

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA Y DIAGNÓSTICO DE PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN CONTROLADA EN AGUA SUBTERRÁNEA: CASO POZO UPTC, SOGAMOSO

JHONATHAN ANDRÉS DÍAZ ALARCÓN – MÓNICA DEL PILAR ALFONSO PÉREZ
UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA- FACULTAD SECCIONAL SOGAMOSO
GRUPO DE INVESTIGACIÓN INGEOLOG

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA Y DIAGNÓSTICO DE
PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN CONTROLADA EN AGUA
SUBTERRÁNEA: CASO POZO UPTC, SOGAMOSO

JHONATHAN ANDRÉS DÍAZ ALARCÓN
MÓNICA DEL PILAR ALFONSO PÉREZ

UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA
FACULTAD SECCIONAL SOGAMOSO
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
SOGAMOSO, BOYACÁ
2018

ANÁLISIS DE LA EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA Y DIAGNÓSTICO DE
PROCESOS DE BIOMINERALIZACIÓN CONTROLADA EN AGUA
SUBTERRÁNEA: CASO POZO UPTC, SOGAMOSO

JHONATHAN ANDRÉS DÍAZ ALARCÓN
MÓNICA DEL PILAR ALFONSO PÉREZ

Trabajo de grado en modalidad proyecto de investigación presentado como
requisito para optar por el título profesional de ingeniero Geólogo

DIRECTORA

PhD. MERCEDES DÍAZ LAGOS

CODIRECTORA

MSc. INÉS VERGARA GÓMEZ

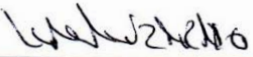
UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA
FACULTAD SECCIONAL SOGAMOSO
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
SOGAMOSO, BOYACÁ
2018

NOTA DE ACEPTACIÓN

Presidente del Jurado



Jurado 1



Jurado 2

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a Dios en primer lugar, por haber puesto en mi camino a todas aquellas personas y situaciones que me permitieron llegar a este momento tan importante en mi vida.

A mis padres por su entendimiento, apoyo, cariño, dedicación, paciencia y en especial por todo el esfuerzo que han hecho para que yo llegase a ser profesional.

A mi tía Catalina por siempre darme ánimo y fortaleza para continuar y nunca desfallecer, además por siempre estar pendiente de mi bienestar y salud.

A mi compañera de trabajo, Mónica, por su sentido de compromiso durante el desarrollo de esta investigación y en especial porque hicimos un excelente equipo que nos llevó a consolidar nuestra amistad.

Jhonathan Andrés Díaz Alarcón

DEDICATORIA

Dedico este trabajo:

A mis padres Miguel y Doris por su apoyo incondicional en todo momento, por creer en mí, por sus consejos y sobre todo por ser el mejor ejemplo para seguir; ustedes son la principal motivación para cumplir mis objetivos, gracias por ser el pilar fundamental en mi vida y brindarme su infinito amor.

A mis hermanos Tania y Miguel por estar conmigo en cada paso que doy, por alegrar mi vida con cada una de sus ocurrencias y por mostrarme en todo momento que siempre podré contar con ustedes.

A cada una de las personas que han confiado en mí y me han brindado su amistad y apoyo desinteresadamente, especialmente a mi compañero Jhonathan, por su paciencia y compromiso con este trabajo, gracias porque más que un compañero eres un amigo.

Pero más que nada a Dios, porque todo lo que soy se lo debo a él, por hacerme la mujer más afortunada al poner en mi camino a cada una de las personas que ha marcado mi vida.

Mónica del Pilar Alfonso Pérez

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, facultad seccional Sogamoso, por ser la institución que nos acogió y formó de manera integral para llegar a ser unos profesionales con alto sentido crítico y gran capacidad de enfrentar retos y situaciones tanto en el plano personal como profesional. Además a todo su personal técnico y administrativo, que de alguna manera aportaron al desarrollo de este trabajo, con su disponibilidad, amabilidad y compromiso.

A la Doctora Mercedes Díaz por su acompañamiento, orientación y revisión durante todo el proceso de elaboración de este documento, además por compartir su conocimiento y sobre todo por creer en nosotros y brindarnos la oportunidad de hacer parte del quehacer investigativo, además, cultivar el espíritu de la investigación y el rigor científico en nuestra formación académica.

A la Ingeniera Inés Vergara por su excelente asesoría, por siempre estar disponible para orientarnos, acompañarnos y compartir su conocimiento y experiencia en pro de lograr un trabajo con alta calidad. Por creer en este proyecto, motivarnos y brindarnos su confianza. La formulación, desarrollo y culminación de este trabajo no habría sido posible sin su presencia.

A Alberto Ángel Botero, por la asesoría brindada con el conocimiento producto de su formación como profesional en química, la confianza que depositó en nosotros y el tiempo que invirtió, incluso por fuera de su horario laboral, con el único propósito de ayudarnos a culminar con éxito esta etapa en nuestras vidas.

A la Profesora Yaneth Pérez, por su asesoría con sus conocimientos en estadística, además de brindarnos su amistad, confianza y estar al pendiente de cada etapa de ejecución del proyecto.

A la Doctora Luz Marina Lizarazo, por abrirnos las puertas de su laboratorio de microbiología en la UPTC, sede central, asimismo por el tiempo y recursos invertidos para enseñarnos acerca de los microorganismos.

A la Ingeniera Ángela Leguizamón por su asesoría y apoyo en el campo de la interpretación de facies sedimentarias.

Al Doctor Marco Antonio Márquez por explicarnos de primera mano la metodología de aislamiento de las bacterias magnetotácticas en su laboratorio en la Universidad Nacional sede Medellín, así como compartir sus experiencias en esta nascente rama de investigación y su aplicación en el campo de la ingeniería.

RESUMEN

La geomicrobiología tiene especial interés en el papel que desempeñan los microorganismos en los ciclos biológicos de los elementos químicos, entre ellos el hierro. Por ello, se ha estudiado la incidencia de bacterias en la absorción y reducción de elementos de interés; asimismo se han realizado estudios experimentales acerca de la utilización de los procesos catabólicos de diferentes bacterias como técnica de biorremediación durante el tratamiento de aguas subterráneas. No obstante, previo a cualquier formulación para la depuración de este tipo de aguas, es recomendable conocer la dinámica del flujo y gran parte de los procesos de interacción roca-agua que han incidido en la composición química del recurso subterráneo.

Conforme a lo anterior, se analizaron los procesos hidrogeoquímicos que han intervenido en la evolución del agua subterránea captada en el pozo UPTC, Sogamoso, y se evaluó la capacidad de remoción de hierro y manganeso en muestras de agua del pozo a partir del aprovechamiento de los procesos de biomineralización bacteriana. Para ello, se realizó la toma de once (11) muestras de agua subterránea para el análisis de parámetros fisicoquímicos y la determinación de las concentraciones del contenido iónico de interés. El procesamiento de la información se realizó a través de diagramas hidrogeoquímicos (Piper, Stiff y Schoeller-Berkaloff) y algunos gráficos binarios que aportaran información de las condiciones locales; y de manera complementaria, se aplicaron dos (2) métodos estadísticos multivariantes para comprobar cuantitativamente los resultados obtenidos a través del análisis hidrogeoquímico. De manera complementaria, se analizó el contenido isotópico de cuatro (4) de las muestras, para identificar las posibles zonas de recarga y de esta manera construir el modelo hidrogeológico preliminar para el área de estudio. La integración de esta información permitió definir parte de los constituyentes naturales y exógenos a la dinámica del flujo subterráneo.

Adicionalmente, se ensayó un método experimental de biorremediación basado en los mecanismos de biomineralización, propios de las bacterias Magnetotácticas (MTB's), a partir del cual se logró remover parte del alto contenido de Fe y Mn en las aguas del pozo. Para ello, se requirió de la prospección de MTB's a nivel regional, el aislamiento, la caracterización y la comprobación de la respuesta magnética de los microorganismos, para finalmente, realizar un proceso de inoculación de muestras enriquecidas con MTB's en muestras de agua del pozo.

Esta investigación da apertura al futuro desarrollo de metodologías que incluyan la utilización de microorganismos con propiedades magnéticas y el uso de procesos de biomineralización bacteriana para la remoción de elementos metálicos durante el tratamiento de aguas subterráneas.

ABSTRACT

Geomicrobiology has special interest in the role played by microorganisms in chemical cycles of chemical elements, including iron. Therefore, the incidence of bacteria in the absorption and reduction of elements of interest has been studied; Experimental studies have also been carried out on the use of catabolic processes of different bacteria as a bioremediation technique during the treatment of groundwater. However, the design of a formulation for the purification of this type of water, it is advisable to know the dynamics of the flow and the great part of the rock-water interaction processes that have influenced the chemical tool of the underground resource.

In accordance with the above, it was pointed out the hydrogeochemical processes that have intervened in the evolution of the groundwater captured in the UPTC well, Sogamoso, and the iron and manganese removal capacity in the well water samples was evaluated from the exploitation of bacterial biomineralization processes. To do this, the sampling of eleven (11) samples of groundwater was carried out for the analysis of physicochemical parameters and the determination of the concentrations of the ionic content of interest. The processing of the information was done through hydrogeochemical diagrams (Piper, Stiff and Schoeller-Berkaloff) and some binary graphs that provide information on local conditions; and in a complementary manner, two (2) multivariate statistical methods were applied to quantitatively verify the results obtained through the hydrogeochemical analysis. In a complementary manner, the isotopic content of four (4) of the samples was analyzed to identify the possible recharge zones and, in this way, the preliminary hydrogeological model was constructed for the study area. The integration of this information allowed to define part of the natural and exogenous constituents to the dynamics of the underground flow.

Additionally, an experimental method of bioremediation based on the biomineralization mechanisms, typical of the Magnetotactic Bacteria (MTB's) was tested, from which it was possible to eliminate part of the high content of Fe and Mn in the well waters. For this, it was required of the prospection of MTB at regional level, the isolation, the characterization and the verification of the magnetic response of the microorganisms, to finally, perform a process of inoculation of samples enriched with MTB in well water samples

This research for the opening to the future development of methodologies that include the use of microorganisms with magnetic properties and the use of bacterial biomineralization processes for the removal of medical crystals during the treatment of groundwater.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO I. GENERALIDADES	15
INTRODUCCIÓN	15
1. OBJETIVOS	16
1.1. OBJETIVO GENERAL	16
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	16
2. MARCO CONCEPTUAL.....	17
2.1. CLASIFICACIÓN HIDROGEOLOGICA DE LAS ROCAS Y DEPÓSITOS	17
2.2. EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA	17
2.3. SECUENCIA DE CHEBOTAREV	19
2.4. EVOLUCIÓN ELECTROQUÍMICA.....	20
2.5. CONTAMINACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA	21
2.6. ENRIQUECIMIENTO NATURAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA	22
2.7. MOVILIDAD DE LOS CONTAMINANTES Y PARÁMETROS GEO- EDÁFICOS	23
2.8. CONDICIONES LITOLÓGICAS Y PROCESOS GEOQUÍMICOS QUE CONTROLAN LA PRESENCIA DE HIERRO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA ...	23
2.9. USO DE ISÓTOPOS ESTABLES EN AGUAS SUBTERRÁNEAS	25
2.10. BIORREMEDIACIÓN AMBIENTAL	26
2.11. BIOMINERALIZACIÓN	27
2.12. MAGNETITA BIOMINERAL.....	27
2.13. BACTERIAS MAGNETOTÁCTICAS	28
2.14. MAGNETOSOMA.....	29
2.15. CARACTERÍSTICAS DE LOS BIO-CRISTALES DE MAGNETITA.....	30
2.15.1. Morfología y estructura cristalina	30
2.15.2. Tamaño y propiedades magnéticas	31
2.16. APLICACIONES DE LAS BACTERIAS MAGNETOTÁCTICAS	31
2.16.1. Biomarcador.....	31
2.16.2. Nanotecnología.....	32
2.16.3. Biología molecular y biomedicina.....	32

2.16.4. Paleomagnetismo	33
CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO	34
3. LOCALIZACIÓN	34
4. GEOLOGÍA	35
4.1. SERIE CRETÁCICO-TERCIARIA.....	35
4.1.1. Formación Guaduas (K2E1g).....	35
4.1.2. Formación Areniscas de Socha (E1ars).....	35
4.1.3. Formación Arcillas de Socha (E1as)	36
4.1.4. Formación Picacho (E2p).....	36
4.1.5. Formación Concentración (E2E3c)	37
4.2. DEPÓSITOS CUATERNARIOS	38
4.2.1. Aluvial antiguo (Qpv)	38
4.2.2. Fluvio-Lacustre (Qpl).....	38
5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	40
5.1. FALLA DE SOAPAGA	40
5.2. FALLAS MENORES	40
6. HIDROGEOLOGÍA.....	42
6.1. POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO	42
6.1.1. Acuíferos	42
6.1.2. Acuitardos	42
6.1.3. Acuicierre	43
CAPITULO III. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA.....	44
7. MODELACIÓN HIDROGEOLÓGICA CONCEPTUAL PRELIMINAR	44
7.1. MODELACIÓN GEOLÓGICA – GEOFÍSICA.....	44
7.2. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	47
7.2.1. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS FISICOQUÍMICOS.....	49
7.2.1.1. Análisis de constituyentes mayoritarios mediante diagramas hidrogeoquímicos.....	50

7.2.1.2. Análisis de procesos y factores de control de la hidroquímica del agua subterránea	54
7.2.2. ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LOS PARÁMETROS FÍSICOQUÍMICOS	61
7.2.2.1. Análisis jerárquico.....	61
7.2.2.2. Análisis de correspondencia	62
7.3. ANÁLISIS ISOTÓPICO	66
7.4. SISTEMAS DE FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA	68
CAPITULO IV. BIORREMEDIACIÓN BACTERIANA	73
8. LOCALIZACIÓN Y MUESTREO DE MTB's	73
8.1.1. SELECCIÓN DE ZONAS PARA LA PROSPECCIÓN DE MTB's.....	73
8.2. PROCEDIMIENTO PARA LA TOMA DE MUESTRAS	74
8.3. PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS.....	75
9. AISLAMIENTO DE MTB's	77
9.1. MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO.....	77
9.2. MÉTODO MAGNÉTICO	79
9.3. OBSERVACIÓN DE MTB's	81
10. INTERACCIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL POZO UPTC CON MUESTRAS ENRIQUECIDAS EN MTB's.....	86
CONCLUSIONES	91
RECOMENDACIONES	93
BIBLIOGRAFÍA.....	94
ANEXOS.....	104
ANEXO A. Resultados Físicoquímicos	3
ANEXO B. Matrices del Análisis de Correspondencia	5
ANEXO C. Trazo de los cortes Geológicos sobre las planchas 1:100.000.....	3

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio	34
Figura 2. Comportamiento geoelectrico del subsuelo, sector Pozo UPTC.....	45
Figura 3. Sistema fluvial de rio meándrico	46
Figura 4. Mapa de localización de las muestras de agua subterránea	48
Figura 5. Diagrama de Piper	51
Figura 6. Diagrama de Stiff	52
Figura 7. Diagrama de Schoeller-Berkaloff	53
Figura 8. Gráfico profundidad-Conductividad.....	54
Figura 9. Diagramas binarios de conductividad eléctrica (C.E.).....	55
Figura 10. Gráfico profundidad-Concentración de Fe	56
Figura 11. Concentración de Cl en función de la concentración de Ca.....	56
Figura 12. Concentración de HCO ₃ en función de la concentración de Cl.....	57
Figura 13. Composición química del Agua del Pozo UPTC en función del tiempo de bombeo.....	58
Figura 14. Diagrama de Mifflin	60
Figura 15. Dendograma obtenido con las variables fisicoquímicas.....	62
Figura 16. Diagrama de análisis de correspondencia de iones mayoritarios.	64
Figura 17. Diagrama de análisis de correspondencia para la determinación de condiciones de ambiente	66
Figura 18. Gráfico de contenido isotópico (¹⁸ O en función de D)	67
Figura 19. Gráfico de elevación en función de la composición Isotópica de las muestras de estudio y de agua meteórica.	68
Figura 20. Corte geológico regional A-A'.....	69
Figura 21. Corte geológico regional B-B'.....	70
Figura 22. Corte geológico regional C-C'.....	70
Figura 23. Corte geológico local D-D'	71
Figura 24. Bloque diagrama de la geología local, sector pozo UPTC.....	72
Figura 25. Mapa de recorrido campaña de muestreo de MTB's.	73
Figura 26. Zona de transición óxico-anóxica (ZTOA): las MTB's se alinean con el campo geomagnético (líneas discontinuas), y nadan para alcanzar la concentración necesaria de oxígeno de la ZTOA (flechas inclinadas).....	75
Figura 27. Toma de muestras Sector norte-Laguna Pantanogrande	75
Figura 28. Procesamiento de las muestras para la prospección de MTB's.....	76
Figura 29. Montaje para el aislamiento de MTB's por el método electromagnético	77
Figura 30. Preparación de las muestras de MTB's para el método electromagnético de aislamiento.....	78

Figura 31. Preparación de las muestras de MTB's para el método magnético de aislamiento.....	79
Figura 32. Procedimiento para la observación de MTB's a través de Microscopia óptica	81
Figura 33. Diagrama de Procedimiento para la observación de MTB's mediante Microscopia óptica	82
Figura 34. Placas ensayadas para la tinción de Gram.....	83
Figura 35. Muestra enriquecida en MTB's (observada en microscopio óptico)	83
Figura 36. Muestras de bacterias posterior a la tinción de Gram.....	84
Figura 37. Procedimiento de interacción de las muestras de agua del pozo con MTB's.....	86
Figura 38. Diagrama de Procedimiento para la interacción de las muestras de agua subterránea con las MTB's.	88
Figura 39. Curva de remoción de hierro en 10 mL de muestra	89
Figura 40. Curva de remoción de manganeso en 10 mL de muestra	89
Figura 41. Curva de remoción de hierro en 20 mL de muestra	90
Figura 42. Curva de remoción de manganeso en 20 mL de muestra.	90

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Fuente de procedencia y concentraciones típicas de algunos iones en el agua subterránea.....	18
Tabla 2. Interpretación de unidades litoestratigráficas a partir de la respuesta Geoeléctrica.....	47
Tabla 3. Parámetros fisicoquímicos medidos In Situ	48
Tabla 4. Balance iónico de las muestras de estudio.....	49
Tabla 5. Asociación de las muestras con las formaciones geológicas locales	53
Tabla 6. Concentración de Sulfato muestras de agua del depósito fluvio-lacustre - temporada húmeda.....	58
Tabla 7. Matriz de proximidad. Análisis clúster.....	61
Tabla 8. Valores de la prueba Chi-cuadrado de Pearson.....	63
Tabla 9. Elevación de infiltración de las muestras de estudio.	68
Tabla 10. Localización de muestras para la extracción de MTB´s.....	74
Tabla 11. Medición de parámetros fisicoquímicos en las muestras extraídas para prospección de bacterias.	74

CAPÍTULO I. GENERALIDADES

INTRODUCCIÓN

Una proporción del agua utilizada con fines industriales puede llegar a contaminarse con metales pesados, y en algunos casos carece de una disposición final adecuada puesto que se vierte a ríos, lagos y/o lagunas esperando que la dispersión de estos materiales sea apropiada y que el impacto ambiental sobre los ecosistemas sea poco significativo. Sin embargo, la dilución de los metales pesados no se cumple en la mayoría de los casos, estas aguas residuales son capaces de migrar desde el punto de vertimiento hasta áreas con importancia ambiental, ya sea por estructuras geológicas o por capas permeables, llegando a contaminar incluso acuíferos que abastecen o tienen conexión con cuencas hídricas de alta importancia; asimismo el agua proveniente de pozos subterráneos puede llegar a presentar altas concentraciones de elementos que alteran la calidad del agua, producto de disolución de la composición mineral de las rocas del acuífero. Por estas razones, los estudios de recuperación de aguas residuales, así como de acuíferos contaminados o enriquecidos por metales pesados son de gran importancia no solo a nivel ecológico sino también a nivel agrícola e industrial, debido a que se orientan al abastecimiento de fuentes hídricas alternativas que inicialmente incumplen con los requerimientos y estándares estipulados por la OMS (Oms., 1995).

No obstante, previo a cualquier intervención para mejorar la calidad del agua de un acuífero, es primordial conocer la línea base de la mayor parte de los componentes químicos disueltos y entender la evolución hidroquímica del agua subterránea conforme atraviesa distintos niveles litológicos, debido a que constituyen una herramienta básica para definir la estrategia más apropiada al momento de remediar la presencia de una sustancia natural o sintética, y hacer una gestión eficiente y responsable del recurso hídrico.

La principal razón para optar por la investigación del uso de óxidos de hierro producto de los procesos de biomineralización bacteriana y su incidencia en la depuración de sustancias potencialmente contaminantes en las aguas, se basa en la particularidad que tienen las bacterias magnetotácticas (MTB's) de actuar a nivel nanométrico y generar campos magnéticos locales que pueden llegar a ser claves en la absorción de nanopartículas de metales pesados.

1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

- Analizar la evolución hidrogeoquímica y los procesos de biomineralización controlada en el agua subterránea captada en el pozo de la UPTC Sogamoso.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Identificar la dinámica del flujo subterráneo y los procesos hidrogeoquímicos predominantes en el acuífero que alimenta el pozo UPTC.
- Establecer el fondo hidrogeoquímico del agua subterránea y parte de los componentes químicos naturales producto del flujo a través de las diferentes unidades litoestratigráficas al interior del acuífero.
- Comparar mediante microscopia óptica la efectividad de las metodologías para el aislamiento de microorganismos sintetizadores de partículas magnéticas a partir de muestras de agua y sedimento enriquecidas con bacterias.
- Identificar la morfología de las MTB's encontradas mediante microscopia óptica.
- Monitorear a escala de laboratorio, la capacidad de remoción de Fe y Mn en diferentes muestras de agua, e interpretar los resultados obtenidos para incluir modificaciones que optimicen el proceso.

2. MARCO CONCEPTUAL

2.1. CLASIFICACIÓN HIDROGEOLÓGICA DE LAS ROCAS Y DEPÓSITOS

- **Acuicierre:** Unidad de roca o sedimento de alta porosidad, capaz de almacenar grandes cantidades de agua; no obstante, la transmisión y flujo del agua contenida es nula, debido a la baja permeabilidad del material.
- **Acuitardo:** Unidad de roca o sedimento de alta porosidad y baja permeabilidad. A pesar de su gran capacidad de almacenamiento, la transferencia de agua subterránea es muy reducida.
- **Acuífero:** Unidad de roca o sedimento, capaz de almacenar y transmitir agua, entendida como el sistema que involucra las zonas de recarga, tránsito y de descarga, así como sus interacciones con otras unidades similares, las aguas superficiales y marinas (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, 2012).

Según la presión hidrostática a la que esté sometido el acuífero se puede clasificar de la siguiente manera:

- **Acuífero libre:** Estructura geológica permeable que carece de capas impermeables suprayacentes. El límite superior (superficie freática) coincide con el nivel piezométrico, y se encuentra bajo la acción de la presión atmosférica, lo que implica condiciones variables en los niveles del agua subterránea según sean las condiciones climáticas.
- **Acuífero Semiconfinado:** El límite superior o inferior corresponde a materiales semipermeables que de acuerdo con las propiedades hidráulicas de los materiales que limitan la unidad, puede transferir o recibir parte del agua almacenada.
- **Acuífero Confinado:** El límite superior corresponde a materiales impermeables. La presión hidrostática dentro de esta unidad es mayor que la presión atmosférica y, por lo tanto, el agua subterránea tiende a ascender por encima del límite superior del acuífero.

2.2. EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Los diferentes mecanismos que tienen lugar en las aguas subterráneas, tales como procesos de mezclado, filtración, dilución, disolución y meteorización de minerales, permiten definir la evolución hidrogeoquímica con el objetivo de establecer el flujo y la calidad del agua subterránea. Para la comprensión de la evolución

hidrogeoquímica del agua subterránea hay que tener en cuenta el “agua lluvia” o agua meteórica, ya que es una fuente importante de alimentación para el flujo subterráneo, por tanto tiene una incidencia significativa en la composición química del agua, al aportar pequeñas cantidades de sustancias procedentes de la atmósfera que se infiltran a través del suelo y llegan a disolverse en el agua (Appelo & Postma, 2005).

De manera general, los procesos químicos que ocurren en el subsuelo pueden agruparse de la siguiente manera:

- Intercambio Iónico

Los suelos y los acuíferos contienen materiales como minerales arcillosos, materia orgánica y oxihidróxidos metálicos que bajo ciertas condiciones fisicoquímicas son capaces de adsorber ciertas sustancias químicas mediante la selección y pérdida de iones (Appelo & Postma, 2005).

- Disolución – Precipitación

La meteorización química genera la disolución parcial y gradual de los minerales constituyentes de las rocas, este proceso puede introducir elementos disueltos que resultan en cambios en la composición química del agua. Por el contrario, si confluyen condiciones fisicoquímicas específicas, puede darse lugar a un proceso inverso a la disolución de minerales, este proceso se conoce como precipitación química de los iones disueltos en la solución (agua enriquecida) (Appelo & Postma, 2005).

Tabla 1. Fuente de procedencia y concentraciones típicas de algunos iones en el agua subterránea

ION	CONCENTRACIONES (mmol/L)	FUENTE
Na ⁺	0.1 – 2	Feldespatos, halita, zeolita, atmósfera, intercambio iónico
K ⁺	0.01 – 0.2	Feldespatos, mica
Mg ²⁺	0.05 – 2	Dolomita, serpentina, piroxeno, anfíbol, olivino, mica
Ca ²⁺	0.05 – 5	Carbonatos, yeso, feldespatos, piroxeno, anfíbol
Cl ⁻	0.05 – 2	Halita, atmósfera
HCO ₃ ⁻	0 – 5	Carbonatos, materia orgánica
SO ₄ ²⁻	0.01 – 5	Atmósfera, yeso, sulfuros
NO ₃ ⁻	0.001 – 0.2	Atmósfera, materia orgánica

ION	CONCENTRACIONES (mmol/L)	FUENTE
Si	0.02 – 1	Silicatos
Fe ²⁺	0 – 0.5	Silicatos, siderita, hidróxidos, sulfuros
PO ₄	0 – 0.02	Materia orgánica, fosfatos

Fuente: Geochemistry, groundwater and pollution, 2nd Edition, 2005.

- Procesos de Óxido – Reducción

Las reacciones de óxido – reducción son especialmente útiles para determinar la incorporación de sustancias contaminantes al agua subterránea (NO₃, metales pesados, lixiviados), y a su vez, ejercen control sobre la concentración natural de O₂, Fe²⁺, SO₄²⁻, H₂S, CH₄, etc. Los procesos de reducción generalmente ocurren a través de la incorporación de un agente oxidante como el oxígeno o el NO₃⁻ a un acuífero de naturaleza reductora, o por el contrario, la incorporación del agente reductor puede provenir de sustancias lixiviadas de la materia orgánica disuelta (DOC) contenida en suelos y rellenos (Appelo & Postma, 2005).

2.3. SECUENCIA DE CHEBOTAREV

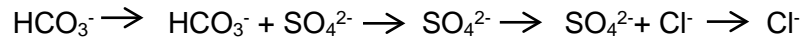
La secuencia de Chebotarev hace referencia a la modificación en las concentraciones de aniones y cationes en el agua subterránea a medida que fluye a través del subsuelo, estos cambios ocurren desde zonas someras (flujo activo) hasta zonas intermedias e inferiores (flujo lento) (Freeze & Cherry, 1979). Para cuencas sedimentarias de gran tamaño, estas zonas se correlacionan con la profundidad y se describen, grosso modo, de la siguiente manera (Domenico, 1972) (citado en (Freeze & Cherry, 1979)):

- **Zona Superior:** Caracterizada por el arrastre o “flushing” de aguas subterráneas activas a través de rocas relativamente bien lixiviadas. El agua en esta zona tiene como anión dominante al HCO₃⁻ y además presenta bajos contenidos en sólidos totales disueltos.
- **Zona Intermedia:** Presenta una circulación menos activa y más alto contenido en sólidos totales disueltos. El anión dominante es el SO₄²⁻.
- **Zona Inferior:** De flujo muy lento. Los minerales altamente solubles son comunes en esta zona debido a los largos recorridos y tiempo de residencia del

agua dentro del acuífero. Se presentan altas concentraciones del anión Cl^- y alto contenido de sólidos totales disueltos.

La secuencia de evolución hidroquímica propuesta por Chebotarev, contempla los cambios en las concentraciones de iones y aniones de la siguiente manera:

Recorrido y tiempo de permanencia en el acuífero \rightarrow



Aumento de la salinidad \rightarrow

La secuencia en la concentración de cationes es:



Sin embargo, esta secuencia podría no cumplirse en casos donde el agua tiene contacto desde el proceso de infiltración o a lo largo de su recorrido con rocas y minerales que le aporten iones específicos, como en el caso de las rocas sedimentarias químicas y bioquímicas (evaporitas, dolomitas, calizas, fosforitas). Por tanto, aportes del ion SO_4 podrían ser causados por la hidratación de la anhidrita y su posterior disolución a yeso; de igual manera, en cuencas sedimentarias donde hay cantidades considerables de rocas carbonatadas (principalmente calizas y dolomitas, el anión HCO_3^- sería el ion dominante en las áreas de recarga debido a la alta solubilidad de estas rocas en presencia del CO_2 disuelto en el agua (Freeze & Cherry, 1979).

2.4. EVOLUCIÓN ELECTROQUÍMICA

Esta secuencia hace referencia a la tendencia del potencial redox a disminuir en la medida en que el agua subterránea viaja a lo largo de una línea de flujo. El consumo de oxígeno en el suelo varía con respecto a muchos factores, en los que se destacan la estructura del suelo, porosidad y permeabilidad, naturaleza y distribución a profundidad de la materia orgánica, frecuencia de los eventos de infiltración, profundidad hasta el nivel freático y temperatura. Por ejemplo, la disminución en el potencial de óxido de reducción en capas de suelo ricos en compuestos orgánicos se debe en gran parte al proceso de oxidación de la materia orgánica que consume la mayor parte del oxígeno disuelto disponible (Freeze & Cherry, 1979).

El oxígeno disuelto es un factor importante en la caracterización de la naturaleza hidrogeoquímica del agua subterránea; a partir de las diferentes publicaciones

realizadas a cerca de este tema y la influencia en el estudio de este tipo de aguas se ha llegado a las siguientes generalizaciones (Freeze & Cherry, 1979):

- En áreas de recarga con suelos arenosos o gravosos o en paisajes kársticos, el agua subterránea superficial comúnmente contiene concentraciones detectables de oxígeno disuelto (por encima de 0.1 mg/L).
- En áreas de recargas con suelos limosos o arcillosos, el agua subterránea superficial comúnmente no contiene concentraciones detectables de oxígeno disuelto.
- En áreas donde el suelo suprayace de manera parcial o nula rocas permeables fracturadas, el oxígeno disuelto a niveles detectables comúnmente persiste a través del sistema de flujo.

2.5. CONTAMINACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA

El agua subterránea corresponde a una proporción de la precipitación que se infiltra a través del suelo y llega hasta materiales rocosos saturados, debido a ello, la calidad del agua puede verse afectada por causas naturales o por actividades de carácter antrópico. El término contaminación implica la alteración artificial o inducida por el hombre de la integridad física, química, biológica y radiológica del agua (Environmental Protection Agency (EPA), 2000); no obstante, las sustancias contaminantes pueden llegar a alterar el agua contenida en los acuíferos a través de procesos de filtración o disolución causados por el flujo natural del agua subterránea, por cualquiera de estas dos maneras los contaminantes pueden alcanzar la superficie freática más superficial, en donde se dan las condiciones para ser transportadas por el flujo subterráneo.

Por otra parte, dentro de las principales actividades antrópicas que generan contaminación en las aguas subterráneas se distinguen: fuentes asociadas a residuos sólidos, en este caso la contaminación puede ocurrir como lixiviado producto del movimiento del agua o líquidos residuales a través y fuera de los vertederos y posteriormente migrar hacia áreas adyacentes (Fatta, Papadopoulos, & Loizidou, 1999); fuentes asociadas a aguas residuales, esta interacción de aguas incorpora una serie de microorganismos patógenos, nutrientes en exceso, carbono orgánico disuelto e inclusive metales pesados y compuestos orgánicos tóxicos, por tanto, el grado de contaminación del acuífero dependerá de factores como la vulnerabilidad, calidad tanto del agua subterránea como de las aguas residuales, además del grado de dilución de los contaminantes, entre otros (Foster, Garduño, Tuinhof, & Kemper, 2006); fuentes asociadas a actividades agrícolas, el uso de fertilizantes y plaguicidas aporta una serie de compuestos químicos que por descarga o infiltración terminan en fuentes de agua superficiales o subterráneas,

además se conjuga el hecho de utilizar fuentes contaminadas en los sistemas de regadío que contaminan a su vez los cultivos y transmiten enfermedades a los consumidores (FAO, 1996); fuentes asociadas a actividades ganaderas, la materia fecal de los animales contiene compuestos nitrogenados, fosfatos, bacterias, cloruros y en algunos casos, metales pesados (Pérez, Henríquez, Zumbado, & Boada, 2014); fuentes asociadas a actividades industriales y mineras, estas actividades generan el mayor impacto sobre la superficie terrestre, puesto que al darle un manejo inadecuado tanto a la disposición de estériles y a las aguas residuales, se producen una serie de sustancias potencialmente perjudiciales como metales pesados, metaloides, transportados a través de aguas ácidas que terminan en el suelo y llegan a infiltrarse en las capas más profundas del subsuelo (Moyé et al., 2017).

2.6. ENRIQUECIMIENTO NATURAL DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La composición química del agua subterránea está determinada por la composición de la fuente de origen (cuerpos de agua, aguas meteóricas, termales y connatas), además de la composición mineralógica de las formaciones geológicas por las cuales circula, dando lugar a complejas interacciones hidrogeoquímicas a través de procesos como intercambio iónico, reacciones ácido-base, procesos óxido-reducción, disolución, precipitación, posibles mezclas de aguas, reducción bacteriana y degradación (Morán-Ramírez, Ramos-Leal, López-Álvarez, Lozada, & León, 2013). Adicionalmente, los movimientos tectónicos podrían poner en contacto sedimentos o rocas enriquecidas en metales como Fe, Mn y As con las rocas que conforman el acuífero o con áreas influenciadas por las zonas de recarga (Verma, Mukherjee, Mahanta, Choudhury, & Mitra, 2016).

Por otra parte, el tipo de roca desempeña un papel predominante en la disponibilidad y dilución de algunos elementos de interés, por tanto es de esperar que las rocas ígneas provean mayores cantidades de elementos metálicos al agua, producto de la descomposición de feldespatos, micas, minerales metálicos y/o elementos traza; por su parte, en las rocas metamórficas, dependerá del tipo de metamorfismo al que haya lugar, además de las reacciones y posibles procesos de recristalización así como la interacción de posibles fluidos químicamente activos que favorezcan las mineralizaciones y ocurrencia de procesos hidrotermales; finalmente, en las rocas sedimentarias, dependerá de sus propiedades hidráulicas, la presencia, concentración y capacidad de reacción de minerales arcillosos y estructuras sedimentarias que den lugar a acumulaciones de minerales que posteriormente llegan a disolverse al ser sometidos a un flujo de agua (Fyfe, 1981).

2.7. MOVILIDAD DE LOS CONTAMINANTES Y PARÁMETROS GEO-EDÁFICOS

La movilidad de un metal depende no sólo de su especiación química, sino de una serie de parámetros del suelo tales como pH, materia orgánica, carbonatos, minerales de la arcilla, etc. Así, no todos los cationes de cambio están igualmente disponibles, sino que depende del mineral o minerales de los que están formando parte como complejo de cambio; no será igual si se encuentran en una esmectita o en una illita. Cuando el metal está precipitado, no se comportará igual si lo hace como carbonato, sulfato o fosfato; tampoco será lo mismo que el metal se encuentre formando parte de un sulfuro (relativamente oxidable y solubilizable) que de un silicato (prácticamente resistente en todos los medios) (Gal & Baena, 2008).

En general, la movilidad de los metales pesados es muy baja, quedando acumulados en los primeros centímetros del suelo, siendo lixiviados a los horizontes inferiores en muy pequeñas cantidades. Por eso la presencia de altas concentraciones en el horizonte superior decrece drásticamente en profundidad cuando la contaminación es antrópica. Esto sucede precisamente porque la disponibilidad de un elemento depende también de las características del suelo en donde se encuentra (Belmonte, Romero, Sarría, Moreno, & Rojo, 2010; Gal & Baena, 2008; Martínez Cordón, Aldana Castañeda, & Guerrero Dallos, 2015).

2.8. CONDICIONES LITOLÓGICAS Y PROCESOS GEOQUÍMICOS QUE CONTROLAN LA PRESENCIA DE HIERRO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA

El hierro es uno de los elementos químicos de mayor abundancia en la corteza terrestre (5%), con proporciones superiores en las rocas ígneas en forma de silicatos y óxidos (OEA & Gonzalez-Bonorino, 1972), esto se debe a que es el componente más común e importante de las primeras segregaciones magmáticas no silicatadas durante las primeras etapas de diferenciación magmática (Rankama & Sahama, 1962). Además, factores como la asociación de silicatos y óxidos que le proveen tendencias calcófilas y litófilas, y los estados de oxidación que le atribuyen propiedades solubles diferenciadas, inciden en la amplia difusión de hierro en la corteza terrestre. En ambientes geológicos de predominio sedimentario, la presencia de hierro en rocas y sedimentos se atribuye a procesos de meteorización y transporte o acumulación y reducción de componentes orgánicos.

La presencia de hierro por meteorización se produce en forma de hidróxido (principalmente Limonita) y se debe a la oxidación de iones ferrosos (Fe^{+2}), producto

de los procesos de hidrólisis en silicatos. Por otra parte, los procesos de descomposición de los componentes orgánicos, principalmente tejidos animales y vegetales, junto a la acción oxidante continua de la materia orgánica, favorecerían las acumulaciones de iones ferrosos (OEA & Gonzalez-Bonorino, 1972).

El contenido de hierro en aguas subterráneas de condiciones anóxicas está representado por fracciones dominantes de iones de tipo ferroso originados por la oxidación parcial de pirita, disolución de minerales de Fe o la disolución reductiva de óxidos de hierro (Appelo & Postma, 2005). La ocurrencia de iones de tipo férrico es menos frecuente debido a que bajo condiciones de pH entre 5 y 8 (rango usual en aguas subterráneas), este ion pierde solubilidad.

En acuíferos con composición arenosa la distribución de hierro ocurre de la siguiente manera: (Appelo & Postma, 2005)

- Fragmentos de cuarzo y feldspatos recubiertos con óxidos de hierro
- Presencia de silicatos de hierro (anfíboles, piroxenos o biotita)
- Presencia de óxidos de hierro (magnetita e ilmenita)

Los procesos de disolución de los componentes de hierro en los acuíferos sedimentarios están influenciados por la disponibilidad de oxígeno en el medio, por lo tanto, bajo condiciones anóxicas, este proceso químico en silicatos de hierro y en la magnetita puede liberar iones ferrosos al agua subterránea, no obstante, debido a la baja velocidad de reacción se esperan concentraciones poco significativas. Por otra parte, en condiciones oxidantes, los iones ferrosos liberados durante la disolución precipitan en forma de recubrimiento como oxihidróxidos de hierro que inhiben la disolución adicional. (Schott y Berner, 1983; Ryan y Gschwend, 1992; White, 1990) citado en (Appelo & Postma, 2005).

De igual manera, la presencia de óxidos de hierro producto de la oxidación de componentes orgánicos incide en gran manera en la evolución de la calidad del agua en acuíferos prístinos, y limitan la propagación de componentes orgánicos al actuar como controlador de las condiciones redox. La siguiente reacción química muestra el proceso de reducción de óxido de hierro por carbono orgánico:



La participación de agentes microbianos es vital para el desarrollo de este tipo de reacción debido a que intervienen de manera directa al estar en contacto con la superficie de los óxidos o excretan sustancias que mejoran el proceso de disolución (Thamdrup, 2000) citado en (Appelo & Postma, 2005). Adicionalmente, cuando el hierro actúa como agente oxidante, la capacidad reactiva de los óxidos de hierro, incluidos en los sedimentos, ejerce un control cinético adicional. Sin embargo, el grado de reactividad del carbono orgánico puede influir en la capacidad de reacción,

de manera que, al incrementarse, la reactividad del óxido se convierte en el factor limitante; mientras que al disminuirse, la fermentación es el proceso limitante.

2.9. USO DE ISÓTOPOS ESTABLES EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

El término isótopo se refiere a dos o más elementos químicos de diferente masa atómica y que ocupan el mismo lugar en la tabla periódica (Brownlow, 1996). Este fenómeno se explica por la variación en el número de neutrones presentes en el núcleo atómico del elemento.

Debido a las variaciones de la masa atómica, los isótopos muestran un comportamiento diferente durante los procesos químicos, físicos y biológicos (Appelo & Postma, 2005); estas pequeñas variaciones en las concentraciones isotópicas son el resultado de procesos del ciclo hidrológico y de la interacción entre la hidrósfera y la atmósfera (Dubinchuk, Fr, & Gonfiantini, 1989), y permiten caracterizar las aguas subterráneas de una unidad hidrogeológica ya que proveen la información referente a la zona de recarga y su extensión, el clima al momento de la infiltración o la proveniencia del agua (meteórica, connata, fósil, metamórfica, etc.). La composición isotópica de las aguas meteóricas en una región específica está determinada por muchos factores como la temperatura, latitud, altitud, distancia desde las costas, intensidad de precipitación, clima y topografía local.

En hidrogeología, los isótopos estables más utilizados corresponden al deuterio (^2H) y el oxígeno 18 (^{18}O), debido a su comportamiento conservativo y a la variabilidad en las ratios isotópicas.

- Deuterio: Es un isótopo estable y pesado del hidrógeno, se denota con el símbolo ^2H o D, se encuentra en la naturaleza con una abundancia del 0,015% átomos de hidrógeno. Es especialmente útil para el estudio de aguas subterráneas
- Oxígeno 18: Es un isótopo estable y pesado del oxígeno, se encuentra en la naturaleza con una abundancia de 0,1995%. Los isótopos de oxígeno han sido utilizados para estudiar la interacción del agua de mar con la corteza oceánica. La meteorización submarina de los basaltos del suelo oceánico provoca la formación de minerales secundarios hidratados con mayores contenidos de ^{18}O que los minerales ígneos primarios (Brownlow, 1996).

2.10. BIORREMEDIACIÓN AMBIENTAL

La biorremediación se refiere al uso de agentes biológicos para la degradación, eliminación y transformación de sustancias contaminantes de origen orgánico e inorgánico. Los organismos vivos utilizados en este tipo de sistemas incluye principalmente plantas (Peña-Salamanca, Madera-Parra, Sánchez, & Medina-Vásquez, 2013), hongos (Lopera Mesa, Peñuela Mesa, Dominguez Gual, & Mejia Zapata, 2005) y bacterias (Ghoreishi, Alemzadeh, Mojarrad, & Djavaheri, 2017).

La estrategia más apropiada para la recuperación de algún recurso natural (suelo o agua) depende en su mayoría de las condiciones metabólicas de los organismos, además de su capacidad de adaptación a condiciones particulares, de manera que puedan incluir el o los contaminantes como parte de la fase catabólica (Díaz, García, & Martín-González, 2014); de igual manera, algunas condiciones fisicoquímicas del conjunto medio-agente como reacciones de óxido-reducción, intercambio iónico, reacciones de quelación, pueden favorecer o impedir la efectividad de biorremediación de las sustancias contaminantes.

Una de las principales ventajas de la implementación de este tipo de técnicas radica en el amplio espectro de microorganismos que podrían ser aplicados bajo las condiciones físicas y químicas propias del medio que se pretende intervenir, por lo tanto, la definición del agente biorremediador más adecuado a las condiciones locales dependerá de estudios de evaluación que definan el uso de especies autóctonas; o por el contrario la introducción, bajo control y monitoreo, de especies foráneas que podrían llegar a adaptarse. En el caso de las bacterias, suele tenerse en cuenta su capacidad aeróbica o anaeróbica, ya que la remoción o transformación de algunas sustancias, especialmente los metales, obedece a la disponibilidad de oxígeno en el medio (Gadd, 2000, 2010).

Con el uso de bacterias como técnica de biorremediación es posible que se presenten algunos inconvenientes respecto a la degradación de ciertos contaminantes orgánicos e inorgánicos, asimismo condiciones poco favorables para el desarrollo bacteriano como la presencia de materiales geológicos poco permeables podrían incidir sobre la efectividad de la técnica, de igual manera, aún se desconocen los efectos de los contaminantes en los mecanismos de crecimiento y actividad de algunos microorganismos. A pesar de estos retos, existe una tendencia global para la investigación y desarrollo en el campo de la biotecnología verde (Chaparro Giraldo et al., 2013), esto supone avances en el desarrollo de modelos más precisos y detallados de metabolismo microbiano como respuesta a ciclos biogeoquímicos (Mulas, 2008; Sánchez & Rodríguez, 2010); adelantos en los métodos de secuenciación de ADN y adaptación fisiológica inducida para remover elementos químicos de interés (Song et al., 2007).

Adicionalmente, los tratamientos de este tipo suponen un menor impacto ambiental, puesto que no generan contaminantes secundarios. Actualmente, se ha utilizado estas técnicas en el tratamiento de suelos, lodos y sedimentos contaminados por la explotación de hidrocarburos (Mulas, 2008), por la incorporación de sustancias xenobióticas durante los procesos de producción agrícola (Lopera Mesa et al., 2005) y para el tratamiento de aguas de tipo residual (Qu, Zhang, Xu, Zhang, & Guo, 2014).

2.11. BIOMINERALIZACIÓN

La biomineralización es un proceso mediante el cual los organismos vivos (plantas, animales, hongos, bacterias, protozoos e inclusive el ser humano) propician la precipitación de minerales en forma cristalina o amorfa (Arrieta, Valencia, & Echeverri, 2012). Los microorganismos son uno de los principales grupos en importancia con respecto a la formación de minerales (Pérez-González, Valverde-Tercedor, & Jiménez-López, 2004), los cuales a través de distintas reacciones químicas producto de actividades metabólicas generan bio-minerales en condiciones controladas o inducidas.

La participación de los microorganismos en los procesos geológicos ha dado lugar a la creación de nuevas líneas temáticas de investigación en las áreas de biotecnología, geomicrobiología y geología ambiental, que involucran no solo la mineralización como objeto de estudio, sino también la aplicabilidad de bacterias en el control de procesos erosivos (Arrieta et al., 2012), tratamiento de aguas residuales y mejoramiento en la calidades geotécnicas del suelo, a través del control y uso de los procesos bacterianos de precipitación, disolución mineral, fijación de metales y nucleación de fases minerales (Arrieta et al., 2012; Pérez-González et al., 2004).

2.12. MAGNETITA BIOMINERAL

La magnetita (Fe_3O_4) es un óxido diférrico bastante particular debido a que está formado por iones de hierro en estado divalente y trivalente. Este mineral puede estar presente en rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias en concentraciones y tamaños de cristal muy variables, químicamente, en la mayoría de los casos se encuentran acompañados de otros elementos como el titanio y el cromo (Henriquez, 1978) incluidos en forma de impurezas. Igualmente, se ha documentado su presencia en rocas de origen extraterrestre, principalmente condritas (McKay et al., 1996). Asimismo, estudios con magnetómetros de alta sensibilidad han demostrado que una gran cantidad de organismos voladores como abejas (Gould, J; Kirschvink,

J; Deffeyes, 1978), murciélagos (Buchler ER; Wasilewski, 1985), mariposas (Ed. by Kirschvink, J.L., Jones, D.S. & McFadden, 1985) y aves (Presti, 1985), además de organismos de hábitat acuático como crustáceos (Buskirk, R; O'Brien, 1985), algas (Torres, Botánica, & Paulo, 1986), anfibios y reptiles (Perry, A., Bauer, G. B. & Dizon, 1985), e inclusive mamíferos como los simios (Kirschvink, 1981), tienen capacidades de magnetorrecepción que les permite detectar la dirección y sentido del campo magnético terrestre, lo cual sería básico para su orientación.

Respecto a las propiedades magnéticas, este mineral es ferromagnético, por lo tanto, al ser sometido a la aplicación de un campo magnético, el ordenamiento de la totalidad de momentos magnéticos se dirigen en una misma dirección y sentido (Kallmayer et al., 2008). No obstante, podrían influir en la capacidad magnética de este mineral condiciones como la proximidad a la temperatura de transición magnética (Chakraborty, 1999) y el tamaño y superficie cristalográfica, esto se debe a que las partículas cambian de dominio superparamagnético a dominio individual con tamaño creciente (Upadhyay, Parekh, & Pandey, 2016), sin embargo, las partículas con tamaños superiores (alrededor de 155 nm) tendrían capacidades magnéticas inferiores debido a que presentan más de un dominio magnético (Arató et al., 2005).

2.13. BACTERIAS MAGNETOTÁCTICAS

Las bacterias magnetotácticas corresponden a un grupo heterogéneo de procariontes, de morfologías variadas que incluyen bacilos, cocos, vibrios, espirilos (D. A. Bazylinski, 1995; Esquivel, D.M., Lins De Barros, H.G.P. and Farina, 1983; Keim, Martins, et al., 2004; Keim, Abreu, Lins, De Barros, & Farina, 2004). Pueden estar en forma aislada o hacer parte de agregados celulares (Guerrero & Berlanga, 2000). La principal característica de estas bacterias es la presencia de un orgánulo o vesícula, llamado magnetosoma, formado por una doble capa de fosfolípidos que envuelven un diminuto cristal intracelular de tamaño nanométrico, con propiedades magnéticas de dominio sencillo (Balkwill, D. L; Maratea, D; Blakemore, 1980; Gorby, Beveridge, & Blakemore, 1988). Generalmente, dentro de la estructura celular de la bacteria se encuentran múltiples magnetosomas que forman una o varias cadenas. La presencia de esta cadena genera que estos organismos se alineen de forma pasiva y nadan activamente a través de las líneas del campo magnético terrestre (Blakemore, 1975a) (Blakemore, 1975b), esto a su vez, facilitaría su sobrevivencia ya que les permitiría alcanzar la concentración de oxígeno óptima de la zona microaerófila de los hábitats acuáticos en que se encuentran (marismas, agua salobre, pantanos, ciénagas, estanques de oxidación de aguas residuales y termales) (Guerrero & Berlanga, 2000). La zona microaerófila

o zona de transición óxido-anóxica se encuentra en la columna de agua o en sedimentos con estratificación química, en cuerpos de agua dulce esta zona está representada por la “interfase” agua-sedimento.

En hábitats de agua dulce únicamente se ha reportado la presencia de bacterias con producción de cristales de magnetita, en contraste, en ambientes marinos se han encontrado productoras de magnetita y de sulfuros de hierro (greigita).

A pesar de que taxonómicamente este grupo de bacterias está formado por diversas clases tienen las siguientes características comunes: (Edwards et al., 2004) citado en (Perez, 2008)

- Son todas Gram negativas del dominio Bacteria
- Todas son móviles, generalmente por flagelos
- Son microaerófilas, anaerobias facultativas y/o anaerobias.
- Todas las cepas en cultivo puro tienen un metabolismo respiratorio, salvo una excepción que puede fermentar.
- Tienen actividad nitrogenasa y por tanto son capaces de fijar nitrógeno atmosférico, y son mesófilas.

Las bacterias magnetotácticas pueden cristalizar óxidos de hierro y sulfuros de hierro por separado o en conjunto (Pósfai, M; Buseck, P. R; Bazylinski, D. A; Frankel, 1998). La síntesis de magnetita o greigita dependerá de la disponibilidad de oxígeno en el medio y de las características anaeróbicas de la bacteria. Además se ha llegado a aislar partículas de otros elementos dentro del magnetosoma como Au y Cu (Song et al., 2007), Cr⁺⁶ (Qu et al., 2014) y Se (Tanaka et al., 2016).

2.14. MAGNETOSOMA

El magnetosoma es una estructura cristalina intracelular compuesta por uno o varios cristales nanométricos de minerales con propiedades magnéticas, esencialmente de hierro, envuelto en una doble capa de fosfolípidos (Komeili, A., Vali, H., Beveridge, T. J., and Newman, 2004), proteínas y glicolípidos. El proceso de cristalogénesis del magnetosoma se produce a través de un mecanismo de invaginación de la membrana celular que provoca la nucleación de un cristal de magnetita o greigita que crece de manera paulatina (Araujo, Abreu, Silva, Bazylinski, & Lins, 2015; D. a Bazylinski et al., 1995; S Mann, Sparks, Frankel, Bazylinski, & Jannasch, 1990).

Estudios detallados acerca de la cristalización controlada de biocristales en la clase *Magnetospirillum magneticum* han aportado gran información acerca de algunas condiciones químicas, físicas, biológicas y medioambientales (Faivre, Menguy,

Pósfai, & Schüler, 2008) que pueden favorecer o perjudicar la formación de los cristales; no obstante, aún se desconoce el proceso de movilidad del hierro al interior de la bacteria, algunos estudios indican que se han encontrado sustancias quelantes de hierro que podrían solubilizar hierro en forma de iones férricos (Calugay, R. J; Miyashita, H; Okamura, Y; Matsunaga, 2003; Neilands, 1995) , de igual manera, se continúa el estudio de los factores que podrían generar variaciones en los sistemas cristalinos del mineral (Isambert, Menguy, Larquet, Guyot, & Valet, 2007).

Con base en técnicas de caracterización microscópica (TEM, SEM, DRX) se ha demostrado que la absorción de iones ferroso (Fe^{+2}) o férrico (Fe^{+3}) depende del tipo de cepa bacteriana y de las condiciones anaeróbicas del medio (Dong et al., 2000; Isambert et al., 2007; Matsunaga, T; Arakaki, 2007; Oestreicher, Lower, Lin, & Lower, 2012). De igual manera se ha logrado encontrar inclusiones naturales de óxidos minerales, diferentes al hierro, de Ba y Ca (Isambert et al., 2007); asimismo se ha inducido a la absorción de otros elementos, principalmente metales (Qu et al., 2014; Song et al., 2007; Tanaka et al., 2016).

2.15. CARACTERÍSTICAS DE LOS BIO-CRISTALES DE MAGNETITA

2.15.1. Morfología y estructura cristalina

La morfología de los cristales sintetizados por bacterias magnetotácticas tiene alto grado de perfección estructural (Pérez-González et al., 2004), aunque es relativamente variada y depende en gran medida de la clase de bacterias en las que se produce la cristalización (Bazylinski, D. A; Garratt-Reed, A. J; Frankel, 1994; Stephen Mann, Frankel, & Blakemore, 1984); sin embargo, bajo condiciones diferentes al medio natural de la bacteria podrían producirse cristales con variaciones inusuales en planos de cristalización a manera de elongaciones (Isambert et al., 2007; Meldrum, F. C; Mann, S; Heywood, B. R; Frankel, R. B; Bazylinski, 1993). Las formas reportadas en la literatura incluyen cristales cubo-octaédricos (Araujo et al., 2015; Díez & Fernández-gubieda, 2014; Faivre et al., 2008; Isambert et al., 2007; Pérez-González et al., 2004) , hexagonales pseudoprismáticos (Faivre et al., 2008; Isambert et al., 2007; Thomas-Keprta K, Bazylinski D, Kirschvink J, Clemett S, McKay D, Wentworth S, Vali H, Gibson E, 2000) y variaciones entre dentiformes y puntas de flecha (Morillo, Salazar, Márquez, Morales, & Lins, 2010) .

Las estructuras cristalinas de los magnetosomas, en general, comprenden morfologías cubo-octaédricas, hexagonales y combinaciones entre ambas, sin

embargo, la inclusión de ciertas sustancias, como agentes proteicos (Arakaki, Masuda, Amemiya, Tanaka, & Matsunaga, 2010), podrían alterar la estructura cristalina. Las estructuras principales se describen de la siguiente manera:

- Cuboctaedro con planos cristalográficos $\{100\}$ o $\{111\}$ (Arakaki et al., 2010)
- Pseudoprismas hexagonales (Morillo et al., 2010) de caras paralelas al eje de elongación $\{110\}$ (Pérez-González et al., 2004)
- Hexa-cuboctaedro con planos cristalográficos $\{100\}$ o $\{111\}$ con caras cubiertas por $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ y (111) y caras con truncamientos $\{111\}$ y $\{100\}$. (Stephen Mann et al., 1984)

2.15.2. Tamaño y propiedades magnéticas

Se han reportado cristales de magnetita y greigita del orden entre 35 y 120 nm unidos en una sola pieza. Los cristales pueden estar asociados en forma de cadena por la acción de agentes proteicos (Komeili, 2007), o por el contrario, estar agrupados de manera aislada en los extremos de la célula.

La escala nanométrica de estas partículas les provee una serie de propiedades magnéticas particulares:

- Uniformidad magnética debido al alto momento magnético de dipolo.
- Magnetismo de dominio simple a temperatura ambiente (Diaz-Ricci, J. C; Kirschvink, 1992)

En contraste, las partículas de tamaño entre los 9 y 53 nm no tienen una magnetización estable ni remanente a temperatura ambiente, el comportamiento se torna superparamagnético y se presentan múltiples dominios magnéticos (Upadhyay et al., 2016).

2.16. APLICACIONES DE LAS BACTERIAS MAGNETOTÁCTICAS

2.16.1. Biomarcador

Un biomarcador es un indicador de cambios funcionales, fisiológicos o bioquímicos en un sistema biológico (organismos, población o comunidad) por la incorporación de una sustancia potencialmente contaminante (Toro-Restrepo, 2011).

El estudio de las bacterias de hierro, tanto reductoras como magnetotácticas, tiene especial importancia debido a que actualmente se reconoce el rol de estos microorganismos en los ciclos biogeoquímicos del Fe (Thamdrup, 2000); tanto así

que las acumulaciones biogénicas de óxidos de hierro en la corteza terrestre podrían ser indicadores de las condiciones reductoras de la atmosfera primitiva, e inclusive podría significar la posibilidad de vida microscópica en otros planetas (Guerrero & Berlanga, 2000)(Marie, Rojas, & Keptra, n.d.).

2.16.2. Nanotecnología

La síntesis de nanopartículas de gran perfección ha sido objeto de interés por múltiples industrias tecnológicas, en general, para incorporarlas en los procesos de manufactura de equipos electrónicos. Estas industrias buscan que las partículas tengan cierto grado de simetría y uniformidad de tamaño con perspectivas a obtener una respuesta magnética semejante ante la aplicación de un campo magnético; además de estos criterios de calidad, se pretende la reducción de costos, debido a que la producción industrial de partículas con tamaños inferiores a 1 μm suelen tener costos de producción muy elevados, propiedades magnéticas variables y poca perfección cristalina (Zanella, 2012).

Las magnetitas sintetizadas por bacterias magnetotácticas representan por tanto, una excelente alternativa para la demanda de calidad y de disminución de costos de estas industrias, además al tener un crecimiento controlado (en laboratorio) se podría generar tamaños que vayan acorde a las necesidades particulares.

2.16.3. Biología molecular y biomedicina

La biología molecular es la rama de la biología que tiene como objeto de estudio los procesos que se desarrollan en los seres vivos desde la perspectiva de su estructura molecular, además, estudia las interacciones y regulaciones de los diferentes sistemas celulares (relaciones de ADN y ARN, síntesis de proteínas, sistemas metabólicos) que dan lugar al correcto funcionamiento de la célula.

Se reconoce el uso de la magnetita de bacterias magnetotácticas en la detección de polimorfismo de un único nucleótido a través de la técnica de fluorescencia (Maruyama, K; Takeyama, H; Nemoto, E; Tanaka, T; Yoda, K; Matsunaga, 2004; Nakayama, H; Arakaki, A; Maruyama, K; Takeyama, H; Matsunaga, 2003), adicionalmente, la modificación del magnetosoma bacteriano permite su utilización en el aislamiento de ADN (Yoza, Matsumoto, & Matsunaga, 2002) y ARN (Sode, Kudo, Sakaguchi, Nakamura, & Matsunaga, 1993).

En biomedicina, se ha aplicado en el control de patologías asociadas a la respuesta inmunológica, para el tratamiento de la hipertermia magnética de los tumores (Alphandéry, Guyot, & Chebbi, 2012), carcinoma (Sun et al., 2007), detección de alérgenos (Nakamura, N; Matsunaga, 1993) y patógenos (Chen et al., 2016; Stanton et al., 2017) ; además ensayos preliminares “in vivo” en ratones han confirmado que algunas nanopartículas de hierro pueden servir como agentes contraste para el diagnóstico en resonancias magnéticas de imagen en la visualización de tejidos del aparato digestivo (Marcos, 2015).

2.16.4. Paleomagnetismo

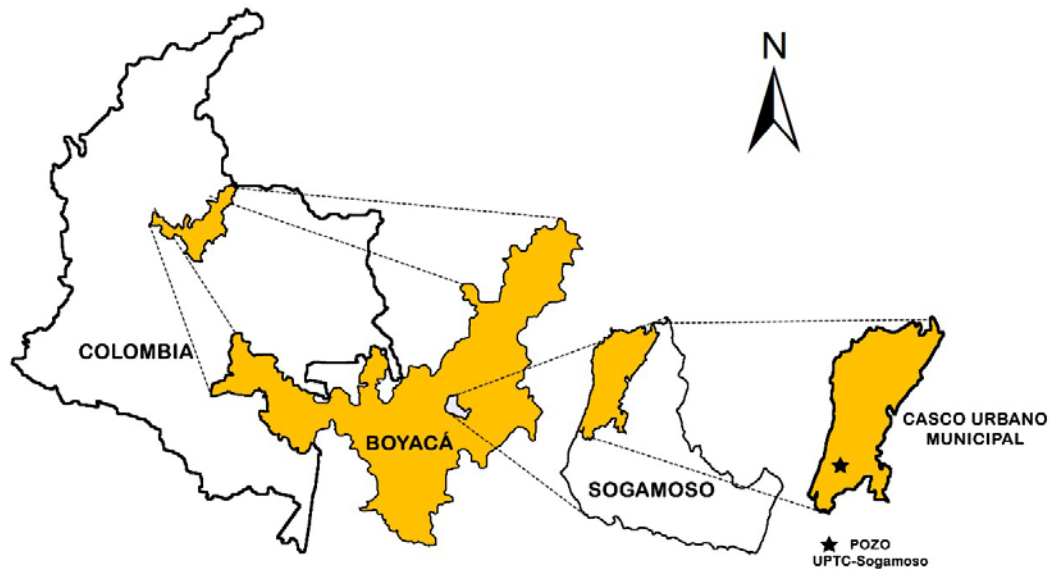
La polaridad remanente de la magnetita fósil de la MTB's podría significar nuevos hallazgos en los episodios de inversión magnética de los polos geomagnéticos. El uso como criterio complementario a los métodos tradicionales (geofísicos, isotópicos y sedimentológicos) podrían proveer información muy útil en la descripción de movimientos de tipo tectónico e incluso datos de climas y ambientes depositacionales (Guerrero & Berlanga, 2000); adicionalmente, el grado diferencial de conservación de la magnetita bacteriana y la distribución de partículas de dominio simple o múltiple, en las zonas superiores del sedimento de un cuerpo de agua dulce de climas templados, podrían ofrecer criterios para la interpretación de la variabilidad de propiedades magnéticas en núcleos de sedimentos, ya que a medida que se va colmatando de sedimentos, se puede llegar a reducir la estratificación térmica y química del agua (Lascu & Plank, 2013).

CAPÍTULO II. MARCO GEOLÓGICO

3. LOCALIZACIÓN

El pozo profundo de agua subterránea objeto de estudio se localiza dentro de las instalaciones de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia, sede Sogamoso, a 100 m (aproximadamente) de la entrada peatonal ubicada sobre la Carrera 14 del municipio de Sogamoso en el departamento de Boyacá, Colombia.

Figura 1. Localización del área de estudio



Fuente: Autores, 2018.

4. GEOLOGÍA

La geología de la zona de estudio está representada por rocas sedimentarias depositadas durante los periodos cretácicos y paleógeno, además de una serie de depósitos cuaternarios no consolidados acumulados sobre la topografía del Valle de Sugamuxi.

4.1. SERIE CRETÁCICO-TERCIARIA

4.1.1. Formación Guaduas (K2E1g)

Se denomina Formación Guaduas al conjunto de estratos limitados hacia la base por las rocas del Grupo Guadalupe y hacia el techo por la Formación Areniscas de Socha. Su nombre se atribuye a (Hettner A., 1892) y ha sido estudiada y caracterizada en la región de Sugamuxi por (Alvarado y Sarmiento, 1944) y (Reyes Ítalo, 1984). La sección tipo de esta formación se localiza en el municipio de Sutatausa, Cundinamarca, entre los boquerones de Lenguazaque y Guachetá donde se definieron 5 segmentos (A-E) que en conjunto alcanzan un espesor de 1100 m (Sarmiento, 1994). La secuencia predominante de los segmentos (A, B, E) está constituida por materiales finos, principalmente arcillolitas intercaladas con limolitas y areniscas; por su parte, en los segmentos C y D el material arcilloso y arenoso se intercala con mantos de carbón. Los estudios palinológicos realizados por (van der Hammen, 1957) atribuyen a esta formación una edad Maestrictiano-Paleoceno.

En la región de Sugamuxi, esta formación es definida como el conjunto litoestratigráfico conformado por dos miembros. El inferior constituido en su mayoría por arcillolitas fisibles de color negro, con presencia ocasional de materiales arenosos y un espesor de 190 m. El miembro superior se compone de una serie de intercalaciones entre capas delgadas de areniscas, arcillolitas y mantos de carbón, con un espesor que ronda los 230 m.

4.1.2. Formación Areniscas de Socha (E1ars)

Se denomina Formación Areniscas de Socha al conjunto de estratos limitados hacia la base por la Formación Guaduas y hacia el techo por la Formación Arcillas de

Socha. Su nombre se atribuye a (Alvarado y Sarmiento, 1944) quienes inicialmente la denominaron Formación Socha Inferior. La sección tipo de esta formación se localiza en la población de Socha Viejo (Quebrada El Boche) y alcanza un espesor entre 130 y 160 m (Reyes Ítalo, 1984). La secuencia litológica comprende de base a techo, un banco de arenisca parda de grano medio con estratificación cruzada y espesor variable de 9 a 15 m; le siguen capas de arcillolitas grises claras y rojizas intercaladas con delgados estratos de arenisca de grano fino, el espesor de esta secuencia varía entre 2,30 y 9,40 m; finalmente, se encuentran potentes estratos de arenisca masiva de hasta 30 m de espesor. Con base en los análisis palinológicos realizados, (van der Hammen, 1957) atribuye a esta formación una edad del Paleoceno.

4.1.3. Formación Arcillas de Socha (E1as)

Se denomina Formación Arcillas de Socha al conjunto de estratos limitados hacia la base por la Formación Areniscas de Socha y hacia el techo por la Formación Picacho. Su nombre se atribuye a (Alvarado y Sarmiento, 1944) quienes inicialmente la denominaron Formación Socha Superior. La sección tipo de esta formación se encuentra al sur de la población de Socha Viejo sobre el corte de la vía férrea que conduce a Paz de Río (Reyes Ítalo, 1984). Presenta espesores de 345,25 m sobre la carretera Corrales-Paz de Río y de 172,35 m al occidente del colegio Sugamuxi del municipio de Sogamoso (Ulloa, Rodríguez, & Rodríguez, 2003). La formación está constituida principalmente por arcillolitas con algunas intercalaciones de areniscas. Análisis palinológicos de un segmento de carbón (van der Hammen, 1957) le asignan a la formación una edad perteneciente al Paleoceno.

Hacia el occidente del colegio Sugamuxi, la formación está compuesta en su miembro inferior por una alternancia de arcillolitas grises, amarillentas y rojizas; el miembro intermedio consta de arcillolitas grises claras a oscuras, con intercalaciones de areniscas cuarzosas de grano fino a medio; el miembro superior presenta arcillolitas abigarradas de tonalidades grises, amarillos y rojos.

4.1.4. Formación Picacho (E2p)

Se denomina Formación Picacho al conjunto de estratos limitados hacia la base por la Formación Arcillas de Socha y hacia el techo por la Formación Concentración. Su nombre se atribuye a (Alvarado y Sarmiento, 1944). La sección tipo de esta formación se encuentra en el Cerro de Picacho, Alto de El Portillo, a 1,5 Km al noroeste del municipio de Paz de Río. Presenta espesores de 138,8 m sobre la

carretera Corrales-Paz de Río y de 181,5 m al occidente del colegio Sugamuxi del municipio de Sogamoso (Ulloa et al., 2003). La formación está constituida principalmente por areniscas de color blanco a pardo, de granulometría fina a gruesa con algunos niveles conglomeráticos. Debido a que los estudios palinológicos de (van der Hammen, 1957) no revelaron la presencia de polen, la datación de esta formación se realiza teniendo en cuenta su posición estratigráfica asignándole una edad de Eoceno Temprano.

Hacia el occidente del colegio Sugamuxi, la formación está compuesta en su miembro inferior de intercalaciones de capas delgadas a muy gruesas de areniscas cuarzosas de color gris amarillento con arcillolitas grises claras y amarillentas. Las areniscas son de grano medio a grueso, e incluyen lentes conglomeráticos de cuarzo; el miembro intermedio está conformado por potentes estratos de 100 m de espesor de areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, de color gris; el miembro superior presenta intercalaciones de capas de arcillolitas grises con areniscas cuarzosas de grano fino a medio de tonalidades amarillas a rojizas.

4.1.5. Formación Concentración (E2E3c)

Se denomina Formación Concentración al conjunto de estratos limitados hacia la base por la Formación Picacho y hacia el techo por los depósitos cuaternarios. Su nombre se atribuye a (Alvarado y Sarmiento, 1944). La sección tipo de esta formación se encuentra a lo largo del río Soapaga, entre el caserío de Concentración y el puente del Uvo sobre la carretera Belén- Paz de Río (Reyes Ítalo, 1994). Presenta un espesor total de 1462,45 m (Ulloa et al., 2003). La formación está compuesta por intercalaciones de arcillolitas y areniscas de grano fino a grueso, con estratos de hierro oolítico. El estudio palinológico de algunos horizontes de la formación permite fijar la edad entre el Eoceno Medio a Oligoceno medio.

El miembro inferior consta de una arenisca gris de grano fino de 2 m de espesor, le suprayace una capa de hierro oolítico rojizo de espesor variable (2 a 12 m). Sobre el mineral se encuentra un conjunto de arcillolitas de color negro, piríticas, con rastros carbonosos vegetales y areniscas bioturbadas de grano fino, le siguen 110 m de arcillolita pizarrosa gris con intercalaciones de arenisca de grano fino micáceo y delgadas capas de lignito. Sobre este nivel yacen 150 m de arcillolitas gris verdosas con intercalaciones de delgadas capas de arenisca de grano fino, es además característica la presencia de cristales y costras de yeso, suprayacen 75 m de arcillas arenosas blancas con abundante siderita, en ellas se intercalan una capa lenticular de arenisca de granulometría gruesa junto con niveles conglomeráticos. Esta sección finaliza con 110 m de arcillolitas grises intercaladas con capas de

arenisca masiva. El miembro superior se compone principalmente de arcillolitas grises intercaladas con capas de arenisca de grano medio, el reconocimiento de estos estratos se dificulta debido a la afectación causada por la Falla de Soapaga.

4.2. DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Corresponden a un conjunto de materiales provenientes de la erosión de la Cordillera Oriental que han llegado a acumularse en las depresiones de la región. El origen de los materiales es variado, consisten en rellenos de tipo aluvial, sedimentos lacustres y fluviales, terrenos glaciales y materiales coluviales, además el entrelazamiento inter-depósitos genera zonas de naturaleza mixta.

4.2.1. Aluvial antiguo (Qpv)

Constituye una serie de depósitos conformados por conglomerados aluviales de gran espesor que pueden ser observados en varios sitios del Valle de Sogamoso. Hacia el occidente del municipio de Sogamoso (Cerro La Cruz) el conglomerado presenta granulometría variable por lo general entre 20 y 25 cm de diámetro. Los cantos corresponden a fragmentos de areniscas provenientes de las formaciones cretácicas. En el sector denominado El Cerrito, al noreste del municipio de Sogamoso se observa un remanente aislado del mismo conglomerado. Estos depósitos serían probablemente los más antiguos de la región y podrían tener una edad correspondiente al Pleistoceno Inferior (Villafranquiano) (Reyes Ítalo, 1984).

4.2.2. Fluvio-Lacustre (Qpl)

Constituye una serie de depósitos de evolución compleja, distribuidos sobre cuencas de antiguos lagos que abarcan la mayor parte del área urbana del municipio de Sogamoso. El espesor de este depósito es indeterminado y de difícil interpretación, debido a la alternancia de los episodios lacustres y de desecación que implican grados variados de colmatación de las cuencas (Reyes Ítalo, 1984).

La acción erosiva del río Chicamocha sobre el sector terminal del Valle de Sogamoso ha permitido la observación de los niveles superiores de los sedimentos fluvio-lacustres de base a techo dispuestos de la siguiente manera: a 8 m de profundidad arcillas limosas blandas con restos fósiles de mamíferos (Reyes Ítalo, 1994); continúan 4 m de arcilla gris azulosa plástica, posteriormente un horizonte

de grava poligénica, con una capa de arena amarilla con estratificación cruzada, indicando estos dos últimos una fase fluvial y finaliza con un horizonte de arcilla amarillenta de 2 m de espesor. Durante la construcción de la Planta de Cementos Paz de Río se realizó una perforación que mostró intervalos (8 a 29 m de profundidad) con alternancias arenosas (Italo Reyes Chitaro, 1990). Con base a las facies sedimentarias del depósito, a excepción de las arcillas amarillentas superiores, se presume que la edad correspondería al Pleistoceno Medio y Superior. (Reyes Ítalo, 1984).

A partir de mediciones geofísicas indirectas mediante sondeos eléctricos verticales (SEV) se han realizado posibles descripciones acerca de la composición del depósito. Hacia la zona sur del Valle de Sogamoso se describe una secuencia predominantemente areno-gravosa, cubierta con una delgada capa arcillosa. Hacia la zona norte del valle se encuentran unas capas de arenas y arcillas cubiertas por una secuencia de materiales arcillosos, coluviones y arenas, estos últimos podrían hacer parte de depósitos recientes y alcanzarían una profundidad de 60 m. En el sector nororiental del valle, la secuencia comienza con una capa de suelo orgánico, continua una capa de arcillas y una capa de coluviones, arenas y gravas de gran espesor. En inmediaciones al SENA Sogamoso, se encuentra una capa delgada de suelo, le siguen capas de arcilla con espesor inferior a 3 m, posteriormente se encuentran capas de arena y gravas de 50 m de espesor aproximadamente, la secuencia finaliza con una gruesa capa de limos y arcillas (Hernandez Pacheco & Castellanos Jiménez, 2002).

5. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El Valle de Sogamoso se encuentra en la provincia tectónica de cobertera plegada, formada por la serie sedimentaria neocretácica terciaria. Esta faja de terrenos se localiza al oriente de la Falla de Soapaga y culmina fisiográficamente con las sierras y páramos altos de la Cordillera Oriental. La afectación de la secuencia sedimentaria es una combinación de pliegues, fallas y fracturas con orientación preferencial SW-NE. En general los plegamientos están dislocados por numerosas fallas en sistemas con orientaciones variables, además las fallas inversas longitudinales se localizan preferentemente sobre alguno de los flancos de los anticlinales. Por su parte, las fallas transversales dislocan los plegamientos diagonalmente al rumbo de los ejes. Las fallas normales se presentan en sistemas independientes y disectan las fallas inversas longitudinales, lo cual indica que su origen está asociado a una fase distensiva.

5.1. FALLA DE SOAPAGA

Esta gran falla separa dos regiones con características tectónicas y geomorfológicas diferentes. En el Valle de Sogamoso la falla lleva una dirección NE-SW pudiendo tener ligeras variaciones a lo largo de su trazado. La falla pone en contacto la Formación Concentración, en ocasiones, con formaciones antiguas, a veces con las del Cretáceo Inferior o Medio. Esta estructura está dislocada, en todo su trayecto por algunas fallas direccionales disyuntivas lo que ocasiona un desplazamiento transversal y un posterior corrimiento sobre las formaciones terciarias, es posible que las fallas de este tipo sean las responsables del cambio de rumbo que sufre la Falla de Soapaga al atravesar el Valle de Sogamoso. En su mayoría, el trayecto de la falla se encuentra cubierto parcialmente por los depósitos fluvio-lacustres que rellenan el Valle de Sogamoso.

5.2. FALLAS MENORES

Localmente se presentan fallas de menor extensión:

- **Falla de Monquirá:** Presenta dirección E-W, invierte el buzamiento de las rocas en sentido sur y norte del Río Monquirá, además provoca un desplazamiento considerable de las formaciones rocosas.

- **Falla de Santa Bárbara:** Esta estructura provoca intenso fracturamiento en las formaciones Areniscas y Arcillas de Socha. Sobre la vía que conduce a la vereda Morcá se puede apreciar brecha de falla.
- **Falla de pantanitos:** Provoca un desplazamiento de 13 m aproximadamente además de un intenso fracturamiento que afecta a las rocas de la Formación Arcillas de Socha.
- **Falla de La Ramada:** Genera la caída de bloques de las formaciones Areniscas, Arcillas de Socha y Picacho.
- **Falla de Matayeguas:** Presenta un rumbo anómalo con respecto a los sistemas direccionales de la región, posiblemente asociado a un cambio en la orientación de los esfuerzos. Esta estructura desplaza con movimiento dextral las formaciones en más de 600 m e inclusive afecta a las fallas de Gámeza y Tópaga provocando una intensa deformación. El rumbo de la falla es NNW-SSE, localmente pone en contacto a la Formación Concentración con las formaciones Arcillas y Areniscas de Socha, Picacho y Guaduas.
- **Fallas El Oasis y Piedra de Bolívar:** Corresponden a fallas de extensión menor de tipo transversal. Provocan un desplazamiento dextral de la Formación Picacho. La Falla Piedra de Bolívar a lo largo de su trazado presenta cambios de dirección, producto del control estructural ejercido por materiales resistentes a la deformación. El paso de estas fallas ha facilitado la formación de surcos y cárcavas que transportan aguas de escorrentía durante la temporada de lluvias.

La acción tectónica evidencia zonas de replegamientos asociadas a los efectos de las fallas locales, lo que ha generado deformaciones que afectan las direcciones de rumbo y buzamiento.

6. HIDROGEOLOGÍA

6.1. POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO

6.1.1. Acuíferos

- **Depósitos cuaternarios:** Los niveles de mayor permeabilidad están constituidos por gravas y arenas poco consolidadas de porosidad primaria, lo que implica una mayor conductividad hidráulica que favorece el movimiento de las aguas subterráneas; no obstante, la presencia de arcillas puede confinar los niveles permeables del depósito. La recarga de este acuífero proviene principalmente de la infiltración del agua de precipitación.
- **Formación Picacho (E2p):** Compuesta principalmente por estratos deleznable de arenisca de grano grueso a conglomeráticos poco consolidados. El acuífero corresponde a los niveles arenosos de esta formación, en conjunto con la porosidad secundaria causada por las distintas afectaciones tectónicas que provocan fracturas (fallas y diaclasas). Su principal zona de recarga se encuentra sobre el Cerro de Chacón y el Cerro de Santa Bárbara en el costado nororiental del casco urbano del municipio de Sogamoso, y algunos cauces de quebradas asociados a los sistemas de fracturamiento. Por otra parte, se presentan zonas de descarga natural en forma de manantial o de corrientes efluentes que surten a ríos o quebradas. Este acuífero se considera de extensión regional y porosidad primaria alta.
- **Formación Areniscas de Socha (E1ars):** Debido a la composición litológica del material, principalmente areniscas de grano fino a grueso y conglomerados, se considera un acuífero de porosidad primaria; no obstante, en límites con las zonas de mayor elevación puede tener un comportamiento semiconfinado, mientras que a mayor profundidad tiende a ser de tipo confinado debido a la sucesión de capas que lo suprayacen.

6.1.2. Acuitardos

- **Formación Guaduas (K2E1g):** Esta formación se clasifica como acuitardo, debido a su composición litológica, principalmente de arcillolitas y limolitas, sin embargo los niveles de arenisca y los mantos de carbón pueden conformar acuíferos locales de porosidad primaria.

- **Formación Concentración (E2E3c):** Se considera una formación de baja permeabilidad al estar constituida principalmente de arcillolitas y limolitas, aunque puede tener comportamiento de acuífero confinado en los niveles compuestos de areniscas intercalados entre capas de arcillolitas.

6.1.3. Acuicierre

- **Formación Arcillas de Socha (E1as):** La formación se clasifica como acuicierre debido a su composición, principalmente arcillolitas intercaladas con delgadas capas de arenisca, que debido a su escaso espesor atribuye características de permeabilidad casi nulas.

CAPITULO III. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

7. MODELACIÓN HIDROGEOLÓGICA CONCEPTUAL PRELIMINAR

La modelación hidrogeológica preliminar pretende representar en dos o tres dimensiones las condiciones estáticas y dinámicas de los sistemas hidrogeológicos. Para ello se requiere conocer las características geológicas, litoestratigráficas, estructurales y geométricas de los acuíferos.

Con el propósito de interpretar la posible fuente de procedencia y las condiciones de flujo del agua subterránea que alimenta el pozo UPTC, se integró la información y el análisis de las condiciones geológicas locales, información geofísica, análisis de información fisicoquímica, estadística e isotópica.

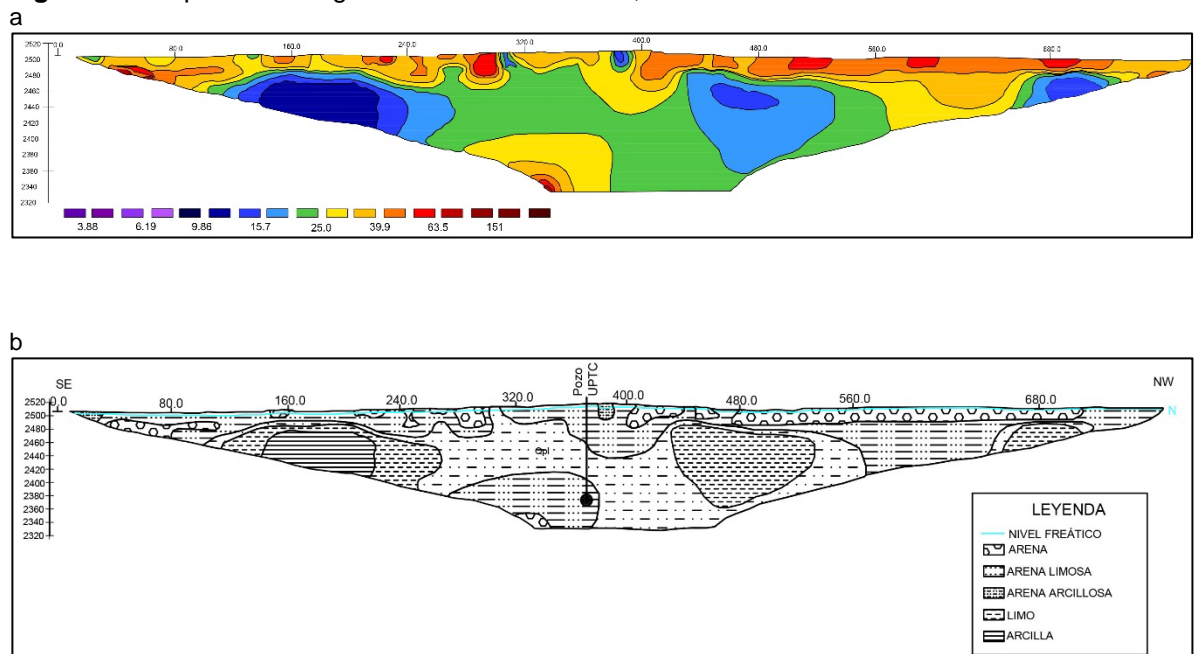
7.1. MODELACIÓN GEOLÓGICA – GEOFÍSICA

La exploración geofísica del subsuelo se apoyó en el método de perfilaje o tomografía eléctrica, mediante el levantamiento de una línea geoeléctrica de 800 m de longitud. El equipo empleado para la cuantificación de la respuesta resistiva del subsuelo fue el ABEM TERRAMETER LS 04-064-250, se utilizaron 4 carretes de cable y 81 electrodos separados entre ellos por una distancia de 10 m. Se tomaron alrededor de 808 lecturas de resistividad sobre el depósito Cuaternario fluvio-Lacustre (Qpl) sobre el cual está localizado el pozo objeto de estudio. La línea geoeléctrica inició en las coordenadas geográficas X: 1126210, Y: 1122440 y finalizó en las coordenadas X: 1125690, Y: 1123040; con una dirección azimutal de 139°, alcanzó una profundidad de 161 m; se identificó el nivel freático entre los 3 y 5 m de profundidad que oscila respecto a los periodos de lluvia.

La información obtenida a partir de la tomografía eléctrica se comparó con los rangos de resistividad característicos de suelos y rocas más comunes en zonas predominantemente sedimentarias, de esta manera, se identificaron cinco (5) unidades estratigráficas y su respectivo espesor, además, con base a la interpretación textural se propuso el sub-ambiente de depósito más probable para cada unidad.

De acuerdo con (Italo Reyes Chitaro, 1990), las zonas planas del Valle de Sogamoso corresponden a cuencas de antiguos lagos de evolución compleja. La secuencia de esta zona correspondería a una fase predominantemente lacustre, seguida de episodios lacustres y fluviales. No obstante, a partir del comportamiento geoelectrico del subsuelo (**Figura 2 a**), se identificó que localmente la secuencia presenta asociaciones de facies propias de una arquitectura fluvial, puesto que está compuesta en su mayoría por la alternancia de facies arenosas y facies lodosas construidas a partir de canales y llanuras de inundación (**Figura 2b**) (Reineck & Singh, 1980). El sistema fluvial atribuido a este depósito corresponde a facies de río meándrico predominantemente con carga en suspensión (**Figura 3**).

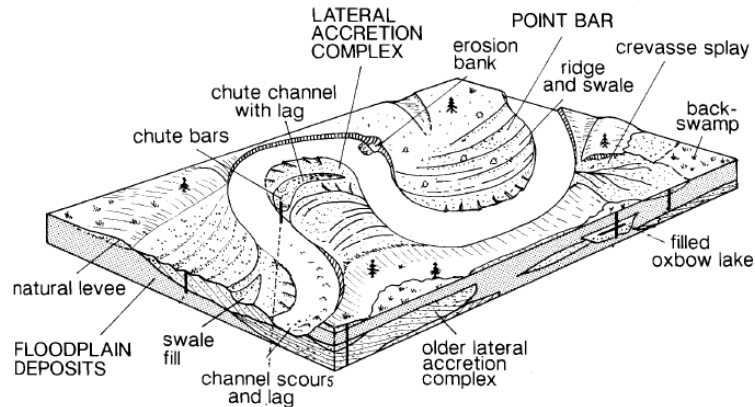
Figura 2. Comportamiento geoelectrico del subsuelo, sector Pozo UPTC.



a) Perfil de resistividad. b) Interpretación litoestratigráfica.

Fuente: Autores, 2018.

Figura 3. Sistema fluvial de río meándrico



Fuente: Sedimentary Basins, Einsele Gerhard, 1992

De techo a base, las unidades identificadas (**Tabla 2**) se describen de la siguiente manera: la unidad U1, compuesta de arena saturada de grano fino a medio de 10 a 30 m de espesor con poca continuidad horizontal; debido a la geometría linguoide ligeramente inclinada, la depositación de este material habría ocurrido durante eventos de ruptura de canal o “crevasse splay” ocasionados por inundaciones moderadas. La unidad U2, compuesta por arena limosa supera los 80 m de espesor en dirección NW y se adelgaza en dirección SE hasta alcanzar los 12 m de espesor; esta unidad corresponde a facies de “point bar”, el material se habría depositado en condiciones de bajo régimen sobre los costados interiores de la curvatura del cauce principal. La unidad U3, corresponde a un nivel de arenas arcillosas de 10 a 100 m de espesor, con cierta continuidad lateral que se ve interrumpida por grandes incisiones de la unidad U2; este material sería el producto de la combinación de episodios de desborde o “overbank” de material fino sobre la llanura de inundación con material depositado en facies de “point bar”. La unidad U4, se compone por lags aislados de material fino (limos y arcilla) de 60 a 80 m de espesor, producto del estrangulamiento o corte de los segmentos de meandros de la corriente principal o “oxbow lake”; la depositación de esta unidad se habría dado bajo un régimen de flujo lento. Finalmente, la unidad U5 está compuesta por arenas limosas y arenas de grano fino a medio que alcanzan un espesor a profundidad superior a los 80m; sin embargo, ante el alcance limitado a profundidad de la tomografía no fue posible distinguir una geometría clara para esta unidad, por tanto no se define el probable ambiente de depositación.

Tabla 2. Interpretación de unidades litoestratigráficas a partir de la respuesta Geoeléctrica.

UNIDAD	ESPESOR (m)	RESISTIVIDAD ELÉCTRICA ($\Omega \cdot m$)	INTERPRETACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA	AMBIENTE DE DEPOSITACIÓN PROBABLE
U1	10 a 30	39.9 – 151	Arena saturada de grano fino a medio	Crevasse splay
U2	20 a 60	25 – 39.9	Arena limosa	Point Bar
U3	10 a 100	20.35 – 25	Arena arcillosa	Floodplain, Point bar
U4	60 a 80	3.88 – 20.35	Limo y arcilla	Oxbow lake
U5	>80	25 - 151	Arenas limosas y arenas de grano fino a medio	No definido

Fuente: Autores, 2018.

7.2. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

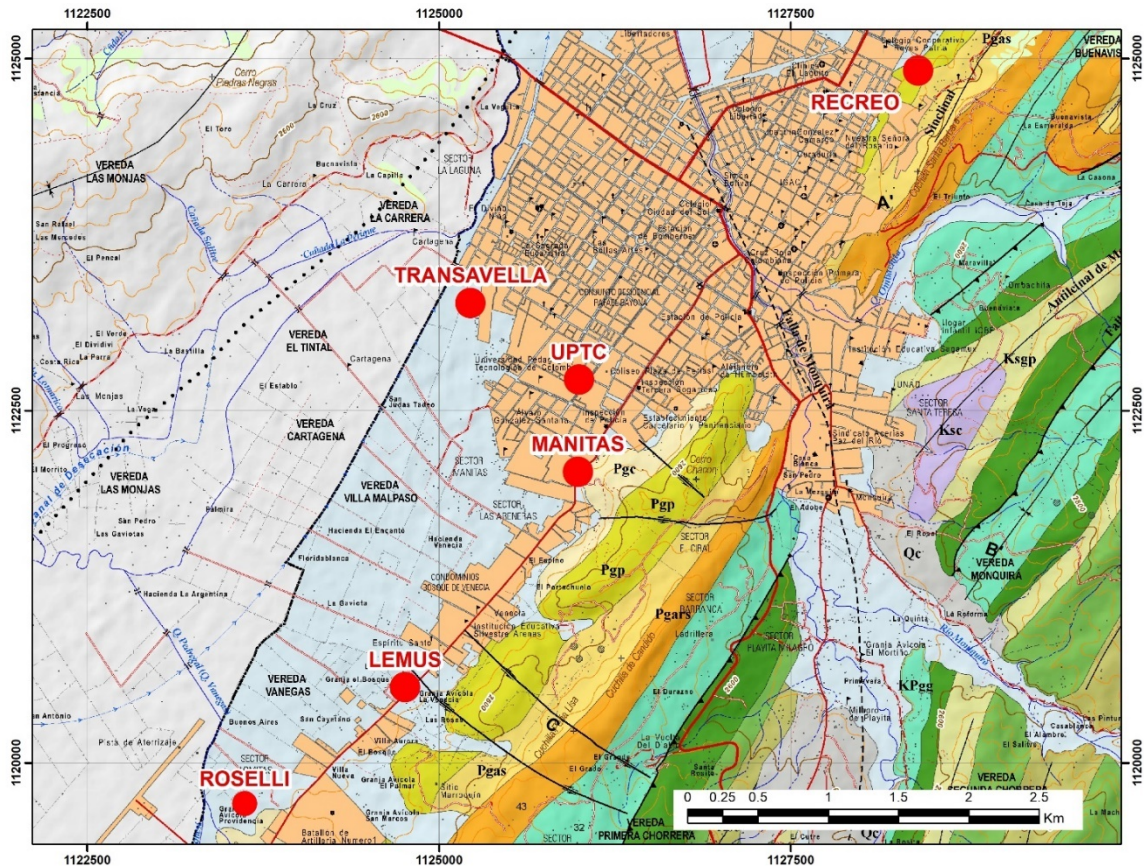
La composición química de las aguas subterráneas puede verse afectada por la infiltración de sustancias, en fases sólidas o líquidas, producidas a partir de actividades de carácter antrópico; o por el contrario, estar asociada a procesos naturales, y por ende la incorporación de una o varias sustancias a medida que fluye el agua a través del medio que la contenga.

El enriquecimiento natural del agua subterránea depende en gran parte de la capacidad de dilución del fluido (Freeze & Cherry, 1979) (disponibilidad y tipo de sustancias disueltas, velocidad y temperatura antes y durante el flujo, superficie y duración de contacto), además, podría afectarse por las propiedades composicionales, texturales y estructura de las rocas, suelos y sedimentos por los cuales circule (Foster, Stephen; Hirata, Ricardo; Gomes, Daniel; D'Elia; Monica; Paris, 2002). Generalmente, es conocido que el 99% del contenido de los solutos en las aguas subterráneas naturales corresponde a 9 elementos mayoritarios que se complementan con iones minoritarios y elementos traza, que completan el 100% de los solutos presentes; sin embargo, bajo condiciones fisicoquímicas especiales algunos elementos minoritarios podrían alcanzar concentraciones superiores y de esta manera constituir un elemento mayoritario, tal es el caso del pozo UPTC, en donde el contenido de Fe supera las concentraciones de algunos elementos mayoritarios. La proporción de cada uno de los constituyentes iónicos del agua refleja la trayectoria del flujo del agua subterránea y su evolución hidrogeoquímica (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, 2014).

Para la caracterización de las aguas subterráneas pertenecientes al área de estudio, se realizó la toma de 11 muestras (); 6 durante la temporada húmeda y 5 durante la temporada seca, según se muestra en la **Tabla 3**. La cuantificación de los aniones y cationes mayoritarios de las muestras (HCO_3 , Cl, Ca, Mg, etc.), se realizó a través

de la técnica de espectroscopia de absorción atómica (norma ASTM G 102) en un equipo marca Shimadzu 7000, previo a un proceso de digestión por microondas en un equipo Mars 6 de marca CEM. Adicionalmente se efectuaron mediciones de parámetros fisicoquímicos in situ, basado en los procedimientos descritos por la STANDARD METHODS 22nd edition para la examinación de agua y agua residual. La medición de pH y temperatura se realizó mediante un equipo marca SCHOTT® Handylab pH 11, por otra parte, la conductividad eléctrica se midió con un equipo de la marca Hanna® HI8733, y la medición de oxígeno disuelto se efectuó con un Oxygen Test marca Merck® referencia 111107.

Figura 4. Mapa de localización de las muestras de agua subterránea



Fuente: Ordúz Diego (2017), Modificado Autores (2018)

Tabla 3. Parámetros fisicoquímicos medidos In Situ

COD.	ÉPOCA	PROF. (m)	pH	C.E. (µS/cm)	T° (°C)	OD (mg/L)	STD (mg/L)	LOCALIZACIÓN	OBSERVACIONES
MP01	SECA	49	7.24	404	19	1.5	270.0	X: 1125989 Y: 1122733	Pozo UPTC Sogamoso, agua incolora con fuerte

COD.	ÉPOCA	PROF. (m)	pH	C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T° (°C)	OD (mg/L)	STD (mg/L)	LOCALIZACIÓN	OBSERVACIONES
	HÚMEDA	49	5.24	65.5	19.3	<L.D	134.0	Z: 2511 m.s.n.m	olor a óxido. Pasados pocos minutos el agua se torna de color naranja
MP02	SECA	10.26	6.53	143.7	16.5	5.4	210.0	X: 1128406 Y: 1124917	Piezómetro del Humedal El Recreo, agua incolora. Presenta algunos sólidos en suspensión que luego de un tiempo se precipitan
	HÚMEDA	10.15	3.89	24.9	18.6	4.9	148	Z: 2526 m.s.n.m	
MP03	HÚMEDA	36	4.27	90.8	20.7	1.7	233	X: 72°57'41.9" Y: 5°40'39.6" Z: 2506 m.s.n.m	Finca Lomitas, agua incolora. No presenta sólidos en suspensión visibles
MP04	SECA	3.5	7.85	873	16.6	2.4	625.0	X: 1124761 Y: 1120538	Aljibe de la familia Lemus, se manifiesta que el nivel asciende rápidamente luego de un episodio de lluvia. Agua incolora
	HÚMEDA	2.98	3.86	135.8	18.9	2.6	371	Z: 2512 m.s.n.m	
MP05	SECA	90	6.95	604	19.1	<L.D.	355.0	X: 1125225 Y: 1123267	Pozo de la empresa TransAvella, agua incolora. Pasado un tiempo el agua se torna de color naranja
	HÚMEDA	90	3.58	107.5	19.9	<L.D.	201	Z: 2496 m.s.n.m	
MP06	SECA	0	5.78	44.3	18.5	4.1	85.0	X: 1125989 Y: 1122068	Manantial Manitas, el agua es almacenada en un tanque de concreto, exposición a hojas de árboles, insectos y anfibios
	HÚMEDA	0	3.56	9	18.6	3.9	18	Z: 2511 m.s.n.m	

Fuente: Autores, 2018.

7.2.1. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS FÍSICOQUÍMICOS

Previo a la interpretación de los resultados fisicoquímicos se comprobó la calidad de los análisis realizados en el laboratorio, mediante un balance iónico entre iones mayoritarios (**Tabla 4**).

Tabla 4. Balance iónico de las muestras de estudio.

PARÁMETRO	MP01	MP02	MP04	MP05	MP06
Σ Cationes	2.905	1.100	4.985	4.611	0.311
Σ Aniones	2.547	0.897	5.995	3.873	0.631
Balance iónico (%)	6.563	10.163	-9.198	8.690	-33.966
C.E. ($\mu\text{S}/\text{cm}$) temporada seca	404	143.7	873	604	44.3
Error aceptable (%)	± 8	± 10	± 4	± 4	± 30

Fuente: Autores, 2018.

Acorde a ello, se pudo verificar la relación entre los parámetros medidos para cada una de las muestras; sin embargo, el porcentaje de error aceptable para la muestra MP06 sobrepasó el límite permitido.

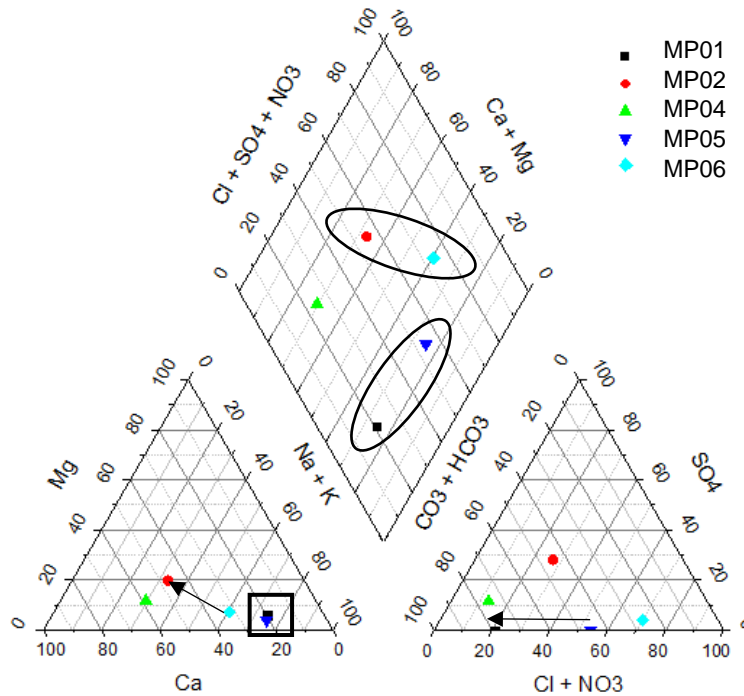
7.2.1.1. Análisis de constituyentes mayoritarios mediante diagramas hidrogeoquímicos

Mediante el uso de los diagramas de Piper, Stiff y Schoeller-Berkaloff se realizó la visualización e interpretación de resultados de los análisis químicos-iónicos de las muestras. Estas herramientas gráficas permiten diferenciar aguas con base en su composición y evolución geoquímica; igualmente, detectar procesos de dilución mineral, intercambio iónico y precipitación de componentes minerales.

El empleo de los diagramas de Piper (**Figura 4**) permite determinar la composición química del agua teniendo en cuenta sus iones mayoritarios en concentraciones relativas (Ibañez, 2017). En el triángulo catiónico el agua de las muestras del Humedal El Recreo (MP02) y manantial Manitas (MP06) presentan composiciones similares, no obstante, se presenta enriquecimiento de Mg y Ca de sur (MP06) a norte (MP02); las muestras del pozo UPTC (MP01) y pozo TransAvella (MP05) muestran una composición catiónica similar. En el triángulo aniónico, las muestras MP02 y MP06 aumentan el contenido de SO_4 de sur a norte en el área, mientras que las muestras MP01 y MP05 reflejan aumento en los niveles de cloruro y/o disminución de HCO_3 de oriente (MP01) a occidente (MP05).

El análisis del diagrama de Piper para los cinco puntos de agua seleccionados, muestra tres (3) tipos de agua, de esta manera se tiene que el agua de los pozos UPTC y TransAvella se clasifica como sódica potásica con variaciones en los contenidos de HCO_3 y Cl; las aguas del Humedal El Recreo y el manantial Manitas son de naturaleza mixta, con mayor contenido de Cl y menor de SO_4 en MP06; y el agua del aljibe Lemus se clasifica como bicarbonatada cálcica.

Figura 5. Diagrama de Piper



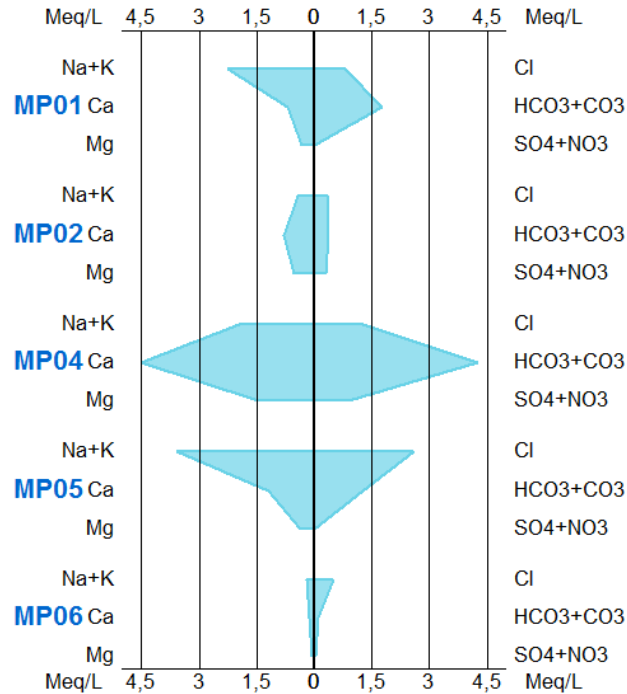
Fuente: Autores, 2018.

El diagrama de Stiff (**Figura 5**) permite comparar de manera cualitativa las concentraciones, variaciones y relaciones entre aniones y cationes (Davis & DeWiest, 1966); de esta manera es posible identificar diferentes tipos de agua y de manera simultánea visualizar el grado de mineralización de acuerdo con la morfometría del polígono graficado.

Los polígonos obtenidos para las muestras correspondientes al Humedal El Recreo (MP02) y el manantial Manitas (MP06), tomadas en la Formación Picacho indican bajas concentraciones de iones disueltos, que podrían indicar bajos tiempos de residencia al interior del acuífero y a su vez, sistema de flujo local. Por otra parte, las muestras de los pozos UPTC (MP01) y TransAvella (MP05), presentan composiciones similares con algunas variaciones en sus concentraciones, de esta manera, la muestra MP05 presenta concentraciones mayores de Cl, Na y K, mientras que la muestra MP01 indica mayores concentraciones en HCO_3 ; esto puede indicar que a menor profundidad se produce mayor dilución de cationes por la presencia de aguas frescas de aporte meteórico que puede estar relacionado con la ubicación de las bombas en los pozos (UPTC=49 m, TransAvella=90 m), sin embargo, el aumento de Cl en MP05, podría explicarse por el incremento en el contenido de sales con la profundidad (Ribera, 2016); por otra parte, el contenido de los iones SO_4 y NO_3 se mantienen estables respecto a la profundidad. Finalmente, el aljibe Lemus (MP04), cuyo nivel freático libre está cerca de la superficie, presenta concentraciones anómalas respecto a las demás muestras,

esto podría explicarse por la incorporación de solutos derivados de la intervención antrópica, principalmente por heces de animales de granja y el uso de detergentes.

Figura 6. Diagrama de Stiff



Fuente: Autores, 2018.

De manera complementaria, se utilizó el diagrama de Schoeller-Berkaloff para identificar cambios en las fases químicas, como intercambio iónico, procesos de óxido reducción y mezcla de diferentes tipos de agua en una misma línea de flujo.

Las curvas obtenidas para las muestras de los pozos UPTC (MP01) y TransAvela (MP05) confirman las interpretaciones derivadas de los diagramas de Piper (**Figura 4**) y Stiff (**Figura 5**) debido a que presentan similitudes en las concentraciones de iones, con excepción de ligeros incrementos para la muestra MP05 en los cationes Ca y Na+K y el anión Cl, estos incrementos serían causados por la evolución hidrogeoquímica del agua dentro del depósito cuaternario fluvio-Lacustre; a pesar de que las muestras del Humedal El Recreo (MP02) y el manantial Manitas (MP06) corresponden a la Formación Picacho, se registran algunas variaciones en las concentraciones de los iones SO₄ y Mg, el aumento de SO₄ en la muestra MP02 podría ser causado por la tendencia a formar iones complejos con Na y Ca (Porras Martín, 1985), de igual manera, el ion SO₄ puede provenir de la oxidación de rocas sedimentarias y de la descomposición de sustancias orgánicas, aunque también podría estar asociado a actividades antrópicas derivadas del uso de jabones y detergentes; por su parte el ion Mg no se encuentra libre en forma natural, sino que sería consecuencia de cambios geológicos dentro del acuífero. Finalmente, la

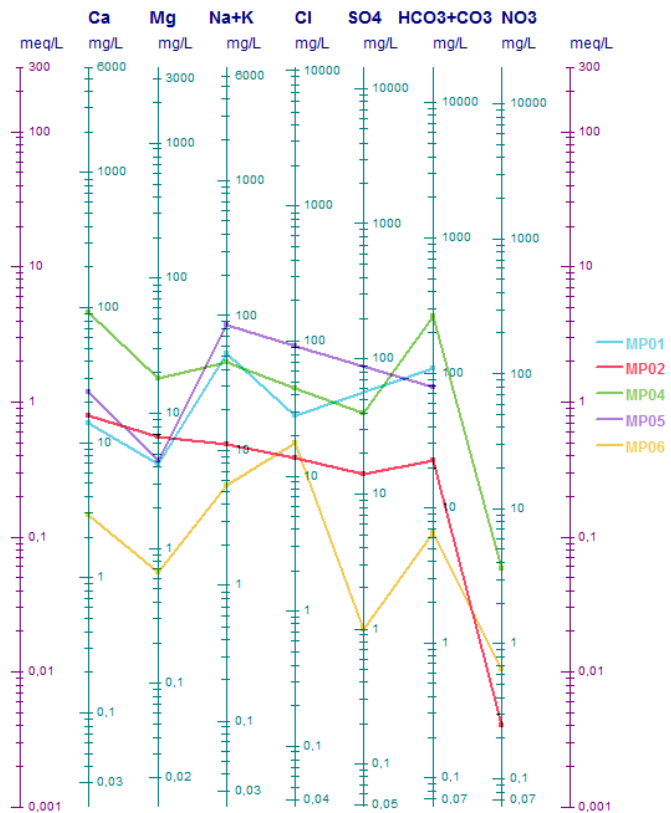
muestra del aljibe Lemus (MP04) correspondería a un origen diferente con respecto a las demás muestras, esto se evidencia en el aumento de las concentraciones en la mayoría de los iones. La asociación de las muestras con las formaciones geológicas locales se presenta en la **Tabla 5**.

Tabla 5. Asociación de las muestras con las formaciones geológicas locales

GRUPO	MUESTRAS	FORMACIÓN GEOLÓGICA
1	MP01, MP05	Cuaternario fluvio-lacustre (Qpl)
2	MP02, MP06	Formación Picacho (E2p)
3	MP04	Cuaternario superficial reciente de composición mixta.

Fuente: Autores, 2018.

Figura 7. Diagrama de Schoeller-Berkaloff



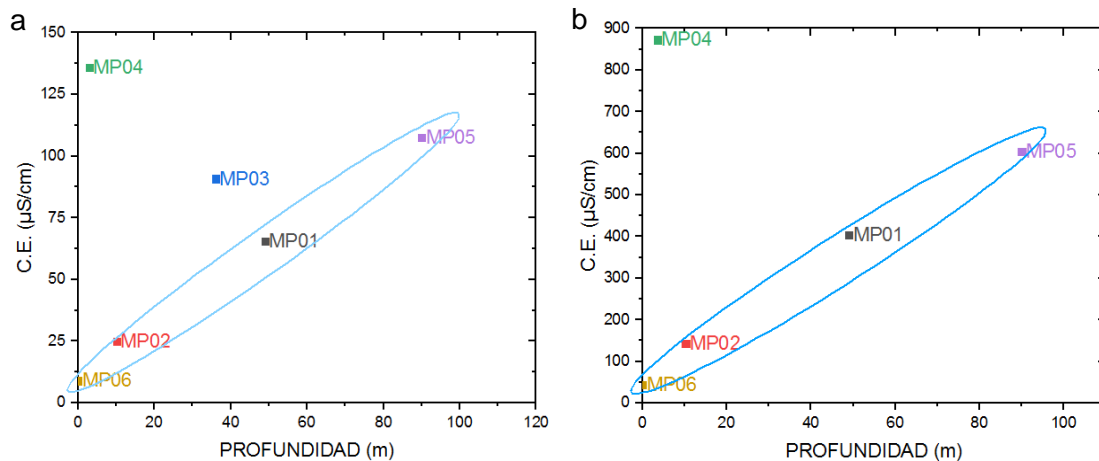
Fuente: Autores, 2018.

7.2.1.2. Análisis de procesos y factores de control de la hidroquímica del agua subterránea

El empleo de diagramas binarios para la interpretación de las variables fisicoquímicas permite visualizar la variabilidad de un parámetro respecto a otro, además, son de gran utilidad para identificar procesos de intercambio catiónico, edad de las aguas, grado de salinidad, así como los efectos de la interacción agua – roca (D. A. Fernández, 2015).

Mediante la representación gráfica de los parámetros conductividad eléctrica (CE) y profundidad, se identificaron dos posibles asociaciones relacionadas con la trayectoria más probable del agua subterránea, de esta manera, las muestras MP01, MP02, MP05 y MP06 tienden a aumentar el grado de mineralización con respecto a la profundidad; esta tendencia se mantiene durante las épocas húmeda y seca, no obstante, en la temporada húmeda (**Figura 7a**) se registran valores de conductividad eléctrica en el rango de 9 – 135 $\mu\text{S/cm}$, que en contraste, son menores que los valores registrados en temporada seca (44.3 – 873 $\mu\text{S/cm}$) (**Figura 7b**), este comportamiento sería consecuencia de la disolución de sustancias minerales, principalmente sales activas, durante los meses de mayores precipitaciones, o por la concentración de solutos durante el periodo seco. Asimismo, esta tendencia indica que las muestras más cercanas a las zonas de recarga, tanto para la Formación Picacho como el depósito fluvio-lacustre, presentan una relación directamente proporcional entre la disminución del contenido iónico (principalmente Cl) y los valores de conductividad eléctrica. Por otra parte, la muestra MP04 presenta el mayor valor de conductividad eléctrica durante las dos temporadas, a pesar de la escasa profundidad en la que fue extraída, el aumento de este parámetro sería respuesta a la influencia de procesos de origen antrópico.

Figura 8. Gráfico profundidad-Conductividad

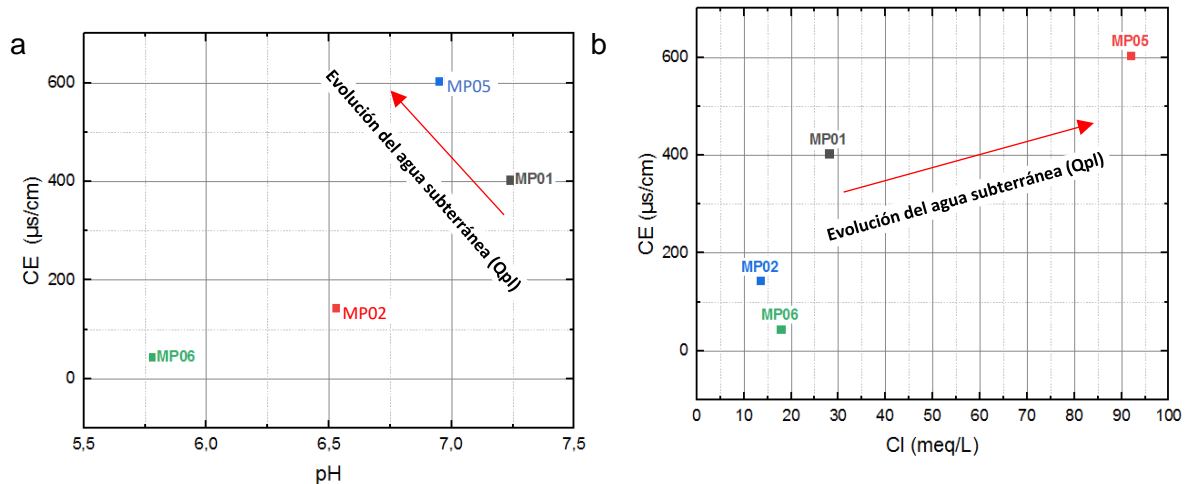


(a) Temporada húmeda. (b) Temporada seca.

Fuente: Autores, 2018.

Asimismo, se graficó la conductividad eléctrica en función del pH (**Figura 8a**) y el contenido de cloro (**Figura 8 b**) para cada una de las muestras. De esta manera, se identificó que para las muestras MP01 y MP05, el cambio entre el pH y la C.E. es inversamente proporcional, por tanto, es indicador del grado de evolución del agua subterránea al interior del depósito fluvio-lacustre. De igual manera, la tendencia directamente proporcional entre el contenido de Cl y la C.E. corrobora el sentido de la evolución propuesto.

Figura 9. Diagramas binarios de conductividad eléctrica (C.E.)

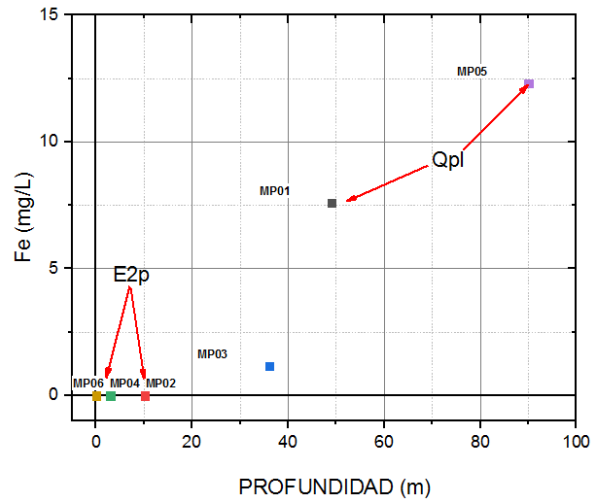


(a) En función del pH. (b) En función del contenido de cloro.

Fuente: Autores, 2018.

De igual manera, se graficó la concentración de hierro para cada muestra en función de la profundidad, la tendencia para las muestras localizadas sobre el depósito fluvio-lacustre indica que a medida que el agua alcanza profundidades mayores aumenta el contenido de hierro, o que la incorporación de aguas meteóricas hacia la superficie propicia la disolución de este elemento; en contraste, las muestras más superficiales (MP02, MP04 y MP06) presentan concentraciones poco significativas, por debajo del límite de detección de la técnica (0,3 mg/L), esto a su vez, ratifica que el origen de estas muestras es diferente al de las muestras del depósito.

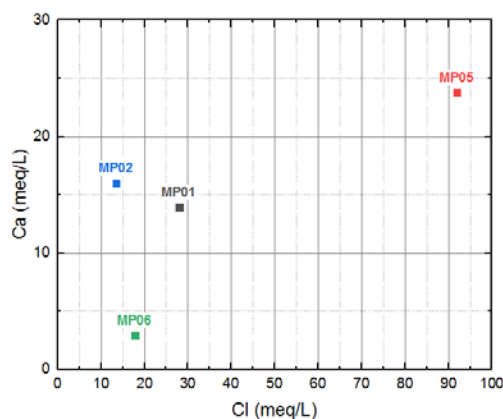
Figura 10. Gráfico profundidad-Concentración de Fe



Fuente: Autores, 2018.

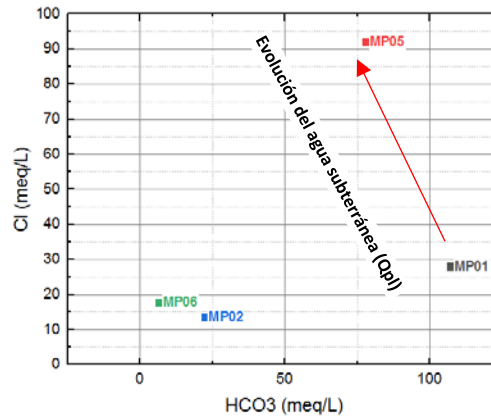
Asimismo se graficaron las concentraciones de Cl-Ca y HCO₃-Cl. De esta manera, se evidenció un aumento en la salinidad del agua subterránea que puede reflejar un mayor tiempo de residencia del agua en el medio geológico, así en la **Figura 10** se observa que la muestra MP05 presenta una mayor concentración en los iones Cl y Ca, que puede estar asociada a procesos de evaporación que conllevan al aumento de la salinidad del agua de recarga, este postulado se discutirá con mayor profundidad en la **sección 8.3**. Por su parte, la **Figura 11** evidencia un aumento en la concentración de los iones Cl y HCO₃, lo cual constituye un criterio para entender la evolución del agua subterránea del acuífero.

Figura 11. Concentración de Cl en función de la concentración de Ca



Fuente: Autores, 2018.

Figura 12. Concentración de HCO_3 en función de la concentración de Cl



Fuente: Autores, 2018.

De manera complementaria, se utilizó la información de análisis previos de la composición química del agua del Pozo UPTC, que incluye concentraciones de Ni, Sr, SO_4 , Fe, Cl, Mg, F, NH_4 , Mn y Ca en función del tiempo, durante el ensayo de bombeo efectuado en el año 2015 por el Servicio Geológico Colombiano (SGC). Durante la prueba de bombeo, se tomaron muestras para analizar el comportamiento de algunos componentes en función del tiempo. Las tendencias descritas por las concentraciones de los iones en función del tiempo de bombeo se agrupan y describen de la siguiente manera:

- Los iones Ni (**Figura 12 a**) y Fe (**Figura 12 d**), muestran aumento de las concentraciones en el intervalo comprendido entre 1.5 y 6 horas después del comienzo de la prueba del bombeo, y en el intervalo entre 6 y 23 horas la tendencia se estabiliza y disminuye en función del tiempo. Esto indicaría que durante el abatimiento del nivel del pozo (cercano a las 6 horas de bombeo), el agua contenida en niveles más superficiales tendría mayor interacción con niveles litoestratigráficos que aportarían mayores cantidades de estos iones, asimismo podría indicar que hay mayor cantidad de Ni por agua estancada o cercana al pozo durante el estado inicial del bombeo, que luego disminuye cuando se estabiliza el nivel del cono de abatimiento.
- Los iones amonio (NH_4) (**Figura 12 g**), Mn (**Figura 12 h**), y Ca (**Figura 12 i**), describen tendencias similares en el decaimiento de la concentración respecto al tiempo, en el intervalo comprendido entre 1.5 y 6 horas después del comienzo de la prueba del bombeo, la concentración disminuye drásticamente; entre 6 y 10 horas, tiende a estabilizarse y muestra cambios poco significativos en los contenidos; entre 10 y 23 horas, ocurre nuevamente una disminución de proporción similar a la descrita en el intervalo entre 1.5 y 6 horas. Estos comportamientos indicarían la presencia y distribución de estos iones de manera

diferenciada al interior de los niveles litoestratigráficos del depósito fluvio-lacustre.

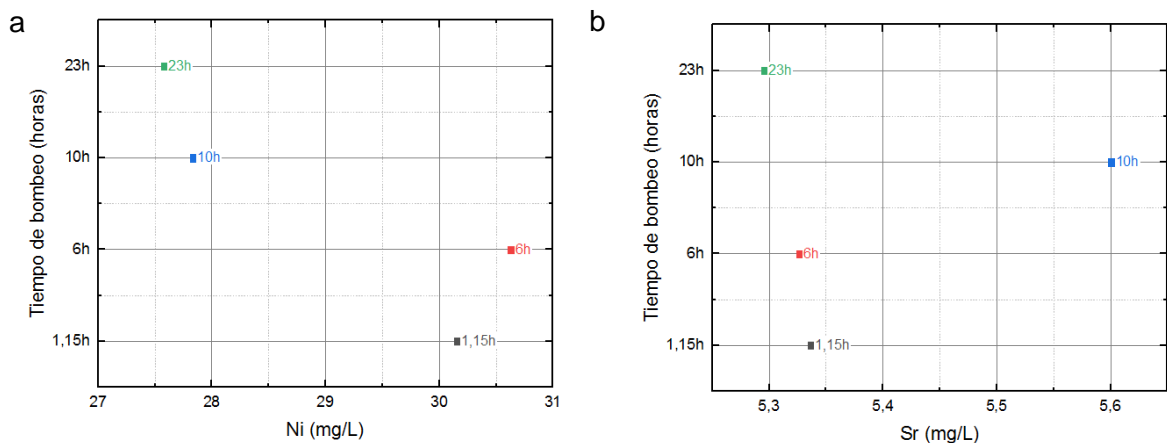
- Los iones Cl (**Figura 12 e**) y F (**Figura 12 j**) describen una tendencia a la disminución de la concentración respecto al tiempo, de esta manera, los niveles más superficiales tendrían menor proporción de sales de estos elementos como consecuencia de la incorporación de aguas meteóricas.
- El ion Sr (**Figura 12 b**), en el intervalo comprendido entre 1.5 y 6 horas después del comienzo de la prueba de bombeo muestra una ligera disminución en la concentración; a pesar de que en el intervalo entre 6 y 10 horas se presenta un ligero incremento ($< 0.3 \text{ mg/L}$), la tendencia se mantiene hacia la disminución de la concentración conforme avanza el tiempo.
- Por el contrario con la tendencia general a la disminución de la concentración de todos los iones, el ion SO_4 (**Figura 12 c**) aumenta la proporción conforme avanza el tiempo del bombeo, esto podría indicar que el radio de influencia del cono de abatimiento del pozo, con el transcurso del tiempo, puede incluir mayor cantidad de SO_4 de los niveles superficiales del acuífero y de esta manera aumentar el contenido. El análisis de la concentración de sulfato realizado a las muestras MP01 y MP05, durante la temporada húmeda apoyaría este postulado.

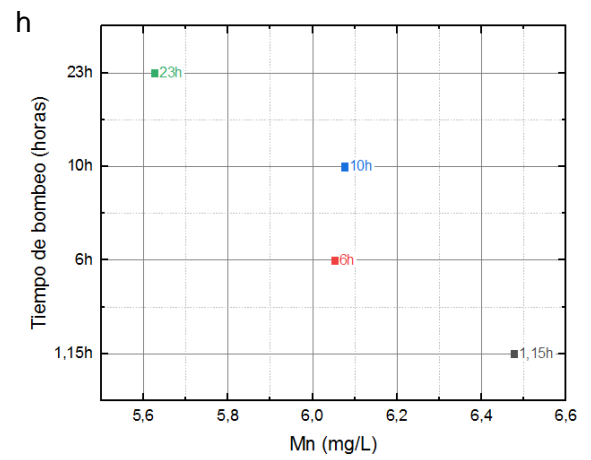
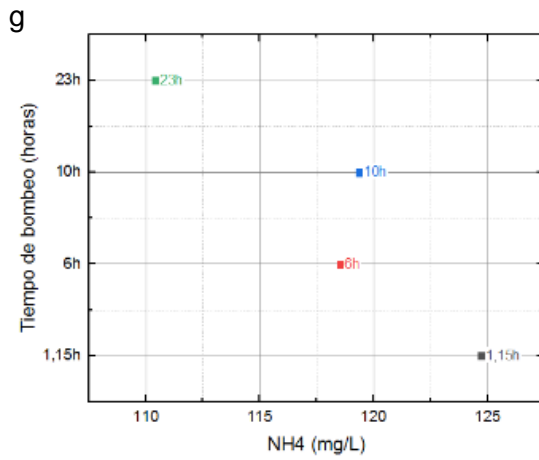
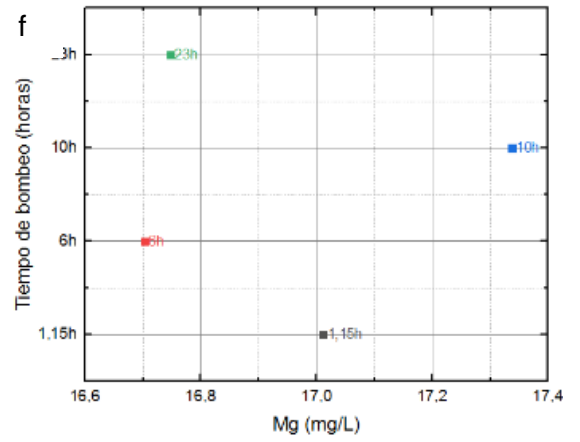
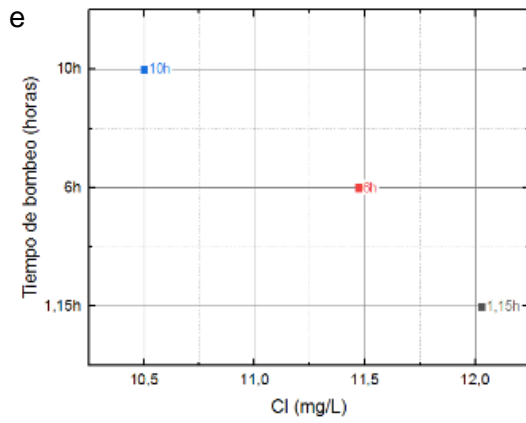
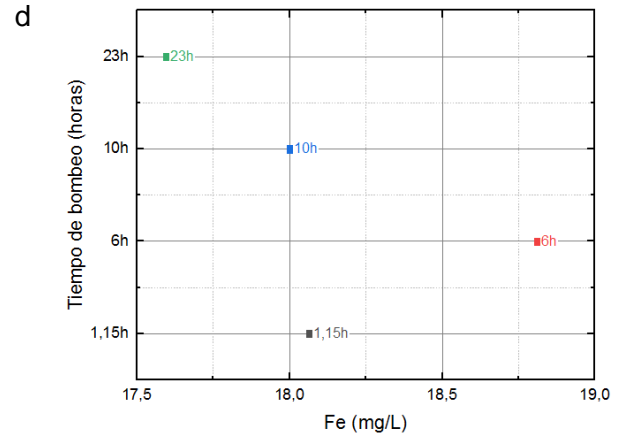
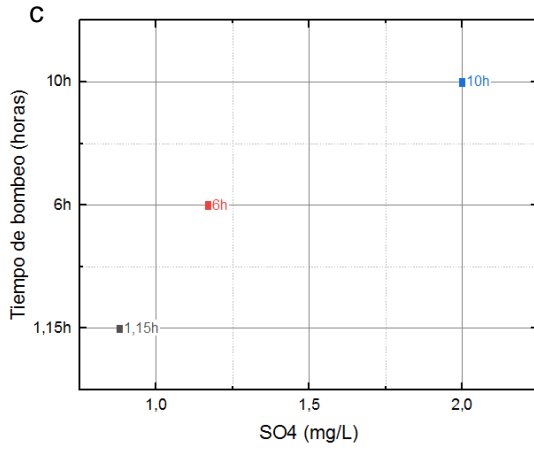
Tabla 6. Concentración de Sulfato muestras de agua del depósito fluvio-lacustre - temporada húmeda.

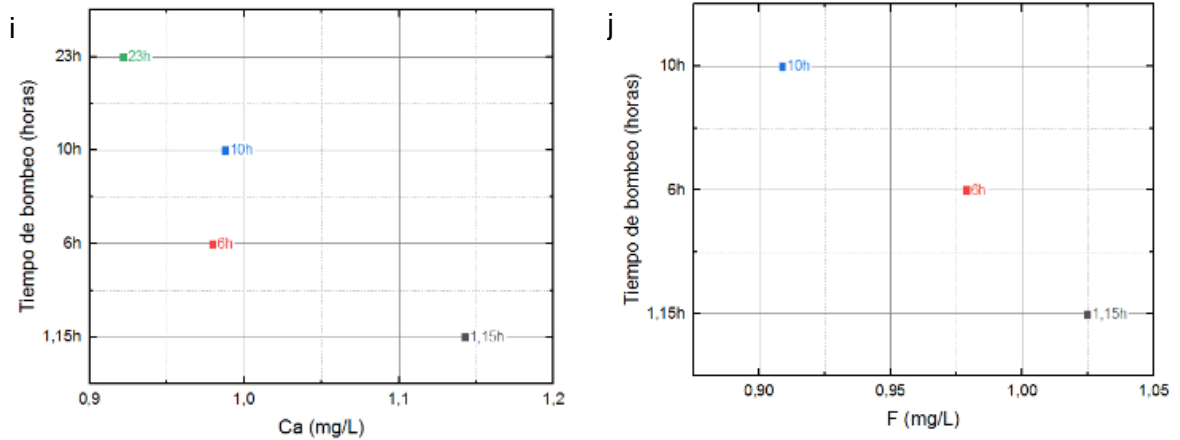
MUESTRA	CONCENTRACIÓN DE SO_4 (mg/L)
MP01	9,0
MP05	8,2

Fuente: Autores, 2018.

Figura 13. Composición química del Agua del Pozo UPTC en función del tiempo de bombeo.





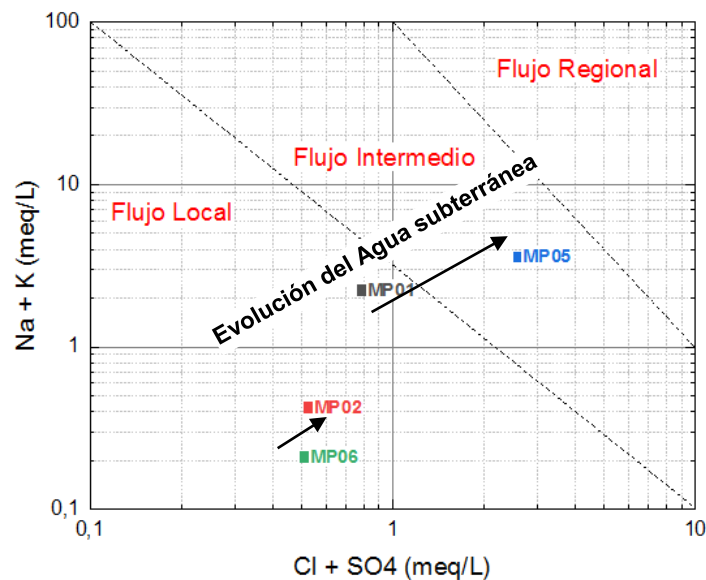


(a) Ni, (b) Sr, (c) SO₄, (d) Fe, (e) Cl, (f) Mg, (g) F, (h) NH₄, (i) Ca, (j) F.

Fuente: Laboratorio de química ambiental UPTC, Sogamoso. Modificado Autores, 2018.

De igual manera, se utilizó el diagrama de Mifflin, 1988 (**Figura 13**), el cual complementó el análisis realizado para la evolución del agua subterránea con la interpretación de diagramas binarios. La localización de las muestras ratifica lo analizado con los anteriores diagramas, de esta manera, las muestras MP02 y MP06 correspondientes al acuífero de la Formación Picacho obedecen a flujo local lo que indica aguas con menor evolución química y de reciente infiltración; mientras que las muestras del depósito fluvio-lacustre corresponden a flujos locales a intermedios (MP01) y flujo intermedio (MP05) con aguas de mayor evolución y de mayor tiempo de residencia.

Figura 14. Diagrama de Mifflin



Fuente: Autores, 2018.

7.2.2. ANÁLISIS MULTIVARIANTE DE LOS PARÁMETROS FÍSICOQUÍMICOS

7.2.2.1. Análisis jerárquico

Con el propósito de establecer diferencias o similitudes entre las muestras de agua y corroborar los grupos obtenidos mediante los diagramas hidrogeoquímicos (**Tabla 5**), se realizó un análisis multivariante basado en la cuantificación de 21 parámetros fisicoquímicos. Ante las restricciones de algunos métodos de análisis multivariante (volumen de datos y cantidad de muestras), se optó por un análisis jerárquico tipo clúster.

El procedimiento para el análisis requirió la organización de los datos en un sistema matricial 5x21 y su posterior importación a la interfaz de procesamiento del software IBM SPSS 23; para el procesamiento de la base de datos fisicoquímicos las variables se normalizaron respecto a la media y la desviación estándar, ello con el fin de reducir las diferentes escalas de las variables; bajo un criterio nominal de localización se buscó correspondencia entre las concentraciones químicas y demás parámetros, para esto se calculó la matriz de proximidades mediante el método de distancia Euclídea al cuadrado, que consiste en operar inter-matricialmente los datos y medir el parecido entre las muestras evaluadas con la totalidad de las variables. Las distancias entre muestras se presentan en la **Tabla 7**.

Tabla 7. Matriz de proximidad. Análisis clúster.

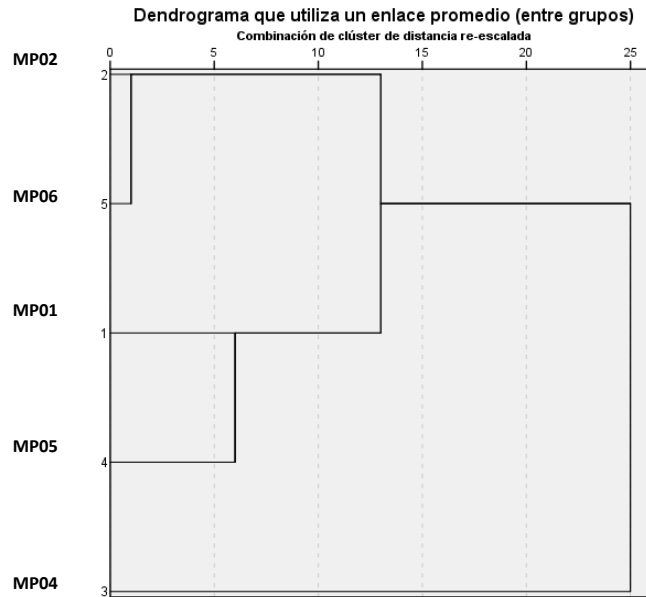
Muestra	Distancia Euclídea al cuadrado				
	1: Pozo UPTC	2: Humedal El Recreo	3: Aljibe	4: Pozo TransAvella	5: Manantial Manitas
MP01	,000	34,788	50,353	27,447	33,140
MP02	34,788	,000	63,366	41,954	17,983
MP04	50,353	63,366	,000	63,697	61,072
MP05	27,447	41,954	63,697	,000	46,199
MP06	33,140	17,983	61,072	46,199	,000
Matriz de Disimilaridad.					

Fuente: Autores, 2018.

Para la interpretación gráfica de los resultados del análisis clúster se empleó un dendograma (**Figura 14**), en el cual se distinguen 3 grupos predominantes: el grupo 1 que incluye los pozos UPTC y TransAvella; el grupo 2, el Humedal el Recreo y el manantial Manitas y el grupo 3 el Aljibe Lemus; lo cual confirma lo establecido

mediante los diagramas de Piper (**Figura 4**) y Stiff (**Figura 5**), respecto a las tres (3) facies hidrogeoquímicas identificadas: acuífero Picacho, acuífero depósito fluvio-lacustre y depósito cuaternario reciente.

Figura 15. Dendrograma obtenido con las variables fisicoquímicas.



Fuente: Autores, 2018.

7.2.2.2. Análisis de correspondencia

Con el propósito de verificar la relación entre las variables fisicoquímicas y la posible trayectoria del agua subterránea, se aplicó el método multivariante de análisis de correspondencia. La aplicación de este método radica en definir la existencia de diferencias entre grupos de objetos respecto de un grupo de variables de manera gráfica, para analizar las relaciones de dependencia e independencia entre los grupos de variables (De la Fuente Fernandez, 2011).

La implementación de esta técnica, grosso modo, consistió en el análisis de componentes principales entre las variables fisicoquímicas y el criterio nominal de localización, asignándoles las categorías de fila y columna, en donde las filas representan las variables y las columnas individuos (**ANEXO B**), posteriormente se invirtió esta asignación para obtener una serie de coordenadas de puntos fila y puntos columna, basadas en la reducción de dimensiones para finalmente solaparse.

El grado de independencia entre todos los grupos de variables (cationes mayoritarios-localización, aniones mayoritarios-localización, sustancias de origen orgánico-localización y enriquecimiento de Fe y Mn-localización) se calculó mediante la prueba de la Chi-cuadrado de Pearson, los valores obtenidos y las variables consideradas durante el análisis se presentan en la **Tabla 8**.

Tabla 8. Valores de la prueba Chi-cuadrado de Pearson.

Análisis	Variables	Chi-cuadrado de Pearson	P-Val
Cationes mayoritarios	Ca, Mg, K, Na	94.64922	6.1770e ⁻¹⁵
Aniones mayoritarios	HCO ₃ , SO ₄ , Cl	177.5409	3.3798e ⁻³⁴
Sustancias Orgánicas	NO ₃ , NO ₂ , PO ₄	3.27395	0,9160
Enriquecimiento en Fe y Mn	Fe, Mn, pH, CE, OD	76.39571	1.9997e ⁻¹¹

Fuente: Autores, 2018.

La interpretación de resultados se orientó a partir de los grupos obtenidos mediante el análisis jerárquico, de esta manera, la muestra MP04 se descartó para el análisis de cationes y aniones debido a la poca similitud respecto de los grupos obtenidos; de igual manera, se consideró la secuencia de Chebotarev como indicador de la composición iónica y el tiempo de residencia de la fracción mineral a lo largo del flujo al interior del acuífero.

Según el análisis de correspondencia para cationes mayoritarios, la primera componente en la dimensión 1 explica el 79.1 % de la varianza, la dimensión 2 explica el 19.3% y la dimensión 3 explica el 1.6%, para un total acumulado de 100%.

En el análisis catiónico de las muestras MP01 y MP05 (depósito fluvio-lacustre), (**Figura 15 a**), las variables que aportan de manera más significativa en la definición del eje 1 son Ca, Mg y Na, con coeficientes de contribución de 0.465, 0.460 y -0.42, respectivamente. Por lo tanto, conforme el agua fluye a través del depósito aumentan las concentraciones de estos iones, lo cual sería indicador de mayor tiempo de residencia del agua subterránea captada en el pozo TransAvella.

En contraste, en el análisis catiónico de las muestras MP02 y MP06 (Fm. Picacho), (**Figura 15 a**), las variables que aportan de manera más significativa en la definición del eje 2 son Mg y K, con coeficientes de contribución de 0.198 y 1.218 respectivamente; en consecuencia, se presenta disminución en las concentraciones de estos iones conforme el agua circula a través de la formación. La ausencia de los iones Ca y Na en la definición del eje 2, se explicaría por la dilución de la fracción mineral del agua subterránea, generada por la incorporación directa de agua de precipitación en el manantial Manitas (MP06); o por el bajo grado de mineralización

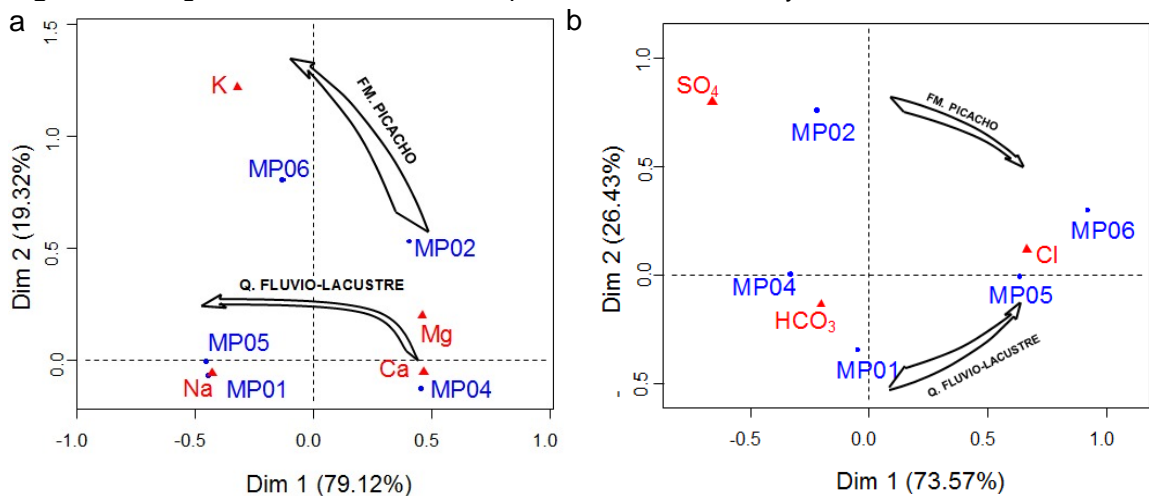
de estas aguas al tener cerca la zona de recarga, este postulado se discutirá con mayor grado de detalle en la **sección 7.3**.

Según el análisis de correspondencia para aniones mayoritarios, la primera componente en la dimensión 1 explica el 73.57% de la varianza y la dimensión 2 explica el 26.43%, para un total acumulado de 100%.

En el análisis aniónico de las muestras MP01 y MP05 (depósito fluvio-lacustre), (**Figura 15 b**), las variables que aportan de manera más significativa en la definición del eje 1 son HCO_3 y Cl , con coeficientes de contribución de -0.20 y 0.67, respectivamente; lo cual es concordante con la secuencia de Chebotarev. Asimismo, la presencia de Cl en mayor proporción en MP05, sería indicador de mayor trayectoria dentro del acuífero, ya que al ser un elemento conservativo requiere de mayor tiempo para ser solubilizado; igualmente, podría estar asociado a procesos de evaporación, condensación y precipitación que ocurren al interior del depósito fluvio-lacustre, este postulado se explicará en la **sección 7.3**.

Por otra parte, en el análisis aniónico de las muestras MP02 y MP06 (Fm. Picacho), (**Figura 15 b**), las variables que aportan de manera más significativa en la definición del eje 2 son SO_4 y Cl , con coeficientes de contribución de 0.80 y 0.11 respectivamente; de manera que presentan secuencialidad en las concentraciones de estos iones, hecho que es concordante con la direccionalidad trazada para la composición catiónica.

Figura 16. Diagrama de análisis de correspondencia de iones mayoritarios.



(a) Cationes mayoritarios. (b) Aniones mayoritarios.

Fuente: Autores, 2018

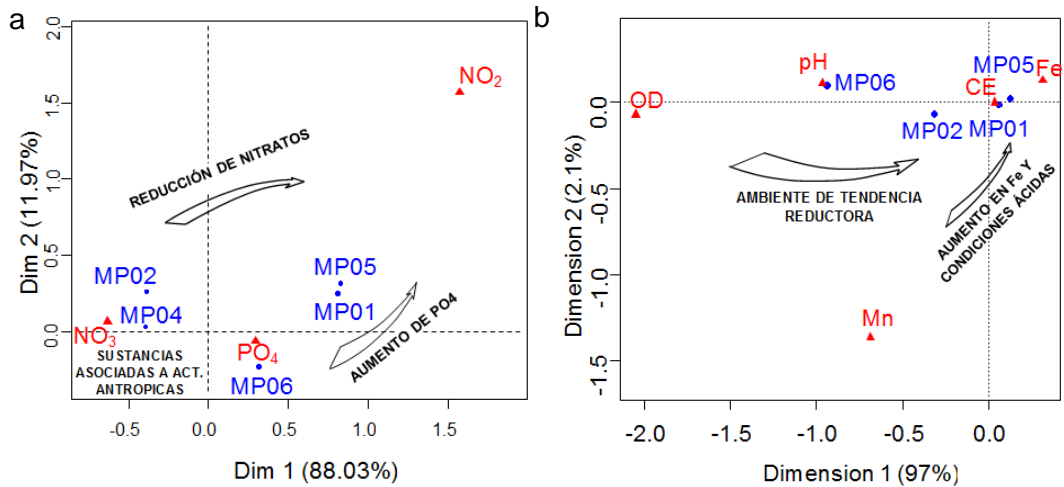
Adicionalmente, se graficaron los iones NO_3 , NO_2 y PO_4 (**Figura 16 a**) para identificar procesos asociados a la descomposición de sustancias orgánicas. Según

el análisis de correspondencia, la primera componente en la dimensión 1 explica el 88.03% de la varianza y la dimensión 2 explica el 11.97%, para un total acumulado de 100%.

Las concentraciones de NO_3 en las muestras más superficiales (MP02 y MP04), podrían deberse a los procesos de óxido – reducción de compuestos nitrogenados presentes en suelos y materia orgánica (tejidos animales o vegetales) (Porrás Martín, 1985), o por el contrario, sería consecuencia de la lixiviación e infiltración a través del subsuelo de fertilizantes a base de nitrógeno (Bedmar, Gianelli, Angelini, & Viglianchino, 2015). La presencia de NO_2 en las muestras MP01, MP02 y MP05 sería consecuencia de la reducción microbiana de NO_3 (Porrás Martín, 1985); no obstante, debido a su inestabilidad, las concentraciones de NO_2 en los pozos profundos UPTC y TransAvella podrían ser consideradas como indicador de contaminación reciente (Porrás Martín, 1985). La presencia de PO_4 en las muestras MP04 y MP06, estaría relacionado con contaminación generada por el uso de detergentes y fertilizantes (M. Fernández, 2011), puesto que las zonas en las cuales fueron tomadas están expuestas a un entorno urbano, y por tanto son susceptibles a la incorporación de solutos y aguas de tipo residual, esto apoyaría la hipótesis planteada en la **sección 7.2.1.1**.

Finalmente, se graficaron los parámetros fisicoquímicos OD, CE, pH y las concentraciones de Fe y Mn de las muestras MP01, MP02, MP05 Y MP06, para identificar las condiciones de predominio del ambiente. Según el análisis de correspondencia, la primera componente en la dimensión 1 explica el 97.04% de la varianza y la dimensión 2 explica el 2.07%, para un total acumulado de 100%. La **Figura 16 b** muestra que a medida que aumenta la profundidad del agua dentro del acuífero se disminuye drásticamente la concentración de oxígeno disuelto, esta tendencia indicaría que las aguas de los pozos UPTC (MP01) y TransAvella (MP05) están bajo condiciones reductoras y por tanto, los iones de hierro y manganeso se encontrarían en forma soluble como Fe^{+2} y Mn^{+2} (Juárez, Cerdán, & Sánchez-Sánchez, 2015); el enriquecimiento del agua en estos elementos ocurriría dentro del depósito Cuaternario (Qpl), la incorporación de Mn se daría en los niveles más superficiales, mientras que la concentración de Fe aumenta gradualmente a profundidad. Por otra parte, las condiciones de acidez aumentan respecto a la profundidad, en la Formación Picacho (E2p) de MP06 a MP02 y en el depósito fluvio-lacustre (Qpl) de MP01 a MP05. Por último, el aumento de la conductividad con la profundidad sería causado por el aumento en los niveles de hierro y la incorporación de sales activas asociadas al flujo subterráneo (Cl, SO_4 , Na, entre otros) (Oswald-Spring, 2003).

Figura 17. Diagrama de análisis de correspondencia para la determinación de condiciones de ambiente



(a) Iones característicos de materia orgánica. (b) Condiciones fisicoquímicas que favorecen la presencia de Fe y relación con las concentraciones de Mn.

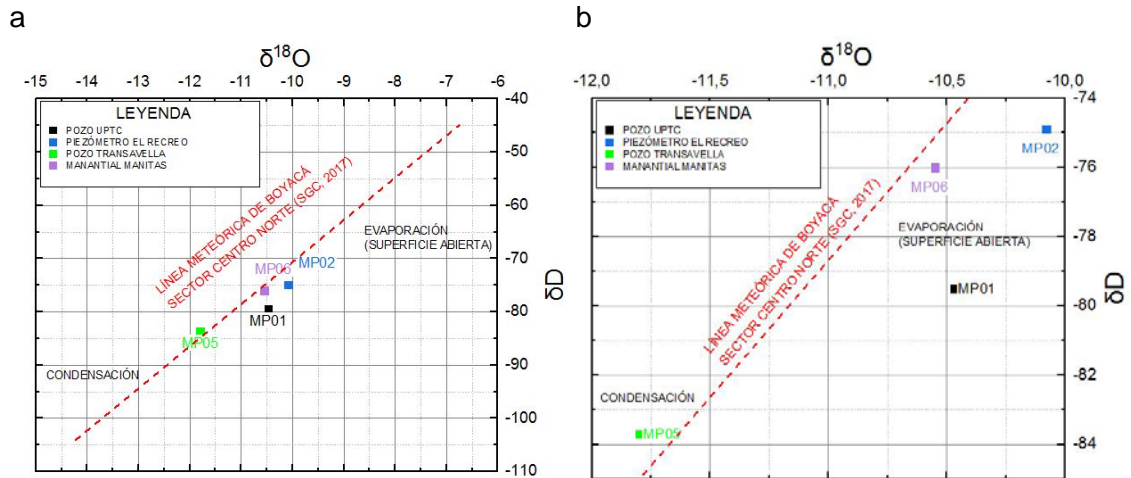
Fuente: Autores, 2018.

7.3. ANÁLISIS ISOTÓPICO

Las medidas con isótopos estables han sido aplicadas exitosamente en la resolución de distintos problemas en el campo de las ciencias de la tierra. En hidrología superficial y subterránea, se emplean tanto isótopos estables como inestables de distintos elementos químicos (H, C, N, O, S) como una herramienta para determinar el origen del agua, zonas de recarga, direcciones de flujo, mezclas entre fluidos e incorporación de contaminantes, de igual manera, los radios isotópicos pueden usarse como biomarcadores y son de gran utilidad en la datación de aguas (Sharp, 2007) (Vélez & Rhenals G., 2008).

Para la determinación del origen, zona de recarga y dirección del flujo del agua subterránea captada en el pozo UPTC, se analizó el contenido isotópico de D (^2H) y ^{18}O en las muestras MP01, MP02, MP05 y MP06 con el fin de comparar la firma isotópica de cada muestra con la línea meteórica de Boyacá, sector Centro Norte desarrollada por el Servicio Geológico Colombiano (Servicio Geológico Colombiano, 2017), (**Figuras 17a y b**).

Figura 18. Gráfico de contenido isotópico (^{18}O en función de D)



a) Perspectiva general. b) Perspectiva a detalle

Fuente: Autores, 2018.

La (Figura 17 a) indica que se presenta un mayor empobrecimiento en los contenidos de D y ^{18}O en las muestras del depósito fluvio-lacustre (Qpl) (MP05 < MP01), en comparación con las muestras tomadas en la Formación Picacho (E2p) (MP06 < MP02).

Con mayor grado de detalle (Figura 17 b), las muestras MP02 y MP06, de la Formación Picacho, presentan influencia de procesos de evaporación; asimismo, el contenido isotópico indica que la zona de recarga estaría cerca del lugar de toma de las muestras. En comparación, las muestras del depósito fluvio-lacustre registran tendencias disimiles en el fraccionamiento isotópico con respecto a la profundidad, la muestra MP01 presenta influencia de procesos de evaporación que serían consecuencia de la cercanía del nivel freático a superficie, por el contrario, la muestra MP05 presenta influencia de procesos de condensación de vapor de agua al interior del depósito que serían causados por las fluctuaciones de temperatura durante el día (Custodio & LLamas, 1976).

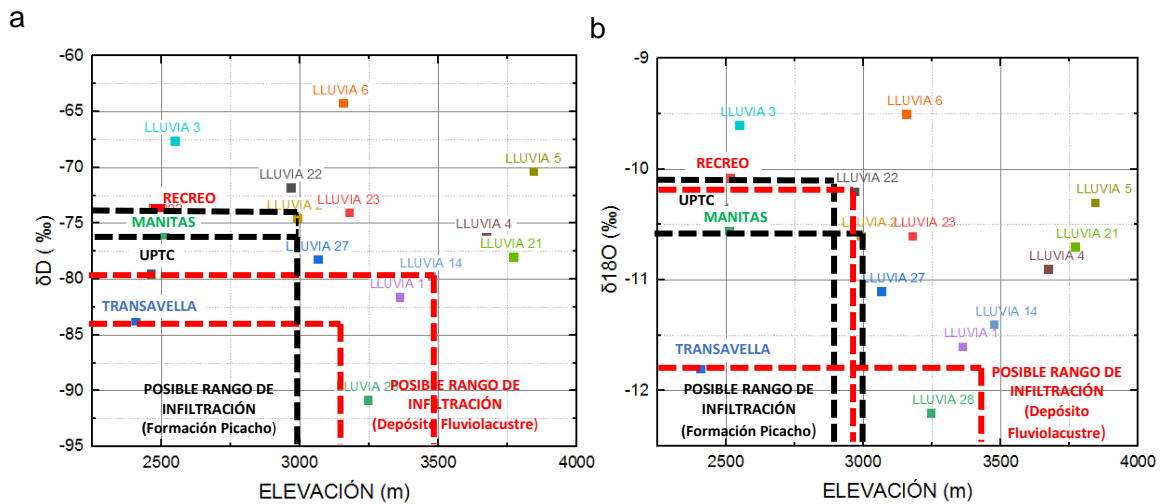
Adicionalmente, se elaboraron los gráficos contenido de D (Figura 18 a) y contenido de ^{18}O (Figura 18b) en función de la elevación de extracción de las muestras de estudio y una selección de muestras de agua meteórica tomadas por el SGC (Servicio Geológico Colombiano, 2017). El rango de la elevación más probable de infiltración de las muestras de estudio se presenta en la Tabla 9.

Tabla 9. Elevación de infiltración de las muestras de estudio.

Muestra	Rango de elevación de Infiltración
MP01	3000-3500
MP02	2700-3000
MP05	3200-3400
MP06	2800-3000

Fuente: Autores, 2018.

Figura 19. Gráfico de elevación en función de la composición Isotópica de las muestras de estudio y de agua meteórica.



a) Contenido de Deuterio. (b) Contenido de oxígeno 18.

Las líneas punteadas representan la similitud con los contenidos isotópicos de las muestras de agua meteórica. (Fm. Picacho en rojo y depósito fluvio-lacustre en negro)

Fuente: Autores, 2018.

El hecho de que las condiciones topográficas locales alcancen a lo sumo 2700 (m.s.n.m.), indican que las aguas subterráneas del depósito cuaternario han tenido una mayor trayectoria y un mayor fraccionamiento isotópico con respecto a las aguas provenientes de la Formación Picacho, además, esto confirma la interpretación expuesta durante el desarrollo de la **sección 7.2**, en lo referente al análisis de los parámetros fisicoquímicos.

7.4. SISTEMAS DE FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

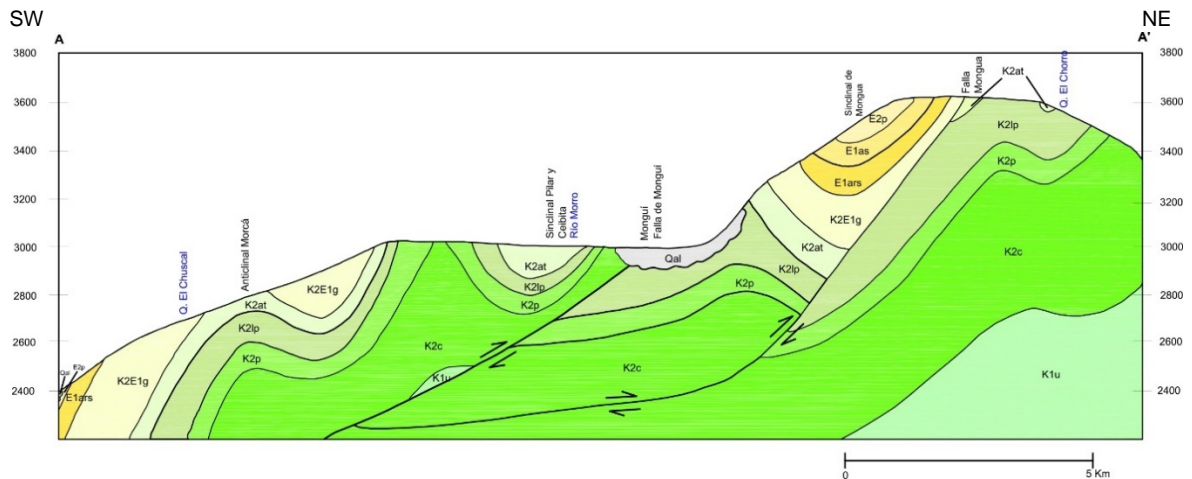
Los sistemas de flujo del agua subterránea de acuerdo con la distancia entre el área de recarga y descarga pueden clasificarse en locales, intermedios y regionales. Los

flujos locales tienen el área de recarga en un alto topográfico y el área de descarga en un bajo topográfico adyacente; los sistemas de flujo intermedios, no tienen las zonas de recarga y descarga adyacentes, ni tampoco ocupan elevaciones altas y bajas dentro de una misma cuenca, en su lugar, la separación entre las áreas ocurre entre uno o más niveles topográficos; en los sistemas de flujo regional, la zona de recarga se sitúa sobre la divisoria subterránea y la zona de descarga sobre las partes más bajas de la cuenca, generalmente este tipo de sistemas tienen longitudes superiores a los 50 Km. (Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible, 2014).

La definición del sistema de flujo del agua subterránea que capta el pozo UPTC, se apoyó en la interpretación de los análisis isotópicos e hidrogeoquímicos y en la elaboración de tres (3) cortes geológicos producto del empate de las planchas 172 y 192 del servicio geológico, a escala 1:100.000, y un corte de la geología local de Sogamoso a escala 1:25.000. (El trazo de los cortes se presenta en el **Anexo C**);

A escala regional, con dirección azimutal de 82°, (**Figura 19**), la infiltración del agua meteórica que alimentaría el recurso subterráneo al interior del depósito fluvio-lacustre, ocurriría sobre las formaciones Concentración (E2E3c), Picacho (E2p) y Areniscas de Socha (E1ars); asimismo, estructuras como el Anticlinical de Morcá, que se encuentran socavadas en niveles arenosos bastante permeables favorecerían la infiltración hacia profundidad; de igual manera, la Falla de Monguí podría generar un flujo por permeabilidad secundaria, puesto que ocasiona cabalgamiento del bloque occidental sobre el oriental.

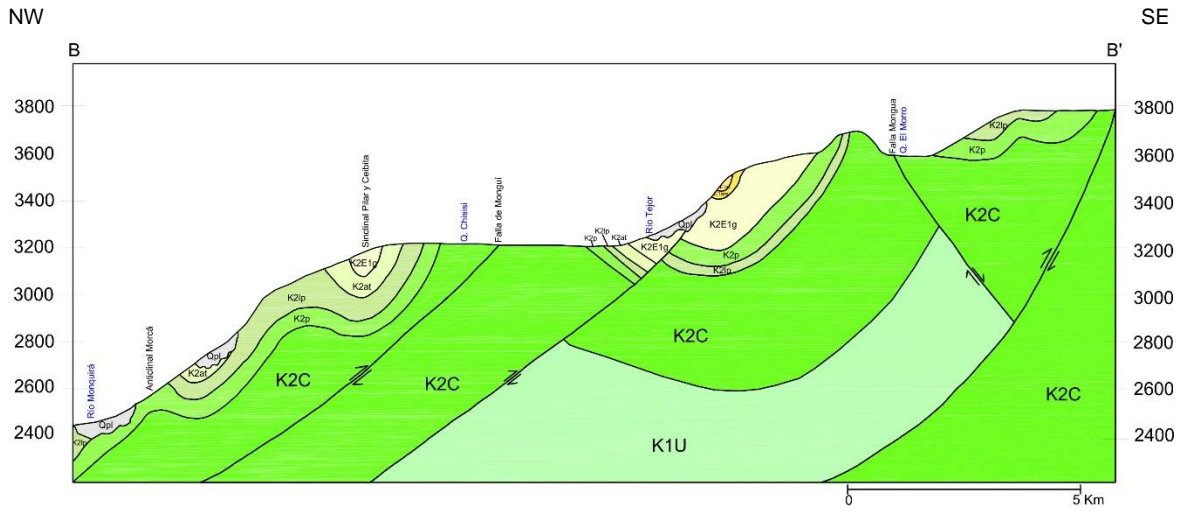
Figura 20. Corte geológico regional A-A'.



Fuente: Autores, 2018.

En dirección azimutal de 107°, la infiltración del agua meteórica ocurriría sobre la superficie del depósito fluvio-lacustre y sobre niveles permeables de la Formación Plaeners (K2p) debido a la presencia de estructuras como el Sinclinal de Pilar y Ceibita y el Anticlinical de Morcá.

Figura 21. Corte geológico regional B-B'



Fuente: Autores, 2018.

En dirección azimutal de 136° la infiltración del agua meteórica ocurriría sobre la superficie del depósito fluvio-lacustre (Qpl) y sobre los niveles permeables de las formaciones Concentración (E2E3c), Picacho (E2p) y Areniscas de Socha (E1ars), generado principalmente, por el control estructural ejercido por el Anticlinas de Morcá.

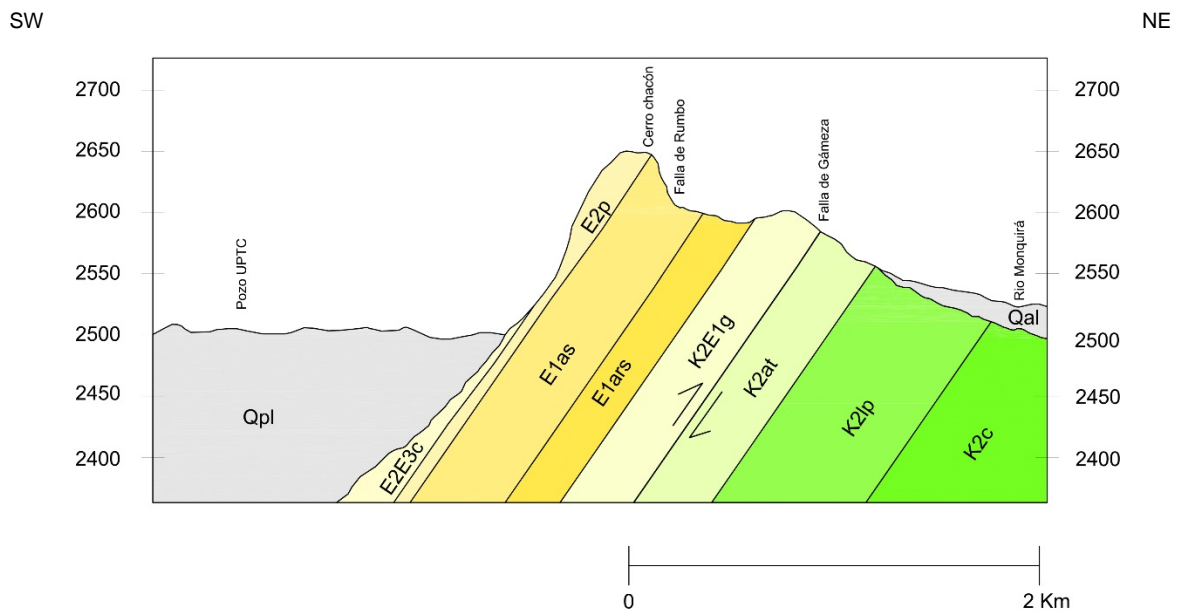
Figura 22. Corte geológico regional C-C'



Fuente: Autores, 2018.

Con un mayor grado de detalle (escala 1:25000), en la misma dirección del corte C-C' (**Figura 22**), es posible visualizar el control topográfico y geomorfológico ejercido por el Cerro Chacón; de esta manera, parte del agua meteórica se infiltraría sobre el costado oriental del cerro en los niveles permeables de las formaciones Concentración (E2E3c) y Picacho (E2p) y recargarían el recurso subterráneo del depósito cuaternario; adicionalmente, a profundidad, podría tener incidencia el efecto de permeabilidad secundaria generada por la acción de la Falla de Gámeza y pequeñas fallas de rumbo que dislocan la secuencia sedimentaria (E2E3c, E2p, E1as, E1ars y K2E1g). Asimismo, la escorrentía superficial sobre el costado occidental del cerro sería un factor adicional que incidiría en la recarga del depósito.

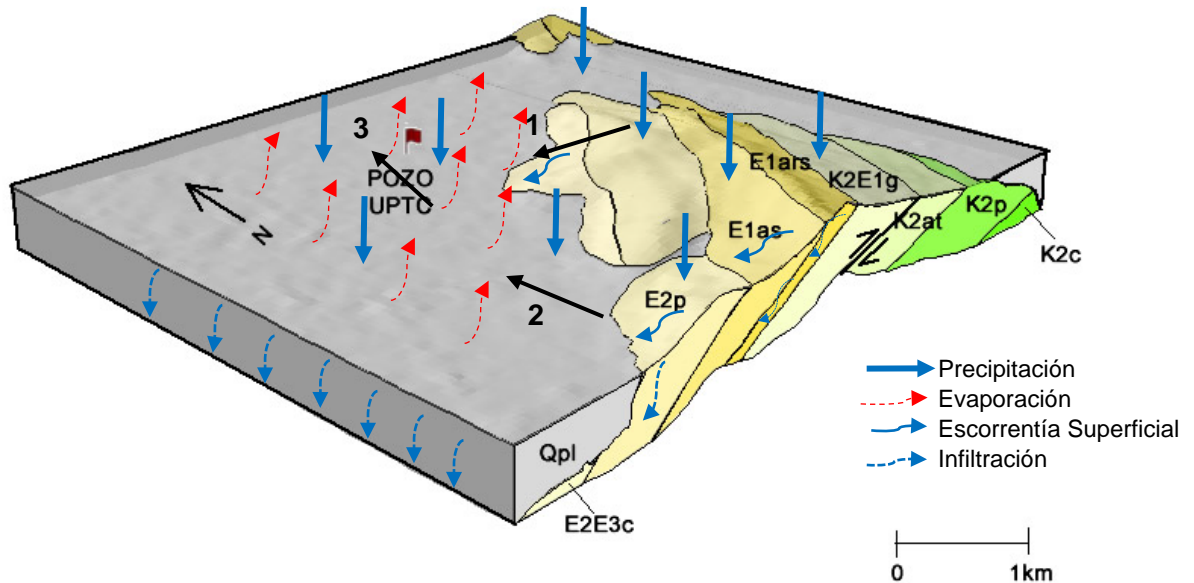
Figura 23. Corte geológico local D-D´



Fuente: Autores, 2018.

Producto de la recopilación de la información a escala 1:25.000 y los análisis hidrogeoquímicos e isotópicos, se generó un bloque diagrama en tres dimensiones que refleja la dinámica del flujo subterráneo. (**Figura 23**).

Figura 24. Bloque diagrama de la geología local, sector pozo UPTC.



Fuente: Autores, 2018.

En síntesis, se proponen 3 diferentes líneas de flujo locales, (1, 2 y 3), la primera en dirección NW, producto de la infiltración por capas permeables de las formaciones locales y el control estructural ejercido por fallas de rumbo y plegamientos; la segunda, producto de la escorrentía superficial que corre desde el cerro Chacón; y la tercera, producto del flujo al interior del depósito fluvio-lacustre, que acorde al análisis efectuado en los capítulos anteriores se dirige desde el pozo UPTC hacia el Pozo TransAvella. No obstante, es necesario realizar estudios complementarios para definir el flujo predominante al interior del depósito fluvio-lacustre.

Luego de determinar el sistema de flujo al interior del depósito, y con base a la integración de los análisis hidrogeoquímicos, se estableció que las elevadas concentraciones de Fe en el acuífero hacen parte del fondo hidrogeoquímico y pueden ser explicadas bajo dos hipótesis fundamentales: en primer lugar, el enriquecimiento de las aguas subterráneas en este elemento, sería producto de la acumulación de sedimentos ricos en Fe, provenientes de la denudación de la Formación Concentración; en segundo lugar, la disolución de iones ferrosos producto del lavado o “flushing” de la materia orgánica acumulada bajo las condiciones óxido reductoras características del depósito; estas dos condiciones podrían ocurrir a manera de eventos mutuamente excluyentes y no excluyentes entre sí.

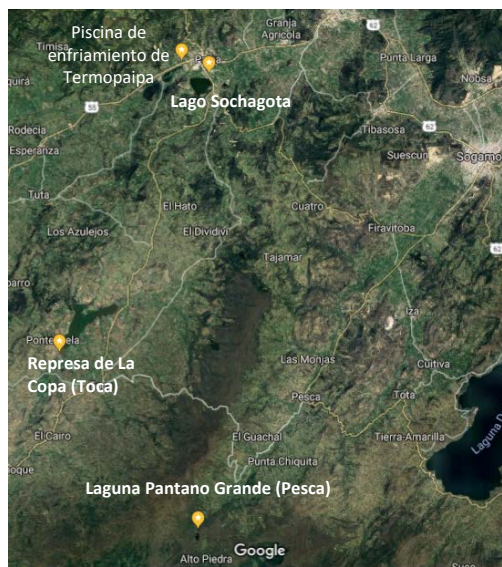
CAPITULO IV. BIORREMEDIACIÓN BACTERIANA

8. LOCALIZACIÓN Y MUESTREO DE MTB's

8.1.1. SELECCIÓN DE ZONAS PARA LA PROSPECCIÓN DE MTB's

Para la recolección de MTBs, acorde a lo reportado en trabajos de investigación de diferentes autores, se optó por cuerpos de agua dulce preferentemente de movimiento lento y sedimento arcilloso en el departamento de Boyacá. Con estas características, se seleccionaron la Laguna Pantano Grande en el municipio de Pesca, la Represa de La Copa en el municipio de Toca, el Lago Sochagota y la piscina de enfriamiento de Termopaipa en el municipio de Paipa (**Figura 24**). Debido a la capacidad de orientación con respecto al campo magnético terrestre, la ubicación de las MTB's está dada por la polaridad magnética dentro de las células (Guerrero & Berlanga, 2000), por ello, las MTB's con polaridad norte predominan hacia el hemisferio norte y viceversa; sin embargo, en zonas cercanas a la línea ecuatorial, el componente vertical del campo geomagnético tiende a cero y es horizontal, esto propicia la existencia de iguales números de bacterias en ambas polaridades y por ende acumulaciones hacia las regiones norte y sur de los sitios muestreados.

Figura 25. Mapa de recorrido campaña de muestreo de MTB's.



Fuente: Google Maps, 2018.

Tabla 10. Localización de muestras para la extracción de MTB's.

MUESTRA	LOCALIZACIÓN	COORDENADAS
MBPeN	Laguna Pantano Grande	X: 1105885
		Y: 1096908
		Z: 3247 m.s.n.m
MBPeS	Laguna Pantano Grande	X: 1105800
		Y: 1096423
		Z: 3246 m.s.n.m
MBToN	Represa de La Copa	X: 1098547
		Y: 1112485
		Z: 2677 m.s.n.m
MBToS	Represa de La Copa	X: 1096842
		Y: 1109840
		Z: 2684 m.s.n.m
MBSoN	Lago Sochagota	X: 1105813
		Y: 1129431
		Z: 2514 m.s.n.m
MBSoS	Lago Sochagota	X: 1106425
		Y: 1128088
		Z: 2519 m.s.n.m
MBTpN	Termopaipa	X: 1105039
		Y: 1130307
		Z: 2514 m.s.n.m
MBTpS	Termopaipa	X: 1104940
		Y: 1130060
		Z: 2513 m.s.n.m

Fuente: Autores, 2018.

8.2. PROCEDIMIENTO PARA LA TOMA DE MUESTRAS

La profundidad para la toma de muestras osciló entre 0.4 y 1.20 m dentro de la interfase agua-sedimento en la zona de transición óxico-anóxica (ZTOA) o zona microaerófila (**Figura 25**); para determinar la ubicación de esta zona se realizó la medición de oxígeno disuelto utilizando un oxímetro marca HANNA HI 9146, adicionalmente se efectuó la medición de parámetros fisicoquímicos (pH, conductividad eléctrica C.E. y potencial de óxido-reducción Eh) (**Figura 26**). La toma de muestras se llevó a cabo en recipientes de vidrio con tapa roscada, previamente esterilizados, con capacidad de almacenamiento de 750 mL, del volumen total se buscó que al menos el 75% fuese sedimento y el 25% restante agua.

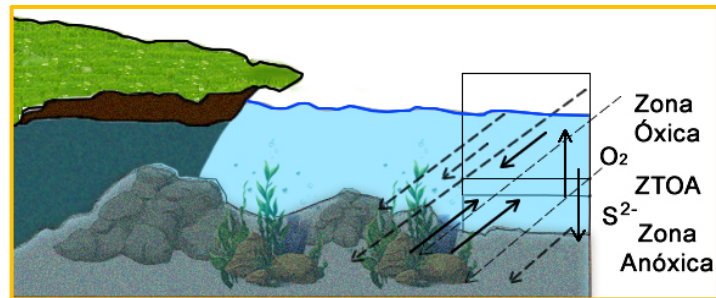
Tabla 11. Medición de parámetros fisicoquímicos en las muestras extraídas para prospección de bacterias.

MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	pH	Eh (mV)	OD (ppm)	CE (μScm^{-1})	T° (°C)
MBPeN	1.20	7,83	192	3,85	51,9	15,03
MBPeS	1.0	5,91	106	1,76	15,1	13,15
MBToN	0.40	6,50	96	3,22	81,1	21,96

MUESTRA	PROFUNDIDAD (m)	pH	Eh (mV)	OD (ppm)	CE (μScm^{-1})	T° (°C)
MBToS	0.50	6,46	45	0,48	115	21,6
MBSoN	1.10	9,57	84	8,89	3920	20,26
MBSoS	1.10	10,19	87	15	4070	23,4
MBTpN	0.40	6,99	100	0,28	155,5	26,3
MBTpS	0.40	7,6	97	0,04	202	27

Fuente: Autores, 2018.

Figura 26. Zona de transición óxico-anóxica (ZTOA): las MTB's se alinean con el campo geomagnético (líneas discontinuas), y nadan para alcanzar la concentración necesaria de oxígeno de la ZTOA (flechas inclinadas).



Fuente: Autores, 2018. Modificado de (Guerrero & Berlanga, 2000).

Figura 27. Toma de muestras Sector norte-Laguna Pantanogrande



Fuente: Autores, 2018.

8.3. PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS

Las muestras llevadas al laboratorio se almacenaron durante dos semanas a temperatura ambiente en condiciones de baja luminosidad, para ello, se optó por un

espacio oscuro y aislado de agentes contaminantes; de igual manera, los recipientes se envolvieron con una película de papel aluminio con el fin de eliminar la mayor cantidad posible de microorganismos dependientes de la luz solar (**Figura 27 a**), y se dejaron con la tapa entreabierta para reducir la cantidad de evaporación y permitir la formación de una zona microaerófila al interior del recipiente (**Figura 27 b**).

Figura 28. Procesamiento de las muestras para la prospección de MTB's

a



b



(a) Preparación. (b) Almacenamiento.

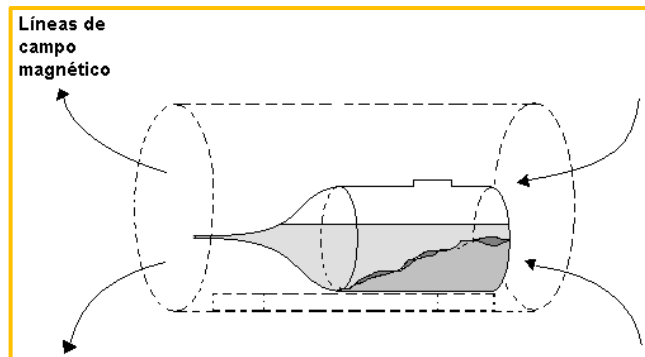
Fuente: Autores, 2018.

9. AISLAMIENTO DE MTB's

9.1. MÉTODO ELECTROMAGNÉTICO

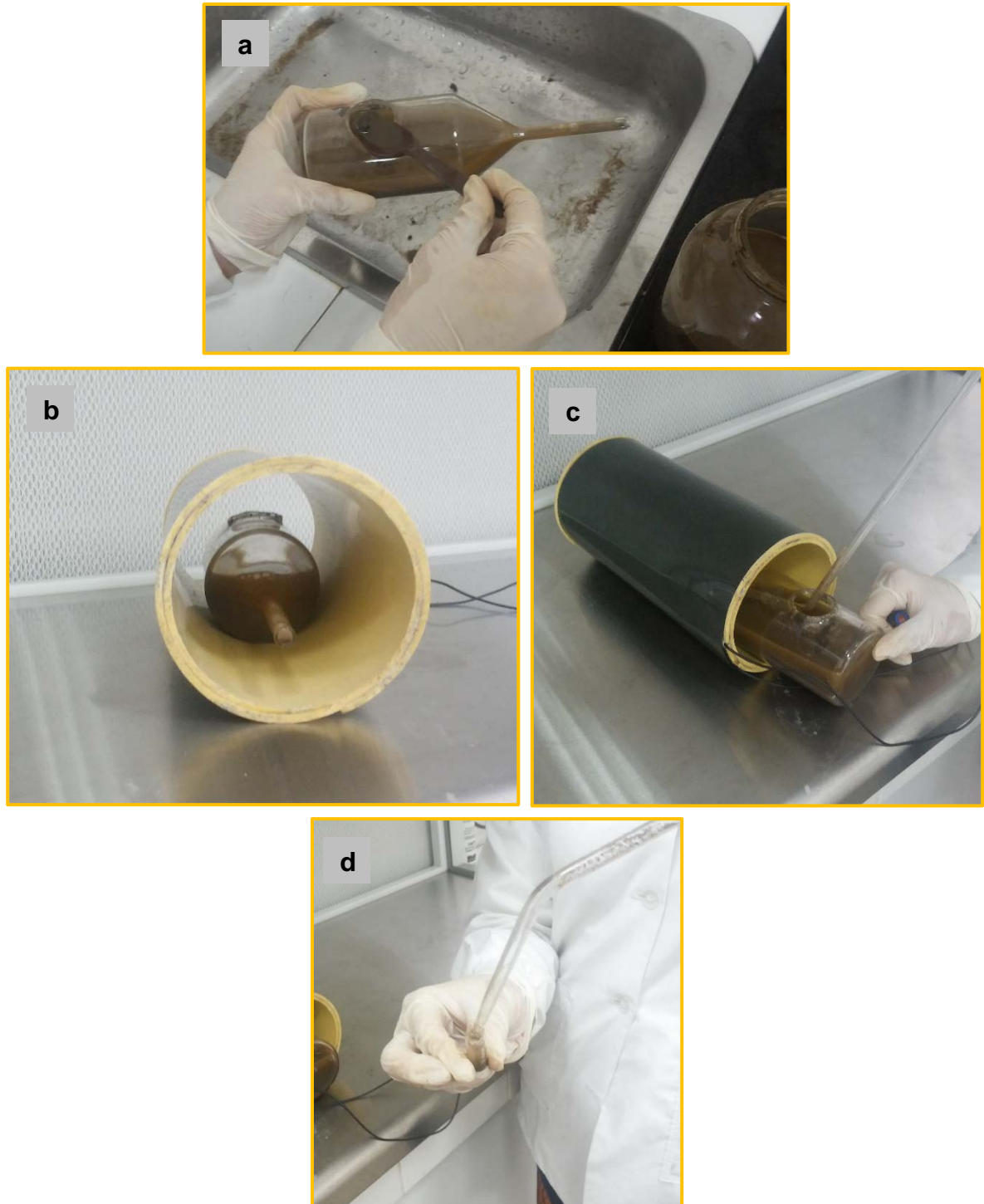
Este método de aislamiento se basa en la metodología propuesta por (Wajnberg, de Souza, de Barros, & Esquivel, 1986) y explicada por (Morillo L., Salazar V., Marquez Godoy, & Morales A., 2007) (**Figura 28**). Para el aislamiento se utilizó un contenedor de vidrio provisto de un capilar en uno de sus extremos y una abertura en la parte superior, se agregó un volumen de muestra de agua y sedimento que sobrepasara el nivel del capilar (**Figura 29 a**). Posteriormente, se introdujo el contenedor dentro de una bobina de armazón cilíndrica formada por alambre de cobre enrollado, con el fin de crear un campo magnético de aproximadamente 6 Gauss, la bobina se conectó a una fuente de alimentación aplicando una diferencia de potencial de 20 v DC (**Figura 29 b**); transcurridos 20 minutos, con una pipeta delgada se extrajeron 0.5mL de muestra contenida dentro del capilar (**Figura 29 c**) y se mantuvo en recipientes de vidrio (**Figura 29 d**), el proceso se repitió hasta lograr un volumen significativo de MTB's concentradas.

Figura 29. Montaje para el aislamiento de MTB's por el método electromagnético



Fuente: (Morillo L. et al., 2007).

Figura 30. Preparación de las muestras de MTB's para el método electromagnético de aislamiento.



(a) Introducción de la muestra en el recipiente de vidrio provisto de un capilar. (b) Inducción del campo electromagnético en la muestra. (c) Extracción de muestra del capilar con pipeta de vidrio delgada. (d). Almacenamiento de la fracción enriquecida en MTB's.

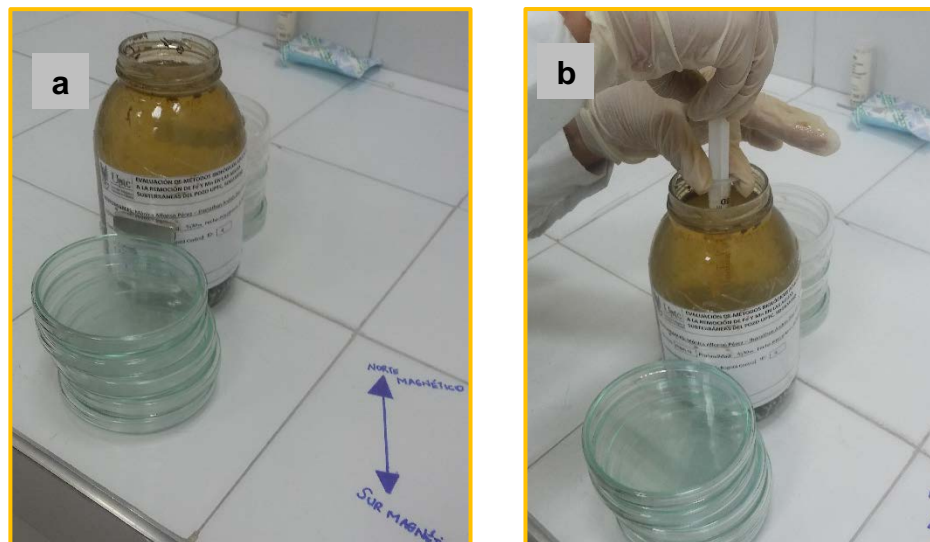
Fuente: Autores, 2018.

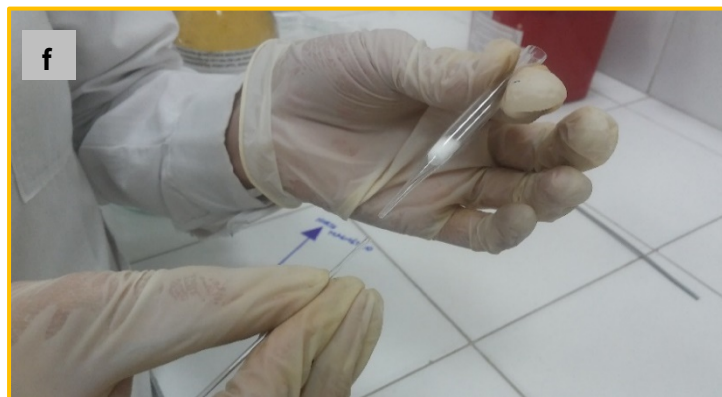
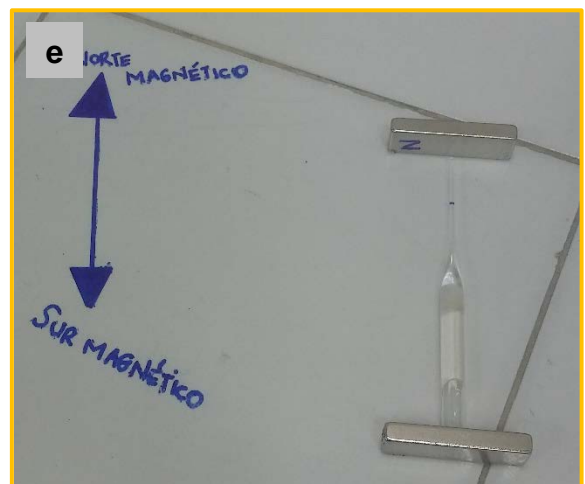
9.2. MÉTODO MAGNÉTICO

Este método de aislamiento se basa en la metodología propuesta por Wolfe, 1987 y explicada por (Oestreicher et al., 2012). Para el aislamiento se situaron dos imanes de barra a los costados del recipiente contenedor de la muestra por encima de la interfase sedimento-agua sin disturbar la capa de sedimento del fondo.

Los imanes se ubicaron de manera que los polos sur y norte se enfrentaran y formaran un campo magnético que atravesara el centro del recipiente (**Figura 30 a**). Se requirió de una hora para que las bacterias se movilizaran en dirección a los polos de los imanes, posteriormente se extrajo un volumen de 5 mL de muestra con una jeringa (**Figura 30 b**). La fracción de muestra extraída fue filtrada con papel filtro con apertura de 0.22 μm y se depositó en una pipeta Pasteur (PP) sellada en el extremo capilar (**Figura 30 c**). Posterior a ello, se introdujo dentro de la PP un fragmento de algodón estéril a 1 cm de la punta sellada, con el fin de retrasar el paso de contaminantes y otros microorganismos móviles (**Figura 30 d**). Luego, se llenaron PP con muestra de cada uno de los costados afectados por el campo magnético de los imanes (**Figura 30 e**), a pesar de que los cuerpos de agua seleccionados para el muestreo están ubicados sobre el hemisferio norte, también se encuentran cerca de la línea ecuatorial, por tanto, es posible la presencia de MTB's de ambas polaridades. Finalmente, se fragmentó la pipeta, de manera que se mantuviera el líquido enriquecido en bacterias (**Figura 30 f**).

Figura 31. Preparación de las muestras de MTB's para el método magnético de aislamiento.





- (a) Inducción magnética de la muestra. (b) Extracción de 5mL de muestra. (c) Llenado del capilar de la pipeta con agua filtrada de la muestra. (d) Introducción de algodón estéril y llenado de los costados sometidos al campo magnético. (e) Reinducción del campo magnético a la muestra dentro de la pipeta. (f) Ruptura de la pipeta con conservación del capilar.

Fuente: Autores, 2018.

9.3. OBSERVACIÓN DE MTB's

La observación de las MTB's se realizó a través de técnicas de caracterización microscópica para comprobar la respuesta magnética de los magnetosomas al ser expuestos a la aplicación de un campo magnético.

Para el análisis se utilizó una técnica análoga al método de la gota colgante, cuyo procedimiento se describe de la siguiente manera:

- Colocar un aro de goma sobre un portaobjetos
- Depositar una gota (10-20 μ L) de la muestra enriquecida con MTB's sobre un cubreobjetos (**Figura 31 a**), justo en el momento en que se deposita la gota, el cubreobjetos debe girarse 180° para ser situado sobre el aro de goma (**Figura 31 b**)
- Ubicar y enfocar uno de los bordes de la gota bajo el objetivo óptico a 50x (**Figura 31 c**)
- Situar el polo de un imán de neodimio correspondiente a la polaridad inversa de las bacterias
- Verificar la respuesta magnética de las bacterias (deben desplazarse hacia el borde de la gota donde se aplica el campo magnético y al invertir la polaridad del imán, deben desplazarse en sentido opuesto)

El diagrama de flujo del procedimiento descrito anteriormente se presenta en la **Figura 32**.

Figura 32. Procedimiento para la observación de MTB's a través de Microscopia óptica

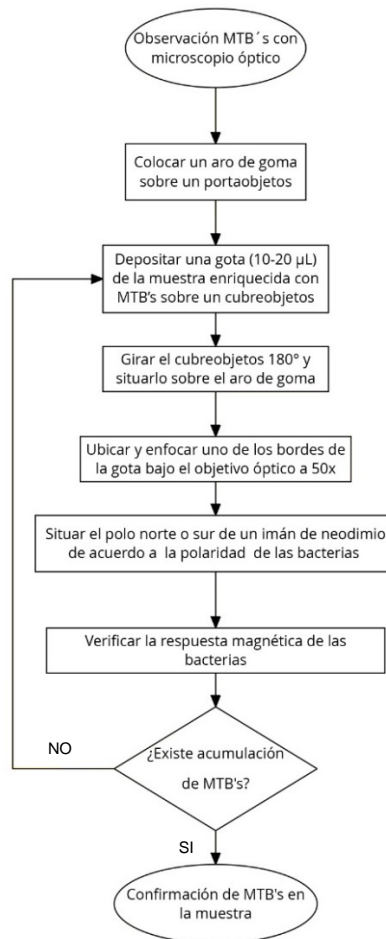




- a) Deposición de la gota con MTB's sobre el cubreobjetos. (b) Sobreposición del cubreobjetos sobre el portaobjetos. c). Observación de la muestra mediante Microscopía óptica

Fuente: Autores, 2018.

Figura 33. Diagrama de Procedimiento para la observación de MTB's mediante Microscopía óptica



Fuente: Autores, 2018.

De las 8 muestras extraídas, únicamente se encontraron bacterias con respuesta magnetotáctica en la muestra MBPeN (**Figura 34**), esto se debería a que el lugar donde está localizada la muestra (Laguna Pantano Grande) corresponde a un ambiente de régimen hídrico tranquilo, con poca intervención antrópica y gran acumulación de materia orgánica que favorece la formación de condiciones reductoras a profundidad.

Diferentes estudios realizados con MTB's, clasifican este grupo de bacterias dentro de la categoría Gram negativas, esta clasificación constituye un criterio adicional que puede ser utilizado para la distinción de MTB's respecto a otros grupos de microorganismos.

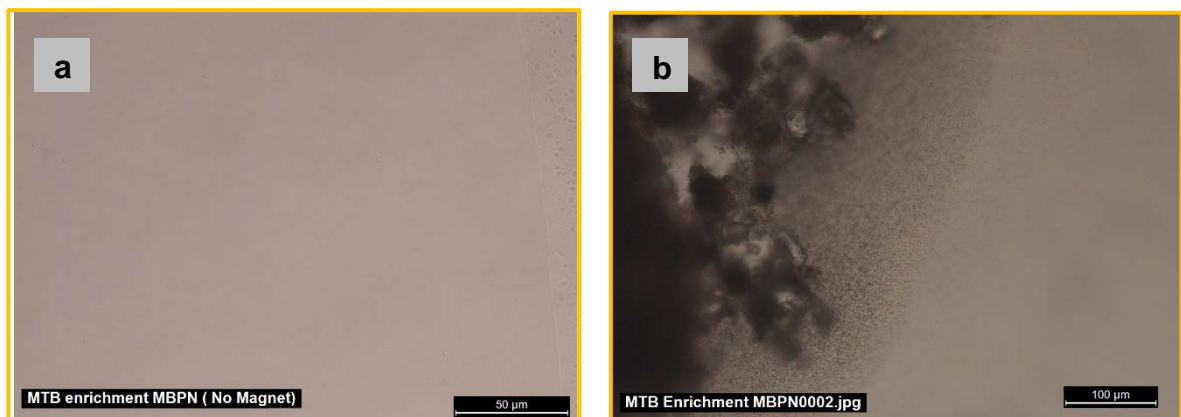
En consecuencia, se realizó la tinción de Gram en las muestras MBPeN (**Figura 33**) a partir de la cual, se identificaron bacterias de formas cocoidal y bacilar (**Figura 35**), posiblemente magnetococos y magnetobacilos.

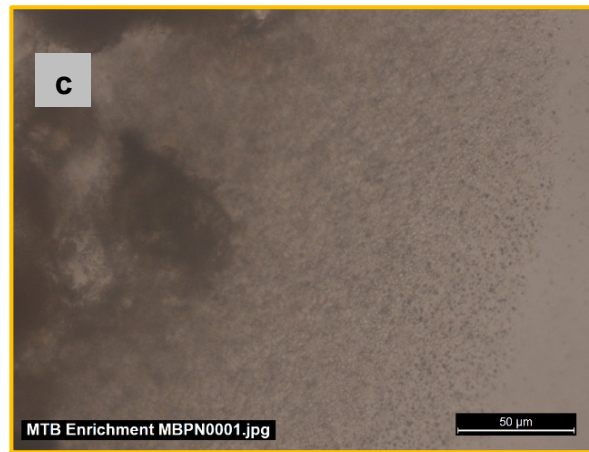
Figura 34. Placas ensayadas para la tinción de Gram



Fuente: Autores, 2018.

Figura 35. Muestra enriquecida en MTB's (observada en microscopio óptico)

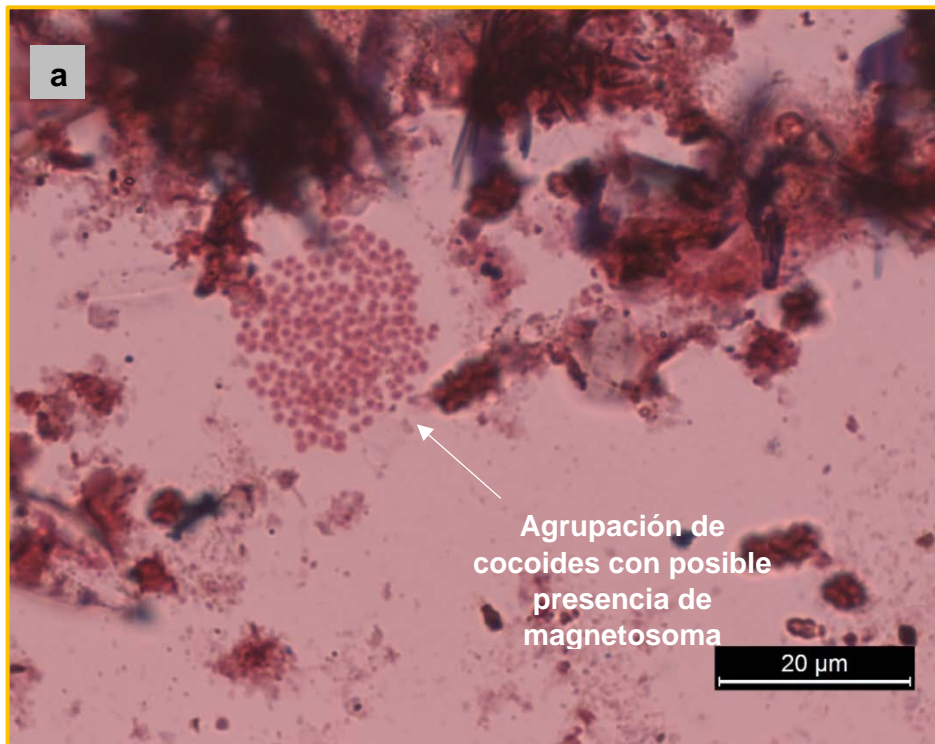


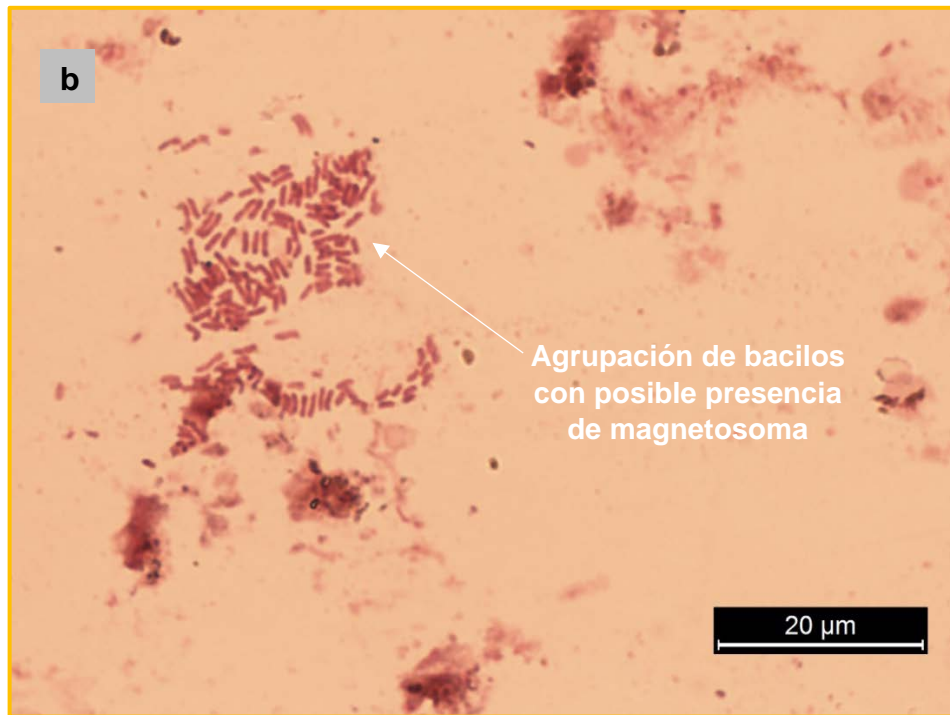


- a) Sin aplicación de campo magnético (50x). b) MTB's enriquecida después de 20 segundos (40x)
c) MTB's enriquecida después de 60 segundos (50x).

Fuente: Autores, 2018

Figura 36. Muestras de bacterias posterior a la tinción de Gram





a) Agrupación de Magnetococos (100x). b) Agrupación de Magnetobacilos (100x).

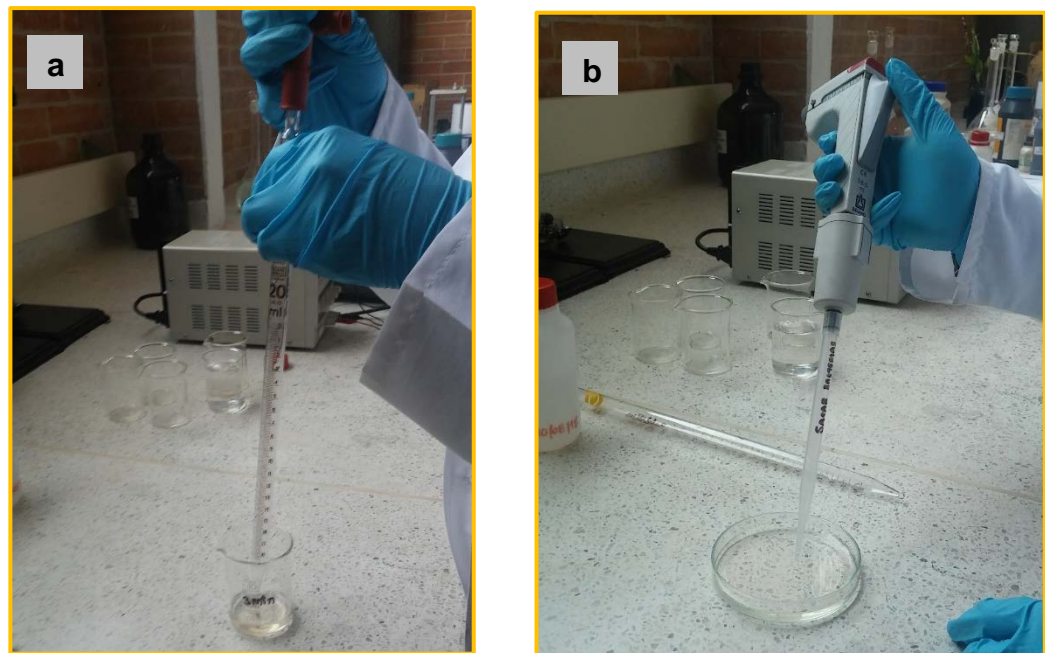
Fuente: Autores, 2018

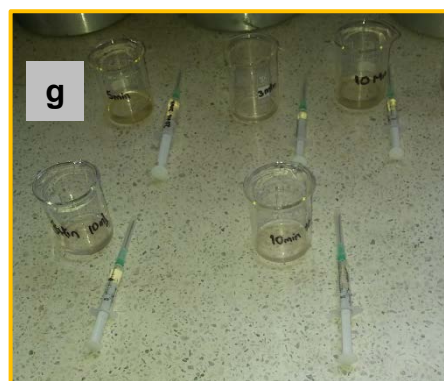
10. INTERACCIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DEL POZO UPTC CON MUESTRAS ENRIQUECIDAS EN MTB'S

Ante las elevadas concentraciones de Fe y Mn en las aguas subterráneas del pozo UPTC se planteó un método de remoción basado en el aprovechamiento de los procesos de biomineralización de magnetosomas en las MTB's. El procedimiento experimental se ejecutó a escala de laboratorio con el control de las variables: volumen de muestra del agua subterránea y tiempo de interacción de las bacterias en la muestra, por el contrario, se mantuvieron constantes la temperatura de la interacción (condiciones ambientales 18°C) y el pH de la muestra del pozo.

La interacción se realizó de la siguiente manera: en primer lugar, se efectuó el análisis de las concentraciones iniciales de Fe y Mn en la muestra de agua subterránea; posteriormente, se realizó el enriquecimiento de MTB's mediante la aplicación del método electromagnético descrito en la **sección 9.1**; de la muestra enriquecida con MTB's se extraen 1.5 mL que posteriormente se agregan a una muestra de agua del pozo (10 o 20 mL) (**Figura 36 b y c**); luego, se cronometró el tiempo de la interacción para 3 min, 5 min y 10 min (**Figura 36 d**); después, se aislaron las bacterias introducidas en la muestra con inducción electromagnética; y finalmente, se realizó el análisis de la concentración final del agua del pozo luego de la interacción (**Figura 36 e y f**). El diagrama de flujo del procedimiento descrito anteriormente se presenta en la **Figura 37**.

Figura 37. Procedimiento de interacción de las muestras de agua del pozo con MTB's





- a) Extracción de 10 o 20mL de agua del pozo. b) Extracción de 1.5 mL de c) Inoculación de MTB's en la muestra de agua subterránea. d) Monitoreo del tiempo de interacción. e) Extracción de muestra posterior a la interacción. f) Análisis de la concentración final mediante Cromatografía Iónica) g) Muestras ensayadas.

Fuente: Autores, 2018

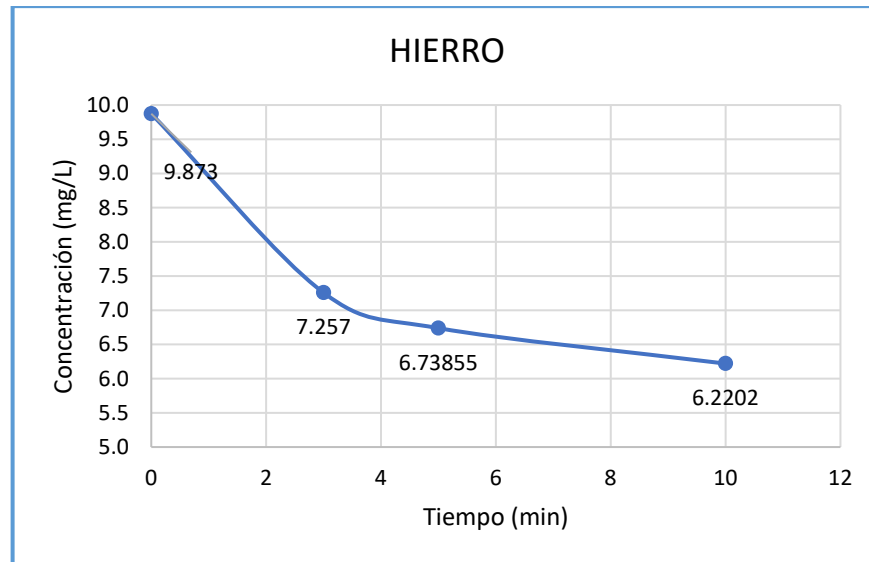
Figura 38. Diagrama de Procedimiento para la interacción de las muestras de agua subterránea con las MTB's.



Fuente: Autores, 2018

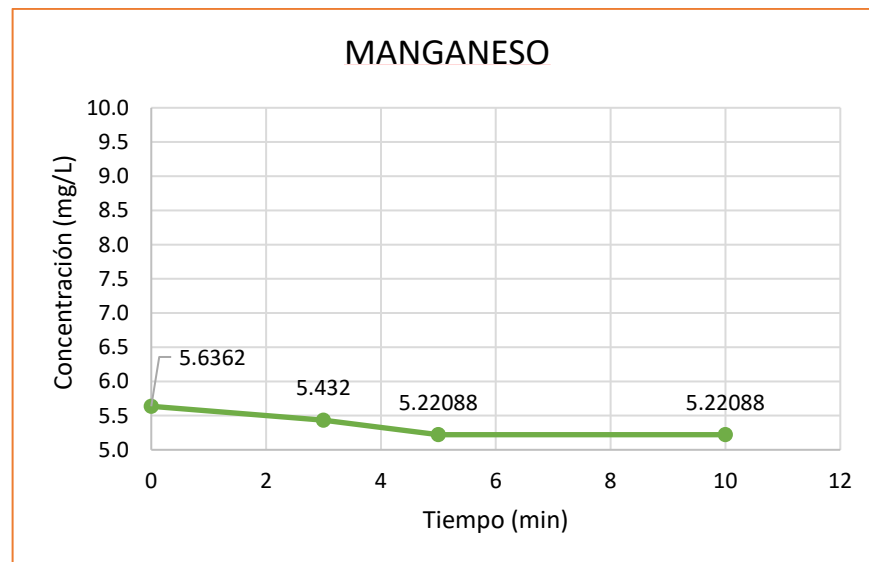
Los resultados de la remoción de Fe y Mn en 10 mL de muestra de agua del pozo se presentan en la **Figura 38 y Figura 39**, respectivamente. La tasa de remoción, luego de suprimir el efecto de la dilución de la solución, para el hierro fue de 36.99% y para el Mn de 7.37%; el resultado se considera favorable puesto que se utilizó un volumen reducido con MTB's.

Figura 39. Curva de remoción de hierro en 10 mL de muestra



Fuente: Autores, 2018

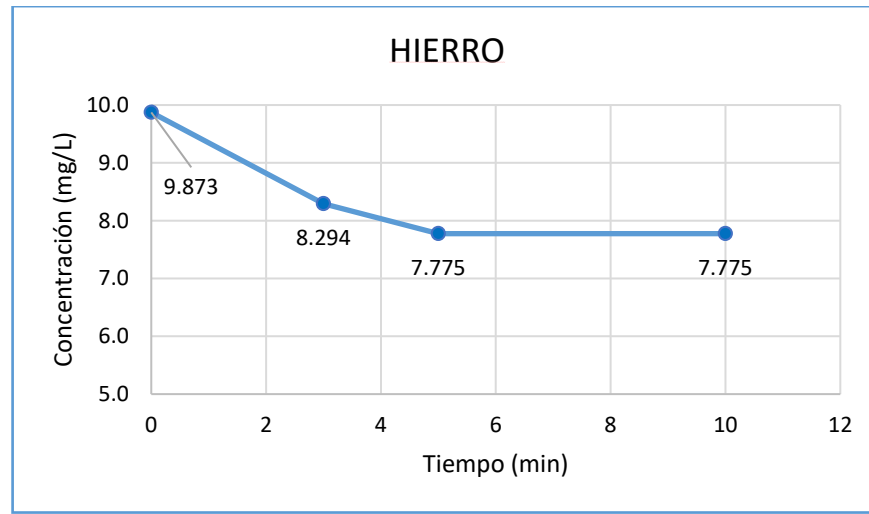
Figura 40. Curva de remoción de manganeso en 10 mL de muestra



Fuente: Autores, 2018

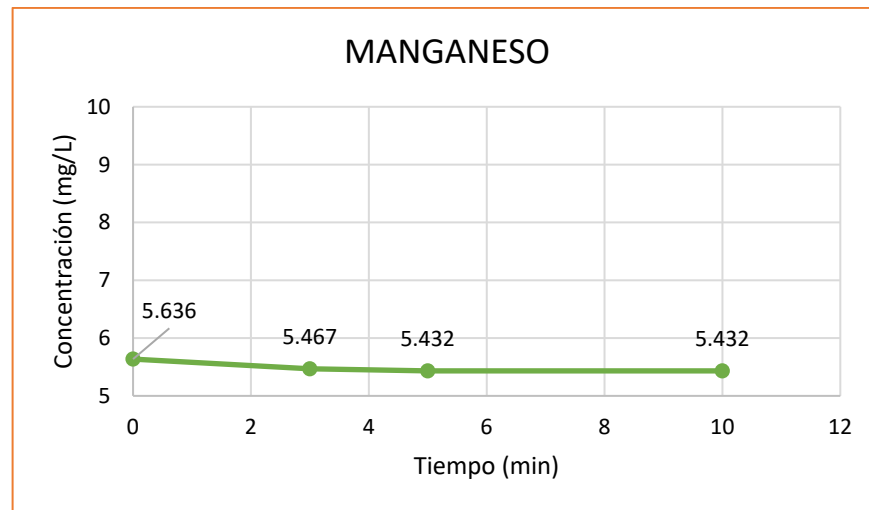
Los resultados de la remoción de Fe y Mn en 20 mL de muestra de agua del pozo se presentan en la **Figura 40** y **Figura 41**, respectivamente. La tasa de remoción, luego de suprimir el efecto de la dilución de la solución, para el hierro fue de 21.24% y para el Mn de 3.62%.

Figura 41. Curva de remoción de hierro en 20 mL de muestra



Fuente: Autores, 2018

Figura 42. Curva de remoción de manganeso en 20 mL de muestra.



Fuente: Autores, 2018

Posterior a la interacción de las bacterias en las muestras de agua del pozo UPTC, se logró una tasa de remoción promedio de 29.12% y 5.47% para Fe y Mn, respectivamente. Además se identificó que a mayor volumen de muestra la remoción decae, posiblemente se deba a una menor cantidad de bacterias inoculadas. Esto permite inferir que las MTB's disponen preferencialmente de los iones Fe^{+2} en comparación con los iones Mn^{+2} . Asimismo la tendencia en ambos volúmenes resulta en la estabilización de la remoción después de los 5 min de interacción, a su vez, es posible afirmar que la remoción ocurre en mayor proporción

en los estados iniciales de la prueba. No obstante, el resultado obtenido se considera favorable ante el volumen reducido de MTB's utilizado.

CONCLUSIONES

- El análisis de la evolución hidrogeoquímica del agua subterránea del pozo UPTC realizado a través de la implementación de técnicas estadísticas multivariantes en conjunto con criterios hidrogeoquímicos tradicionales (Piper, Schoeller-Berkaloff, Stiff), permitió definir facies hidroquímicas propias para la Formación Picacho y el depósito fluvio-lacustre. De esta manera, se identificaron como componentes químicos naturales los iones de Mg, K, SO₄ y Cl en la Formación Picacho, y los iones de Ca, Mg, Na, HCO₃, Cl, Fe y Mn en el depósito fluvio-lacustre; asimismo se identificaron los iones de NO₃, NO₂ y PO₄ como componentes exógenos a la dinámica del flujo subterráneo.
- El control del contenido iónico al interior del depósito fluvio-lacustre estaría determinado por procesos físicos asociados a la evaporación y condensación de vapor de agua al interior del acuífero; y a su vez, procesos químicos de óxido-reducción de componentes orgánicos, reacciones de intercambio iónico en arcillas, y disolución de algunos componentes minerales y sustancias de carácter antropogénico.
- Con base en la interpretación de los análisis isotópicos, relaciones entre componentes iónicos y la construcción del modelo de flujo local, se determinó que la trayectoria del agua subterránea al interior del depósito fluvio-lacustre obedece a un sistema de flujo local a intermedio, donde las aguas del pozo UPTC presentan menor recorrido (y/o tiempo de residencia) y evolución hidrogeoquímica, respecto a las aguas del Pozo TransAvella. Asimismo, la dinámica del flujo subterráneo probablemente esté influenciado por el control estructural ejercido por plegamientos y fallas locales que favorecerían la incorporación de agua, proveniente de otras formaciones geológicas, al interior del depósito.
- La implementación de los métodos de aislamiento de microorganismos sintetizadores de hierro permitió establecer un mayor grado de efectividad del método electromagnético en la obtención de muestras enriquecidas con MTB's; probablemente, sea una respuesta a la inducción de un campo magnético de mayor magnitud y flujo con respecto al campo ejercido por el imán de neodimio.

- La caracterización realizada mediante microscopía óptica de láminas portaobjetos permitió verificar de manera directa la respuesta magnética de las MTB's, asimismo, mediante la técnica de tinción de Gram se comprobó que estos microorganismos son de tipo Gram negativos con morfologías bacilar y cocoidal, posiblemente magnetobacilos y magnetococos, respectivamente.
- El proceso de inoculación e interacción de muestras enriquecidas con MTB's en muestras de agua del pozo UPTC permitió la remoción de Fe y Mn en un promedio de 29.12% y 5.47%, respectivamente. La mayor eficiencia en la remoción ocurre en los estados iniciales de la interacción y tiende a estabilizarse en función del tiempo; no obstante, al incrementar el volumen de muestra a tratar, se presenta un ligero declive en la absorción de estos metales.

RECOMENDACIONES

Respecto al análisis hidrogeoquímico, se recomienda desarrollar un estudio de electro-facies para verificar los rangos de resistividad de las unidades litoestratigráficas identificadas mediante la tomografía eléctrica. Además, ampliar el número de puntos de muestreo para incluir dentro del análisis un mayor volumen de datos, y de esta manera, verificar las asociaciones y tendencias establecidas en la evolución hidrogeoquímica el interior del acuífero. Igualmente, análisis de los contenidos de Tritio de las aguas subterráneas para determinar la posible edad. Adicionalmente, efectuar el análisis a mayor escala para confirmar los canales de infiltración.

Respecto al origen del enriquecimiento de Fe en el depósito fluvio-lacustre, se recomienda la implementación de una perforación con recuperación de testigos dentro del depósito, para realizar ensayos con técnicas analíticas que permitan determinar el origen del hierro.

Respecto al método de biorremediación con bacterias magnetotácticas, se recomienda: realizar un método de cultivo controlado para aumentar la cantidad de bacterias al momento de la inoculación y por lo tanto, ensayar el método de remoción en mayores cantidades de agua. Asimismo, es propicio cuantificar las concentraciones de otros metales posterior al proceso de interacción.

BIBLIOGRAFÍA

- Alphandéry, E., Guyot, F., & Chebbi, I. (2012). Preparation of chains of magnetosomes, isolated from *Magnetospirillum magneticum* strain AMB-1 magnetotactic bacteria, yielding efficient treatment of tumors using magnetic hyperthermia. *International Journal of Pharmaceutics*, 434(1–2), 444–452. <http://doi.org/10.1016/j.ijpharm.2012.06.015>
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition* (2nd ed.). Amsterdam: A.A. BALKEMA publishers.
- Arakaki, A., Masuda, F., Amemiya, Y., Tanaka, T., & Matsunaga, T. (2010). Control of the morphology and size of magnetite particles with peptides mimicking the Mms6 protein from magnetotactic bacteria. *Journal of Colloid And Interface Science*, 343(1), 65–70. <http://doi.org/10.1016/j.jcis.2009.11.043>
- Arató, B., Szányi, Z., Flies, C., Schüler, D., Frankel, R. B., Buseck, P. R., & Pósfai, M. (2005). Crystal-size and shape distributions of magnetite from uncultured magnetotactic bacteria as a potential biomarker. *American Mineralogist*, 90(8–9), 1233–1241. <http://doi.org/10.2138/am.2005.1778>
- Araujo, A. C. V., Abreu, F., Silva, K. T., Bazylinski, D. A., & Lins, U. (2015). *Magnetotactic bacteria as potential sources of bioproducts. Marine Drugs* (Vol. 13). <http://doi.org/10.3390/md13010389>
- Arrieta, M., Valencia, Y., & Echeverri, O. (2012). Aplicación de la biomineralización en suelos de la ciudad de Medellín para mitigar procesos erosivos. *Boletín Ciencias de La Tierra*, (32), 35–46.
- Balkwill, D. L; Maratea, D; Blakemore, R. P. (1980). Ultrastructure of a magnetotactic spirillum. *J. Bacteriol*, 141, 1399–1408.
- Bazylinski, D. A; Garratt-Reed, A. J; Frankel, R. B. (1994). Electron microscopic studies of magnetosomes in magnetotactic bacteria. *Microsc*, 27, 389–401.
- Bazylinski, D. A. (1995). Structure and function of the bacterial magnetosome. *ASM News*, 61, 337–343.
- Bazylinski, D. a, Frankel, R. B., Heywood, B. R., Mann, S., King, J. W., Donaghay, P. L., & Hanson, a K. (1995). Controlled Biomineralization of Magnetite (Fe₃O₄) and Greigite (Fe₃SO₄) in a Magnetotactic Bacterium. *Applied and*

Environmental Microbiology, 61(9), 3232–3239. <http://doi.org/10.1007/s11051-014-2856-6>

- Bedmar, F., Gianelli, V., Angelini, ;, & Viglianchino, L. (2015). Riesgo de contaminación del agua subterránea con plaguicidas en la cuenca del arroyo El Cardalito, Argentina., 41, 13.
- Belmonte, F., Romero, A., Sarría, F. a, Moreno, J., & Rojo, S. (2010). Afección de suelos agrícolas por metales pesados en áreas limítrofes a explotaciones mineras del sureste de España. *Papeles de Geografía*, 21, 45–54.
- Blakemore, R. P. (1975a). Magnetotactic bacteria. *Annual Review of Microbiology*, 36, 377–379. <http://doi.org/10.1146/annurev.mi.36.100182.001245>
- Blakemore, R. P. (1975b). Magnetotactic bacteria. *Science*, 190(4212), 377–379. <http://doi.org/10.1146/annurev.mi.36.100182.001245>
- Brownlow, A. H. (1996). *Geochemistry*. Prentice Hall. Retrieved from <https://books.google.com.co/books?id=k20SAQAAIAAJ>
- Buchler ER; Wasilewski, P. (1985). Magnetic remanence in bats.
- Buskirk, R; O'Brien, W. (1985). Magnetic remanence and response to magnetic fields in crustacea, 365–384.
- Calugay, R. J; Miyashita, H; Okamura, Y; Matsunaga, T. (2003). Siderophore production by the magnetic bacterium magnetospirillum magenicum AMB-1 FEMS. *Microbiol. Lett*, 218, 371–375.
- Chakraborty, A. (1999). Kinetics of the reduction of hematite to magnetite near its Curie transition. *Journal of Magnetism and Magnetic Materials*, 204(1), 57–60. [http://doi.org/10.1016/S0304-8853\(99\)00163-8](http://doi.org/10.1016/S0304-8853(99)00163-8)
- Chaparro Giraldo, A., Cardona Alzate, C. A., Carlos Eduardo Orrego Alzate, Yepes Rodríguez, F. C., Serna Cock, L., & Ospina Sánchez, S. A. (2013). *Biotecnología*. Retrieved from <http://www.um.edu.uy/docs/revistabiomedicina/2-3/modelo.pdf>
- Chen, C., Chen, L., Yi, Y., Chen, C., Wu, L. F., & Song, T. (2016). Killing of *Staphylococcus aureus* via magnetic hyperthermia mediated by magnetotactic bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 82(7), 2219–2226. <http://doi.org/10.1128/AEM.04103-15>
- Custodio, E., & LLamas, M. R. (1976). *Hidrología Subterránea*. (Editorial Omega, Ed.).
- Davis, S. N., & DeWiest, R. J. M. (1966). *Hydrogeology*. John Wiley & Sons.
- De la Fuente Fernandez, S. (2011). Análisis de Correspondencias Simples y Multiples. *Fac. Ciencias Económicas y Empresariales*, 58.

- Diaz-Ricci, J. C; Kirschvink, J. L. (1992). Magnetic domain state and coercivity predictions for biogenic greigite (Fe₃S₄): A comparison of theory with magnetosome observations. *J. Geophys.*, 97, 17309–17315.
- Díaz, S., García, M. T., & Martín-González, A. (2014). Aprendiendo metabolismo microbiano en una EDAR (Estación Depuradora de Aguas Residuales), 7(1), 15–32.
- Diez, A. G., & Fernández-gubieda, M. L. (2014). Aplicaciones de nanoparticulas de magnetita de origen bacteriano.
- Domenico, P. A. (1972). *Concepts and models in groundwater hydrology*. McGrawHill, New York.
- Dong, H., Fredrickson, J. K., Kennedy, D. W., Zachara, J. M., Kukkadapu, R. K., & Onstott, T. C. (2000). Mineral transformations associated with the microbial reduction of magnetite. *Chemical Geology*, 169(3), 299–318.
[http://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00210-2](http://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00210-2)
- Dubinchuk, V., Fr, K., & Gonfiantini, R. (1989). Hidrología isotópica, un medio para investigar la contaminación de las aguas subterráneas.
- Ed. by Kirschvink, J.L., Jones, D.S. & McFadden, B. J. (1985). Magnetite Biomineralization and Magnetoreception in Organisms. *Plenum Press: New York.*, 5, 611–622. <http://doi.org/10.1007/978-1-4613-0313-8>
- Edwards, K. J., Simmons, S. L., Sievert, S. M., Frankel, R. B., Bazylinski, D. A., & Edwards, K. J. (2004). Spatiotemporal Distribution of Marine Magnetotactic Bacteria in a Seasonally Stratified Coastal Salt Pond Spatiotemporal Distribution of Marine Magnetotactic Bacteria in a Seasonally Stratified Coastal Salt Pond †. *Applied and Environmental Microbiology*, 6230–6239.
<http://doi.org/10.1128/AEM.70.10.6230>
- Environmental Protection Agency (EPA). (2000). *Introducción a la Ley de Agua*. *Watershed Academy Web*. Retrieved from http://cfpub.epa.gov/watertrain/pdf/modules/Introduccion_a_la_Ley_de_Aqua_Limpia.pdf
- Esquivel, D.M., Lins De Barros, H.G.P. and Farina, M. (1983). Magnetotactic microorganisms in the Rio de Janeiro region | [MICROORGANISMES MAGNETOTACTIQUES DE LA REGION DE RIO DE JANEIRO]. *Biology of the Cell*, 47(2), 227–233.
- Faivre, D., Menguy, N., Pósfai, M., & Schüller, D. (2008). Environmental parameters affect the physical properties of fast-growing magnetosomes. *American Mineralogist*, 93(2–3), 463–469.
<http://doi.org/10.2138/am.2008.2678>
- FAO. (1996). *Control of water pollution from agriculture*. *FAO IRRIGATION AND*

- DRAINAGE PAPER* (Vol. 55). Burglinton, Canada. Retrieved from <ftp://ftp.fao.org/agl/aglw/docs/idp55e.pdf>
- Fatta, D., Papadopoulos, A., & Loizidou, M. (1999). A study on the landfill leachate and its impact on the groundwater quality of the greater area. *Environmental Geochemistry and Health*, 21(2), 175–190. <http://doi.org/10.1023/A:1006613530137>
- Fernández, D. A. (2015). *Procesos Hidrogeoquímicos en el Acuífero de Balanegra (SE, España)*. Universidad de Chile. Retrieved from <http://repositorio.uchile.cl/bitstream/handle/2250/134911/Procesos-hidrogeoquimicos-en-el-acuifero-de-Balanegra-%28SE-España%29.pdf?sequence=1>
- Fernández, M. (2011). Contaminación por fósforo procedente de la fertilización orgánica de suelos agrícolas. *Gestión de Residuos Orgánicos de Uso Agrícola*, (January 2011), 25–31.
- Foster, Stephen; Hirata, Ricardo; Gomes, Daniel; D'Elia, Monica; Paris, M. (2002). *PROTECCIÓN DE LA CALIDAD del agua subterránea*. Retrieved from http://siteresources.worldbank.org/INTWRD/Resources/336486-1175813625542/Sp_Groundwaterquality_web.pdf
- Foster, S., Garduño, H., Tuinhof, A., & Kemper, K. (2006). *Recarga del Agua Subterránea con Aguas Residuales Urbanas evaluación y manejo de los riesgos y beneficios*. Washington D.C. Retrieved from www.worldbank.org/gwmate
- Freeze, A., & Cherry, J. (1979). *Groundwater*. (Prentice Hall, Ed.). Michigan.
- Fyfe, W. S. (1981). *Introducción a la Geoquímica*. (Reverte, Ed.). Barcelona.
- Gadd, G. M. (2000). Bioremedial potential of microbial mechanisms, 271–279.
- Gadd, G. M. (2010). Metals, minerals and microbes: Geomicrobiology and bioremediation. *Microbiology*, 156(3), 609–643. <http://doi.org/10.1099/mic.0.037143-0>
- Gal, E., & Baena, A. R. (2008). Contaminación de Suelos por metales pesados. *Sociedad Española de Mineralogía Review*, 10, 48–60.
- Ghoreishi, G., Alemzadeh, A., Mojarrad, M., & Djavaheri, M. (2017). Bioremediation capability and characterization of bacteria isolated from petroleum contaminated soils in Iran. *Sustainable Environment Research*, 27(4), 195–202. <http://doi.org/10.1016/j.serj.2017.05.002>
- Gorby, a, Beveridge, T. J., & Blakemore, R. P. (1988). Characterisation of the bacterial magnetosome. *Journal of Bacteriology*, 170(2), 834–841. <http://doi.org/10.1128/JB.170.2.834-841.1988>

- Gould, J; Kirschvink, J; Deffeyes, K. (1978). Bees have magnetic remanence. *Science*, 201, 1026–1028.
- Guerrero, R., & Berlanga, M. (2000). Bacterias magnetotáticas, hoy y hace 3800 millones de años. *Actualidad SEM* (29), 29, 14–20. Retrieved from http://www.semicrobiologia.org/pdf/actualidad/SEM29_14.pdf
- Henriquez, F. (1978). Posibilidades de subproductos en la Minería del Hierro en Chile. *Revista Geológica de Chile*, (6), 53–57.
- Hernandez Pacheco, C., & Castellanos Jiménez, N. (2002). *Análisis de vulnerabilidad parcial a la contaminación de las aguas subterráneas de la parte norte del valle de Sogamoso*. Universidad Pedagógica y tecnológica de Colombia UPTC.
- Ibañez, E. B. (2017). Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando modelación inversa en el acuífero Soconusco, Chiapas. Retrieved from <https://repositorio.ipicyt.edu.mx/handle/11627/3252>
- Isambert, A., Menguy, N., Larquet, E., Guyot, F., & Valet, J. P. (2007). Transmission electron microscopy study of magnetites in a freshwater population of magnetotactic bacteria. *American Mineralogist*, 92(4), 621–630. <http://doi.org/10.2138/am.2007.2278>
- Italo Reyes Chitaro, (Acerías Paz de Río). (1990). Observaciones sobre el Cuaternario del altiplano Tunja-Sogamoso. *Geología Colombiana*, 17(17), 151–157. Retrieved from <http://revistas.unal.edu.co/index.php/geocol>
- Juárez, M., Cerdán, M., & Sánchez-Sánchez, A. (2015). Hierro en el sistema suelo-planta. Retrieved from <https://www.researchgate.net/publication/39436232>
- Kallmayer, M., Hild, K., Elmers, H. J., Arora, S. K., Wu, H. C., Sofin, R. G. S., & Shvets, I. V. (2008). Magnetic moment investigations of epitaxial magnetite thin films. *Journal of Applied Physics*, 103(7), 2008–2010. <http://doi.org/10.1063/1.2838982>
- Keim, C. N., Abreu, F., Lins, U., De Barros, H. L., & Farina, M. (2004). Cell organization and ultrastructure of a magnetotactic multicellular organism. *Journal of Structural Biology*, 145(3), 254–262. <http://doi.org/10.1016/j.jsb.2003.10.022>
- Keim, C. N., Martins, J. L., Abreu, F., Rosado, A. S., De Barros, H. L., Borojevic, R., ... Farina, M. (2004). Multicellular life cycle of magnetotactic prokaryotes. *FEMS Microbiology Letters*, 240(2), 203–208. <http://doi.org/10.1016/j.femsle.2004.09.035>
- Kirschvink, J. L. (1981). Ferromagnetic crystals (magnetite ?) in human tissue. *J. Exp. Biol*, 92, 333–335.

- Komeili, A., Vali, H., Beveridge, T. J., and Newman, D. K. (2004). Magnetosome vesicles are present before magnetite formation, and MamA is required for their activation. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, *101*, 3839–3844.
- Komeili, A. (2007). Cell biology of magnetosome formation. In "Magnetoreception and Magnetosomes in Bacteria. *D. Schüler*, vol 3, 163–174.
- Lascu, I., & Plank, C. (2013). A new dimension to sediment magnetism: Charting the spatial variability of magnetic properties across lake basins. *Global and Planetary Change*, *110*, 340–349.
<http://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.03.013>
- Lopera Mesa, M. M., Peñuela Mesa, G. A., Dominguez Gual, M. C., & Mejia Zapata, G. M. (2005). Evaluación de la degradación del plaguicida clorpirifos en muestras de suelo utilizando el hongo *Phanerochaete chrysosporium*. *Revista Facultad de Ingeniería*, *33*, 58–69. Retrieved from [file:///D:/Downloads/Evaluación de la degradación del plaguicida clorpirifos en muestras de suelo utilizando el hongo *Phanerochaete chrysosporium*.pdf](file:///D:/Downloads/Evaluación%20de%20la%20degradación%20del%20plaguicida%20clorpirifos%20en%20muestras%20de%20suelo%20utilizando%20el%20hongo%20Phanerochaete%20chrysosporium.pdf)
- Mann, S., Frankel, R. B., & Blakemore, R. P. (1984). Structure, morphology and crystal growth of bacterial magnetite. *Nature*, *310*(5976), 405–407.
<http://doi.org/10.1038/310405a0>
- Mann, S., Sparks, N. H. C., Frankel, R. B., Bazylinski, D. a, & Jannasch, H. W. (1990). Biomineralization of ferrimagnetic greigite(Fe₃S₄) and iron pyrite(FeS₂) in a magnetotactic bacterium. *Nature*, *343*, 258–261.
<http://doi.org/10.1038/343258a0>
- Marcos, M. Á. M. (2015). *Bacterias Magnéticas Biomiméticas. Aplicaciones Biomédicas*. Retrieved from <https://hera.ugr.es/tesisugr/24946163.pdf>
- Marie, C., Rojas, C., & Keptra, K. L. T. (n.d.). Magnetofosiles del antiguo Marte : una fuerte biomarca en el meteorito marciano.
- Martínez Cordón, M. J., Aldana Castañeda, M. I., & Guerrero Dallos, J. A. (2015). Modelación matemática del transporte de oxadixyl en suelos de cultivo de cebolla. (Spanish). *Mathematical Modeling of Oxadixyl Transport in Onion Crop Soil. (English)*. <http://doi.org/10.4136/ambi-agua.1565>
- Maruyama, K; Takeyama, H; Nemoto, E; Tanaka, T; Yoda, K; Matsunaga, T. (2004). Single nucleotide polymorphism detection in aldehyde dehydrogenase 2 (ALDH2) gene using bacterial magnetic particles based on dissociation curve analysis. *Biotechnol. Bioeng.*, *87*, 687–694.
- Matsunaga, T; Arakaki, A. (2007). Molecular bioengineering of bacterial magnetic particles for biotechnological applications. In "Magnetoreception and Magnetosomes in Bacteria. *D. Schüler*, Vol 3, 227–254.
- McKay, D. S., Gibson, E. K., Thomas-Keptra, K. L., Vali, H., Romanek, C. S.,

- Clemett, S. J., ... Zare, R. N. (1996). Search for Past Life on Mars: Possible Relic Biogenic Activity in Martian Meteorite ALH84001. *Science*, 273(5277), 924–930. <http://doi.org/10.1126/science.273.5277.924>
- Meldrum, F. C; Mann, S; Heywood, B. R; Frankel, R. B; Bazylinski, D. A. (1993). Electron-microscopy study of magnetomes in a cultured coccoid magnetotactic bacterium. *Proc. Roy. Soc. London B.*, 251, 231–236.
- Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible. (2012). Decreto 1640 de 2012. *Minambiente.Gov.Co*, 2012(Agosto 2), 1–28.
- Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible. (2014). *Guía metodológica para la formulación de planes de manejo ambiental de acuíferos. MADS, Colombia*. Retrieved from https://www.minambiente.gov.co/images/GestionIntegraldelRecursoHidrico/pdf/Manejo_de_acuiferos/GUÍA_FORMULACIÓN_PLANES_ACUÍFEROS.pdf
- Morán-Ramírez, J., Ramos-Leal, J. A., López-Álvarez, B., Lozada, S. C., & León, G. S. De. (2013). Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso huasteca potosina. *Boletín de La Sociedad Geologica Mexicana*, 65(1), 71–82.
- Morillo L., V., Salazar V., A., Marquez Godoy, M. A., & Morales A., A. (2007). Magnetotactic Bacteria Samples Enrichment For Synthesis Of Biogenic Nanomagnetite. *Scientia et Technica*, XIII(36), 449–454.
- Morillo, V., Salazar, A., Márquez, M., Morales, A., & Lins, U. (2010). Biogenic crystals of magnetococcus from La Fe Dam and Calima Lake (Colombia) . *Dyna*, 77(162), 93–103.
- Moyé, J., Picard-Lesteven, T., Zouhri, L., El Amari, K., Hibti, M., & Benkaddour, A. (2017). Groundwater assessment and environmental impact in the abandoned mine of Kettara (Morocco). *Environmental Pollution*, 231, 899–907. <http://doi.org/10.1016/j.envpol.2017.07.044>
- Mulas, R. (2008). Fundamentos De Biorremediación, 1–18.
- Nakamura, N; Matsunaga, T. (1993). Highly sensitive detection of allergen using bacterial magnetic particles.[1] T. Nakamura, N; Matsunaga, “Highly sensitive detection of allergen using bacterial magnetic particles.” *Anal. Chim*, vol. Acta 281, pp. 585–589, 1993. *Anal. Chim, Acta 281*, 585–589.
- Nakayama, H; Arakaki, A; Maruyama, K; Takeyama, H; Matsunaga, T. (2003). Single nucleotide polymorphism analysis using fluorescence resonance energy transfer between DNA-labeling fluorophore, fluorescein isothiocyanate, and DNA intercalator, POPO-3, on bacterial magnetic particles. *Biotechnol. Bioeng*, 84, 96–102.
- Neilands, J. B. (1995). Siderophores: Structure and function of microbial iron

- transport compounds. *J. Biol. Chem.*, 270, 26723–26726.
- OEA, & Gonzalez-Bonorino, F. (1972). *INTRODUCCIÓN A LA GEOQUÍMICA*. Washington D. C.
- Oestreicher, Z., Lower, S. K., Lin, W., & Lower, B. H. (2012). Collection, Isolation and Enrichment of Naturally Occurring Magnetotactic Bacteria from the Environment. *Journal of Visualized Experiments*, (69), 1–6. <http://doi.org/10.3791/50123>
- Oms., G. (1995). Guías para la calidad del agua potable. *Guías Para La Calidad Del Agua Potable, volumen 1*, 90–96. <http://doi.org/ISBN 92 4 154638 7>
- Oswald-Spring, U. (2003). *El Recurso Agua en el Alto Balsas*.
- Peña-Salamanca, E. J., Madera-Parra, C. A., Sánchez, J. M., & Medina-Vásquez, J. (2013). Bioprospección de plantas nativas para su uso en procesos de biorremediación: caso *Heliconia psittacorum* (heliconiaceae). *Revista de La Academia Colombiana de Ciencias*, 37(145), _____. <http://doi.org/10.18257/raccefyn.29>
- Pérez-González, T., Valverde-Tercedor, C., & Jiménez-López, C. (2004). Biomineralización bacteriana de magnetita y aplicaciones. *Seminario SEM*, 7(1), 58–74.
- Pérez, O., Henríquez, L., Zumbado, M., & Boada, L. (2014). Impacto de las instalaciones ganaderas sobre la calidad y seguridad del agua subterránea. *Impact of the Livestock Facilities on the Quality and Safety of Ground Water*, 31(1), 39–46. Retrieved from <http://ojs.diffundit.com/index.php/revtoxicol/article/view/629/555>
- Perez, T. (2008). *Estudio de la Producción de Magnetita por Bacterias y de su Aplicación como Marcador de Actividad Biogénica*.
- Perry, A., Bauer, G. B. & Dizon, A. E. (1985). Magnetoreception and biomineralization of magnetite in amphibians and reptiles. in: "Magnetite Biomineralization and Magnetoreception in Organisms. *Plenum Press*, 439–453.
- Porras Martín, J. et al. (1985). *Composición química de las aguas subterráneas naturales. Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España*.
- Pósfai, M; Buseck, P. R; Bazylinski, D. A; Frankel, R. B. (1998). Iron sulfides from magnetotactic bacteria: Structure, composition, and phase transitions. *American Mineralogist*, 83, 1469–1481.
- Presti, D. E. (1985). Avian navigation, geomagnetic field sensitivity, and biogenic magnetite. *Magnetite Biomineralization and Magnetoreception in Organisms*, 483–487.

- Qu, Y., Zhang, X., Xu, J., Zhang, W., & Guo, Y. (2014). Removal of hexavalent chromium from wastewater using magnetotactic bacteria. *Separation and Purification Technology*, 136, 10–17. <http://doi.org/10.1016/j.seppur.2014.07.054>
- Rankama, K., & Sahama, T. G. (1962). *Geoquímica*. (Aguilar, Ed.) (2nd ed.).
- Reineck, H.-E., & Singh, I. B. (1980). *Depositional Sedimentary Environments*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. <http://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>
- Ribera, F. (2016). Salinidad y aguas subterráneas. *Hidrogeología Emergente*. 50 Aniversario CIHS., (May), 97–110.
- Sánchez, J., & Rodríguez, J. (2010). Fundamentos y Aspectos Microbiológicos: Biorremediación. *Universidad de Oviedo*, 1, 12–16.
- Servicio Geológico Colombiano. (2017). *LÍNEA METEÓRICA LOCAL , BOYACA CENTRO NORTE*. Bogotá.
- Sharp, Z. (2007). *Principles of stable isotope geochemistry*. *Delta*. [http://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00056-0](http://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00056-0)
- Sode, K., Kudo, S., Sakaguchi, T., Nakamura, N., & Matsunaga, T. (1993). APPLICATION OF BACTERIAL MAGNETIC PARTICLES FOR HIGHLY SELECTIVE mRNA RECOVERY SYSTEM SUMMARY A novel mRNA detection system was developed using DNA immobilized on bacterial magnetic particles isolated from the magnetic bacterium of oligonucleotides was ca, 7(9), 688–694.
- Song, H., Li, X., Sun, J., Yin, X., Wang, Y., & Wu, Z. (2007). Biosorption Equilibrium and Kinetics of Au(III) and Cu(II) on Magnetotactic Bacteria. *Chinese Journal of Chemical Engineering*, 15(6), 847–854. [http://doi.org/10.1016/S1004-9541\(08\)60013-0](http://doi.org/10.1016/S1004-9541(08)60013-0)
- Stanton, M. M., Park, B. W., Vilela, D., Bente, K., Faivre, D., Sitti, M., & Sánchez, S. (2017). Magnetotactic Bacteria Powered Biohybrids Target E. coli Biofilms. *ACS Nano*, 11(10), 9968–9978. <http://doi.org/10.1021/acsnano.7b04128>
- Sun, J. B., Duan, J. H., Dai, S. L., Ren, J., Zhang, Y. D., Tian, J. S., & Li, Y. (2007). In vitro and in vivo antitumor effects of doxorubicin loaded with bacterial magnetosomes (DBMs) on H22 cells: The magnetic bio-nanoparticles as drug carriers. *Cancer Letters*, 258(1), 109–117. <http://doi.org/10.1016/j.canlet.2007.08.018>
- Tanaka, M., Knowles, W., Brown, R., Hondow, N., Arakaki, A., Baldwin, S., ... Matsunaga, T. (2016). Biomagnetic recovery and bioaccumulation of selenium granules in magnetotactic bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 82(13), 3886–3891. <http://doi.org/10.1128/AEM.00508-16>

- Thamdrup, B. (2000). Bacterial Manganese and Iron Reduction in Aquatic Sediments, 41–84. http://doi.org/10.1007/978-1-4615-4187-5_2
- Thomas-Keprta K, Bazylinski D, Kirschvink J, Clemett S, McKay D, Wentworth S, Vali H, Gibson E, R. C. (2000). Elongated prismatic magnetite crystals in ALH 84001 Carbonate globules potential Martian magneto fossils. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 4049–4081.
- Toro-Restrepo, B. (2011). Uso de los Biomarcadores en la Evaluación de la Contaminación. (Spanish). *USE OF BIOMARKERS IN POLLUTION EVALUATION. (English)*, (32), 121–127. Retrieved from <http://search.ebscohost.com/login.aspx?direct=true&db=eih&AN=85692724&lang=es&site=ehost-live>
- Torres, F. F., Botánica, D., & Paulo, S. (1986). Magnetite magnetotaxis algae. *Biophysical Society*, 50(August 1986), 375–378. [http://doi.org/10.1016/S0006-3495\(86\)83471-3](http://doi.org/10.1016/S0006-3495(86)83471-3)
- Ulloa, C., Rodríguez, E., & Rodríguez, G. (2003). GEOLOGÍA DE LA Plancha 172 PAZ DE RÍO MEMORIA EXPLICATIVA. *Geología De La Plancha 172 Paz De Río*, 111.
- Upadhyay, S., Parekh, K., & Pandey, B. (2016). Influence of crystallite size on the magnetic properties of Fe₃O₄nanoparticles. *Journal of Alloys and Compounds*, 678, 478–485. <http://doi.org/10.1016/j.jallcom.2016.03.279>
- Vélez, M. V., & Rhenals G., R. (2008). Determinación De La Recarga Con Isótopos Ambientales En Los Acuíferos De Santa Fe De Antioquia. *Ciencias de La Tierra*, (2004), 3.
- Verma, S., Mukherjee, A., Mahanta, C., Choudhury, R., & Mitra, K. (2016). Influence of geology on groundwater–sediment interactions in arsenic enriched tectono-morphic aquifers of the Himalayan Brahmaputra river basin. *Journal of Hydrology*, 540, 176–195. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.041>
- Wajnberg, E., de Souza, L. H. S., de Barros, H. G. P. L., & Esquivel, D. M. S. (1986). A Study of Magnetic Properties of Magnetotactic Bacteria. *Biophysical Journal*, 50(3), 451–455. [http://doi.org/10.1016/S0006-3495\(86\)83481-6](http://doi.org/10.1016/S0006-3495(86)83481-6)
- Yoza, B., Matsumoto, M., & Matsunaga, T. (2002). DNA extraction using modified bacterial magnetic particles in the presence of amino silane compound. *Journal of Biotechnology*, 94(3), 217–224. [http://doi.org/10.1016/S0168-1656\(01\)00427-8](http://doi.org/10.1016/S0168-1656(01)00427-8)
- Zanella, R. (2012). Metodologías para la síntesis de nanopartículas: controlando forma y tamaño. *Www.Mundonano.Unam.Mx*, 5(1), 69–81. <http://doi.org/http://dx.doi.org/10.22201/ceiich.24485691e.2012.1>

ANEXOS

ANEXO A. Resultados Físicoquímicos

PARÁMETRO	LABORATORIO	MUESTREO 1 (28/10/17)						MUESTREO 2 (01/03/18)					
		MP01 (UPTC)	MP02 (RECREO)	MP03 (ROSELLI)	MP04 (LEMUS)	MP05 (TRANSAVELLA)	MP06 (MANITAS)	MP01 (UPTC)	MP02 (RECREO)	MP03 (ROSELLI)	MP04 (LEMUS)	MP05 (TRANSAVELLA)	MP06 (Manitas)
(pH)	AGUAS-UPTC	5,24	3,89	4,27	3,86	3,58	3,56	7,24	6,53	----	7,85	6,95	5,78
CE (µs/cm)	AGUAS-UPTC	65,5	24,9	90,8	135,8	107,5	9	404	143,7	----	873	604	44,3
OD (mg/L)	AGUAS-UPTC	<LD	4,9	1,7	2,6	<LD	3,9	1,5	5,4	----	2,4	<LD	4,1
ST (mg/L)	AGUAS-UPTC	----	148	233	371	201	18	270	210	----	6,25	3,55	85
T° (°C)	AGUAS-UPTC	19,1	19,5	21	20,1	20,8	19	19	16,5	----	16,6	19,1	18,5
EH (mv)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	212,3	N/A	----	N/A	214,2	N/A
K (mg/L) (LD=0,1)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	1,6	3,28	----	<LD	4,23	1,54
Ca (mg/L) (LD=0,1)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	13,93	15,98	----	90,91	23,77	2,92
Na (mg/L) (LD=0,1)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	50,81	7,91	----	45,44	80,65	3,95
Mg (mg/L) (LD=0,1)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	4,17	6,67	----	18,02	4,46	0,66
Cl (mg/L) (LD=2,45)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA (1) INCITEMA (2)	14,4	3,8	113,1	14	37,6	2,2	28	13,5	----	44,8	92	17,8
SO4 (mg/L) (LD=5,25)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA (1) INCITEMA (2)	9	34,4	6,9	78,6	8,2	8,6	<LD	14	----	39,5	<LD	1
NO2 (mg/L) (LD=0,005)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	0,1	0,01	<LD	<LD	0,03	<LD	----	----	----	----	----	----
NO3 (mg/L) (LD=0,05)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA (1) INCITEMA (2)	2,3	2,2	19,4	2,3	16,6	2,3	<LD	0,25	----	3,6	<LD	0,65

PARÁMETRO	LABORATORIO	MUESTREO 1 (28/10/17)						MUESTREO 2 (01/03/18)					
		MP01 (UPTC)	MP02 (RECREO)	MP03 (ROSELLI)	MP04 (LEMUS)	MP05 (TRANSAVELLA)	MP06 (MANITAS)	MP01 (UPTC)	MP02 (RECREO)	MP03 (ROSELLI)	MP04 (LEMUS)	MP05 (TRANSAVELLA)	MP06 (Manitas)
CO3 (mg/L) (LD=0,1)	INCITEMA - UPTC	----	----	----	----	----	----	0	0	----	0	0	0
PO4 (mg/L) (LD=0,5)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	1,5	0,2	0,1	3,4	0,4	3,4	----	----	----	----	----	----
Alcalinidad (mg/L) (LD=10)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA (1) INCITEMA (2)	150,4	8,6	48,8	133,6	60	32,4	107,2	22,4	----	2,6	78	6,6
Dureza Total (mg/L) (LD=40)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	64	18	32	138	36	54	----	----	----	----	----	----
Color (UPCT) (LD=0,5)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	210	20	60	20	180	0	----	----	----	----	----	----
Acidez (mg/L) (LD=2,0)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA (1) INCITEMA (2)	28	16	10	16	10	28	96	54,2	----	79,2	55,2	35,5
Turbidez (NTU) (LD=0,1)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	4,6	27,6	4,16	1,8	114	0,3	----	----	----	----	----	----
Hierro (mg/L) (LD=0,3)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	7,6	<LD	1,17	<LD	12,3	<LD	----	----	----	----	----	----
Manganeso (mg/L) (LD=0,2)	TOXICOLOGÍA-CÓRDOBA	0,2	<LD	0,31	<LD	<LD	<LD	----	----	----	----	----	----

**ANEXO B. Matrices del Análisis de Correspondencia
CATIONES**

Filas:

MUESTR A	Varianz a *1000	Dimensió n 1.	Contribució n	Cos ²	Dimensió n 2.	Contribució n	Cos ²	Dimensió n 3.	Contribució n	Cos ²
MP01	38.180	-0.444	18.564	0.95 6	-0.070	1.893	0.02 4	0.065	19.963	0.02 0
MP02	40.651	0.405	7.395	0.35 8	0.531	52.239	0.61 7	0.108	26.575	0.02 5
MP04	90.432	0.455	42.635	0.92 7	-0.127	13.532	0.07 2	-0.017	3.017	0.00 1
MP05	61.586	0.454	31.202	0.99 6	0.007	0.032	0.00 0	-0.028	5.896	0.00 4
MP06	17.639	-0.130	0.203	0.02 3	0.807	32.304	0.87 9	-0.270	44.550	0.09 8

Columnas:

PARÁMETR O	Varianz a *1000	Dimensió n 1.	Contribució n	Cos ²	Dimensió n 2.	Contribució n	Cos ²	Dimensió n 3.	Contribució n	Cos ²
Ca	85.726	0.465	42.671	0.97 9	-0.056	2.530	0.01 4	-0.040	16.072	0.00 7
Mg	25.231	0.460	9.598	0.74 8	0.198	7.250	0.13 8	0.180	74.231	0.11 4
K	44.706	-0.319	1.446	0.06 4	1.218	86.438	0.92 8	-0.114	9.320	0.00 8
Na	92.825	-0.429	46.286	0.98 0	-0.061	3.781	0.02 0	0.005	0.377	0.00 0

ANIONES

Filas:

MUESTRA	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²
MP01	22.283	-0.049	0.250	0.020	-0.342	33.727	0.980
MP02	43.054	-0.221	1.870	0.078	.759	61.302	0.922
MP04	51.894	-0.330	28.791	1.000	0.004	0.013	0.000
MP05	94.815	0.636	52.609	1.000	-0.004	0.007	0.000
MP06	32.905	0.921	16.481	0.903	0.302	4.950	0.097

Columnas:

PARÁMETRO	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²
Cl	124.867	0.669	67.237	0.970	0.117	5.707	0.030
SO ₄	80.750	-0.658	18.083	0.404	0.800	74.398	0.596
HCO ₃	39.335	-0.201	14.680	0.673	-0.140	19.895	0.327

NO3, NO2, PO4

Filas:

MUESTRA	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²
MP01	84.480	0.808	36.236	0.913	0.249	25.393	0.087
MP02	7.543	-0.389	2.421	0.683	0.265	8.261	0.317
MP04	79.996	-0.392	37.253	0.991	0.037	2.415	0.009
MP05	25.001	0.828	10.232	0.871	0.319	11.133	0.129
MP06	44.779	0.314	13.859	0.659	-0.226	52.798	0.341

Columnas:

PARÁMETRO	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²
NO ₃	132.456	-0.628	61.513	0.989	0.068	5.252	0.011
NO ₂	50.806	1.575	12.052	0.505	1.560	86.914	0.495
PO ₄	58.537	0.293	26.435	0.961	-0.059	7.834	0.039

OD, pH, CE, Fe y Mn

Filas:

MUESTRA	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²	Dimensión 3.	Contribución	Cos ²
MP01	1.467	0.057	1.823	0.735	0.014	5.054	0.044	0.031	59.749	0.221
MP02	13.188	- 0.315	21.052	0.945	-0.072	51.015	0.049	0.026	15.388	0.006
MP05	7.829	0.123	12.705	0.960	0.019	14.693	0.024	0.016	22.846	0.016
MP06	38.506	0.939	64.419	0.990	0.092	29.238	0.010	0.016	2.017	0.000

Columnas:

PARÁMETRO	Varianza *1000	Dimensión 1.	Contribución	Cos ²	Dimensión 2.	Contribución	Cos ²	Dimensión 3.	Contribución	Cos ²
Fe	2.039	0.315	2.484	0.721	0.123	17.651	0.109	0.153	63.751	0.170
pH	20.009	0.965	33.259	0.984	0.106	18.939	0.012	0.064	15.902	0.004
CE	1.219	0.036	2.039	0.990	0.003	0.685	0.007	0.002	0.700	0.003
OD	36.784	- 2.043	61.902	0.996	- 0.074	3.805	0.001	0.107	18.418	0.003
Mn	0.938	- 0.684	0.315	0.199	- 1.366	58.920	0.794	0.129	1.230	0.007

ANEXO C. Trazo de los cortes Geológicos sobre las planchas 1:100.000

