea se observa recristalizada con presencia de cuarzo y fragmentos líticos volcánicos.

R-29 (Alteración Intermedia): Roca con matriz porosa de color gris claro a blanquecina, en algunas zonas se ven colores pardo-amarillentos, se observan algunos minerales secundarios.

R-28 (Alteración Avanzada): Roca de aspecto terroso de color gris blanquecino con algunas zonas de tonalidades pardo-amarillentos y rojizos. Se muestran cristales de óxidos de hierro y sílice secundaria.

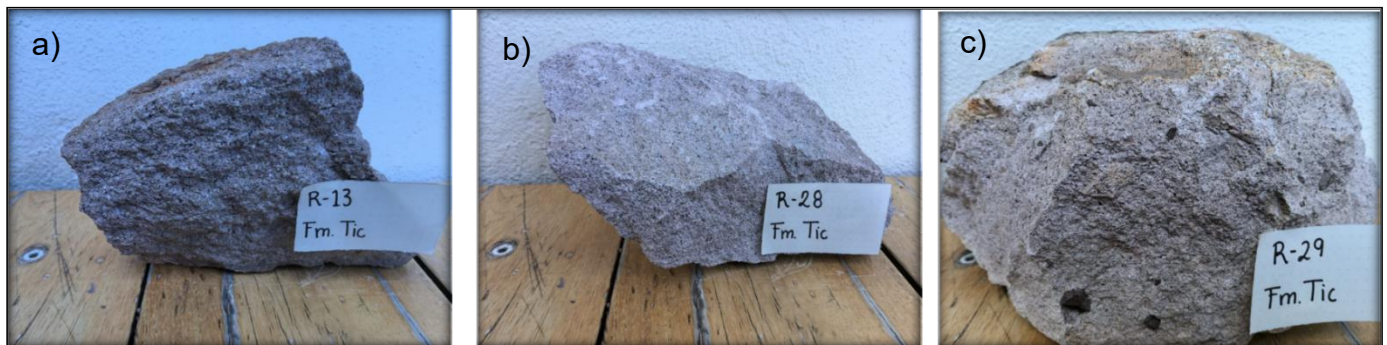


Figura 14. Muestras de mano de la formación Tic a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Riolita San Miguelito (Tsm)

R-07 (Sana): Roca de color rojiza a pardo vinosa, con una textura masiva, afanítica a microcristalina compacta. Se aprecian minerales de cuarzo y feldespato microcristalino, plagioclasa.

R-10 (Alteración Intermedia): Roca de coloración entre rojizo, rosado y blanquecino. Presencia de feldespatos y de óxidos férricos.

R-09 (Alteración Avanzada): Roca de tono blanquecino a gris claro con manchas amarillentas. La matriz se ve de aspecto terroso con feldespatos y plagioclasas fuertemente alterados.



Figura 15. Muestras de mano de la formación Tsm a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Latita Portezuelo (Tlp)

R-03 (Sana): Roca con textura porfídica a microcristalina de color gris oscuro a gris claro. Abundantes fenocristales de feldespato y plagioclasa subhedral, con biotita y piroxenos accesorios.

R-22 (Alteración Intermedia): Roca de textura porfídica en matriz de color gris con matices pardo-amarillentos. Se observaron biotita y piroxenos con evidencias de alteración, así como concentraciones de óxidos de hierro. Los feldespatos y la matriz presentaron modificaciones visibles, incluyendo cambios de textura y aspecto asociados con procesos de alteración.

R-06 (Alteración Avanzada): Roca de textura microcristalina a criptocristalina, compacta, de grano muy fino de color pardo a gris claro en superficies meteorizadas y de color gris oscuro en fracturas.

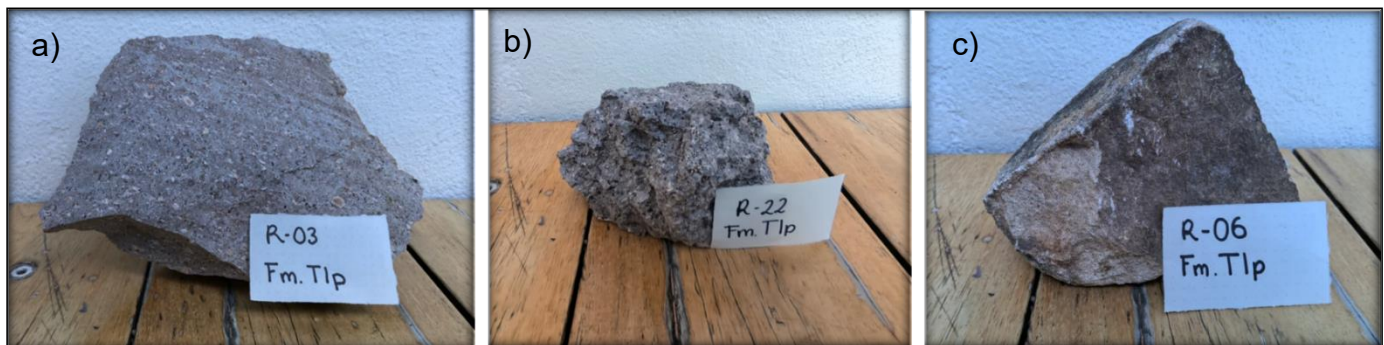


Figura 16. Muestras de mano de la formación Tlp a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Traquita Ojo Caliente (Toc)

R-14 (Sana): Roca con presencia de textura porfídica masiva de color pardo-grisácea. Se observan fenocristales de feldespato y plagioclasas en una matriz microcristalina.

R-15 (Alteración Intermedia): se observa un reemplazo parcial de feldespatos por posiblemente sericita/arcillas y de máficos por óxidos de hierro y clorita con una matriz opaca.

R-20 (Alteración Avanzada): Roca con presencia de textura porfídica con feldespatos fuertemente alterados, acompañados por hematita, goethita y sílice secundaria.

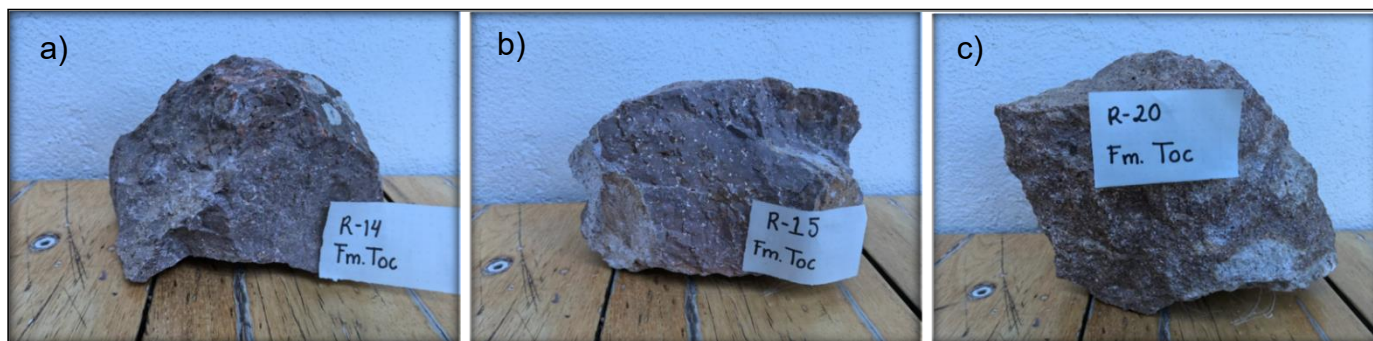


Figura 17. Muestras de mano de la formación Toc a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

Ignimbrita Santa María (Tis).

R-18 (Sana): Roca con textura piroclástica de grano fino a medio, masiva y compacta de color gris claro a medio. Se observa fenocristales de cuarzo, feldespato y plagioclasa, en matriz vítrea.

R-19 (Alteración Intermedia): Roca con matriz piroclástica de color gris blanquecina con matices amarillentos. Se aprecia a ver óxidos de hierro y sílice secundaria.

R-17 (Alteración Avanzada): La roca presenta una matriz terrosa con manchas rojizas y pardo amarillentas. Los minerales se ven reemplazados posiblemente por caolinita, goethita y sílice secundaria.



Figura 18. Muestras de mano de la formación Tis a) roca sana, b) alteración intermedia, c) roca alterada.

4.2. Geoquímica de roca total

Para este estudio se recolectó un total de 27 muestras de roca volcánica distribuidas en el área de estudio. Estas abarcan nueve formaciones geológicas y tres estados de alteración física: roca sana, alteración media y alto grado de alteración, con la finalidad de comparar tendencias asociadas con tres estados de alteración.

Las muestras corresponden a cinco tipos de rocas: riolita (9 muestras), ignimbrita (6 muestras), latita (3 muestras), traquita (3 muestras), y basalto (6 muestras), las cuales corresponde a nueve formaciones geológicas que predomina en la zona de estudio: Basalto Cabras (Tbc), Riolita Panalillo Superior (Trp), Basalto La Placa (Tbp), Riolita Panalillo Inferior (Tap), Ignimbrita Cantera (Tic), Riolita San Miguelito (Tsm), Latita Portezuelo (Tlp), Traquita Ojo Caliente (Toc), Ignimbrita Santa María (Tis).

En la Figura 19 se presenta el diagrama **Total Alkalies versus Silica** (TAS) propuesto por Le Bas y Streckeisen (1991), utilizado para la clasificación geoquímica de rocas volcánicas a partir de su composición química.

Este diagrama en el eje x representa el contenido de SiO_2 (% en peso), el cual aumenta hacia la derecha indicando composiciones más félsicas, mientras que hacia la izquierda se ubican las rocas de composición máfica. En el eje y se grafica el contenido de álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, % en peso), parámetro que refleja el enriquecimiento relativo en sodio y potasio.

Las muestras analizadas abarcan un rango composicional que va desde basaltos hasta riolitas, con un predominio de composiciones intermedias a félsicas. Las

muestras correspondientes a las formaciones Tbc y Tbp, tienen unas concentraciones de SiO₂ de 49 a 54% en peso, estas se clasifican dentro de los campos de basalto y basalto andesítico, lo que indica una composición máfica. Las formaciones Tap y Tis, con contenidos de SiO₂ entre 65 a 71% en peso, se distribuyen en los campos de dacita, reflejando composiciones intermedias. La formación Tlp y Toc con contenidos de SiO₂ entre 65 a 71% en peso, se distribuyen entre los campos de dacita y traquita. Por su parte la formación Tsm con contenido de SiO₂ entre 63 a 77% en peso, se presenta en dos grupos composicionales bien diferenciados uno localizado en los campos de dacita y el otro en la zona de riolita, mostrando una variabilidad composicional dentro de esta unidad. Finalmente, las formaciones Trp y Tic con contenidos de SiO₂ entre 71 a 76% en peso, se localizan en el campo de riolita, caracterizado por altos contenidos de sílice, señalando un mayor grado de diferenciación magmática.

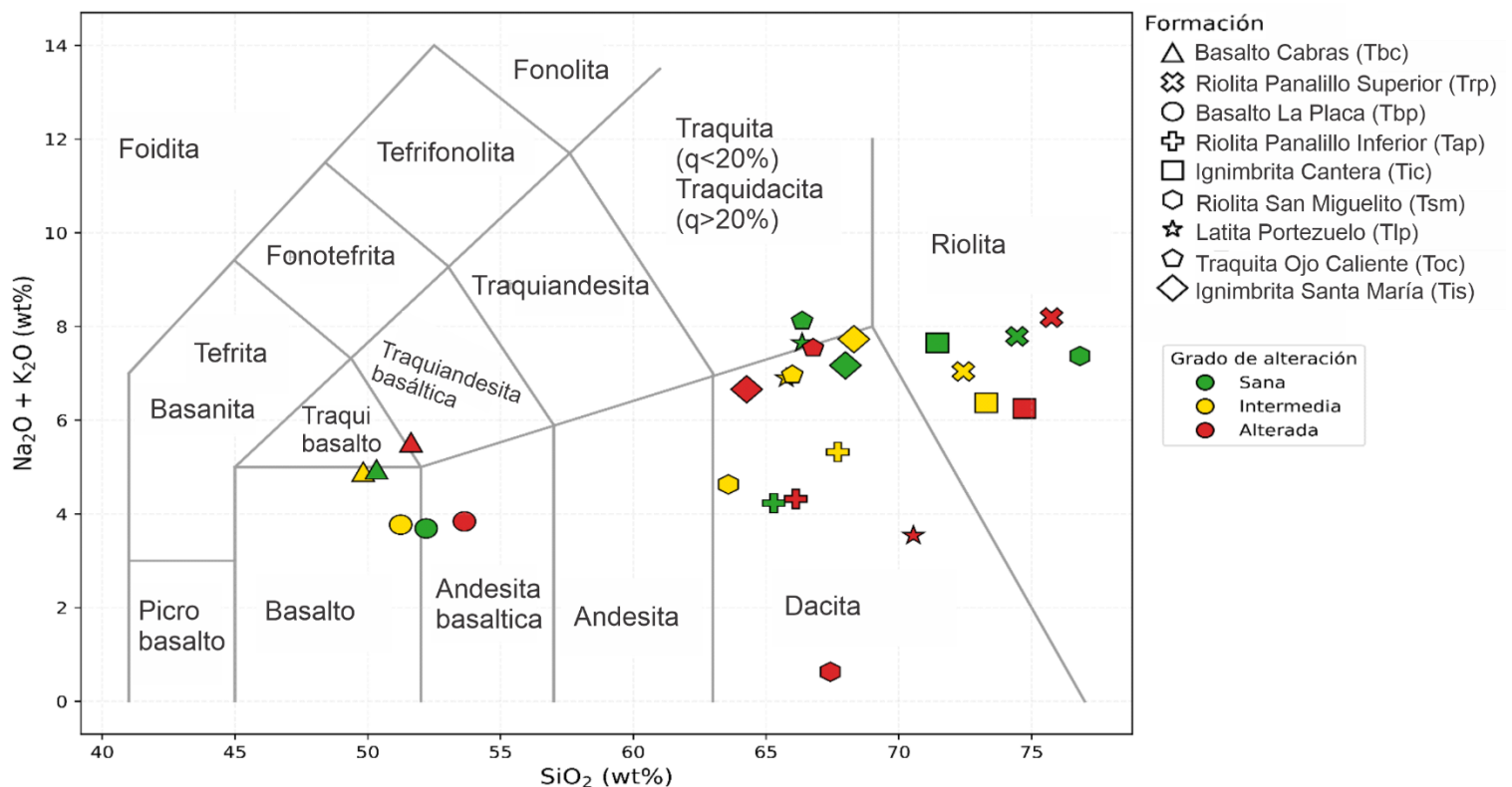


Figura 19. Clasificación geoquímica de las muestras de roca volcánica del área de estudio mediante el diagrama Total Alkalies versus Silica (TAS; Le Bas y Streckeisen, 1991). Los símbolos identifican las formaciones geológicas, mientras que los colores representan el grado de alteración de las muestras.

Se puede observar que en la mayoría de la distribución de las muestras según su grado de alteración (sana, intermedia y alterada) no modifica de manera significativa su clasificación petroquímica dentro del diagrama TAS porque las variaciones en el contenido de SiO_2 y de álcalis totales no son suficientes para provocar un cambio de campo litológico. La clasificación mediante el diagrama TAS muestra el predominio de las litologías identificadas en las muestras, mientras que los valores de CIA evidencian un grado importante de alteración química en algunas de ellas, por lo que la posición de estas muestras en los campos de clasificación puede estar influenciada por modificaciones posteriores a su composición original. .

En la Tabla 2 se presentan las concentraciones de As, F^- , U, así como los valores del Índice de Alteración Química (CIA, *Chemical Index of Alteration*) propuesta por Nesbitt y Young (1982), calculados para cada muestra de roca perteneciente a las diferentes formaciones geológicas analizadas. Las concentraciones de As, F^- y U fueron determinadas mediante análisis de roca total, mientras que el CIA se calculó a partir de los óxidos mayores utilizando la siguiente expresión:

$$\text{CIA} = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}^*) * 100$$

Al_2O_3 , Na_2O , K_2O y CaO corresponden a sus concentraciones expresadas como proporciones molares, obtenidas mediante la conversión de las concentraciones de óxidos reportadas en porcentaje en peso a moles, mientras que CaO^* representa únicamente el calcio asociado con los silicatos, excluyendo el calcio presente en carbonatos, fosfatos u otros minerales secundarios (Nesbitt y Young, 1982). Para cada muestra, el valor de CaO^* se determinó a partir del contenido molar de CaO , considerando únicamente la fracción de calcio atribuible a los silicatos. Este índice permite evaluar el grado de alteración química de las rocas, considerando la pérdida progresiva de elementos móviles, principalmente Ca, Na y K, durante la meteorización, en relación con el enriquecimiento relativo de Al.

El CIA se utiliza como indicador de alteración química relativa de las rocas, considerando la pérdida progresiva de elementos móviles, principalmente Ca, Na y K, en relación con el enriquecimiento relativo de Al_2O_3 . Por sí mismo, este índice no constituye una medida de la liberación de As, F^- o U, por lo que su relación con

estos elementos se interpreta conjuntamente con sus concentraciones y distribución geoquímica.

Con el fin de evaluar gráficamente los procesos de meteorización química y su relación con la movilidad de As, F⁻ y U, se construyó el diagrama ternario A–CN–K (Al₂O₃ – CaO*+Na₂O – K₂O) propuesto por Nesbitt y Young (1984). Para la estimación del calcio asociado únicamente a minerales silicatados (CaO*), se aplicó el criterio de corrección establecido por Nesbitt y Young (1982). La corrección de CaO* se realizó utilizando proporciones molares. Cuando el contenido molar de CaO fue menor o igual al de Na₂O, se asumió que el calcio correspondía a fases silicatadas y se utilizó CaO* = CaO. Cuando el contenido molar de CaO fue mayor que el de Na₂O, el exceso de calcio se consideró potencialmente asociado con fases no silicatadas y se estableció CaO* = Na₂O. Esta corrección constituye un procedimiento operacional para estimar la fracción de calcio atribuible a los silicatos, particularmente a las plagioclasas, y no una medición mineralógica directa. De esta manera, el valor de CaO* utilizado en el cálculo del CIA y en la construcción del diagrama A–CN–K permite reducir la influencia del calcio no silicatado en la evaluación de la alteración química y en la interpretación de la pérdida relativa de Ca, Na y K respecto al enriquecimiento de Al₂O₃.

Tabla 2. Resultados de concentraciones de As, F⁻ y U y valores del Índice de Alteración Química (CIA) de las diferentes formaciones geológicas.

Formación	Litología	Grado de alteración	As (mg/kg)	F ⁻ (mg/kg)	U (mg/kg)	CIA
Tbc	Basalto	Sano	0.25	1160	1.40	54%
		Intermedio	0.25	1160	1.30	54%
		Alterado	18.60	830	1.50	51%
Trp	Riolita	Sano	10.20	150	5.50	52%
		Intermedio	32.60	100	3.90	57%
		Alterado	11.00	40	6.20	52%
Tbp	Basalto	Sano	5.30	710	2.30	60%
		Intermedio	5.60	630	2.10	60%
		Alterado	2.30	500	2.20	61%
Tap	Riolita	Sano	5.90	600	3.10	65%

Tic	Ignimbrita	Intermedio	3.10	540	3.70	59%
		Alterado	7.50	160	2.70	67%
		Sano	12.90	400	5.70	56%
Tsm	Riolita	Intermedio	15.90	1020	7.10	59%
		Alterado	19.50	1140	5.40	60%
		Sano	39.60	380	7.80	54%
Tlp	Latita	Intermedio	26.50	600	3.80	73%
		Alterado	14.40	1220	4.50	96%
		Sano	25.10	260	5.60	53%
Toc	Traquita	Intermedio	20.90	1290	3.50	52%
		Alterado	14.00	300	3.00	66%
		Sano	10.00	110	3.20	55%
Tis	Ignimbrita	Intermedio	29.30	120	3.60	59%
		Alterado	29.80	640	3.70	56%
		Sano	12.20	610	3.30	57%
		Intermedio	28.80	440	4.00	56%
		Alterado	19.10	660	2.70	59%

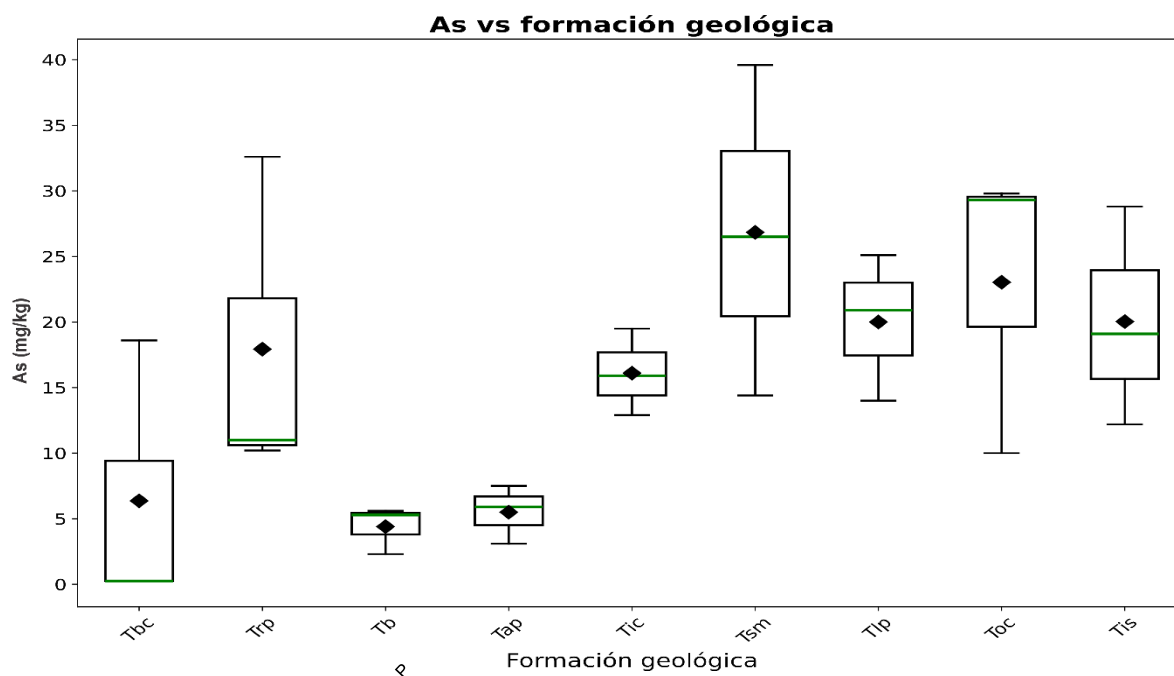


Figura 20 Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de As según formación geológica. n= 27 muestras en total; n = 3 muestras por formación.

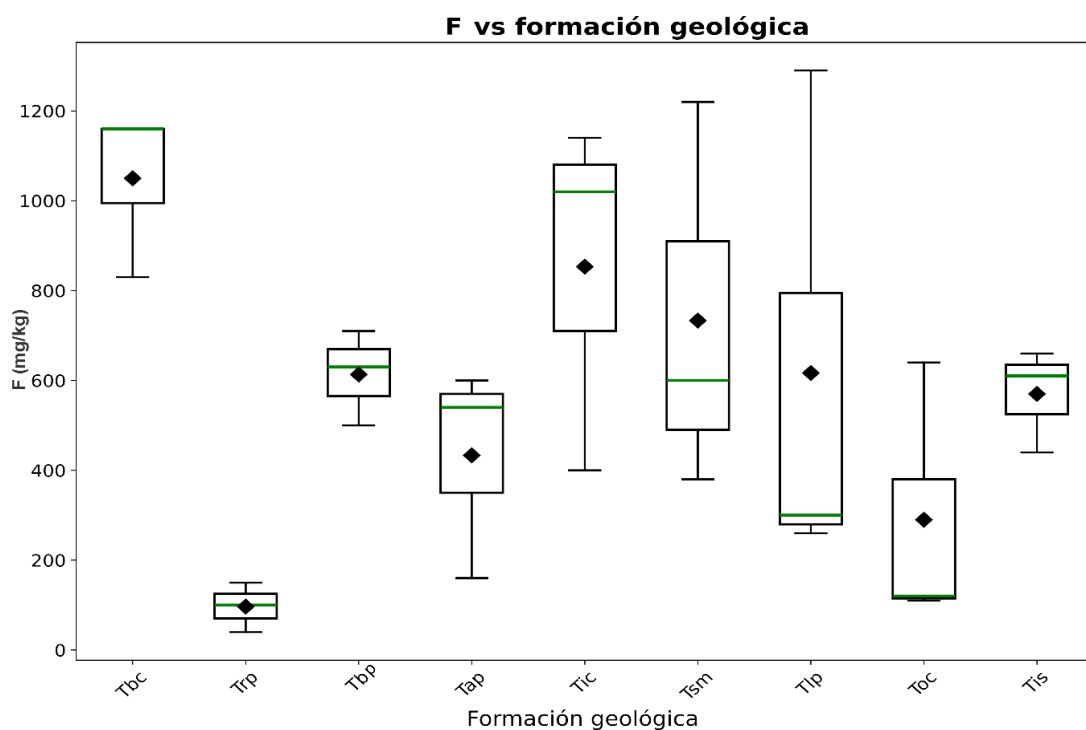


Figura 21. Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de F según formación geológica. $n = 27$ muestras en total; $n = 3$ muestras por formación.

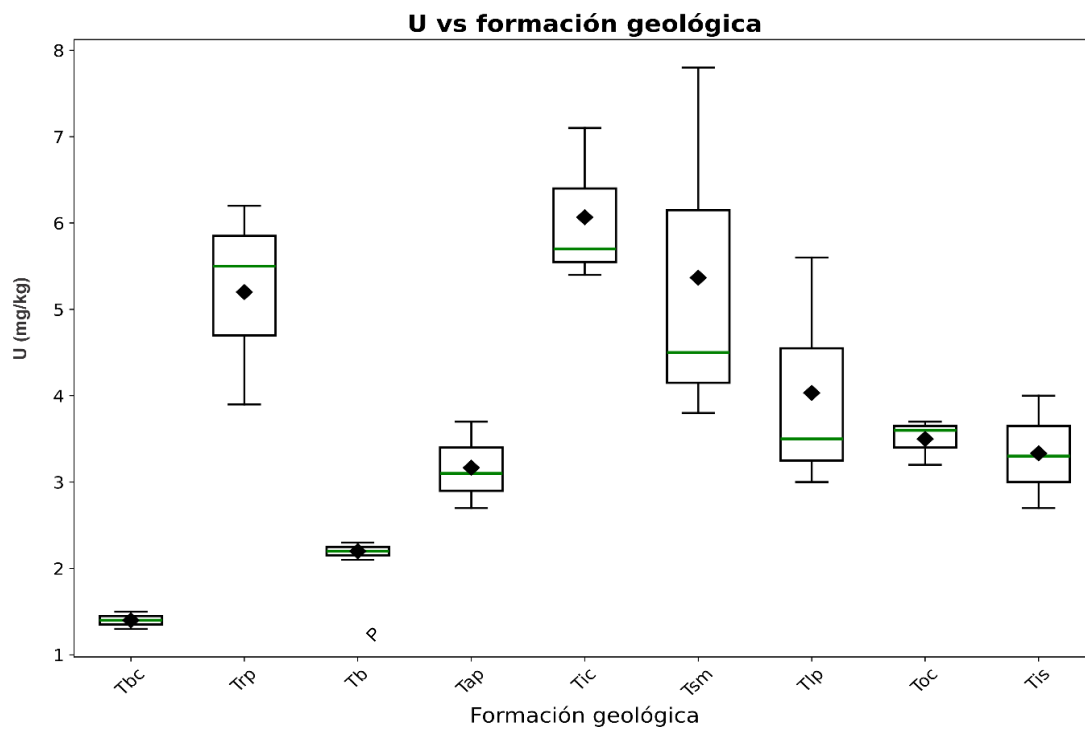


Figura 22 Diagrama de cajas y bigotes de las concentraciones de U según formación geológica. $n = 27$ muestras en total; $n = 3$ muestras por formación.

Basalto Cabras (Tbc)

La formación Tbc en las tres muestras analizadas muestra valores de CIA que van de 51 y 54%, indicando una alteración incipiente.

La roca sana presenta 50.33% de SiO_2 , 12.50% de Al_2O_3 , 17.57% de Fe_2O_3 , 2.47% de Na_2O y 2.48% de K_2O , con 6.57% de CaO y 2.38% de MgO .

La muestra alterada (CIA 51%) presenta una ligera disminución en Fe_2O_3 (15.13%) y CaO (5.66%), con incremento en LOI (2.49%).

Como se observa en la Figura 23, las muestras analizadas se ubican en la zona correspondiente a alteración débil (entre los valores de 50 y 60 de CIA), situándose en la trayectoria de las plagioclasas. La cercanía de las muestras confirma que no existe una transformación mineralógica fuerte. Las muestras no alcanzan las zonas de esméctica, illita o caolinita, lo cual no muestra evidencia geoquímica de una trayectoria intensa.

Las concentraciones de As presentan una alta variabilidad (Figura 20) con concentraciones muy bajas en la roca sana (0.25 mg/kg), pero aumentan drásticamente en la muestra alterada (18.6 mg/kg), lo que podría indicar que el As se está adsorbiendo en los óxidos de Fe neoformados (Dixit y Hering, 2003).

El F^- presenta concentraciones elevadas en las tres muestras (830–1160 mg/kg; (Figura 21). Estos contenidos son particularmente relevantes debido a que se mantienen altos bajo condiciones de alteración incipiente, representadas por valores de CIA entre 51 y 54 %. Este comportamiento sugiere que las concentraciones de F^- podría encontrarse asociado con fases minerales portadoras de F, como el apatito, y distribuido en la matriz volcánica; sin embargo, la concentración total obtenida no permite determinar por sí sola su fase hospedante.

El U (Figura 22) presenta las concentraciones y variabilidades más bajas (1.3-1.5 mg/kg), esta variabilidad muestra que la composición geoquímica es homogénea y que hay una menor presencia de minerales portadores de U.

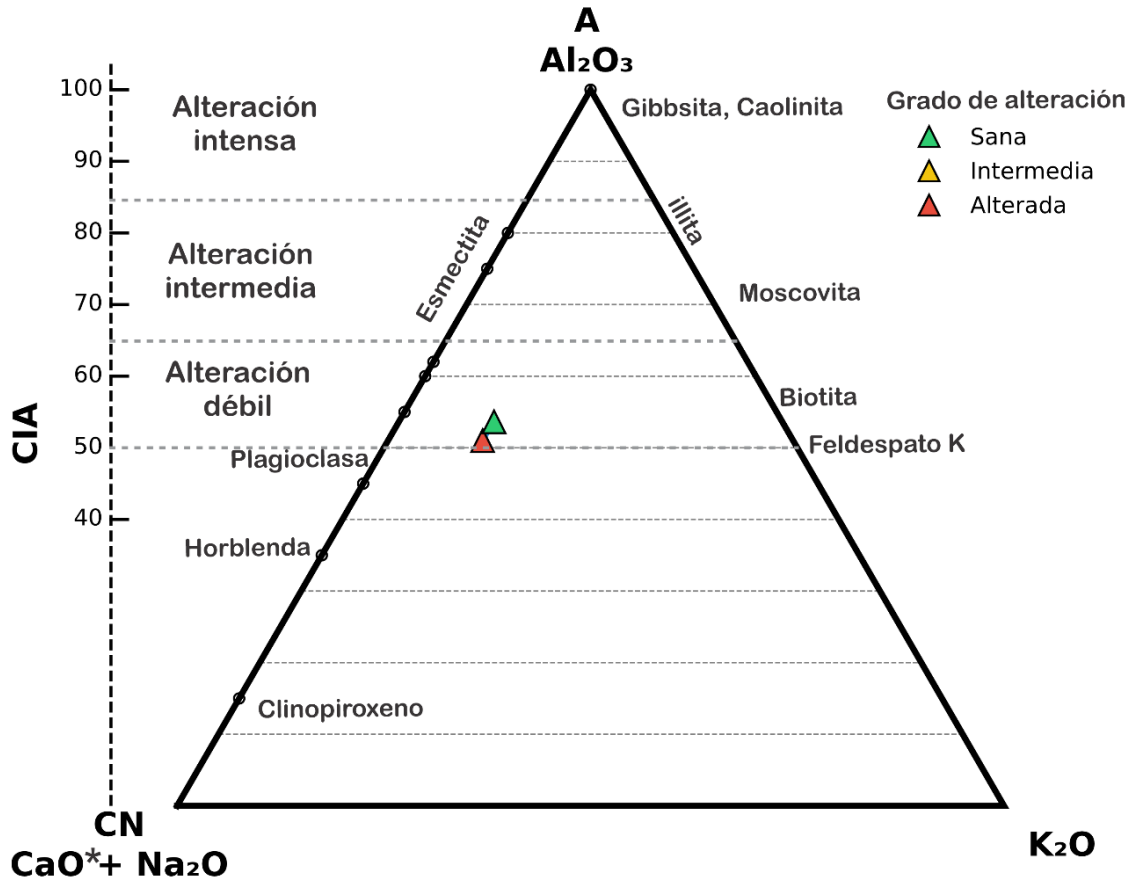


Figura 23. Diagrama ternario A-CN-K (Al_2O_3 - CaO^*+Na_2O - K_2O) para las muestras de la Formación Basalto Cabras (Tbc).

Riolita Panalillo Superior (Trp)

La formación Trp, al igual que la formación Tbc, presenta en sus tres muestras analizadas valores de CIA estables entre 52 y 57%, mostrando un grado de alteración bajo a moderado y una composición química homogénea. La roca sana (CIA 52%) presenta 74.45% de SiO_2 , 11.86% de Al_2O_3 , 2.73% de Fe_2O_3 , 2.74% de Na_2O y 5.05% de K_2O , con bajo LOI (1.97%).

La muestra clasificada como alteración media (CIA 57%) presenta 72.43% de SiO_2 , 12.28% de Al_2O_3 , 3.21% de Fe_2O_3 , 2.3% de Na_2O y 4.74% de K_2O , y LOI (2.86%).

La muestra clasificada como alterada (CIA 52%) presenta una composición similar, con ligero incremento en Fe_2O_3 (2.0%) y SiO_2 (75.75%) y loi (0.96%).

En la Figura 24 se observa que las tres muestras se encuentran en la porción central del diagrama ternario A-CN-K, cercano a la línea de las plagioclasas y feldespato potásico. Esta distribución es característica de un grado de alteración químico débil a moderado, lo que indica una remoción limitada de los cationes alcalinos y alcalinotérreos durante los procesos de meteorización.

En el diagrama A-CN-K se aprecia que no existe una relación progresiva entre la clasificación macroscópica de campo (sana, intermedia y alterada) y el incremento del Índice de Alteración Química (CIA) hacia el vértice A (Al_2O_3). La muestra clasificada como alterada presenta un valor de CIA de 52 %, prácticamente igual al de la muestra sana (52 %) e inferior al de la muestra intermedia (57 %). Este comportamiento indica que el grado de alteración observado en campo no está necesariamente asociado con una mayor intensidad de meteorización química.

El CIA fue desarrollado para evaluar la intensidad de la meteorización química a partir de la pérdida progresiva de Ca, Na y K con respecto al enriquecimiento relativo de Al durante la alteración de silicatos, principalmente feldespatos (Nesbitt y Young, 1982). Cuando la alteración está controlada por procesos distintos a la hidrólisis de estos minerales, la respuesta del índice puede no reflejar la alteración visible en la roca.

La ausencia de una tendencia sistemática hacia el vértice A sugiere que la alteración estuvo influenciada por factores adicionales, como diferencias en la composición original de las muestras, procesos hidrotermales (silicificación o metasomatismo) o la movilidad diferencial de los elementos mayores durante la alteración. Estos procesos pueden modificar la composición geoquímica de la roca sin producir el empobrecimiento progresivo de Ca, Na y K requerido para generar un incremento significativo del CIA, limitando así la correspondencia entre la alteración macroscópica y la alteración química registrada por este índice (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

Las concentraciones de As se observan con una dispersión amplia (Figura 20) y concentraciones que varían entre 10.2 a 32.6 mg/kg, lo que puede indicar la presencia de zonas localizadas de enriquecimiento. El F^- presenta concentraciones

que van de 40 a 150 mg/kg y una baja variabilidad (Figura 21) lo que podría indicar que hay una presencia menor de minerales que contengan F^- .

En el caso de U presentan concentraciones moderadamente elevadas (3.9-6.2 mg/kg), con una alta variabilidad (Figura 22), lo que indica heterogeneidad en la distribución de U, esto puede estar sucediendo debido a que hay una variación en la mineralogía y el grado de alteración afectan. La muestra intermedia (CIA 57%) presenta la concentración más alta de As (32.6 mg/kg) y la más baja de F^- (100 mg/kg), lo que sugiere que el As se enriquece en zonas de alteración incipiente, posiblemente asociado a sulfuros o arsenopirita (Smedley y Kinniburgh, 2002). El U se mantiene relativamente constante (3.9-6.2 mg/kg), sugiriendo su presencia en minerales accesorios resistentes como circón (Langmuir, 1997).

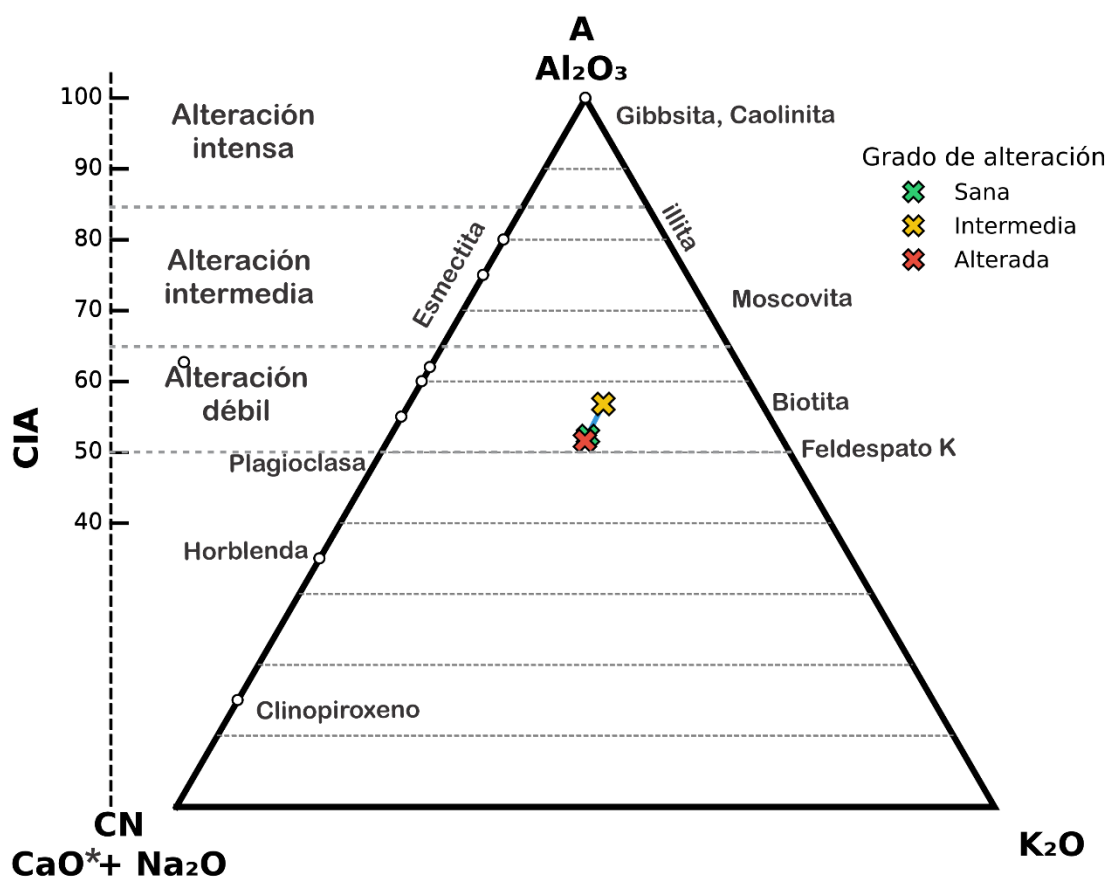


Figura 24. Diagrama ternario A-CN-K (Al_2O_3 - CaO^*+Na_2O - K_2O) para las muestras de la Formación Riolita Panalillo Superior (Trp).

Basalto La Placa (Tbp)

Las muestras analizadas de la formación Tbp presentan valores de CIA (60-61%), indicando una alteración incipiente, típica de rocas máficas con predominio de minerales ferromagnesianos resistentes (Nesbitt y Markovics, 1997). La roca sana presenta 52.20% de SiO_2 , 12.93% de Al_2O_3 , 8.37% de Fe_2O_3 , 2.04% de Na_2O y 1.65% de K_2O , con 8.89% de CaO , 5.36% de MgO y LOI de 6.28%.

La muestra de roca alterada con un de CIA 61%, presenta un ligero incremento en Al_2O_3 (13.82%) y Fe_2O_3 (8.45%), con disminución en CaO (7.30%) y LOI (5.11%).

En la Figura 25 se observa que las muestras están muy cercanas al campo de plagioclasas y feldespato potásico, dentro de la zona de alteración química débil del diagrama A-CN-K. Además, las muestras se encuentran agrupadas mostrando un ligero desplazamiento hacia el vértice A(Al_2O_3) en la muestra alterada, consistente con el incremento del CIA de 60 a 61 %. Esta distribución indica que la meteorización química fue incipiente y que los minerales de plagioclasas cálcicas y clinopiroxenos conservan gran parte de su composición original. La ausencia de un desplazamiento importante hacia el vértice A sugiere que la remoción de Ca, Na y K fue limitada y que la alteración observada en campo no estuvo acompañada por una modificación geoquímica significativa de la roca (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

Las concentraciones de As presentan una dispersión, variabilidad y concentraciones bajas (2.3-5.6 mg/kg) (Figura 21) lo que sugiere composiciones relativamente homogéneas., El F^- presenta concentraciones relativamente altas (500-710 mg/kg) con una variabilidad baja (Figura 20), por lo que podría indicar que la composición geoquímica de la roca es homogénea y el grado de alteración no afecta en su concentración de F^- . Para el U se reportan variabilidades y concentraciones bajas (2.1-2.3 mg/kg) lo que sugiere que la composición geoquímica es homogénea y que hay una menor presencia de minerales portadores de U. Las pequeñas variaciones de As, F^- y U entre las muestras sanas, intermedias y alteradas, junto con los bajos valores de CIA, sugieren que la alteración química no ejerció un control importante sobre la concentración de estos elementos en la roca y que su distribución está determinada principalmente por la composición mineralógica original del basalto.

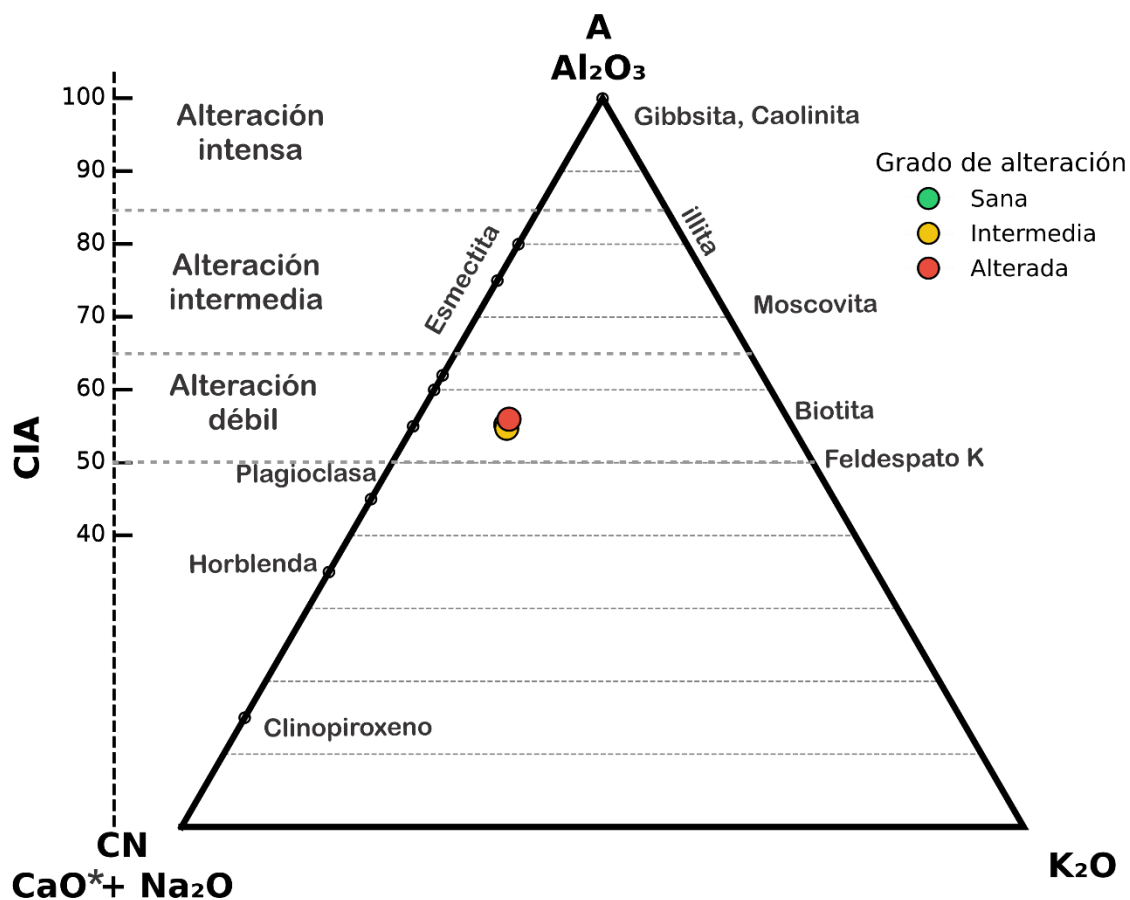


Figura 25. Diagrama ternario A-CN-K ($Al_2O_3 - CaO^*+Na_2O - K_2O$) para las muestras de la Formación Basalto (Tbp).

Riolita Panalillo Inferior (Tap)

Esta formación presenta valores de CIA de 65%, 59% y 67% para las muestras sana, intermedia y alterada, respectivamente. Aunque la muestra alterada registra el mayor valor de CIA (67%), la disminución observada en la muestra intermedia indica que la evolución de la alteración química no sigue una tendencia progresiva con respecto a la clasificación de campo. Este comportamiento sugiere que la meteorización química, la composición original de la roca y la movilidad diferencial de los elementos mayores influyen en los valores del índice (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

La roca sana presenta 65.29% de SiO_2 , 11.14% de Al_2O_3 , 1.91% de Fe_2O_3 , 0.60% de Na_2O y 3.63% de K_2O , con alto LOI (13.92%), indicando la presencia de fases hidratadas (vidrio devitrificado, zeolitas y minerales arcillosos).

La muestra alterada muestra una ligera disminución de Al_2O_3 (11.25%), Na_2O (0.36%) y K_2O (3.96%), con un LOI de 11.83%. La principal variación composicional corresponde a la disminución del contenido de Na_2O y al incremento de CaO (1.33 a 2.40 %), mientras que Al_2O_3 permanece prácticamente constante.

En la Figura 26, las muestras se encuentran distribuidas en las zonas correspondientes a alteración química débil a moderada, La muestra intermedia se ubica ligeramente en el campo de biotita, feldespato potásico, mientras que las muestras sana y alterada muestran un desplazamiento hacia el vértice A (Al_2O_3) siguiendo aproximadamente la línea de tendencia de la esmectita. El comportamiento no es lineal, ya que la muestra intermedia presenta un CIA inferior al de la roca sana. Esta distribución puede indicar que la alteración química fue limitada y que el grado de alteración observado en campo no refleja necesariamente una pérdida progresiva de Ca, Na y K durante la meteorización. La variabilidad del CIA probablemente responde tanto a diferencias composicionales entre las muestras como a procesos de alteración hidrotermal o metasomática que modifican la movilidad de los elementos mayores sin generar una evolución sistemática hacia el vértice A (Fedo et al., 1995).

La formación presenta dispersión, variabilidad y concentraciones de As bajas (3.1 a 7.5 mg/kg) (Figura 21) sugiriendo que la composición es relativamente homogénea. El F^- presenta concentraciones que van de 160 a 600 mg/kg, con una variabilidad moderada (Figura 20) observándose una disminución en la muestra alterada, la cual coincide con el mayor valor de CIA (67%).

El U muestra concentraciones de 2.7 a 3.7 mg/kg, con una dispersión moderada (Figura 22).

La muestra con mayor alteración (CIA 67%) presenta la concentración más baja de F^- (160 mg/kg), compatible con una posible pérdida del F^- , pero As y U permanecen relativamente estables (7.5 mg/kg y 2.7 mg/kg), lo que sugiere que su distribución está controlada principalmente por la mineralogía primaria de la roca y que la

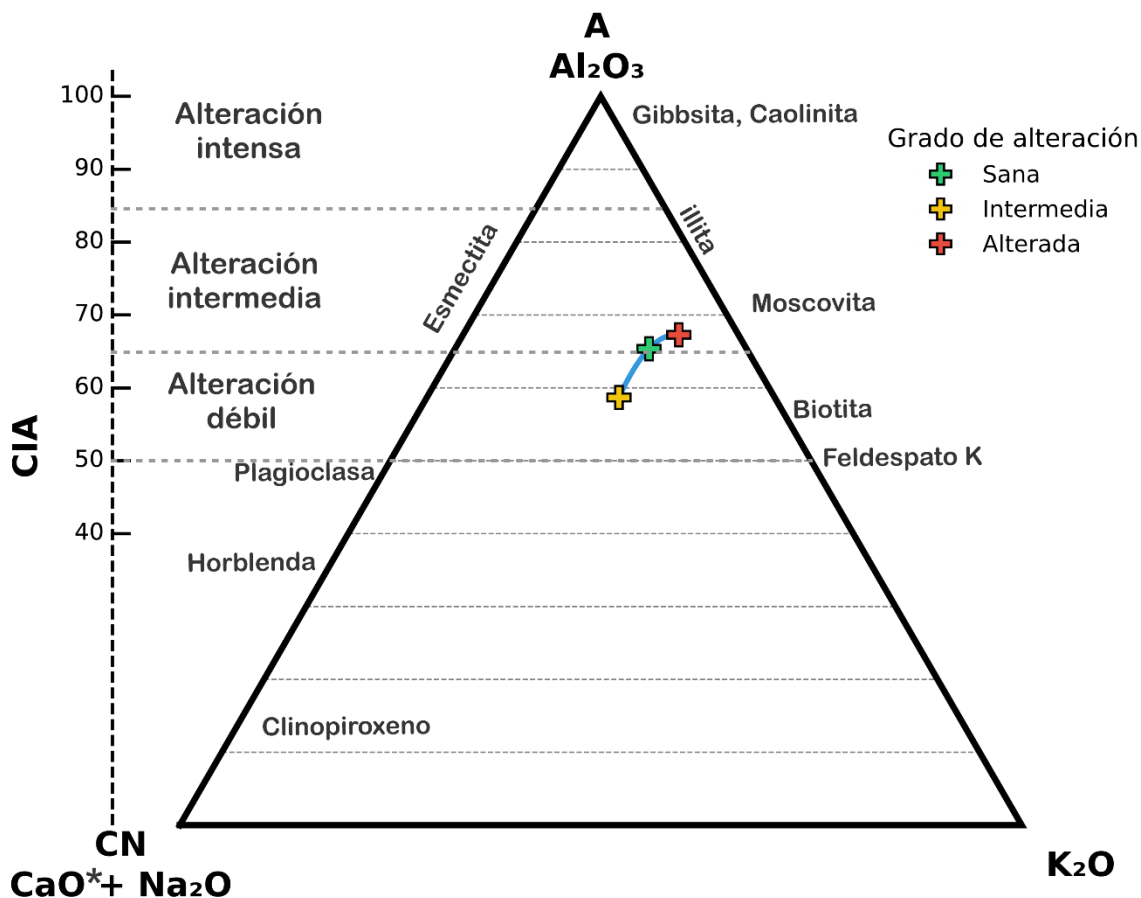


Figura 26. Diagrama ternario A-CN-K ($Al_2O_3 - CaO^* + Na_2O - K_2O$) para las muestras de la Formación Riolita Panalillo Inferior (Tap).

alteración química registrada por el CIA tuvo una influencia limitada sobre su concentración.

Ignimbrita Cantera (Tic)

La formación Tic en sus tres muestras analizadas presenta valores de CIA entre 56 y 60%, indicando una alteración débil y homogénea. La roca sana presenta 71.45% de SiO_2 , 14.16% de Al_2O_3 , 1.89% de Fe_2O_3 , 2.31% de Na_2O y 5.34% de K_2O , con 0.84% de CaO y LOI de 2.55%.

La muestra alterada con CIA de 60% presenta una disminución en Na_2O (1.30%) y CaO (0.28%), con incremento en Fe_2O_3 (1.45%) y LOI (4.40%), lo que podría indicar la formación de óxidos de Fe y arcillas (Drever, 1997).

En la Figura 27, las muestras se localizan dentro de la zona de alteración química débil, aproximándose al límite de con la zona de alteración química intermedia, y cercana al campo de biotita, feldespatos potásicos. Se aprecia un ligero desplazamiento hacia el vértice A(Al_2O_3) conforme aumenta el CIA, consistente con una evolución moderada de la meteorización química.

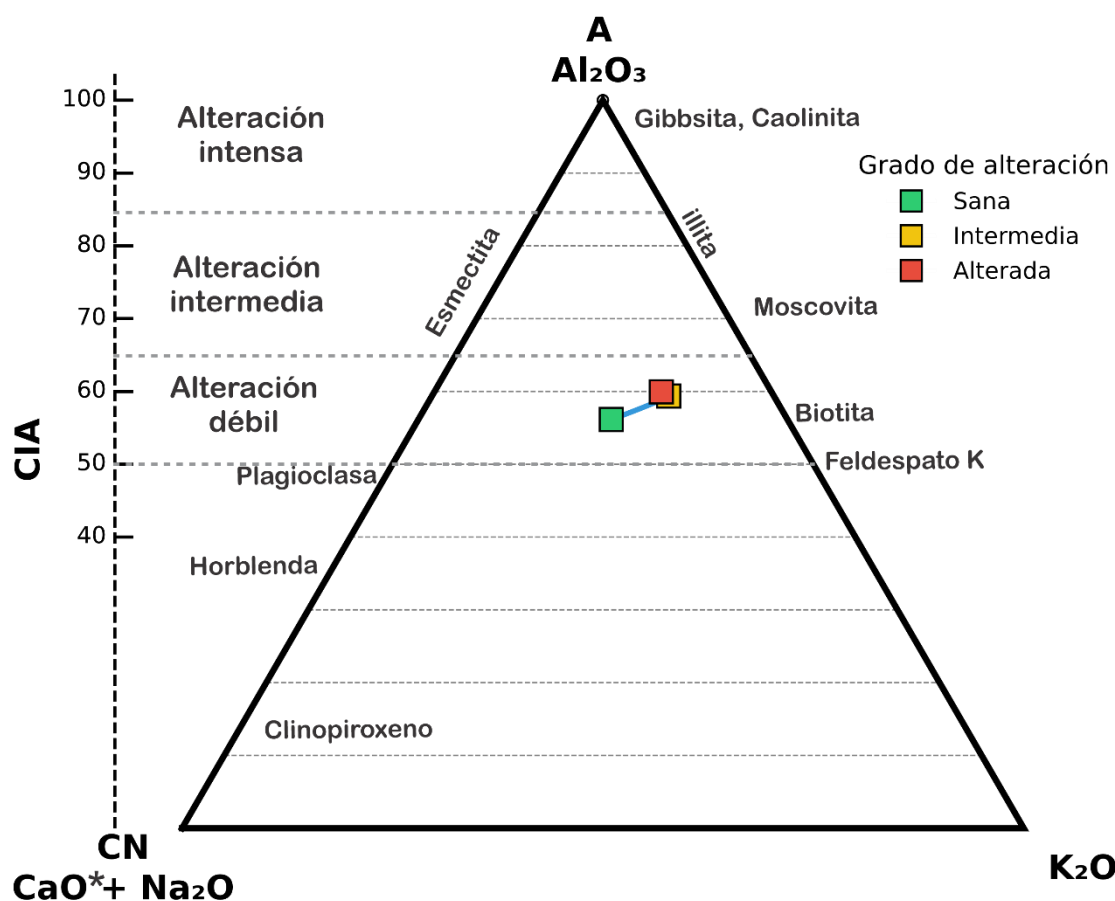


Figura 27. Diagrama ternario A-CN-K (Al_2O_3 - $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ - K_2O) para las muestras de la Formación Ignimbrita Cantera (Tic).

Las concentraciones de As varían entre 12.9 y 19.5 mg/kg, con una dispersión moderada (Figura 21) mostrando una tendencia creciente con el incremento de CIA lo que sugiere que el As es movilizado del vidrio y posteriormente adsorbido en óxidos de Fe neoformados (Dixit y Hering, 2003).

El F^- presenta concentraciones elevadas y una dispersión moderada (Figura 20) también se observa que aumenta con la alteración (400-1140 mg/kg), lo que podría indicar liberación del vidrio y retención en arcillas o fluorita (Pickering, 1985).

Para el U se registraron concentraciones de 5.4 a 7.1 mg/kg, con una dispersión moderada (Figura 22) con un valor máximo en la muestra de alteración intermedia (7.1 mg/kg). La variación observada entre los estados de alteración sugiere una posible redistribución del U durante los procesos de alteración química de la roca.

Riolita San Miguelito (Tsm)

La formación Tsm presenta los valores más altos de CIA entre las unidades analizadas, con 54 % en la muestra sana, 73 % en la muestra de alteración intermedia y 96 % en la muestra alterada. Esta variación refleja una pérdida relativa de Ca, Na y K y un enriquecimiento relativo de Al_2O_3 , consistente con un incremento del grado de alteración química (Nesbitt y Young, 1982). No obstante, los valores del CIA también pueden estar influenciados por procesos posteriores a la formación de la roca, como metasomatismo o silicificación, por lo que estos resultados se interpretan como un indicador de alteración química relativa.

La muestra de roca sana registra valores de 76.82% de SiO_2 , 10.62% de Al_2O_3 , 1.45% de Fe_2O_3 , 1.34% de Na_2O y 6.03% de K_2O , con bajo LOI (1.74%) y con un CIA de 54%.

La muestra alterada presenta un CIA del 96%, mostrando una drástica reducción de Na_2O (0.06%), CaO (0.03%) y K_2O (0.57%) y un aumento en Al_2O_3 (19.91%) y LOI (10.11%).

El incremento de CIA (54 a 96%), junto con la práctica desaparición de Na_2O , CaO , K_2O , muestran un proceso de lixiviación intensa de los elementos alcalinos y alcalinotérreos. Los valores de CIA superiores al 90% son característicos de una alteración muy intensa, favoreciendo la formación de minerales arcillosos, particularmente caolinita y esmectita durante el proceso de meteorización (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

En la Figura 28, se muestra el desplazamiento que va desde el campo de alteración química débil hasta la zona de alteración intensa, siguiendo una trayectoria hacia el vértice de $\text{A}(\text{Al}_2\text{O}_3)$. Este comportamiento representa el ejemplo más claro de evolución geoquímica observado entre las formaciones estudiadas y confirma que la clasificación macroscópica de campo coincide con el incremento del CIA.

En cuanto a los elementos de interés para este estudio, la roca sana presenta las concentraciones más elevadas de As (39.6 mg/kg) y U (7.8 mg/kg) entre todas las formaciones analizadas, mientras que el F^- alcanza concentraciones de 380 mg/kg. Conforme aumenta el grado de la alteración, las concentraciones de As disminuyen hasta 14.4 mg/kg y las de U hasta 4.5 mg/kg, mientras que el F^- aumenta su concentración hasta 1220 mg/kg.

Este comportamiento es consistente con los diagramas de cajas y bigotes (Figura 21, Figura 20, Figura 22), donde la formación Tsm presenta el mayor promedio y el rango de variación más amplio de As, mostrando un enriquecimiento natural de este elemento respecto a las demás formaciones. Para el U, aunque la formación Tic presenta una mediana ligeramente superior, Tsm registra el valor máximo de todo el conjunto de datos (7.8 mg/kg) y una elevada dispersión, lo que refleja una importante heterogeneidad geoquímica entre las muestras. El F^- muestra un comportamiento diferente, la formación Tsm presenta concentraciones altas y una amplia variabilidad, con un incremento progresivo desde la muestra sana hasta la alterada, alcanzando el valor máximo de 1220 mg/kg. Esta tendencia coincide con el marcado incremento del CIA y sugiere que la alteración química favoreció la concentración relativa del F^- en la roca alterada, mientras que As y U disminuyeron conforme aumentó la intensidad de la alteración. Este comportamiento podría indicar que el As y U son liberados a partir del vidrio volcánico y de fases accesorias potencialmente resistentes durante la alteración (Smedley y Kinniburgh, 2002; Armienta y Segovia, 2008), mientras el incremento de F^- de 380 a 1220 mg/kg refleja un enriquecimiento relativo o una redistribución durante la alteración. Considerando el grado de alteración química registrado en la formación Tsm, no puede descartarse que parte de esta evolución geoquímica esté relacionada con una posible alteración hidrotermal. Bajo este escenario, el F^- podría estar retenido en arcillas o precipitado como fluorita (Pickering, 1985) o redistribuido durante la interacción con fluidos hidrotermales. Sin embargo, con los datos disponibles no es posible establecer de manera concluyente el origen hidrotermal de esta alteración, por lo que se requiere evidencia mineralógica y textural adicional.

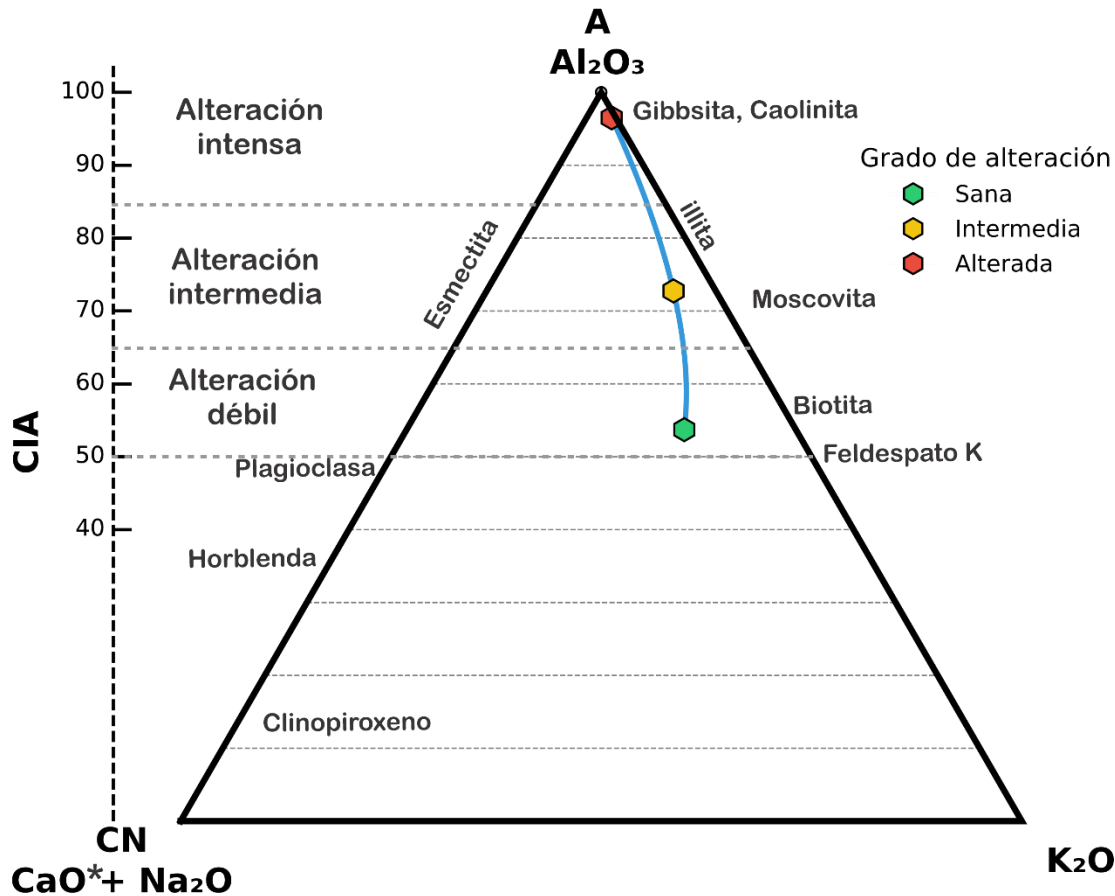


Figura 28. Diagrama ternario A-CN-K (Al_2O_3 - $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ - K_2O) para las muestras de la Formación Riolita San Miguelito (Tsm).

Latita Portezuelo (Tlp)

Para las tres muestras analizadas de la formación Tlp se registran valores de CIA de 53, 52 y 66%. La roca con alteración intermedia presenta un valor de CIA similar al de la roca sana mientras que la muestra alterada registra un incremento notable hasta 66%, indicando una mayor intensidad de meteorización química.

La roca sana tiene 66.36% de SiO_2 , 14.74% de Al_2O_3 , 5.61% de Fe_2O_3 , 2.85% de Na_2O y 4.80% de K_2O , con 0.11% de MgO , 2.12% de CaO , y LOI de 2.25%.

La muestra alterada (CIA 66%) presenta una disminución en Na_2O (0.46%) y CaO (1.93%), con un incremento en LOI (10.54%), SiO_2 (70.55%) y MgO (0.57%), compatible con alteración de plagioclasa y/o biotita (Nesbitt y Young, 1984).

En el diagrama A–CN–K (Figura 29), las muestras van desde la zona de alteración química débil hacia la zona de transición con alteración química intermedia, desplazándose en dirección al vértice A(Al_2O_3). Esta tendencia refleja el empobrecimiento progresivo de los cationes más móviles (principalmente Na y, en menor medida, Ca) durante la alteración, consistente con el aumento del CIA (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

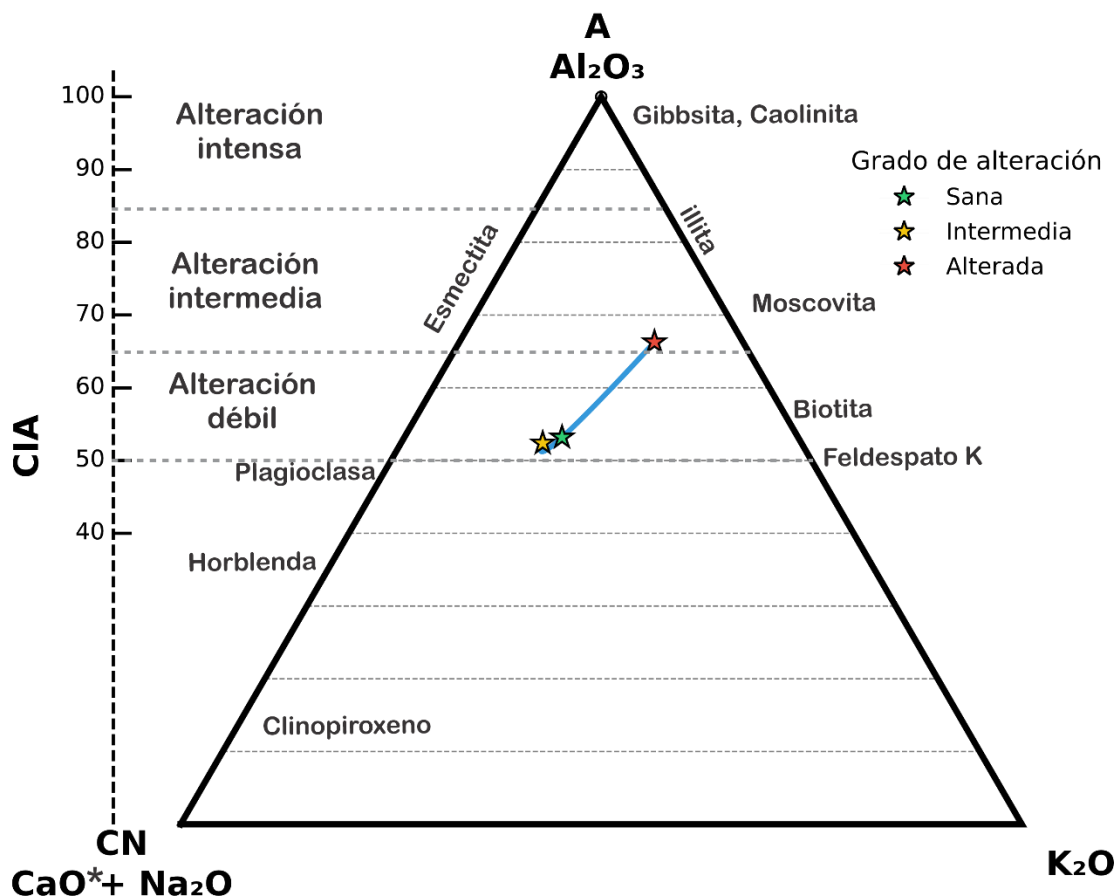


Figura 29. Diagrama ternario A–CN–K (Al_2O_3 – $\text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O}$ – K_2O) para las muestras de la Formación Latita Portezuelo (Tlp).

Los diagramas de cajas y bigotes (Figura 20, Figura 21, Figura 22) muestran que la formación Tlp se caracteriza por presentar concentraciones de As elevadas en todas las muestras (14-25.1 mg/kg). Se observa que el As disminuye progresivamente de 25.1 mg/kg en la roca sana a 20.9 mg/kg en la muestra intermedia y 14.0 mg/kg en la muestra alterada, comportamiento que coincide con el incremento del CIA y sugiere una reducción del contenido de As conforme avanza la alteración química.

El F^- muestra una variabilidad extrema: 260 mg/kg en la roca sana, 1290 mg/kg en la muestra intermedia y 300 mg/kg en la alterada. Este comportamiento sugiere que la concentración de F^- no mantiene una relación lineal con el incremento del CIA. La ausencia de una tendencia sistemática con el incremento del CIA indica que su distribución no está controlada únicamente por el grado de meteorización química, sino probablemente por la heterogeneidad mineralógica de la roca y la presencia de minerales portadores de F^- , como apatito o biotita, cuya alteración puede generar enriquecimientos locales (Pickering, 1985).

Por su parte, el U presenta una tendencia similar a la del As, disminuyendo de 5.6 mg/kg en la roca sana a 3.5 mg/kg en la muestra intermedia y 3.0 mg/kg en la muestra alterada.

Traquita Ojo Caliente (Toc)

La formación Toc registra valores de CIA entre 55 y 59%, indicando un grado de alteración química débil. La roca sana contiene 66.36% de SiO_2 , 13.63% de Al_2O_3 , 5.18% de Fe_2O_3 , 2.34% de Na_2O y 5.78% de K_2O , con 0.62% de CaO y LOI de 3.92%.

La muestra alterada con un CIA de 56% presenta un incremento en Al_2O_3 (14.32%) y Fe_2O_3 (3.20%), con disminución en Na_2O (2.21%). Estas variaciones reflejan una alteración moderada caracterizada principalmente por la pérdida parcial de sodio, sin un agotamiento importante del potasio.

En el diagrama A–CN–K (Figura 30), las tres muestras se agrupan muy próximas entre sí dentro de la zona correspondiente a alteración química débil, mostrando un ligero desplazamiento hacia el vértice A(Al_2O_3). Esta trayectoria indica una limitada movilización de Na, Ca y K. La cercanía de las muestras indica, que químicamente todas las muestras tienen un grado de meteorización muy similar y bajo, manteniendo una composición cercana a la de los feldespatos (Plagioclasa o Feldespato K).

La Figura 21, Figura 20, Figura 22 muestran que las concentraciones de As son elevadas (10-29.8 mg/kg) y aumentan con la alteración (10 a 29.8 mg/kg), lo que podría pasar es que el As es movilizado y retenido en óxidos de Fe. El F^- varía entre 110-640 mg/kg, con un fuerte incremento en la muestra alterada (640 mg/kg),

indicando su movilización y re-precipitación en arcillas. El U es bajo y estable (3.2-3.7 mg/kg).

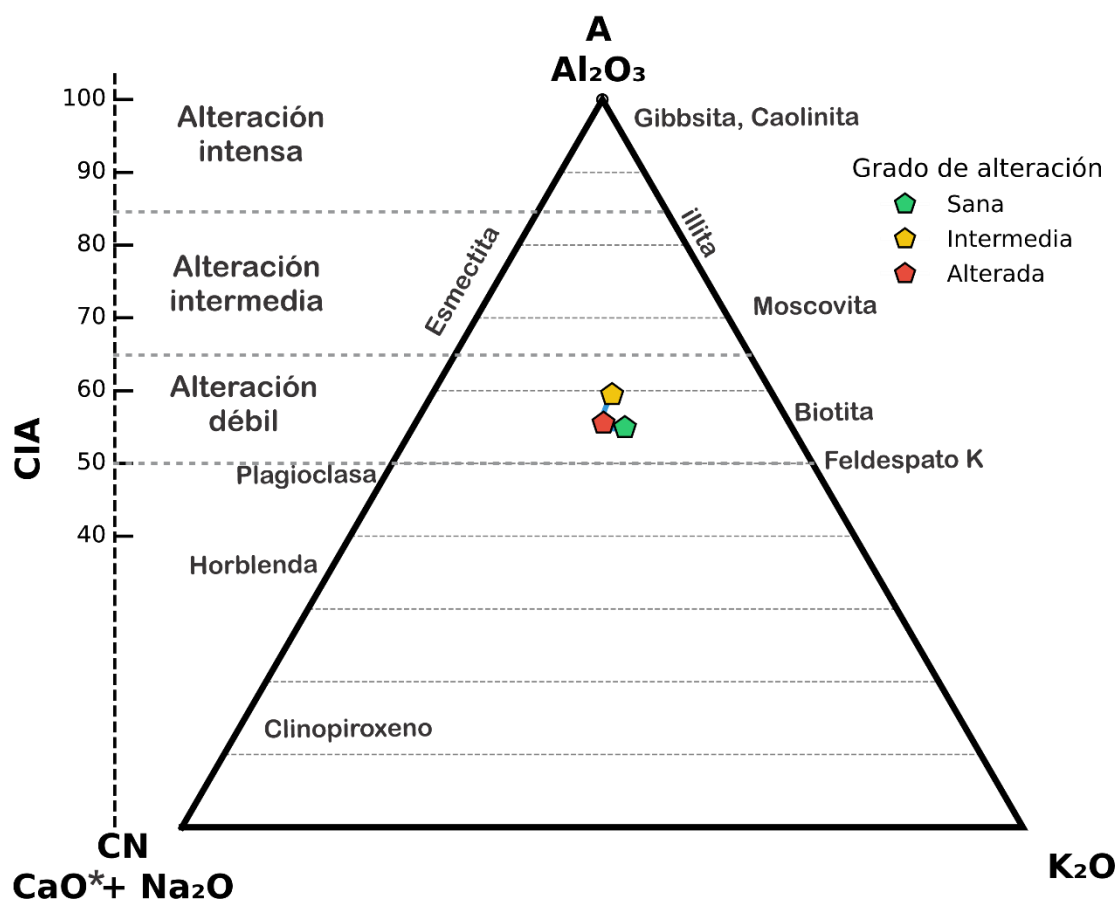


Figura 30. Diagrama ternario A-CN-K (Al₂O₃ - CaO*+Na₂O - K₂O) para las muestras de la Formación Traquita Ojo Caliente (Toc)

Ignimbrita Santa María (Tis)

La formación Tis presentan valores de CIA entre 56 y 59%, indicando una alteración moderada. La roca sana presenta 67.99% de SiO₂, 14.42% de Al₂O₃, 2.85% de Fe₂O₃, 2.29% de Na₂O y 4.88% de K₂O, con 1.14% de CaO y LOI de 4.84%.

La muestra alterada (CIA 59%) presenta un ligero incremento en Al₂O₃ (15.49%) y Fe₂O₃ (3.33%), con disminución en Na₂O (2.12%) y CaO (1.30%), mientras que el contenido de CaO permanece prácticamente constante.

Estas variaciones indican una alteración incipiente caracterizada por la pérdida parcial de los elementos más móviles y un enriquecimiento relativo de Al y Fe.

En el diagrama A–CN–K (Figura 31), las muestras se encuentran agrupadas dentro de la zona perteneciente a alteración química débil, mostrando un ligero desplazamiento hacia el vértice A(Al_2O_3). La trayectoria es corta y prácticamente paralela al lado A–K, indicando que la pérdida de Na y Ca fue limitada y que el K permaneció relativamente conservado durante el proceso de meteorización. La proximidad de las muestras al campo de biotita–moscovita sugiere que los minerales potásicos continúan dominando la composición de la roca, sin evidencias de una alteración suficientemente intensa para evolucionar hacia asociaciones mineralógicas típicas de alteración avanzada, como caolinita o gibbsita.

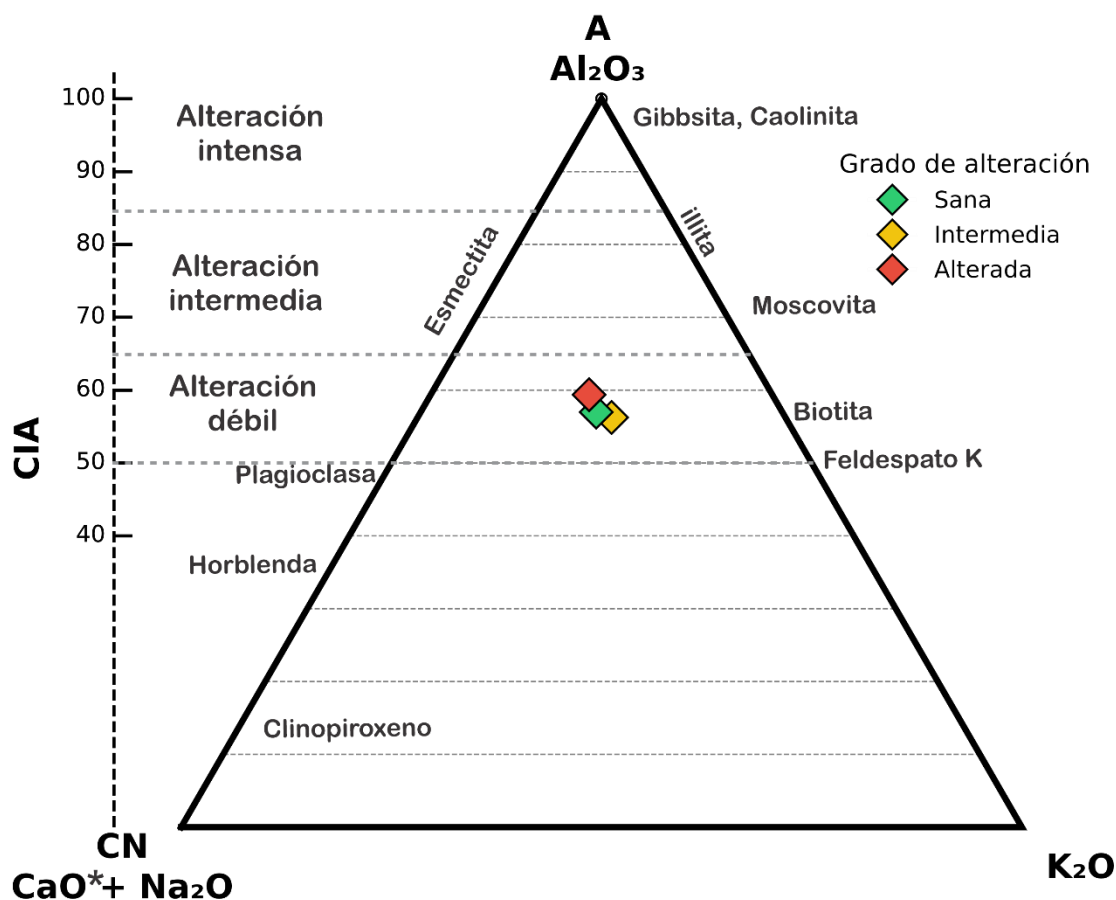


Figura 31. Diagrama ternario A–CN–K ($\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$) para las muestras de la Formación Ignimbrita Santa María (Tis).

En los diagramas de cajas y bigotes (Figura 21, Figura 20, Figura 22) muestra que las concentraciones de As son moderadas (12.2-28.8 mg/kg), con un máximo en la muestra intermedia (28.8 mg/kg) y ligera disminución en la alterada (19.1 mg/kg),

esta variación indica que el contenido de As no sigue una tendencia progresiva con el incremento del CIA y probablemente responde a la heterogeneidad mineralógica de la roca más que al grado de alteración. El F⁻ muestra concentraciones de 440 a 660 mg/kg, con una dispersión moderada y sin una tendencia clara con la alteración. El U registra concentraciones entre 2.7 a 4.0 mg/kg, con un máximo en la muestra intermedia (4.0 mg/kg) y disminuyendo en la muestra alterada. La reducida variabilidad observada en los diagramas de cajas indica que el contenido total de U permanece relativamente estable durante la alteración.

La clasificación mediante el diagrama TAS (Figura 19) muestra que los procesos de alteración no modifican significativamente la clasificación de la mayoría de las muestras analizadas. Por lo tanto, los campos composicionales obtenidos son compatibles con la composición litológica observada; sin embargo, los valores de CIA, particularmente en las muestras de Tsm, muestran que algunas muestras han experimentado una alteración química importante.

La mayoría de las formaciones estudiadas (Tbc, Trp, Tbp, Tap, Tic, Tlp, Toc, Tis) presentan valores de CIA entre el 51% y el 67%. Estos valores indican un grado de alteración química débil a moderado, caracterizado por una pérdida limitada de cationes móviles (Ca, Na y K) y un enriquecimiento relativo de Al₂O₃ (Nesbitt y Young, 1984). Esta tendencia se corrobora en los diagramas A–CN–K, donde las muestras se agrupan muy próximas entre sí y se localizan cerca de la línea base que une los campos de plagioclasas y feldespato potásico.

La baja dispersión de los datos sugiere que los minerales primarios de estas rocas conservan gran parte de su composición original, sin haber experimentado una hidrólisis intensa.

Se identificó una discordancia significativa entre la clasificación macroscópica de campo (sana, intermedia, alterada) y el incremento del CIA en formaciones específicas como Trp y Tap. Esta falta de correlación sugiere que la alteración observada en los afloramientos no siempre refleja un incremento en la intensidad de la meteorización química. Como señalan Fedo et al. (1995), el CIA puede verse afectado por procesos distintos a la meteorización superficial, como el metasomatismo potásico o la silicificación. La alteración visual observada en estas

formaciones probablemente responde a procesos hidrotermales o a modificaciones mineralógicas que no implican una pérdida significativa de Na y Ca, por lo que no producen un incremento importante del CIA.

El análisis geoquímico de las 27 muestras de roca volcánica permitió identificar las formaciones con las mayores concentraciones de As, F⁻ y U. Los diagramas de cajas y bigotes muestran que la formación Tsm presenta las mayores concentraciones de As, alcanzando un valor máximo de 39.6 mg/kg en la muestra sana, además de la mediana más alta y una amplia dispersión, lo que evidencia una elevada variabilidad interna asociada al grado de alteración. La segunda formación con mayores contenidos de As corresponde a la formación Trp con un valor máximo de 32.6 mg/kg.

En el caso de F⁻ la formación Tlp registra las concentraciones máximas de 1290 mg/kg, seguida por la formación Tbc con 1160 mg/kg, la Rirolita San Miguelito (Tsm) con 1220 mg/kg y la Ignimbrita Cantera (Tic) con 1140 mg/kg. Los diagramas de cajas muestran una elevada dispersión para este elemento, indicando que el contenido de F⁻ presenta una mayor variabilidad entre muestras y no sigue una tendencia uniforme con el incremento del grado de alteración.

Respecto al U la formación Tsm alcanza la mayor concentración con 7.8 mg/kg, seguida de la formación Tic con 7.1 mg/kg. Ambas formaciones exhiben las medianas más altas en los diagramas de cajas y bigotes, lo que podría sugerir el enriquecimiento relativo en comparación con el resto de las unidades volcánicas analizadas.

La Rirolita Tsm presenta los valores más altos de CIA, con un incremento de 54 a 96 % entre la muestra sana y la alterada. En esta formación, las concentraciones de As y U disminuyen conforme aumenta el grado de alteración, de 39.6 a 14.4 mg/kg y de 7.8 a 4.5 mg/kg, respectivamente, mientras que el F⁻ aumenta de 380 a 1220 mg/kg. La disminución de As y U podría ser consistente con su liberación durante la alteración de la roca, posiblemente asociada con la disolución o transformación del vidrio volcánico y de fases accesorias potencialmente resistentes. El incremento de F⁻ podría estar relacionado con su retención o incorporación en fases secundarias formadas durante la alteración.

En las formaciones Tbc y Tic, las concentraciones de As y F^- tienden a aumentar con el grado de alteración. Este comportamiento podría estar relacionado con la retención de estos elementos en fases secundarias, como oxihidróxidos de Fe y fases arcillosas. El U presenta una variabilidad relativamente baja en la mayoría de las unidades, lo que sugiere una menor asociación con el grado de alteración observado en las muestras analizadas. Este comportamiento podría estar relacionado con su asociación con fases minerales relativamente resistentes, aunque la identificación de minerales específicos, como circón, requeriría evidencia mineralógica adicional.

5. Evaluación hidrogeoquímica y de calidad del agua subterránea

Para caracterizar la composición química del agua subterránea e identificar los procesos hidrogeoquímicos que controlan la movilización de As, F^- y U, se recolectaron 69 muestras de agua subterránea provenientes de pozos profundos distribuidos en el área de estudio comprendida entre las localidades de Jaral de Berrio, Guanajuato y Villa de Reyes, San Luis Potosí. (Figura 32).

Durante el muestreo se determinaron *in situ* los principales parámetros fisicoquímicos, incluyendo conductividad eléctrica (CE), pH, temperatura, potencial de óxido-reducción (ORP), oxígeno disuelto (OD) y alcalinidad. Estos parámetros constituyen indicadores fundamentales del estado hidrogeoquímico del agua, ya que permiten evaluar el grado de mineralización, las condiciones ácido-base, el ambiente redox y los procesos de interacción agua-roca que controlan la evolución química de los sistemas de flujo (Appelo y Postma, 2005; Drever, 1997).

Los elementos mayores incluyen los principales cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y K^+) y aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^-), mientras que los elementos trazas comprenden especies de interés ambiental como As, F y U, cuya presencia y movilidad están estrechamente relacionadas con la interacción entre el agua subterránea y las unidades litológicas que conforman el sistema de flujo (Hem, 1985; Langmuir, 1997; Smedley y Kinniburgh, 2002).

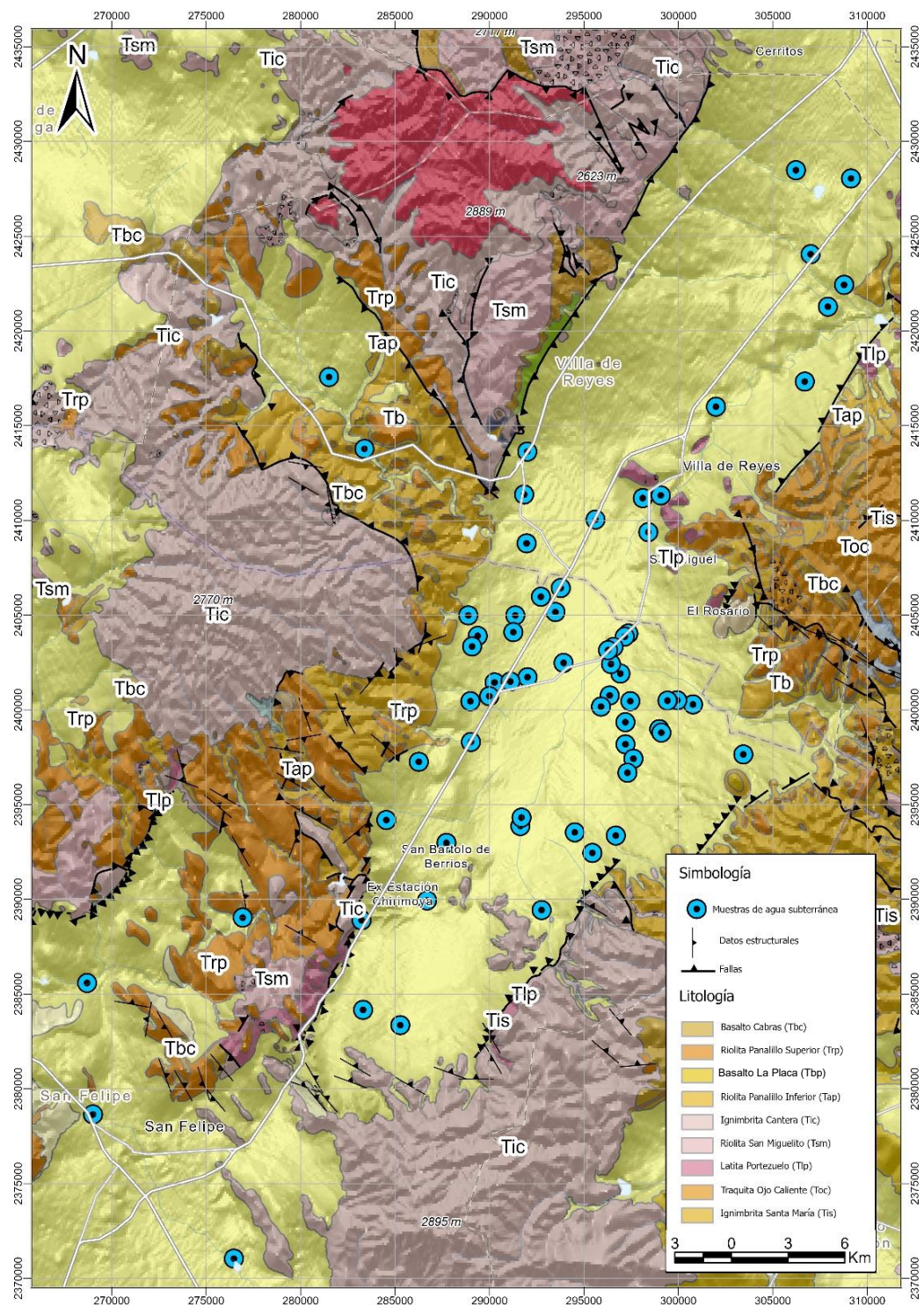


Figura 32. Localización de los pozos de agua subterránea en el área de estudio comprendida entre Jaral de Berrio, Guanajuato, y Villa de Reyes, San Luis Potosí.

5.1. Características fisicoquímicas del agua

En la Tabla 3 se presenta la estadística descriptiva de los parámetros fisicoquímicos determinados en las 69 muestras de agua subterránea. Los resultados obtenidos muestran una variabilidad significativa en las condiciones del agua subterránea.

El pH oscila entre 6.03 y 8.06, con un valor promedio de 7.35 y una desviación estándar de 0.35, lo que indica condiciones que varían de ligeramente ácidas a ligeramente alcalinas, con valores cercanos a la neutralidad. La baja desviación estándar muestra cierta homogeneidad de este parámetro. Estos valores favorecen la estabilidad de los iones en la solución y pueden influir en la movilidad de elementos traza como el F^- y el U, los cuales tienen una mayor solubilidad bajo condiciones ligeramente alcalinas (Appelo y Postma, 2005; Langmuir, 1997).

La CE presenta valores mínimos de 282.00 $\mu S/cm$ y máximos de 1464.00 $\mu S/cm$, con un promedio de 547.29 $\mu S/cm$, indica un amplio grado de mineralización del agua. La desviación estándar 200.04 $\mu S/cm$ indican una heterogeneidad asociada probablemente a diferencias en la interacción agua – roca, el tiempo de residencia y la trayectoria de flujo del sistema. Los valores más elevados de CE se asocian con una mayor disolución de minerales y un incremento en la concentración de especies iónicas disueltas, procesos característicos de aguas hidrogeoquímicamente más evolucionadas (Hem, 1985; Appelo y Postma, 2005)

Para el caso de la temperatura, se observa una variación entre 23.00 y 43.70 °C, con un valor promedio de 32.76°C y una desviación estándar de 5.66°C. Estas temperaturas pueden indicar condiciones térmicas elevadas dentro del sistema de flujo. La variabilidad puede estar relacionadas con las diversas profundidades de los pozos y la dinámica del flujo subterráneo. Además, las temperaturas más elevadas favorecen la velocidad de las reacciones de disolución y alteración mineral, incrementando la interacción entre el agua subterránea y las fases minerales de la roca. Este proceso puede contribuir a la movilización de elementos como As, F^- y U hacia el agua subterránea.

El ORP muestra valores entre 12.60 y 351.50 mV, con un promedio de 127.96 mV y una desviación estándar de 52.67 mV, la variabilidad en las condiciones redox en el sistema de flujo del agua subterránea indica un predominio de ambientes

oxidantes a moderadamente oxidantes (McMahon y Chapelle, 2008). Estas condiciones favorecen la estabilidad del As como arsenato (As(V)) y del U como uranilo (U(VI)), especies generalmente más móviles en solución acuosa. La amplitud del rango observado sugiere la presencia de microambientes con diferentes condiciones de oxidación, los cuales pueden modificar localmente la movilidad de estos elementos (Smedley y Kinniburgh, 2002; Langmuir, 1997).

El OD presenta valores que varían de 0.48 a 7.14 mg/L, con un promedio de 2.13 mg/L y una desviación estándar de 1.32 mg/L. Los bajos valores son característicos de aguas subterráneas con limitada interacción con la atmósfera y mayores tiempos de residencia, mientras que las concentraciones más altas podrían estar asociadas a zonas de recargas recientes o mayor intercambio con el medio superficial.

Los valores de la alcalinidad varían entre 85.05 a 242.05 mg/L como CaCO_3 , con un promedio de 153.17 mg/L como CaCO_3 y una desviación estándar de 30.75 mg/L como CaCO_3 . Estos valores muestran una capacidad amortiguadora moderada del agua subterránea frente a cambios de pH. La alcalinidad está controlada principalmente por la presencia de HCO_3^- , generado por la disolución de minerales carbonatados y silicatos, así como por la incorporación de dióxido de carbono (CO_2) durante la infiltración y circulación del agua subterránea (Appelo y Postma, 2005; Drever, 1997).

Estas variaciones sugieren diferencias en el grado de evolución hidrogeoquímica y en el tiempo de residencia del agua. Los valores altos de alcalinidad son indicativos de una interacción agua-roca más prolongada, favoreciendo la acumulación de HCO_3^- en solución. Estas condiciones son relevantes para la movilidad del U, ya que el HCO_3^- forma complejos estables con el ion uranilo (UO_2^{2+}), incrementando su solubilidad y transporte en aguas con pH neutro a ligeramente alcalino y condiciones oxidantes (Langmuir, 1997).

Los parámetros fisicoquímicos evaluados indican diferencias en el grado de mineralización, las condiciones redox, la temperatura y el grado de oxigenación del agua. Las muestras con mayor temperatura y mineralización, junto con bajos contenidos de OD, podrían estar asociadas con trayectorias de flujo más profundas y tiempos de residencia más prolongados, lo que favorecería una mayor interacción

agua-roca y la incorporación de especies químicas disueltas al agua subterránea. Estas condiciones, en conjunto con las diferentes trayectorias de flujo, pueden contribuir a explicar la variabilidad en la movilización y distribución de elementos disueltos de interés, como As, F⁻ y U.

Tabla 3 *Valores mínimos, máximo, promedio y desviación estándar de los parámetros fisicoquímicos determinados en campo.*

Parámetro de campo	Mínimo	Máximo	Promedio	Desv. Estándar
pH	6.03	8.06	7.35	0.35
C.E. (μS/cm)	282.00	1464.00	547.29	200.04
T (°C)	23.00	43.70	32.76	5.66
ORP (mV)	12.60	351.50	127.96	52.67
OD (mg/L)	0.48	7.14	2.13	1.32
Alcalinidad (mg/L CaCO ₃)	85.05	242.05	153.17	30.75

5.2. Composición química del agua

En la Tabla 4 se muestra la estadística descriptiva de las concentraciones de los principales iones determinados en las 69 muestras de agua subterránea. La composición química del agua se caracteriza por el predominio de HCO₃⁻ y de Na⁺, indicando que la evolución química del agua está controlada por procesos de interacción agua-roca y por la disolución progresiva de minerales silicatados presentes en las unidades volcánicas que conforman el sistema de flujo (Freeze y Cherry, 1979; Appelo y Postma, 2005).

El HCO₃⁻ presentó concentraciones entre 105.44 y 299.25 mg/L, con un valor promedio de 189.98 mg/L y una desviación estándar de 35.59 mg/L, siendo el anión dominante del sistema. Estas concentraciones reflejan la incorporación de HCO₃⁻ durante la hidrólisis de feldespatos y otros silicatos, así como por la disolución de minerales carbonatados secundarios y la incorporación de CO₂ procedente del suelo durante la infiltración. El HCO₃⁻ representa uno de los principales indicadores

de la intensidad de la interacción agua–roca y del grado de evolución hidrogeoquímica del agua subterránea (Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

El sulfato (SO_4^{2-}) registra valores entre 2.25 y 101.00 mg/L, con un promedio de 22.51 mg/L. Aunque la mayoría de las muestras presentan contenidos relativamente bajos, el amplio intervalo observado sugiere aportes locales asociados con la oxidación de minerales sulfurados, la disolución de sulfatos secundarios o procesos de mezcla entre diferentes trayectorias de flujo (Hem, 1985; Drever, 1997).

El cloruro (Cl^-) registró concentraciones entre 7.03 y 43.95 mg/L, con un promedio de 19.70 mg/L y una baja dispersión (5.83 mg/L). Debido a que este ion participa escasamente en reacciones de precipitación, adsorción o intercambio iónico, suele comportarse de manera conservativa durante el flujo subterráneo. Su concentración está relacionada principalmente con la recarga meteórica, la concentración por evaporación o la mezcla de diferentes masas de agua (Hem, 1985; Appelo y Postma, 2005).

El nitrato (NO_3^-) presentó concentraciones entre 5.31 y 53.12 mg/L, con un promedio de 13.29 mg/L y una desviación estándar de 9.50 mg/L. La elevada variabilidad observada sugiere la influencia de fuentes localizadas de origen antrópico, como actividades agrícolas, ganaderas o asentamientos humanos, ya que el nitrato generalmente no constituye un producto importante de la meteorización de las rocas (Freeze y Cherry, 1979; Hem, 1985).

El F^- presentó concentraciones entre 0.23 y 3.93 mg/L, con un promedio de 2.15 mg/L y una desviación estándar de 0.84 mg/L. Estos valores indican la presencia de este ion en el agua subterránea, asociada a la disolución de minerales portadores de F^- , como fluorita, apatita, biotita y vidrio volcánico presentes en las rocas volcánicas félsicas. Su movilidad está favorecida por valores de pH neutros a ligeramente alcalinos y por bajas concentraciones de calcio, condiciones que limitan la precipitación de fluorita y favorecen su permanencia en solución (Langmuir, 1997; Appelo y Postma, 2005).

El sodio (Na^+) es el catión predominante, con concentraciones entre 24.47 y 89.62 mg/L y un promedio de 64.91 mg/L. Su enriquecimiento está asociado principalmente a la alteración de feldespatos sódicos, especialmente albita, así

como a procesos de intercambio catiónico que favorecen la liberación de sodio hacia la fase acuosa durante la evolución hidrogeoquímica del sistema (Hem, 1985; Appelo y Postma, 2005).

El calcio (Ca^{2+}) presentó concentraciones entre 9.55 y 64.45 mg/L, con un promedio de 25.89 mg/L. Este ion proviene principalmente de la disolución de plagioclasas cálcicas, minerales ferromagnesianos y minerales carbonatados secundarios. La variabilidad refleja diferencias en la composición litológica y en el grado de interacción agua–roca entre las distintas trayectorias de flujo (Drever, 1997; Freeze y Cherry, 1979).

El magnesio (Mg^{2+}) registró las menores concentraciones entre los cationes, con un promedio de 0.88 mg/L, indicando una escasa contribución de minerales ricos en magnesio, como olivino, piroxenos o anfíboles, o bien una limitada presencia de estas litologías dentro del sistema de flujo (Hem, 1985).

El potasio (K^{+}) presentó concentraciones entre 0.39 y 38.34 mg/L, con un promedio de 8.49 mg/L y una alta dispersión. Este comportamiento se relaciona con la alteración de feldespato potásico y biotita; sin embargo, debido a su fuerte afinidad por los procesos de adsorción e intercambio en minerales arcillosos, el potasio suele presentar menores concentraciones disueltas respecto al sodio (Appelo y Postma, 2005).

El orden de abundancia de los principales iones fue $\text{Na}^{+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^{+} > \text{Mg}^{2+}$ para los cationes y $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-} > \text{NO}_3^{-} > \text{F}^{-}$ para los aniones. Este patrón es característico de sistemas de flujo desarrollados en medios volcánicos donde predominan los procesos de meteorización de silicatos y la interacción agua–roca como mecanismos principales de control de la composición química del agua (Hem, 1985; Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005).

Tabla 4 Estadísticos descriptivos de los principales iones mayoritarios del agua subterránea del área de estudio.

Parámetro	Mínimo	Máximo	Promedio	Desv. estándar
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	105.44	299.25	189.98	35.59
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	2.25	101.00	22.51	13.80
Cl ⁻ (mg/L)	7.03	43.95	19.70	5.83
NO ₃ ⁻ (mg/L)	5.31	53.12	13.29	9.50
F ⁻ (mg/L)	0.23	3.93	2.15	0.84
Ca ²⁺ (mg/L)	9.55	64.45	25.89	10.96
Mg ²⁺ (mg/L)	0.02	11.47	0.88	1.58
Na ⁺ (mg/L)	24.47	89.62	64.91	12.94
K ⁺ (mg/L)	0.39	38.34	8.49	6.70

5.3. Clasificación hidrogeoquímica

En la Tabla 5 se presenta la distribución de las familias hidrogeoquímicas identificadas en el área de estudio. De las 69 muestras analizadas, 65 muestras (94.2 %) corresponden a la familia de agua HCO₃-Na . Tres muestras (4.3 %) corresponden a la facies bicarbonatada cálcica (HCO₃-Ca) y una muestra (1.5 %) presenta una composición bicarbonatada mixta (HCO₃-Mix). Este marcado predominio de aguas HCO₃-Na indica que el sistema de flujo se encuentra dominado por aguas con un elevado grado de evolución hidrogeoquímica, resultado de una interacción prolongada entre el agua subterránea y las rocas volcánicas que conforman el sistema de flujo.

El predominio de la facies HCO₃-Na sugiere que la composición química del agua está controlada principalmente por la alteración de minerales silicatados, particularmente de feldespatos alcalinos presentes en riolitas, ignimbritas y otras rocas volcánicas, así como por procesos de intercambio catiónico que favorecen el enriquecimiento de Na en solución durante trayectorias de flujo prolongadas (Hem, 1985; Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005). Este tipo de evolución hacia composiciones HCO₃-Na ha sido documentado en sistemas de flujo subterráneo de la región central de México, donde la interacción agua-roca y el intercambio iónico contribuyen a modificar progresivamente la composición química del agua (Carrillo-Rivera et al., 1992, 2002).

De acuerdo con el modelo de flujo de Tóth (1999), este tipo de facies es característico de sistemas regionales o intermedios con mayores tiempos de residencia, donde la interacción agua–roca produce un incremento progresivo de HCO_3^- y Na^+ .

La presencia de aguas $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ indica zonas de recarga reciente. Estas aguas corresponden a sistemas de flujo locales con un menor tiempo de residencia y una composición química poco evolucionada, dominada por la disolución de minerales cálcicos (Freeze y Cherry, 1979; Appelo y Postma, 2005). La única muestra clasificada como $\text{HCO}_3\text{--Mixta}$ representa una transición entre ambos extremos, probablemente asociada a la mezcla de aguas con diferentes trayectorias de flujo o a un grado intermedio de interacción agua–roca.

El predominio de la facies $\text{HCO}_3\text{--Na}$ es un resultado de gran relevancia para este estudio, ya que esta agua suele presentar condiciones de pH neutro a ligeramente alcalino, favoreciendo la formación de complejos carbonatados de uranilo y la permanencia del fluoruro en solución. Estas condiciones mencionadas, junto con el carácter predominantemente oxidante del acuífero, pueden favorecer la movilización de U, F^- y, en menor medida, As (Langmuir, 1997; Smedley y Kinniburgh, 2002).

Tabla 5. Distribución de las facies hidrogeoquímicas identificadas mediante el diagrama de Piper.

Facies hidrogeoquímica	Número de muestras	Porcentaje (%)
$\text{HCO}_3\text{--Na}$	65	94.2
$\text{HCO}_3\text{--Ca}$	3	4.3
$\text{HCO}_3\text{--Mixta}$	1	1.5
Total	69	100

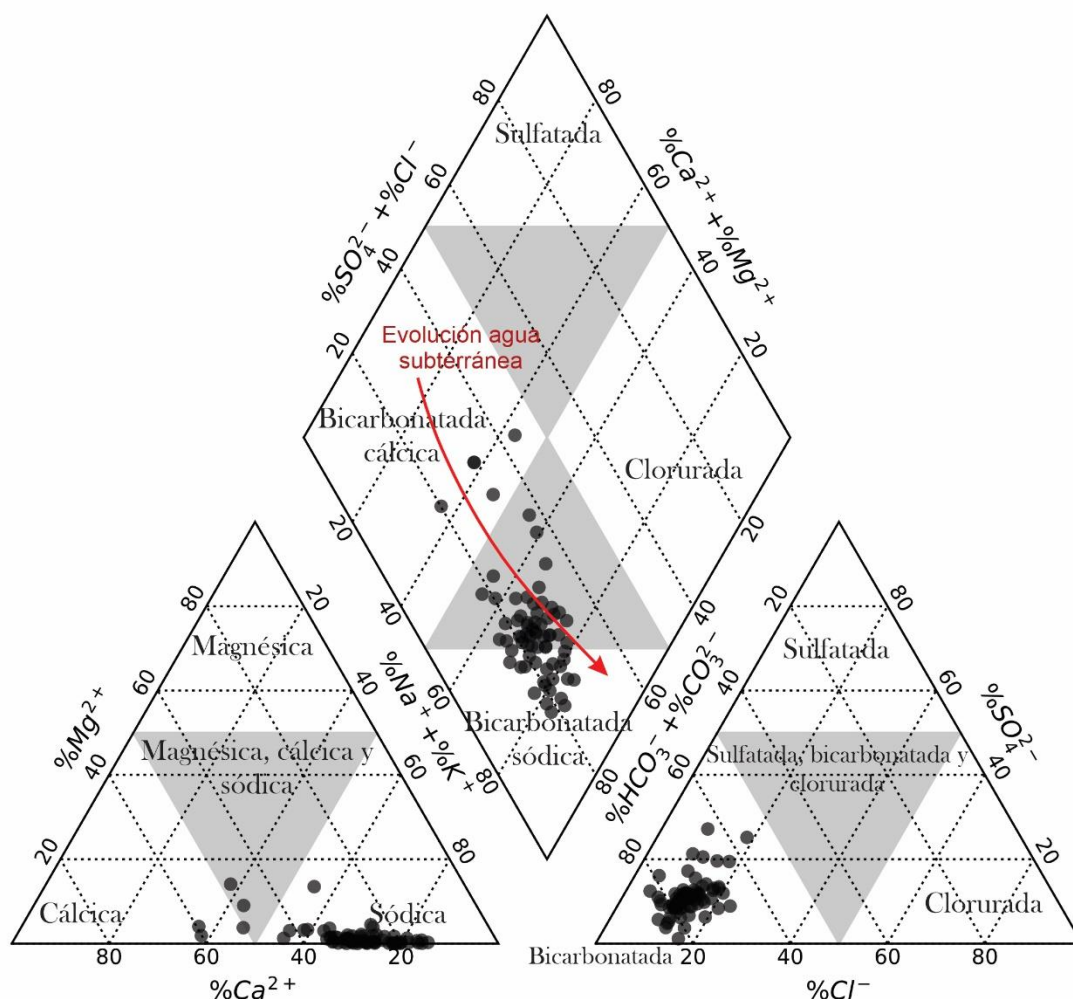


Figura 33. Evolución hidrogeoquímica y clasificación de facies mediante diagrama de Piper

La Figura 34 muestra la distribución espacial de las familias hidrogeoquímicas identificadas en la zona de estudio mediante el diagrama de Piper.

Las aguas $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (puntos azules): Se observa una presencia muy escasa, limitada a unos pocos puntos en la porción noreste del mapa, asociados geológicamente a zonas de transición o laderas de las elevaciones.

La facies $\text{HCO}_3\text{-Mix}$ (puntos naranjas): Aparecen un punto aislado en el valle central, cerca de Villa de Reyes.

$\text{HCO}_3\text{-Na}$ (puntos verdes): Se distribuye ampliamente a lo largo de todo el valle, siguiendo un eje general norte-sur a lo largo del corredor de Villa de Reyes y extendiéndose hacia el sur (San Bartolo de Berrios) y sureste.

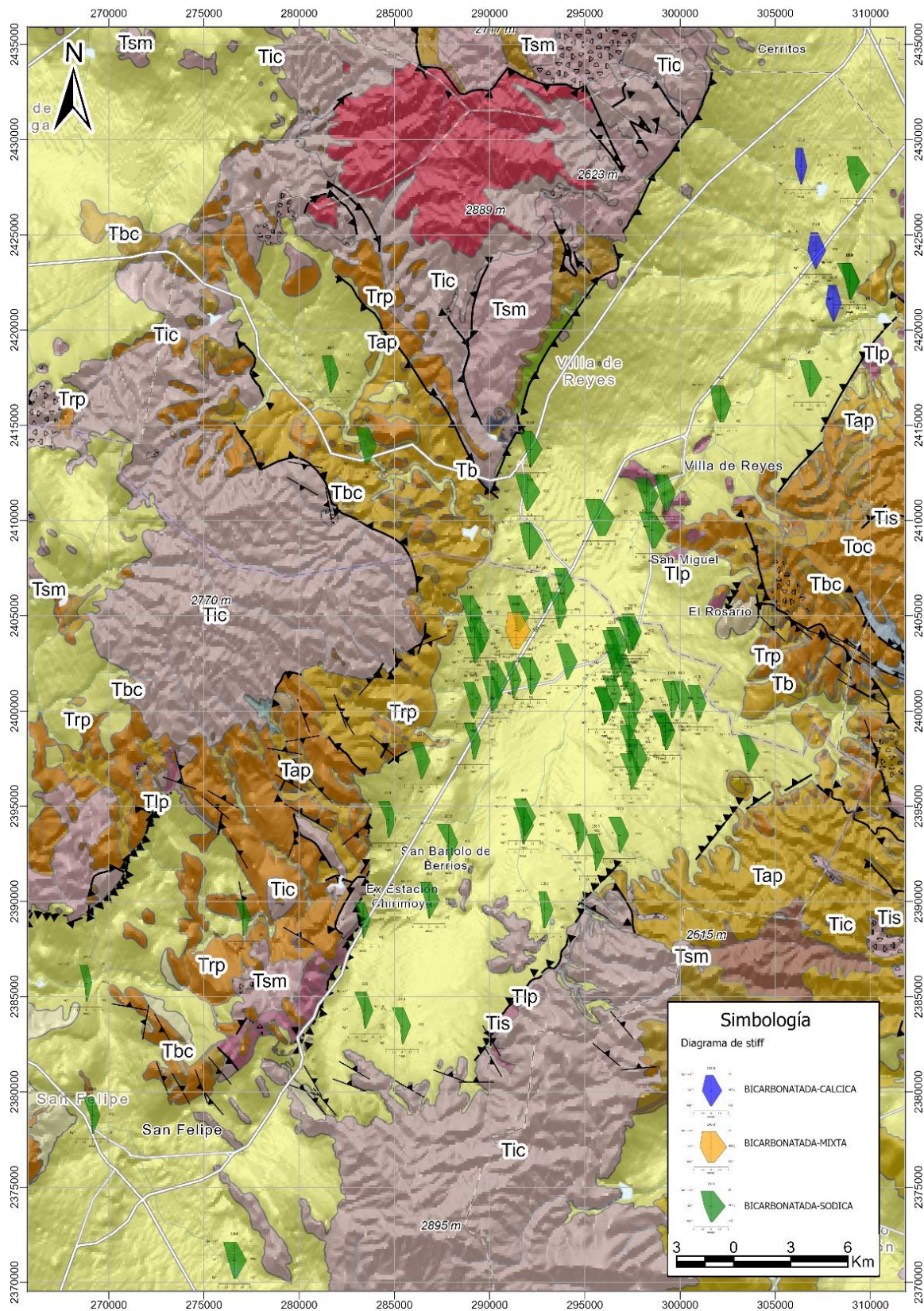


Figura 34. Distribución de Familia Hidrogeoquímica del agua

Esta distribución espacial evidencia una evolución hidrogeoquímica progresiva del agua subterránea desde las zonas de recarga, ubicadas en los márgenes montañosos, hacia las zonas de descarga localizadas en el valle. Durante este recorrido, el incremento del tiempo de residencia favorece una interacción más intensa entre el agua y las rocas volcánicas, promoviendo la alteración de minerales silicatados, el enriquecimiento de sodio y bicarbonato en solución y el desarrollo de facies bicarbonatadas sódicas (Hem, 1985; Drever, 1997; Appelo y Postma, 2005). El predominio espacial de la facies $\text{HCO}_3\text{--Na}$ confirma que la composición química del acuífero está controlada principalmente por procesos de interacción agua–roca y por sistemas de flujo de carácter regional o intermedio. Estas condiciones son importantes para la movilización de elementos como el F^- y el U, ya que las aguas $\text{HCO}_3\text{--Na}$ suelen presentar valores de pH neutro a ligeramente alcalino y concentraciones elevadas de HCO_3 , favoreciendo la estabilidad de complejos carbonatados de uranilo UO_2^{2+} y la permanencia del F en solución (Langmuir, 1997; Smedley y Kinniburgh, 2002).

5.4. Procesos dominantes de interacción agua–roca

La composición química del agua se debe a la interacción con el entorno geológico durante su circulación a través del sistema de flujo. Como se menciona en capítulos anteriores, la composición de las muestras analizadas dio como resultado el dominio de la facies hidroquímica $\text{HCO}_3\text{--Na}$, indicando una evolución química asociada con procesos de interacción agua–roca e intercambio iónico.

Entre los procesos que pueden contribuir a esta evolución son la meteorización y disolución de minerales, el intercambio catiónico y la interacción con fases silicatadas y carbonatadas.

Con la finalidad de identificar las relaciones entre los componentes disueltos, se realizaron diagramas de dispersión bivariados. De los diagramas analizados, se observó una relación positiva entre Ca^{2+} y HCO_3^- , con un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.50$ y un nivel de significancia estadística de $p = 1.14 \times 10^{-11}$ (Figura 35). Los datos obtenidos muestran que aproximadamente el 50% de la

varianza está explicada por su relación lineal en la concentración de Ca^{2+} y HCO_3^- , sugiriendo un proceso de interacción agua-roca.

Teniendo en cuenta la presencia rocas volcánicas felsicas en la zona de estudio, esta correlación podría estar relacionada con la meteorización y alteración de minerales silicatados como feldespatos y plagioclasas, así como con otros minerales susceptibles a proceso de meteorización. La hidrólisis de estos minerales puede favorecer la liberación de cationes, sílice y bicarbonato hacia la solución.

Los feldespatos sódicos en este proceso pueden aportar Na^+ y HCO_3^- en el agua. Este comportamiento ha sido documentado en sistemas de agua subterránea donde la evolución hacia composiciones Na-HCO_3 se relaciona con la alteración de plagioclasas y otros minerales silicatados. De manera similar, la meteorización de feldespatos en medios volcánicos puede contribuir a la incorporación de Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ y HCO_3^- a la solución, dependiendo de la composición mineralógica de la roca (Manu et al., 2023; Kitessa et al., 2024).

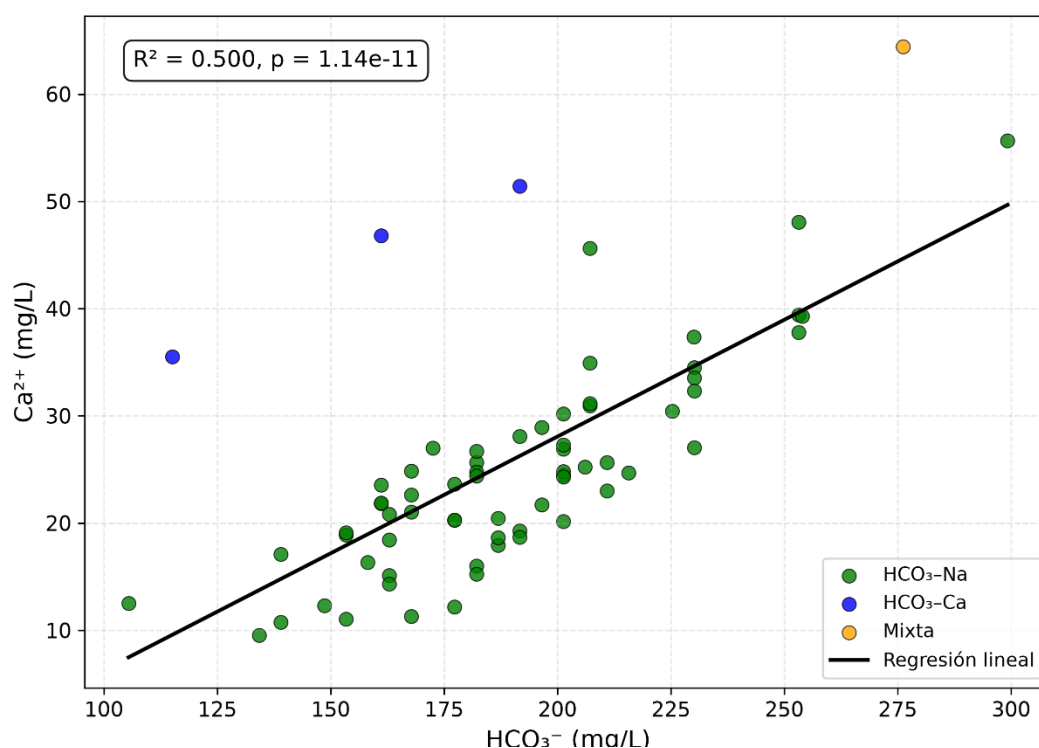
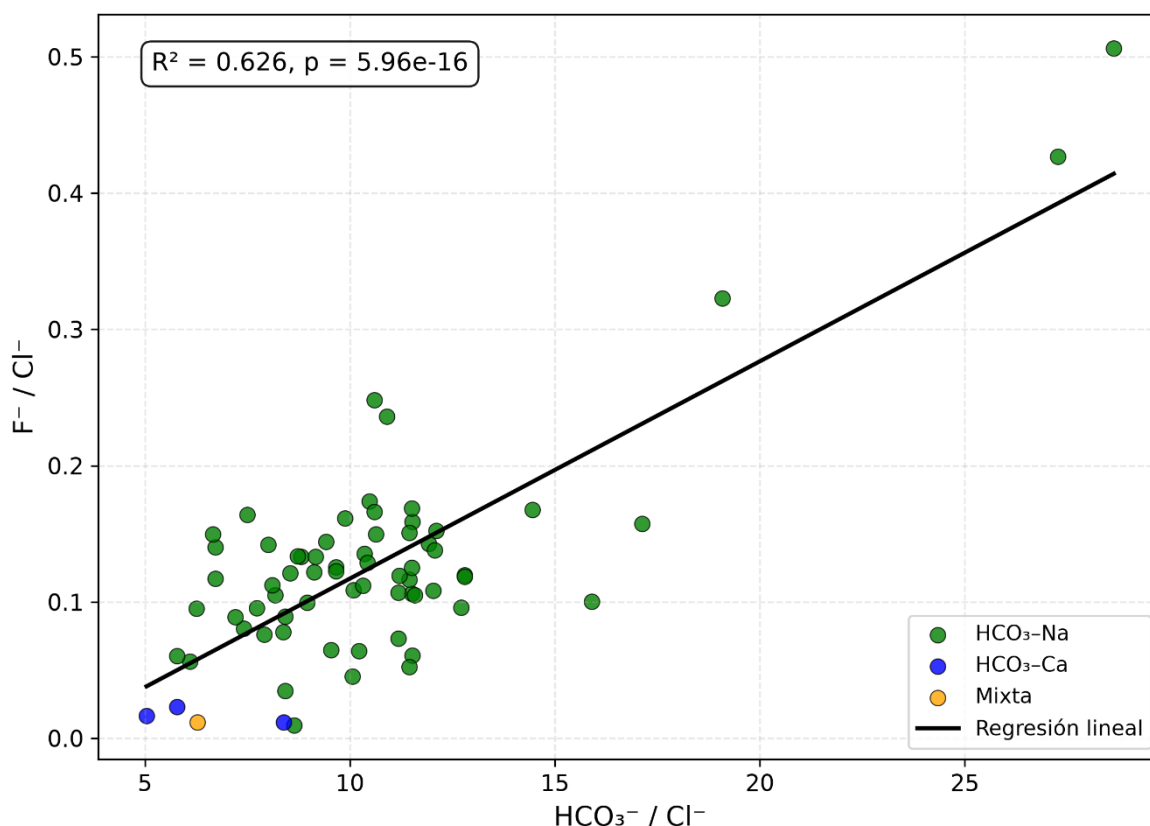


Figura 35. Relación entre Ca^{2+} y HCO_3^- en las aguas subterráneas.

Nordstrom (2022) propuso el diagrama F^-/Cl^- vs. HCO_3^-/Cl^- para analizar la disolución de fluoruro a lo largo de la evolución del agua subterránea. El uso del cloruro como ion de normalización permite minimizar los efectos de evaporación o dilución simple, aislando las variaciones de fluoruro que responden directamente a la interacción agua-roca. La gráfica muestra una correlación positiva clara, con $R^2 = 0.626$ y un valor de p altamente significativo, del orden de 5.96×10^{-16} . Esta tendencia respalda la hipótesis de una movilización geogénica del fluoruro: su liberación ocurre en paralelo al incremento de bicarbonato y al aumento de alcalinidad durante la intemperización de los silicatos de la matriz volcánica félsica. Las muestras HCO_3 -Ca, en la base de la tendencia, corresponden a aguas menos evolucionadas, con menor tiempo de interacción y bajos niveles de fluoruro. Las muestras HCO_3 -Na representan la mayor parte del sistema y alcanzan los valores más altos, evidenciando que a mayor tiempo de residencia y evolución



hidrogeoquímica, se incrementa la liberación de fluoruro al sistema de flujo.

Figura 36. Relación entre las razones iónicas F^-/Cl^- y HCO_3^-/Cl^- en el agua subterránea y su distribución según la facies hidroquímica (adaptado de Nordstrom, 2022).

La distribución de As también puede relacionarse con las condiciones fisicoquímicas del sistema. La totalidad de los datos se concentra principalmente en un intervalo de pH ligeramente neutro a alcalino, aproximadamente entre 6.8 y 8.0, y bajo condiciones moderadamente oxidantes, con valores de Eh entre 200 y 500 mV. Bajo estas condiciones, el arsénico puede encontrarse predominantemente como As(V), en forma de especies de arseniato cuya distribución depende del pH, principalmente H_2AsO_4^- y HAsO_4^{2-} (Figura 37). La movilidad del As(V) puede estar condicionada por su interacción con superficies minerales, particularmente oxihidróxidos de Fe y Mn, sobre las cuales puede ocurrir adsorción y, bajo determinadas condiciones fisicoquímicas, desorción. Por tanto, las condiciones oxidantes y el pH observado en las aguas pueden favorecer la presencia de As(V) en solución, aunque su concentración dependerá también de la disponibilidad de fases portadoras y de otros procesos hidrogeoquímicos.

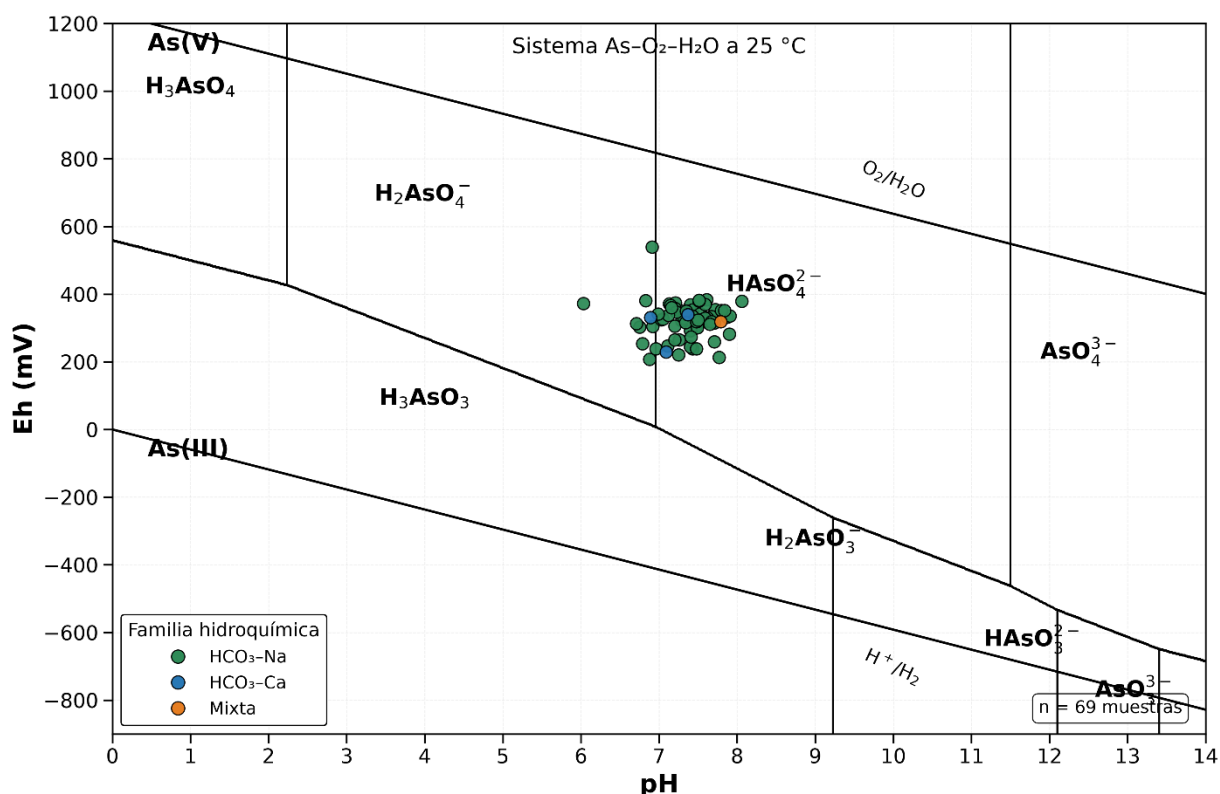


Figura 37. Diagrama de estabilidad Eh-pH para el sistema As-O₂-H₂O a 25 °C y distribución de las muestras de agua subterránea (n = 69) según su familia hidroquímica.

Para complementar la interpretación se elaboró un análisis de componentes principales (PCA) (Figura 38) utilizando las concentraciones de Na^+ , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , F^- , Si, As y U y de las variables fisicoquímicas pH, Eh y OD. Los dos primeros componentes principales explicaron el 54.23 % de la varianza total, con una contribución de 37.42 % para PC1 y 16.81 % para PC2. La distribución de las variables y las muestras permitió identificar las principales asociaciones hidroquímicas presentes en el sistema.

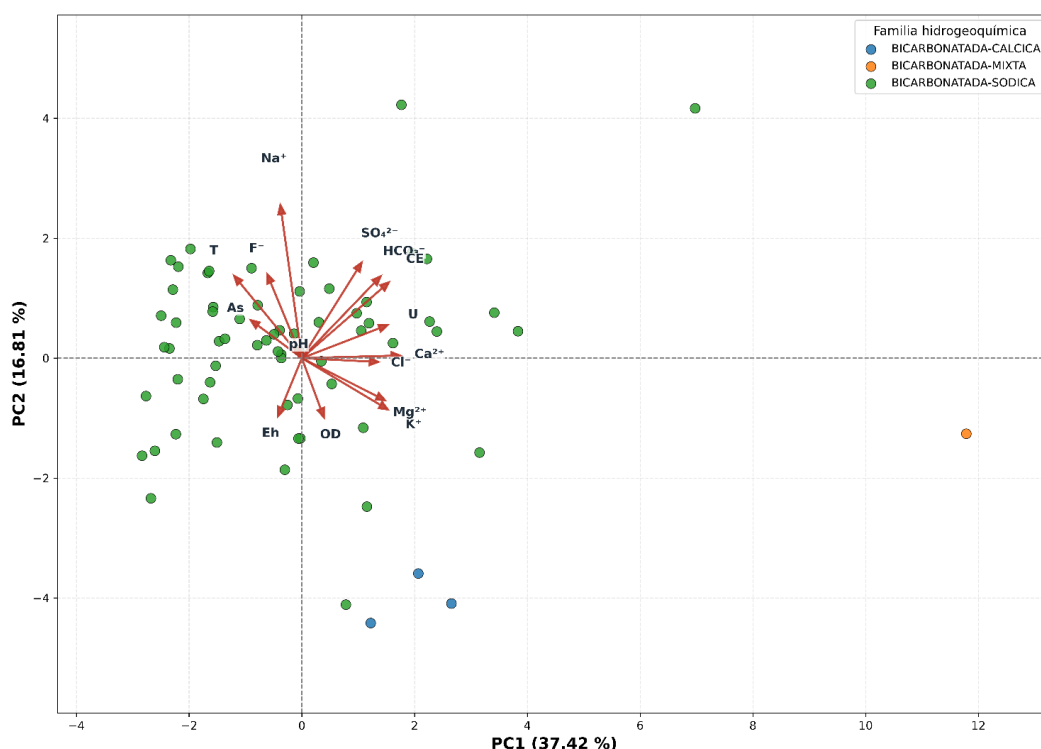


Figura 38. Biplot del análisis de componentes principales (PCA) de los parámetros fisicoquímicos, iones mayores, elementos traza y facies hidroquímicas. Los vectores representan las variables originales y los puntos las muestras de agua. La varianza explicada es del 37.4 % para PC1 y del 16.8 % para PC2 (total acumulado = 54.2 %).

En el cuadrante superior derecho del *biplot*, se agrupan HCO_3^- , CE , SO_4^{2-} , U y Ca^{2+} . Formando un grupo que indicando una covariación positiva entre ellas. La presencia de HCO_3^- y Ca^{2+} en este sector es consistente con los resultados obtenidos mediante las relaciones bivariadas de Ca^{2+} y HCO_3^- (Figura 35).

Estos resultados sugieren que la composición química del agua está afectada por la interacción agua-roca, meteorización y disolución de minerales presentes en la zona de estudio.

En la Figura 38 se observa que el Ca^{2+} y Cl^- apuntan en dirección al eje positivo de PC1 y se localizan próximos entre sí, indicando que las muestras que presentan valores de Ca^{2+} también presentan valores de Cl^- .

Mientras que el Mg^{2+} y K^+ se encuentran en el cuadrante inferior derecho, presentando también cargas positivas sobre PC1 y negativas sobre PC2, esta orientación semejante de Mg^{2+} y K^+ indicando que las variables tienen un comportamiento similar en el conjunto de muestras analizadas.

Para el Na^+ , F^- , As y la temperatura se muestran en una orientación negativa en el eje PC1 y positiva en el eje de PC2. La proximidad y dirección semejante de Na^+ y F^- lo que indica una asociación positiva y sugiere que las muestras con mayor Na^+ tienden a presentar también mayores concentraciones de F^- .

Por otro lado, el As, pH y temperatura se localizan dentro de la misma zona, pero con una dirección diferente. Esto indica que existe una relación entre las variables, aunque no están relacionadas de manera directa debido a la diferencia en la dirección de sus vectores indicando una asociación más débil.

La orientación de Na^+ , F^- y As hacia el eje negativo de PC1 es importante ya que la mayoría de las muestras analizadas en la zona de estudio son HCO_3^- -Na. Esta combinación de factores es compatible con una evolución hidrogeoquímica relacionada con procesos de interacción agua-roca que pueden favorecer el enriquecimiento de Na^+ en la solución. Además, la movilización de F^- puede relacionarse con la interacción del agua con minerales presentes en las rocas volcánicas, mientras que la presencia de As puede ser por condiciones fisicoquímicas y mineralógicas del sistema.

Para el Eh y OD se encuentra en dirección al eje negativo de PC2 mostrando un comportamiento semejante a una posible asociación con las condiciones fisicoquímicas del agua. La separación de estas variables respecto a Na^+ , F^- y As sugiere que PC2 ayuda a distinguir las condiciones de oxidación-reducción y disponibilidad de OD.

El PCA (Figura 38) muestra que PC1 está relacionado con las variables que caracterizan la composición química del agua (HCO_3^- , CE, SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) diferenciándolas de las variables que presenta mayor asociación Na^+ , F^- y As. Por su parte PC2 permite diferenciar asociaciones secundarias relacionadas con la distribución de Mg^{2+} y K^+ y las condiciones de Eh y OD.

Esta interpretación coincide con los resultados obtenidos por Cauch-Kau (2023), donde la hidrólisis de feldespatos fue identificada como uno de los procesos responsables del incremento de Na^+ y HCO_3^- .

De manera similar, Rivera-Armendáriz (2021) indica que la alteración de feldespatos forma una de las primeras etapas de la interacción agua-roca en sistemas de flujo donde se presentan rocas volcánicas y desempeñando un papel fundamental en la liberación de Na^+ , Si y HCO_3^- .

Asimismo, la alteración del vidrio volcánico puede constituir una fuente potencial de F^- , As y U hacia el agua subterránea, particularmente durante los procesos de meteorización y alteración de las unidades volcánicas. Esta interpretación es consistente con las concentraciones de estos elementos determinadas en las muestras de roca analizadas en este estudio. En conjunto, los resultados de las relaciones bivariadas y del análisis de PCA, junto con la composición litológica y la geoquímica de las muestras de roca, son compatibles con la participación de procesos de interacción agua-roca y alteración de fases silicatadas y vidrio volcánico en la evolución de la composición química del agua subterránea.

En síntesis, la integración del PCA con la geoquímica de roca total permite relacionar la asociación Na^+ , F^- , As observada en el agua con la composición de las unidades volcánicas de la zona de estudio. La Formación San Miguelito (Tsm) destaca por sus elevadas concentraciones de As, mientras que la Latita Portezuelos (Tlp) y la Ignimbrita Cantera (Tic) presentan concentraciones elevadas de F^- . El incremento de F^- con la alteración en Tsm y Tlp refuerza la importancia de estos procesos en la movilización de elementos. Estos resultados son compatibles con un modelo de interacción agua-roca en el que la alteración de minerales silicatados y fases volcánicas contribuye a la incorporación y movilización de Na^+ , F^- y As en el

agua subterránea, identificando a estas unidades como fuentes geogénicas potenciales de elementos toxicológicamente relevantes.

5.5. Movilidad de elementos traza

Para evaluar los factores que favorecen la movilidad del As, F^- y U, se realizaron diagramas bivariados los cuales fueron graficados con las concentraciones de los elementos vs algunos parámetros hidrogeoquímicos. Para esta interpretación se calculó R^2 y p. Los resultados se presentan en la Tabla 6, donde se observa que las asociaciones varían entre los tres elementos.

Tabla 6. Coeficientes de determinación (R^2) y p-valores de las relaciones bivariadas entre As, F^- , U y las principales variables hidrogeoquímicas

Elemento	Relación	R^2	p	Interpretación
As	As vs Eh	0.077	0.021	Significativa, pero débil
As	As vs HCO_3^-	0.077	0.021	Significativa, pero débil
As	As vs Na^+	0.162	0.0006	Significativa, débil
As	As vs pH	0.12	0.003	Significativa, débil
F^-	F^- vs Ca^{2+}	0.072	0.025	Significativa, pero muy débil
F^-	F^- vs HCO_3^-	0.0004	0.873	No significativa
F^-	F^- vs pH	0.025	0.1978	No significativa
U	U vs Eh	0.013	0.3532	No significativa
U	U vs HCO_3^-	0.363	4.40×10^{-8}	Significativa y moderada

El arsénico puede incorporarse al agua como resultado de la alteración de minerales. Ya liberado el As está condicionado por las características hidrogeoquímicas y por la interacción con los minerales de óxidos e hidróxidos de Fe y Mn. Por esta razón, se evaluaron las relaciones del As con pH, Eh, HCO_3^- y Na^+ .

La relación entre As vs Eh y As vs HCO_3^- presentaron valores de $R^2 = 0.077$, $p = 0.021$ y $R^2 = 0.077$, $p = 0.021$ y respectivamente (Tabla 6). El p indica que existe una relación estadísticamente significativa, pero R^2 muestra que la asociación lineal es débil. Por lo tanto, las condiciones redox y la relación con HCO_3^- pueden participar en el comportamiento del As, pero el Eh y HCO_3^- no forma por sí solo un factor suficiente para explicar su distribución en el agua.

La relación que presentó mayor R^2 fue As vs Na^{++} , con un valor de $R^2 = 0.162$ y un $p = 0.0006$. La relación es estadísticamente significativa, aunque R^2 es débil.

En la representación de As vs Na^+ se incorporó la temperatura como una variable auxiliar, en ella se observa la distribución de As vs Na^+ y temperatura, se identificó que algunas concentraciones elevadas de As se asocian con valores relativamente altos de Na^+ y temperatura.

La temperatura debe considerarse únicamente como un indicador complementario de las condiciones de circulación, ya que no forma parte de la relación de regresión As vs Na^+ .

A primera vista, la fuerte correlación positiva observada previamente entre las razones iónicas F^-/Cl^- y $\text{HCO}_3^-/\text{Cl}^-$ ($R^2 = 0.626$) parece contrastar con la nula correlación estadística al evaluar las concentraciones absolutas de F^- frente a HCO_3^- ($R^2 = 0.0004$). Sin embargo, esta aparente discrepancia refleja la superposición de procesos primarios de liberación y controles secundarios locales en el acuífero. La normalización con un ion conservativo como el cloruro permite aislar los efectos físicos de dilución por recarga o concentración por evaporación, revelando así la señal geoquímica primaria: la movilización geogénica del F^- ocurre de manera concurrente con la generación de bicarbonato, producto de la intemperización de los silicatos félsicos a escala regional. Por otro lado, la falta de correlación en las concentraciones absolutas indica que, una vez liberado al

sistema, el F^- está sujeto a estrictos controles secundarios a escala local. Factores como la disponibilidad heterogénea de fases portadoras (biotita, apatito, matriz vítrea), procesos de mezcla de flujos, y variaciones puntuales que promueven su retención (e.g., adsorción en arcillas neoformadas o precipitación de fluorita dependiente de la actividad del Ca^{2+} enmascaran la relación lineal directa entre el F^- y el HCO_3^- en su forma absoluta. En síntesis, la evolución hidrogeoquímica del sistema dicta el mecanismo primario de liberación conjunta de F^- y HCO_3^- , pero la concentración absoluta final del F^- en el agua subterránea está modulada por la heterogeneidad mineralógica y las condiciones de saturación locales.

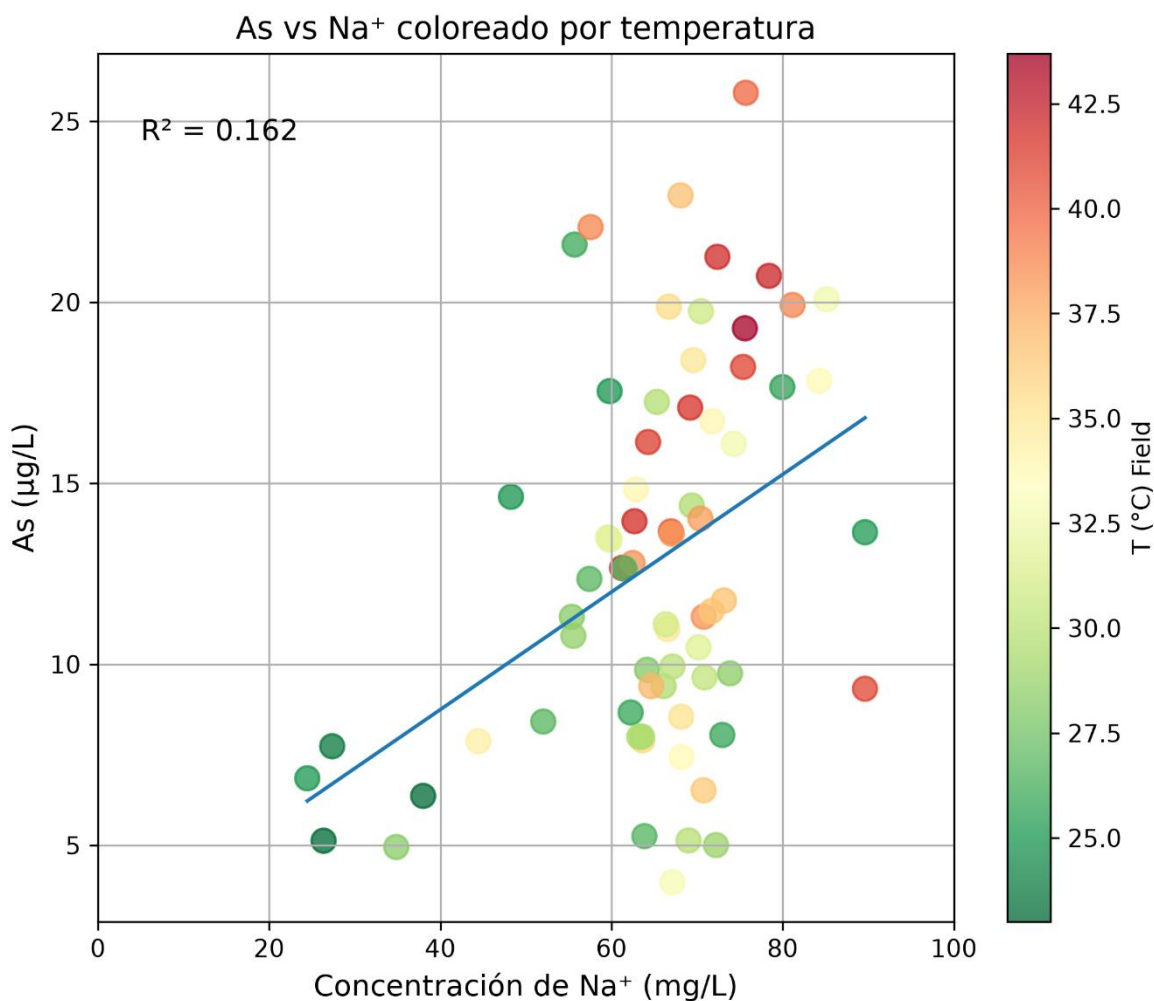


Figura 39. Relación entre As y Na^+ en aguas subterráneas, con gradiente de temperatura.

Las relaciones analizadas muestran que el As presenta asociaciones estadísticamente significativas con Na^+ , pH, Eh y HCO_3^- , pero ninguna presenta un R^2 elevado. Esto sugiere que la movilidad responde a la interacción de diversos procesos y no a una sola variable hidrogeoquímica.

La relación F^- vs Ca^{2+} presentó un $R^2 = 0.072$ y un $p = 0.025$; la relación de F^- vs pH presentó un $R^2 = 0.025$ y $p = 0.198$ y la relación F^- vs HCO_3^- $R^2 = 0.0004$ y $p = 0.873$ (Tabla 6). Estos valores en p son estadísticamente significativos, sin embargo, los bajos valores de R^2 indican que la relación lineal es muy débil, por lo tanto, ninguna de las relaciones evaluadas explica una proporción importante de la variabilidad del F^- .

La ausencia de relaciones significativas con pH y HCO_3^- y Ca^{2+} , sugiere que la concentración de F^- debe interpretarse considerando la disponibilidad de fases minerales portadoras de F^- , su alteración y disolución, así como otros procesos geoquímicos que no son representados mediante estas relaciones bivariados.

El U presenta un comportamiento hidrogeoquímico diferente al observado para As y F^- . Su movilidad está condicionada por el estado de oxidación, el pH y la composición de la solución. En condiciones oxidantes, el U(VI) puede formar especies de uranilo capaces de asociarse con ligantes presentes en el agua, particularmente especies carbonatadas. El diagrama Eh–pH de U (Figura 40) permite contextualizar estas condiciones a partir de los valores de pH y Eh determinados en las muestras de agua.

En el diagrama se observa que las muestras se concentran principalmente en condiciones de pH cercano a la neutralidad y ligeramente alcalino, y valores de Eh positivos, correspondientes a un ambiente predominantemente oxidante. Bajo estas condiciones, el campo de estabilidad se encuentra asociado principalmente con especies de U(VI) en forma de uranilo y complejos uranilo-carbonato. La distribución de las muestras dentro de estos campos es consistente con la presencia de U en solución bajo condiciones oxidantes y con la posible participación de especies carbonatadas en su transporte.

La relación U vs HCO_3^- presentó el mayor coeficiente de determinación de todas las relaciones evaluadas, con $R^2 = 0.363$ y $p = 4.40 \times 10^{-8}$ (Tabla 6). La relación es

estadísticamente significativa. lo que indica que la concentración de HCO_3^- explica una parte de la variabilidad observada en U.

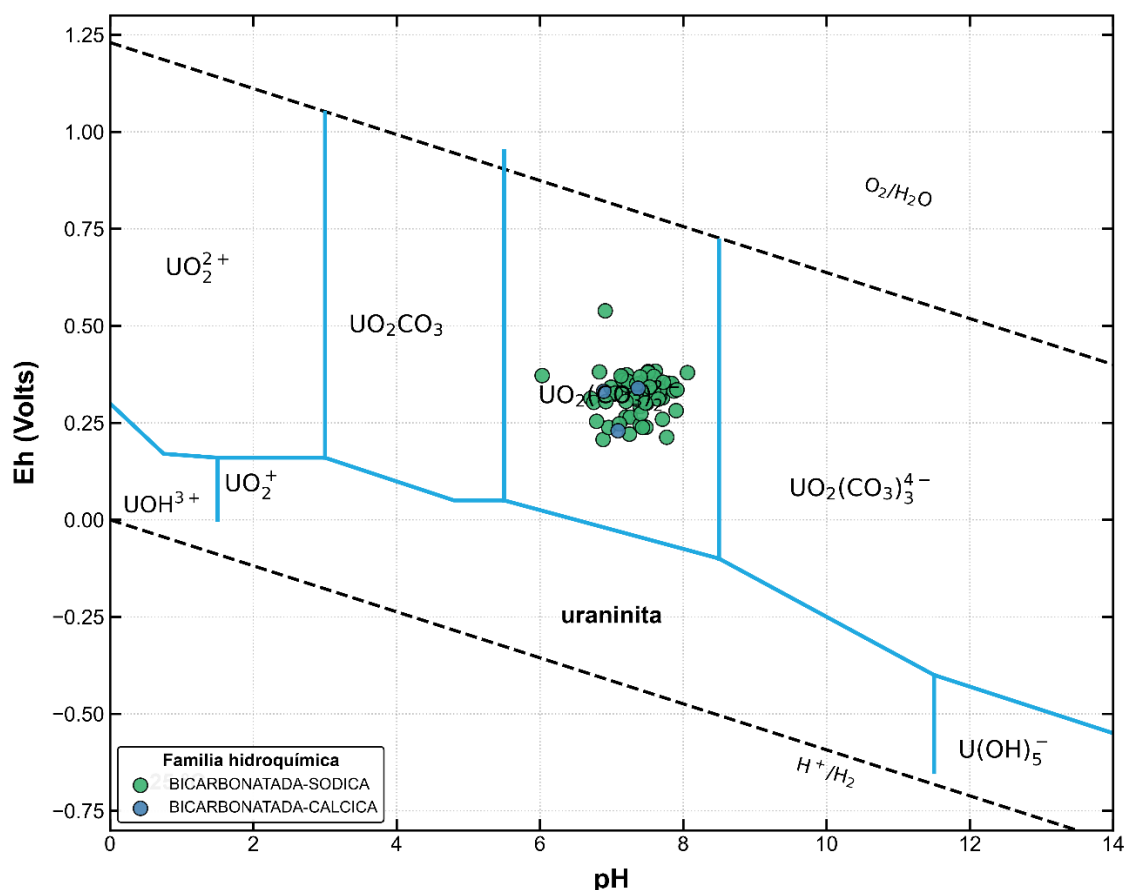


Figura 40. Diagrama de estabilidad Eh–pH del U a 25 °C, con la ubicación de las muestras de agua de acuerdo con su familia hidroquímica.

La relación de U vs Eh muestra valores de $R^2 = 0.013$ y $p = 0.353$, mientras que U vs pH presentó un $R^2 = 0.009$ y $p = 0.433$ (Tabla 6). Ninguna de estas relaciones es estadísticamente significativa y además presentan valores de R^2 muy bajos. Por lo tanto, dentro del conjunto de muestras analizado no se observa una relación lineal clara entre la concentración de U y las variables.

Los resultados sugieren que la movilización de As, F^- y U no están controlados por un solo mecanismo. La interacción agua–roca proporciona el marco general para la incorporación de elementos desde las rocas hacia el agua. El As mostró un comportamiento multivariable, el F^- presenta relaciones lineales débiles con las variables evaluadas y el U muestra una relación positiva con HCO_3^- .

5.6. Implicaciones hidrogeoquímicas y ambientales

De las concentraciones obtenidas de las muestras de agua se presenta que el As y F^- son elementos de interés ambiental en las aguas subterráneas del área de estudio, ya que gran porcentaje de las muestras analizadas tuvieron concentraciones superiores al límite máximo permisible establecido en NOM-127-SSA1-2021, Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de la calidad del agua, emitida por la Secretaría de Salud (2021) (Tabla 7) para agua destinada al uso y consumo humano. Por otro lado, las concentraciones de U no superaron el valor guía de 30 $\mu g/L$ establecido por la Organización Mundial de la Salud (OMS, 2022).

El As presentó concentraciones entre 3.97 y 25.79 $\mu g/L$, con un promedio de 12.79 $\mu g/L$ (Tabla 7). El valor máximo representa aproximadamente 2.6 veces el límite de 10 $\mu g/L$ establecido por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2021). De un total de 69 muestras analizadas el 62 % presenta concentraciones iguales o superiores a 10 $\mu g/L$.

El F^- muestra concentraciones que van de 0.23 a 3.93 mg/L, con un promedio de 2.15 mg/L. El valor máximo supera aproximadamente 3.9 veces el límite de 1.0 mg/L establecido por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2021) (Tabla 7). El 90% de las muestras presentaron concentraciones iguales o superiores al límite máximo permisible de la norma. Por lo tanto, el F^- representa el parámetro con mayor frecuencia de excedencia dentro de los elementos evaluados.

Para el U se reportan concentraciones que van de 0.45 a 23.01 $\mu g/L$, con un promedio de 2.95 $\mu g/L$ (Tabla 7). Con esto valores registrados ninguna de las muestras superó el valor de referencia de 30 $\mu g/L$ establecido por la Organización Mundial de la Salud (OMS, 2022) para uranio en agua de consumo humano. Por lo tanto, aunque el U se encuentra presente en el agua subterránea y puede ser movilizado a partir de la alteración de minerales portadores de este elemento, las concentraciones registradas no representan una condición de incumplimiento para uso y consumo humano., bajo el criterio de dicha norma.

Tabla 7. Concentraciones de As, F⁻ y U y comparación con la NOM-127-SSA1-2021 y las guías de la OMS.

Elemento	Mínimo	Máximo	Promedio	Valor de referencia	Fuente	Muestras ≥ norma	% ≥ norma
As (µg/L)	3.97	25.79	12.79	10	Norma NOM-127	43	62%
F (mg/L)	0.23	3.93	2.15	1.0	Norma NOM-127	62	90%
U (µg/L)	0.45	23.01	2.97	30	OMS (2022)	0	0%

Al considerar el uso del agua, los pozos destinados a riego presentaron los mayores porcentajes de excedencia, con 77% para As y 92% para F⁻, mientras que en los pozos de uso público urbano se registraron excedencias de 43% y 87%, respectivamente (Tabla 8).

Tabla 8. Excedencias de As, F⁻ y U en las muestras de agua subterránea según el uso del agua, con respecto a los valores de referencia establecidos por la NOM-127-SSA1-2021 para As y F⁻ y por la OMS (2022) para U.

Uso del agua	Muestras (n)	As > 10 µg/L	F ⁻ > 1.0 mg/L	U > 30 µg/L
Total	69	62%	90%	0%
Riego	39	77%	92%	0%
Público/urbano	30	43%	87%	0%

En la Figura 41 se presenta la distribución espacial de las concentraciones de As (a) y F⁻ (b) en los pozos de la zona de estudio, así como su comparación con los valores de referencia establecidos en la normativa correspondiente. En ambos mapas, los pozos destinados al uso público urbano se representan mediante círculos, mientras que los pozos destinados al uso agrícola o de riego se representan mediante triángulos. El color rojo identifica los pozos cuyas concentraciones del elemento representado superan el valor de referencia establecido, mientras que el color verde corresponde a aquellos cuyas concentraciones se encuentran por debajo de dicho valor.

La mayor concurrencia espacial de excedencias de As y F⁻ se observa principalmente en la porción central y centro-sur de la zona de estudio, donde se concentra un mayor número de pozos que presentan concentraciones superiores a los valores de referencia para ambos elementos.

5.7. Índice de calidad del agua subterránea

Con el propósito de integrar la información de los parámetros de interés y evaluar de manera conjunta la calidad del agua subterránea, se aplicó el índice de calidad de agua subterránea propuesto por Cauich-Kau et al. (2025). La aplicación del índice a las 69 muestras permitió clasificar el agua en las categorías establecidas por dicho índice.

De las muestras analizadas, 5 (7.2 %) fueron clasificadas como de calidad excelente, 39 (56.5 %) como mala y 25 (36.2 %) como muy mala. No se registraron muestras en las categorías buena o inadecuada

La distribución espacial de las categorías del índice se presenta en la Figura 42. Las muestras clasificadas como excelentes se representan mediante triángulos azules, las muestras con calidad mala mediante cuadrados naranjas y las muestras con calidad muy mala mediante cruces rojas. La distribución espacial muestra una predominancia de las categorías mala y muy mala en la zona de estudio, mientras que las muestras clasificadas como excelentes presentan una distribución más restringida.

Los resultados del índice son consistentes con la evaluación individual de los elementos de interés, particularmente con la elevada frecuencia de excedencia observada para As y F^- . Por lo tanto, el índice permite integrar la contribución de los parámetros considerados y proporciona una representación espacial de las condiciones generales de calidad del agua subterránea en el área de estudio.

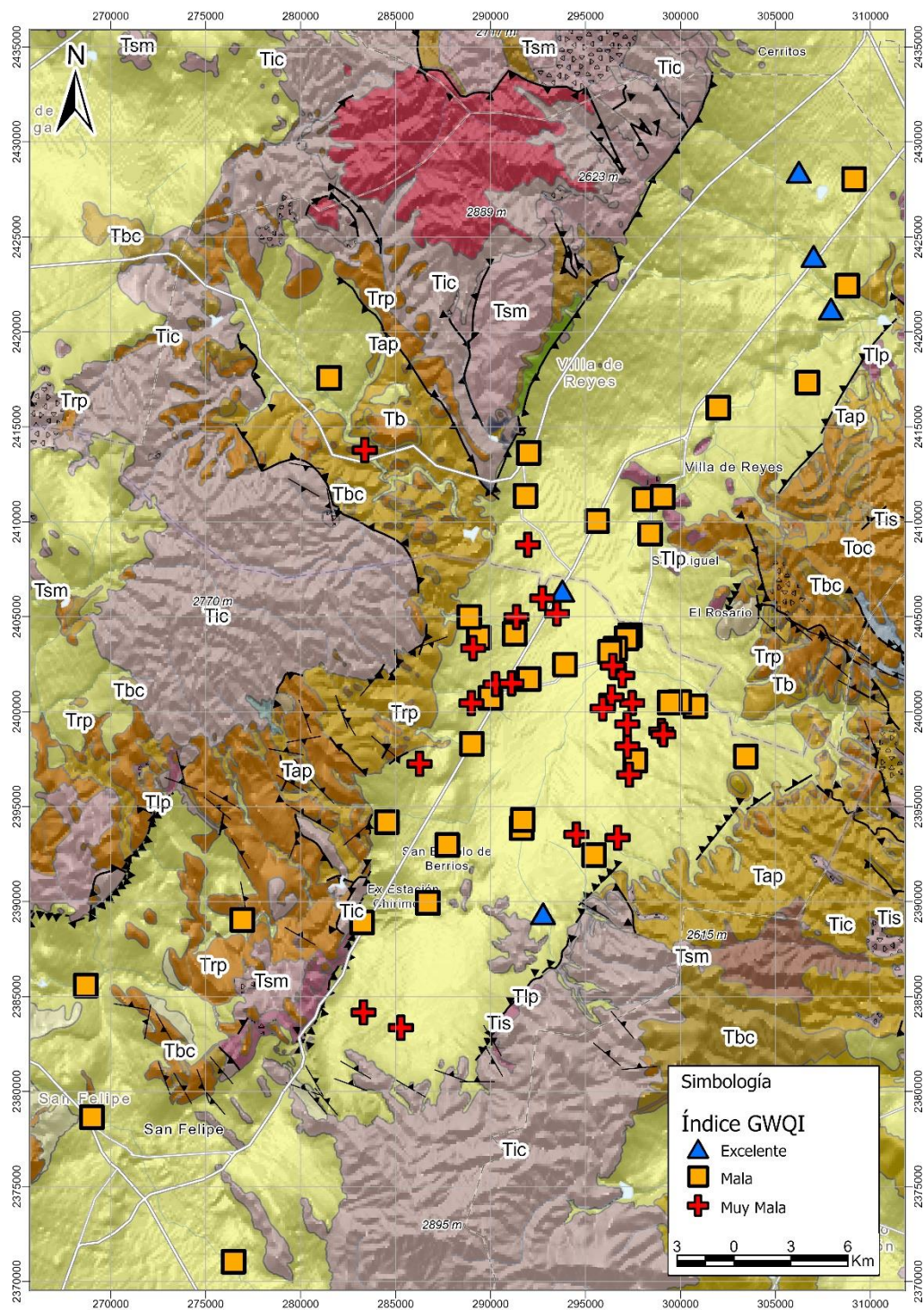


Figura 42. Distribución espacial de las categorías de calidad del agua subterránea determinadas mediante el índice de Cauchy-Kau et al. (2025), mostrando las categorías excelente, mala y muy mala en los pozos de la zona de estudio.

La distribución espacial de las excedencias de As y F^- , así como la agrupación de las categorías de calidad 'mala' y 'muy mala' en la porción central y centro-sur de la planicie de la fosa tectónica (Figura 41 y Figura 42), es la consecuencia directa del modelo de flujo subterráneo de la región. Esta porción corresponde a la intersección de los principales sistemas de fracturamiento a nivel regional, que controlan el flujo de agua subterránea en el sistema hidrogeológico. Conforme el agua transita desde las zonas de recarga en los márgenes montañosos hacia el centro del graben, su tiempo de residencia se incrementa significativamente, lo que propicia una interacción agua-roca mucho más prolongada a lo largo de las estructuras geológicas que atraviesan las secuencias volcánicas félsicas. Esta dinámica explica la marcada coincidencia espacial entre la zona de peor calidad desde el punto de vista toxicológico, y la evolución a la facies HCO_3-Na ; es decir, las aguas más maduras regionalmente adquieren las condiciones fisicoquímicas (alcalinidad elevada, pérdida de Ca^{2+} , pH neutro a ligeramente alcalino) que actúan como el motor termodinámico para mantener las altas concentraciones de arsénico y fluoruro en solución. Por otro lado, la notable diferencia en la calidad del agua según el tipo de aprovechamiento (Tabla 8) evidencia el impacto de la dinámica de extracción sobre la estratificación de los flujos subterráneos. El hecho de que el 77 % de los pozos de riego excedan la norma para As frente a un 43 % de los pozos urbanos, sugiere fuertemente que la infraestructura agrícola está captando agua con firmas evolutivas distintas. Los pozos destinados al riego típicamente presentan mayores profundidades, tramos ranurados más extensos y operan bajo regímenes de bombeo intensivos y continuos. Estas características de diseño y operación inducen la captura vertical de líneas de flujo más profundas y antiguas (flujos regionales), las cuales han estado expuestas por más tiempo a las fuentes geogénicas primarias. En contraste, los pozos de uso público urbano, que a menudo captan horizontes más someros o tienen regímenes de extracción menos severos, extraen una mayor proporción de flujos locales o intermedios, atenuando parcialmente la huella de los contaminantes geogénicos.

Por otro lado, las muestras clasificadas como de calidad excelente representan condiciones hidrogeoquímicas particulares dentro del sistema. Su distribución,

principalmente en la porción norte del área de estudio, puede estar asociada con aguas de menor evolución, posiblemente vinculadas con flujos locales o intermedios, menor tiempo de residencia y una interacción agua–roca menos prolongada, lo que limitaría la incorporación y permanencia de As y F^- en solución. Estas condiciones pueden estar relacionadas con menores profundidades de captación; sin embargo, esta relación debe evaluarse conjuntamente con las características constructivas de los pozos y los parámetros hidrogeoquímicos, por lo que la calidad excelente no debe atribuirse exclusivamente a la profundidad. Destaca además una muestra clasificada como excelente ubicada dentro de un sector donde predominan muestras de calidad mala y muy mala. Esta distribución sugiere que, a escala local, la calidad del agua también puede estar condicionada por variaciones en la profundidad y diseño de los aprovechamientos, mezcla entre diferentes líneas de flujo o condiciones particulares de interacción agua–roca. En conjunto, la presencia de estas muestras evidencia la heterogeneidad del sistema hidrogeológico y confirma que, aun dentro de sectores caracterizados por aguas de mayor evolución, pueden existir condiciones locales que favorezcan la presencia de aguas con menor concentración de los elementos de interés.

6. Movilización de elementos toxicológicamente relevantes al agua subterránea

6.1. Resultados de experimentos agua-roca

Con el propósito de evaluar el potencial de las rocas volcánicas para aportar As, F^- y U al agua subterránea, se realizaron extracciones secuenciales en seis muestras seleccionadas con base en sus concentraciones totales, litología y grado de alteración. Se analizaron una riolita con alteración intermedia de la Formación Panalillo Superior (Trp), una riolita sana de la Formación Panalillo Inferior (Tap), una riolita sana de la Formación San Miguelito (Tsm), una latita sana y una latita con alteración intermedia de la Formación Portezuelo (Tlp), y una traquita alterada de la Formación Ojo Caliente (Toc). Las muestras de Tlp fueron seleccionadas por sus

contenidos elevados de F^- ; Tsm y Trp por sus concentraciones de As; Toc por sus contenidos de As y F^- ; y Tap por su concentración elevada de F^- .

La distribución espacial de las unidades volcánicas a las que pertenecen las muestras seleccionadas se presenta en el mapa geológico y en las secciones geológicas de la Figura 43. Estas representaciones permiten contextualizar la presencia y distribución de las unidades evaluadas respecto del conjunto de unidades volcánicas de la zona de estudio. Esta consideración resulta relevante debido a que la importancia de una unidad como posible fuente geogénica no depende únicamente de la concentración total de As, F^- o U determinada en una muestra, sino también de su representatividad espacial y de la posibilidad de interacción entre la roca y el sistema de flujo subterráneo.

La extracción secuencial permitió evaluar la distribución operacional de As, F⁻ y U entre las diferentes fracciones geoquímicas: F1, soluble; F2, asociada con procesos de intercambio arsenato–fosfato; F3, relacionada con carbonatos; F4, asociada con oxihidróxidos amorfos de Fe y Mn; F5, relacionada con óxidos de Fe cristalinos; F6, asociada con apatita; y F7, extraíble mediante NaOH y relacionada operacionalmente con materiales silíceos amorfos. La fracción F8 corresponde al residuo no extraído mediante las etapas anteriores.

Los resultados comparativos de las seis muestras se presentan en la Tabla 9. Para cada elemento se muestran la concentración total y la fracción que presentó la mayor proporción relativa, lo que permite comparar tanto el contenido de los elementos como su distribución geoquímica entre las muestras.

Tabla 9. Concentraciones totales y principales fracciones geoquímicas de As, F⁻ y U determinadas mediante extracción secuencial en las muestras de roca.

Litología	Alteración	As total (mg/kg)	As: fracción principal (%)	F total (mg/kg)	F: fracción principal (%)	U total (mg/kg)	U: fracción principal (%)
Riolita (Trp)	Intermedia	32.6	F7: 15.01	100	F7: 62.70	3.9	F6: 4.33
Riolita (Tap)	Sana	5.9	F7: 73.31	600	F7: 8.03	3.1	F6: 7.16
Riolita (Tsm)	Sana	39.6	F7: 14.67	380	F7: 25.11	5.6	F6: 3.91
Latita (Tlp)	Sana	25.1	F7: 30.68	260	F4: 35.39	5.6	F3: 8.50
Latita (Tlp)	Intermedia	20.9	F7: 23.74	1290	F7: 6.17	3.5	F7: 25.71
Traquita (Toc)	Alterada	29.8	F7: 22.84	640	F7: 7.27	3.7	F6: 5.81

El As presentó concentraciones totales de 5.9 a 39.6 mg/kg, con el máximo en la riolita sana de Tsm. La distribución entre las fracciones mostró diferencias importantes, particularmente en las fracciones potencialmente más móviles (F1–F3). En Tsm sana, F1 presentó 0.423 mg/kg (1.07 %), F2 3.104 mg/kg (7.84 %) y F3 4.750 mg/kg (11.99 %); en conjunto, estas fracciones representaron 20.90 % del As total, superando la contribución individual de F7 (14.67 %). En contraste, Tap

sana presentó una baja proporción en F1–F3 (3.41 %) y una mayor asociación con F7 (73.31 %). Si bien las fracciones de mayor disponibilidad (F1, F2 y F3) en la Riolita Tsm sana suman un 20.90 % del As total, representando una fuente de aporte inmediato y moderado, es fundamental establecer el balance de masas completo para comprender la dinámica de retención a largo plazo. De acuerdo con los resultados analíticos, el ~ 64.4 % restante del arsénico se encuentra distribuido en reservorios de mayor estabilidad termodinámica. Destaca particularmente un 21.72 % del As total asociado a los oxihidróxidos de hierro y manganeso, tanto amorfos como cristalinos (sumatoria de F4 y F5). Esta asociación confirma que los minerales secundarios de hierro actúan como uno de los principales sumideros geogénicos naturales en estas unidades. Asimismo, aproximadamente el 35.77 % del As permanece inmovilizado en la fracción residual silicatada (F8), lo que corresponde a la estructura cristalina inalterada de los minerales primarios. Esta distribución del balance de masas es de gran relevancia hidrogeoquímica, ya que demuestra que la mayor proporción del arsénico presente en la roca no se encuentra libre, sino fuertemente condicionado. Su movilización hacia el agua subterránea requerirá, de manera estricta, la disolución reductiva de los óxidos de hierro (F4 y F5) bajo condiciones de bajo Eh, la desorción impulsada por variaciones de pH, o bien, la intemperización química extrema a largo plazo para liberar la fracción residual (F8). Tlp intermedia presentó 8.84 % de As en F1–F3, mientras que en Trp intermedia y Tlp sana estas fracciones representaron 2.33 y 2.37 %, respectivamente. Estos resultados muestran que Tsm sana presenta la mayor proporción de As en formas potencialmente susceptibles de movilización.

El F⁻ presentó concentraciones de 100 a 1290 mg/kg, con el máximo en Tlp intermedia. Las fracciones F1–F3 mostraron una contribución variable entre las muestras. Tsm sana presentó 8.564 mg/kg (2.25 %) en F1, 2.041 mg/kg (0.54 %) en F2 y 3.008 mg/kg (0.79 %) en F3, que en conjunto representaron 3.58 % del F total. Trp intermedia presentó la mayor proporción conjunta en estas fracciones, con 8.72 %, destacando F1 con 4.54 %. En Tlp sana, F1–F3 representaron 5.60 %, mientras que en Tlp intermedia alcanzaron 3.53 %. Aunque F4 y F7 constituyeron las fracciones individuales predominantes en algunas muestras, la presencia de F⁻ en

F1–F3 evidencia una fracción potencialmente disponible durante la interacción agua–roca.

El U presentó concentraciones totales de 3.1 a 5.6 mg/kg y una menor proporción en las fracciones potencialmente móviles. F1–F3 representaron 3.70 % en Tsm sana, 12.36 % en Tlp sana y 5.20 % en Tlp intermedia. La mayor contribución dentro de estas fracciones correspondió a F3, con 8.50 % en Tlp sana y 5.17 % en Tlp intermedia. En las demás muestras, F1–F3 presentaron proporciones reducidas. Las Figura 44, Figura 46 y Figura 45 muestran con mayor detalle la distribución de F⁻, As y U, respectivamente, entre las fracciones y permiten visualizar las diferencias en el comportamiento de los elementos entre las muestras.

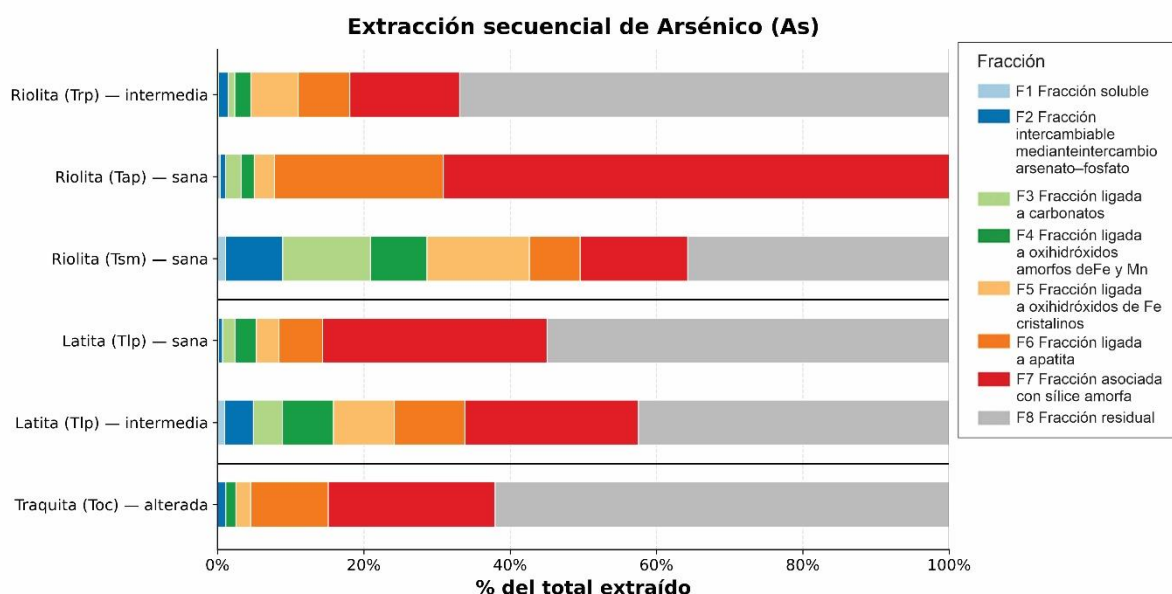


Figura 44. Distribución porcentual del As entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.

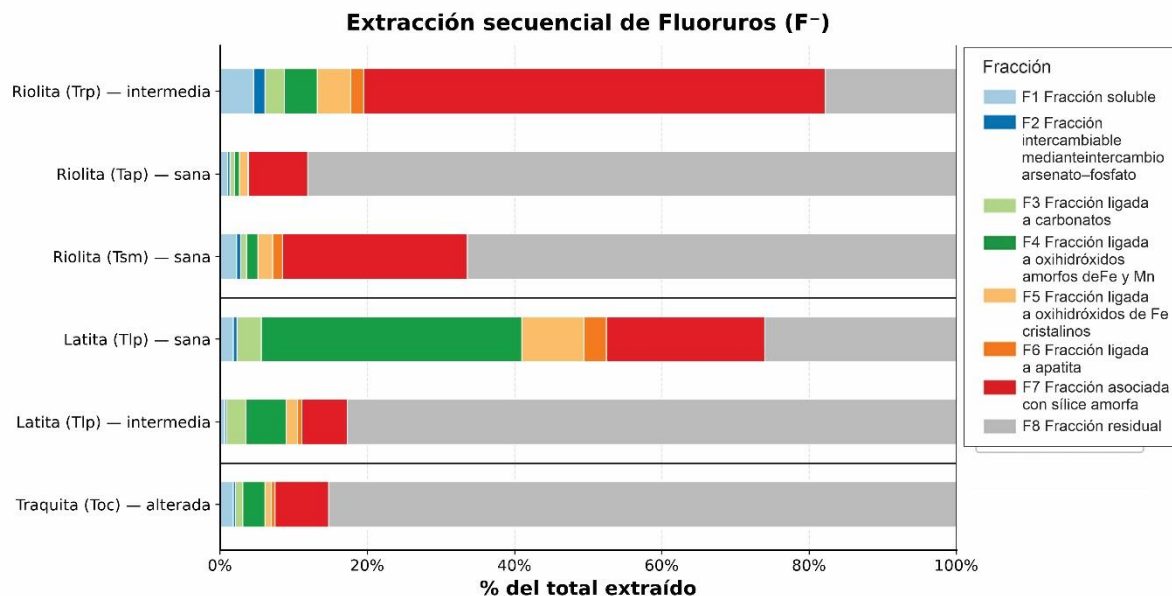


Figura 46. Distribución porcentual del F⁻ entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.

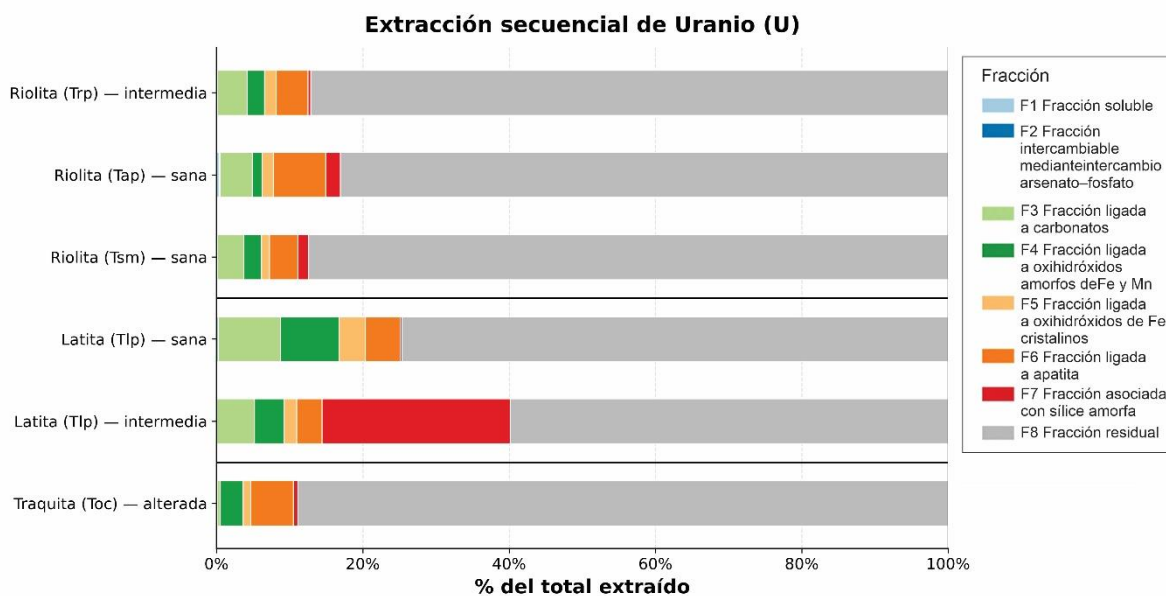


Figura 45. Distribución porcentual del U entre las diferentes fracciones geoquímicas determinadas mediante extracción secuencial.

En conjunto, los resultados de la extracción secuencial muestran que las fracciones F1–F3, particularmente la fracción soluble F1, presentan una importancia fundamental para evaluar la movilidad potencial de As, F^- y U. Para el As, esta característica es especialmente evidente en la riolita sana de Tsm, donde F1–F3 concentraron 20.90 % del contenido total, superando la contribución individual de F7 (14.67 %). Para el F^- , aunque F7 y F4 representaron las mayores contribuciones individuales en varias muestras, F1–F3 permitieron identificar una fracción potencialmente disponible para la interacción con el agua; destaca Tsm sana, donde F1 alcanzó 8.564 mg/kg. Para el U, las fracciones F1–F3 fueron generalmente menores, aunque F3 alcanzó contribuciones de 8.50 % en Tlp sana y 5.17 % en Tlp intermedia.

Por lo tanto, la interpretación de la extracción secuencial debe considerar no solamente la fracción con mayor porcentaje individual, sino también la suma de las fracciones potencialmente más móviles. Las fracciones F1, F2 y F3 representan, respectivamente, las formas solubles, susceptibles de intercambio y asociadas con fases carbonatadas, por lo que su presencia constituye un indicador de disponibilidad potencial durante la interacción agua–roca. Las fracciones F4–F7 representan asociaciones con oxihidróxidos de Fe y Mn, óxidos cristalinos, apatita y sílice amorfa, que pueden actuar como fases de retención con diferente estabilidad. Las Figuras 44, 45 y 46 muestran la distribución de F^- , As y U, respectivamente, y permiten visualizar la contribución de cada fracción y las diferencias entre las muestras analizadas.

6.2. Relación roca–agua

Los resultados obtenidos de la geoquímica total de roca indican que las unidades volcánicas presentes en la zona de estudio analizadas representan una fuente geogénica potencial de estos elementos, aunque su distribución presenta importantes variaciones entre las diferentes formaciones. La Formación Tsm presenta concentraciones máximas de As y U, con valores de 39.6 y 7.8 mg/kg, respectivamente. La Formación Trp registra concentraciones de As de 32.6 mg/kg. La Formación Tlp presenta la mayor concentración total de F^- , con un valor de 1290

mg/kg. Otras unidades, como Tbc y Tic, presentan concentraciones elevadas de F^- , lo que confirma la existencia de un reservorio geológico importante de estos elementos en la secuencia volcánica del área de estudio.

Sin embargo, la comparación entre las concentraciones de la geoquímica total de la roca y las del agua subterránea demuestra que el contenido total de un elemento no constituye, por sí solo, un predictor de su disponibilidad ni de su movilización hacia la fase acuosa.

Los resultados de las extracciones secuenciales muestran que el As, F^- y U se encuentran en diferentes fracciones geoquímicas, las cuales están caracterizadas por diferentes niveles de estabilidad y disponibilidad. Por lo tanto, la fuente geogénica puede considerarse como un sistema compuesto por diferentes reservorios. Los minerales primarios y las fracciones residuales son la fuente potencial de reserva potencial a largo plazo; las fases secundarias, como óxidos, oxihidróxidos y minerales de alteración, pueden actuar como reservorios temporales mediante procesos de retención y liberación; mientras que la fracción soluble representa el componente con mayor disponibilidad inmediata para incorporarse al agua subterránea.

Para la mayoría de las muestras de roca analizadas, el As y el U permanecen asociados a las fracciones más resistentes, especialmente con las relacionadas a las fracciones silicatadas residuales.

Las fracciones solubles representan un porcentaje pequeño del contenido total. Sin embargo, un bajo porcentaje no implica una menor capacidad de aporte.

Un ejemplo corresponde a la Riolita Tsm sana, donde la fracción soluble de As representa únicamente 1.07 % del contenido total, pero alcanza una concentración de 0.42 mg/kg, equivalente a 423 $\mu\text{g/L}$. Esta característica identifica a esta litología como una de las unidades con mayor potencial de aporte inmediato de As al sistema acuoso.

Esta observación también permite comprender que algunas formaciones con concentraciones totales elevadas no necesariamente producen una mayor movilización. Formaciones como Tap y Toc mantienen un gran porcentaje de la concentración de As retenido en las fracciones menos disponibles, lo que limita su

incorporación al agua. La disponibilidad geoquímica no depende solamente de la concentración total del elemento, sino también de la fase mineral o geoquímica en la que se encuentra retenido y de las condiciones fisicoquímicas que favorecen su liberación.

El comportamiento del F^- es variado entre las litologías. En algunas riolitas, como Tap y Trp, una porción de F^- se asocia a la fracción residual y por lo tanto se encuentra retenida dentro de estructuras minerales resistentes.

Las muestras de Latita Tlp muestran una concentración significativa de F^- asociada con las fases secundarias identificadas mediante la extracción secuencial. La comparación entre la Tlp sana y la Tlp intermedia muestra que el incremento del grado de alteración se acompaña de un aumento importante del contenido total de F^- , pasando de 260 a 1290 mg/kg. Este comportamiento podría estar relacionado con procesos de alteración que favorecen la transformación de las fases primarias y el desarrollo de fases secundarias capaces de retener o incorporar F^- . No obstante, no se cuenta con información petrográfica y mineralógica suficiente para identificar las fases responsables de este comportamiento en las muestras analizadas. Como interpretación, la variación observada podría ser compatible con procesos de alteración hidrotermal desarrollados durante o después del enfriamiento de la unidad volcánica, mediante los cuales el F^- pudo haber sido redistribuido entre el vidrio volcánico y las fases secundarias generadas durante la interacción fluido-roca. Por ello, el incremento del contenido total de F^- con el grado de alteración no implica necesariamente una liberación inmediata del elemento al agua, sino que puede reflejar su redistribución y retención en fases secundarias potencialmente susceptibles de liberarse durante procesos posteriores de interacción agua-roca.

El U presenta un comportamiento distinto al del As y el F^- . La Formación Tsm presenta la mayor concentración de U, pero la mayor parte permanece en las fracciones más resistentes. En los resultados de las extracciones secuenciales se observa que la concentración de U es baja en las fracciones más solubles.

Al comparar la Formación Tlp sana con su equivalente de alteración intermedia, se observa un incremento notable del porcentaje de U retenido en la fracción F7,

alcanzando el 25.71 %. Es importante precisar que esta fracción, extraíble con NaOH, está asociada a las fases silíceas amorfas. Este resultado es altamente coherente con la naturaleza petrológica de estas unidades félsicas, las cuales están constituidas por un 60 a 70 % de matriz vítrea primaria. El extractante (NaOH) ataca este material amorfo, confirmando que el uranio se encuentra masivamente albergado en el vidrio volcánico. Esta interpretación concuerda con estudios recientes en la región mediante ablación láser (Rivera et al., 2025), los cuales han demostrado que elementos incompatibles como el U se alojan y liberan directamente de la matriz vítrea. Por lo tanto, el comportamiento del U en la fracción F7 refleja un proceso dual: por un lado, evidencia la disolución primaria de la matriz vítrea rica en uranio durante el intemperismo; y por otro, sugiere que una parte del U movilizado puede quedar rápidamente inmovilizado mediante sorción o co-precipitación en los geles de sílice secundaria (también amorfos) que se forman como producto de esta misma alteración. Este mecanismo de 'liberación y retención amorfa' actúa como un sumidero que regula y limita la disponibilidad inmediata del uranio para incorporarse al flujo de agua subterránea.

El grado de alteración tiene un efecto distinto en el comportamiento de estos elementos y depende de la litología y de la mineralogía secundaria desarrollada. En el caso de la Riolita Tsm, el incremento de CIA de 54 a 96 %, se acompaña de una disminución en las concentraciones totales de As y U, desde 39.6 hasta 14.4 mg/kg para As y desde 7.8 hasta 4.5 mg/kg para U. Este patrón es consistente con una pérdida progresiva de estos elementos desde la roca durante los procesos de alteración. En contraste, las concentraciones de F^- aumentan de 380 a 1220 mg/kg. Este comportamiento no implica necesariamente una mayor incorporación de F^- durante el intemperismo. Considerando que parte de la alteración observada puede corresponder a procesos hidrotermales desarrollados durante las etapas de enfriamiento de la unidad volcánica, es posible que el F^- haya sido incorporado o retenido en minerales secundarios formados como productos de alteración desde estas etapas. Durante la alteración, la pérdida de masa de las fases más susceptibles puede generar un enriquecimiento relativo del F^- en las fases que permanecen en la roca. Por lo tanto, el incremento de la concentración total de F^-

puede reflejar tanto su asociación con fases secundarias generadas durante la alteración hidrotermal como su enriquecimiento relativo debido a la remoción de otros componentes, y no necesariamente una mayor liberación inmediata al agua. Otras unidades, como Tbc y Tic, presentan un incremento de las concentraciones de As y F^- con la alteración. El aumento de la concentración puede atribuirse a procesos de retención secundaria, especialmente a la adsorción en óxidos y oxihidróxidos de Fe neoformados o por la incorporación en minerales arcillosos. El U no presenta un comportamiento uniforme respecto al grado de alteración en la mayoría de las unidades, lo que sugiere que su comportamiento está controlado por su asociación con minerales resistentes y por su posterior especiación en el medio acuoso.

Es importante mencionar que la clasificación macroscópica de las muestras como sanas, intermedias o alteradas no siempre coincide con el grado de alteración química. En formaciones como Trp y Tap se observa la diferencia entre la clasificación macroscópica y el grado de alteración química. Esto puede sugerir que la alteración observada macroscópicamente corresponde a procesos como silicificación o alteración hidrotermal, que no implican una pérdida significativa de los cationes utilizados para calcular el CIA.

De las 69 muestras de agua subterránea analizadas se observa un predominio claro de HCO_3^- y Na^+ , con concentraciones promedio de 189.98 mg/L y 64.91 mg/L, respectivamente. La clasificación hidroquímica según el diagrama de Piper muestra que la facies HCO_3^- -Na representa 65 de las 69 muestras, es decir el 94.2 % del total de muestras analizadas, mientras que las facies HCO_3^- -Ca y HCO_3^- -Mixta representan proporciones menores.

El predominio de la facies HCO_3^- -Na indica una evolución hidrogeoquímica asociada a la interacción agua-roca con minerales silicatados y materiales volcánicos. La hidrólisis de silicatos, el vidrio volcánico, la alteración de feldespatos alcalinos presentes en rocas volcánicas de composición félsica a intermedia, puede contribuir al incremento progresivo de HCO_3^- y Na^+ en el agua. Los procesos de intercambio catiónico pueden favorecer la sustitución de Ca^{2+} por Na^+ en solución, contribuyendo a la evolución hacia una composición sódica.

El análisis de PCA respalda la existencia de procesos hidrogeoquímicos diferenciados. La asociación espacial de Na^+ , F^- y As en una misma orientación dentro del PCA sugiere una relación con la evolución de las aguas y con procesos de interacción prolongada con la matriz volcánica. El grupo asociado con Ca^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} y U presenta un comportamiento estadístico diferenciado. Esta separación indica que, aunque As, F^- y U tienen una fuente geológica vinculada con las unidades volcánicas, sus mecanismos de movilización y control en el agua subterránea no son necesariamente los mismos.

Las condiciones hidrogeoquímicas del sistema proporcionan un entorno favorable para la movilización de estos elementos. El pH cercano a la neutralidad, las condiciones predominantemente oxidantes y la composición bicarbonatada del agua favorecen la estabilidad de determinadas especies disueltas. En el caso del As, las condiciones de pH y potencial redox (Eh) controlan su estado de oxidación y especiación acuosa. Bajo condiciones oxidantes, el As se encuentra predominantemente en estado de oxidación As(V), cuya especiación acuosa depende principalmente del pH. De acuerdo con el diagrama de estabilidad Eh–pH del sistema As– O_2 – H_2O a 25 °C y 1 bar de presión total, H_2AsO_4^- (carga -1) y HAsO_4^{2-} (carga -2) constituyen las principales especies de As(V) en condiciones oxidantes y valores de pH cercanos a la neutralidad (Smedley y Kinniburgh, 2002; Figura 47). En este intervalo, H_2AsO_4^- es favorecida hacia valores de pH inferiores a aproximadamente 6.9, mientras que HAsO_4^{2-} adquiere predominio a valores superiores a este valor.

Estas especies aniónicas pueden interactuar con superficies minerales, particularmente con óxidos e hidróxidos de Fe, mediante procesos de adsorción. La intensidad de esta interacción depende, entre otros factores, del pH, las condiciones redox y las características de las superficies minerales.

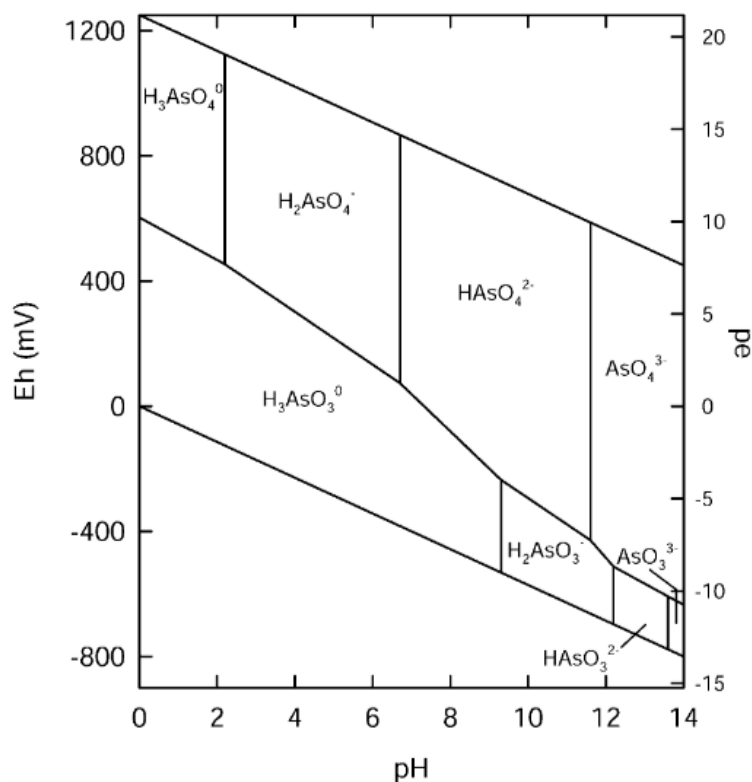


Figura 47. Diagrama de estabilidad Eh–pH de las especies acuosas de As en el sistema As–O₂–H₂O a 25 °C y 1 bar de presión total. Modificado de Smedley y Kinniburgh (2002).

A pesar del enriquecimiento geogénico de arsénico en las unidades volcánicas (en particular en la Riolita San Miguelito), su movilización hacia el agua subterránea se ve obstaculizada por una fuerte barrera hidrogeoquímica. Las condiciones predominantemente oxidantes del acuífero limitan severamente la movilidad de los oxianiones de As(V), lo que favorece su rápida adsorción y retención en los oxihidróxidos secundarios de hierro (fracciones F4 y F5). No obstante, este control químico oxidante es modulado y contrarrestado por el factor térmico asociado a la dinámica del flujo subterráneo. El agua que se infiltra y recorre trayectorias de flujo intermedio y regional experimenta un incremento natural de temperatura debido al gradiente geotérmico del graben. Esta temperatura elevada actúa como un factor condicionante crítico en dos vías: primero, acelera la cinética de disolución y alteración de la matriz vítrea y los minerales primarios; y segundo, altera el equilibrio termodinámico de las superficies minerales, debilitando la fuerza de sorción de los óxidos de hierro y promoviendo la partición del arsénico hacia la fase acuosa. De

este modo, la temperatura funciona como el mecanismo físico que 'desbloquea' la movilidad del arsénico en los flujos más profundos, explicando por qué, incluso en un ambiente oxidante que teóricamente debería inmovilizarlo, se registran concentraciones elevadas en algunas zonas de la fosa tectónica, donde convergen estas aguas termalmente más evolucionadas.

El U presenta un control hidrogeoquímico asociado a la composición bicarbonatada y a las condiciones oxidantes del sistema. La relación positiva observada entre U y HCO_3^- ($R^2 = 0.363$; $p = 4.40 \times 10^{-8}$) es consistente con la formación de complejos carbonatados de U(VI), que pueden favorecer su estabilidad y transporte en solución (Langmuir, 1997). Sin embargo, esta mayor estabilidad hidrogeoquímica no implica necesariamente concentraciones elevadas, ya que la disponibilidad inicial del U en la roca sigue siendo limitada por su asociación predominante con fases minerales resistentes.

El As presenta concentraciones entre 3.97 y 25.79 $\mu\text{g/L}$, con un promedio de 12.79 $\mu\text{g/L}$, mientras que el F^- varía entre 0.23 y 3.93 mg/L , con un promedio de 2.15 mg/L . El U presenta concentraciones entre 0.45 y 23.01 $\mu\text{g/L}$, con un promedio de 2.95 $\mu\text{g/L}$. De acuerdo con los valores de referencia empleados en el estudio, 43 muestras, equivalentes al 62 %, presentan concentraciones de As superiores a su valor de referencia, mientras que 56 muestras, equivalentes al 90 %, superan el valor de referencia para F^- . En contraste, ninguna de las muestras analizadas supera el valor de referencia establecido para U.

El As depende principalmente de la disponibilidad de las fases que lo contienen y de las condiciones fisicoquímicas que controlan su interacción con superficies minerales; el F^- está fuertemente influenciado por la mineralogía primaria y secundaria desarrollada durante la alteración y por las condiciones químicas que controlan su permanencia en solución; mientras que el U está gobernado principalmente por su limitada disponibilidad desde las fases minerales resistentes y por su especiación carbonatada bajo condiciones oxidantes.

Por lo tanto, la relación entre roca-agua no puede explicarse únicamente a partir de las concentraciones totales de As, F^- y U en las unidades volcánicas. La movilización de estos elementos es el resultado de la interacción entre la

composición mineralógica de la roca, el grado y tipo de alteración, la distribución de los elementos, los procesos de interacción agua-roca y las condiciones hidrogeoquímicas que controlan su especiación y estabilidad en solución. Esta integración explica por qué As y F^- presentan una elevada concentración en el agua subterránea, mientras que el U, a pesar de encontrarse presente tanto en las rocas como en el agua, permanece en concentraciones inferiores al valor límite máximo permisible.

6.3. Modelo conceptual hidrogeoquímico

Con base en la integración de los resultados geoquímicos, mineralógicos, hidrogeoquímicos y de extracción secuencial, se propone un modelo conceptual de movilización de As, F y U para la región de Jaral de Berrios–Villa de Reyes.

El sistema se inicia en las zonas de recarga ubicadas en los sectores elevados que rodean el valle. El agua meteórica se infiltra y adquiere CO_2 durante su paso por el suelo y la zona no saturada. Posteriormente, entra en contacto con las unidades volcánicas que constituyen el medio geológico del sistema de flujo.

Durante las primeras etapas se produce la interacción entre el agua y los minerales primarios (feldespatos, plagioclasas, biotita y otros silicatos). La hidrólisis y meteorización de estos minerales favorecen la incorporación de Na^+ , Ca^{2+} , K^+ y HCO_3^- a la solución.

Una vez que el agua de recarga entra en contacto con el paquete volcánico feldespático, la lixiviación inicial ataca de manera preferencial la matriz vítrea primaria de las rocas, que representa entre el 60 y el 70 % del volumen mineral. Esta fase, compuesta por sílice amorfa altamente reactiva, actúa como la principal fuente de liberación temprana de elementos traza en la solución. Sin embargo, a partir de este punto de disolución inicial, las trayectorias geoquímicas de los elementos divergen drásticamente debido a la formación de minerales secundarios y a sus distintas afinidades termodinámicas.

El U es liberado de la matriz vítrea pero experimenta un proceso de inmovilización casi inmediata. Queda atrapado mediante mecanismos de sorción y co-precipitación en los geles de sílice secundaria neoformados durante la propia alteración de la

roca (comportamiento evidenciado por su alta retención en la fracción operacional F7). Este sumidero amorfo limita severamente la concentración de U que logra permanecer disuelta en el agua subterránea.

El As logra mayor movilidad inicial, pero es rápidamente interceptado por los oxihidróxidos de hierro y manganeso que precipitan en los primeros estadios de intemperismo (asociación confirmada por las fracciones F4 y F5). Este proceso crea un fuerte "cuello de botella" geoquímico que secuestra al arsénico en estado oxidado (As(V)). Su liberación final al agua subterránea solo se reactiva cuando el flujo alcanza mayores profundidades, donde el incremento de la temperatura regional altera el equilibrio de adsorción y promueve su partición térmica hacia la fase acuosa.

El F^- en claro contraste, encuentra una vía libre para su transporte. Al ser lixiviado del vidrio y de minerales como la biotita y fluorapatito, su permanencia en solución se ve favorecida por la evolución hidrogeoquímica del agua hacia la facies HCO_3^- -Na. La progresiva descalcificación del agua (por intercambio catiónico o precipitación de calcita) impide que el F^- alcance el producto de solubilidad para precipitar como fluorita, permitiéndole mantenerse altamente móvil y acumularse de forma conservativa a lo largo de toda la trayectoria de flujo hacia el centro del graben de Villa de Reyes.

Por lo tanto, el modelo conceptual propuesto puede resumirse en la Figura 48.

El modelo propuesto indica que la presencia de As, F^- y U en el agua subterránea se debe en gran medida a fuentes geogénicas asociadas a las unidades volcánicas. Sin embargo, el transporte de estos elementos no es un proceso simple de disolución de la roca. Esta liberación está controlada por la mineralogía, el grado y el tipo de alteración, la distribución de los elementos entre fases de distinta estabilidad, el pH, las condiciones redox, la presencia de bicarbonato, la disponibilidad de Ca^{2+} y el tiempo de residencia del agua.

Por lo descrito anteriormente las unidades volcánicas deben considerarse como reservorios geoquímicos heterogéneos debido a que una roca con una concentración elevada de As, F o U no necesariamente representa la fuente de mayor liberación.

El potencial de movilización depende de la proporción del elemento asociado a fases susceptibles de interactuar con el agua y de las condiciones hidrogeoquímicas durante la circulación.

La integración de los resultados permite establecer que la movilización de As y F^- forma el principal proceso de relevancia ambiental identificado en el área de estudio. El hecho de que las muestras de agua presenten 62 % de As y 90 % de F^- , que superan el límite máximo permisible indicado en la NOM-127-SSA1-2021, mientras que ninguna muestra de U supera el valor considerado, evidencia que la respuesta hidrogeoquímica de cada elemento es diferente y que su comportamiento debe evaluarse de manera individual.

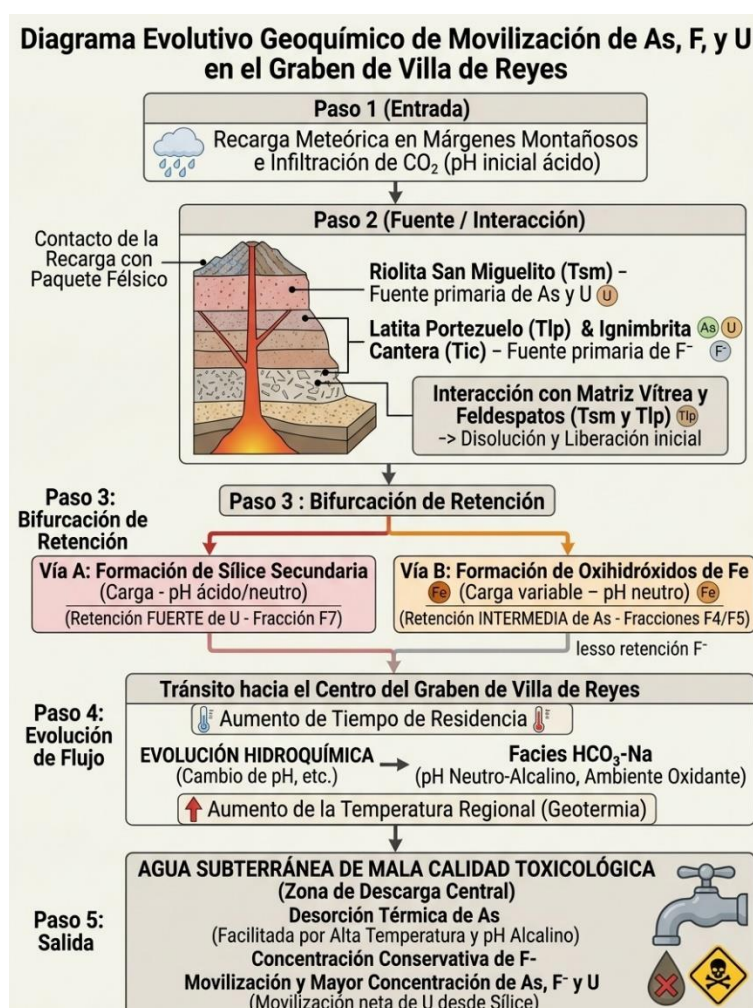


Figura 48. Diagrama de flujo del mecanismo de alteración de silicatos y liberación de As, F^- y U

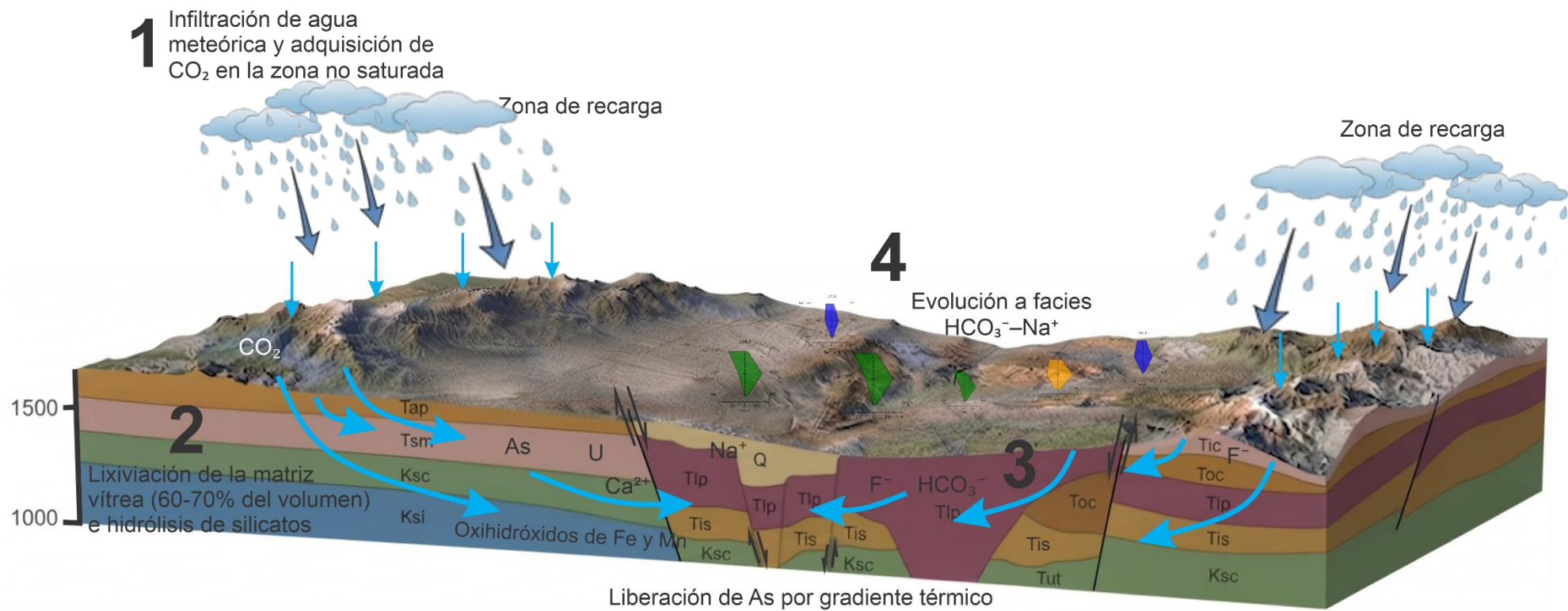


Figura 49. Modelo conceptual hidrogeoquímico del sistema de acuíferos volcánicos en la cuenca Jaral de Berrios – Villa de Reyes, ilustrando los mecanismos de recarga, interacción agua-roca, liberación térmica y transporte de As, F^- y U.

El modelo conceptual propuesto indica que la calidad del agua subterránea de la región se debe a la interacción entre la fuente litológica y la evolución hidrogeoquímica del sistema de flujo. Las rocas volcánicas aportan los elementos, mientras que los procesos de alteración, las fases secundarias y las condiciones fisicoquímicas del agua determinan su liberación, retención, transporte y permanencia en solución.

Conclusiones

Composición geoquímica de las rocas volcánicas.

De las 27 muestras de roca analizadas, se identificaron diferencias significativas en las concentraciones de As, F⁻ y U entre las nueve unidades volcánicas estudiadas. La Formación San Miguelito (Tsm) presentó los valores máximos de As y U, de 39.6 y 7.8 mg/kg, respectivamente. El F⁻ alcanzó su mayor concentración en la Formación Latita Portezuelo (Tlp), con 1290 mg/kg, seguida de Tsm con 1220 mg/kg, Tbc con 1160 mg/kg y Tic con 1140 mg/kg. Estos resultados indican que las unidades volcánicas de composición intermedia a félsica constituyen reservorios geogénicos importantes de As, F⁻ y U en la región.

Distribución de As, F⁻ y U entre las fases geoquímicas.

La extracción secuencial demostró que la concentración total de un elemento en la roca no determina por sí sola su potencial de movilización. El As presentó una distribución heterogénea entre las fracciones geoquímicas, con una contribución relevante de las fracciones F1–F3 en algunas muestras. En la riolita sana de Tsm, que presentó 39.6 mg/kg de As, la fracción F1 alcanzó 0.423 mg/kg (1.07 %), mientras que F2 y F3 representaron 7.84 y 11.99 %, respectivamente. Estas fracciones representan una porción potencialmente más susceptible de interactuar con soluciones acuosas que las fracciones residuales.

Comportamiento del fluoruro.

El F⁻ presentó una distribución particularmente heterogénea entre las fases geoquímicas. La muestra Tlp con alteración intermedia presentó la mayor

concentración total de F^- (1290 mg/kg), pero la mayor proporción individual correspondió a la fracción F7, con 79.54 mg/kg, equivalente a 6.17 %. En contraste, la Tlp sana presentó 92.01 mg/kg en F4, equivalente a 35.39 %, lo que evidencia que el grado y tipo de alteración pueden modificar la asociación del F^- con las fases secundarias y, por tanto, su disponibilidad potencial.

Comportamiento del uranio.

El U presentó concentraciones totales de hasta 5.6 mg/kg en las muestras seleccionadas para extracción secuencial. En general, las fracciones extraídas representaron proporciones menores respecto al contenido total, lo que indica una asociación importante con fases de mayor estabilidad. No obstante, la Tlp con alteración intermedia presentó 25.71 % del U en la fracción F7. Esto demuestra que la matriz vítrea primaria (sílice amorfa) actúa como el principal hospedero del uranio y que, durante la alteración, los geles de sílice secundaria neoformados funcionan como un sumidero que inmoviliza al uranio mediante co-precipitación, limitando drásticamente su liberación inmediata hacia el agua subterránea. Asimismo, la dinámica de extracción ejerce un control fundamental sobre la calidad del agua, como se evidencia en las mayores tasas de excedencia en pozos de uso agrícola (77 % para As), que, por su diseño y régimen de bombeo intensivo, interceptan flujos regionales más profundos y evolucionados que los pozos de uso público urbano.

Efecto de la alteración.

El grado de alteración influyó de manera distinta en As, F^- y U, y no se observó una respuesta uniforme entre las formaciones. En Tsm, el incremento de la alteración estuvo acompañado de una disminución de As y U, mientras que, en otras unidades, como Tbc y Tic, se observó un incremento de determinados elementos sin que ello implicara necesariamente una mayor fracción móvil. Asimismo, la discrepancia entre la clasificación macroscópica de la alteración y el CIA observado en Trp y Tap demuestra que la alteración visual de campo no constituye, por sí sola, un indicador suficiente del potencial geoquímico de liberación.

Características hidrogeoquímicas del agua subterránea.

Las 69 muestras de agua subterránea presentaron un pH de 6.03 a 8.06, con un promedio de 7.35, y condiciones predominantemente oxidantes. La facies HCO_3^-

Na fue dominante, con 65 de las 69 muestras (94.2 %), lo cual es consistente con una evolución hidrogeoquímica asociada a una interacción prolongada entre el agua y materiales silicatados y volcánicos.

Calidad del agua respecto a As, F⁻ y U.

El As presentó concentraciones de 3.97 a 25.79 µg/L, con un promedio de 12.79 µg/L; 43 muestras (62 %) presentaron concentraciones iguales o superiores a 10 µg/L. El F⁻ presentó concentraciones de 0.23 a 3.93 mg/L, con un promedio de 2.15 mg/L, y 62 muestras (90 %) presentaron concentraciones iguales o superiores a 1.0 mg/L. En contraste, el U presentó concentraciones de 0.45 a 23.01 µg/L, sin muestras por encima del valor de referencia de 30 µg/L utilizado en este estudio. Por lo tanto, el As y, principalmente, el F⁻ constituyen los elementos de mayor relevancia ambiental identificados en las aguas subterráneas de la región.

Índice de calidad del agua subterránea.

La aplicación del GWQI permitió integrar los distintos parámetros utilizados para evaluar la calidad del agua. De las 69 muestras, cinco (7.2 %) fueron clasificadas como de calidad excelente, 39 (56.5 %) como de calidad mala y 25 (36.2 %) como de calidad muy mala. La predominancia de las categorías mala y muy mala no solo es consistente con la elevada frecuencia de excedencias de As y F⁻, sino que también refleja directamente la madurez y la evolución hidrogeoquímica del sistema de flujo. Las muestras que registran la peor calidad toxicológica coinciden espacial e hidroquímicamente con las aguas más evolucionadas (facies HCO₃-Na en el centro y centro-sur del valle), lo que demuestra que el deterioro del recurso hídrico es una consecuencia directa del incremento del tiempo de residencia y de la prolongada interacción agua-roca a lo largo de las principales estructuras geológicas del graben.

Procesos hidrogeoquímicos que controlan la movilidad.

La movilidad de As, F⁻ y U no puede atribuirse a un único mecanismo. Los resultados indican que la interacción agua-roca, la alteración de minerales y componentes vítreos, la formación de fases secundarias y las condiciones fisicoquímicas del agua actúan de manera conjunta. Para el As, su retención está fuertemente controlada por la adsorción sobre oxihidróxidos de hierro (fracciones

F4 y F5) en el ambiente predominantemente oxidante del acuífero. Su liberación final al agua depende de un factor físico-térmico: el flujo profundo regional aporta la temperatura necesaria para alterar el equilibrio termodinámico y promover la desorción del As hacia la fase acuosa. El F^- presentó una relación significativa pero débil con Ca^{2+} , mientras que el U mostró su relación más fuerte con HCO_3^- ($R^2 = 0.363$; $p = 4.40 \times 10^{-8}$), consistente con la importancia de los complejos carbonatados de U(VI) en condiciones oxidantes.

Modelo conceptual de movilización.

El modelo conceptual propuesto establece que el agua meteórica, tras infiltrarse en las zonas de recarga y adquirir CO_2 , interactúa directamente con el paquete félsico, donde la Riolita San Miguelito (Tsm) y la Latita Portezuelo (Tlp) actúan como las fuentes primarias comprobadas de As, F^- y U. La lixiviación inicial ataca de manera preferencial la matriz vítrea de estas rocas, liberando los elementos traza, junto con Na^+ , Ca^{2+} , K^+ y HCO_3^- , hacia la solución. Conforme el flujo avanza hacia el centro de la fosa tectónica y aumenta el tiempo de residencia, las trayectorias de movilidad divergen drásticamente debido a la formación de minerales secundarios: el U queda mayoritariamente inmovilizado casi de inmediato por co-precipitación en los geles de sílice secundaria (fracción F7); el As es secuestrado de forma intermedia por oxihidróxidos de hierro (fracciones F4 y F5) y requiere del incremento de la temperatura a profundidad para promover su desorción final; mientras que el F^- aprovecha la evolución hidrogeoquímica hacia la facies HCO_3^-Na y la descalcificación del agua para mantenerse altamente móvil y acumularse a lo largo de la trayectoria de flujo.

Bajo las condiciones observadas en el área, el F^- puede permanecer en solución favorecido por las bajas concentraciones relativas de Ca^{2+} , mientras que el U(VI) puede estabilizarse mediante complejos carbonatados. El As puede liberarse de las fases primarias y posteriormente ser retenido o redistribuido mediante su interacción con óxidos e hidróxidos de Fe.

Evaluación de la hipótesis.

La hipótesis planteada se acepta parcialmente y se refina con base en la evidencia analítica obtenida. Los resultados respaldan que las secuencias volcánicas de

composición félsica e intermedia —particularmente la Riolita San Miguelito y la Latita Portezuelo— constituyen los reservorios geogénicos primarios de As, F⁻ y U. Sin embargo, se concluye categóricamente que la magnitud de la movilización hacia el agua subterránea no está dictada de manera exclusiva por la concentración total de los elementos en la roca, ni ocurre como una simple disolución meteórica.

Por el contrario, la disponibilidad y el transporte final de estos contaminantes están estrictamente controlados por tres factores secuenciales: 1) la distribución inicial del elemento en fracciones geoquímicas susceptibles a la lixiviación (como la matriz vítrea), 2) los mecanismos de retención secundaria durante la alteración mineral (sorción en óxidos de hierro para el As y co-precipitación en sílice amorfa para el U), y 3) la evolución hidrogeoquímica del sistema de flujo, donde el incremento de temperatura, la alcalinidad y el desarrollo de facies HCO₃-Na a lo largo de trayectorias regionales definen la concentración tóxica final en el agua subterránea.

Conclusión general.

La integración de la geoquímica de roca, la extracción secuencial selectiva y la evaluación hidrogeoquímica demuestra de manera concluyente que la presencia de As, F⁻ y U en el sistema subterráneo de Jaral de Berrios–Villa de Reyes tiene un origen geogénico innegable, asociado fundamentalmente a secuencias félsicas e intermedias como la Riolita San Miguelito y la Latita Portezuelo. La expresión toxicológica de estos elementos en el agua subterránea no es una simple transferencia de masa, sino que está dictada por un complejo balance termodinámico. Mientras que la alteración mineralógica actúa inicialmente como un sumidero (inmovilizando al uranio en sílice secundaria y al arsénico en óxidos de hierro), la evolución hidrogeoquímica del sistema hacia facies HCO₃-Na y la influencia térmica de los flujos profundos rompen este equilibrio, manteniendo al fluoruro altamente móvil y promoviendo la desorción del arsénico. La principal problemática ambiental y de salud pública en la región corresponde a las alarmantes concentraciones de As y F⁻, las cuales se exacerban en las zonas de descarga central y en aprovechamientos de extracción profunda (riego), mientras que el U no superó los valores de referencia normativos. En suma, esta investigación aporta un marco de referencia vital para la gestión del agua en el graben, demostrando que la

mitigación y el manejo seguro del recurso hídrico requieren comprender que la vulnerabilidad del acuífero está gobernada conjuntamente por la mineralogía de la roca hospedera, la dinámica de extracción y la evolución geoquímica de las líneas de flujo.

Recomendaciones

A partir de los hallazgos hidrogeoquímicos obtenidos en la presente investigación, se identifican diversas áreas de oportunidad que deben abordarse en trabajos futuros para profundizar en la comprensión del sistema y mitigar los impactos observados.

1. Caracterización petrográfica y mineralógica avanzada. Se recomienda complementar este estudio mediante análisis petrográficos detallados en lámina delgada, acoplados a Microscopía Electrónica de Barrido con Espectroscopía de Energía Dispersiva (MEB-EDS). Esto permitirá no solo observar la matriz vítrea y caracterizar de manera puntual las fases minerales portadoras de As, F⁻ y U, sino también diferenciar concluyentemente los eventos de alteración hidrotermal primaria de los procesos de intemperismo meteórico, esclareciendo su relación directa con la movilidad de los elementos traza.
2. Evaluación de riesgos a la salud humana. Dado que el 90 % y el 62 % de las muestras de agua superan los límites máximos permisibles para F⁻ y As respectivamente, es imperativo desarrollar un estudio cuantitativo de evaluación de riesgos a la salud (ERS) por ingesta de agua subterránea. Se sugiere calcular los índices de riesgo no cancerígeno (como el riesgo de fluorosis esquelética y dental o hidroarsenicismo) y el riesgo carcinogénico (por exposición crónica al As), estratificando los modelos toxicológicos por grupos de edad (infantil y adulto) en las poblaciones de la región.
3. Programas de comunicación de riesgos y participación social. Se deben generar e implementar programas de comunicación de riesgos dirigidos a las comunidades de Jaral de Berrios, Villa de Reyes y localidades aledañas. Es vital traducir la información científica de este estudio a formatos accesibles que empoderen a la población, permitiéndoles tomar decisiones informadas sobre sus fuentes de agua

para el consumo directo y la preparación de alimentos, reduciendo así su vulnerabilidad ante la exposición geogénica.

4. Estrategias para la gestión de la extracción subterránea. Se sugiere realizar un levantamiento detallado de la infraestructura de los pozos (profundidad total, diseño de ademes y tramos ranurados) y correlacionarlo con los registros de calidad del agua. Al comprender la arquitectura de extracción que favorece la captura de flujos regionales ricos en As y F^- (como se evidenció en los pozos agrícolas), las autoridades hídricas podrán establecer lineamientos de perforación y regímenes de bombeo que prioricen la captación de flujos locales más seguros para el abastecimiento público urbano.

Referencias

- Agencia para Sustancias Tóxicas y el Registro de Enfermedades (ATSDR). (2021). Arsénico: ToxFAQs™. Centros para el Control y la Prevención de Enfermedades (CDC). https://www.atsdr.cdc.gov/es/toxfaqs/es_tfacts150.html
- Alarcón-Herrera, M. T., Martín-Alarcon, D. A., Gutiérrez, M., Reynoso-Cuevas, L., Martín-Domínguez, A., Olmos-Márquez, M. A., y Bundschuh, J. (2020). Co-occurrence, possible origin, and health-risk assessment of arsenic and fluoride in drinking water sources in Mexico: Geographical data visualization. *Science of the Total Environment*, 698, Artículo 134168. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.134168>
- Alcaine, A. A., et al. (2020). Hydrogeochemical processes controlling arsenic and fluoride mobilization in the Chaco-Pampean plain, Argentina.
- Alexis Del Pilar-Martínez, Angel F. Nieto-Samaniego, Susana A. AlanizAlvarez y Edgar Angeles-Moreno (2020) Geology of the southern Mesa Central of Mexico: recording the beginning of a polymodal fault system, *Journal of Maps*, 16:2, 199-211, DOI:10.1080/17445647.2020.1719911.
- Altaner, S. P., y Grim, R. E. (1990). Mineralogy, chemistry, and diagenesis of tuffs in the Sucker Creek Formation (Miocene), eastern Oregon. *Clays and Clay Minerals*, 38(6), 561–572. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1990.0380601>
- APHA-AWWA-WPCF (1989) Standard methods for the examination of water and wastewater, vol 17. APHA-AWWA-WPCF, Washington, DC
- Appelo, C. A. J., y Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution* (2nd ed.). A. A. Balkema.
- Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W., & Clauer, N. (2003). Cenozoic volcanism and tectonics in the Mesa Central, Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 369, 137-156.
- Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G., & Aguillón-Robles, A. (2007). The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: The case of Pinos, Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(2), 216–233.

- Armienta, M. A., & Segovia, N. (2008). Arsenic and fluoride in the groundwater of Mexico. *Environmental Geochemistry and Health*, 30(4), 345–353. <https://doi.org/10.1007/s10653-008-9167-8>
- Armienta, M. A., Rodríguez, R., Aguayo, A., Cenicerros, N., Villaseñor, G., & Cruz, O. (1997). Arsenic contamination of groundwater at Zimapán, Mexico. *Hydrogeology Journal*, 5(2), 39–46. <https://doi.org/10.1007/s100400050111>
- Banerjee, A. (2015). Groundwater fluoride contamination: A reappraisal. *Geoscience Frontiers*, 6(2), 277–284. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.03.003>
- Banning, A., & Rude, T. R. (2015). Apatite weathering as a geological driver of high uranium concentrations in groundwater. *Applied Geochemistry*, 59, 139–146. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.05.002>
- Banning, A., Cardona, A., Rude, T. R., & Armienta, M. A. (2012). Hydrogeochemical processes in the Villa de Reyes graben, San Luis Potosí, Mexico. *Journal of Hydrology*, 432, 127–140.
- Banning, A., Pawletko, N., Röder, J., Kübeck, C., & Wisotzky, F. (2017). Ex situ groundwater treatment triggering the mobilization of geogenic uranium from aquifer sediments. *Science of the Total Environment*, 587–588, 371–380. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.02.162>
- Blake, J., Walton-Day, K., Gallegos, T. J., Yager, D., Teeple, A. P., Humberson, D., Stengel, V., y Becher, K. (2022). New Geochemical Framework and Geographic Information System Methodologies to Assess Element Occurrence, Persistence, and Mobility in Groundwater and Surface Water. *Minerals*. <https://doi.org/10.3390/min12040411>
- Bundschuh, J., Litter, M. I., Parvez, F., Román-Ross, G., Nicolli, H. B., Jean, J. S., ... y Bhattacharya, P. (2020). One century of arsenic exposure in Latin America: A review of history, occurrence, and health effects. *Environmental Geochemistry and Health*, 42(7), 2035–2069.
- Burillo, J. C., Ballinas, M. L., Burillo, G., Guerrero-Lestarjette, E., Lardizabal-Gutierrez, D., & Silva-Hidalgo, H. (2021). Chitosan hydrogel synthesis to remove arsenic and fluoride ions from groundwater. *Journal of Hazardous Materials*, 417, 126070. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2021.126070>

- Cardona, A., Banning, A., Carrillo-Rivera, J., Aguillón-Robles, A., Rűde, T., & De Alba, J. A. (2018). Natural controls validation for handling elevated fluoride concentrations in extraction activated Tóthian groundwater flow systems: San Luis Potosí, Mexico. *Environmental Earth Sciences*, 77, 1-13. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7273-1>
- Cardona-Benavides, A., & Armienta, M. A. (2005). Arsenic and fluoride in groundwater of Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mexico. *Environmental Geology*, 47(7), 957-965.
- Carrillo-Bravo, J. (1971). La plataforma Valles-San Luis Potosí. Instituto Mexicano del Petróleo.
- Carrillo-Rivera, J. J., & Armienta, M. A. (1989). Diferenciación de la contaminación inorgánica en las aguas subterráneas del valle de la ciudad de San Luis Potosí, S. L. P. México. *Geofísica Internacional*, 28(4), 763–783.
- Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A., & Edmunds, W. M. (2002). Using extraction regime and knowledge of hydrogeological conditions to control high-fluoride concentration in abstracted groundwater: San Luis Potosí basin, Mexico. *Journal of Hydrology*, 261(1–4), 24–47. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00566-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00566-2)
- Cauich Kau, D. (2021). Understanding arsenic and uranium sources and mobility in groundwater flow systems from two areas in San Luis Potosí, Mexico: Cerritos and Villa de Reyes Basins. Tesis Doctoral, RWTH Aachen University.
- Cauich-Kau, D., Castro-Larragoitia, J., Cardona Benavides, A., García-Arreola, M. E., & García-Vargas, G. G. (2025). *An adapted groundwater quality index including toxicological critical pollutants*. *Groundwater for Sustainable Development*, 28, 101401. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2024.101401>
- Cauich-Kau, D., Rűde, T. R., Cardona-Benavides, A., & Castro-Larragoitia, J. (2022). Natural occurrence and controls of arsenic in groundwater in a semiarid basin in the Mexican Altiplano. *Hydrogeology Journal*, 30, 2459–2477. <https://doi.org/10.1007/s10040-022-02562-w>
- Climas (clasificación de Köppen, modificado por García). Escala 1:1,000,000. México.
- Comisión Nacional del Agua. (2015). Acuerdo por el que se da a conocer el resultado de los estudios técnicos de aguas nacionales subterráneas del Acuífero Jaral de

- Berrios-Villa de Reyes, clave 2412, en el Estado de San Luis Potosí. Diario Oficial de la Federación. https://dof.gob.mx/nota_detalle_popup.php?codigo=5413967
- Comisión Nacional del Agua. (2024). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Jaral de Berrios-Villa de Reyes (2412), Estado de San Luis Potosí. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. <https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/estudios-y-publicaciones-tecnicas>
- CONABIO [Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad]. (2001).
- Cumberland, S. A., Douglas, G., Grice, K., y Moreau, J. W. (2016). Uranium mobility in organic matter-rich sediments: A review of geological and geochemical processes. *Earth-Science Reviews*, 159, 160-185.
- Dixit, S., y Hering, J. G. (2003). Comparison of Arsenic(V) and Arsenic(III) Sorption onto Iron Oxide Minerals: Implications for Arsenic Mobility. *Environmental Science y Technology*, 37(18), 4182–4189. <https://doi.org/10.1021/es030309t>
- Drever, J. I. (1997). *The geochemistry of natural waters* (3rd ed.). Surface and groundwater environments. Prentice Hall.
- Edmunds, W. M., & Smedley, P. L. (2005). Fluoride in natural waters—the origin of the problem and its control. *Essentials of Medical Geology*, 301-329.
- Edmunds, W. M., y Smedley, P. L. (2005). Fluoride in natural waters. En *Essentials of Medical Geology*.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023)
- Filter, J., Schröder, C., El-Athman, F., Dippon-Deissler, U., Houben, G. J., & Mahringer, D. (2024). Nitrate-induced mobilization of trace elements in reduced groundwater environments. *Science of the Total Environment*, 927, 171961. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2024.171961>
- Georgiadis, A., Sauer, D., Breuer, J., Herrmann, L., Rennert, T., & Stahr, K. (2015). Optimising the extraction of amorphous silica by NaOH from soils of temperate-humid climate. *Soil Research*, 53(4), 392–400. <https://doi.org/10.1071/SR14171>

- González-Hernández, G., Padilla-Sánchez, L., y Ramos-Leal, J. A. (2022). Geochemical evolution and As-F co-occurrence in volcanic aquifers of the central Mexican highlands. *Applied Geochemistry*.
- Grenthe, I., Fuger, J., Konings, R. J. M., Lemire, R. J., Muller, A. B., Nguyen-Trung, C., & Wanner, H. (1992). *Chemical Thermodynamics of Uranium*. North-Holland.
- Gubler, A., & ThomasArrigo, L. K. (2021). Ferrous iron enhances arsenic sorption and oxidation by non-stoichiometric magnetite and maghemite. *Journal of Hazardous Materials*, 402, 123425.
- Guo, H., y Zhang, Y. (2019). Geochemical controls on arsenic and fluoride in groundwater of the Yuncheng Basin, China. *Environmental Earth Sciences*, 78(3), 1-15.
- Gutiérrez, M., Alarcón-Herrera, M., Espino-Valdés, M. S., y Valenzuela-García, L. I. (2025). Current State of Arsenic, Fluoride, and Nitrate Groundwater Contamination in Northern Mexico: Distribution, Health Impacts, and Emerging Research. *Water*. <https://doi.org/10.3390/w17131990>
- Gutiérrez, M., Alarcón-Herrera, M., y Gaytán-Alarcón, A. P. (2022). Arsenic and fluorine in groundwater in northern Mexico: spatial distribution and enrichment factors. *Environmental Monitoring and Assessment*, 195, 1-12. <https://doi.org/10.1007/s10661-022-10818-x>
- Gutiérrez-Ojeda, C., Ortiz-Hernández, E., y Castelán-Vega, R. (2021). Hydrogeochemical characterization and spatial distribution of arsenic in the shallow aquifer of the upper Lerma River valley, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 108, 103192.
- Hem, J. D. (1985). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water (3rd ed.). U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254. <https://doi.org/10.3133/wsp2254>.
- Hem, J. D. (1985). Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2254.
- Jacks, G. (2017). Redox Reactions in Groundwater with Health Implications. <https://doi.org/10.5772/intechopen.68751>
- Kitessa, W. M., Kebede, A. B., Tufa, F. G., Gudeta, B. G., Beyene, A. Y., Tumsa, B. C., Debela, S. K., Feyessa, F. F., & Walraevens, K. (2024). Hydrogeochemical

characterization and processes controlling groundwater chemistry of complex volcanic rock of Jimma area, Ethiopia. *Water*, 16(23).

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., & Aranda-Gómez, J. J. (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del estado de San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia*, Folleto Técnico No. 85.

Langmuir, D. (1978). Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(6), 547–569. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(78\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(78)90001-7)

Langmuir, D. (1997). *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice Hall.

Le Bas, M. J., & Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5), 825–833. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.148.5.0825>

López-Loera, H., & Tristán-González, M. (2013). Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 137–156. <https://doi.org/10.18268/BSGM2013v65n1a11>

Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Ortega-Obregón, C. (2012). Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243–263. <https://doi.org/10.18268/BSGM2012v64n2a9>

Mahaney, W. C., & Vortisch, W. (1989). Scanning electron microscopy of feldspar and volcanic glass weathering and neoformation of clay minerals in a Quaternary paleosol sequence, Mount Kenya, East Africa. *Journal of African Earth Sciences and the Middle East*, 9(3–4), 729–737. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(89\)90059-6](https://doi.org/10.1016/0899-5362(89)90059-6)

Maity, J. P., Vithanage, M., Kumar, M., Ghosh, A., Mohan, D., Ahmad, A., y Bhattacharya, P. (2021). Seven 21st century challenges of arsenic-fluoride contamination and remediation. *Groundwater for Sustainable Development*, 12, 100538. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100538>

Manu, E., De Lucia, M., & Kühn, M. (2023). Water–Rock Interactions Driving Groundwater Composition in the Pra Basin (Ghana) Identified by Combinatorial Inverse Geochemical Modelling. *Minerals*. <https://doi.org/10.3390/min13070899>

- McMahon, P. B., & Chapelle, F. H. (2008). Redox processes and water quality of selected principal aquifer systems. *Ground Water*, 46(2), 259–271. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2007.00385.x>
- Mukherjee, A., Coomar, P., Sarkar, S., Johannesson, K. H., Fryar, A. E., Schreiber, M. E., Ahmed, K. M., Alam, M. A., Bhattacharya, P., Bundschuh, J., Burgess, W., Chakraborty, M., Coyte, R., Farooqi, A., Guo, H., Ijumulana, J., Jeelani, G. H., Mondal, D., Nordstrom, D. K., ... Scanlon, B. R. (2024). Arsenic and other geogenic contaminants in global groundwater. *Nature Reviews Earth y Environment*, 5(4), 312–328. <https://doi.org/10.1038/s43017-024-00519-z>
- Nesbitt, H. W., & Markovics, G. (1997). Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(8), 1653–1670. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00031-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00031-8)
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299(5885), 715–717. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(7), 1523–1534. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90408-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90408-3)
- Nezat, C. A., Blum, J. D., Yanai, R. D., & Hamburg, S. P. (2007). A sequential extraction to determine the distribution of apatite in granitoid soil mineral pools with application to weathering at the Hubbard Brook Experimental Forest, NH, USA. *Applied Geochemistry*, 22(11), 2406–2421. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2007.06.012>
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77844-5>.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A. (2005). Mesa Central of Mexico: stratigraphy, structure and tectonics. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 285–318.

- Nieto-Samaniego, A. F., Del Pilar-Martínez, A., Suárez-Arias, A. M., Angeles-Moreno, E., Alaniz-Álvarez, S. A., Levresse, G., Xu, S., Olmos-Moya, M. J. P., & Báez-López, J. A. (2023). Una revisión de la geología y evolución tectónica cenozoicas de la Mesa Central de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 40(2), 187–213. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2023.2.1736>
- Nordstrom, D. K. (2022). Fluoride in thermal and non-thermal groundwater: Insights from geochemical modeling. *Science of the Total Environment*, 824, 153606. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153606>
- Nordstrom, D. K., y Jenne, E. A. (1977). Fluorite solubility equilibria in selected geothermal waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41(2), 175–188. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(77\)90224-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(77)90224-1)
- Novák, A., Křížová, J., y Procházka, R. (2021). Redox control on uranium distribution in groundwater from a volcanic aquifer system. *Journal of Geochemical Exploration*, 231, 106881.
- OMS. (2006). Fluoride in drinking-water. Organización Mundial de la Salud. Recuperado de https://www.who.int/water_sanitation_health/dwq/chemicals/fluoride.pdf
- OMS. (2021). Agua para consumo humano. Organización Mundial de la Salud. Recuperado de <https://www.who.int/es/news-room/fact-sheets/detail/drinking-water>.
- Ortega-Guerrero, M. Adrián. (2009). Presencia, distribución, hidroggeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(1), 143-161.
- Özgür, N. (2021). Origin of High Fluorine Contents in Drinking Water in the Province Capital of Isparta, SW Turkey. 1591-1595. https://doi.org/10.1007/978-3-030-51210-1_253
- Padilla-Reyes, D. A., Dueñas-Moreno, J., Mahlkecht, J., Mora, A., Kumar, M., Ornelas-Soto, N., Mejía-Avendaño, S., Navarro-Gómez, C. J., y Bhattacharya, P. (2024). Arsenic and fluoride in groundwater triggering a high risk: Probabilistic results using Monte Carlo simulation and species sensitivity distribution. *Chemosphere*, 359, 142305. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2024.142305>

- Park, W.-P., Hyun, H.-N., & Koo, B.-J. (2020). Silicon fractionation of soluble silicon in volcanic ash soils that may affect groundwater silicon content on Jeju Island, Korea. *Water*, 12(10), 2686. <https://doi.org/10.3390/w12102686>
- Pérez-Martínez, I., Villanueva-Estrada, R. E., García-Martínez, R., Rodríguez-Díaz, A., & Canet, C. (2021). Mercury anomalies and transport mechanisms in a hydrothermal system associated with normal faults in Araró, Michoacán (western Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.2.1596>
- Pérez-Moreno, F., Prieto-García, F., Rojas-Hernández, A., Galán-Vidal, C. A., Marmolejo-Santillán, Y., Romo-Gómez, C., Castañeda-Ovando, A., Rodríguez-Ávila, J. A., & Barrado-Esteban, E. (2003). Caracterización química de aguas subterráneas en pozos y un distribuidor de agua de Zimapán, Estado de Hidalgo, México. *Hidrobiológica*, 13(2), 95–102
- Pickering, W. F. (1985). The mobility of soluble fluoride in soils. *Environmental Pollution (Series B)*, 9(4), 281–308. [https://doi.org/10.1016/0143-148X\(85\)90004-7](https://doi.org/10.1016/0143-148X(85)90004-7)
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer.
- Podgorski, J., & Berg, M. (2020). Global analysis and prediction of fluoride in groundwater. *Nature Communications*, 11, 4232. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17494-3>
- Rajpert, L., Schäffer, A., y Lenz, M. (2018). Redox-stat bioreactors for elucidating mobilisation mechanisms of trace elements: an example of As-contaminated mining soils. *Applied Microbiology and Biotechnology*, 102(17), 7635–7641. <https://doi.org/10.1007/s00253-018-9165-4>
- Ramos-Leal, J. A., López-Loera, H., Martínez-Ruiz, V. J., & Aranda-Gómez, J. J. (2007). Sucesión de eventos y geometría de la parte central del acuífero del graben de Villa de Reyes (San Luis Potosí, México) inferida a partir de datos geoelectrónicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 31–46.
- Razi, M. H., Wilopo, W., & Putra, D. P. E. (2024). Hydrogeochemical evolution and water–rock interaction processes in the multilayer volcanic aquifer of Yogyakarta-Sleman Groundwater Basin, Indonesia. *Environmental Earth Sciences*, 83, 164. <https://doi.org/10.1007/s12665-024-11477-6>

- Reed, M. H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. En H. L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (3.^a ed., pp. 303–365). John Wiley & Sons.
- Rivera Armendáriz, C. A., Cardona Benavides, A., Badenszki, E., y Banning, A. (2024). Multimethod characterization of geogenic sources of fluoride, arsenic, and uranium in Mexican groundwater. *Applied Geochemistry*, 175, Artículo 106184. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2024.106184>
- Rivera Armendariz, C. A., Cardona, A., & Banning, A. (2025). Origin and fate control of F, As and U in groundwater flow systems of the Sierra Madre Occidental and Mesa Central, Mexico. *Chemical Geology*, 676, 122606. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2024.122606>
- Rivera-Armendáriz, C. A. (2021). Hidrogeoquímica del arsénico, fluoruro y uranio en sistemas de flujo de agua subterránea de la región de Salinas de Hidalgo, San Luis Potosí [Tesis de maestría, Universidad Autónoma de San Luis Potosí].
- Rodríguez-Ríos, R., Tristán-González, M., & Aguillón-Robles, A. (2013). Estructura y geoquímica de un grupo de domos dacíticos del norponiente del campo volcánico de San Luis Potosí, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 109–122. <https://doi.org/10.18268/BSGM2013v65n1a9>
- Sánchez-Córdova, M. M., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A., González-Partida, E., y Linares-López, C. (2020). Water-rock interactions in the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from paragenesis and elemental mass-balance. *Geochemistry*, 80(1), 125527. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.06.003>
- Secretaría de Salud. (2021). NOM-127-SSA1-2021, Salud ambiental. Agua para consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización. Diario Oficial de la Federación. <https://www.dof.gob.mx/>
- Servicio Geológico Mexicano. (2017). Carta geológico-minera Colonia La Libertad F14-A77, San Luis Potosí, escala 1:50,000. Servicio Geológico Mexicano.
- Servicio Meteorológico Nacional. (2026). Climogramas 1991–2020. Comisión Nacional del Agua. Servicio Meteorológico Nacional – Climogramas 1991–2020
- Smedley, P. L., & Kinniburgh, D. G. (2002). A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, 17(5), 517-568.

- Stefánsson, A., y Kleine, B. I. (2017). Hydrothermal Alteration. In Encyclopedia of Earth Sciences Series (pp. 1–3). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9_65-1
- Stollenwerk, K.G. (2003). Geochemical Processes Controlling Transport of Arsenic in Groundwater: A Review of Adsorption. In: Welch, A.H., Stollenwerk, K.G. (eds) Arsenic in Ground Water. Springer, Boston, MA. https://doi.org/10.1007/0-306-47956-7_3_3
- Stumm, W., y Morgan, J. J. (1996). Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters (3.^a ed.). John Wiley & Sons.
- Tessier, A., Campbell, P. G., & Bisson, M. (1979). Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals. *Analytical Chemistry*, 51(7), 844-851.
- Torres-Martínez, J. A., Narvaez-Montoya, C., Podgorski, J., Berg, M., Kaown, D., Loge, F. J., Mora, A., y Mahlknecht, J. (2026 National-scale prediction of arsenic, fluoride and its co-occurrence in groundwater of Mexico: Implications for drinking-water. *Journal of Hazardous Materials*, 502, 142383. <https://doi.org/10.1016/j.jhazmat.2026.142383>
- Tóth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s100400050176>
- Tristán-González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del Graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico 107, 91 p.
- Wenzel, W. W., Kirchbaumer, N., Prohaska, T., Stingeder, G., Lombi, E., & Adriano, D. C. (2001). Arsenic fractionation in soils using an improved sequential extraction procedure. *Analytica Chimica Acta*, 436(2), 309-323.
- White, A. F., & Brantley, S. L. (Eds.). (1995). Chemical weathering rates of silicate minerals. Reviews in Mineralogy, 31. Mineralogical Society of America.
- White, A. F., y Brantley, S. L. (2003). The effect of time on the weathering of silicate minerals: Why do weathering rates differ in the laboratory and field? *Chemical Geology*, 202, 479–506.

- Wilkin, R. T., Lee, T. R., Beak, D. G., Anderson, R., y Burns, B. (2018). Groundwater co-contaminant behavior of arsenic and selenium at a lead and zinc smelting facility. *Applied Geochemistry*, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.12.011>
- World Health Organization. (2022). *Guidelines for drinking-water quality: Fourth edition incorporating the first and second addenda*. World Health Organization.
- Zeien, H., & Brümmer, G. W. (1989). Chemische Extraktion zur Bestimmung von Schwermetallbindungsformen in Böden. *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 59, 505–510.

Anexos

Anexo 1 PROTOCOLO DE DIGESTIÓN POR MICROONDAS (CEM Corporation)

Microwave Digestion of Rock (Pulverized)

Procedure

Weigh 0.5 g of the sample into the digestion vessel. Add 5 mL of HNO₃, 3 mL of HCl, and 3 mL of HF. Gently swirl the mixture and wait approximately 15 minutes before closing the vessel.

Notes

This procedure uses hydrofluoric acid. If it is necessary to complex the residual hydrofluoric acid or redissolve insoluble fluorides formed, an additional complexation step with boric acid should be used. This procedure can be found in the One Touch Method note entitled "Boric Acid HF Neutralization".

Recommended Equipment

MARS 6
MARS 6 iWave

Recommended Vessels

EasyPrep
EasyPrep Plus

Reagents

HCl
HF
HNO₃

Max Sample Weight

0.5 g

Sample Type

Organic

Control Type

Ramp to Temperature

Method Type

One Touch

Heating Program

Stage	Temp (°C)	*Ramp (mm:ss)	Hold (mm:ss)	Pressure (psi)	* Power (W)	Stirring
1	200	15:00	15:00	800	900-1800	Off

* Ramp times and power may vary depending on the type and number of vessels.

Results

Sample was clear, colorless, and particle free upon dilution to 50 mL.

General Precaution

- This procedure is a reference point for sample digestion using a CEM system and may need to be modified or changed to obtain the required results on your sample.
- If using a vessel other than the recommended choice, adjust sample size and pressure limit to values appropriate for the vessel chosen.
- The control / reference vessel must contain the largest and most reactive sample.
- Manual venting of CEM vessels should be performed when wearing hand/eye/body protection and when the vessel contents are at or below room temperature to avoid the potential for chemical burns. Always point the vent hole away from the operator.
- If programming as One Touch, the ramp time and power will be automatically determined based on the number and type of vessels detected.

Resultados del análisis de regresión entre As, F⁻ y U y las principales variables fisicoquímicas del agua subterránea

Elemento	Relación	R ²	p-valor	Interpretación
As	As–Eh	0.077	0.0211	Significativa, pero débil
As	As–HCO ₃ ⁻	0.077	0.021	Significativa, pero débil
As	As–Na ⁺	0.162	0.0006	Significativa, débil
As	As–pH	0.12	0.00358	Significativa, débil
F ⁻	F ⁻ –Ca ²⁺	0.072	0.0257	Significativa, pero muy débil
F ⁻	F ⁻ –HCO ₃ ⁻	0.0004	0.873	No significativa
F ⁻	F ⁻ –pH	0.025	0.1978	No significativa
U	U–Eh	0.013	0.3532	No significativa
U	U–HCO ₃ ⁻	0.363	4.40 × 10 ⁻⁸	Significativa y moderada
U	U–pH	0.009	0.4334	No significativa

Concentraciones de As, en las fracciones obtenidas mediante extracción secuencial de las muestras de roca.

Muestra	Litología	alteración	Total (mg/Kg)	F1 (mg/Kg)	F1 (%)	F2 (mg/Kg)	F2 (%)	F3 (mg/Kg)	F3 (%)	F4 (mg/Kg)	F4 (%)
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	29.8	0	0	0.335	1.12	0	0	0.411	1.38
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	20.9	0.205	0.98	0.817	3.91	0.826	3.95	1.459	6.98
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	25.1	0.033	0.13	0.133	0.53	0.428	1.71	0.735	2.93
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	39.6	0.423	1.07	3.104	7.84	4.75	11.99	3.062	7.73
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	5.9	0.02	0.34	0.047	0.8	0.134	2.27	0.113	1.92
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	32.6	0.024	0.07	0.455	1.4	0.28	0.86	0.721	2.21

Muestra	Litología	alteración	F5 (mg/Kg)	F5 (%)	F6 (mg/Kg)	F6 (%)	F7 (mg/Kg)	F7 (%)
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	0.595	2	3.162	10.61	6.807	22.84
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	1.741	8.33	2.017	9.65	4.962	23.74
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	0.78	3.11	1.497	5.96	7.7	30.68
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	5.539	13.99	2.748	6.94	5.81	14.67
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	0.172	2.92	1.446	24.51	4.325	73.31
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	2.111	6.48	2.301	7.06	4.894	15.01

Concentraciones de F⁻ en las fracciones obtenidas mediante extracción secuencial de las muestras de roca.

Muestra	Litología	alteración	Total (mg/Kg)	F1 (mg/Kg)	F1 (%)	F2 (mg/Kg)	F2 (%)	F3 (mg/Kg)	F3 (%)	F4 (mg/Kg)	F4 (%)
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	100	4.536	4.54	1.576	1.58	2.598	2.6	4.496	4.5
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	600	6.241	1.04	1.674	0.28	3.925	0.65	4.074	0.68
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	380	8.564	2.25	2.041	0.54	3.008	0.79	5.841	1.54
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	260	4.662	1.79	1.389	0.53	8.531	3.28	92.008	35.39
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	1290	8.017	0.62	3.48	0.27	34.061	2.64	70.591	5.47
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	640	11.475	1.79	2.054	0.32	6.201	0.97	19.349	3.02

Muestra	Litología	alteración	F5 (mg/Kg)	F5 (%)	F6 (mg/Kg)	F6 (%)	F7 (mg/Kg)	F7 (%)
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	4.546	4.55	1.747	1.75	62.702	62.7
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	6.782	1.13	0.648	0.11	48.205	8.03
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	7.722	2.03	5.074	1.34	95.427	25.11
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	21.874	8.41	7.956	3.06	55.939	21.52
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	19.548	1.52	7.681	0.6	79.54	6.17
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	5.703	0.89	3.068	0.48	46.541	7.27

Concentraciones de U en las fracciones obtenidas mediante extracción secuencial de las muestras de roca.

Muestra	Litología	alteración	Total (mg/Kg)	F1 (mg/Kg)	F1 (%)	F2 (mg/Kg)	F2 (%)	F3 (mg/Kg)	F3 (%)	F4 (mg/Kg)	F4 (%)
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	3.9	0.002	0.05	0.001	0.03	0.16	4.1	0.092	2.36
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	3.1	0.01	0.32	0.005	0.16	0.137	4.42	0.041	1.32
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	5.6	0.004	0.07	0	0	0.203	3.63	0.136	2.43
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	5.6	0.014	0.25	0	0	0.476	8.5	0.448	8
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	3.5	0.001	0.03	0	0	0.181	5.17	0.141	4.03
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	3.7	0	0	0.003	0.08	0.015	0.41	0.116	3.14

Muestra	Litología	alteración	F5 (mg/Kg)	F5 (%)	F6 (mg/Kg)	F6 (%)	F7 (mg/Kg)	F7 (%)
AJR-37	Riolita (Trp)	intermedia	0.063	1.62	0.169	4.33	0.014	0.36
AJR-40	Riolita (Tap)	sana	0.048	1.55	0.222	7.16	0.061	1.97
AJR-07	Riolita (Tsm)	sana	0.061	1.09	0.219	3.91	0.081	1.45
AJR-03D	Latita (Tlp)	sana	0.202	3.61	0.265	4.73	0.015	0.27
AJR-22	Latita (Tlp)	intermedia	0.06	1.71	0.122	3.49	0.9	25.71
AJR-20D	Traquita (Toc)	alterada	0.039	1.05	0.215	5.81	0.023	0.62