



HAL
open science

Usando multiples trazadores para comprender el funcionamiento de acuíferos freáticos heterogéneos en zonas húmedas tropicales: caso del Golfo de Urabá, Colombia

Ana Campillo Pérez

► **To cite this version:**

Ana Campillo Pérez. Usando multiples trazadores para comprender el funcionamiento de acuíferos freáticos heterogéneos en zonas húmedas tropicales: caso del Golfo de Urabá, Colombia. Other. Université Montpellier; Universidad de Antioquia (Medellin), 2020. Español. NNT : 2020MONTG060 . tel-03329694

HAL Id: tel-03329694

<https://theses.hal.science/tel-03329694v1>

Submitted on 31 Aug 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR
DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER-UNIVERSIDAD DE ANTIOQUIA
En Sciences de la Terre et L'eau / Ingeniería Ambiental**

École doctorale GAIA

**Unité de recherche Hydrosociences
En partenariat international avec Universidad de Antioquia, Colombia
Sciences de la Terre et de l'Eau / Ingeniería Ambiental**

**A multi-tracer approach for understanding the functioning of
heterogeneous phreatic aquifer in humid tropical zone: case of the
Golfo de Urabá, Colombia**

**Usando múltiples trazadores para comprender el funcionamiento de
acuíferos freáticos heterogéneos en zonas húmedas tropicales: caso
del Golfo de Urabá, Colombia.**

**Présentée par/Presentado por Ana Campillo Pérez
Le 2 décembre 2020/ 2 de diciembre 2020**

Sous la direction de Taupin Jean Denis et Betancur Teresita



**UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER**



**UNIVERSIDAD
DE ANTIOQUIA**

Facultad de Ingeniería

Membres du jury/Miembros del jurado

P.h.D Daniel Martínez	Professeur/profesor	Universidad Nacional de Mar del Plata	Rapporteur/Evaluador
P.h.D Ricardo Sánchez	Professeur/profesor	Universidad Nacional de Costa Rica	Rapporteur/Evaluador
P.h.D Severin Pistre	Professeur/profesor	Université Montpellier	Examineur/examinador
P.h.D Nelson Obregón	Professeur/profesor	Pontificia Universidad Javeriana	Examineur/examinador
P.h.D Marcela Jaramillo	Professeur/profesor	Universidad Eafit	Examineur/examinador
P.h.D Julio Cañón	Professeur/profesor	Universidad de Antioquia	Président du jury/présidente del jurado
P.h.D Jean Denis Taupin	Chercheur/investigador	Institute de Recherche pour le développement	Directeur de thèse/Director de tesis
P.h.D Teresita Betancur	Professeur/profesor	Universidad de Antioquia	Directrice de thèse/Directora de tesis

RESUMEN

Los acuíferos freáticos constituyen una fuente estratégica de agua para diversas actividades y consumo humano alrededor del mundo. Además, son sistemas esenciales en la regulación del ciclo hidrológico y de todos los procesos ecosistémicos que de él derivan, especialmente en regiones húmedas tropicales. Estos acuíferos pueden ser vulnerables a la contaminación, a la sobreexplotación e intrusión de agua salada. Esta tesis de doctorado busca comprender el funcionamiento y dinámica de un acuífero freático heterogéneo, basado en su comportamiento hidrodinámico, procesos hidrogeoquímicos y tiempos de tránsito y residencia del agua subterránea. El caso de estudio corresponde al acuífero freático del Golfo de Urabá, Colombia.

Los resultados de la tesis muestran que el acuífero freático presenta una importante recarga y una relación directa entre los niveles piezométricos y la precipitación al inicio de la dirección del flujo de agua subterránea. A medida que el flujo de agua subterránea avanza, el patrón de respuesta a nivel piezométrico, sugiere flujos adicionales a la infiltración de la precipitación, como el drenaje de aguas subterráneas, oscilación de mareas y posibles entradas de flujo superficial.

La composición hidrogeoquímica del agua subterránea se rige principalmente por el contacto del agua y el suelo con CO_2 (g), que induce la meteorización de silicatos, lo que resulta en facies HCO_3^- - Ca^{2+} - Mg^{2+} .

La composición isotópica del agua subterránea con una media de $\delta^{18}\text{O}$ de -6,16 ‰ es consistente con la composición isotópica de precipitación, lo que confirma la recarga directa de la precipitación. Diferentes trazadores como ^3H , ^{14}C y CFC's validaron la infiltración de agua de lluvia en el acuífero y una mezcla de aguas más jóvenes (0 años) con aguas relativamente más antiguas (más de 40 años), conforme con la tasa de renovabilidad estimada según hidrodinámica.

La información integrada de los resultados parciales permitió elaborar un modelo hidrogeológico conceptual que representa el funcionamiento del acuífero.

Palabras claves: acuífero, hidrodinámica, hidrogeoquímica, isótopos, CFC's

ABSTRACT

Phreatic aquifers are a strategic source of water for various activities and human consumption around the world. In addition, they are essential systems in the regulation of the hydrological cycle and all the resulting ecosystem processes, especially in tropical humid regions. These aquifers may be vulnerable to pollution, overexploitation and salt water intrusion. This thesis seeks to understand the functioning and dynamics of a heterogeneous phreatic aquifer, based on its hydrodynamic behavior, hydrogeochemical processes and transit and residence times of groundwater. The case study corresponds to the groundwater aquifer in the Gulf of Urabá, Colombia.

The results of the thesis show that the groundwater aquifer presents an important recharge and a direct relationship between the piezometric levels and the precipitation at the beginning of the direction of the groundwater flow. As groundwater flow advances, the piezometric response pattern suggests additional flows to precipitation infiltration, such as groundwater drainage, tidal oscillation, and possible surface flow inputs.

The hydrogeochemical composition of groundwater is mainly governed by the contact of water and soil with CO₂ (g), which induces silicate weathering, resulting in HCO₃⁻-Ca²⁺-Mg²⁺ facies.

The isotopic composition of groundwater with an average δ¹⁸O of -6.16 ‰ is consistent with the isotopic composition of precipitation, which confirms the direct recharge of precipitation. Different tracers such as ³H, ¹⁴C and CFC's validated the infiltration of rainwater into the aquifer and a mixture of younger waters (0 years) with relatively older waters (more than 40 years), in accordance with the estimated renewal rate according to hydrodynamics.

The integrated information from the partial results allowed the development of a conceptual hydrogeological model representing the functioning of the aquifer.

Keywords: aquifer, hydrodynamics, hydrogeochemistry, isotopes, CFCs

AGRADECIMIENTOS

A Dios,

A papá y a mamá, por el amor y las enseñanzas en la vida

A Richard, Matías y Nicolas por su gran amor, acompañamiento, paciencia y por impulsarme día a día en esta aventura

A mis demás familiares que siempre han estado apoyándome

A la doctora Teresita Betancur por las enseñanzas personales y académicas en este largo camino

Al doctor Jean Denis Taupin por los conocimientos impartidos

A la Universidad de Antioquia, Universidad Montpellier y COLICENCIAS

A los colegas y amigos de CORPOURABÁ: Vanesa, Pedro, Carlos, Don José, Juan Manuel y Eliut por todo el acompañamiento técnico y disponer todo lo necesario para realizar las actividades de campo.

A los miembros del Jurado: P.h.D Daniel Martínez, P.h.D Ricardo Sánchez, P.h.D Severin Pistre, P.h.D Nelson Obregón, P.h.D Marcela Jaramillo

A los miembros del comité de seguimiento anual de la Universidad de Montpellier

A la Universidad de Rennes y particularmente a P.h.D Virginie Vergnaud.

A los propietarios de las instalaciones de la red de monitoreo

A Breiner Bastidas por todas las enseñanzas en el tema de hidrodinámica

A los amigos del Grupo de Investigación en Ingeniería y Gestión Ambiental GIGA: Juliana, Daisy, Maritza, Alba, Angela, Angélica, Camilo, Carlos, Ceci, Ángela, Cristina, Daniel, Julián, Miriam, Paola, Rodrigo, Silvana, Juan José, Breiner, José, Alejandra, Laura, Andrea, Ángel, Andrés, Eliana, Andrés, María Fernanda

Tabla de contenido

INTRODUCCIÓN	1
1. ZONA DE ESTUDIO.....	4
1.1. Antecedentes	4
1.2. Localización y características ambientales de la zona de estudio	7
1.3. Generalidades socioeconómicas de la zona de estudio	14
1.4. Contexto geológico e hidrogeológico de la zona de estudio.....	16
1.4.1. Geología	16
1.4.2. Unidades hidrogeológicas y geometría del sistema acuífero	22
2. MATERIALES Y MÉTODOS.....	28
2.1. Metodología de investigación científica.....	28
2.2. Métodos de toma de muestras y análisis.....	38
2.2.1. Hidrodinámica.....	39
2.2.2. Fisicoquímica.....	39
2.2.3. Isótopos estables, radioactivos y gases antrópicos	40
2.3. Tratamiento de los datos e información	41
2.3.1. Hidrodinámica.....	41
2.3.2. Hidrogeoquímica.....	44
2.3.3. Isótopos estables, radioactivos y gases antrópicos	46
2.4. Datos e información disponible y adquirida.....	51
2.4.1. Análisis hidrodinámico	51
2.4.1.1. Datos hidrológicos.....	52
2.4.1.2. Datos hidráulicos.....	54
2.4.1.3. Datos de niveles piezométricos.....	59
2.4.1.4. Datos de recarga del acuífero freático del Golfo de Urabá.....	68
2.4.2. Datos físico-químicos	71
2.4.3. Datos de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores	76
2.4.3.1. Datos de isótopos estables del agua	78
2.4.3.2. Datos de isótopos radioactivos y gases clorofluorocarbonados-CFC's y Sulfuro Hexafluorido-SF ₆	82
3. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.....	86
3.1. Modelo conceptual de flujo (hidrodinámica)	86
3.1.1. Variabilidad temporal y espacial de la precipitación en la zona.....	86

3.1.2.	Características hidráulicas.....	91
3.1.3.	Variabilidad del nivel piezométrico puntual: baja resolución.....	96
3.1.4.	Variabilidad de niveles piezométricos horario: alta resolución.....	100
3.1.5.	Relación de los niveles piezométricos con la precipitación y otras variables.....	103
3.1.6.	Modelo conceptual de flujo del acuífero freático del Golfo de Urabá.....	116
3.2.	Caracterización hidrogeoquímica.....	120
3.2.1.	Análisis de facies hidrogeoquímicas.....	120
3.2.2.	Procesos hidrogeoquímicos presentes en el acuífero freático.....	139
3.2.2.1.	Procesos hidrogeoquímicos principales.....	140
3.2.2.2.	Exploración acerca de otros procesos hidrogeoquímicos adicionales.....	142
3.2.2.3.	Modelación hidrogeoquímica.....	144
3.3.	Interpretación de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores.....	146
3.3.1.	Interpretación de isótopos estables del agua en la precipitación local.....	147
3.3.2.	Interpretación de isótopos estables del agua del acuífero libre.....	152
3.3.3.	Interpretación de isótopos estables en la zona de inundación.....	154
3.3.4.	Datación del agua subterránea.....	157
3.3.4.1.	Datación con el tritio.....	157
3.3.4.2.	Datación con el carbono 14.....	161
3.3.4.3.	Datación a partir de datos de gases clorofluorocarbonados-CFC's y sulfuro hexafluorido-SF6.....	163
4.	Síntesis hidrogeológica (Discusión).....	168
4.1.	Línea de flujo 1.....	169
4.2.	Línea de flujo 2.....	171
4.3.	Línea de flujo 3.....	173
4.4.	Síntesis del modelo hidrogeológico conceptual.....	175
5.	Conclusiones y perspectivas.....	178
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	181

Índice de Figuras

Figura 1.	Localización de la zona de estudio y relieve.....	8
Figura 2.	Red de drenaje en el área de estudio.....	9
Figura 3.	Ciclo promedio multianual de lluvias en la zona de estudio y alrededores.....	10
Figura 4.	Ciclo promedio multianual de la evaporación en la zona de estudio.....	10

Figura 5. Coberturas de la tierra en la zona de estudio.	12
Figura 6. Clasificación del suelo.	13
Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio.....	17
Figura 8. a) bloque diagrama de la zona de estudio	23
Figura 9. a) Corte línea 4 y b) corte Norte-Sur del acuífero multicapa del Golfo de Urabá. (Modificado de Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014).....	24
Figura 10. Zonas de recarga directa del acuífero freático (Universidad de Antioquia & Corpourabá, 2018).	25
Figura 11. Sentido de flujo y diagrama Piper para el acuífero confinado T2B	26
Figura 12. Esquema conceptual hidrodinámico del acuífero libre.....	29
Figura 13. Metodología de investigación para el desarrollo de la tesis.	30
Figura 14. Localización de los datos e información recopilados en campo.	38
Figura 15. Evolución de la concentración de CFC's en la atmósfera en el hemisferio norte (Plummer et al., 2006).....	49
Figura 16. Localización de estaciones de precipitación e hidrológicas.	53
Figura 17. Localización del sensor automático en el humedal de la zona de estudio.....	54
Figura 18. Tipos de datos hidráulicos.	55
Figura 19. Curva de recuperación del bombeo para los puntos 8 y C34_D50_Alvaro_Perez. La línea punteada naranjada corresponde al valor 0,37 de H_t/H_o	58
Figura 20. Red de monitoreo de niveles piezométricos puntuales y automáticos.	59
Figura 21. Variación espacia temporal de la presión atmosférica en la zona de estudio.	64
Figura 22. Evolución diaria de la presión atmosférica durante el 15 y 16 de diciembre de 2016.....	64
Figura 23. Ajustes realizado a la curva del nivel piezométrico en el punto C33_D70_Dubis_Mercado.	66
Figura 24. Distribución espacial de la recarga anual estimada para 2017 por el método WTF (Bastidas et al., 2019).	70
Figura 25. Datos físico-químicos disponibles en 2013, 2014 y 2016.....	72
Figura 26. Localización de las estaciones de precipitación, puntos de monitoreo de isótopos estables del agua y tritio para el acuífero freático.....	77
Figura 27. Red de monitoreo de isótopos estables época seca (marzo 2017), isótopos radioactivos (carbono 14) y de gases clorofluorocarbonados-CFC's y Sulfuro Hexafluorido-SF6	78
Figura 26. Cálculo de la temperatura de recarga y exceso de aire en las muestras.	84

Figura 29. Variación mensual de las estaciones utilizadas para el análisis hidrodinámico.	87
Figura 30. Gráfico de caja y bigote para la precipitación diaria.	89
Figura 31. Variación espacial de la precipitación total anual para la zona de Urabá (WorldClim reportado por Bastidas et al., 2019).	89
Figura 32. Variación espacial de la tasa de infiltración, textura, del rendimiento específico y de la conductividad hidráulica.....	92
Figura 33. Columnas estratigráficas para los sectores de Carepa (a) y Turbo (b). Modificado de González (2013).....	94
Figura 34. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C35-D40, C36-D41, con respecto a la estación Prado Mar.	96
Figura 35. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C2-D13, C14-D14 y C34-D50 con respecto a la estación Santa Marta.....	96
Figura 36. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C11-D16, C16-D17, C30-D28 y C33-D70 con respecto a la estación Apto Los Cedros.	97
Figura 37. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C4-D30, 9, 8, 17, 18, 21, 38 y C42-D72 con respecto a la estación Triganá.	97
Figura 38. Superficies piezométricas para diciembre 2017 y febrero 2018.....	99
Figura 39. Oscilación horaria del nivel piezométrico en el punto C42-472 durante el 26 (0 horas) y 27 (48 horas) de septiembre de 2017.	101
Figura 40. Gráfico de cuantiles de la variación horaria del nivel piezométrico (dh) en el punto C42-D72_Las_Florez.	102
Figura 41. Gráfico de cuantiles de la variación horaria del nivel piezométrico (dh) en el punto C34-D50_Álvaro Pérez.	102
Figura 42. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C14-D14_Nicuro con respecto a la estación Santa Marta, siendo a) en toda la serie y b) agosto 2017.	105
Figura 43. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C4_D30_El_Congo con respecto a la estación Triganá.	106
Figura 44. Ascensos del nivel piezométrico en ausencia de precipitación en el punto C34-D50_Álvaro_Pérez	107
Figura 45. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C34-D50_Álvaro Pérez con respecto a la estación Santa Marta.....	107
Figura 46. Relación entre la cantidad de precipitación y los ascensos del nivel piezométrico generados.	108
Figura 47. Reacción del nivel piezométrico posterior al período de sequía entre enero 2017 y 7 de marzo 2017.....	108

Figura 48. Curvas de recesión para los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso, C14-D14_Nicuro y C34_D50_Alvaro_Perez	110
Figura 49. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la ocurrencia de la evaporación horaria (Estación Pista Indira).....	111
Figura 50. Oscilación diaria del nivel piezométrico en el punto C37-D.....	112
Figura 51. Evolución temporal horaria de la altura de la lámina de agua en el humedal.	112
Figura 52. Evolución temporal diaria de la altura de la lámina de agua del humedal y la precipitación cercana.	113
Figura 53. Relación gráfica horaria entre los niveles en el acuífero y el humedal.	113
Figura 54. Diagramas Box-Plot para el ciclo diurno de niveles en el humedal (izquierda) y en el acuífero (derecha).	114
Figura 55. Ciclos promedio diurnos correlacionados de los niveles en el acuífero y en el humedal.	114
Figura 56. Ciclos promedio diurnos correlacionados entre la evaporación y los niveles en el humedal (izquierda) y los niveles en el acuífero (derecha).....	115
Figura 57. Modelo conceptual de flujo de aguas subterráneas. P corresponde a la precipitación media anual (Bastidas et al., 2019), P/PL es una relación cualitativa que indica el tiempo transcurrido entre la precipitación y el ascenso del nivel piezométrico, k conductividad hidráulica, R recarga anual. ASUB/ASUP y ASUB/OM son anotaciones cualitativas que indican los flujos laterales de las aguas superficiales y la oscilación de las mareas, respectivamente.	118
Figura 58 . Variación espacial de la conductividad eléctrica en la época seca y húmeda.....	121
Figura 59. Variación espacial de la conductividad eléctrica en febrero 2018. En la parte superior derecha se presenta un zoom de los datos tomados al norte de la zona de estudio, donde se presentan zonas con conductividades superiores a los 3.000,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$	122
Figura 60. Diagrama Piper para época seca (a) y húmeda (b).....	123
Figura 61. Diagramas Stiff para las épocas húmeda y seca.....	124
Figura 62. Análisis de conglomerados para la campaña marzo 2017.	124
Figura 63. Relación de la conductividad eléctrica y los iones HCO_3^- y Cl^- . sin incluir los puntos 33 y 36.	125
Figura 64. Variación espacial del HCO_3^- y Ca^{2+}	127
Figura 65. Variación espacial del Mg^{2+} para marzo 2017.....	128
Figura 66. Gráfico HCO_3^- vs $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$	129
Figura 67. Variación espacial del índice de saturación de la calcita y dolomita para marzo 2017...	129
Figura 68. Variación temporal del HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+}	130

Figura 69. Variación espacial del Cl ⁻ y Na ⁺ para marzo 2017.....	131
Figura 71. Variación temporal del Cl ⁻ y Na ⁺	133
Figura 72. Variación temporal del K ⁺	133
Figura 73. Variación espacial del SO ₄ ²⁻ y Mn ²⁺ en marzo	134
Figura 74. Variación espacial del Fe ²⁺ y F ³⁺ para marzo 2017.	134
Figura 75. Variación espacial del NO ₃ ⁻ y el NH ₄ ⁺ para marzo 2017.....	135
Figura 76. Relación entre el contenido de.....	135
Figura 77. Variación temporal del SO ₄ ²⁻ , NO ₃ ⁻ y NH ₄ ⁺	136
Figura 78. Puntos de monitoreo de elementos trazas.....	139
Figura 79. Relación Na ⁺ vs Ca ²⁺ + Mg ²⁺	141
Figura 80. Evolución de la relación Na ⁺ /Ca ²⁺ en tres transectos.....	141
Figura 81. Relación entre el Fe ²⁺ y SO ₄ ²⁻	143
Figura 82. Localización de los transectos para la modelación hidrogeoquímica y la evolución en los iones mayoritarios.	144
Figura 83. Variación temporal del δ ¹⁸ O en la estación Caracolí con respecto a la precipitación mensual.....	147
Figura 84. Variación temporal del δ ¹⁸ O en la estación Tulenapa con respecto a la precipitación mensual.....	147
Figura 85. Variación temporal del δ ¹⁸ O en la estación Makaira con respecto a la precipitación mensual.....	148
Figura 86. Variación temporal del δ ¹⁸ O en la estación Casanova con respecto a la precipitación mensual.....	148
Figura 87. Evolución temporal de las medias ponderadas anuales en las cuatro estaciones. PA corresponde a la media ponderada multianual de la estación Makaira.	150
Figura 88. Composición isotópica mensual multianual ponderada para las cuatro estaciones. La cantidad de precipitación ha sido calculada como el promedio de los datos mensuales.....	151
Figura 89. Gráfico δ ¹⁸ O vs δ ² H	152
Figura 90. Gráfico de cuantiles del δ ¹⁸ O para marzo 2017.	152
Figura 91. Variación espacial del δ ¹⁸ O en el acuífero en marzo 2017.....	153
Figura 93. Variación de la composición isotópica de la zona de inundación.	155
Figura 94. Evolución temporal del δ ¹⁸ O de la precipitación, la zona de inundación, altura sobre el lecho y la precipitación en la estación Apto Los Cedros.	155

Figura 95. Concentración anual ponderada de tritio en la precipitación para diferentes estaciones.	158
Figura 96. Correlación lineal entre las estaciones Bogotá y Manaos, Izobamba, Bélem.	159
Figura 97. Resultados de la aplicación del método de correlación y Doney et al. (1992) para la reconstrucción de la crónica de tritio en la precipitación para la estación Bogotá	159
Figura 98. Reconstrucción del contenido de tritio en la precipitación.	160
Figura 99. Variación espacial del tritio y carbono 13, carbono 14 en el acuífero.	160
Figura 100. Resultados de la aplicación del modelo de contenido de tritio en el acuífero en función de una tasa de renovación variable.	161
Figura 101. Esquema de las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en la naturaleza	162
Figura 102. Gráfico CFC-113 vs CFC 11 y CFC-113-12.....	165
Figura 103. Síntesis gráfica de las edades y modelos resultantes del análisis de los CFC's.	166
Figura 104. Líneas de flujo para la síntesis hidrogeológica.	168
Figura 105. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 1.....	170
Figura 106. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 2.....	172
Figura 107. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 3.....	174
Figura 108. Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero freático del Golfo de Urabá	176

Índice de tablas

Tabla 1. Estudios realizados para mejorar el conocimiento en el sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá.....	5
Tabla 2. Clasificación unidades de suelo (IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007).	13
Tabla 3. Porcentaje de urbanización y cobertura en acueducto y alcantarillado, de acuerdo con el censo 2018 (DANE, 2018).	14
Tabla 4. Síntesis de las formaciones geológicas presentes en la zona de estudio. Elaborada a partir de INGEOMINAS (1995), INGEOMINAS (2001) y González (2002).....	18
Tabla 5. Síntesis de los datos e información recopilada en el desarrollo de la tesis.	33
Tabla 6. Tipos de datos de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores.	40
Tabla 7. Localización de estaciones de precipitación.....	52
Tabla 8. Localización de estaciones de caudal y del humedal	54

Tabla 9. Resultados pruebas de infiltración. (Betancur et al., 2018). La última columna indica los puntos de la red de nivel piezométrico en los cuales se realizaron pruebas de infiltración.	55
Tabla 10. Resultados de los análisis texturales, rendimiento específico y conductividad hidráulica para los puntos en común.	57
Tabla 11. Características del entorno de los sitios instalados con sensores automáticos.	60
Tabla 12. Profundidad del agua subterránea medida a escala de baja resolución.	62
Tabla 13. Datos de los Baros-Divers instalados.....	63
Tabla 14. Correcciones realizadas a los datos provenientes de los Divers.....	65
Tabla 15. Resumen de la recarga total y la variación en el almacenamiento estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo (Bastidas et al., 2019).	69
Tabla 16. Análisis hidrogeoquímicos representativos de la época húmeda en el acuífero freático. .	71
Tabla 17. Análisis hidrogeoquímicos marzo 2017 en el acuífero freático.....	74
Tabla 18. Estaciones de precipitación para el análisis isotópico.....	79
Tabla 19. Estadísticos básicos de los datos de isótopos estables de la precipitación y del acuífero freático.	79
Tabla 20. Muestras con exceso en deuterio menor de 7,0 %......	80
Tabla 21. Resultados de isótopos estables del agua y tritio en el acuífero en los años 2013, 2014, 2017 y 2018.	80
Tabla 22. Resultados de isótopos estables de la zona de inundación.....	81
Tabla 23. Resultados de los isótopos estables de la precipitación próxima a la zona de inundación.	82
Tabla 24. Resultados de análisis de ³ H, ¹³ C, ¹⁴ C, CFC's y SF ₆	83
Tabla 25. Resultados de diferentes gases en las muestras.	83
Tabla 26. Síntesis de la precipitación mensual en cada estación y la media mensual multianual.	88
Tabla 27. Resumen de las correlaciones de las estaciones de precipitación diaria y el porcentaje de eventos de precipitación comunes entre pares de estaciones.....	90
Tabla 28. Síntesis de las variables y parámetros hidráulicos del acuífero libre.....	93
Tabla 29. Conductividad hidráulica en las épocas secas y húmedas.....	95
Tabla 30. Análisis de la variación horaria del nivel piezométrico y resumen del análisis de los descensos producto de extracción del agua. Déficit promedio indica la profundidad restante a recuperar.	100
Tabla 31. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 5 días entre los ascensos promedio diarios del nivel freático y la precipitación total diaria (Bastidas et al., 2019).....	103

Tabla 32. Síntesis de la evaluación integrada del componente de hidrodinámica	104
Tabla 33. Resumen de las curvas de recesión del nivel promedio diario en los puntos de monitoreo (Bastidas, 2019).	109
Tabla 34. Estadísticos básicos en la escala horaria para la lámina de agua en el humedal y el nivel piezométrico en el acuífero. Época seca (25/01/2018 a 31/03/2018)	115
Tabla 35. Pesos de las componentes.	125
Tabla 36. Matriz de correlación entre diferentes elementos trazas.	137
Tabla 37. Síntesis de elementos trazas y iones minoritarios de interés en esta tesis.	138
Tabla 38. Resultados de la modelación hidrogeoquímica usando el software Netpath. Resultados en mmol/l.	145
Tabla 39. Medias anuales ponderadas para el ¹⁸ O y ² H en las cuatro estaciones.	149
Tabla 40. Composición isotópica mensual ponderada multianual de la precipitación.	150
Tabla 41. Resultados del nuevo modelo unificado C-G de la zona de inundación.	156
Tabla 42. Localización y período de medición de las estaciones de medición de tritio consultadas.	157
Tabla 43. Concentraciones equivalentes en pptv de CFC-11, CFC-113, CFC-12 y SF6 en las muestras.	164

INTRODUCCIÓN

Los acuíferos freáticos son una fuente importante de recursos hídricos en todo el mundo, se consideran un recurso estratégico para el consumo humano y el desarrollo de actividades económicas. Estos acuíferos regulan el ciclo del agua a lo largo del año mediante procesos de recarga y pueden tener posibles conexiones con ríos y humedales. Estos acuíferos son vulnerables a la contaminación (Abu-alnaeem et al., 2018; Bunnell-Young et al., 2017) y a las oscilaciones climáticas (Liesch & Wunsch, 2019). Además, los acuíferos freáticos que subyacen a las llanuras aluviales costeras pueden ser particularmente vulnerables al bombeo excesivo de las aguas subterráneas y a la intrusión de agua salada (Kaplan & Muñoz-Carpena, 2014), lo cual podría dar lugar a un deterioro de la calidad del agua. Esa situación implica un riesgo, dado que las zonas costeras albergan a más de la mitad de toda la población y las actividades humanas (Chatton et al., 2016). En el marco de este contexto, es necesario entonces, generar un conocimiento apropiado para entender la dinámica en estos acuíferos, donde debido a la heterogeneidad del medio puede presentarse variaciones en la conductividad hidráulica en las tres dimensiones (Priyanka et al., 2018), que modifican los flujos del agua subterránea. Adicionalmente, estos acuíferos, en constante conexión con el ciclo hidrológico, pueden presentar diversas fuentes de recarga directa (precipitación) e indirecta (fuentes superficiales, flujos regionales) (Santoni et al., 2018), lo que dificulta su entendimiento, especialmente en regiones húmedas tropicales con disponibilidad de agua a lo largo del año para los procesos de recarga.

Actualmente se dispone de nuevas técnicas en hidrogeología para mejorar la comprensión de los procesos hidrogeológicos. Este conocimiento comprende entre otros aspectos, la evaluación integrada de las características hidráulicas, las direcciones de flujo inferidas de superficies piezométricas, y el análisis de las oscilaciones del nivel piezométrico y su relación con la precipitación (Cai & Offerdinger, 2016). El conjunto de esta información permite proponer un modelo conceptual de flujo de aguas subterráneas y en conjunto, con la geoquímica y la información isotópica elaborar el modelo hidrogeológico conceptual (Kpegli et al., 2018; Beaudry et al., 2018).

La caracterización hidrogeoquímica comprende la identificación de los procesos geoquímicos responsables de la mineralización de las aguas subterráneas, su correspondencia con las trayectorias de flujo y, en consecuencia, una posible identificación del modo de recarga, zonas de tránsito y descarga (Armengol et al., 2017; Mostaza-Colado et al., 2018).

En este contexto, la mineralización del agua ocurre en acuíferos freáticos debido a procesos geoquímicos naturales: i) el contacto del agua con dióxido de carbono de la respiración de la vegetación, la oxidación de la materia orgánica y la reacción de la calcita con $\text{CO}_{2(g)}$ (Appelo & Postma, 2005) y silicatos (Hounslow, 1995), ii) intercambio catiónico a través de la interacción del agua con las arcillas (Dhaoui et al., 2016): estos procesos constituyen el mecanismo geoquímico más común de adquisición química. Ocasionalmente podrían producirse otros procesos: iii) acumulación de sales en el suelo debido a la evaporación durante la estación seca y la removilización en la estación húmeda (Salama et al., 1999; Jolly et al., 2008) iv) disolución de evaporitas (Warner et al., 2013) v) mezcla con aguas subterráneas salinas profundas (Zabala et al., 2016) e vi) intrusión marina (Shi et al., 2018). Además, los procesos de contaminación podrían modificar la calidad natural de los acuíferos (Sun et al., 2016). En los acuíferos freáticos con niveles piezométricos cerca de la superficie, la identificación y cuantificación de estos procesos es esencial para tomar decisiones sobre la gestión de los recursos hídricos, incluida su protección contra la contaminación.

Los isótopos estables del agua pueden ser utilizados para validar áreas de recarga, tránsito y descarga, determinadas tanto en el modelo conceptual de flujo regional como en la evaluación hidrogeoquímica, como se muestra en Ferrer et al. (2019). Además, permiten identificar los sistemas de flujo regionales, intermedios y locales y la conexión entre las aguas superficiales y los acuíferos aluviales (Joshi et al., 2018). Un enfoque integrado, utilizando múltiples isótopos radiactivos y trazadores ambientales como los gases clorofluorocarbonos -CFC's- y hexafluoruro de azufre -SF₆-, permite determinar los tiempos de residencia de las aguas subterráneas (Gourcy & Brenot, 2011; Aquilina et al., 2015). Los CFC's y SF₆ han sido utilizados ampliamente para estimar la edad reciente de las aguas subterráneas (Plummer et al., 2006; Plummer & Busenberg, 1998).

El área de estudio de esta tesis corresponde a la región del Golfo de Urabá, caracterizada por un clima húmedo tropical, localizada en la costa del departamento de Antioquia, Colombia. Si bien las principales reservas de agua subterránea, en esta zona, residen en el acuífero confinado, el acuífero libre, se utiliza también para el abastecimiento doméstico y para suplir necesidades de actividades agrícolas a escala de cultivos de menor extensión; por otra parte el valor estratégico del mismo está relacionado a las funciones ecosistémicas de regulación y producción en el sistema acuífero-humedal (García et al., 2018). Asimismo, hay que considerar que mientras el acuífero confinado ha sido ampliamente estudiado (INGEOMINAS, 1995; Paredes, 2010a; Villegas, 2013; Villegas et al., 2013; Ossa, 2017 ; Duque, 2017 ; Ossa & Betancur, 2018; Villegas et al., 2018), sobre el acuífero libre poco se ha investigado, razón por la cual se desconoce su funcionamiento hidrodinámico, su interrelación con los cuerpos de agua superficial, su conexión con el acuífero confinado, los efectos que sobre él puede tener la cercanía a la costa, la evolución y la edad del agua.

Bajo este contexto, las Autoridades Ambientales, requieren conocer adecuadamente el funcionamiento y la dinámica de estos acuíferos, con el fin de establecer políticas de gestión certeras con miras a proteger el recurso hídrico de fuentes y actividades contaminantes y asegurar su disponibilidad para presentes y futuras generaciones.

En este sentido, se plantea una idea de investigación que parte de las siguientes preguntas:

- ¿Cuál es el patrón de flujo del agua subterránea en el acuífero y su relación con la precipitación?
- ¿Cuáles son los principales procesos hidrogeoquímicos que ocurren en el acuífero?
- ¿Cuáles son las zonas y fuentes de recarga en el acuífero?
- ¿Cuál es la edad media del agua subterránea y su relación con el flujo y la recarga del acuífero?

A continuación, se presentan los objetivos de la investigación:

Objetivo General

Comprender el funcionamiento y dinámica de un acuífero freático heterogéneo, basado en su comportamiento hidrodinámico, procesos hidrogeoquímicos y tiempos de tránsito y residencia del agua subterránea.

Objetivos específicos:

- Proponer un modelo conceptual de flujo del agua subterránea en el acuífero freático del Golfo de Urabá a partir de variables hidrodinámicas.
- Evaluar el origen de la composición geoquímica de las aguas subterráneas en el acuífero freático del Golfo de Urabá.
- Identificar las zonas y fuentes de recarga difusa y/o local del acuífero a partir de los isótopos estables del agua, isótopos radioactivos y otros trazadores como CFC's y SF₆, integrando los resultados de la caracterización hidrodinámica e hidrogeoquímica.
- Proponer un modelo hidrogeológico conceptual que represente el funcionamiento del sistema acuífero freático, a partir de la integración de los resultados anteriores.

Este manuscrito está organizado en cuatro capítulos, que dan cuenta de la ejecución de la tesis doctoral.

En el capítulo 1 se hace una descripción general de la zona de estudio, partiendo de los antecedentes que se tienen del conocimiento de este sistema -que justifica la relevancia de esta investigación- y teniendo en cuenta las características ambientales, socioeconómicas, geológicas e hidrogeológicas del noroccidente del país, específicamente en la denominada zona del Eje Bananero del Golfo de Urabá.

En el capítulo 2 se exponen los materiales y los métodos, planteando inicialmente, de forma general, el proceso de la metodología científica y haciendo referencia posteriormente a los métodos, fuentes y el tratamiento de los datos y la información. Los resultados con los que se da cuenta del cumplimiento de los objetivos se presentan en los capítulos 3 y 4, primero haciendo referencia al modelo de flujo, caracterizando las condiciones hidrogeoquímicas e interpretando la información isotópica (capítulo 3); posteriormente se integra el funcionamiento del sistema de acuerdo con los datos recolectadas y se plantea el modelo hidrogeológico conceptual (capítulo 4). Finalmente, se presentan las conclusiones y perspectivas.

1. ZONA DE ESTUDIO

1.1. Antecedentes

El 75% del territorio colombiano presenta potencialidades hidrogeológicas para el almacenamiento de aguas subterráneas con reservas estimadas del orden de 5.848 km³ (IDEAM, 2015a), sin embargo sólo se conoce el 15%, reflejado en 65 sistemas acuíferos identificados a la fecha. Dentro de estos, 11 sistemas acuíferos costeros han sido reconocidos, con diferentes grados de conocimiento. Entre estos se destacan los siguientes: Golfo de Morrosquillo, Santa Marta, Maicao, San Andrés y Golfo de Urabá. En todos ellos se han incorporado, para el estudio, métodos hidrodinámicos, geoquímicos e isotópicos (IDEAM, 2019a).

El estudio hidrodinámico se ha basado en el conocimiento de parámetros hidráulicos y datos de mediciones puntuales de niveles estáticos para construir superficies piezométricas. En algunos casos se cuentan con mediciones de niveles mediante sensores automáticos.

Mediante las técnicas hidrogeoquímicas, se han identificado tipos de facies hidrogeoquímicas, validando trayectorias de flujos en algunos casos y definiendo zonas de recarga, tránsito y descarga por medio de la evolución hidrogeoquímica.

El uso de la hidrología isotópica para la identificación de zonas de recarga y la determinación del tiempo de residencia en Colombia, inició gracias a la cooperación que se ha tenido con iniciativas como el Proyecto de Protección Integral de Aguas Subterráneas (PPIAS), llevado a cabo entre 2001 y 2011 en colaboración con el Gobierno Británico y del Organismo Internacional de Energía Atómica-IAEA (IAEA, 2009a; Taupin et al., 2009). Hoy se cuenta con una Red Nacional de Isotopía de precipitación operada por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales-IDEAM. Actualmente, Colombia hace parte del proyecto Regional OIEA RLA/7024 “Aplicación de la Hidrología Isotópica a las Evaluaciones Regionales del Agua”. La Universidad de Antioquia, Colombia, ha consolidado una línea de investigación en hidrología isotópica, aplicando estas técnicas para la validación de modelos hidrogeológicos en varias regiones de Colombia: Bajo Cauca Antioqueño (Corantioquia & Universidad de Antioquia, 2006; Palacio, 2014; Betancur, 2008; Palacio & Betancur, 2007), Valle de Aburrá (Universidad de Antioquia & AMVA, 2018) y Urabá (Villegas et al., 2018).

El sistema acuífero del Golfo de Urabá comprende un acuífero freático y un acuífero confinado. El acuífero confinado de Urabá ha sido objeto de estudios desde el año 1995, cuando se efectuó la primera evaluación hidrogeológica por el entonces denominado INGEOMINAS (hoy Servicio Geológico Colombiano). Ese modelo conceptual ha sido actualizado y mejorado por medio de las investigaciones realizadas en el marco de convenios de cooperación entre la Universidad de Antioquia y CORPOURABA desde el año 2009. El acuífero freático ha sido objeto de estudios puntuales, de los cuales sólo los realizados por Pineda (2017); Garcia et al. (2018) y Bastidas et al. (2019) han sido enfocados específicamente a comprender el funcionamiento hidrológico de este acuífero (Tabla 1).

Tabla 1. Estudios realizados para mejorar el conocimiento en el sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá.

Nombre	Acuífero estudiado	Fuente	Síntesis de las conclusiones
Evaluación hidrogeológica en el Urabá Antioqueño	Freático y confinado	(INGEOMINAS, 1995)	Se identificaron y evaluaron las principales unidades acuíferas presentes en la región, dando como resultado un acuífero libre Qal y un acuífero confinado T2B
Modelo numérico del acuífero del Eje Bananero (Golfo de Urabá)	Confinado	(Betancur, 1996)	Mediante la modelación numérica, se identificó la zona de recarga principal para el acuífero confinado, correspondiente a la Serranía de Abibe. El modelo es sensible a las condiciones iniciales, al parecer por las condiciones físicas presentes en la región occidental, en donde los espesores de la unidad son muy pequeños y tienen pendientes máximas. El modelo fue calibrado con datos de conductividad hidráulica vertical.
Modelo geológico conceptual del acuífero del Golfo de Urabá a partir de la interpretación de información geológica y geofísica	Confinado	(Universidad Nacional & CORPOURABA, 2010)	Se retoma la información geológica de Ingeominas 1995 y se complementa con nuevos sondeos eléctricos verticales. A partir de esta información, se definen el potencial de unidades hidrogeológicas.
Susceptibilidad a la contaminación salina del acuífero costero del eje bananero de Urabá (Golfo de Urabá) con técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas	Confinado	(Paredes, 2010a) (Paredes et al., 2010b)	Los procesos de salinidad que se insinúan en las muestras de agua subterránea en el acuífero confinado podrían tener relación con transgresiones marinas (entrada del mar al continente) que propiciaron ambientes de depósitos salinos que sumados a las particularidades litológicas del acuífero en la zona muestreada podrían, sentar las bases de las explicaciones de las anomalías de salinidad detectadas.
Evaluación del peligro potencial de contaminación de las aguas subterráneas por agroquímicos	confinado	(Vargas, 2011)	Se evidencia la necesidad de diseñar la Red de Monitoreo de calidad del acuífero libre analizando los mismos parámetros físico-químicos de la Red de Monitoreo del Acuífero Confinado e incorporando nuevos parámetro como NO_3^- y NH_4^+ , pesticidas. Estos últimos representan un riesgo potencial de contaminación al acuífero libre.
Caracterización isotópica del acuífero del golfo de Urabá, utilizando ^2H , ^3H , ^{18}O , ^{14}C y ^{13}C , 2010-2012	Confinado	(Villegas, 2013) (Villegas et al., 2013) (Villegas et al., 2018)	Por medio de la hidrodinámica, de la hidrogeoquímica y la isotopía, se logró identificar la existencia de un flujo desde el este al nor-oeste y hacia el oeste en el acuífero confinado, donde se presentan un incremento particularmente de los iones HCO_3^- y Na^+ , hacia el final de cada línea de flujo. Se observa una disminución de la relación $\text{Mg}^{+2} + \text{Ca}^{+2}$ acompañada de un exceso marcado de Na. Las edades registradas en el acuífero confinado en la zona norte varían de 5.107 a 33.159 años a lo largo del flujo, mientras que en la zona sur donde los flujos son más rápidos, las edades del agua subterránea esta entre modernas y 11.530 años, además hay mayor conductividad hidráulica.
Actualización del Modelo Hidrogeológico Conceptual del Sistema Acuífero del Urabá antioqueño.	Confinado	(Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014)	Por medio de la reinterpretación de información estratigráfica y herramientas hidrodinámicas, hidrogeoquímicas e isotópicas, se actualizó el modelo hidrogeológico conceptual, llegando a la conclusión de que el sistema hidrogeológico del golfo de Urabá, corresponde a un sistema acuífero multicapa con material de arena y grava alternado por grandes secuencias de material arcilloso.
Plan de Manejo Ambiental de Acuífero del Sistema	Freático y confinado	(Universidad de Antioquia &	A partir de una caracterización física y social del territorio, se conformó una mesa de trabajo y se formularon doce proyectos para mejorar la gestión del agua subterránea en la región.

Nombre	Acuífero estudiado	Fuente	Síntesis de las conclusiones
Hidrogeológico del Golfo de Urabá.		CORPOURABA, 2016)	
Nivel de fondo químico natural para un sistema acuífero. Caso de estudio: Urabá Antioqueño	Freático y confinado	(Ossa, 2017) (Ossa & Betancur, 2018)	Las zonas no intervenidas se concentran en zonas muy puntuales del acuífero y no es posible obtener estos rangos de concentración de fondo natural mediante el estudio de estas zonas, ya que no representarían el sistema de forma adecuada, por esto los niveles de fondo natural se definieron a partir de métodos estadísticos.
Modelación multi-escala del flujo de aguas subterráneas en medios hidrogeológicos complejos. Sistema acuífero del eje bananero del Urabá antioqueño.	Freático y confinado	(Duque, 2017) (Duque et al., 2018)	Este trabajo logró representar en un modelo, numéricamente el flujo de agua subterránea en el sistema acuífero del Urabá antioqueño. El modelo regional muestra que la zona de recarga, en la Serranía de Abibe, juega un papel importante para el mantenimiento del agua en la zona de estudio, es evidente que el agua se mueve desde el oriente (Serranía de Abibe) al occidente (río León y el golfo) en todas las capas del modelo. El modelo intermedio hace evidente una relación entre las aguas subterráneas freáticas y las superficiales. La escala local al costado noroccidental muestra una fuerte relación del agua subterránea con el río Chigorodó que capta el flujo base.
Determinación de estigofauna en las aguas subterráneas de la subregión del Urabá antioqueño.	Freático	(Pineda, 2017)	Mediante este estudio fue posible determinar la presencia de estigofauna en el sistema hidrogeológico del Urabá antioqueño; la identificación por orden de organismos clasificados como estigofilos (ostrácodos, copépodos y nematodos) y otros como amebas y rotíferos. La variación temporal mostró la desaparición del orden copépodos en la temporada seca, tal vez por la migración de estos hacia el agua superficial en búsqueda de alimento; y la prevalencia del orden ostrácodo en los dos muestreos, tal vez por las características morfológicas de éste que le permitieron adaptarse a ambas condiciones hidroclimáticas.
Modelo conceptual de funcionamiento hidrológico del sistema acuífero-humedal.	Freático y confinado	(García, 2018) (García et al., 2018)	Se realizó inicialmente, la evaluación de la relación que tiene la dinámica hidrológica en superficie con la subterránea a partir de datos de precipitación comparados con registros del acuífero freático. Se presentan una propuesta de un modelo conceptual general de funcionamiento hidrológico, que da cuenta de los diferentes estados hídricos de sistemas acuífero- humedal, desde la cota de inundación en superficie hasta la base del acuífero libre
Delimitación de las zonas de recarga del sistema acuífero y fortalecimiento de la mesa de trabajo – MACURA-	Freático y confinado	(Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2018) (Betancur et al., 2018)	Se aplicaron diversas metodologías para identificar las zonas de recarga del acuífero freático y confinado. Se presenta una propuesta de zonas de recarga de mayor y menor importancia del acuífero superficial validadas y se propusieron unas medidas de manejo para su protección.
Modelo conceptual de la recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico Golfo de Urabá, evaluando su magnitud y variabilidad espacio – temporal	Freático	(Bastidas, 2019) (Bastidas et al., 2019)	La principal fuente de recarga del acuífero freático del sistema hidrogeológico del Golfo de Urabá es la precipitación con un promedio de 539 mm/año que corresponde a un 19% de la precipitación.

1.2. Localización y características ambientales de la zona de estudio

El área de estudio (acuífero freático del Golfo de Urabá) se localiza en la costa norte del departamento de Antioquia y comprende los municipios de Turbo, Apartadó, Carepa y Chigorodó. La superficie de 1.030 km² se extiende entre las Serranías de Abibe y Las Palomas en el este, Mar Caribe y Golfo de Urabá al noroeste; río León al suroeste y oeste (Villegas et al., 2018) (Figura 1).

El relieve es plano con una leve inclinación hacia el nor-occidente, presentando alturas que varían entre 0 m.s.n.m en el Golfo de Urabá a 100 m.s.n.m en el municipio de Chigorodó. En la zona se encuentran tres tipos de geoformas que dominan el relieve; la primera corresponde al sector de planicie con pendientes muy suaves presentes hacia el sector central y occidental, como producto del relleno de las depresiones bajo el efecto de la denudación de relieves preexistentes. La segunda muestra relieves de lomeríos intermedios muy disectados que se ubican hacia el centro oriente, entre Apartadó, Carepa y Chigorodó. La tercera geoforma es de montañas con drenajes profundos, localizada hacia el oriente, a lo largo de la Serranía de Abibe (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014).

La zona de estudio abarca parte de la cuenca del río León y de la cuenca del río Turbo - Currulao.

La cuenca del río León nace en las estribaciones suroccidentales de la Serranía de Abibe al Norte de Mutatá a 1.540 m.s.n.m en el departamento de Antioquia y desemboca en el Golfo de Urabá con una extensión de 2.201 km². Ocupa la zona centro y sur del área de estudio. El 52 % de la cuenca presenta una pendiente plana a ligeramente inclinada, con valores inferiores a 7 %.

La cuenca río Turbo-Currulao nace sobre los 690 m.s.n.m en el nor-oriente y se caracteriza por tener una zona de llanuras que va desde la desembocadura en el Golfo hasta el pie de monte de la Serranía, constituyendo un relieve plano y ondulado. Esta cuenca se clasifica como pericontinental, debido a su ubicación costera y tiene una extensión de 897 km² (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2018). Ocupa la zona norte del área de estudio. En la zona, se destacan otros ríos como el río Chigorodó, Carepa, Zungo, Apartadó, Grande y Arcua (Figura 2).

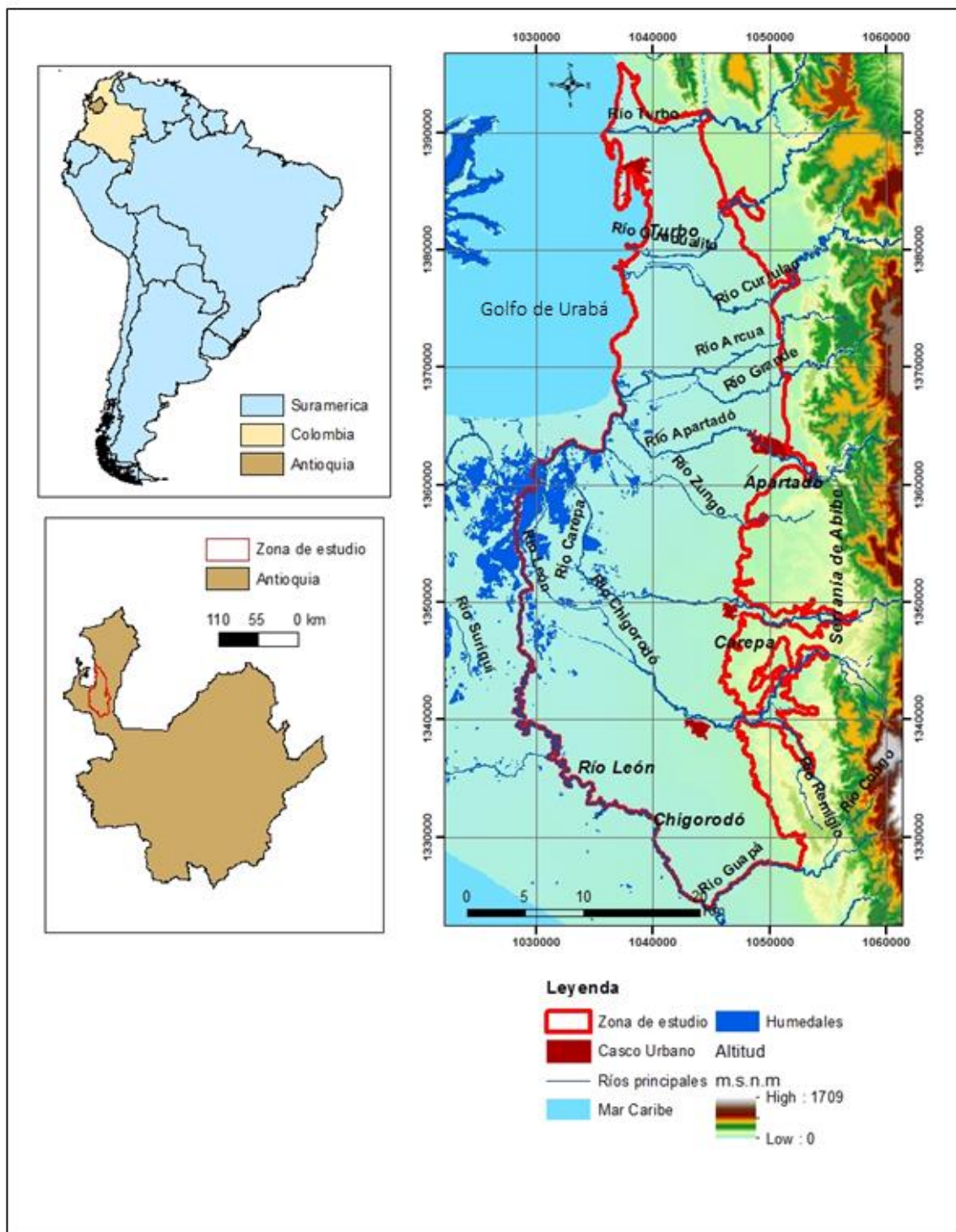


Figura 1. Localización de la zona de estudio y relieve.

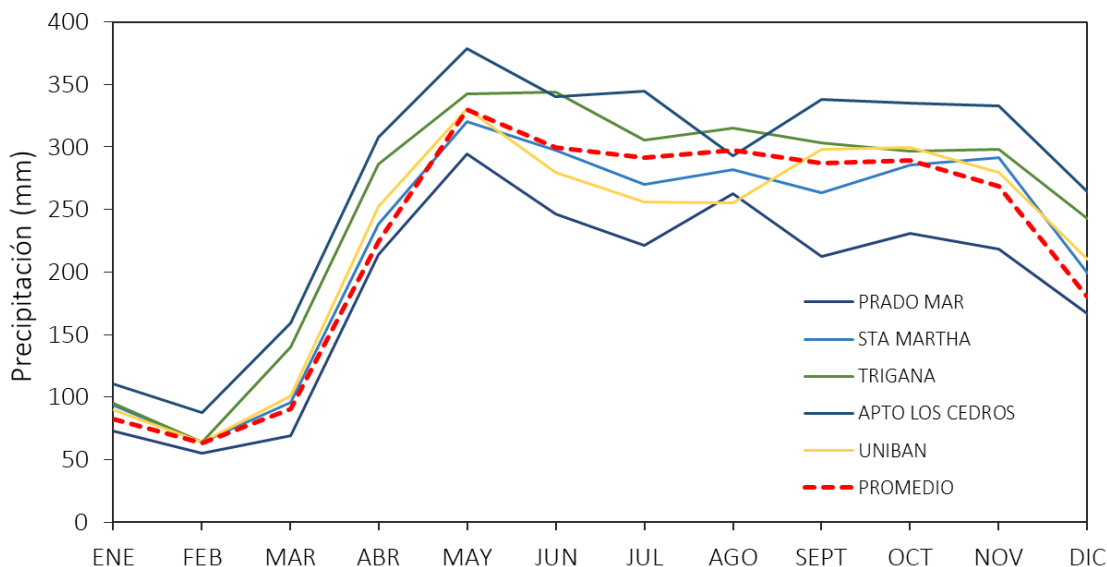


Figura 3. Ciclo promedio multianual de lluvias en la zona de estudio y alrededores
Adaptado de Bastidas et al. (2019).

La precipitación anual multianual varía entre un mínimo de 1.410 mm/año y un máximo de 4.078 mm/año con un promedio de 2.877 mm/año, presentado un gradiente que aumenta desde el noroeste al sureste. La variabilidad anual de la precipitación de la zona de estudio se encuentra afectada por fenómenos climatológicos a escala global como el ENSO en sus fases El Niño y La Niña.

La evaporación, medida por seis estaciones a partir de tanque evaporímetro desde 1965 hasta 2018, presenta un ciclo cuasi bimodal en la zona de estudio, mostrando un pico de evaporación entre febrero y abril y un segundo pico de menor magnitud en octubre. Esta variable registra oscilaciones mensuales de alrededor de 84 y 125 mm/mes (Figura 4). Las tasas anuales de evaporación entre estaciones varían entre 1.172 mm/año y 1.282 mm/año (Bastidas, 2019).

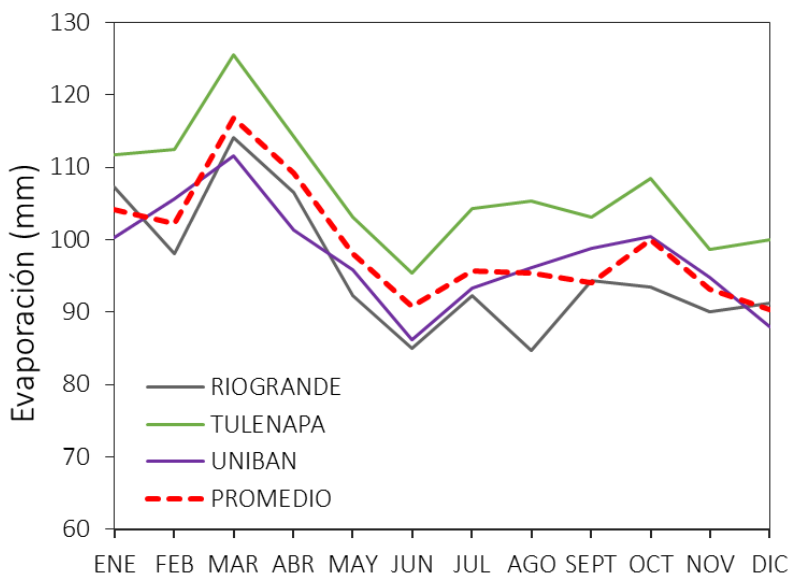


Figura 4. Ciclo promedio multianual de la evaporación en la zona de estudio.
Adaptado de Bastidas (2019).

El viento presenta una dirección norte-sur entre los meses de noviembre a marzo, predominando los vientos que provienen del Mar Caribe. A partir del mes de abril, se observa una tendencia de vientos que entran desde el norte hacia el noreste y desde el pacífico sur, que afecta la zona sur principalmente, hasta el mes de octubre (IDEAM, 2015b).

De acuerdo con la información disponible en el mapa de coberturas (IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007), la mayor extensión corresponden a los cultivos permanentes herbáceos, que están asociados a los cultivos de plátano y banano (37.298 ha), con un porcentaje del 37 % del total del área. Estos cultivos representan la principal actividad económica de la región. Sigue en importancia la cobertura de pastos con una extensión de 15.143 ha, que corresponde a un 15 % de la zona. Esta cobertura se asocia principalmente a la producción pecuaria representada, en la región en actividades tales como la ganadería vacuna, ganadería de bufalinos, ganadería ovina, ganadería caprina, porcicultura y equinos. Las coberturas boscosas cuentan con una extensión de 7.841 ha, que representan un porcentaje de área 8 % siendo el sector de la Serranía de Abibe, el que presenta una mayor área de conservación de coberturas naturales (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2018) (Figura 5). El tejido urbano comprende 1.486 ha, los cultivos de menor extensión presentados como mosaico de cultivos, pastos, espacios naturales y palma de aceite suman en total 6.174 ha. La vegetación registra 4.870 ha. Finalmente, se encuentran los cuerpos de agua superficial con 1.617 ha, dentro de los cuales se encuentran los humedales. El humedal boscoso de agua dulce presenta vegetación principalmente de tipo catival, con dominancia de *Prioriacopaifera* Grisebach (cativo). Además, se presentan otras especies como *Anacardium excelsum* (Caracolí), *Lecythis turyrana* (Olleto), *Copaifera panamensis* (Canime). Otras especies arbóreas de importancia ecológica y económica presentes en estos humedales boscosos remanentes son: *Pterocarpus officinalis* (Sangregao), *Cynometra longifolia* (mangleduro), *Symphonia globulifera* (tometo), *Inga saffordiana* (guamo), *Pachira acuatica* (Salero) y *Tabebuia rosea* (roble) (Universidad de Medellín & Corpouraba, 2012).

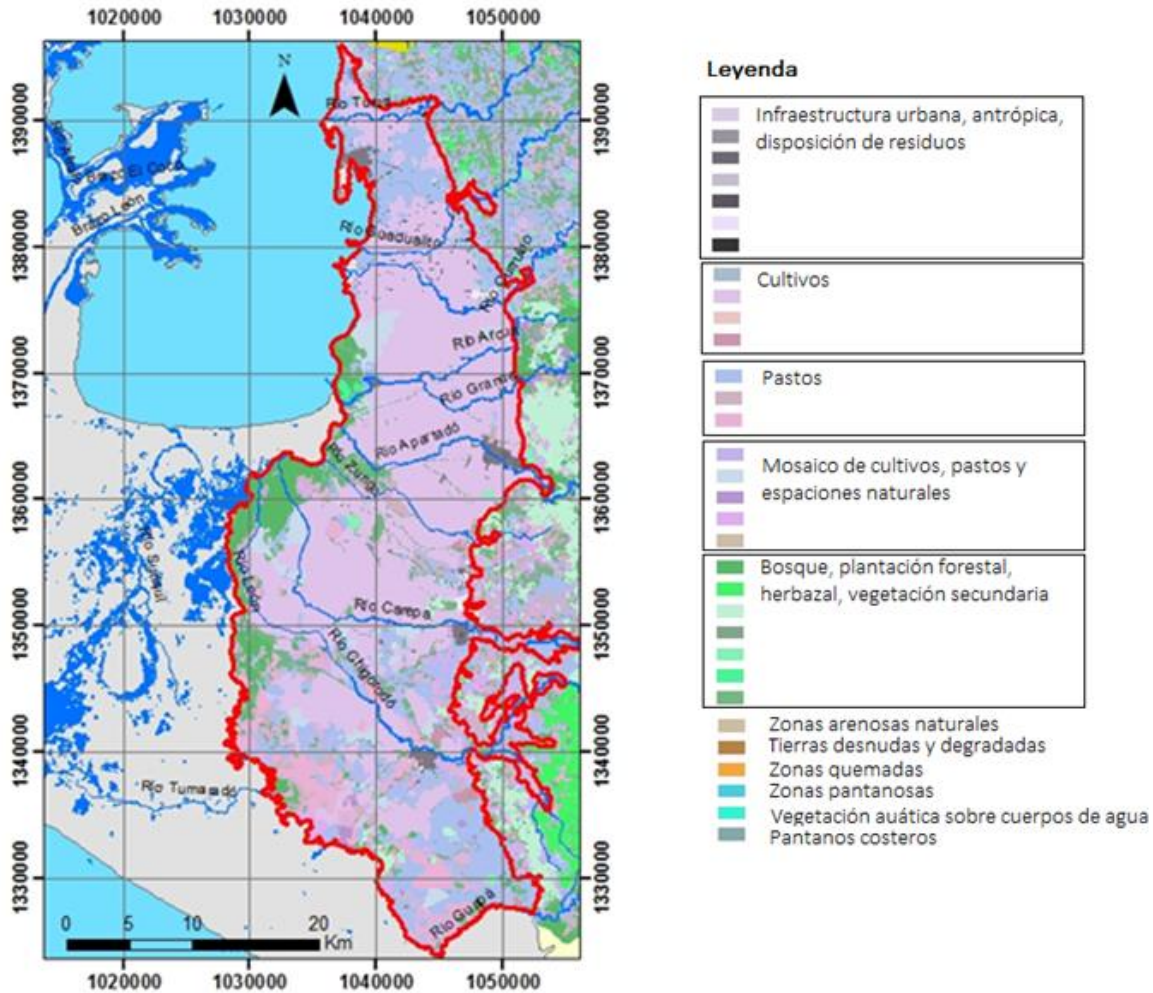


Figura 5. Coberturas de la tierra en la zona de estudio.
 Modificado de IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA (2007) por (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2018).

La clasificación textural de los suelos, realizada por el IGAC y la Gobernación de Antioquia (2017) (Figura 6), indica el predominio de suelos RB con texturas gruesas a finas (Tabla 2). Bastidas et al. (2019) complementaron este mapa, a partir de muestras con análisis texturales tomados en campo, determinando suelos finos principalmente hacia el costado occidental de la zona de estudio y los suelos con texturas gruesas principalmente en las estibaciones de la Serranía de Abibe, especialmente asociados a las unidades de suelo LA-PC.

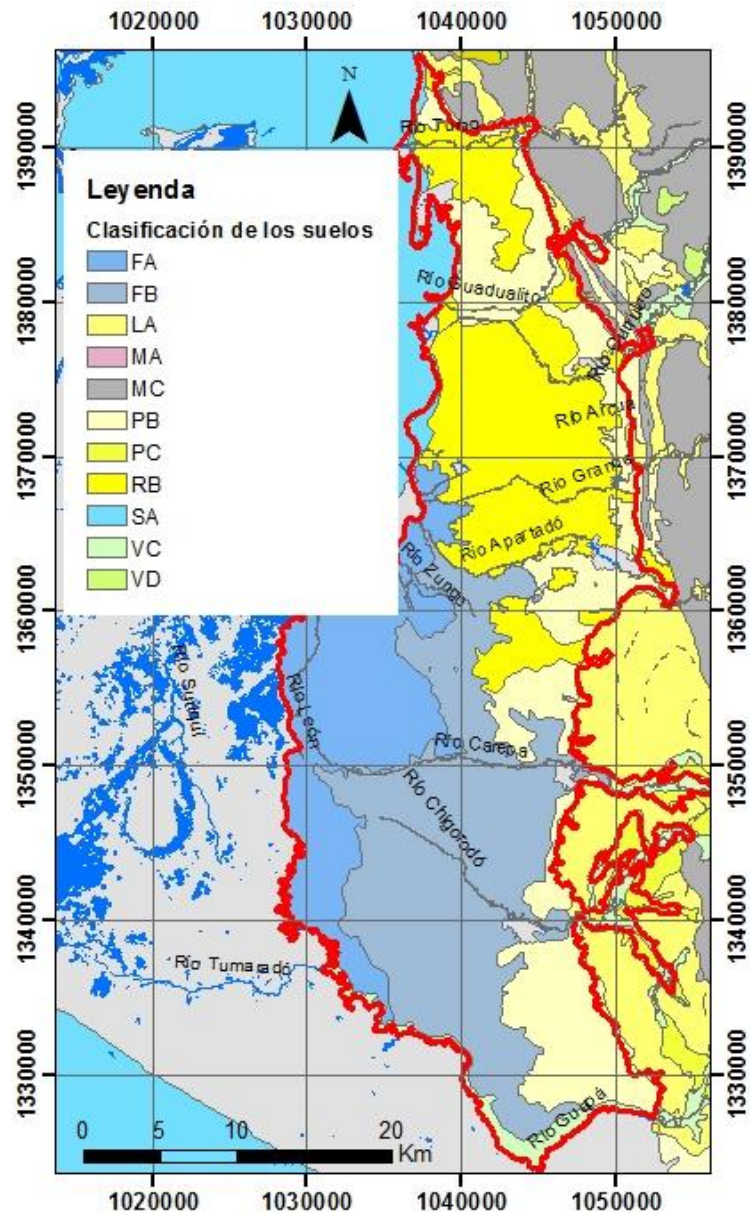


Figura 6. Clasificación del suelo.
(IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007)

Tabla 2. Clasificación unidades de suelo (IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007).

UNIDAD DEL SUELO (IGAC)	DESCRIPCIÓN
FA	Suelos de clima cálido muy húmedo que ocupan la posición de plano de inundación, en relieve plano. Se han originado de sedimentos mixtos fluvioacustres y materiales orgánicos; son muy superficiales a moderadamente profundos con texturas medias a finas.
FB	Suelos de clima cálido muy húmedo que ocupan la posición de terrazas de relieve plano. Originados de sedimentos aluviales mixtos.

UNIDAD DEL SUELO (IGAC)	DESCRIPCIÓN
LA	Suelos de clima cálido seco a húmedo y cálido húmedo a muy húmedo. Ocupan las posiciones geomorfológicas de lomas, colinas y vallecitos, de relieve plano a moderadamente escarpado. Se han originado de arcillolitas, areniscas, granodioritas y filitas y de aluviones de granulometría variada.
MA	Suelos de clima cálido seco y cálido seco a cálido húmedo, originados de rocas sedimentarias e ígneas y de sedimentos coluvioaluviales mixtos.
MC	Suelos de clima cálido húmedo y cálido húmedo a muy húmedo; se han originado de rocas sedimentarias, metasedimentarias, metamórficas y depósitos coluviales mixtos;
PB	Suelos de clima cálido húmedo y cálido muy húmedo de abanicos, de relieve plano a ligeramente ondulado, originado de depósitos aluviales mixtos.
PC	Suelos de clima cálido muy húmedo de abanicos aluvio-torrenciales, abanicos, terrazas y glaciares, de relieve plano a quebrado. Se han originado de depósitos aluviales mixtos con aportes coluviales gruesos.
RB	Suelos de clima cálido húmedo. Ocupan la posición de terrazas, pie de plano, desarrollados de aluviones de diferente granulometría
SA	Suelos de clima cálido seco y cálido húmedo, ocupan la posición geomorfológica de plataforma costera y plano de marea, relieve plano, originados de sedimentos marinos gruesos y materiales orgánicos.
VC	Suelos de clima cálido húmedo, ocupando la posición geomorfológica de los planos de inundación, de relieve plano, se han originado de aluviones finos y medios.
VD	Suelos de clima cálido húmedo que ocupan la posición de terrazas, relieve plano a ondulado, desarrollados de aluviones finos, medios y gruesos.

1.3. Generalidades socioeconómicas de la zona de estudio

El Golfo de Urabá contaba con 329.403 habitantes entre los municipios de Turbo, Apartadó, Carepa y Chigorodó para el año 2018, de acuerdo con los resultados del censo del DANE (2018), de los cuales, el entre el 40 y 84% se concentra en los cascos urbanos.

El servicio de acueducto en la zona urbana de los cuatro municipios es prestado por Aguas Regionales S.A E.S.P, mientras que en algunas zonas del área rural el servicio es prestado por acueductos veredales y comunitarios. Turbo presenta los más bajos porcentajes de coberturas de acueducto con 77 % para la cabecera. Este municipio registra las tasas más bajas de cobertura en alcantarillado en la cabecera con sólo 50 %. Los otros municipios cuentan con coberturas de alcantarillado y acueducto por encima del 90 % para la cabecera. Por el contrario, la zona rural presenta coberturas bajas entre 14 y 69 % para acueducto; 10 a 54 % para alcantarillado (Tabla 3).

Tabla 3. Porcentaje de urbanización y cobertura en acueducto y alcantarillado, de acuerdo con el censo 2018 (DANE, 2018).

Municipio	% Cobertura acueducto		% Cobertura alcantarillado	
	Cabecera	Resto	Cabecera	Resto
Apartadó	97	69	96	54
Carepa	96	51	94	48

Municipio	% Cobertura acueducto		% Cobertura alcantarillado	
	Cabecera	Resto	Cabecera	Resto
Chigorodó	92	14	97	10
Turbo	77	51	50	20

Las fuentes que abastecen los diferentes acueductos municipales, tanto en los cascos urbanos como en las áreas rurales de los municipios del Urabá antioqueño, corresponden a fuentes hídricas superficiales y subterráneas. Dentro de las principales fuentes superficiales se destacan los ríos Mutatá, Chigorodó, Carepa, Zungo, Vijagual, Apartadó, Grande y Turbo, mientras que en la componente subterránea, el acuífero confinado es aprovechado principalmente para el suministro de agua de la población y el sector productivo, mediante pozos de captación. Las aguas subterráneas son la principal fuente de abastecimiento de 34 comunidades rurales y de los cascos urbanos de los municipios de Turbo y Chigorodó, también permiten el suministro de agua para actividades agrícolas de riego y poscosecha (lavado de fruta en cultivos de banano y plátano) en los municipios de Turbo, Apartadó, Carepa y Chigorodó. Las aguas del acuífero freático, también son aprovechadas para consumo humano y doméstico y actividades agrícolas, principalmente mediante captaciones tipo aljibes (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2016). Los aljibes hacen referencia a excavaciones artesanales de poca profundidad y diámetro de 1,5 m. Para su revestimiento se utilizan tubos de concreto.

La demanda hídrica subterránea corresponde a 23.754.548 m³/año, donde el sector agrícola es el principal consumidor con un 76,0 % de la demanda total, seguido del doméstico con un 15,9 %, industrial con 7,9 % y pecuario 0,2 % (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2016). La extracción de agua subterránea se realiza a través de más de 8.020 aljibes con profundidades que no superan los ocho (8) metros de profundidad, captando aguas del acuífero freático, representando alrededor de un 6% de la demanda total, y más de 776 pozos con profundidades que oscilan entre 10 y 300 metros, captando aguas principalmente del acuífero confinado; desde estas captaciones se extraen caudales entre 0,18 y 128,6 l/s (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014).

Las actividades económicas desarrolladas en la zona son: la agricultura comercial del banano, la ganadería, la economía campesina tradicional, la economía de colonización y las actividades típicamente urbanas. Los cultivos de banano se presentan en la zona de piedemonte y la Serranía de Abibe, mientras que la agricultura tradicional se encuentra en pequeñas parcelas usadas para autoconsumo y comercio interno. Estos cultivos se encuentran en pequeños valles y los principales productos son maíz, arroz, yuca, piña y algunos cultivos de plátanos. La ganadería extensiva es la segunda actividad económica en importancia, debido a la extensión que ocupa, comparada con el área dedicada a la agricultura. Durante los últimos años se ha planteado el aumento de la frontera agrícola en la región (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2016).

1.4. Contexto geológico e hidrogeológico de la zona de estudio

1.4.1. Geología

La región de Urabá, en el extremo noroccidental del departamento de Antioquia, se caracteriza por la presencia de depósitos sedimentarios, epicontinentales a continentales bien consolidados, del Eoceno hasta el Plioceno.

El basamento de esta secuencia, en el sur, está constituido por las rocas ígneas volcánicas del flanco Occidental de la Cordillera Occidental, agrupadas con el nombre Complejo Santa Cecilia - La Equis (Ksvx), de edad Cretáceo, localizada al este del Batolito de Mandé (Pggm), cuerpo ígneo del Paleógeno, que las intruye. Las rocas del Complejo Santa Cecilia La Equis se encuentran en contacto fallado, hacia el oriente, con facies volcánicas del Cretáceo, pertenecientes al Grupo Cañasgordas (Ksn) (González, 2002). Hacia el norte, el basamento de la geología del Terciario, en Urabá, no se conoce. Cabe señalar que el extremo septentrional de Colombia registra una completa historia tectónica marcada por la colisión entre placas, que añaden terrenos alóctonos dispersos en las Cordilleras Occidental y Central de los Andes de Colombia.

En la región de Urabá, afloran entonces, rocas sedimentarias pertenecientes a la Formación Pavo (Mioceno Inferior a Plioceno inferior), a la Formación Arenas Monas (Mioceno Superior al Plioceno Inferior) y a la Formación Corpa (Plioceno Superior al Holoceno). INGEOMINAS, en 1995, en el estudio hidrogeológico de la región, le asignó al conjunto Pavo-Arenas Monas la denominación de Unidad T1 y a Corpa, el nombre de T2. Suprayacen a este conjunto los depósitos aluviales, fluvio-lacustres, fluviomarinos y marinos del Cuaternario (INGEOMINAS, 1995). Una síntesis sobre esta estratigrafía (Figura 7 y Tabla 4) se presenta con base en el estudio de Universidad de Antioquia & CORPOURABA (2014), en el que retomaron información de INGEOMINAS (1995) y GEOTEC (2003).

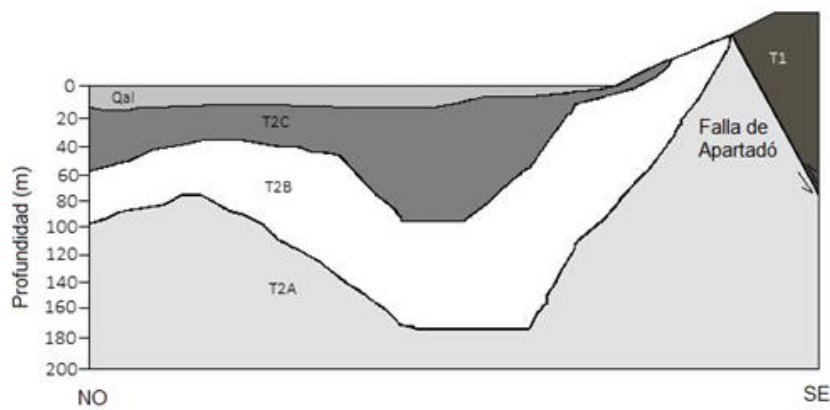
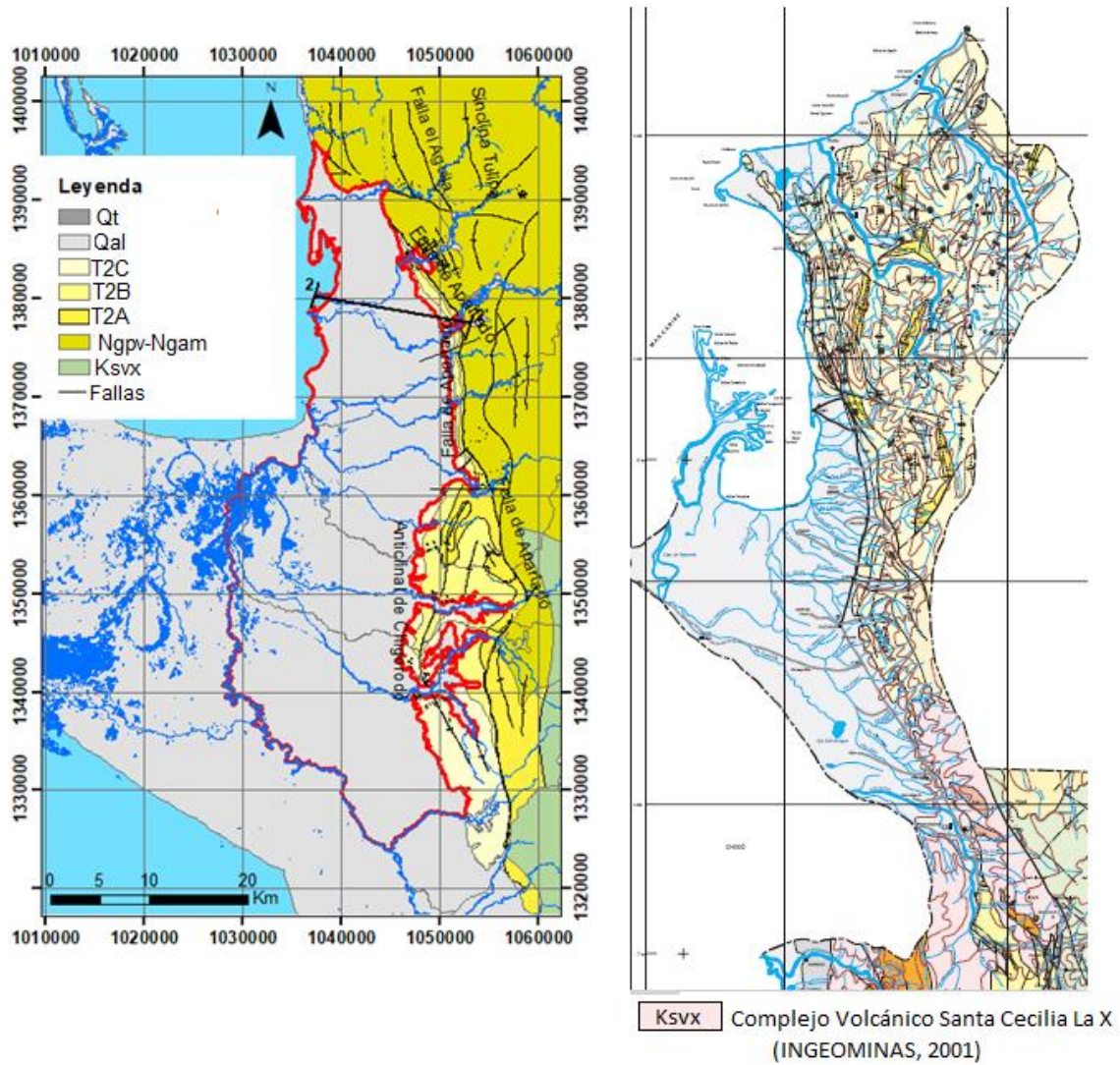


Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de INGEOMINAS (1995).

Tabla 4. Síntesis de las formaciones geológicas presentes en la zona de estudio. Elaborada a partir de INGEOMINAS (1995), INGEOMINAS (2001) y González (2002).

Periodo	Época	Piso/Edad		Formación		
Cuaternario	Holoceno			Qal	Corpa (Ngco)	
	Pleistoceno	Superior				
		Medio				
		Inferior				
Neógeno- Paleógeno	Neógeno	Plioceno	Superior		Pavo Superior	Arenas Monas (Ngam)
			Medio			
			Inferior			
		Mioceno	Superior	Pavo Inferior		
			Medio			
			Inferior			
	Paleógeno	Oligoceno	Batolito de Mandé (Pgmm)			
		Eoceno				
		Paleoceno				
Cretáceo			Superior	Complejo Santa Cecilia la Equis (Ksvx)		
				Miembro Nutibara del Complejo Cañasgordas (Ksn)		

Depósitos Cuaternarios

Los **depósitos Cuaternarios (Qal y Qt)** del Holoceno reposando sobre la secuencia sedimentaria de la Formación Corpa, tienen un espesor que varía entre 5 y 45 m (INGEOMINAS, 1995). La existencia de eventos de transgresión y regresión asociados al último periodo glacial, representan un problema por resolver en la exploración geológica en el Golfo de Urabá, es esta la razón por la cual pueden percibirse hiatos en la transición pleistoceno - holoceno hasta el reciente.

Estos están representados por terrazas aluviales relacionadas con los ríos Chigorodó, Carepa, Apartadó, Grande y Currulao; a los pequeños abanicos aluviales de los ríos El Tres y Turbo, y a la gran llanura aluvial de Mutatá -Turbo. Las terrazas aluviales se encuentran entre la carretera y el piedemonte de la Serranía de Abibe, y en algunos lugares como los ríos Carepa y Chigorodó alcanzan hasta 3 niveles distintos. Son de poca altura y extensión y en su mayoría recubiertas por cultivos de banano, lo que dificulta su cartografía. La unidad cubre la parte plana del área de estudio, es decir, desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el occidente. Los depósitos registran material fino principalmente y localmente se presentan algunas terrazas de material más grueso, como arenas gruesas y gravas finas.

El primer nivel, de poca altura, tiene un espesor de 1,5 m. Está conformado de la base al techo por gravas dentro en una matriz areno - arcillosa, de baja consolidación, seguido hacia el tope de un nivel

de arenas, de color marrón, grano grueso, ligeramente conglomerática y de poca consolidación. El segundo nivel, está conformado, de la base al techo de un nivel limo arcilloso, de 1,8 m de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1,5 m de espesor de poca consolidación. El tercer nivel, similar al anterior, conformado de la base al techo de un nivel limo arcilloso de 1,6 m de espesor, muy friable, seguido de un material arenoso conglomerático de 1,9 m de espesor de poca consolidación.

La llanura aluvial Mutatá-Turbo presenta superficialmente de 1 a 2 m de arena de grano grueso, seguida de niveles de arcilla, localmente consolidadas de 1 a 2 m de espesor. Esta llanura se encuentra cubriendo discordantemente la Unidad T2 con espesores entre 10 y 45 m.

A partir de la descripción al microscopio binocular de cuatro columnas estratigráficas obtenidas a partir de testigos de perforación, se han identificado la presencia de silicatos, cuarzo y materia orgánica en una matriz limo arcillosa en los primeros 20 m de los depósitos aluviales (Figura 9).

Formaciones Corpa, Arenas Monas y Pavo

La **Formación Corpa (Ngco)** presenta una edad relativa de Plioceno Superior al Holoceno (INGEOMINAS, 1995), basado en relaciones estratigráficas, ya que se carece de dataciones paleontológicas. La unidad alcanza hasta 200 m de espesor. Está constituida hacia la base por una serie de conglomerados arenosos polimícticos, localmente clasto-soportados, que varían a arenitas ligeramente conglomeráticas, cuarzosas y líticas, gris marrón amarillento; dispuestos en capas muy gruesas masivas, con estratificación cruzada ondulosa. Además, posee niveles supeditados de limolitas laminadas. Se presentan grandes superficies de acanalamiento y paleocauces. Esta unidad aflora en el flanco más occidental de la Serranía de Abibe, formando las colinas bajas que se observan a lo largo de la carretera Juradó - Turbo.

Las características litológicas de la unidad Corpa, sugieren un ambiente de deposición de tipo continental, con corrientes sinuosas de períodos de media a alta energía (deposición de la fracción conglomerática) y períodos de tranquilidad (deposición de la fracción areno-arcillosa). Por la abundancia relativa de guijos de roca volcánica y sedimentaria en los conglomerados, puede asegurarse que las rocas volcánicas y sedimentarias que se encuentran en el eje de la Serranía de Abibe estaban expuestas a erosión, durante la sedimentación de la unidad.

El contacto inferior de esta unidad es de tipo fallado (Falla de Apartadó) con la Unidad Pavo, el contacto superior es discordante, con los sedimentos cuaternarios de la llanura aluvial Mutatá-Turbo.

INGEOMINAS (1995) ha dividido esta unidad en tres subunidades, designadas informalmente como T2A, T2B y T2C:

- **Subunidad T2A:** está conformado por areniscas de color amarillo grisáceo, de tamaño de grano fino a medio, compuestas por cuarzo, feldespato y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, en una matriz arcillosa, con empaquetamiento tangente a puntual. Los clastos son angulosos a subredondeados de baja esfericidad y mala selección. Se presentan en capas de 0,10 a 0,20 m de espesor continuas paralelas, estratificadas con capas de lodolitas de color gris azulado claro, friables que se presentan en capas de 0,05 a 0,10 m. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa - El Roble alcanza los 165 metros.

- **Subunidad T2B:** conformado por capas de arenisca y conglomerado. Las areniscas son de color amarillo grisáceo, de grano fino a medio, conformadas por cuarzo, feldespato (plagioclasa) y fragmentos de roca volcánica y sedimentaria, subangulares, de baja esfericidad y moderada selección, con empaquetamiento tangente a puntual, en una matriz arcillosa. Se presentan en capas discontinuas no paralelas, de 1 a 15 metros de espesor, con estratificación cruzada hacia el tope de las capas. Presentan láminas delgadas de lodolitas. Las capas de conglomerados están conformadas por gránulos y guijos de cuarzo, chert y roca volcánica (basaltos), en una matriz arenosa de color amarillo grisáceo, de grano medio a grueso. El espesor de este conjunto en el sector de Carepa es de 210 metros.
- **Subunidad T2C:** conformado por lodolitas de color gris azulado, con capas discontinuas no paralelas, de 1 a 2 m de espesor, intercaladas con capas discontinuas de conglomerados, con guijo de cuarzo, chert y roca volcánica en una matriz arenosa, de grano medio a grueso. Los guijos son subangulares a subredondeados con empaquetamiento puntual a flotante. El espesor de este conjunto en el sector de El Tres - El Alto es de 115 metros.

La observación al binocular y las secciones delgadas de cuatro perforaciones han permitido identificar los siguientes minerales en este complejo: óxidos de hierro, cuarzo, sedimentitas, materia orgánica, plagioclasa, piroxeno como traza, basalto, chert, pirita, trazas de magnetita e ilmenita, feldespatos, trazas de mica, material cacareo (conchas) y turba.

La **Formación Arenas Monas (Ngam) y Pavo (Ngpv)**, llamada T1 por INGEOMINAS (1995), se destaca morfológicamente por constituir los cerros más elevados que configuran el cierre de estructuras sinclinales. El espesor de esta formación, es variable; en el río Turbo alcanza 4.310 m, y en el carretable Turbo-El Alto-Valencia (Córdoba) alcanza los 9.000 m. El contacto inferior de la unidad no aflora en la región de estudio. El contacto superior con la Formación Corpa, es fallado, a través de la falla de Apartadó.

La **Formación Arenas Monas (Ngam)** presenta una edad que va desde el Mioceno Superior al Plioceno Inferior, se encuentra al norte de la zona de estudio. Esta formación presenta un espesor de 900 m en la población de Arenas Monas y 1.300 m en la quebrada Arenosa (Universidad Nacional & CORPOURABA, 2010). Está constituida de base a tope por limolitas arcillosas de color gris claro, que gradan a arenitas de grano muy fino dispuestas en capas medias a gruesas que son suprayacidas por litoarenitas de grano fino que gradan a conglomerados de guijos finos y medios. Se reconocen fragmentos líticos de color negro que corresponden a basaltos con formas tabulares y hexagonales, granos de cuarzo hialino y lechoso y una matriz limosa de color ocre pálido. Los granos son angulares y pobremente seleccionados.

La **Formación Pavo (Ngpv)** ha sido subdividida por GEOTEC (2003) en las subunidades Pavo inferior y Pavo superior, con base en su carácter litológico. El Miembro Pavo inferior con una edad de Mioceno Inferior a Medio, está constituido por capas gruesas a muy gruesas de arenitas líticas a sublíticas gris azulosas a gris medio, interestratificadas con capas delgadas a medianas de lutitas gris verdosas a pardas. Las arcillolitas esporádicamente muestran restos de plantas, concreciones ferruginosas e intercalaciones de láminas a capas delgadas de arenitas arcillosas fino granulares. Localmente en la parte superior de esta subunidad se presentan algunas capas delgadas de turba (INGEOMINAS, 1995). El ambiente de depósito para la Formación Pavo inferior, correspondería a un ambiente marino somero que varía entre “distal lower-shoreface” hacia la base y “proximal lower-shoreface” en el tope de la unidad. Los depósitos de “distal lower” corresponden a una asociación de facies de arenitas

de grano fino y muy fino no amalgamadas, intercaladas con capas de lodolitas con estratificación plano-paralela y ondulosa en menor proporción, mientras que depósitos de “proximal lower-shoreface” están compuestos por arenitas de grano fino amalgamadas. El Miembro Pavo Superior con una edad que va desde el Mioceno Superior a Plioceno Inferior, está formado por lutitas (70-80% de la secuencia) y son frecuentes algunos niveles arenosos en la parte inferior de la subunidad (el promedio de arenitas es de 20-30%). Se identifica por el aspecto abigarrado de las lutitas y la presencia permanente de mineral de yeso y jarosita en las fracturas de las rocas o en algunos planos de estratificación. Las lutitas son de aspecto macizo, con abundante materia carbonosa, esporádicos lentejones de carbón entre 2,2 y 1,0 metros de espesor y algunas costras endurecidas de limolitas (Hardgroundlimolítico) en la superficie del contacto con arenitas. Las areniscas intercaladas son principalmente cuarzosas, de color pardo a amarillo claro, de grano fino, subangular o subredondeado, buena selección, baja porosidad y permeabilidad; localmente cemento silíceo (5-10%). En la composición, además de cuarzo, se presenta chert negro, restos de plantas e intraclastos de lutitas; y a la base ocurren fragmentos de carbón.

La coincidencia en el tiempo de la Formación Pavo (*Ngpv*) y Arenas Monas (*Ngam*) se explica a partir de la diferente posición geográfica de ambas unidades, las cuales pueden haberse estado depositando simultáneamente en lugares diferentes.

La **Formación Santa Cecilia – La Equis (*Ksvx*)** datada del Cretácico, aflora en el suroeste de la zona de estudio. Litológicamente es una unidad heterogénea constituida por flujos lávicos básicos, brechas, aglomerados y tobas. La formación presenta facies augítica, feldespática y olivínica (INGEOMINAS, 2001).

Geología estructural

La zona se caracteriza por la presencia de frentes de falla relacionados con el fuerte cambio morfológico asociado a la Serranía de Abibe y los sectores de lomeríos y de planicie. INGEOMINAS (1995) registra la ocurrencia de tres fallas principales (Figura 7):

- **Falla de Turbo:** corresponde a una falla de rumbo con desplazamiento sinistral, su trazo es inferido y afecta rocas de la Formación Pavo y estructuras dómicas a lo largo del río Turbo. El trazo de falla controla durante largo trecho, el curso del río Turbo. Posee una orientación aproximada de S80°E y una longitud estimada de 33 km.
- **Falla de Apartadó:** de acuerdo con INGEOMINAS (1995), posee extensión regional, es de tipo inverso con bajo ángulo; dirección N-S a N30°W; buza hacia el oriente. Para el norte de Turbo, está truncada por fallas menores; hacia el sur, su trazo continúa por fuera de la zona de estudio.
- **Falla El Dos:** falla normal de dirección N80°W, de ángulo moderado hacia el norte. Se encuentra truncada por la falla de Apartadó (INGEOMINAS, 1995).

Asimismo, se presentan otras estructuras como sinclinales y anticlinales (Figura 7):

- **Anticlinal de Chigorodó:** esta estructura se encuentra en la parte sur del área; al oriente de Carepa y Chigorodó. Es aparentemente simétrica, presenta una dirección N25°W en la parte más sur del pliegue y N10°E en la parte norte. El buzamiento promedio del flanco occidental

es de 40°, mientras que el oriental es de 35°. El flanco occidental se halla cubierto por los sedimentos cuaternarios, donde tiende a suavizarse. El núcleo de la estructura está conformado por los estratos de la Formación Arenas Monas, alcanzando una longitud superior a los 40 km. Hacia el norte se encuentra afectado por las fallas del frente del piedemonte de la Serranía de Abibe. Al norte del área, se desarrolla un anticlinal denominado San José, que involucra rocas de la Formación Pavo, pero este pliegue bien podría corresponder a la prolongación norte del Anticlinal de Chigorodó.

- **Sinclinal de Chigorodó:** estructura orientada paralelamente al anticlinal del mismo nombre y desarrollada al oriente de este. Presenta una longitud mayor de 30 km; su núcleo se halla conformado por los estratos de la Formación Corpa y está parcialmente cubierto por sedimentos cuaternarios. El flanco oriental de esta estructura se encuentra afectado por las fallas del frente del piedemonte de la Serranía de Abibe. Al norte se ha desarrollado el sinclinal de San José, que involucra rocas de la Formación Pavo, que podría corresponder al Sinclinal de Chigorodó en su extremo norte (INGEOMINAS, 1995).
- **Anticlinal El Caimán:** se encuentra hacia el norte del municipio de Turbo, presenta una dirección N-S. Es un anticlinal tumbado al oeste, simétrico, con buzamiento en sus flancos de 70° a 80°. Se ha desarrollado sobre rocas de la Formación Pavo. Tiene una longitud de más de 12 km y un ancho de 5 km. Se encuentra afectado en el norte por pequeñas fallas de dirección NE y SE; hacia el sur lo trunca la Falla de Apartadó de acuerdo con INGEOMINAS (1995).
- **Sinclinal El Caimán:** se encuentra hacia el oriente del Anticlinal El Caimán. Tiene dirección N20°W a N-S. En la parte norte es asimétrico con buzamientos en el flanco occidental de 40° a 70° y en el flanco oriental de 50° a 80°. Se ha desarrollado sobre los estratos de la Formación Pavo. Esta estructura está cortada por la Falla El Dos hacia el sur (INGEOMINAS, 1995).
- **Sinclinal de Tulipa:** definido por GEOTEC (2003), se ubica en la zona conocida como Serranía de Abibe – Las Palomas. Está conformado en su núcleo por rocas de la Formación Pavo, posee una extensión total de 29 km, teniendo su máxima expresión en el área SE de Necoclí. Este sinclinal posee rumbo NS en el sector de Santa Bárbara, que varía a N30°E por el sector de la vereda Tulipa, de donde toma su nombre.

1.4.2 Unidades hidrogeológicas y geometría del sistema acuífero

Según la evaluación hidrogeológica realizada por INGEOMINAS (1995), en la región de Urabá, se han identificado dos unidades hidrogeológicas de carácter acuífero. Los depósitos del cuaternario representan un acuífero libre (freático) y la unidad intermedia –T2B- de la Formación Corpa, constituye un acuífero confinado; T2C representa un acuitardo, entre los dos acuíferos y T2A es considerado como un acuitardo y muro de la T2B. La unidad T1 (Formaciones Ngpv – Ngam) se clasificó como unidad de importancia hidrogeológica muy pequeña a nula. Las unidades de potencial hidrogeológico -Qal y T2B- están representadas en un bloque diagrama en la Figura 8a, en conjunto con la distribución espacial de los materiales que las constituyen.

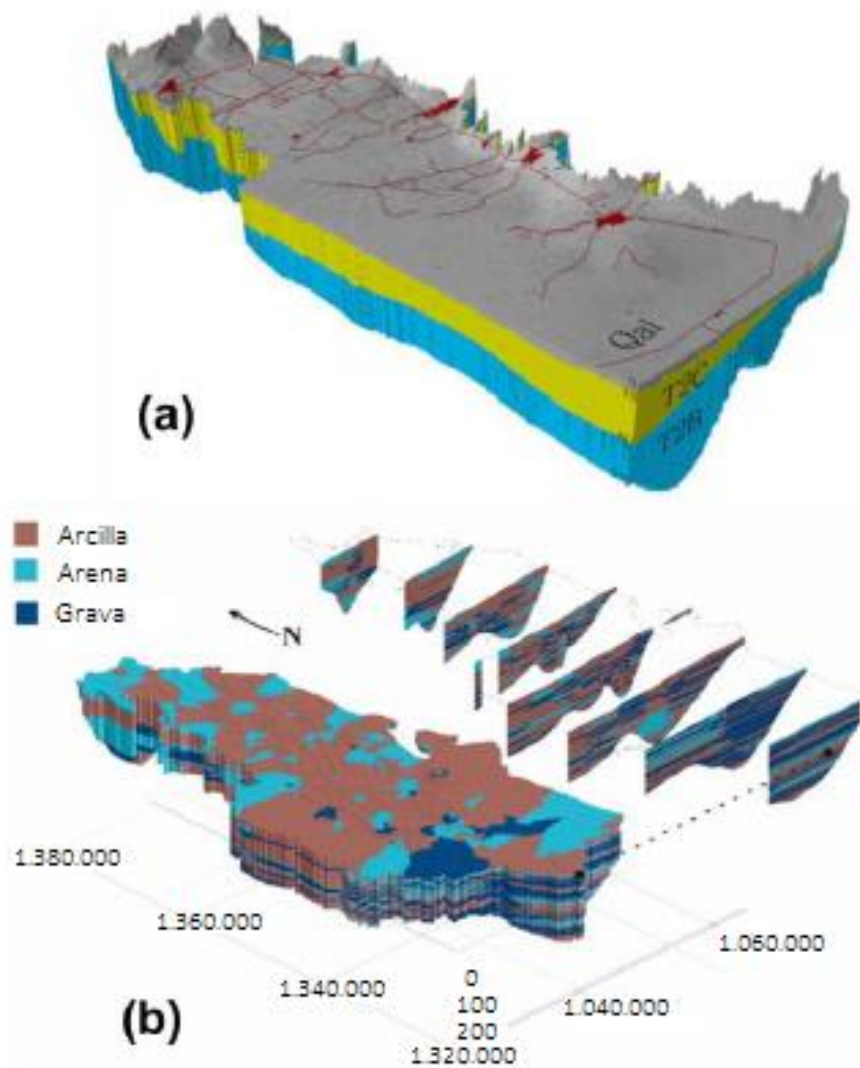


Figura 8. a) bloque diagrama de la zona de estudio adaptado de INGEOMINAS (1995) y b) modelo geométrico actualizado por Universidad de Antioquia & CORPOURABA (2014). En este modelo se presenta la variación litológica del acuífero multicapa hasta 200 m de profundidad.

Unidad Qal: Acuífero Libre:

Cubre toda la parte plana del área de estudio, desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el occidente. Esta unidad constituye el acuífero más cercano a la superficie en la región de Urabá y presenta espesores máximos entre 5 y 45 m. Los mayores espesores están asociados a las cuencas de los principales ríos, una vez que estos ingresan a la llanura aluvial y va disminuyendo a medida que ellos se aproximan al golfo: en sentido sur-norte para el río León y en sentido este-oeste para los demás ríos (Betancur, 1996). De acuerdo con Universidad de Antioquia & CORPOURABA (2014), el acuífero libre presenta variaciones de facies encontrando una proporción de materiales más finos, limo y arcillas en la zona norte. La presencia de niveles permeables aumenta en el sector centro y especialmente hacia el sur de la zona de estudio, predominando las arenas gruesas y gravas con

respecto a las arenas finas a medias (Figura 8b). Esta heterogeneidad estratigráfica del acuífero somero de Urabá queda manifiesta en las secciones, de correlación hidroestratigráfica, O-E y N-S que se muestran en la Figura 9.

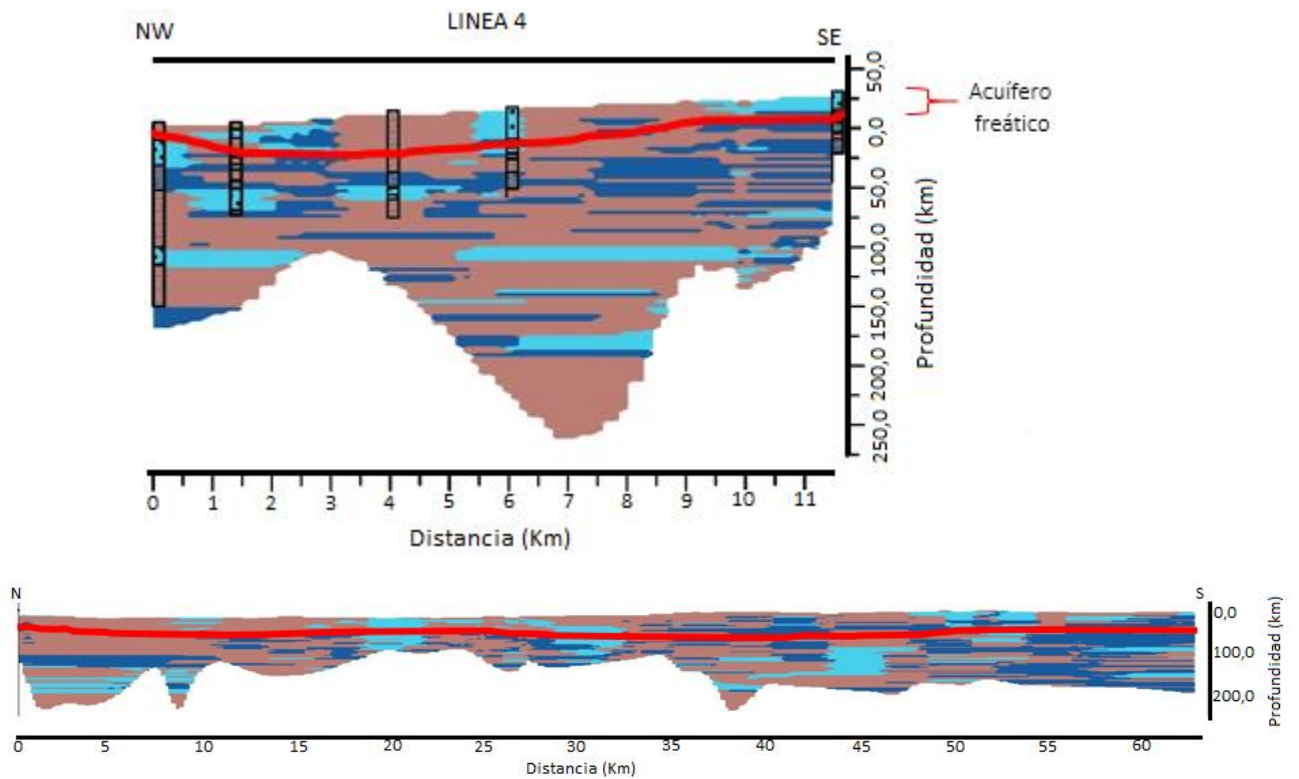


Figura 9. a) Corte línea 4 y b) corte Norte-Sur del acuífero multicapa del Golfo de Urabá.
(Modificado de Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2014)

Durante el estudio “Delimitación de zonas de recarga del sistema acuífero y fortalecimiento de la mesa de trabajo-MACURA” (Universidad de Antioquia & CORPOURABA, 2018), las diferencias texturales en la zona no saturada dieron lugar a la definición de dos categorías de recarga directa, según diferente potencial de infiltración (Figura 10). La zona de recarga de mayor importancia está relacionada con la presencia de materiales más permeables especialmente en la zona centro sur, contrario a la zona norte.

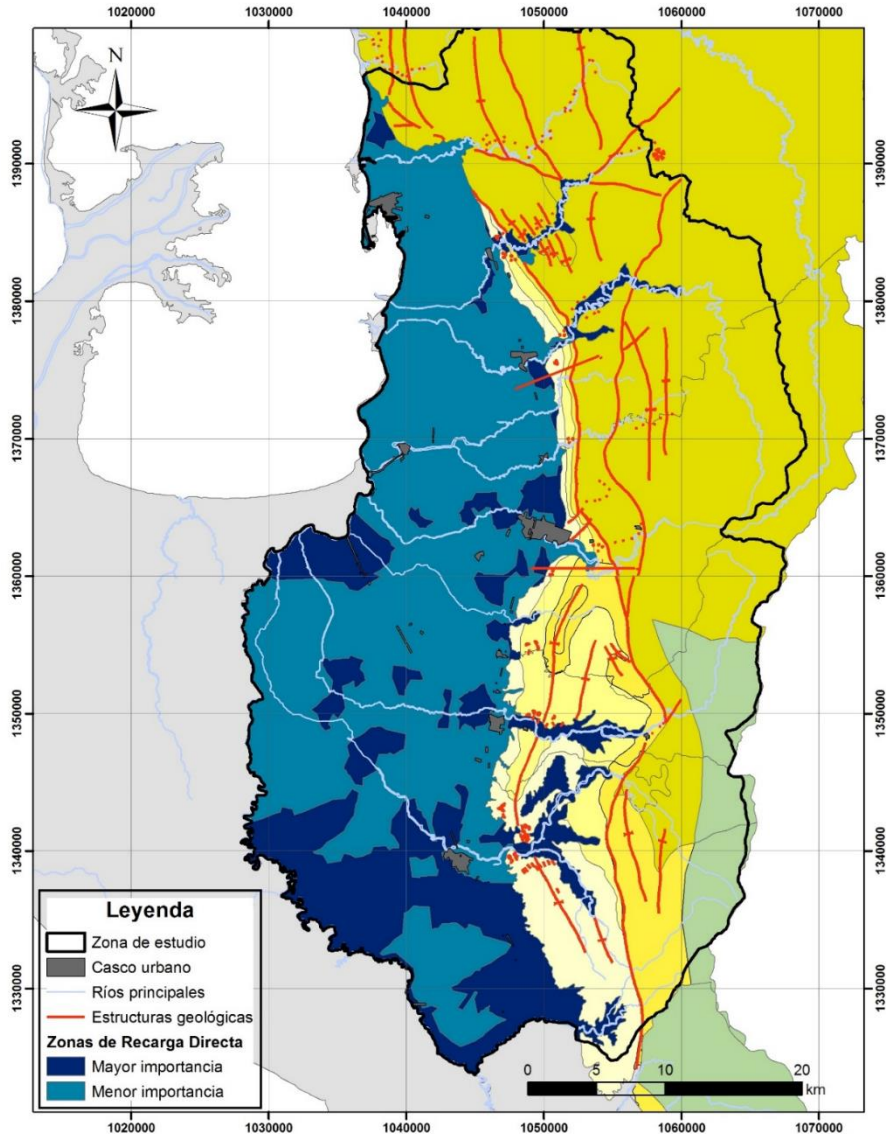


Figura 10. Zonas de recarga directa del acuífero freático (Universidad de Antioquia & Corpourabá, 2018).

Complejo Unidad T2C y T2B:

El estudio de actualización del modelo conceptual elaborado en 2014 por Universidad de Antioquia & CORPOURABA, le da en conjunto a las unidades T2C y T2B, el carácter de acuífero confinado multicapa, replanteando -como se mostró en la figura 9- el modelo de INGEOMINAS (1995) en el que estas unidades se consideraban un acuitardo y un acuífero confinado, respectivamente. El espesor del acuífero varía entre 5 y 298 m. Respecto a la profundidad del basamento, se encontró que los menores valores se registran hacia la serranía de Abibe, mientras los sectores con mayor profundidad se encuentran en el norte, entre los ríos Turbo y Currulao; y hacia el sur, en una franja que cubre la parte central de ésta zona, en cercanías al río Carepa.

La conductividad hidráulica de esta unidad ha sido evaluada por medio de 65 pruebas de bombeo, encontrando una variación de 2 m/día al norte (Turbo) hasta los 28 m/día al sur del área de estudio (Chigorodó). En general el flujo de agua subterránea tiene dos componentes: una hacia noroeste (Golfo de Urabá) y otra en dirección al río León (Figura 11). Al occidente del área de estudio se observa una línea de pozos surgente en dirección sur-norte y en la zona costera, la cota piezométrica siempre está por encima del nivel del terreno, aspecto importante porque actúa como barrera contra una posible intrusión marina (Duque, 2017; Villegas et al., 2018).

Este comportamiento del flujo permite inferir que la zona de recarga del acuífero confinado multicapa está localizada al oriente del área de estudio, hacia la Serranía de Abibe. Esta dirección de flujo, al igual que la identificación de sistemas de flujo regionales, intermedios y locales ha sido confirmada por medio de una modelación numérica multiescala realizada por Duque (2017).

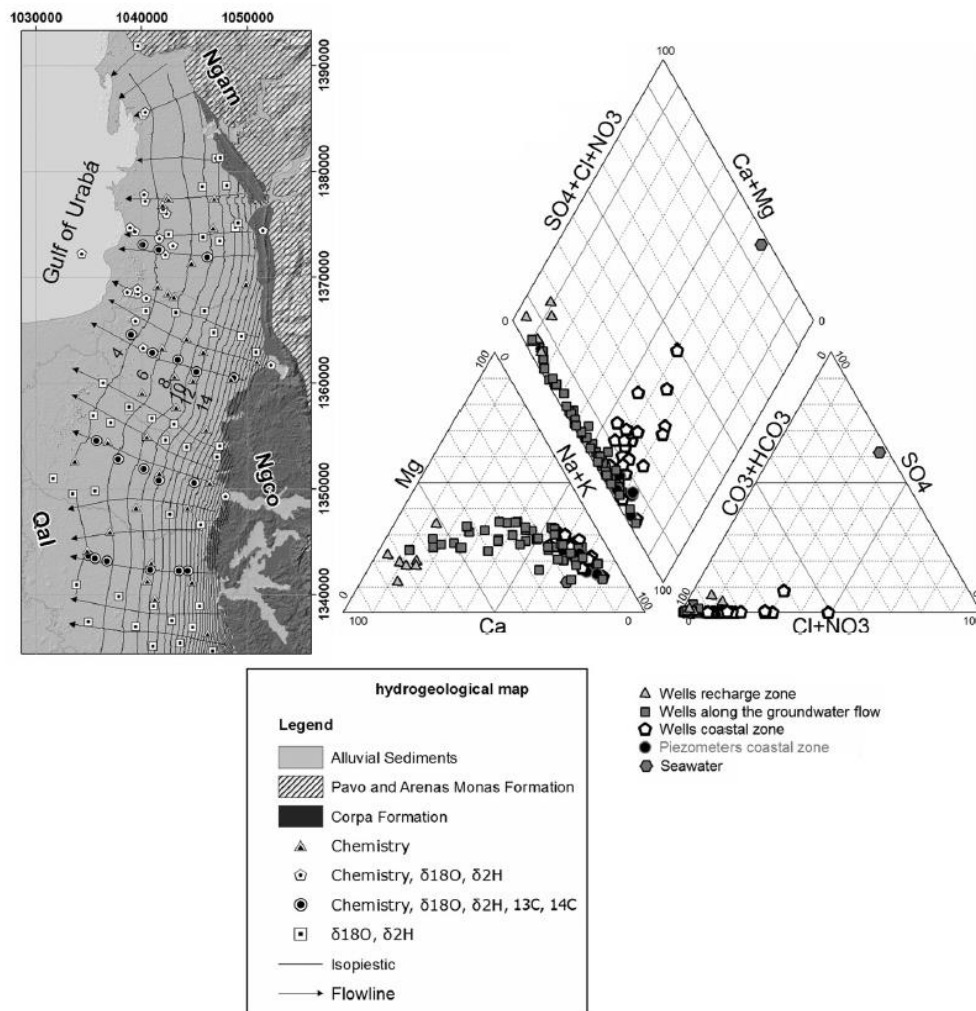


Figura 11. Sentido de flujo y diagrama Piper para el acuífero confinado T2B (Villegas et al., 2018).

La conductividad eléctrica en este acuífero varía entre 73 y 1.192 $\mu S/cm$, presentando un aumento desde la Serranía de Abibe hacia el oeste de la zona de estudio. El diagrama Piper de la Figura 11

permite identificar las facies presentes en este acuífero: bicarbonatada cálcica-magnésica, bicarbonatada sódica y clorurada sódica. Según Ossa & Betancur (2018) y Villegas et al. (2018), las facies bicarbonatadas cálcicas-magnésicas se encuentran asociadas a las muestras cerca de la zona de recarga. Las facies bicarbonatadas sódicas se encuentran influenciadas por procesos de intercambio catiónico.

A partir de las interpretaciones de los análisis isotópicos, se ha definido una señal del acuífero confinado de $-7,08\text{‰}$ para el $\delta^{18}\text{O}$ y $-47,2\text{‰}$ para el $\delta^2\text{H}$, presentado un decrecimiento a lo largo del sentido del flujo. Esto sugiere, que las condiciones de recarga son diferentes a las condiciones de la precipitación actual. Esta hipótesis ha sido validada por medio de análisis de ^{13}C y ^{14}C , encontrando edades del agua entre recientes y 28.253 años BP. La zona norte presenta edades entre 2.081 y 28.253 años, mientras que la zona sur presenta edades recientes hasta 12.071 años (Villegas et al., 2018).

2. MATERIALES Y MÉTODOS

Se presenta a continuación un resumen de la metodología de estudio seguida para dar cumplimiento a los objetivos de la tesis. Posteriormente se exponen los métodos de análisis y los datos y fuentes de información.

2.1. Metodología de investigación científica

Un modelo conceptual es una representación simplificada de la realidad, con el fin de describir el funcionamiento del sistema hidrogeológico. El modelo se elabora a partir de la evaluación, análisis y síntesis de la información disponible de estudios anteriores junto con o el levantamiento de nuevos datos en campo (Enemark et al., 2019). La comprensión del funcionamiento de un acuífero libre, ya caracterizado en su componente estratigráfico, se soporta en la definición del comportamiento hidrodinámico que determina el flujo del agua subterránea, en la relación que se pueda establecer, entre el flujo y la hidrogeoquímica y la determinación del tiempo de residencia o la edad; todo esto teniendo en cuenta, además, las intervenciones antrópicas.

La dinámica del nivel piezométrico en los acuíferos freáticos depende de las características físicas del medio, representado por variables como la conductividad hidráulica, el coeficiente de almacenamiento y la porosidad eficaz del acuífero, las cuales pueden variar en el espacio, la geometría y los límites del sistema (Alazard, 2013). Asimismo, la dinámica puede verse influenciada por unos estados variables en el espacio y en el tiempo como la humedad del suelo. En estos acuíferos se presentan flujos naturales: verticales desde la infiltración (I) que posteriormente se traduce en recarga (R), flujos subterráneos laterales de entrada (FS) y salida (FSS) y flujos de entrada y/o salidas de aguas superficiales (FSSUP). En un acuífero libre, limitado en la base por un acuitardo, se puede presentar goteo desde o hacia la capa subyacente (G) (García et al., 2018). Asimismo, se pueden esperar flujos inducidos por actividad del hombre: productos de irrigación en áreas agrícolas y bombeo (Coelho et al., 2018). La zona vadosa (ZV) incluye la zona no saturada y la franja capilar hasta encontrar el nivel freático. Finalmente, en un acuífero costero es necesario considerar la interacción en la interfaz entre agua de mar y el agua subterránea (Figura 12). Los efectos que, a través del tiempo, esta dinámica tiene, quedan marcados en el agua y se reflejan en su naturaleza química e isotópica.

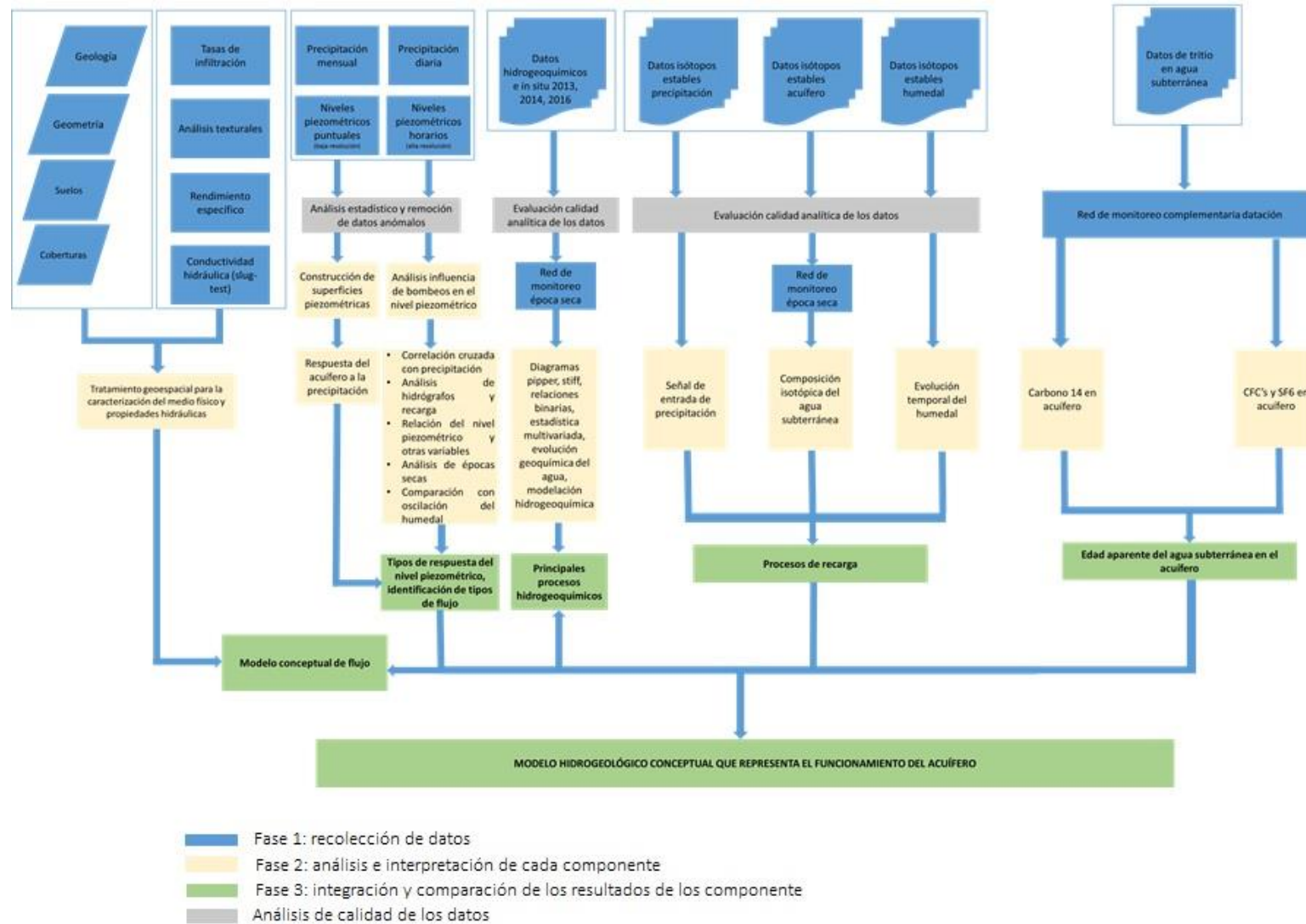


Figura 13. Metodología de investigación para el desarrollo de la tesis.

La caracterización de los flujos en circulación, tanto de entradas como de salidas, partió del análisis de la variabilidad espacio temporal de la precipitación y el nivel freático a escala diaria y mensual. Para ello, se contó con información hidroclimatológica de cinco estaciones de monitoreo (IDEAM, 2019b). La evaluación de la oscilación de los niveles piezométricos con respecto a la precipitación se realizó a dos niveles de resolución:

- Uno a baja resolución que corresponde a la medida de 24 niveles piezométricos estáticos en época seca (febrero 2018) y época húmeda (diciembre 2017). Adicionalmente, se tomaron el niveles piezométricos a escala trimestral aproximadamente en algunas de estas captaciones y se correlacionó con la oscilación de la precipitación mensual.
- Por otra parte, teniendo en cuenta el carácter de acuífero freático, la cantidad de precipitación en la zona, la densa red hidrográfica, bombeos internos de los aljibes y la cercanía al mar, era necesaria una escala de análisis de resolución más fina. En este sentido, 13 sensores automáticos-Divers de marca DI502-20m fueron instalados en la zona de estudio con un período de monitoreo de niveles piezométricos entre diciembre 2016 y febrero 2019 a una frecuencia horaria. Los datos de nivel piezométrico horario de cada punto fueron correlacionados con los datos de precipitación diaria más cercana al punto, por medio de dos métodos: observación de los hidrógrafos (Ferrer et al., 2019; Kotchoni et al., 2019) evaluando la respuesta del nivel piezométrico horario a cada evento de precipitación y aplicando el método de correlación cruzada (Cai & Offerdinger, 2016). A partir de este análisis, se clasificaron los hidrógrafos, reconociendo la influencia de otros flujos adicionales a la precipitación: interacción con aguas superficiales y oscilación de la marea (Vallejos et al.; Levanon et al., 2017). Adicionalmente, ha sido estimada la recarga en cada punto instrumentado por medio del método Water Table Fluctuation (Bastidas et al., 2019) con base en la metodología presentada por Healy & Cook (2002).

En complemento, el análisis de las épocas secas “estrés”, permitió identificar la respuesta del sistema a las primeras lluvias y la forma como descarga el sistema por medio de la curva de recesión (Wendland et al., 2015). Finalmente, se comparó la señal de los datos de nivel horario de un humedal con el nivel piezométrico y la precipitación más cercana, por medio de un análisis descriptivo y correlación entre las variables.

La evaluación integrada de las características físicas del sistema y la caracterización de los flujos en circulación fue insumo para la elaboración de un modelo conceptual de flujo del acuífero libre, como lo señalan Ferrer et al. (2019).

La caracterización hidrogeoquímica partió de los datos físico-químicos obtenidos por CORPOURABA en agosto 2013 (27), 2014 (25) y los analizados (19) por Ossa & Betancur (2018); a todos se les realizó una evaluación de la calidad analítica. Estas campañas fueron realizadas en la época húmeda, por lo tanto, una red de monitoreo hidrogeoquímico fue diseñada, tratando de conservar los mismos puntos, con el fin de caracterizar la época seca. Esta red estuvo conformada por 24 puntos considerando iones mayoritarios, minoritarios y en algunos casos elementos trazas. Los procesos hidrogeoquímicos y su relación con el modelo conceptual de flujo han sido establecidos por medio de la identificación de facies hidrogeoquímicas a partir de diagramas Piper, Stiff, gráficos binarios la evolución geoquímica del agua y fueron confirmados por medio de la modelación hidrogeoquímica inversa (Kaur et al., 2019; Armengol et al., 2017).

La evaluación isotópica tuvo en cuenta 232 datos mensuales de isótopos estables de cuatro estaciones de precipitación, sobre la zona de estudio, y datos de isótopos estables del acuífero recolectados en 2013 (24) y 2014 (23), en época húmeda, por CORPOURABÁ. Sobre la red hidrogeoquímica, para época seca, se tomaron muestras para análisis de isótopos estables en el acuífero. En complemento, 21 muestras semanales se tomaron entre diciembre 2017 y junio 2018 en un humedal y 5 muestras en un totalizador de precipitación cercano al humedal; este último con el fin de establecer las primeras hipótesis sobre posibles conexiones entre aguas superficiales y subterráneas. Las muestras de isótopos estables de la precipitación y agua subterránea fueron validadas con base en el exceso en deuterio, descartando aquellas muestras que presentan marcas de evaporación por deficiente preservación.

Con el objetivo de validar los resultados del modelo conceptual de flujo y los resultados de la caracterización hidrogeoquímica, se definió una señal isotópica de entrada de la precipitación, a partir de la serie de datos mensuales de las cuatro estaciones. Esta señal ha sido comparada con la composición isotópica del agua subterránea (Ferrer et al., 2019; Joshi et al., 2018) y con la evolución temporal de la composición isotópica de la zona de humedales en período seco (Freitas et al., 2019). Adicionalmente, se aplicó el nuevo modelo isotópico unificado de Craig-Gordon durante la evaporación del agua dulce, con el objetivo de evaluar los parámetros ambientales que controlan el fraccionamiento isotópico durante la evaporación de un cuerpo de agua (Gonfiantini et al., 2018).

La edad aparente del agua subterránea fue estimada utilizando diferentes trazadores (De Montety et al., 2018; Martínez et al., 2016). Se tomaron muestras de ^3H (24), ^{14}C (5), CFC's y SF_6 (12), permitiendo validar el modelo conceptual de flujo e identificar cuantitativamente los procesos de mezcla entre flujo vertical y lateral en el acuífero. Las muestras de CFC's y SF_6 se concentraron en la zona sur donde se presentan los mayores valores de tritio. Adicionalmente, se modeló la concentración de ^3H en el acuífero, a partir de la reconstrucción de la curva, con el fin de identificar la tasa de renovación del acuífero y compararla con la información hidrodinámica (Jerbi et al., 2019; Leduc et al., 1996).

Finalmente, se integraron los resultados provenientes de la caracterización hidrodinámica, hidrogeoquímica, isotópica y de los otros trazadores a lo largo de las líneas de flujo. A partir de esta integración, un modelo hidrogeológico conceptual, que representa el funcionamiento hidrológico del acuífero, es propuesto (Kpegli et al., 2018).

En la Figura 14 se muestran los puntos a través de los cuales se obtienen datos e información y en la Tabla 5 se sintetizan la información levantada en campo a partir de 2016.

Nombre Estación	Código 1	Código 2	Coordenada este (m)	Coordenada norte (m)	Tipo												
					P	Análisis textural	El	Sy	K	NPP	NPH	In situ, HQCA, ¹⁸ O- ² H	In situ HQCA/trazas ¹⁸ O- ² H	¹⁸ O- ² H P	³ H	¹⁴ C ¹³ C	CFC SF ₆
		28_PH	1044389,376	1378061,902		x	x										
Militon		29_PH	1049664,123	1375478,330		x	x										
Finca Petra	7		1050042,450	1370892,980								x	x		x	x	x
Villa Dolly	24		1044377,400	1373003,900						x		x			x	x	
Bajo El Oso	2	C2-D13_Bajo_El_Oso	1049664,123	1366733,356		x	x	x	x	x	x	X			x		x
Finca Nicuro	14	C14-D14_Nicuro	1045222,231	1369231,920		x	x	x	x	x	x	X	x		x		x
Casa Álvaro Pérez	34	C34_D50_Alvaro_Perez	1040363,912	1369509,538		x	x	x	x	x	x	X	x				
La Gira	80		1042278,753	1366139,259									x				x
La Fortuna	45		1046888,799	1363939,010						x							
Finca Doña Francia	44		1044793,324	1363729,462						x							
Dalis Vereda San Pablo	43		1040288,051	1365405,842						x							
Uniban		21_PH	1047026,750	1356739,099		x	x										
Restaurante Sazón de Sindy	30	C30_D28_Sazón_Sindy	1047026,750	1354379,345				x	x	x	x	X	x		x		x
Cesar Hurtado	11	C11_D16_Cesar_Hurtado	1041196,767	1356045,054		x	x	x	x	x	x	X			x		x

Nombre Estación	Código 1	Código 2	Coordenada este (m)	Coordenada norte (m)	Tipo												
					P	Análisis textural	El	Sy	K	NPP	NPH	In situ, HQCA, ¹⁸ O- ² H	In situ HQCA/trazas ¹⁸ O- ² H	¹⁸ O- ² H P	³ H	¹⁴ C ¹³ C	CFC SF ₆
Parador_Johnson	16	C16_D17_Parador_Johnson	1037310,112	1359376,473				x	x	x	x	X			x		x
Finca Dubis_Mercado	33	C33_D70_Dubis_Mercado	1034950,357	1359515,282		x	x	x			x	X	x				
Finca El Congo	4	C4_D30_El_Congo	1044250,567	1348549,362				x	x	x	x	X			x		
Ligia Palacio	17		1045841,061	1347070,432							x	X	x				x
Finca La Primavera de Uraba	23		1045341,150	1345512,240											x		
Aserrío la Campiña	1		1045187,860	1345591,970											x		
Sor María Pérez	52		1040916,690	1348327,720						x			x		x		
Casa Doña Clara	38		1032744,340	1353147,310						x		x	x				
Señora Margarita		12PH	1037310,112	1348410,553		x	x										
		15PH	1034950,357	1353685,299		x	x										
		13PH	1028426,329	1350909,117		x	x										
		7H	1046610,322	1338138,678		x	x										
Finca Donde Tito	3		1045656,930	1342163,930											x		
Ganadería Bananal	8		1044250,567	1342441,761					x	x		X					x

Nombre Estación	Código 1	Código 2	Coordenada este (m)	Coordenada norte (m)	Tipo												
					P	Análisis textural	EI	Sy	K	NPP	NPH	In situ, HQCA, ¹⁸ O- ² H	In situ HQCA/trazas ¹⁸ O- ² H	¹⁸ O- ² H P	³ H	¹⁴ C ¹³ C	CFC SF ₆
Barranqui Iilita	12010030		1040273,760	1329684,600	x												
Barranqui Iilita-Río León	12017020		1040273,760	1329684,600													
Chigorodó	12017010		1043771,570	1340677,700													
Humedal			1032738,920	1361591,440													
Turbo	Turbo_Baro		1038264,470	1387268,510													
Nicuro	Nicuro_Baro		1040093,860	1368833,900													
Apartadó	Apartadó_Baro		1048959,360	1362923,570													
Nel Upegui	Nel-Upegui_Baro		1036435,080	1343363,180													

EI= Ensayo de infiltración
 Sy=Rendimiento específico
 K= Conductividad hidráulica
 NPP: Nivel piezométrico puntual
 NPH=Nivel piezométrico horario
 HQCA=Hidrogeoquímica
 P= precipitación

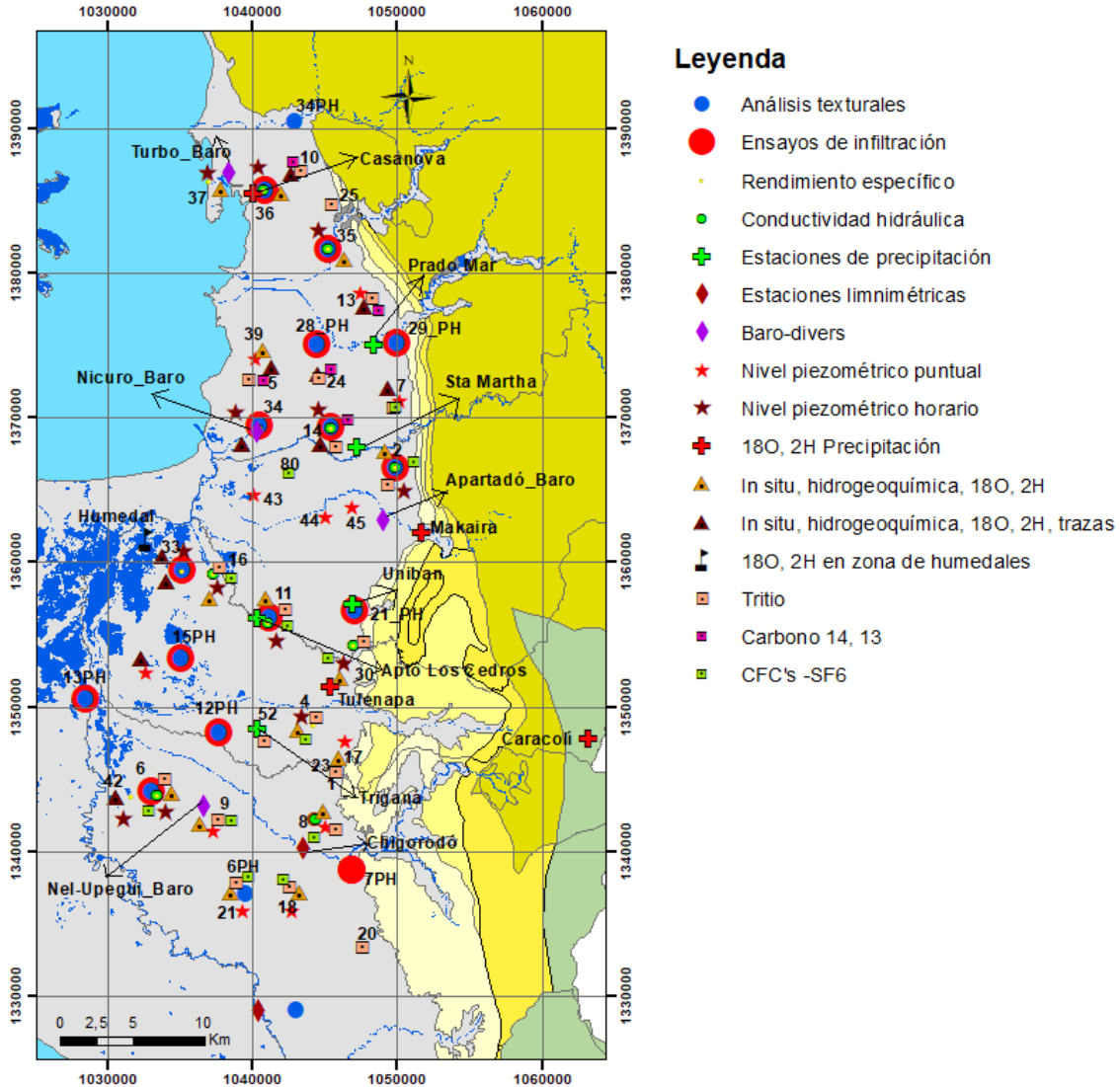


Figura 14. Localización de los datos e información recopilados en campo.

2.2. Métodos de toma de muestras y análisis

Se describen los métodos de obtención de datos y análisis de los mismos para los componentes hidrodinámico, fisicoquímico, isotópico y gases antrópicos.

2.2.1. Hidrodinámica

El modelo hidrodinámico contó con información de: i) hidrología de superficie, ii) pruebas de infiltración y análisis textural de la Zona No Saturada (ZNS) y iii) análisis en la zona saturada (acuífero libre) para obtener conductividad hidráulica y niveles piezométricos.

Los datos de precipitación de la zona de estudio son recolectados, analizados y publicados por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales-IDEAM en el marco de la Red Nacional de Monitoreo. Las estaciones pluviométricas pueden llegar a tener una incertidumbre de $\pm 0,2$ mm (IDEAM, n.d.). A partir de esta red, se obtuvieron datos diarios de precipitación. Por otra parte, se instaló un sensor automático en una zona de humedal (o de inundación), obteniendo la altura de la lámina horaria del agua dentro del cuerpo superficial. La ventana de información para estos datos corresponde al período entre diciembre de 2016 y febrero 2019.

Las pruebas de infiltración fueron realizadas por medio del método de anillos concéntricos a una profundidad entre 0,2 a 0,5 m de la superficie del suelo en febrero de 2018. En esta misma campaña de campo, se tomaron muestras de suelos para análisis texturales a 0,20 m de profundidad; los ensayos de granulometría se realizaron, posteriormente, en laboratorio; tres datos provenientes de IGAC & Gobernación de Antioquia (2007) fueron incorporados a estos análisis.

La conductividad hidráulica fue obtenida a partir de ensayos tipo slug-test en marzo 2019. El caudal de extracción en el ensayo osciló entre 0,9 y 1,1 l/seg y fue obtenido por medio de una bomba de potencia de 1HP, con la cual se logra el “vaciado” completo del aljibe en aproximadamente 50 minutos después de iniciado el bombeo. En cada prueba se garantizaron las siguientes condiciones: i) vaciado total del aljibe en el menor tiempo posible. ii) ausencia de precipitación en el tiempo del ensayo y iii) ausencia de fuentes externas de recarga.

Los niveles piezométricos puntuales fueron obtenidos por medio de una sonda lumínica de precisión de 0,01 m; cabe señalar que todos los aljibes (pozos artesanales) fueron nivelados topográficamente, mediante la técnica de corrección diferencial de GPS (DGPS) con una precisión de 5 mm.

Los niveles piezométricos horarios fueron obtenidos a través de sensores automáticos –Divers- con una incertidumbre de $\pm 0,02$ m y fueron instalados en aljibes nivelados topográficamente. Los datos fueron descargados por medio del software Diver Office y se realizó una compensación barométrica con cuatro sensores de presión atmosférica a una frecuencia horaria. Los datos de los Divers se descargaron cada tres meses aproximadamente, comparando el nivel registrado en el sensor con el nivel puntual y realizando las correcciones necesarias.

2.2.2. Fisicoquímica

Los datos de parámetros físicos y químicos de 2013, 2014 y 2016 reportados por el laboratorio de CORPOURABA, fueron tomados de información suministrada por La Corporación. Los análisis químicos comprendieron los siguientes iones mayoritarios: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , sílice, Fe total. En la campaña de monitoreo del 2016 se midió, además, el NH_4^+ . Las muestras fueron analizadas usando los métodos titulométricos, cromatografía iónica y espectrometría. Según

se reporta en los análisis, las muestras fueron colectadas luego de vaciar el aljibe y esperar su recuperación y la estabilización de los parámetros in situ, garantizando la representatividad del agua del acuífero; se practicó la filtración en campo con filtros de 0,45 μm y se conservaron de acuerdo con las instrucciones del Standard Methods.

En el mes de marzo 2017 se midieron parámetros in situ (temperatura, pH, sólidos disueltos totales y conductividad eléctrica) utilizando un multiparamétrico HACH. Las muestras para análisis fisicoquímicos incluyeron los siguientes parámetros: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^+ , Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^- , sílice, Fe^{2+} , Fe^{3+} , NH_4^+ . Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de estudios ambientales de la Universidad de Antioquia, usando los métodos citados anteriormente y el mismo protocolo de muestreo.

Las muestras para análisis de elementos minoritarios y trazas (Li^+ , B, Al, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Mo, Cd, Sn, Sb, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd) fueron almacenadas en recipientes de polietileno de alta densidad previamente lavadas con ácido nítrico al 95% durante 48 horas y filtrados in situ con filtro de 0,22 μm . Las muestras fueron preservadas con 2 ml de ácido nítrico. Los análisis fueron realizados en el laboratorio de Hydrosiences de la Universidad de Montpellier.

2.2.3. Isótopos estables, radioactivos y gases antrópicos

En relación con la información disponible (Tabla 6); los análisis de isótopos estables de la precipitación se realizaron en los laboratorios LaGeo-Salvador en 2008; Comisión Chilena de Energía Nuclear-CCHEN, Chile en 2008 y 2009; Corporación Autónoma Regional de Sucre-CARSUCRE, Colombia en 2009 y 2010; IAEA entre 2011 y 2016. Por otra parte, los análisis de isótopos estables del acuífero para los años 2013, 2014 se realizaron en los laboratorios del IAEA, por el método de espectrometría de masas y con incertidumbre promedio de 0,2 ‰ y 1,5 ‰ para el ^{18}O y ^2H respectivamente. Los análisis de las muestras colectadas en 2017 y 2018 (Tabla 6) fueron realizados en el laboratorio Laboratoire Mutualisé d'Analyse des isotopes stables de l'eau de Hydrosiences, Universidad de Montpellier, Francia, por espectrometría de masa (Espectrómetro de masa Isoprime, utilizando el método Dual Inlet para el ^{18}O y flujo continuo para el ^2H con incertidumbres de 0,07 ‰ y 0,8 ‰ para el ^{18}O y ^2H respectivamente (Tabla 6); las muestras fueron tomadas y almacenadas con base en los protocolos de la IAEA (Mook, 2002), realizando la purga completa del aljibe, posterior recuperación y recolección de la muestra, garantizando la representatividad de la muestra

Tabla 6. Tipos de datos de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores.

Variable	No. Muestras	Año	Laboratorio
Isótopos estables- Precipitación	6	2008	LaGeo-Salvador
	8	2008-2009	CCHEN-Chile
	14	2009-2010	Carsucre
	204	2011-2016	IAEA
Isótopos estables- Acuífero	24	2013	IAEA
	23	2014	IAEA
	22	2017	LAMA

Isótopos estables- - Humedal*	26	2017-2018	LAMA
Isótopos radioactivos- acuífero: ^3H	24	2013	--
Isótopos radioactivos- acuífero: ^{14}C - ^{13}C	5	2017	Université d'Aginon
Trazadores antrópicos acuífero: CFC's y SF_6	12	2018	Sciences de l'Unvierse-Université de Renne

*Incluye 3 tres muestras de precipitación cerca del humedal.

Las muestras de tritio del acuífero fueron analizadas en el laboratorio del IAEA con un límite de detección de 0,3 UT. Las muestras de ^{14}C y ^{13}C fueron tomadas con base en el protocolo de la IAEA a través del método convencional (Mook, 2002), relacionado con la purga del aljibe, medición de la alcalinidad, cálculo de la cantidad de agua requerida, adición del NaOH y de $\text{BaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. El precipitado fue recolectado luego de veinticuatro horas. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Avignon, Francia, con un error de 0,5 pmc para el ^{14}C (Tabla 6).

Para el muestreo de los CFC's y SF_6 , se utilizó una bomba con un caudal de extracción menor de 0,1 l/s, con el fin de evitar la reaireación del sistema e introducir artificialmente aire al acuífero. Las muestras fueron almacenadas en ampollas de acero de 300 ml y frascos de vidrio para los gases nobles. Las muestras de CFC's y SF_6 fueron analizadas en el Laboratoire de Sciences de l'Unvierse en la Universidad de Rennes, Francia. Estos gases fueron extradidos siguiendo el método de purga y atrapado y fueron analizados por medio de la cromatografía de gas con detección de captura de electrón. Los análisis presentan una precisión de 3 % para CFC-11 y CFC-12 y 5 % para SF_6 . Los gases nobles (Ne, Ar) y N_2 fueron extraídos por head-space y medidos por cromatografía de gas con un detector de catharometer (mGC 3000-SRA) con una precisión de 5% (De Montety et al., 2018). (Tabla 6).

2.3. Tratamiento de los datos e información

2.3.1. Hidrodinámica

Tomando como criterios un porcentaje de datos faltantes menor del 5% en el período de funcionamiento de los Divers y asegurando un distancia máxima de 15 km con respecto al punto de monitoreo de nivel piezométrico, se escogieron cinco estaciones de precipitación, para el análisis integrado de ambas variables.

En primer lugar, se comparó la variación temporal de la precipitación entre diciembre 2016 y febrero 2019 con la variación mensual multianual de la estación. Posteriormente, se utilizó el método de correlaciones estadísticas para evaluar la variación espacial de la precipitación a la escala mensual y diaria.

La evaluación de las características hidráulicas de la zona no saturada y del acuífero se realizó teniendo en cuenta la integración de los resultados de las pruebas de infiltración, análisis texturales en la zona vadosa, datos de rendimiento específico y conductividad hidráulica.

A partir de la estabilización de la curva de infiltración, se aproximó la infiltración última a la infiltración del suelo saturado. Los datos de rendimiento específico S_y fueron calculados por Bastidas et al. (2019) para trece puntos, por medio del método del balance hídrico, de acuerdo con Healy & Cook (2002), Crosbie et al. (2005) y Varni (2013).

A partir de un balance de agua a escala de cuencas, similar al de la Ecuación 1 y en conjunto con la Ecuación 2, se puede calcular el S_y de acuerdo con Healy & Cook (2002) (Ecuación 3).

Ecuación 1

$$P + Q_{on} = ET + \Delta S + Q_{off}$$

Ecuación 2

$$\Delta S = \Delta S^{sw} + \Delta S^{uz} + \Delta S^{gw}$$

Ecuación 3

$$S_y = \frac{P + Q_{on} - Q_{off} - ET - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz}}{\frac{\Delta h}{\Delta t}}$$

Dónde:

P = precipitación

ET = evapotranspiración total

$Q_{on}-Q_{off}$ =flujos de entrada y salida superficial y subsuperficial en la cuenca

ΔS^{sw} , ΔS^{uz} = variación del almacenamiento superficial (sw) y en la zona no saturada (uz)

S_y = rendimiento específico

Δh = variación de la altura del nivel freático (h) en el intervalo de tiempo Δt

Δt = intervalo de tiempo

El método propuesto por Healy & Cook (2002) considera ascensos de nivel principalmente en épocas de invierno o rachas de lluvia, donde las tasas de evaporación suelen ser pequeñas y el suelo se encuentra próximo a la saturación, por tanto los cambios de almacenamiento en la zona no saturada también son pequeños. La mayor dificultad de este método es que no siempre se cuenta con toda la información requerida en la Ecuación 3. Crosbie et al. (2005) proponen una variante de este método, reduciendo la Ecuación 3 a ser función del ascenso del nivel freático y su relación con la precipitación, dicha precipitación será la precedida de lluvias antecedentes, donde la posibilidad de convertirse casi totalmente en recarga es alta, dado que bajo una condición de humedad antecedente la zona saturada podrá estar a capacidad de campo. Varni (2013) propone y aplica una variante gráfica de este método, la cual también es aplicada por Loyola et al. (2018) y por Galli et al. (2018). Así, Bastidas (2019) determinó el rendimiento específico S_y como el inverso de la pendiente de la envolvente de todos los puntos

de ascensos de nivel piezométrico y precipitaciones en la escala diaria, considerando lluvias significativas que superan el umbral mínimo de 10 mm. El nivel piezométrico diario ha sido calculado como la media de los niveles piezométricos, luego de remover los datos producto del bombeo.

La determinación de parámetros hidráulicos y en particular de la conductividad hidráulica pueden ser obtenidos a partir de ensayos de bombeo donde se extrae agua de un punto y se miden los descensos y recuperación en uno o varios puntos próximos. Los pozos utilizados en el marco de esta investigación corresponden a perforaciones de gran diámetro construidas manualmente, donde el agua almacenada en la captación, complica el diseño e implementación de ensayos de bombeo. En efecto, las técnicas estandarizadas para interpretar ensayos de bombeo asumen que el agua almacenada es despreciable en Theis (1935) y Jacob (1950). El efecto del almacenamiento del agua no puede ser despreciable en pozos de diámetros mayores a un metro (Mace, 1999). En este sentido, se han desarrollado diferentes métodos para estimar la conductividad hidráulica en pozos de gran diámetro para acuíferos libres (Hvorslev, 1951; Bower & Rice, 1976).

La conductividad hidráulica del terreno viene dada por las siguientes ecuaciones:

Ecuación 4

$$k = \frac{r_{tu}^2}{4 * t_{37} * r_f * \sqrt{\frac{L}{2r_f} + 0,25}} \quad (\text{Hvorslev, 1951})$$

Ecuación 5

$$k = \frac{r_{tu}^2}{4 * t_{37} * r_f * \sqrt{\frac{L}{2r_f} + 0,25}} k = \frac{r_{tu}^2 \ln\left(\frac{R_e}{r_f}\right) * 1}{2L * t} \ln \left[\frac{h_0}{h_t} \right] \quad (\text{Bower \& Rice, 1976})$$

Donde:

K = conductividad hidráulica (m/día)

r_{tu} = radio de la entubación (m)

L = longitud de la rejilla o parte ranurada de la perforación (m)

r_f = radio de la zona filtrante (m)

t_{37} = tiempo en el que aún perdura el 37% del ascenso instantáneo inicial (min).

h_0 = nivel (desde de la superficie freática) antes del intervalo de tiempo t

h_t = nivel (desde de la superficie freática) tras el intervalo de tiempo t

R_e = radio de la entubación (m)

El radio de la entubación y radio de la zona filtrante se fijó en 0,8m. La longitud de la rejilla es un parámetro que representa un factor de incertidumbre. Por lo tanto, se realizó un análisis de sensibilidad para obtener los valores de conductividad hidráulica con diferentes valores de longitud de la rejilla: 0,4 m; 1,0 m y 1,5 m.

La representatividad de cada variable fue evaluada teniendo en cuenta el método de obtención y la caracterización geológica del acuífero.

A partir del tratamiento geoespacial de cada variable, se obtiene una distribución espacial con el fin de identificar patrones regionales y su comparación con las características litológicas del acuífero. Con el fin de evaluar las coherencias entre los diferentes parámetros de la caracterización hidráulica, se aplica el método de correlación estadística entre estas variables, en los puntos que presentan mayor información.

Los niveles piezométricos puntuales fueron utilizados para generar superficies piezométricas del final de la época húmeda (diciembre 2017) y época seca (Febrero 2018) y por lo tanto, definir las líneas de flujo del agua subterránea en el acuífero libre. La comparación de las medidas trimestrales del nivel piezométrico y la precipitación mensual fue utilizada para analizar la respuesta a la precipitación e identificar particularidades en algunos puntos que presentan comportamientos diferentes.

Los niveles piezométricos horarios fueron objeto de un análisis descriptivo de los datos, removiendo datos anómalos, siguiendo criterios estadísticos y la observación gráfica de los datos horarios. Adicionalmente, se evaluó el impacto de los bombeos en la recuperación del nivel piezométrico horario, identificando el número de descenso, la profundidad luego del descenso, el porcentaje de niveles recuperados luego de 24 horas y la profundidad que queda sin recuperar.

Los datos de profundidad del agua fueron correlacionados con los datos de precipitación diaria más cercana al punto, por medio de dos métodos: observación de niveles piezométricos vs precipitación (Ferrer et al., 2019; Kotchoni et al., 2019) y el método de correlación cruzada. Este último método revela la interrelación entre una serie de datos de entrada (precipitación diaria) y salida (nivel piezométrico promedio diario) y es utilizado en el estudio de la oscilación de los niveles piezométricos en acuíferos freáticos como lo presentan Cai & Offerdinger (2016), en el cual se consideran correlaciones fuertes por encima de 0,5. La observación de la oscilación del nivel piezométrico horario permite también identificar ascensos en ausencia de precipitación, indicando la presencia de otros posibles flujos en la dinámica del nivel piezométrico, relacionado con otras variables

El anterior análisis fue complementado con los datos de recarga estimada por medio del método Water Table Fluctuation (Healy & Cook, 2002).

El análisis de las épocas secas permitió, identificar los procesos de descarga del sistema por medio de la curva de recesión. La curva de recesión es la trayectoria de la curva de nivel piezométrico mostrada en el punto de monitoreo piezométrico en ausencia de eventos de ascenso del nivel freático, esta curva puede representar la dinámica de la descarga de aguas subterráneas (Wendland et al., 2015).

Asimismo, se ha comparado la señal de los datos de nivel horario de un humedal y el nivel piezométrico más cercano con variables como la precipitación.

2.3.2. Hidrogeoquímica

La calidad analítica de los datos de laboratorio fue evaluada por medio del error en el balance iónico, considerando aceptables aquellas muestras que presentaban un error menor del 10 %. Adicionalmente, se calculó la relación SDT/CE (sólidos disueltos totales / conductividad eléctrica) y la conductividad eléctrica teórica a partir de los análisis de iones mayores (Logan, 1961). La relación

STD/CE debe presentar valores entre 0,55 y 0,76 (Hounslow, 1995) y la diferencia entre el valor de conductividad eléctrica calculada teóricamente y el real no debe ser superior al 15% para considerar los datos de iones mayoritarios como coherentes (Manciati, 2014).

Con base en estas consideraciones, se conformó un número de puntos representativos de la época húmeda.

El procesamiento de la información de ambas épocas, inició con un análisis descriptivo de los datos, seguido de la evaluación de la variación espacio temporal de los parámetros físicos. Posteriormente, las facies hidrogeoquímicas fueron identificadas a partir de diagramas Piper en ambas épocas (Mostaza-colado et al., 2018), así como la evolución del agua subterránea a través de los diagramas stiff.

Lo anterior fue complementado con el análisis estadístico multivariado de componentes principales y el método de agrupamiento (clusters), utilizando variables como la conductividad eléctrica y los iones mayoritarios y minoritarios de la época seca (Mattos et al., 2018). Estos métodos asumen que las variables satisfacen una distribución estadística normal (Brown, 1998), por lo tanto se realizaron transformación Box Cox. Además, se removieron los valores extremos (puntos 33 y 36) para cumplir con el criterio de normalidad. El análisis de conglomerados ha sido realizado utilizando el método de Ward. Este procesamiento, permitió identificar las variables que aportan mayor peso a la varianza y el agrupamiento resultante, fue correlacionado con las facies hidrogeoquímicas y la evolución del agua subterránea (Mattos et al., 2018).

El análisis de gráficos binarios y la estadística multivariada permitió establecer correlaciones entre diferentes variables, con el fin de comprender los procesos hidrogeoquímicos en el acuífero (Armengol et al., 2017). Esta evaluación fue complementada con los resultados de los cálculos del índice de saturación de la calcita, dolomita y yeso.

Los resultados de los elementos trazas fueron integrados a los anteriores resultados, con el fin de generar hipótesis sobre los procesos responsables de mayor salinidad en algunos puntos (Santucci et al., 2016).

El análisis integrado de esta información, permitió identificar los principales procesos de adquisición geoquímica en el acuífero (Esteller et al., 2017), los cuales fueron objeto de modelación hidrogeoquímica con el software Netpath (Plummer et al., 1994) por medio de tres transectos. Los transectos están ubicados en la zona sur, donde los contenidos de cloruros presentan menores concentraciones. El software interpreta las reacciones de balance de masas geoquímicas netas entre las composiciones de agua iniciales y finales a lo largo de una trayectoria de flujo hidrológico. Alternativamente NETPATH calcula las proporciones de mezcla de dos a cinco aguas iniciales y reacciones geoquímicas netas que pueden explicar la composición observada de un agua final. Para un conjunto de fases minerales o gaseosas hipotéticas que sean las fases reactivas en el sistema, NETPATH calcula las transferencias de masa en todas las combinaciones posibles de las fases seleccionadas, que explican los cambios observados en las composiciones químicas seleccionadas observadas a lo largo de la trayectoria de flujo. Los cálculos sirven para interpretar las reacciones geoquímicas, las proporciones de mezcla, la evaporación o dilución de las aguas y la transferencia de masa mineral en la evolución química de las aguas naturales y ambientales (Plummer et al., 1994).

2.3.3. Isótopos estables, radioactivos y gases antrópicos

Datos de isótopos estables:

Los datos de isótopos estables fueron objeto de un análisis descriptivo. El exceso en deuterio fue utilizado como criterio para descartar muestras por evaporación, a causa de una deficiente preservación.

En primer lugar, se analizó la composición isotópica de la precipitación en el tiempo. Las medias ponderadas anuales del $\delta^{18}\text{O}$ fueron calculadas en las cuatro estaciones. Seguidamente, la media mensual ponderada se estimó para cada estación, evaluando el efecto de cantidad, característico de climas húmedos tropicales. La línea meteórica local de Urabá fue construida. A partir de este proceso, se comparó la señal de entrada de la precipitación con la variación de la composición isotópica del acuífero, identificando las fuentes de recarga (Joshi et al., 2018).

La evolución de la composición isotópica del humedal fue comparada con la evolución de la composición isotópica de la precipitación. Con base en este análisis, la composición isotópica del humedal en la época seca, –considerada entre el 23 de enero y el 27 de febrero 2018- fue evaluada con el nuevo modelo unificado de Craig & Gordon (C-G) propuesto por Gonfiantini et al. (2018) y basado conceptualmente en el modelo presentado por Gonfiantini (1986), con el objetivo de evaluar los parámetros ambientales que controlan el fraccionamiento isotópico durante la evaporación de un cuerpo de agua.

Este modelo proporciona una cuantificación concurrente de las variables controladoras, y así arroja nuevas luces sobre la composición de $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{17}\text{O}$ y el comportamiento de evaporación de agua dulce, salina y marina. Durante la evaporación del agua, el fraccionamiento isotópico de H y O se produce inicialmente en la capa límite en la interfaz agua-aire. A medida que las moléculas de H_2O se vaporizan después de romper los enlaces de hidrógeno que los mantienen en la fase líquida, se forma una capa de vapor saturado directamente encima de la superficie del líquido, y esta capa de vapor saturada se forma en equilibrio isotópico con la fase de agua líquida:

Ecuación 6.

$$\frac{R_w}{R_v} = \alpha_{eq}$$

Donde R_w es la relación isotópica del $^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el agua sometida a evaporación, el R_v es la relación isotópica de la capa de vapor en contacto con el líquido, y α_{eq} es el factor de fraccionamiento isotópico del H y O dependiente de la temperatura en condiciones de equilibrio.

El vapor a partir de entonces puede escapar (R_{esc}) del equilibrio de la capa por difusión molecular y/ o por difusión turbulenta y se ventila en la atmósfera libre (ecuación 7)

Ecuación 7.

$$\frac{R_v}{R_{esc}} = \alpha_{dif}^x$$

α_{dif} es el factor de fraccionamiento debido a la difusión molecular y x es el índice de turbulencia, el cual varía entre 1 y 0, siendo 1, indicativo de un vapor que escapa exclusivamente bajo condiciones de difusión molecular y así el factor de fraccionamiento isotópico es α_{dif} . Por el contrario, si el índice de turbulencia es 0, el vapor escapa solo debido a difusión turbulenta, sin fraccionamiento isotópico y el factor de fraccionamiento α_{dif}^x es 1.

El fraccionamiento isotópico del H u O observado durante la evaporación de agua es el resultado de la competencia entre los procesos de difusión molecular versus difusión turbulenta durante el escape de vapor de la capa saturada.

Luego del desarrollo matemático realizado por Gonfiantini et al. (2018), se tiene que:

Ecuación 8.

$$\delta = \left[\delta_0 + 1 + \frac{A}{B} (\delta_A + 1) \right] f^B - \left[1 + \frac{A}{B} (\delta_A + 1) \right]$$

Ecuación 9.

$$A = - \frac{h}{\alpha_{dif}^x (\gamma - h)}$$
$$B = - \frac{\gamma}{\alpha_{eq} \alpha_{dif}^x (\gamma - h)} - 1$$

Donde δ es la composición isotópica del cuerpo superficial en el tiempo t , δ_0 es la composición isotópica inicial del cuerpo superficial, f es la fracción remanente del agua líquida, h es la humedad media relativa del aire, δ_A es la composición isotópica del vapor de agua atmosférico y γ es el coeficiente de actividad termodinámica.

Procedimiento para la datación con tritio:

El isótopo radioactivo del hidrógeno Tritio (^3H) presenta un tiempo de vida medio de 12,32 años, teniendo dos fuentes de producción: tritio natural, producido por la interacción de la radiación cósmica con gases atmosféricos. La segunda fuente de tritio es antrópica y proviene de los ensayos de bombas nucleares y el uso de reactores nucleares (Kralik, 2015). A partir de los años 1950, los niveles de ^3H aumentaron en la precipitación hasta alcanzar las 6.000 UT en 1963 en la estación Viena, Austria (<https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>), debido a los ensayos atómicos efectuados en la atmósfera y principalmente en el hemisferio norte. Posterior a 1963, los niveles de tritio en la atmósfera han disminuido, como producto de la lixiviación de la atmósfera y el crecimiento radioactivo, hasta alcanzar el nivel natural medio inferior a 10 UT sobre el año 2000 en el hemisferio norte. En el hemisferio sur, la evolución del tritio ha sido similar, pero con valores más bajos y con un desfase de dos años, llegando a ser actualmente de 2 a 3 UT media anual (Manciati, 2014).

El conocimiento de la concentración de ^3H en la precipitación local es un prerrequisito para interpretar la edad aparente del agua subterránea (Wirmvem et al., 2015). En este sentido, se recolectaron los datos mensuales de tritio de las estaciones de Bogotá, Barranquilla y otras estaciones de Ecuador y Brasil localizadas a una latitud no mayor de $10^\circ \text{ N} / 10^\circ \text{ S}$. Se calcularon las medias

ponderadas anuales, para los años que contaban con más del 60% de la precipitación anual. Dado que las estaciones cuentan con datos entre 1971 y 2010, fue necesario realizar una reconstrucción de la curva de tritio, utilizando los métodos de correlación lineal (Jerbi et al., 2019), el de Doney et al. (1992) y utilizando regresiones exponenciales de decrecimiento.

A partir de esta reconstrucción, se aplicó el modelo de mezcla completa usado por Leduc et al. (1996) (Ecuación 10), con el objetivo de estimar la edad del agua subterránea en el acuífero.

Ecuación 10

$$An_i = (1-Tr_i)*An_{i-1}*e^{-Ln2/T} + Tr_i*Ap_i$$

An_i = es el contenido de tritio del acuífero durante el año i

T es el tiempo de vida medio del tritio de 12,3 años

Ap_i = es el contenido de tritio durante el año i

Tr_i =es la tasa de renovación para el año i.

El modelo no tiene en cuenta la variabilidad espacial de la precipitación ni los flujos horizontales, siendo ambas situaciones presentes en la zona de estudio.

El modelo parte de los siguientes supuestos: facies isotópicas homogéneas en todo el espesor del acuífero, al igual que un almacenamiento constante, es decir, una salida de agua compensada por una infiltración del agua lluvia (Leduc et al., 1996).

Procedimiento para la datación del carbono 14:

El carbono 14 tiene un tiempo de vida medio de 5.730 años y permite dataciones de hasta 50.000 años. El carbono 14 es producido a partir de la interacción de rayos cósmicos en conjunto con el nitrógeno. Al igual que el 3H , el ^{14}C registró un pico mayor al 100% durante el periodo de los ensayos nucleares (Mook, 2002) y actualmente se puede encontrar niveles superiores al 100% localmente, debido a la persistencia del carbono en la atmósfera y su decrecimiento radioactivo débil sobre el periodo de los últimos 70 años.

El método de datación de aguas subterráneas a partir del ^{14}C ha sido desarrollado por Libby (1946) para las muestras orgánicas. El ^{14}C producido por los rayos cósmicos es oxidado a CO_2 en la atmósfera y se integra al ciclo global del carbono, siendo absorbido por las plantas durante la fotosíntesis e incorporado al ciclo hidrológico y biológico de la tierra. Posterior a la recarga, el carbono inorgánico disuelto- CID se encuentra en aislamiento del carbono 14 moderno (Sistema Planta-suelo gas-aire) (Plummer L & Glynn P, 2013).

El $CO_{2(gas)}$ del suelo, producido por la respiración de las plantas y la degradación de la materia orgánica presenta una actividad ^{14}C cerca del 100 %, aunque en general se utiliza un valor del 97 %, debido al fraccionamiento isotópico. Posteriormente, este gas en acción con el agua de precipitación, produce el ácido H_2CO_3 que puede atacar los minerales. Luego, el agua va a adquiriendo un pH más neutro y la especie del carbono que predomina es el HCO_3^- con un pH entre 6,5 y 8,0. Así, la actividad inicial del ^{14}C disminuye a medida que este proceso avanza y puede calcularse la edad, siguiendo esta trayectoria desde la superficie. En este caso, se habla de carbono biogénico. Por otra parte, el agua puede tener otra fuente de carbono como formaciones carbonatadas de origen marino o continental,

CO₂ de origen volcánico que modifica la actividad de ¹⁴C en el agua subterránea (Modificado de Manciat, 2014).

Para calcular la edad del agua subterránea con el carbono 14 es necesario establecer el contenido inicial de ¹⁴C del DIC en el agua subterránea, llamado A₀, que se produce luego de la recarga e isolación del agua moderna de la zona no saturada (Plummer & Glynn, 2013). A₀ puede ser obtenida por medio de muestreos en la zona de recarga o usando ajustes de modelos geoquímicos. Plummer & Glynn, 2013 compilan y detallan las bases conceptuales de los modelos propuestos por Ingerson & Pearson (1964); Tamers (1967); Evans et al. (1979); Fontes & Garnier (1979); Salem et al. (1980); Eichinger (1983). Los modelos utilizan balances de las especies químicas del carbono o la cantidad de carbono 13 (δ¹³C) para el cálculo de A₀.

Teniendo en cuenta estas consideraciones, se analizó la variación del δ¹³C, con base en sus variaciones naturales y así, se determinó la fuente de bicarbonatos en el acuífero. Posteriormente, fue evaluada la actividad del ¹⁴C para determinar la edad del agua.

Procedimiento para la datación con los CFC's y SF₆:

A continuación, se presenta el principio de datación del agua subterránea a partir de los CFC's y SF₆. La información ha sido tomada del trabajo presentado por Plummer et al. (2006).

Los CFC's son compuestos sintéticos y volátiles de carbono, cloro y flúor utilizados extensivamente desde 1930, alcanzando máximas concentraciones entre los años 80 y 90 (Figura 15). La producción y utilización de estos gases, nocivos para la capa de ozono, fue finalizada luego del protocolo de Montreal en 1987, registrando una disminución progresiva. Los compuestos de CFC más utilizados son el CFC-11 (CFCl₃), CFC-12 (CF₂Cl₂) y CFC-113 (C₂F₃Cl₃) los cuales tienen un tiempo de vida medio en la atmósfera de 45 ± 7; 87 ± 17; 100 ± 32 años respectivamente.

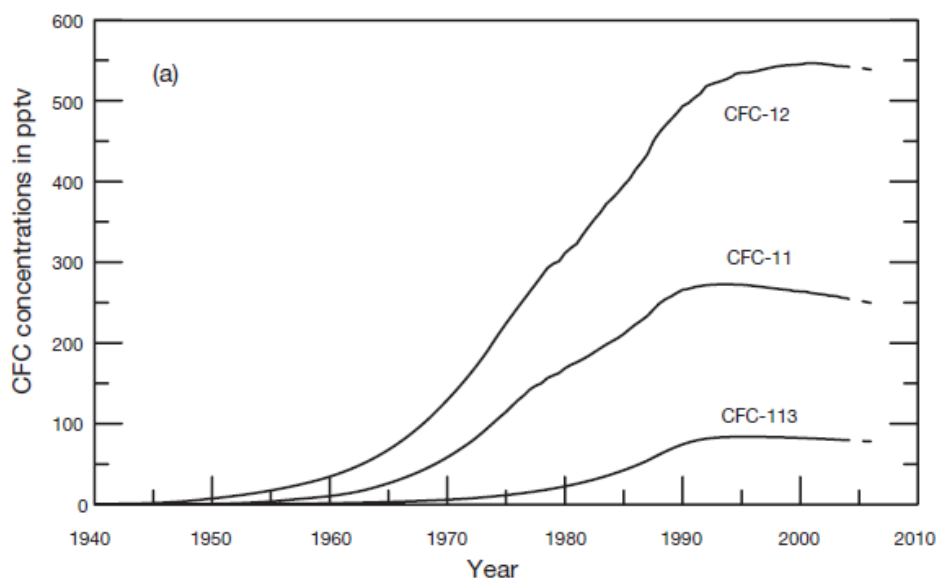


Figura 15. Evolución de la concentración de CFC's en la atmósfera en el hemisferio norte (Plummer et al., 2006).

El SF₆ es un gas utilizado principalmente en la industria desde 1953. Su origen en el ambiente está relacionado con actividades antrópicas y a fuentes naturales y contrario a los contenidos de CFC's, su concentración continúa creciendo.

La datación del agua subterránea a partir de los CFC's es basado en la ley de solubilidad de Henry, donde la concentración de un gas disuelto en el agua en equilibrio con el aire es proporcional a la presión parcial del gas en el aire (Ecuación 11):

Ecuación 11

$$C_i = K_{Hi} p_i$$

Donde C_i es la concentración de i -ésimo componente de CFC en el agua, K_{Hi} es la constante de la Ley de Henry para el i -ésimo componente de CFC. P_i corresponde a la presión parcial del i -ésimo componente de CFC definida como (Ecuación 12):

Ecuación 12

$$p_i = x_i (P - p_{H_2O})$$

x_i es la fracción molar de aire seco para el i -ésimo componente de CFC, P es la presión atmosférica total y p_{H_2O} , es la presión de vapor de agua (Warner & Weiss, 1985). La constante de Henry K_H es función de la temperatura de recarga.

Las concentraciones equivalentes de CFC's y SF_6 fueron calculadas teniendo en cuenta una temperatura de 28°C y una altitud de 30 m.s.n.m, la cual corresponde a la altitud promedio de la zona de depósitos aluviales. Esta temperatura de recarga fue confirmada con los análisis de Ne y Ar excepto para el punto 80, donde parece que tuvo lugar una desgasificación.

En efecto, los gases nobles permiten calcular de manera precisa la temperatura a la cual se recargó la muestra. Para esto, se supone que el agua está en equilibrio con la atmósfera luego de la recarga (Wilson & McNeill, 1997) y se aplica la Ley de Henry. Para calcular la temperatura de recarga es necesario sustraer el exceso de aire.

El exceso de aire corresponde a concentraciones en el gas de un agua superior a aquella que predice el equilibrio con la presión atmosférica al momento de la recarga (Heaton & Vogel, 1981) y puede estar atribuida a la presencia de pequeñas burbujas de aire en los poros, fracturas o fisuras disueltos bajo el efecto del aumento de la presión hidroestática luego de la recarga. Asimismo, puede ser atribuido a grandes burbujas que no se encuentran completamente disueltas, a eventos de precipitación intensa, dado que estos pueden producir una recarga rápida, que incorpora una gran cantidad de aire (Wilson & McNeill, 1997).

Los gases menos ligeros, como el SF_6 , He, Ne, N_2 , son los que generalmente presentan un mayor exceso de aire, dado que la solubilidad del gas aumenta con su peso molecular en el caso de ausencia de fraccionamiento entre la atmósfera y el medio acuático (Bondu-Crozal, 2012).

El método más preciso para calcular el exceso de aire y la temperatura de recarga implica cuantificar los 4 gases raros por espectrometría de masas (análisis costoso) (Bondu-Crozal, 2012). Por lo tanto, se utiliza una técnica iterativa que consiste en eliminar, paso por paso, pequeñas cantidades de aire en las medidas de los diferentes gases. La temperatura de recarga es calculada en cada iteración y cuando su valor para los diferentes gases es casi idéntica se considera que ella corresponde a la temperatura de recarga real (Wilson & McNeill, 1997). Seguidamente, se deduce el valor del exceso en el aire.

Otro método alternativo, considera la utilización de gráficos bivariados de las medidas de los gases del Ar y Ne o en su defecto del Ar y N₂, bajo el supuesto de que no existe fraccionamiento ni otros procesos que modifiquen su concentración. Este método ha sido escogido en el marco de esta tesis, dado que no se cuenta con todos los análisis de gases nobles, escogiendo los gases Ar y Ne.

Luego de evaluar la presencia de exceso de aire, se comparó la concentración actual de la atmósfera con la de las muestras y se evaluaron los procesos de degradación de las muestras, identificado por contenidos de metano. Posteriormente se calculó la concentración equivalente de los gases y se evaluaron los modelos de mezcla exponencial (EMM) y modelos de mezcla binaria (BMM).

El software TracerLP se utilizó con el fin de evaluar estos modelos. El modelo EMM asume mezcla completa en la captación o manantial **y describe la distribución de la edad de un reservorio completamente mezclado, coherente con un acuífero libre como el del Golfo de Urabá** (Jurgens et al., 2012).

El modelo de mezcla binaria (BMM) es uno de los modelos más simples para evaluar los procesos de mezcla entre aguas jóvenes y aguas más antiguas. Si la fracción de agua antigua está libre de CFC's y si sólo los procesos de equilibrio entre el aire-agua afectan sus concentraciones, la relación entre los diferentes compuestos de CFC's pueden ser útiles en la datación de mezclas. Una vez determinada la edad de la fracción de agua joven, la proporción de agua joven en la mezcla puede ser determinada con la relación de la concentración del trazador de la muestra con la concentración esperada para una muestra sin mezclar de edad correspondiente a la edad de la fracción joven (Gourcy & Brenot, 2011; Han et al., 2014).

2.4. Datos e información disponible y adquirida

De acuerdo con el marco metodológico (Figura 13), la información más relevante para elaborar el modelo hidrogeológico conceptual, comprende los datos hidrodinámicos, hidrogeoquímicos e isotópicos. Por tal motivo, se presenta un análisis detallado de los datos disponibles y recopilados en campo de cada temática a lo largo de tres secciones. Esta información fue sometida a una evaluación de la calidad de los datos y de la representatividad en el alcance de la investigación.

En cada caso, se describen los datos disponibles anteriores a la tesis, en primer lugar, posteriormente, se presentan los datos de la ventana de información temporal de la tesis comprendida entre diciembre 2016 y febrero 2019, periodo en el cual se instrumentó y se llevó a cabo el trabajo de campo.

2.4.1. Análisis hidrodinámico

Se presentan aquí, junto con los datos, las fuentes y el tratamiento de los datos e información hidrológica, hidráulica y piezométrica.

2.4.1.1. Datos hidrológicos

Datos de precipitación:

Las cinco estaciones de precipitación seleccionadas se ubican en la zona plana, a una altura máxima de 40 m.s.n.m (Tabla 7 y Figura 16). El período de estudio de los datos de precipitación comprende desde diciembre 2016 hasta febrero 2019, con excepción de la estación Prado Mar 12010110, para la cual sólo existen datos publicados por el IDEAM desde diciembre 2016 hasta septiembre 2018.

Tabla 7. Localización de estaciones de precipitación.

Nombre Estación	Este (m)	Norte (m)	Tipo	Objetivo de la estación	Frecuencia	Período estudiado	Número de datos	% datos faltantes
Prado Mar 12010110	1.048.268,74	1.375.156,06	Pluviométrica	Análisis integrado de la precipitación y la oscilación del nivel piezométrico	Diaria	Diciembre 2016- Septiembre 2018	655	0,9
Sta Martha 12010120	1.047.102,81	1.368.327,02	Pluviométrica		Diaria	Diciembre 2016- Febrero 2019	803	0,4
Apto los Cedros 12010090	1.040.273,76	1.356.334,54	Sinóptica		Diaria		775	4,1
Triganá 12010090	1.039.940,64	1.348.839,25	Pluviométrica		Diaria		805	0,0
Uniban 12015020	1.046.846,49	1.357.451,40	Agrometeorológica		Diaria		790	2,1

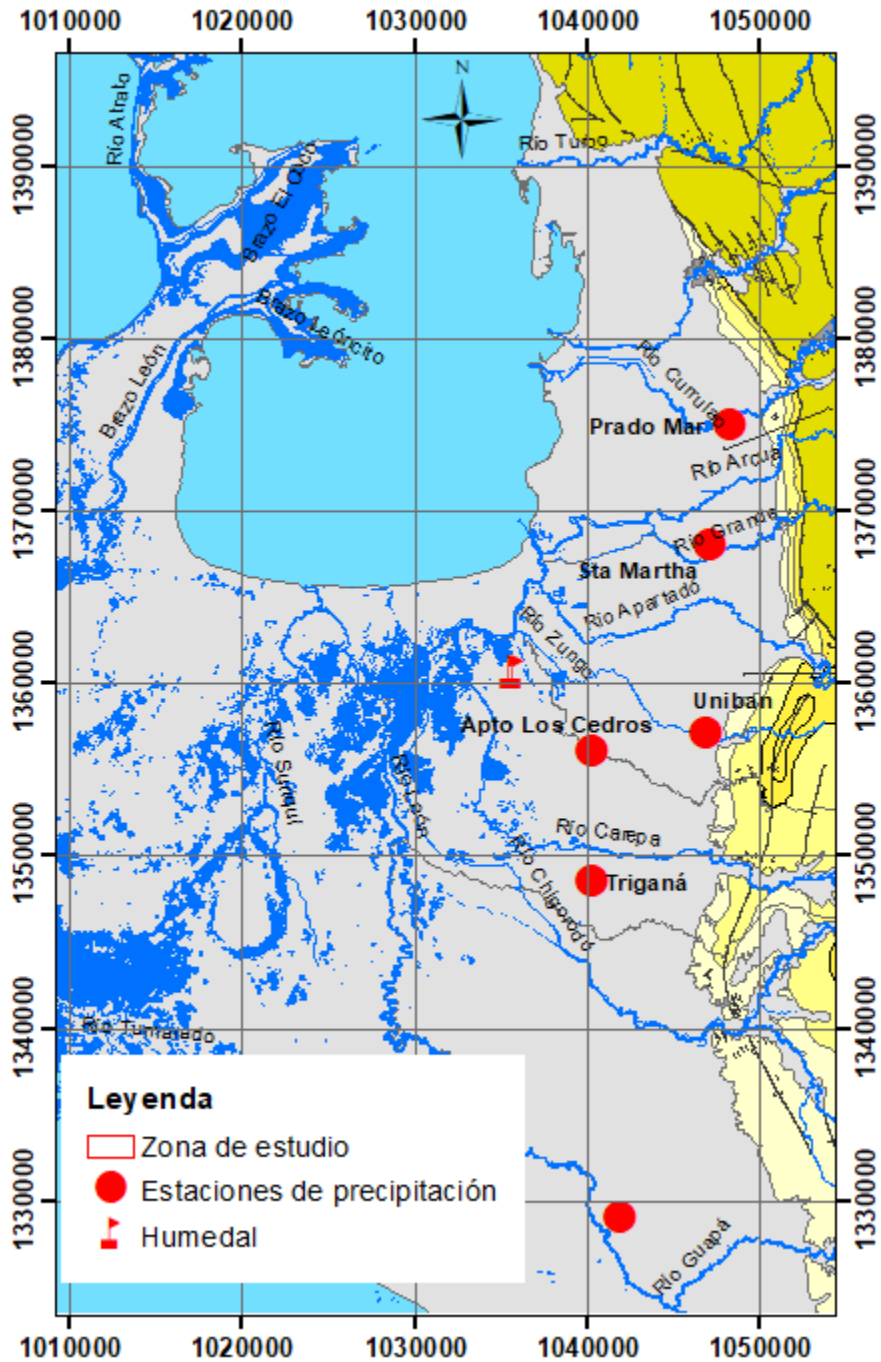


Figura 16. Localización de estaciones de precipitación e hidrológicas.

Los datos faltantes (Tabla 7) han sido reconstruidos por Bastidas (2019), empleando el método de Razones Promedio (UNESCO & ROSTLAC, 1982).

Para la zona de Urabá ha sido reconocido un gradiente de la precipitación, observando un incremento de esta variable desde el norte hacia el sureste (Gobernación de Antioquia, 2018; Bastidas et al., 2019).

Datos de altura de la lámina de agua en el humedal:

La instalación de un sensor automático en una zona de humedal o de inundación permitió medir la altura de la lámina horaria del agua. El humedal localizado cerca del caserío Embarcadero Zungo, ubicado a 1,5 km del río León, ha sido escogido evitando, en la medida de la posible, la presencia de factores antrópicos y cursos de agua que lo alimenten después de la época de inundación (Figura 16, Figura 17 y Tabla 8).

Tabla 8. Localización de estaciones de caudal y del humedal

Nombre Estación	Este (m)	Norte (m)	Tipo	Frecuencia	Período estudiado	Número de datos	% datos faltantes
Humedal	1.032.738,92	1.361.591,44	Diver	Horaria	Dic-17 a Agosto-2018	5844	0



Figura 17. Localización del sensor automático en el humedal de la zona de estudio.

2.4.1.2. Datos hidráulicos

La evaluación de las características hidráulicas de la zona no saturada y del acuífero se realizó teniendo en cuenta la información de 17 pruebas de infiltración, 15 análisis texturales en la zona vadosa (Betancur et al., 2018), 13 cálculos de rendimiento específico (Bastidas et al., 2019). Adicionalmente, se realizaron 10 ensayos de slug test (Figura 18).

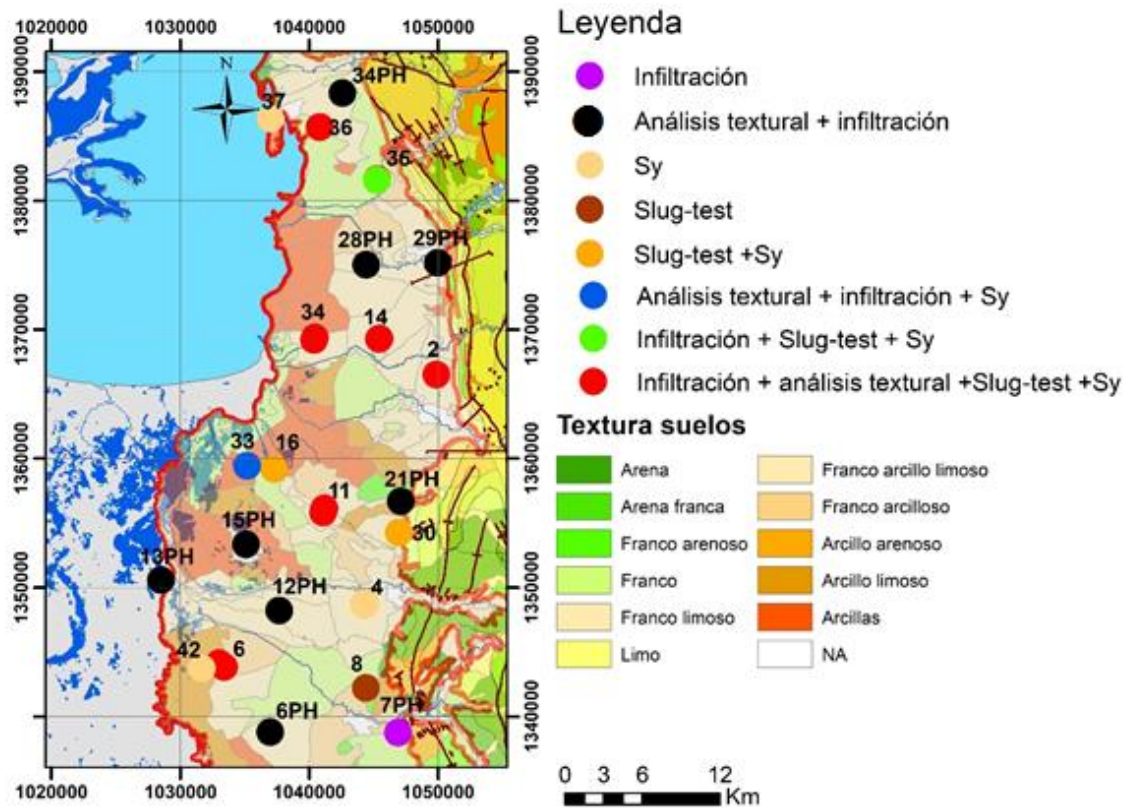


Figura 18. Tipos de datos hidráulicos.

En seis de las estaciones piezométricas de alta resolución (36, 34, 14, 2, 11 y 6) se obtuvieron datos de infiltración, análisis textural, desarrollo de slug-test y rendimiento específico.

En la Tabla 9 se relacionan estos resultados y se señala – cuando existía- la correspondencia del punto con una estación de medición de nivel piezométrico.

Tabla 9. Resultados pruebas de infiltración. (Betancur et al., 2018). La última columna indica los puntos de la red de nivel piezométrico en los cuales se realizaron pruebas de infiltración.

Código	Cobertura suelo observada	Tasa de infiltración (mm/h)	Velocidad de infiltración	Duración de la prueba (min)	Punto nivel piezométrico
34PH	Pasto de altura media	6	Moderadamente Lento	100	
35	Pasto bajo al lado de una platanera	8	Moderadamente Lento	60	C35-D40_El_Desierto
36	Pasto	9	Moderadamente Lento	65	C36-D41_Esc_Casanova
28PH	Cultivo de plátano	2	Lento	60	

Código	Cobertura suelo observada	Tasa de infiltración (mm/h)	Velocidad de infiltración	Duración de la prueba (min)	Punto nivel piezométrico
29PH	Pasto bajo, al parecer antes fue una bananera o platanera	15	Moderadamente Lento	70	
2	Banano	62	Moderado	80	C2-D13_Bajo_El_Oso
14	Maleza	31	Moderado	60	C14-D14_Nicuro
34		3	Moderadamente Lento	80	C34_D50_Alvaro_Perez
21	Pastos con presencia de Arboles de 20 m aprox.	20	Moderado	80	21
11	Rastrojo	2	Lento	90	C11_D16_Cesar_Hurtado
33	Plátano disperso	10	Moderadamente Lento	60	C33_D70_Dubis_Mercado
12PH	Potrero con muchas grietas profundas	1	Muy Lento	80	
15PH	Sobre plantación bananera	120	Moderadamente Rápido	25	
13PH		74	Moderadamente Rápido	80	
7PH	Pasto largo y muy seco	12	Moderadamente Lento	60	
6	Cultivo	10	Moderadamente Lento	60	C6-D5_Mosquerita
6PH	Plantación bananera	82	Moderadamente Rápido	50	

La tasa de infiltración presenta valores entre 2 y 120 mm/h. Los resultados de los análisis texturales registran un predominio de materiales de tipo limo y arcilla, con menor proporción de arenas (Betancur et al., 2018). Además se contó con información para 3 puntos más, a partir de la interpretación de la descripción de los perfiles de suelo, según el mapa de suelos (IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007) (Tabla 10).

Tabla 10. Resultados de los análisis texturales, rendimiento específico y conductividad hidráulica para los puntos en común.

Código	Análisis texturales (Betancur et al., 2018)			Fuente análisis texturales	Textura según USDA	Sy (%) (Bastidas, et al., 2019)	Fecha prueba	K (m/día) Época seca			K (m/día) Época seca
	Arena	Limo	Arcilla					Hvorslev, 1951			Bower y Rice 1976
								L (m)			L (m)
								0,4	1,0	1,5	0,4
34PH	8	66	26	Campo	Franco arcillo limoso						
29PH	23	61	16	Campo	Franco arcillo limoso						
28PH	11	66	23	Campo	Franco arcillo limoso						
C42_D37_Turbo_Playa	30	14	56	*	Arcilloso	2,0		No aplica			
C35-D40_El_Desierto	30	50	20	Campo más cercano	Franco limoso	6,7	mar-17	2,72	2,05	1,76	2,69
C36-D41_Esc_Casanova	30	50	20	Campo	Franco limoso	4,0	feb-19	0,06	0,05	0,03	0,07
C2-D13_Bajo_El_Oso	18	61	21	Campo	Franco limoso	8,2	feb-17	0,97	0,73	0,63	0,61
C14-D14_Nicuro	15	57	28	Campo	Franco arcillo limoso	1,7	feb-19	0,66	0,5	0,43	1,32
C34_D50_Alvaro_Perez	8	63	29	Campo	Franco arcillo limoso	2,2	feb-19	0,24	0,18	0,16	0,34
21PH	27	56	17	Campo	Arcillo arenoso						
C30_D28_Sazón_Sindy	6	57	38	*	Franco arcillo limoso	3,2	mar-17	0,75	0,57	0,49	0,63
C11_D16_Cesar_Hurtado	20	48	32	Campo	Franco arcillo limoso	2,0	feb-17	0,14	0,1	0,09	0,09
C16_D17_Parador_Johnson	2	39	59	Campo más cercano	Arcilloso	1,4	feb-17	2,26	1,71	1,47	2,57
C33_D70_Dubis_Mercado	2	39	59	Campo	Arcilloso	5,7					
12PH	11	29	60	Campo	Franco arcillo limoso						
15PH	12	53	28	Campo	Franco arcillo limoso						
13PH	7	34	62	Campo	Franco arcillo limoso						

Código	Análisis texturales (Betancur et al., 2018)			Fuente análisis texturales	Textura según USDA	Sy (%) (Bastidas, et al., 2019)	Fecha prueba	K (m/día) Época seca			K (m/día) Época seca	
	Arena	Limo	Arcilla					L (m)	Hvorslev, 1951			Bower y Rice 1976
												L (m)
	(%)							0,4	1,0	1,5	0,4	
8	Sin información						feb-19	20,36	15,39	13,21	19,31	
C4_D30_El_Congo	7	54	39	*	Franco arcillo limoso	6,7	No aplica					
7PH												
6PH	3	74	23	Campo	Franco arcillo limoso							
C6-D5_Mosquerita	5	53	42	Campo	Arcillo limoso	2,5	feb-19	1,36	1,03	0,88	0,88	
C42-D72_Las_Florez	5	53	42	Campo más cercano	Arcillo limoso	4,0	No aplica					

* IGAC & Gobernación de Antioquia, 2007

El rendimiento específico, calculado por Bastidas et al. (2019) presenta una variación entre 1,7 y 8,2 % y la conductividad hidráulica registra valores entre 0,06 y 20,36 m/día (Tabla 10).

El análisis de sensibilidad de la conductividad hidráulica, con diferentes valores de longitud de la rejilla (L), permitió establecer una variación de 22 % en el cálculo de esta variable, por lo tanto los valores están en el mismo orden de magnitud y fue conservado un valor de 0,4 m. La Figura 19 muestra las curvas de recuperación del nivel de los puntos con mayor (8 con 20,36 m/día) y menor (C34_D50_Alvaro_Perez con 0,24 m/día) conductividad hidráulica.

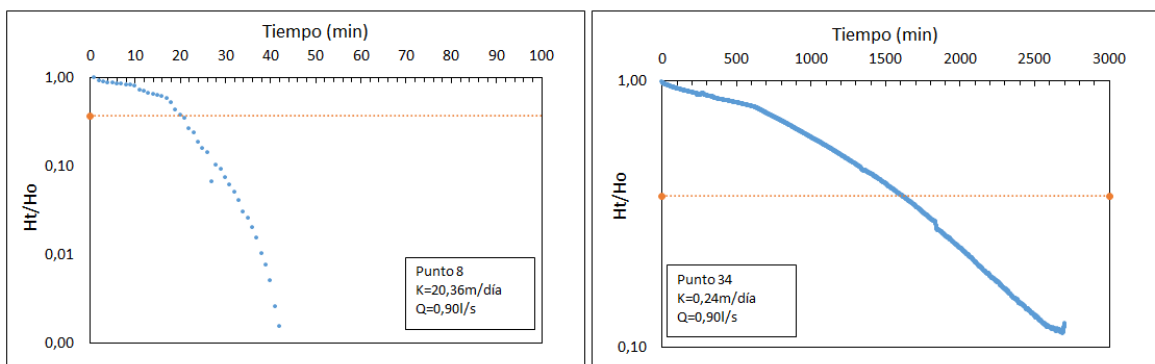


Figura 19. Curva de recuperación del bombeo para los puntos 8 y C34_D50_Alvaro_Perez. La línea punteada naranjada corresponde al valor 0,37 de H_t/H_o .

Las conductividades hidráulicas calculadas por los dos métodos son coherentes y sólo en el punto C14-D14_Nicuro se observa que el valor calculado con el método de Bower y Rice duplica el valor obtenido por el método de Hvorslev (Tabla 10). La conductividad hidráulica fue evaluada en la época húmeda, teniendo en cuenta los descensos de bombeos realizados durante los meses lluviosos.

El rendimiento específico S_y calculado corresponde a condiciones litológicas gobernadas por materiales limosos y arcillosos (Healy & Cook, 2002), coincidiendo con las descripciones litológicas de la zona de estudio y en general, con los análisis texturales. Esta tendencia junto con el enfoque conceptual del método, basado directamente en los datos hidrogeológicos (piezometría) y en su relación con el principal generador de la recarga, que es la precipitación, permite inferir que los datos de rendimiento específico son confiables.

Los valores calculados de conductividades hidráulicas representan condiciones puntuales. Las limitaciones del método de análisis, tal y como se explicó antes, sugieren necesario la validación de los resultados, mediante la perforación de piezómetros con diseños para realizar pruebas de bombeo de larga duración, que permitan obtener valores de conductividad hidráulica, transmisividad y coeficiente de almacenamiento robustos.

2.4.1.3. Datos de niveles piezométricos

En este apartado se consideran los datos de niveles piezométricos puntuales (baja resolución) y datos de niveles piezométricos medidos mediante sensores automáticos -Divers (alta resolución). La localización de estos puntos se presenta en la Figura 20 y en la Tabla 11 se precisa las formas de extracción del agua en los puntos instalados con Divers y las condiciones ambientales que los rodean.

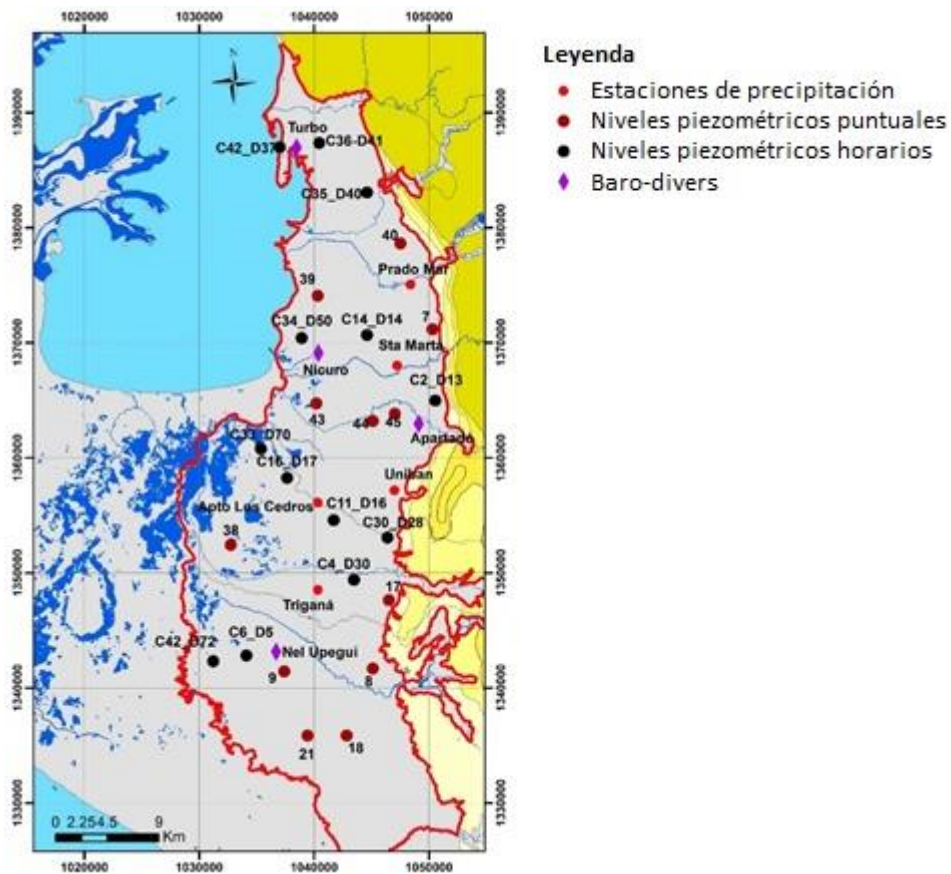


Figura 20. Red de monitoreo de niveles piezométricos puntuales y automáticos.

Tabla 11. Características del entorno de los sitios instalados con sensores automáticos.

Código	Método de Extracción del agua	Frecuencia de extracción	Tiempo de bombeo	Aljibes o pozos a menos de 100m	Pozos profundos cercanos	Aljibes o pozos en un radio de 500m	Cuerpo de agua superficial
C42_D37_Turbo_Playa	bomba	Ocasionalmente	<1h	0	0	14	20 m de la playa
C35-D40_El_Desierto	bomba	Cada dos días, pero se incrementa en época de sequía	<1h	2 aljibes	2 a menos de 2km	15 aljibes productivos.	Río Guadualito a 500 sin estación.
C36-D41_Esc_Casanova	Balde, generando descensos menores a 0,5 m.	Solo en épocas de sequía	N/A	11 aljibes	3 pozos a 170 m, 220 m y 470 m	92	Río Arcua a 150m y un canal a 20m con una altura aproximada de 2m de alto. No se seca en época de sequía
C2-D13_Bajo_El_Oso	Bomba	Cada dos días aproximadamente	<1h	27 aljibes	1 pozo a 3 km	0	Caño El Oso a 50 m
C14-D14_Nicuro	Por balde-bomba (ocasionalmente), generando descensos menores a 0,47	1 vez a la semana	N/A	0	3 pozos a 3 km	0	Canal 2 m de profundidad, el cual recibe aguas residuales domésticas y nunca se seca.
C34_D50_Alvaro_Perez	N/A	N/A	N/A	0	8 pozos entre 700 m y 3 km	0	Río Grande a 50 m

Código	Método de Extracción del agua	Frecuencia de extracción	Tiempo de bombeo	Aljibes o pozos a menos de 100m	Pozos profundos cercanos	Aljibes o pozos en un radio de 500m	Cuerpo de agua superficial
C30_D28_Sazón_Sindy	Bomba	Diaria	1	32 aljibes	1 pozo a 1,6 km	578 aljibes en un radio de 1,5 km	Ninguno
C11_D16_Cesar_Hurtado	Balde, generando descensos menores a 1,0m	Diaria	N/A	0	5 pozos entre 1 y 2,2 km	0	Caño a 50 m
C16_D17_Parador_Johnson	Bomba	1 vez por semana	1	0	0	0	Sólo pequeños canales de desagüe de 30cm de profundidad
C33_D70_Dubis_Mercado	N/A	N/A	N/A	2	0	2	Canal a 20m.
C4_D30_El_Congo	Bomba	diaria	1	1 pozo	2 pozos a 50 y 500m		Río Carepa 1,1 km
C42-D72_Las_Florez	Bomba	diaria	1	0	1	2	Represa a 5m que presenta agua durante todo el año. La represa es alimentada por un transvase del río León.
C6-D5_Mosquerita	Bomba	diaria	1	1 aljibe	1 a 1,8 km		

Datos de niveles piezométricos puntuales: baja resolución

Los niveles piezométricos puntuales fueron tomados cada tres meses entre noviembre 2016 y mayo 2018 en 12 captaciones, con el objetivo de determinar la variabilidad temporal del nivel piezométrico y la respuesta a la precipitación en el acuífero del Golfo de Urabá a una escala de baja resolución (Figura 20).

Además de los 24 puntos mencionados, (Tabla 12) se incluyeron 3 aljibes más, para completar la cobertura espacial en el área centro norte (46, 47 y 48), en los meses de diciembre 2017 y febrero 2018. En total se cuenta con 130 datos recopilados; los vacíos de información que se registran obedecen a dificultades en campo.

Las columnas nov-16 a mar- 17; mar a jun 17; dic-17 a mar- 18; mar a may 18 corresponden a las diferencias de las profundidades del agua entre estos meses. Los valores negativos representan un aumento del nivel, mientras que valores positivos representan una disminución del nivel.

Tabla 12. Profundidad del agua subterránea medida a escala de baja resolución.

Código	Cota (m.s.n.m)	Nov	Marzo	Junio	Sep	Dic	Marzo	Mayo	Δh (m)						N
		2016 (m)	2017 (m)			2018 (m)		nov-mar 17	mar-jun 17	jun-sept 17	sept-dic 17	dic-mar 18	mar-may-18		
2	20,89	0,91	2,15	0,84	0,25	0,58	1,32	0,93	1,24	-1,31	-0,59	0,33	0,74	-0,39	7
4	28,85	1,35	3,06	1,94		1,53	2,91		1,71	-1,12			1,38		5
6	6,59	0,69	2,30	0,20	0,65	0,91	1,02	0,73	1,61	-2,10	0,45	0,26	0,11	-0,29	7
7	24,92		2,60		1,74	0,87	2,66					-0,87	1,79		4
9	14,6	0,72	1,97			0,49	1,50	0,52	1,25				1,01	-0,98	5
11	15,53	0,24	3,29	0,37	0,54	0,29	3,32	0,64	3,05	-2,92	0,17	-0,25	3,03	-2,68	7
14	12,36	1,13	2,77	1,01	1,45	0,93	2,52		1,64	-1,76	0,44	-0,52	1,59		6
8	28,99	0,34	3,75			0,98	3,09	2,71	3,41				2,11	-0,38	5
16	3,87	1,80	1,82	1,17	1,24	0,97	1,55	0,90	0,02	-0,65	0,07	-0,27	0,58	-0,65	7
17	33,01		2,52			1,30	1,71	0,98					0,41	-0,73	4
18	25,62		2,35			0,78	2,13	3,72					1,35	1,59	4
20	41,52	0,72	3,97						3,25						2
21	19,41	1,27	2,86		4,25	1,04	2,10	1,83	1,59			-3,21	1,06	-0,27	6
24	13,16	1,14	1,80		1,18	0,24			0,66			-0,94			4
30	31,34	0,66	2,38	1,18	0,71	0,97	1,88	1,30	1,72	-1,20	-0,47	0,26	0,91	-0,58	7
33	1,61	0,30	1,19	0,24	0,50		0,97		0,89		0,26	-0,50	0,97		6
34	2,50	0,49	1,61	0,16	0,15	0,22	0,92	0,24	1,12	-1,45	-0,01	0,07	0,70	-0,68	7
35	15,34	1,30	2,20	1,04	1,11	0,71	1,52		0,90	-1,16	0,07	-0,40	0,81		6
36	3,75	1,40	1,83	0,62	0,08	0,05	0,80		0,43	-1,21	-0,54	-0,03	0,75		6
37	1,15	1,14	0,77			0,37		0,25	-0,37						4
38	3,25	0,80	0,77		0,35	0,85	0,61		-0,03		0,35	0,50	-0,24		5
39	2,52	0,37	2,90			0,78	1,40		2,53				0,62		4

Código	Cota (m.s.n.m)	Nov	Marzo	Junio	Sep	Dic	Marzo	Mayo	Δh (m)						N
		2016 (m)	2017 (m)			2018 (m)		nov-mar 17	mar-jun 17	jun-sept 17	sept-dic 17	dic-mar 18	mar-may-18		
40	21,72		4,34			0,96	3,39							3	
42	5,81			0,99	0,84	1,01	1,67							3	
45	21,40					0,97	1,50							2	
44	15,49					1,40	1,99							2	
43	3,56					1,42	1,70							2	

*N= número de datos

Datos de niveles piezométricos con sensores automáticos: alta resolución

Se instalaron 13 sensores de medición de nivel horario (Figura 20). Los sensores micro Divers instalados miden la temperatura y la presión total (agua y atmósfera) desde su punto de localización en el fondo del aljibe.

Para obtener el nivel del agua es necesario realizar una compensación barométrica. Esta compensación se ha efectuado a partir de datos de sensores automáticos de presión atmosférica conocidos como Baro-Diver producidos por el mismo fabricante de los Divers. En este estudio se utilizaron los datos de 4 baros con frecuencia horaria. Se ha respetado el criterio de instalar los 4 Divers en un radio de máximo 15 km alrededor de los aljibes instalados con Divers (Manciati, 2014) con excepción del punto 6 que se encuentra a 24,0 km (Tabla 13).

Tabla 13. Datos de los Baros-Divers instalados.

Nombre Estación	X (m)	Y (m)	Tipo	Período estudiado	Número de datos	% datos faltantes
Turbo	1.038.264,47	1.387.268,51	Barométrica	Dic-16 a Marzo -18	10623	0
Nicuro	1.040.093,86	1.368.833,90	Barométrica	Dic-16 a Feb-19	19089	0
Apartadó	1.048.959,36	1.362.923,57	Barométrica	Dic-16 a Ago-18	14602	0
Nel Upegui	1.036.435,08	1.343.363,18	Barométrica	Dic-16 a Dic-17	9797	0

La variación diaria de la presión barométrica ha sido calculada teniendo en cuenta el mínimo y máximo valor diario de esta variable. Así, la variación diaria fluctúa entre 2,72 a 7,67 cm H₂O para Apartadó (0,0027 a 0,0075 bar); 2,90 a 6,28 cm H₂O Turbo (0,0029 a 0,0062 bar); 2,55 a 7,93 cm H₂O Nel Upegui (0,0025 a 0,0078 bar); 2,77 a 7,20 cm H₂O Nicuro (0,0027 a 0,0070 bar). Esta variación representaría la influencia de la presión atmosférica sobre los niveles piezométricos. (Manciati, 2014). La diferencia máxima de variación diaria entre los baros ubicados entre el extremo norte (turbo) y el extremo sur (Nel Upegui) es de sólo 2,32 cm H₂O (0,0023 bar). Por lo tanto podría afirmarse que la presión atmosférica no presenta grandes diferencias en la zona plana de estudio, lo cual es coherente con el rango de altitud entre 0 y 40 m.s.n.m. La presión atmosférica presenta una estabilidad a lo largo de los meses, debido a que la temperatura en la zona no presenta grandes cambios a lo largo del año (Figura 21). La presión atmosférica a la escala horaria muestra valores más altos entre las 11:00 y 13:00 coincidiendo con la hora de mayor temperatura (Figura 22).

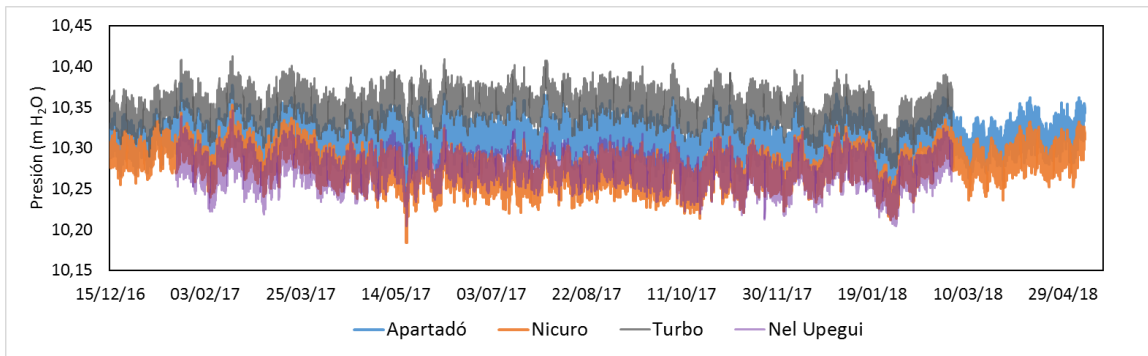


Figura 21. Variación espacia temporal de la presión atmosférica en la zona de estudio.

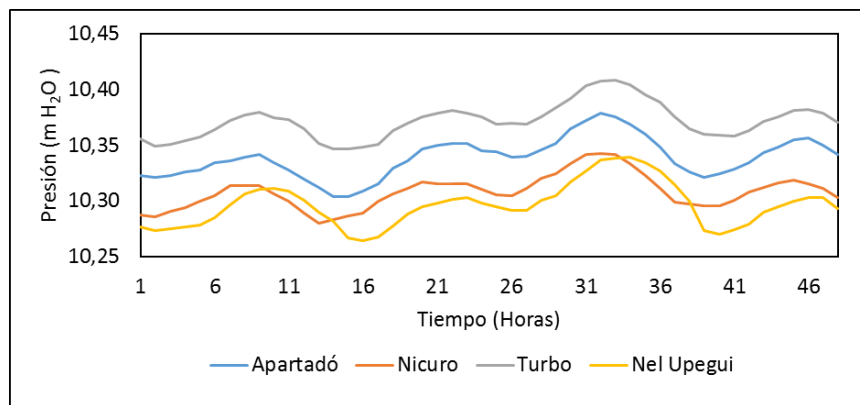


Figura 22. Evolución diaria de la presión atmosférica durante el 15 y 16 de diciembre de 2016.

La descarga de datos de los Divers estuvo acompañada de la medición del nivel piezométrico puntual con el fin de realizar una validación del funcionamiento del sensor. Cuando los valores puntuales y los registrados por el Diver no eran iguales, se realizó la respectiva corrección a los datos en el período que antecede a la medición, sumando o restando las diferencias de acuerdo con la Tabla 14.

Tabla 14. Correcciones realizadas a los datos provenientes de los Divers.

Código	Norte	Este	Profundidad	Cota	Estación Baro	Estación Precipitación	Período de funcionamiento	Número de datos	Correcciones (m) donde + significa que se suma y (-) que se resta							
	(m)			(m.s.n.m)					mar-17	jun-17	sep-17	dic-17	feb-18	may-18	dic-18	feb-19
C2-D13_Bajo_El_Oso	1367349	718994	3,72	22,5	Nicuro	Santa Marta	15/12/16 a 24/03/18	11187	0,04	-0,02	0,59	0,04	0,03			
C14-D14_Nicuro	1370161	714538	7,83	12,4	Nicuro	Santa Marta	15/12/16 a 11/12/17	8715	0,02	-0,02	0,02	0,07				
C11_D16_Cesar_Hurtado	1356709	710113	5,50	15,5	Apartadó	Apto los cedros	15/12/16 a 25/02/19	19316	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,05	0,00	-0,06
C42-D72_Las_Florez	1344691	700593	5,05	5,8	Nel Upegui	Trigana	26/04/17 a 12/12/17	5521	sin instalar	0,02	0,06	0,01				
C6-D5_Mosquerita	1344789	702315	4,65	6,6	Apartadó	Trigana	15/12/16 a 13/12/18	12259	0,07	0,02	0,01	0,26	0,19	0,12	0,00	
C4_D30_El_Congo	1349594	713264	5,55	28,9	Apartadó	Trigana	15/12/16 a 21/02/18	10466	0	0,01	-0,1	0,04	0,04	NP		
C33_D70_Dubis_Mercado	1360348	704233	2,80	1,6	Apartadó	Apto los cedros	8/03/17 a 10/05/18	10272	sin instalar	-0,01	0,03		0,01			
C16_D17_Parador_Johnson	1360126	706318	5,00	3,9	Apartadó	Apto los cedros	15/12/16 a 25/02/19	19318	-0,02	0,00	1,00	0,07	0,04	0,05	0,06	0,00
C30_D28_Sazón_Sindy	1355112	715977	5,08	31,3	Apartadó	Uniban	15/12/16 a 10/05/18	12314	0,04	-0,01	-0,6	0,02	0,15	0,14		
C34_D50_Alvaro_Perez	1370112	709512	3,57	2,5	Nicuro	Santa Marta	15/12/16 a 25/02/19	19089	0,00	0,02	0,01	0,06	0,03	0,01	0,02	0,00
C35-D40_El_Desierto	1382499	714467	3,57	15,3	Turbo	Prado Mar	15/12/16 a 13/06/17	4368	-0,01	0,006						
C36-D41_Esc_Casanova	1386614	710044	5,00	3,8	Turbo	Prado Mar	15/12/16 a 23/11/17	8285	-0,06	0	0,06					
C42_D37_Turbo_Playa	1387298	706234	2,00	1,2	Nicuro	Prado Mar	15/12/16 a 11/05/18	12337	0,08	CE	CE	0,03	CE	0,04		

La notación "CE" hace referencia a una ausencia de los propietarios de la casa y por lo tanto un impedimento para tomar los datos. NP hace referencia a cierre en la carretera que conduce al punto.

En términos generales, se considera que los datos presentados en los Divers fueron coherentes con las mediciones puntuales que se hicieron, encontrando diferencias entre 0,00 y 0,07 m. Existen 4 registros con diferencias entre 0,12 y 0,19 m. Los puntos en rojo presentan diferencias mayores entre 0,26 y 1,00 m. En el anexo 1 se analizan estas diferencias y el tratamiento seguido.

Los valores anómalos fueron removidos teniendo en cuenta criterios estadísticos (outliers). El punto C33_D70_Dubis_Mercado presenta por ejemplo, valores anómalos entre los días 20 y 31 de octubre. (Figura 23). La serie fue ajustada removiendo estos valores (Figura 23).

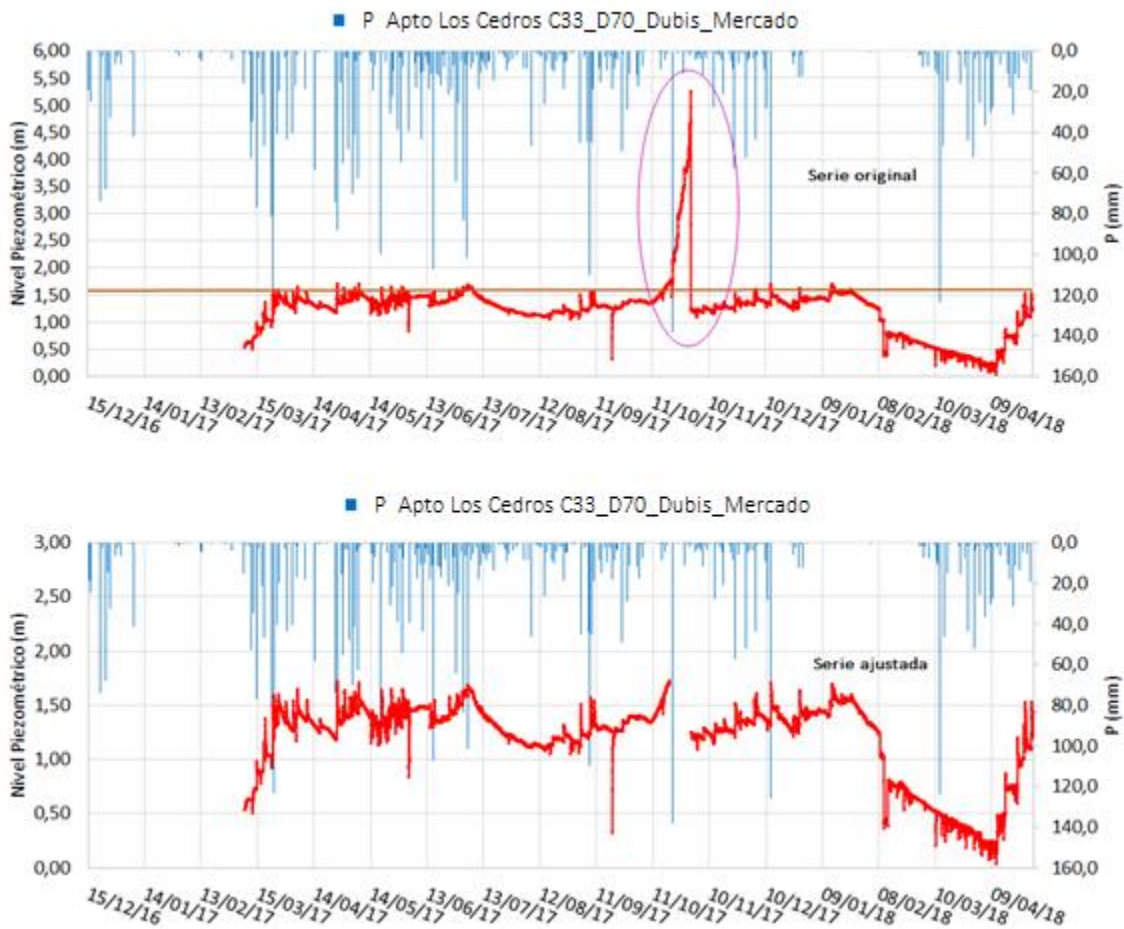


Figura 23. Ajustes realizado a la curva del nivel piezométrico en el punto C33_D70_Dubis_Mercado.

Como era de esperarse, las series de datos registraron bombeos en los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso, C6-D5_Mosquerita, C4_D30_El_Congo, C30_D28_Sazón_Sindy, C42-D72_Las_Florez y C35-D40_El_Desierto con caudales inferiores a 0,5 l/s. Los bombeos son registrados entre 5:00 y 20:00 horas aproximadamente, los cuales podrían ser el resultado de bombeos internos o de aljibes aledaños.

Con el fin de identificar si los sensores registran bombeos internos, se calculó el abatimiento del punto C35-D40_El_Desierto, por medio de la fórmula de Cooper y Jacob (1946). Para ello, se tomaron datos de conductividad hidráulica de 2,72 m/día, espesor 10 m, $S=6,7\%$, caudal supuesto de bombeo de 0,4 l/s durante una hora. Los resultados permiten concluir que sólo es posible registrar un

abatimiento de 0,04 m a partir de un aljibe localizado máximo a 5 m del punto, por lo tanto los descensos registrados por bombeos son representativos de cada punto y no representan interferencia de otros aljibes.

Por otra parte, el radio de influencia del acuífero fue estimado a partir de la Ecuación 13

Ecuación 13

$$R = 1,5 \sqrt{\frac{T * t_{bombeo}}{me}}$$

(Custodio & Llamas, 1996)

Donde T ha sido calculada con la conductividad hidráulica promedio y con un espesor promedio de 10 m, obteniendo un valor de 4,75 m²/día. Se asume un valor de 1 hora de bombeo con base en las encuestas realizadas y una porosidad efectiva promedio de 3,9%, obteniendo un radio de 3,40 m. Este valor es considerado coherente dado los valores bajos de transmisividad del acuífero y confirma que los descensos registrados en los aljibes son representativos de la dinámica interna de cada captación.

Los puntos C36-D41_Esc_Casanova, C34_D50_Alvaro_Perez, C33_D70_Dubis_Mercado serían representativos del nivel estático sin influencia de bombeos dentro del aljibe. El punto C42_D37_Turbo_Playa, ubicado a 20 m de la línea de playa, sería representativo para la exploración de una posible relación entre el agua subterránea y la fluctuación de la marea. Los puntos C36-D41_Esc_Casanova, C2-D13_Bajo_El_Oso, C14-D14_Nicuro, C34_D50_Alvaro_Perez, C11_D16_Cesar_Hurtado, C42-D72_Las_Florez, C33_D70_Dubis_Mercado, los cuales se encuentran a menos de 50 m de algún cuerpo de agua superficial, podrían representar tanto la influencia de la precipitación como la interacción con aguas superficiales. Por otra parte, los puntos C30_D28_Sazón_Sindy y C4_D30_El_Congo, C35-D40_El_Desierto, C6-D5_Mosquerita, serían los únicos puntos sin influencia de aguas superficiales cercanas.

Las aguas superficiales comprenden ríos, canales y zonas de humedales. Los canales a los que hace referencia la Tabla 11, son cauces no cimentados que se han construido para el drenaje de la zona. Generalmente son canales de poca profundidad, no mayor a 2 metros y que desembocan en ríos de mayor orden. En algunas ocasiones, las fincas bananeras vierten las aguas residuales en estos canales y algunos reciben aguas residuales domésticas. Por lo tanto, es complejo identificar si los caudales provienen de una dinámica hidrológica natural o de factores antrópicos.

Los datos registrados por los Divers se consideran confiables.

Los niveles piezométricos presentan una recuperación entre el 50 y 100% de los niveles 24 horas después del bombeo, siendo los meses de sequía los que menos porcentaje de recuperación registran. El punto C2-D13_Bajo_El_Oso registra la menor cantidad de niveles recuperados, por lo tanto el nivel estático podría verse afectado y no considerarse como representativo en este punto, en especial para la construcción de futuras superficies piezométricas.

A continuación, se discute la representatividad de los datos e información hidrodinámica integralmente.

Los valores de precipitación tienen una frecuencia diaria, lo cual no constituye una limitación para el estudio de la oscilación del nivel piezométrico, dado que rara vez las respuestas del nivel a los eventos de lluvia se dan en períodos cortos de tiempo. Por esta razón, se considera que las series de datos de las estaciones de precipitación en la zona de estudio son confiables y serán utilizadas con base en la metodología propuesta, considerando una representatividad espacial limitada en especial para la zona montañosa y la posible contribución de aportes desde las cuencas altas.

Los cinco pluviómetros seleccionados tendrían una representatividad local de la precipitación diaria en la zona plana, aún cuando autores como Crosbie et al. (2005) y Kotchoni et al. (2019) señalan la importancia de instalar al menos una estación pluviométrica en el mismo sitio de los sensores de medición horaria de niveles piezométricos.

Por otra parte, la estación de caudal Barranquillita 12017020 (sobre el río León) se localiza a 17 km del punto de medición de nivel piezométrico más cercano (C6-D5_Mosquerita) (Figura 16). Estas particularidades constituyen la principal limitación para evaluar las posibles interacciones entre las tres variables: precipitación, nivel diario de los ríos, oscilación horaria de los niveles piezométricos, ya que no fue posible encontrar aljibes próximos a los ríos a menos de 250 m como lo establecieron Conant et al. (2019) y Epting et al. (2018). Adicionalmente, no se cuentan con estaciones en el cierre de las cuencas. El caudal está influenciado a lo largo de la red de drenaje por factores antrópicos y naturales: captaciones de aguas superficiales, descarga de aguas residuales subterráneas de fincas bananeras, descarga de aguas residuales domésticas en ríos, ingreso del agua de mar por canales entre otros y la influencia de depresiones topográficas, de las cuales no se cuenta con mapas topográficos para identificarlos.

2.4.1.4. Datos de recarga del acuífero freático del Golfo de Urabá

La recarga ha sido estimada para cada aljibe equipado por Diver por medio del Método de Water Table Fluctuation (Healy & Cook, 2002), considerando que es un acuífero libre con niveles piezométricos cercanos a la superficie. Las oscilaciones del nivel freático en la escala diaria y mensual se encuentran relacionadas con la ocurrencia de la lluvia local y regional, siendo la precipitación el principal generador de ascensos en la mayoría de puntos de monitoreo, aunque existan ascensos en ausencia de precipitación. Se encontró estadística y gráficamente que la relación de la oscilación de niveles freáticos con la lluvia es importante y que se da en periodos de tiempo cortos, considerando un tiempo de llegada de la recarga entre 0 y 1 día, por tanto, se considera pertinente la aplicación del método WTF a escala diaria, escala en la cual aún no se ven los efectos de la redistribución (Bastidas et al., 2019).

Se observa que el punto con mayores tasas de recarga mensual y anual es C2_D13_Bajo el Oso, con recargas que equivalen al 36 % de la precipitación para el año 2017, mientras que el punto con menores tasas de recarga mensual y anual es C16_D17_Parador_Johnson, con recargas que equivalen al 5,2 % de la precipitación (Tabla 15 y figura 24).

Tabla 15. Resumen de la recarga total y la variación en el almacenamiento estimados mediante el método WTF en los puntos de monitoreo (Bastidas et al., 2019).

Código	Recarga mensual promedio (mm)	Rmensual/ Pmensual (%)	Recarga total 2017 (mm)	Recarga total 2017 (%)	Variación en el almacenamiento (DEF16-DEF17) (mm)	Recarga total promedio (mm)	Recarga total promedio (%)
C6-D5_Mosquerita	46,1	22	505,6	18	10,6	574,0	22
C11_D16_Cesar_Hurtado	75,7	29	890,3	28	3,1	898,5	27
C14-D14_Nicuro	33,0	15	--	--	--	402,9	13
C16_D17_Parador_Johnson	15,7	6	188,7	5	2,0	195,1	5
C30_D28_Sazón_Sindy	46,8	22	559,1	20	4,9	553,8	21
C33_D70_Dubis_Mercado	34,8	13	--	--	--	468,1	14
C34_D50_Alvaro_Perez	18,5	8	241,9	8	2,1	224,6	8
C35-D40_El_Desierto	34,1	16	--	--	--	407,4	14
C36-D41_Esc_Casanova	72,1	35	--	--	--	873,7	29
C45-D72_Las_Florez	52,8	25	--	--	--	618,4	21
C4_D30_El_Congo	60,2	29	767,9	27	198,0	708,0	26
C42_D37_Turbo_Plaza	15,9	8	205,8	7	4,6	196,3	8
C2-D13_Bajo_El_Oso	83,5	37	1064,5	36	17,3	1119,2	44

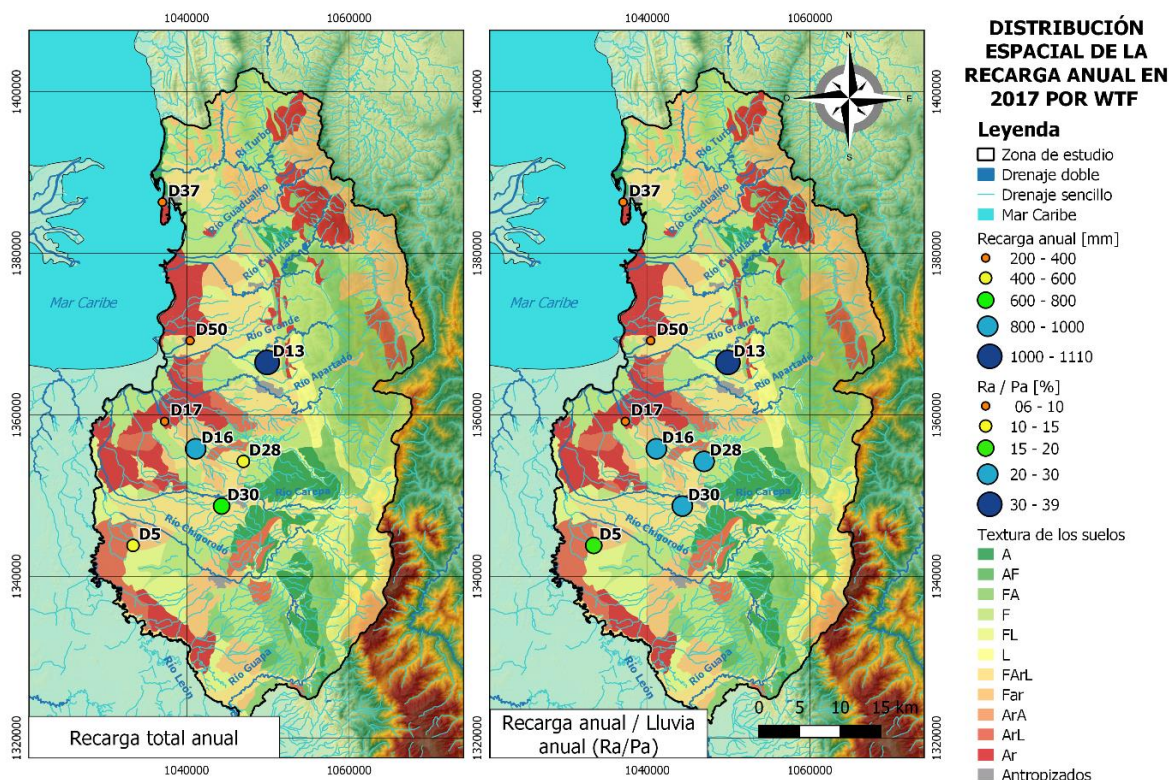


Figura 24. Distribución espacial de la recarga anual estimada para 2017 por el método WTF (Bastidas et al., 2019).

La variación en el almacenamiento (ΔS) es equivalente a la recarga neta (R_n) y representa la cantidad de la recarga real total (RRT) que efectivamente pasa a conformar parte de las reservas de agua subterránea en los acuíferos. El ΔS puede ser estimado aplicando el método WTF en periodos largos de tiempo, meses, trimestres o años, siendo común evaluarse entre años hidrológicos (Healy & Cook, 2002; Wendland et al., 2015). Para este caso, el periodo de registro de los niveles freáticos en los puntos de monitoreo no alcanza a cubrir un año hidrológico completo, el cual según la caracterización hidroclimatológica va desde junio del año 0 hasta mayo del año +1, dada la limitante de registros disponibles, se estima la variación del almacenamiento para un año calendario completo, correspondiente a 2017, aplicando la ecuación del método de Healy & Cook (2002), entre los niveles freáticos promedio entre los trimestres característicos de la recesión, es decir entre diciembre, enero y febrero (DEF) del año 2016-2017 y (DEF) del año 2017-2018 (Bastidas et al., 2019).

El ΔS para el 2017 varía en general en bajos ordenes de magnitud (entre 2,1 y 17,3 mm), lo cual indica una baja tasa de almacenamiento en el acuífero bajo las condiciones específicas de recarga total (o en tránsito) del año 2017, con excepción del punto C4_D30_El_Congo donde se presenta la mayor magnitud del ΔS con 198 mm (Tabla 15).

Ambas variables, recarga y variación del almacenamiento, han sido estimadas con el método citado, el cual presenta ventajas y desventajas a la hora de su aplicación. Por una parte, es un método que se basa la medición directa de variables como nivel piezométrico y precipitación, por lo tanto refleja condiciones de procesos de recarga reales. Sin embargo, el método no es capaz de cuantificar recarga

en períodos de recesión, puede verse influenciado por los bombeos, no diferencia los ascensos de nivel piezométrico por otros flujos diferentes de la precipitación, como los flujos laterales. Pese a estas limitaciones y teniendo en cuenta que los valores de recarga obtenidos son coherentes con los porcentajes de recarga de la precipitación de otros acuíferos, se considera que los resultados obtenidos son una referencia representativa de este proceso en el acuífero.

2.4.2. Datos físico-químicos

La caracterización hidrogeoquímica tuvo en cuenta los datos fisicoquímicos tomados en agosto 2013 (27 puntos) y octubre 2014 (25 puntos) -obtenidos por CORPOURABA- y la información recopilada en julio 2016 (19 puntos) por Ossa & Betancur (2018). Estos muestreos se practicaron todos en la época húmeda (Anexo 2a-2c), (Tabla 16 y Figura 25).

Tabla 16. Análisis hidrogeoquímicos representativos de la época húmeda en el acuífero freático.

Código	Fecha	CE	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Fe total	SiO ₂
		μS/cm	mg/l											
2	jul-16	651	35,0	4,1	24,0	50,5	0,1	36,9	66,0	169,6	14,4	0,1	2,0	
4	ago-13	553	26,2	4,6	14,4	61,9	0,3	40,0	24,0	172,0	1,9	N/R	1,4	
6	jul-16	940	38,9	7,2	27,6	97,4	0,5	26,3	56,0	370,4	5,4	2,0	1,1	
7	jul-16	621	33,4	13,2	15,0	58,4	0,1	46,9	64,0	130,6	24,4	0,3	0,6	
9	jul-16	443	16,5	1,3	11,0	39,0	1,9	31,2	19,0	126,6	6,1	0,2	0,9	
11	jul-16	310	20,2	2,1	7,1	30,9	0,9	17,1	22,0	115,2	2,0	0,1	0,1	
14	jul-16	536	30,3	4,5	17,3	50,5	0,3	20,4	23,0	203,4	6,3	0,4	2,0	
8	jul-16	328	13,2	3,5	11,4	31,9	0,1	16,1	31,0	95,5	6,4	0,0	0,1	
16	jul-16	1102	92,7	3,4	26,8	80,2	0,8	28,2	19,0	479,7	0,2	0,5	7,0	
17	may-18	580	17,2	7,6	10,2	41,4	1,7	17,5	5,7	256,2	0,6	1,3	7,0	26,2
18	may-18	192	12,9	0,4	5,7	25,0	<LD	16,1	13,6	90,0	11,5	0,0	0,0	28,5
20	jul-16	118	3,4	1,8	3,2	11,2	0,1	3,9	3,0	43,3	7,2	0,0	0,8	
21	jul-16	250	9,7	1,2	6,2	22,9	0,5	10,7	11,0	71,5	9,2	0,1	0,4	
24	oct-14	540	22,0	38,8	10,2	31,8	NR	45,4	23,6	152,1	16,4	N/R	6,3	N/R
30	jul-16	472	15,5	1,7	16,5	44,3	0,1	12,1	39,0	152,9	2,9	0,2	7,1	
33	sep-17	5900	1232,0	20,9	173,0	214,0		2026,0	1,1	1141,9	0,0	17,0		26,6
34	sep-17	519	57,4	4,3	24,8	76,9		38,8	17,9	353,8	0,3	0,7		16,0
36	sep-17	1972	466,7	7,0	48,9	23,2		460,0	68,0	382,1	2,0	N/R	0,4	
38	sep-17	1171	154,0	2,1	66,2	120,0		84,3	8,3	941,8	0,3			
42	sep-17	574	48,2	1,0	35,8	80,3		18,1	2,7	546,6	0,0			
		118	3,4	0,4	3,2	11,2	0,1	3,9	1,1	43,3	0,0	0,0	0,0	16,0
Máximo		5900	1232,0	38,8	173,0	214,0	1,9	2026,0	68,0	1141,9	24,4	17,0	7,1	28,5

Código	Fecha	CE	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	Fe total	SiO ₂
		μS/cm	mg/l											
Promedio		889	117,3	6,5	27,8	59,6	0,6	149,8	25,9	299,8	5,9	1,5	2,3	24,3
Desviación estándar		1251	281,6	9,0	37,6	45,8	0,6	452,4	21,6	291,4	6,6	4,3	2,8	5,6

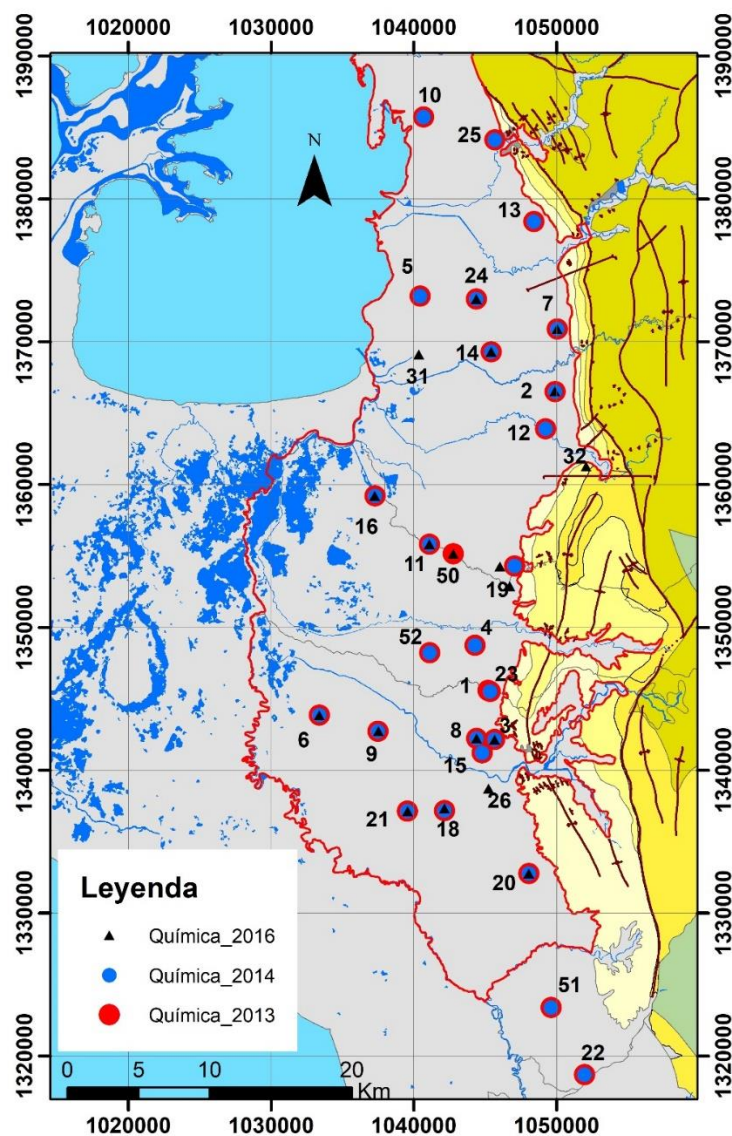


Figura 25. Datos físico-químicos disponibles en 2013, 2014 y 2016

Con el fin de contar con datos representativos de la época seca, se tomaron 24 muestras en marzo 2017 (Tabla 17). Posteriormente, 7 muestras de análisis fisicoquímico fueron tomadas en septiembre 2017 y 12 en mayo 2018 (tabla 17 y Anexo 2d). 10 datos de parámetros in situ fueron tomados en septiembre 2017, 10 en diciembre 2017, 10 en mayo 2018 (Anexo 2e) y 39 en febrero 2018 (Anexo 2f).

La calidad de los datos disponibles y recolectados fue evaluada, conforme a lo presentado en el capítulo de metodología. El anexo 2f muestra los resultados de esta evaluación. Los datos de parámetros físicos de las campañas 2013, 2014 y 2016 fueron medidos en laboratorio, mientras que los registrados entre 2017 y 2018 fueron tomados in situ.

El pH registra valores entre 6,0 y 7,5 teniendo en cuenta todas las campañas, presentando variaciones de hasta 1,1; 1,3; 1,0; 1,6; 1,3 unidades para el 2013, 2014, 2016, marzo y septiembre 2017 respectivamente. Los valores para un mismo sitio de muestreo permiten observar variaciones máximas entre 0,2 y 1,1 unidades de pH. La temperatura registra un rango de variación de hasta 3°C en todas las campañas con variaciones entre 27,2 y 31,3 °C, tres grados más que la temperatura media anual multianual de la zona (28,0 °C). Los valores en distintas fechas para un mismo punto presentan 1 °C máximo de diferencia.

La conductividad eléctrica presenta variaciones entre 182,0 a 9.500,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ para marzo 2017 y los sólidos disueltos totales fluctúan entre 78,4 y 4605,0 mg/l. Esta variable presenta un incremento desde la Serranía de Abibe al este de la zona hacia el oeste en la zona de humedales y hacia el Golfo de Urabá.

Esta campaña fue complementada con un monitoreo regional de la conductividad eléctrica en febrero 2018 (época seca) en 39 puntos (Anexo 2e), donde se priorizó la zona norte de estudio, la cual presenta las mayores conductividades. Es necesario aclarar que en esta campaña no se realizó bombeo, debido a las restricciones de tiempo. Los sólidos disueltos totales (SDT), varían entre 31,6 y 4.640,0 mg/l, mientras que la conductividad eléctrica varía entre 69,0 y 9.020,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Se observa un patrón espacial de variabilidad similar a la campaña realizada en marzo 2017 y los valores registrados en puntos comunes entre ambas campañas son coherentes.

Tabla 17. Análisis hidrogeoquímicos marzo 2017 en el acuífero freático.

Código	T	pH	SDT	CE	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	SiO ₂	IS
	°C	Unidades de pH	(mg/l)	(µS/cm)	mg/l													
2	27,7	6,8	314	679	26,0	1,2	36,3	51,7	3,6	0,4	0,0	20,8	14,8	336,7	1,4	1,0	32,7	-0,2
4	28,5	6,6	367	807	34,0	2,2	26,4	79,3	1,7	0,1	0,1	60,7	45,3	302,6	1,2	1,4	25,1	-0,07
6	28,2	7,0	796	1695	78,4	2,9	68,1	171,0	0,8	4,0	0,6	29,3	3,7	1035,8	0,2	23,5	40,8	0,71
7	28,4	6,8	374	820	19,3	2,7	18,7	94,7	2,0	4,4	0,5	31,4	109,0	233,0	1,5	2,5	37,7	-0,09
8	28,9	6,7	168	335	12,7	3,0	12,9	34,5	0,2	0,1	0,0	10,8	19,9	163,5	0,4	0,0	23,6	-0,64
9	28,5	6,9	263	574	18,9	1,5	16,8	53,4	3,5	4,2	0,3	18,8	5,5	262,3	0,4	1,6	31,8	-0,27
11	29,4	7,3	192	431	23,4	2,8	8,8	42,9	0,4	0,0	0,0	15,0	12,7	192,8	0,7	0,1	24,4	-0,48
14	28,0	7,0	403	877	29,8	1,7	34,4	77,8	3,0	2,7	1,6	21,1	11,9	451,4	1,6	2,8	32,2	0,09
16	30,5	6,8	644	1442	129,0	2,9	39,9	89,6	1,8	9,8	0,1	111,0	2,7	606,3	1,4	2,0	26,2	0,24
17	28,1	6,4	180	399	18,9	7,2	13,2	22,0	0,9	0,4	0,0	20,0	9,4	158,6	0,7	1,0	20,1	-0,84
18	28,8	6,7	172	385	10,0	1,1	9,0	35,3	1,7	6,4	0,0	15,0	2,2	179,3	0,2	1,7	37,8	-0,58
20	29,5	6,5	78	182,1	6,3	1,8	4,6	12,7	0,7	5,5	0,2	3,0	2,7	90,9	0,4	0,6	22,2	-1,28
21	28,6	6,9	177	395	14,2	0,9	12,1	32,2	2,8	0,3	0,0	8,7	5,0	197,6	0,5	1,2	35,8	-0,58
24	28,1	6,9	193	426	10,1	30,4	7,9	29,3	0,8	5,3	1,2	11,8	8,9	169,6	0,9	1,1	17,1	-0,69
30	29,5	6,7	208	470	16,9	1,5	16,1	42,4	0,1	0,1	0,2	14,4	21,3	195,2	0,4	0,0	20,1	-0,48
33	28,4	6,9	4605	9500	1277,0	33,3	188,0	208,0	1,9	15,5	0,0	2108,0	0,8	1174,9	0,0	17,0	34,0	0,67
34	28,8	7,0	403	887	64,2	3,4	25,8	67,1	1,4	1,8	0,3	49,2	16,4	408,7	1,5	0,8	21,3	-0,02
35	27,9	6,8	520	1103	39,7	2,8	64,5	70,4	2,1	16,4	0,0	28,5	8,2	583,2	1,4	4,7	22,9	0,13
36	30	7,3	1115	2440	331,0	5,7	28,2	45,9	0,6	0,1	0,2	399,0	38,9	389,2	4,5	1,7	18,3	-0,27

Código	T	pH	SDT	CE	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ²⁺	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	SiO ₂	IS
	°C	Unidades de pH	(mg/l)	(μS/cm)	mg/l													
37	29,8	7,9	235	534	24,3	8,2	6,1	61,8	0,1	0,1	0,0	13,0	7,8	253,8	0,8	0,2	29,5	-0,22
38	27,4	6,9	698	1468	141,0	2,1	51,6	92,7	2,2	0,5	0,0	88,2	27,4	751,5	9,8	1,3	24,2	0,33
39	28,3	6,9	1431	2095	169,0	1,6	138,0	220,0	4,0	3,8	1,6	242,0	40,2	1377,4	2,0	0,8	28,6	0,88
40	28,3	6,9	304	666	30,4	5,3	23,2	50,6	0,5	0,1	0,1	74,2	26,5	170,8	2,3	0,1	25,1	-0,49
42				846	49,4	1,8	28,7	59,5	1,5			8,2	3,6	355,0	1,3	5,0	32,7	
Mínimo	27,4	6,4	78	182	6,3	0,9	4,6	12,7	0,1	0,0	0,0	3,0	0,8	90,9	0,0	0,0	17,1	-1,3
Máximo	30,5	7,9	4605	9500	1277,0	33,3	188,0	220,0	4,0	16,4	1,6	2108,0	109,0	1377,4	9,8	23,5	40,8	0,9
Promedio	28,7	6,9	602	1227	107,2	5,5	36,6	72,7	1,6	3,6	0,3	141,8	18,5	418,3	1,5	3,0	27,7	-0,2
Desviación estándar	0,8	0,3	933	1854	259,6	8,5	43,2	54,2	1,2	4,7	0,5	428,2	23,1	344,4	2,0	5,5	6,7	0,5

En complemento, 10 muestras para análisis de elementos trazas y un blanco fueron tomadas en septiembre de 2017 (Anexo 2g). En el marco de este muestreo sólo se analizaron las muestras para elementos trazas y cationes, por lo tanto, no es posible realizar balances iónicos directamente.

Después de aplicar los criterios de evaluación analítica, descritos en la metodología, se consideran confiables y representativos los datos fisicoquímicos.

2.4.3. Datos de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores

En la zona se registra información isotópica desde 2008 hasta 2016, inicialmente por iniciativa de CORPOURABA y a partir de 2010 con apoyo de la Agencia Internacional de Energía Atómica (Tabla 6). Se cuenta con 232 análisis mensuales en cuatro estaciones de precipitación para análisis de oxígeno 18 y deuterio. (Figura 26) (Anexo 3a).

El acuífero presenta datos de isótopos estables del agua en agosto 2013 (24) y octubre 2014 (23), marzo 2017 (22), diciembre 2017 (8) y febrero 2018 (3). Asimismo, el humedal fue objeto de monitoreo, recolectándose muestras de isótopos estables durante 21 semanas; simultáneamente, cuando se registraron lluvias, se tomaron muestras de precipitación próximas, siendo posible obtener cinco datos de composición isotópica de la lluvia.

Para las aguas subterráneas se contaba con datos de ^3H , registrados en 2013 para 24 aljibes. Dentro de esta investigación, se tomaron cinco muestras de carbono 14 y carbono 13, en aquellos sitios que registraron valores de tritio inferiores al punto de detección. De la misma manera, 12 muestras de gases clourofurocarbonados-CFC's y Sulfuro Hexafluorido-SF₆ fueron muestreados en puntos se había detectado valores de tritio mayor a 0,9 UT (Figura 27).

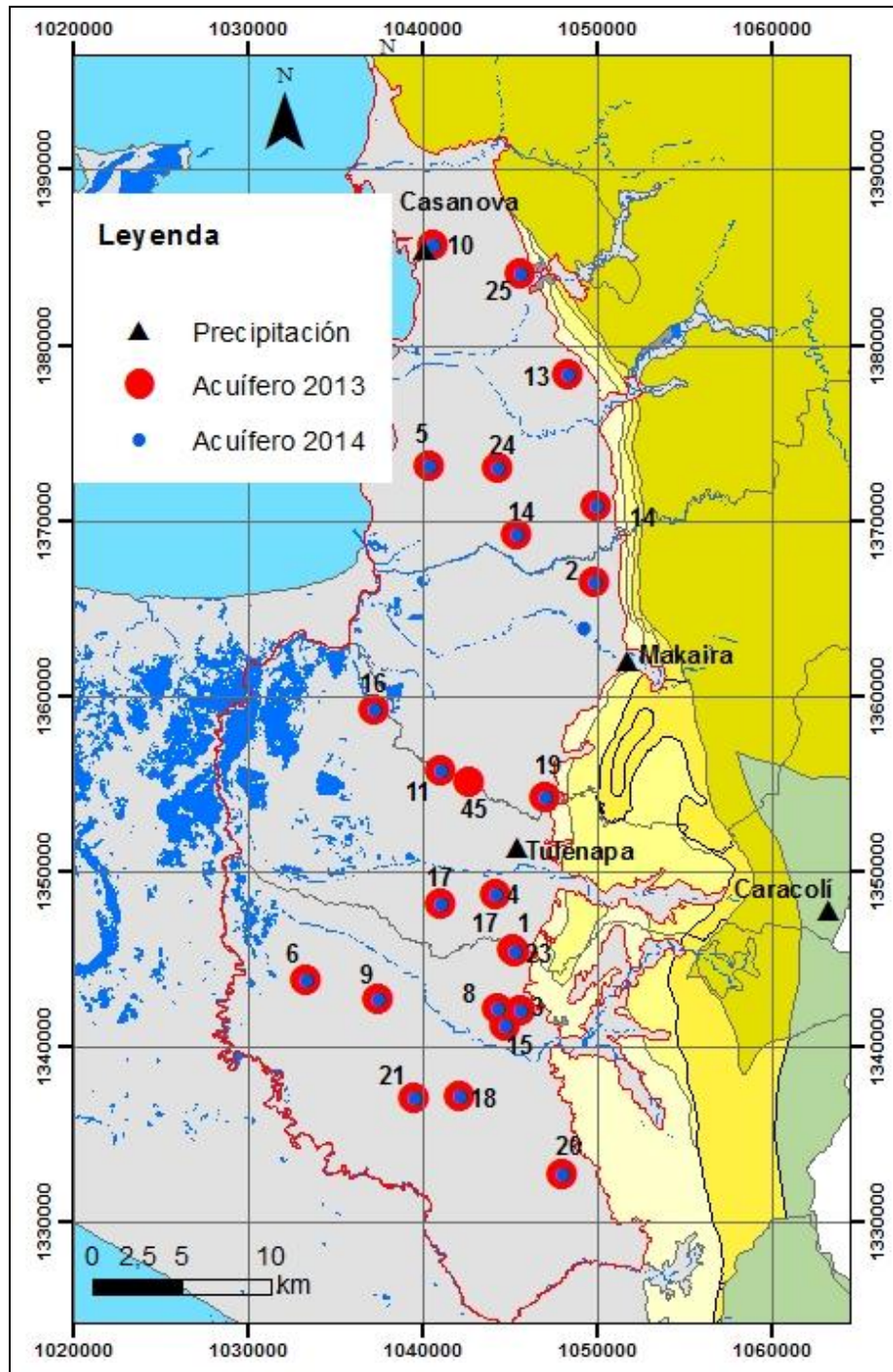


Figura 26. Localización de las estaciones de precipitación, puntos de monitoreo de isótopos estables del agua y tritio para el acuífero freático

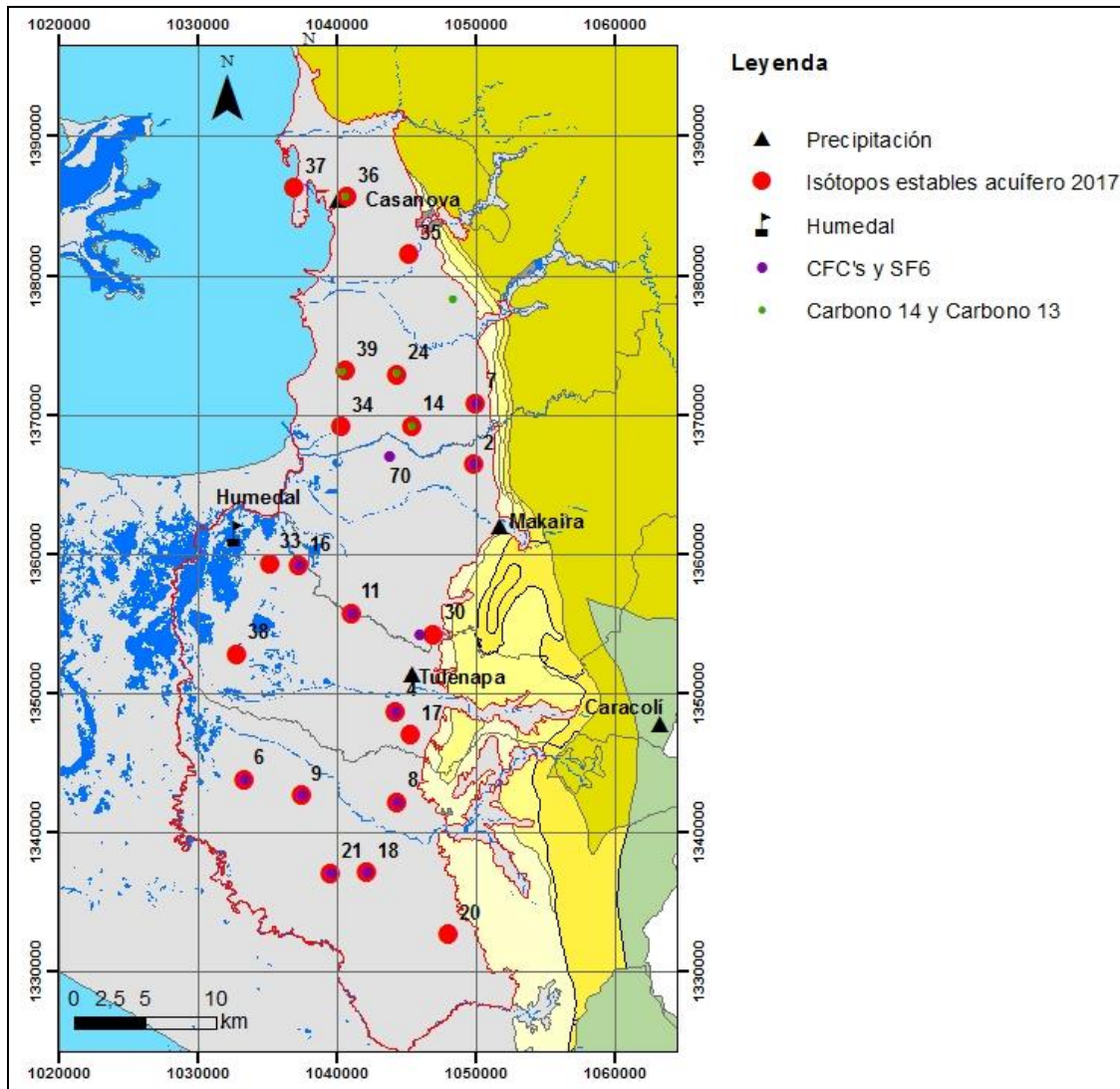


Figura 27. Red de monitoreo de isótopos estables época seca (marzo 2017), isótopos radioactivos (carbono 14) y de gases clorofluorocarbonados-CFC's y Sulfuro Hexafluorido-SF6

2.4.3.1. Datos de isótopos estables del agua

Las cuatro estaciones de precipitación están localizadas entre 1,0 y 120 m.s.n.m, siendo la estación Casanova representativa de la parte más cercana al mar, las estaciones Makaira y Tulenapa representativas de la zona plana en los depósitos del Cuaternario. La estación Caracolí se ubica a una altura de 120 m.s.n.m a 10 km de la zona de estudio en dirección Sureste. Sobre el período de medición, las estaciones presentan entre uno y nueve meses en los cuales no se reportan datos (Tabla 18), pese a que se registra precipitación. La estación Makaira presenta la serie más extensa de datos, por lo tanto, es la más representativa para evaluar el efecto de cantidad y los fenómenos climáticos como el ENSO (Fase El Niño y La Niña) en la composición isotópica de la precipitación de la región de Urabá.

Tabla 18. Estaciones de precipitación para el análisis isotópico.

Nombre	Latitud	Longitud	Altitud (m.s.n.m)	Período total	Número de muestras	Número de meses faltantes
Makaira	7,86974	-76,60840	40,0	2008-2016	90	9
Casanova	8,08188	-76,71344	1,0	2011-2016	62	3
Caracolí	7,74094	-76,50375	120,0	2013-2016	44	4
Tulenapa	7,77386	-76,66575	30,0	2013-2016	46	0

La composición isotópica mensual de la lluvia presenta variaciones entre -0,11 y -12,12 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^{18}\text{O}$ con media de -5,00 ‰ y desviación estándar de 2,60 ‰. El $\delta^2\text{H}$ registra valores entre -0,1 y -95,8 ‰ vs V-SMOW con media de -30,5 ‰ y desviación estándar de 20,8 ‰. El exceso en deuterio (" $d = \delta^2\text{H} - \delta^2\text{H}^*$ ") fluctúa entre 6,4 y 14,8 ‰ para la precipitación (Tabla 19). Los valores de exceso en deuterio de la precipitación mayores a 10 ‰ pueden ser el resultado de procesos de reciclaje (Mook, 2002).

Tabla 19. Estadísticos básicos de los datos de isótopos estables de la precipitación y del acuífero freático.

Tipo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
	$\delta^{18}\text{O}$ ‰		$\delta^2\text{H}$ ‰		D ‰	
Makaira	-0,11	-12,97	-0,1	-95,8	6,4	13,2
Casanova	-0,78	-10,33	3,9	-72,2	6,8	14,8
Caracolí	0,47	-10,89	11,3	-77,4	6,4	13,5
Tulenapa	-0,36	-12,12	5,2	-87,6	7,5	12,6
Acuífero libre 2013	-4,61	-7,57	-28,5	-49,8	7,2	10,8
Acuífero libre 2014	-4,27	-7,48	-26,8	-48,8	7,3	11,1
Acuífero libre 2017	-5,01	-7,06	-30,6	-46,0	8,22	11,6

La estación MAKAIRA presenta dos datos con exceso en deuterio menor de 7,0 ‰, en el mes de junio de los años 2009 y 2011, con registro de precipitación de 343,0 y 119 mm (Tabla 20). También en la estación Casanova en julio de 2014 y en Caracolí, en junio y julio de 2013, el valor de "d" es menor que 7,0 ‰. En todos estos casos se descarta el efecto de evaporación por una atmosfera desaturada, en relación con una menor cantidad de precipitación.

Tabla 20. Muestras con exceso en deuterio menor de 7,0 ‰.

Estación	Fecha	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$	d ‰	Laboratorio	P(mm)
Makaira	jun-2009	-10,03	-73,8	6,5	CARSUCRE	343
	jun-2011	-9,35	-68,4	6,4	OIEA	119
Casanova	jul-2014	-4,27	-27,3	6,8	IAEA	148
Caracolí	jun-2013	-8,83	-64,2	6,4	IAEA	243
	jul-2013	-5,74	-39,5	6,5	IAEA	222

Los resultados de muestreos de isótopos estables en el acuífero son compilados en la Tabla 21.

Tabla 21. Resultados de isótopos estables del agua y tritio en el acuífero en los años 2013, 2014, 2017 y 2018.

Código	Agosto de 2013				oct-14			Marzo de 2017			diciembre de 2017			feb-18		
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
	‰			UT	‰			‰								
1	-4,99	-32,7	7,2	1,80												
2	-5,89	-37,7	9,4	1,10	-5,29	-34,5	7,8	-6,45	-41,2	10,4						
3	-6,17	-39,8	9,6	0,80	-6,85	-45,2	9,6									
4	-7,00	-47,2	8,8	1,10	-6,66	-43,1	10,2	-6,26	-39,3	10,8						
5	-5,13	-31,7	9,4	0,40	-4,27	-26,8	7,3									
6	-6,33	-41,6	9,1	1,10	-5,38	-34,2	8,9	-6,41	-41,3	10,0						
7	-5,37	-35,1	7,8	0,90	-5,03	-32,2	8,0	-5,44	-35,3	8,2						
8	-5,97	-38,5	9,3	1,30	-5,69	-36,3	9,2	-6,50	-42,0	10,0						
9	-5,58	-34,4	10,2	1,60	-6,06	-38,8	9,7	-6,54	-42,2	10,1						
10	-4,92	-30,9	8,5	0,40	-4,91	-29,9	9,4									
11	-4,83	-30,7	8,0	1,60	-5,38	-33,7	9,3	-6,66	-41,8	11,5						
13	-6,14	-40,1	9,1	0,00	-5,77	-37,0	9,2									
14	-6,39	-41,2	9,9	0,50	-5,99	-39,5	8,5	-6,53	-42,1	10,1						
15	-7,57	-49,8	10,8	1,00	-7,48	-48,8	11,1									
16	-5,50	-35,3	8,7	0,90	-5,81	-37,6	8,9	-5,92	-37,3	10,1	-5,60	-35,6	9,1			
17	-5,42	-35,7	7,7	1,00	-5,12	-31,5	9,5	-6,60	-43,0	9,8						
18	-7,15	-48,5	8,7	1,40	-6,36	-40,4	10,5	-6,22	-40,3	9,5						
19	-6,76	-45,2	8,9	1,10	-6,44	-42,2	9,3									
20	-6,11	-38,7	10,1	1,30	-5,74	-36,2	9,8	-7,06	-46,0	10,5						
21	-5,69	-36,9	8,6	1,30	-6,11	-39,1	9,8	-6,68	-42,9	10,5						
23	-6,38	-42,1	9,0	1,00	-5,93	-37,0	10,4									
24	-4,61	-28,5	8,4	0,40	-5,11	-32,0	8,9	-6,12	-37,4	11,6	-6,41	-40,8	10,5			
25	-6,55	-44,0	8,3	0,70	-6,36	-41,4	9,5									
30								-6,36	-40,3	10,6	-6,97	-46,2	9,5			
33								-5,24	-31,9	10,1						

Código	Agosto de 2013				oct-14			Marzo de 2017			diciembre de 2017			feb-18		
	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
	‰			UT	‰			‰								
34								-5,51	-34,5	9,6	-6,02	-38,6	9,6			
35								-6,48	-40,9	10,9	-6,49	-41,1	10,9			
36								-5,01	-30,6	9,4				-5,07	-31,5	9,0
37								-6,12	-38,2	10,8	-6,44	-40,7	10,9			
38								-5,23	-31,3	10,5	-5,81	-38,6	7,9			
39								-6,22	-38,3	11,5						
42											-6,01	-38,2	9,9			
80														-4,89	-30,8	8,3
81														1,97	1,7	-14
Mínimo	-7,57	-49,8	7,2	0,0	-7,48	-48,8	7,3	-7,06	-46,0	8,2	-6,97	-46,2	7,9	-5,07	-31,5	-14,0
Máximo	-4,61	-28,5	10,8	1,8	-4,27	-26,8	11,1	-5,01	-30,6	11,6	-5,60	-35,6	10,9	1,97	1,7	9,0
Promedio	-5,93	-38,5	8,9	1,0	-5,81	-37,2	9,3	-6,16	-39,0	10,3	-6,22	-40,0	9,8	-2,66	-20,2	1,1
Desviación estándar	0,78	5,9	0,9	0,4	0,73	5,2	0,9	0,55	4,1	0,8	0,44	3,1	1,0	4,01	19,0	13,1

El agua subterránea presente en el acuífero freático del Golfo de Urabá, muestra una variación isotópica entre -4,61 a -7,57 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^{18}\text{O}$ y una media de -5,93 ‰ y de -28,5 a -49,8 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^2\text{H}$ con una media de -38,5 ‰ en agosto 2013. Asimismo, se observa una fluctuación entre -4,27 a -7,48‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y una media de -5,81 ‰ y de -26,8 a -48,8‰ para el $\delta^2\text{H}$ con una media de -37,2 ‰ en la época-octubre 2014. La composición isotópica del acuífero en la campaña de 2017, reporta variaciones entre -5,01 a -7,06‰ vs V-SMOW para $\delta^{18}\text{O}$ y media de -6,16‰ y -30,6 a -46,0‰ vs V-SMOW para $\delta^2\text{H}$ con media de -39,0‰ (Tabla 19), de acuerdo con estos resultados, el agua subterránea del acuífero libre ha mantenido a través del tiempo una composición, en promedio, con poca variación.

El exceso en deuterio del acuífero varía entre 7,2 y 11,6‰ lo cual indica que las muestras no presentan, en general, una marca de evaporación (Mook, 2002). Las campañas presentan una variabilidad entre 0,01 y 0,95 ‰ entre el 2013, 2014 (época húmeda) para los 22 puntos en común, donde la mayor diferencia se encuentra en el punto 6.

La composición isotópica de la zona de inundación y de la estación de precipitación es presentada en las Tabla 22 y Tabla 23.

Tabla 22. Resultados de isótopos estables de la zona de inundación

Fecha	Profundidad	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
	(m)			
‰				
12/12/2017	1,08	-4,56	-24,9	11,5
19/12/2017	1,16	-5,60	-32,9	11,8
26/12/2017	1,02	-5,40	-32,2	11,1
01/01/2018	1,02	-3,86	-19,3	11,6

Fecha	Profundidad	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
	(m)	‰		
16/01/2018	1,29	-2,96	-13,8	9,9
23/01/2018	1,10	-3,32	-17,1	9,5
30/01/2018	1,01	-3,36	-16,3	10,6
06/02/2018	0,96	-2,98	-14,2	9,6
27/02/2018	0,84	-2,44	-11,2	8,2
13/03/2018	0,81	-3,99	-25,5	6,4
05/04/2018	0,86	-3,49	-22,2	5,7
10/04/2018	0,82	-2,75	-13,4	8,6
30/04/2018	1,05	-3,04	-17,0	7,4
08/05/2018	1,07	-8,14	-59,6	5,5
15/05/2018	N/A	-9,00	-63,2	8,8
22/05/2018	0,77	-8,87	-61,3	9,6
29/05/2018	0,79	-8,68	-64,1	5,3
05/06/2018	0,74	-8,07	-58,9	5,6
12/06/2018	0,82	-9,54	-70,5	5,8
19/06/2018	0,89	-8,09	-60,2	4,6
26/06/2018	0,84	-8,55	-61,0	7,4

Tabla 23. Resultados de los isótopos estables de la precipitación próxima a la zona de inundación.

Fecha inicio	Fecha final	P	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
		(mm)	‰		
26/12/2017	02/01/2018	195	-1,88	-1,7	13,3
09/01/2018	16/01/2018	162	-4,09	-21,3	11,4
17/04/2018	24/04/2018	253	-2,46	-7,7	12,0
24/04/2018	01/05/2018	242	-6,06	-39,0	9,4
01/05/2018	08/05/2018	253	-10,11	-73,0	7,9

Se nota que los valores más enriquecidos en ambos compartimientos se dan en la época seca y se genera una tendencia al empobrecimiento al iniciar la temporada de lluvias.

2.4.3.2. Datos de isótopos radioactivos y gases clorofluorocarbonados-CFC's y Sulfuro Hexafluorido-SF₆

Los registros de tritio en el agua subterránea muestran valores entre 0,0-1,8 UT con un promedio de 1,0 UT. El $\delta^{13}\text{C}$ presenta variaciones entre -15,58 y -21,88 ‰ y las actividades de carbono 14 varían entre 91,0 y 95,0 pcm. Los valores de CFC's y SF₆ registran fluctuaciones de 0,15-4,32; 0,01-0,13; 4,57-22,30 pmol/l para el CFC-12, CFC-11 y CFC-113 respectivamente y de 457,0 a 2230,0 mol/l para el SF₆ (Tabla 24). Los datos de gases se presentan en la Tabla 25.

Tabla 24. Resultados de análisis de ^3H , ^{13}C , ^{14}C , CFC's y SF_6 .

Código	^3H	$\delta^{13}\text{C}$	A^{14}C	CFC-12	CFC-11	CFC-113	SF6 corr
	UT	‰	%	pmol/l			fmol/l
1	1,8						
2	1,1			0,97	1,12	0,13	0,0016
3	0,8						
4	1,1						
5	0,4	-20,02	92,4				
6	1,1			1,31	1,52	0,08	0,0020
7	0,9			0,98	1,46	0,12	0,0026
8	1,3			1,99	1,09	0,09	0,0011
9	1,6			1,28	0,53	0,11	0,0023
10	0,4	-15,58	95,0				
11	1,6			1,32	1,98	0,12	0,0028
13	0,0	-18,42	91,9				
14	0,5	-21,88	91,7				
15	1,0						
16	0,9			0,75	1,17	0,05	0,0045
17	1,0			0,15	0,12	0,01	0,0009
18	1,4			4,32	2,52	0,09	0,0021
19	1,1						
20	1,3						
21	1,3			0,93	1,37	0,10	0,0014
23	1,0						
24	0,4	-22,19	94,1				
25	0,7						
30				1,11	3,39	0,04	0,0022
80				0,06	0,14	0,01	0,0001
Mínimo	0,0	-22,19	91,7	0,15	0,12	0,01	0,0009
Máximo	1,8	-15,58	95,0	4,32	3,39	0,13	0,0045
Promedio	1,0	-19,62	93,0	1,26	1,37	0,08	0,0020
Desviación estándar	0,4	2,72	1,5	1,09	0,94	0,04	0,0011

Tabla 25. Resultados de diferentes gases en las muestras.

Código	He	Ne	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	N ₂ O	H ₂ S
	mol/l									
11	7,72E-09	6,81E-09	0,00E+00	1,10E-05	9,30E-07	4,95E-04	9,85E-09	5,69E-05	0,00E+00	0,00E+00
2	4,03E-09	7,19E-09	0,00E+00	1,16E-05	2,17E-07	5,01E-04	4,14E-07	2,01E-04	0,00E+00	6,08E-06
6	0,00E+00	7,13E-09	0,00E+00	1,09E-05	3,05E-07	5,25E-04	2,76E-07	7,65E-05	0,00E+00	3,33E-06

Código	He	Ne	H ₂	Ar	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	N ₂ O	H ₂ S
	mol/l									
7	6,25E-09	7,02E-09	0,00E+00	1,11E-05	1,54E-07	5,24E-04	0,00E+00	1,04E-04	0,00E+00	0,00E+00
8	0,00E+00	7,02E-09	0,00E+00	1,15E-05	2,11E-07	4,85E-04	2,36E-07	1,99E-04	0,00E+00	4,06E-06
9	0,00E+00	7,28E-09	0,00E+00	1,12E-05	2,72E-07	5,72E-04	1,29E-07	6,00E-05	2,82E-09	0,00E+00
16	0,00E+00	5,38E-09	0,00E+00	8,63E-06	4,35E-07	3,67E-04	4,03E-08	1,81E-04	0,00E+00	0,00E+00
17	0,00E+00	6,73E-09	0,00E+00	1,03E-05	3,42E-07	4,31E-04	7,70E-05	1,76E-04	0,00E+00	9,20E-06
18	0,00E+00	7,30E-09	0,00E+00	1,09E-05	2,51E-07	4,85E-04	2,39E-08	1,17E-04	6,25E-07	0,00E+00
21	0,00E+00	7,65E-09	0,00E+00	1,14E-05	3,53E-07	0,00E+00	2,92E-07	1,29E-04	3,47E-08	0,00E+00
30	3,95E-09	7,12E-09	0,00E+00	1,08E-05	2,89E-07	4,82E-04	2,93E-06	7,93E-05	0,00E+00	0,00E+00
80	0,00E+00	3,85E-09	1,12E-08	8,00E-06	2,76E-07	2,64E-04	2,50E-04	1,31E-03	0,00E+00	1,30E-07
Mínimo	0,00E+00	3,85E-09	0,00E+00	8,00E-06	1,54E-07	0,00E+00	0,00E+00	5,69E-05	0,00E+00	0,00E+00
Máximo	7,72E-09	7,65E-09	1,12E-08	1,16E-05	9,30E-07	5,72E-04	2,50E-04	1,31E-03	6,25E-07	9,20E-06
Promedio	1,83E-09	6,71E-09	9,36E-10	1,06E-05	3,36E-07	4,28E-04	2,76E-05	2,24E-04	5,52E-08	1,90E-06
Desviación estándar	2,87E-09	1,06E-09	3,24E-09	1,13E-06	2,01E-07	1,57E-04	7,34E-05	3,45E-04	1,80E-07	3,10E-06

La Figura 28 presenta la posición de las 12 muestras con respecto a una cuadrícula teórica, que ha sido construida calculando la concentración de Ne y Ar a diferentes temperaturas (entre 0 y 30°C) y agregándole teóricamente 2ml/l de exceso en aire, con el fin de evaluar la presencia de exceso de aire en las muestras, con base en lo explicado en el capítulo de métodos.

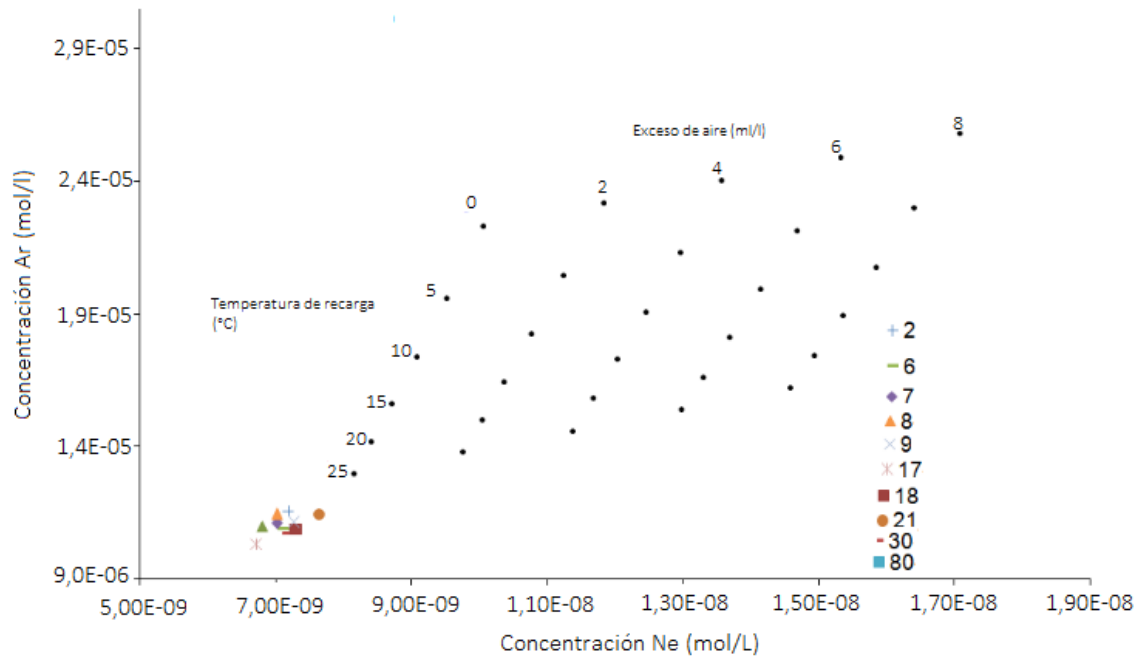


Figura 28. Cálculo de la temperatura de recarga y exceso de aire en las muestras.

La Figura 28 muestra que no existe exceso de aire con los gases nobles, por lo tanto no fue necesario realizar correcciones a los valores de SF₆. Dado que la temperatura de recarga es coherente con la temperatura media anual de la zona (28°C) y la concentración de O₂ se encuentra por debajo del límite de detección (2 ppm), se sugiere que no ha tenido lugar una re-equilibración durante el almacenamiento y transporte de las muestras.

Los datos de isótopos estables, radioactivos y los otros trazadores tanto de la precipitación como del acuífero, se consideran representativos de la dinámica regional y cumplen con el objetivo de esta caracterización. Los datos de isótopos estables no se encuentran sometidos a efectos de evaporación, de acuerdo con la variación del exceso en deuterio para los isótopos estables (con excepción de tres puntos que no se tendrán en cuenta en este análisis), de acuerdo con lo establecido en el capítulo 2.4.3.1. Los datos de isótopos estables de la zona de inundación es considerada como un primer ejercicio para tratar de identificar posibles interacciones entre el sistema superficial y subterráneo con base en los resultados hidrodinámicos y por lo tanto, las restricciones de área y de muestreo están dentro del alcance de esta tesis.

3. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

En este capítulo se reúnen los resultados obtenidos, a partir de la interpretación de la información disponible y de los datos obtenidos en campo. Tanto en lo concerniente al modelo hidrodinámico, al análisis hidrogeoquímico y a la interpretación isotópica y de gases antrópicos, se plantea en principio, una serie de consideraciones descriptivas de los hallazgos para después, integrar y sintetizar los alcances logrados, en coherencia con los objetivos de la investigación.

3.1. Modelo conceptual de flujo (hidrodinámica)

Este capítulo tiene por objetivo proponer, de acuerdo con el objetivo específico 1, un modelo conceptual de flujo del acuífero, integrando las características hidrológicas, hidráulicas y las oscilaciones del nivel piezométrico; considerando el modelo conceptual presentado en la Figura 12. Este modelo parte de los flujos de entrada representados inicialmente por la precipitación y la infiltración, condicionados por las texturas y tasas de infiltración. Asimismo, se consideran los aportes laterales subterráneos y superficiales, que están condicionados también por los valores de conductividad y el gradiente hidráulicos. El análisis se soporta en los datos presentados en las tablas 9, 10, 11 y 15 y los datos provenientes de estaciones climatológicas y sensores automáticos-Divers.

Los capítulos siguientes inician con una descripción de los resultados encontrados para la variabilidad de la precipitación, características hidráulicas, variación del nivel piezométrico y luego se realiza un análisis integrado, representado en un modelo conceptual de flujo.

3.1.1. Variabilidad temporal y espacial de la precipitación en la zona

La variación temporal de los datos de precipitación de los años 2017 y 2018 coinciden con los ciclos mensuales multianuales, registrándose una época seca entre mitad de diciembre y mitad del mes de marzo, seguido de una temporada lluviosa (Figura 29). La precipitación registró valores anuales, en 2017, de 2.617 mm (Padro Mar), 2.914 mm (Sta Marta), 3.607 mm (Apto Los Cedros), 2.792 mm (Triganá) y 2.824 mm (Uniban), mientras que el 2018 presenta una disminución en las estaciones Sta Marta, Apto Los Cedros y Uniban con 2.577 mm, 3.361 mm y 2.573 mm respectivamente y un aumento en la estación Triganá con 3.124 mm.

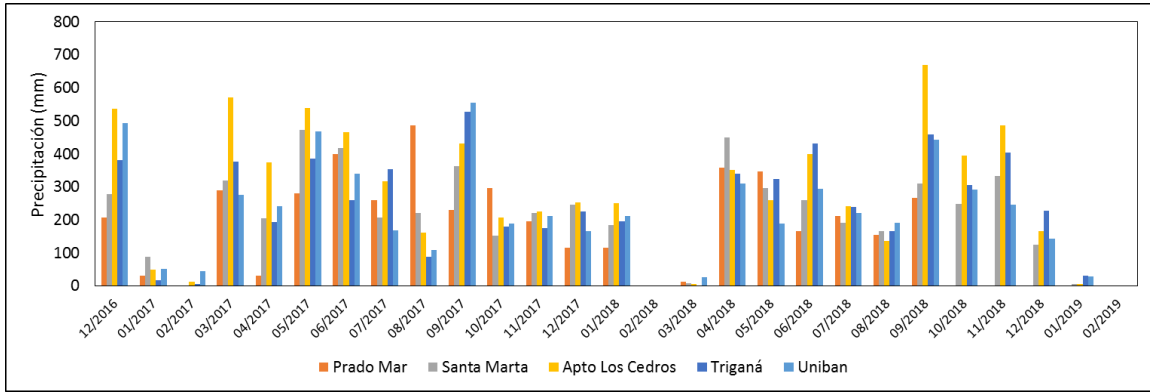


Figura 29. Variación mensual de las estaciones utilizadas para el análisis hidrodinámico.

El año 2018 presenta un aumento promedio de 70 mm de la precipitación en el mes de enero con respecto a la media mensual multianual de 90 mm y un aumento promedio de 144 mm con respecto a enero 2017.

Las temporadas secas transcurrieron entre mitad diciembre 2016 y mitad marzo 2017; y mitad de enero 2018 e inicios de abril 2018.

Tabla 26. Síntesis de la precipitación mensual en cada estación y la media mensual multianual.

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Estación	2017											
Prado Mar	30	0	289	32	281	400	259	486	231	297	195	117
Sta Marta	88	0	320	205	473	418	207	220	362	153	221	247
Apto Los Cedros	49	12	571	374	540	466	316	162	432	207	226	253
Uniban	51	45	275	242	468	340	168	110	556	190	213	166
Triganá	18	7	376	194	386	259	355	88	528	180	176	226
Estación	2018											
Prado Mar	116	1	13	359	348	166	212	154	267			
Sta Marta	185	0	9	450	297	261	192	166	310	249	333	125
Apto Los Cedros	250	0	5	352	259	400	242	136	670	394	486	167
Uniban	212	1	26	311	189	295	221	192	444	292	246	144
Triganá	196	0	0	340	323	432	239	167	458	306	403	229
Estación	Media mensual multianual											
Prado Mar	73	55	69	214	294	247	221	263	213	231	218	166
Sta Marta	94	64	96	238	321	297	270	282	264	285	292	199
Apto Los Cedros	111	88	160	308	379	340	344	293	338	335	333	264
Uniban	90	64	101	253	331	280	256	255	298	300	280	210
Triganá	95	64	140	287	343	344	306	315	303	297	298	243

En términos generales, se presenta un 7% del total de la precipitación en el período seco (enero-miércoles marzo) y un 93% en la temporada húmeda, siendo febrero el mes más seco de la serie de datos.

La precipitación diaria presenta una alta variabilidad temporal, registrándose eventos extremos que pueden alcanzar hasta los 200 mm diarios, como se presenta en la estación Prado Mar (Figura 30).

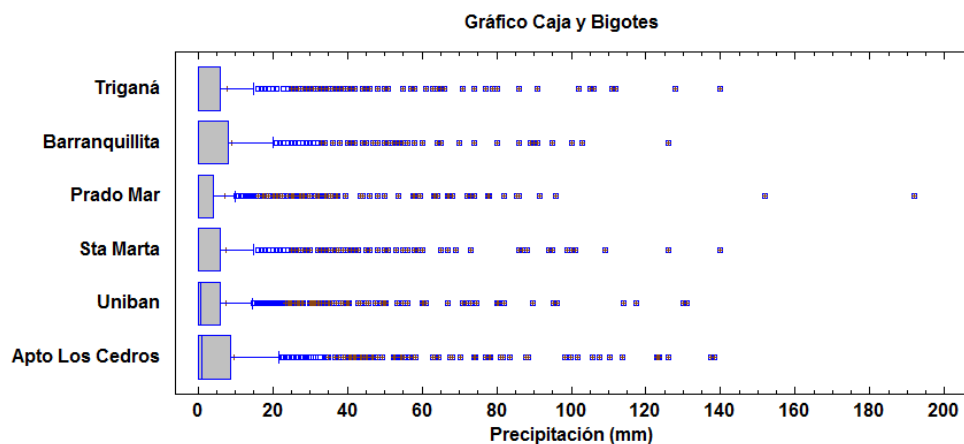


Figura 30. Gráfico de caja y bigote para la precipitación diaria.

La variación espacial de la precipitación refleja una disminución de las lluvias desde la zona norte, representada por la estación Prado Mar con respecto a las estaciones localizadas en el centro y sur de la zona de estudio. Esta tendencia coincide con los mapas interpolados de los datos climáticos globales de alta resolución de los proyectos WorldClim reportada por Bastidas (2019) (Figura 31). En la zona sur-este pueden observarse las mayores precipitaciones anuales llegando a los 5.235 mm anuales.

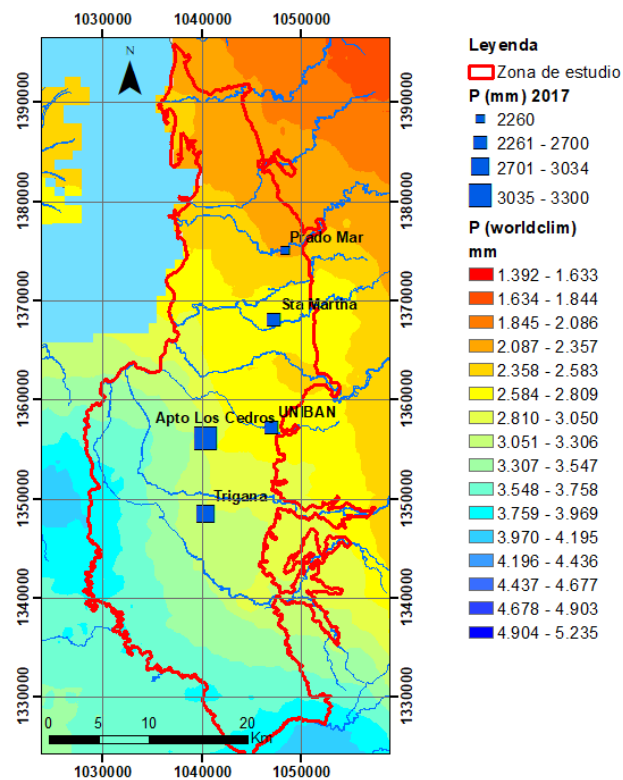


Figura 31. Variación espacial de la precipitación total anual para la zona de Urabá (WorldClim reportado por Bastidas et al., 2019).

Buscando identificar si esta tendencia general anual, también se refleja en el comportamiento de la escala diaria, se efectuaron las correlaciones entre las cinco estaciones, calculando el porcentaje de eventos comunes diarios entre pares de estaciones. Por ejemplo, de los 521 eventos de precipitación registrados entre las estaciones Uniban y Apto Los Cedros, 388 son comunes en ambas estaciones, es decir, un 74 % (Tabla 27). Las correlaciones calculadas presentan nivel de significancia del 95%.

Tabla 27. Resumen de las correlaciones de las estaciones de precipitación diaria y el porcentaje de eventos de precipitación comunes entre pares de estaciones.

	Uniban	Santa Marta	Padro Mar*	Triganá
Padro Mar				26 km r: 0,19 97 de 327: 32%
Sta Marta			7 km r: 0,38 145 de 338: 43%	23 km r: 0,34 168 de 384: 40%
Apto Los Cedros	6,6 km r: 0,66 388 de 521: 74%	13,8 km r: 0,49 221 de 489: 45%	20,77 km r: 0,29 172 de 437: 39%	7,5 km r: 0,49 208 de 488: 43%
Uniban		10 km r: 0,57 286 de 469: 61%	18 km r: 0,28 235 de 436: 42%	11 km r: 0,50 209 de 478: 44%
Triganá				

*período de análisis diciembre 2016-septiembre 2018

Las mayores correlaciones -entre 0,57 y 0,66- son características de pares de estaciones que se encuentran a menos de 11 km de distancia y en este caso en particular, hasta un 66 % de la variabilidad de un estación estaría explicada por la variabilidad de la estación par. Las correlaciones que presentan mejor coeficiente de correlación son típicas de estaciones que presentan más de 11 km de distancia, especialmente para las estaciones Triganá y Padro Mar localizadas en el extremo sur y norte respectivamente. Asimismo, se puede observar que sólo 32 % de los eventos de precipitación son comunes entre pares de estaciones. Sólo los pares Uniban-Apto Los Cedros y Santa Marta-Uniban localizados a una distancia entre 6,6 y 10 km respectivamente presentan 74 % y 61% de los eventos de precipitación comunes.

Este análisis permite inferir, que la precipitación diaria en la región de Urabá presenta una alta variabilidad en el espacio y por lo tanto, aunque no se cuenta con estaciones activas en la zona de la Serranía de Abibe, se espera un comportamiento similar en la escala diaria. Esta variabilidad sería producto de diferentes masas de humedad como vientos desde el Mar Caribe, Chorro del Chocó (Pacífico colombiano), vientos del este. Este comportamiento se tendrá en cuenta al momento de analizar las relaciones entre el ascenso del nivel piezométrico, la precipitación y los posibles aportes por aguas superficiales.

3.1.2. Características hidráulicas

A partir de los datos presentados en la Tabla 9 se concluye que las tasas de infiltración están en el intervalo de rangos correspondientes a las condiciones entre lento y moderadamente rápido (USDA 1999) (Figura 32). Los análisis texturales registran una predominancia de materiales limo arcillosos acompañados en menor proporción por arenas.

Para la zona no saturada, el rendimiento específico S_y varía entre 1,4 y 8,3% y la conductividad hidráulica varía entre 0,06 y 20,36 m/día (Tabla 10, Tabla 28 y Figura 32).

Los valores de infiltración en los puntos donde se cuenta con resultados de conductividad hidráulica varían entre 2,5 y 62,0 mm/hora (Tabla 28). Para ambas variables, en términos generales, se observan coincidencia de valores mayores en la zona sur y al este sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe, esta circunstancia también se corresponde con suelos de textura franco arenosa y franco limosa. En estos sectores, desde el punto de vista estratigráfico, se presenta un comportamiento caracterizado por unos perfiles que muestran desde el techo, pasando por la ZNS y hasta llegar a la zona saturada, horizontes relativamente homogéneos como el que se ve en la figura 33 *a*, sección descrita metro a metro por González (2013). En el punto C16_D17_Parador_Johnson, se registra una conductividad hidráulica de 2,26 m/día, mientras que en el suelo se determinaron condiciones texturales típicamente arcillosas; esta situación no representa una contradicción si se tiene en cuenta que las condiciones de variabilidad vertical a través de una columna estratigráfica puede reflejar, normalmente una alta heterogeneidad (Sasidharan et al., 2019); efectivamente en el perfil estratigráfico *b* de la figura 33 (González, 2013), se observa esa variabilidad característica de algunos sectores en el oeste y norte de la zona de estudio.

Como se pudo ver en las cortes transversales de la figura 9, la hidroestratigrafía del acuífero libre del Golfo de Urabá se caracteriza por una variedad, vertical y horizontal, de facies sedimentarias, propias de una extensa llanura aluvial surcada por corrientes de diferente energía

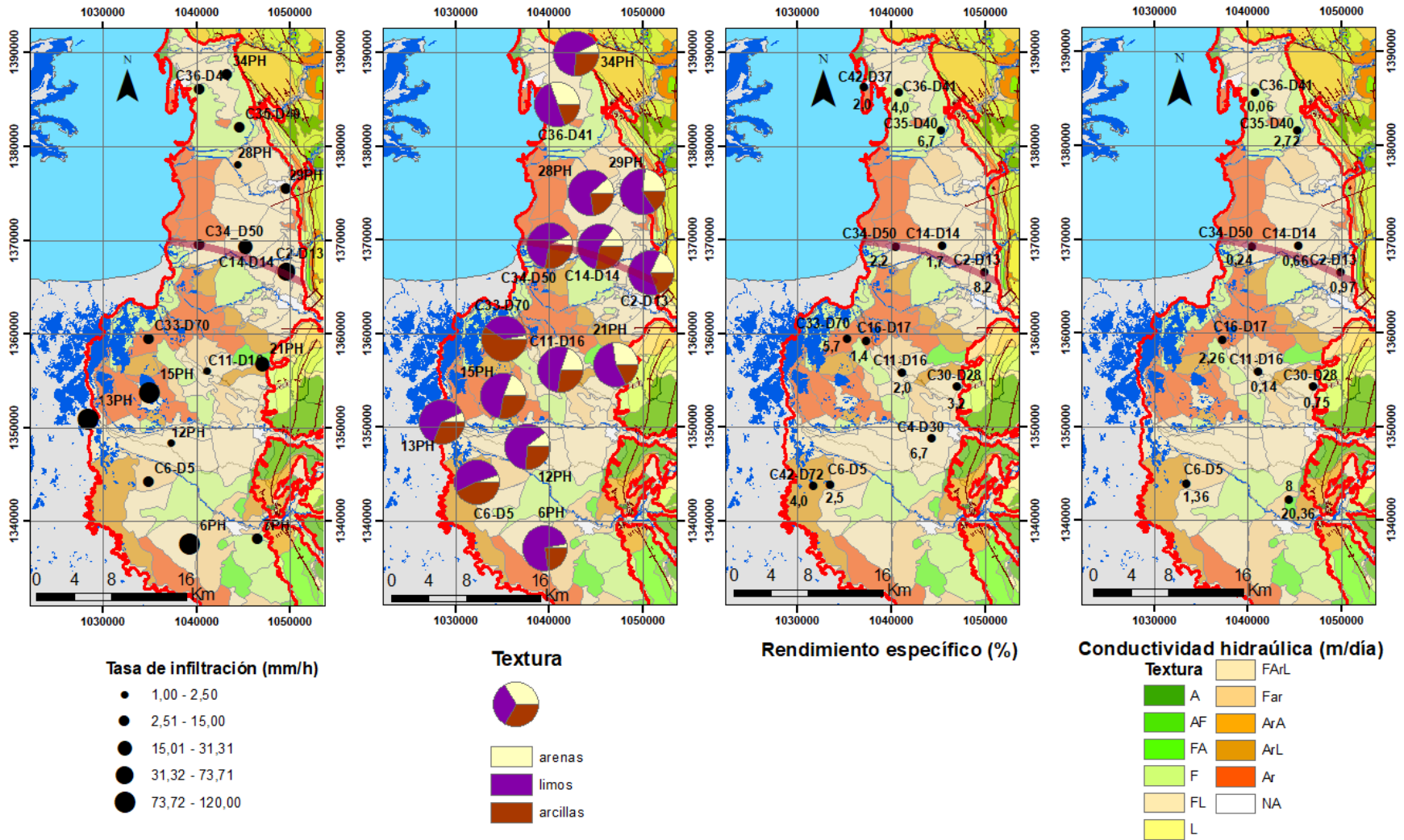


Figura 32. Variación espacial de la tasa de infiltración, textura, del rendimiento específico y de la conductividad hidráulica.

Tabla 28. Síntesis de las variables y parámetros hidráulicos del acuífero libre.

Punto	W	N	Tasa de Infiltración (mm/h)	Textura según USDA	Análisis texturales (Bastidas, 2019)			Sy (%) (Bastidas, 2019)	K (m/día) Época seca
					Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)		
C42_D37_Turbo_Playa	8,08974	-76,7419		Arcilloso	30	14	56	2,0	N/A
C35-D40_El_Desierto	8,05679	-76,6736	7,5	Franco	30	50	20	6,7	2,72
C36-D41_Esc_Casanova	8,08413	-76,7083	8,5	Franco	30	50	20	4,0	0,06
C2-D13_Bajo_El_Oso	7,91023	-76,6251	62,0	Franco limoso	18	61	21	8,2	0,97
C14-D14_Nicuro	7,9354	-76,6657	31,3	Franco arcillo limoso	15	57	28	1,7	0,66
C34_D50_Alvaro_Perez	7,9337	-76,7115	2,5	Franco arcillo limoso	8	63	29	2,2	0,24
C30_D28_Sazón_Sindy	7,79956	-76,6601	19,7	Franco arcillo limoso	6	57	38	3,2	0,75
C11_D16_Cesar_Hurtado	7,81367	-76,7049		Franco arcillo limoso	20	48	32	2,0	0,14
C16_D17_Parador_Johnson	7,84429	-76,7395		Arcilloso	2	39	59	1,4	2,26
C33_D70_Dubis_Mercado	7,78812	-76,7823	10	Arcilloso	2	39	59	5,7	
8	7,69065	-76,6751	Sin datos						20,36
C4_D30_El_Congo	7,74962	-76,6760		Franco arcillo limoso	7	54	39	6,7	N/A
C6-D5_Mosquerita	7,70554	-76,7749	10,1	Arcillo limoso	5	53	42	2,5	1,36
C42-D72_Las_Florez	7,70455	-76,7905		Arcillo limoso	5	53	42	4,0	N/A

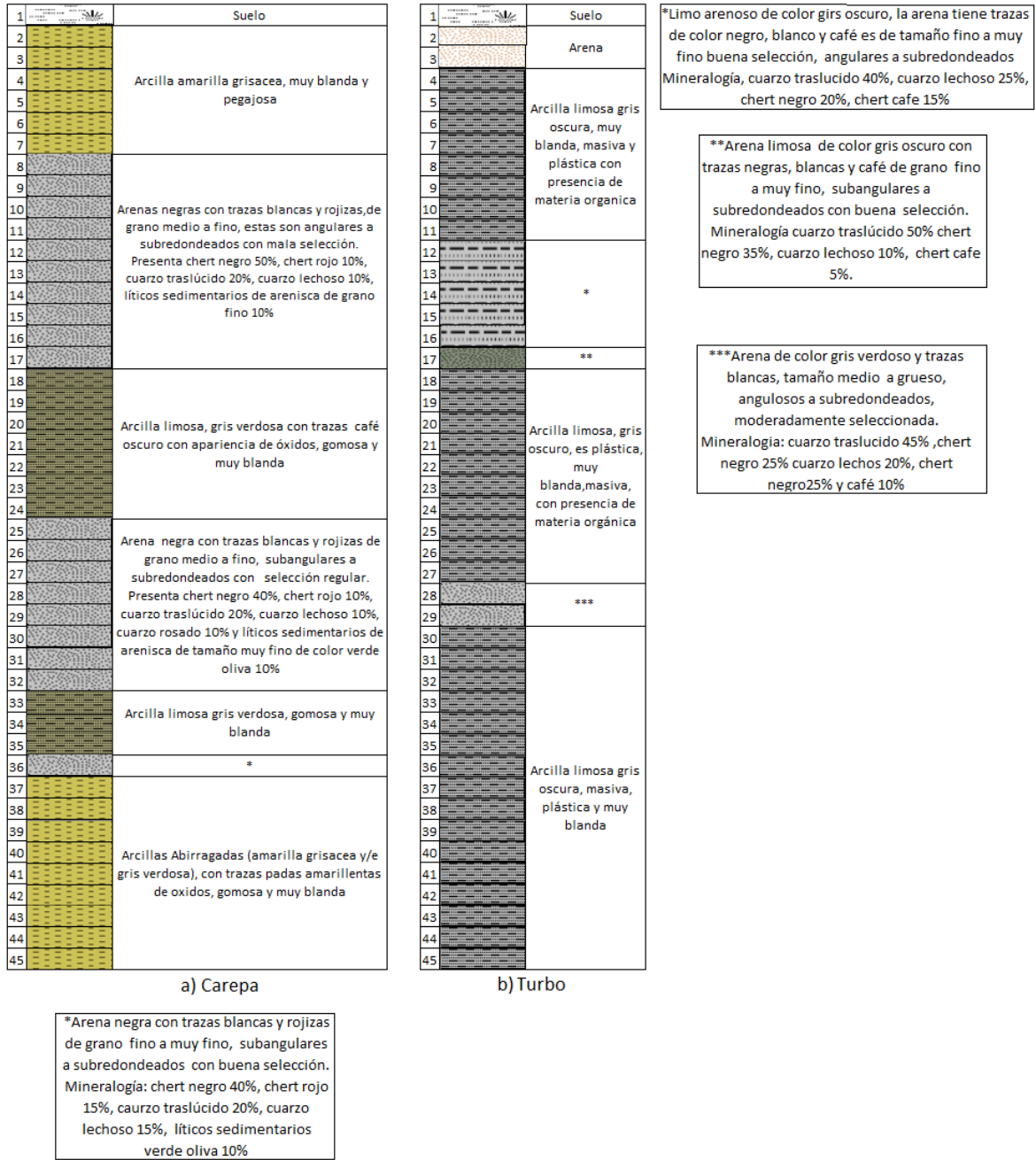


Figura 33. Columnas estratigráficas para los sectores de Carepa (a) y Turbo (b). Modificado de González (2013)

Los resultados de la conductividad hidráulica en la época húmeda (Tabla 29) muestran una variación entre 0 y 633 % de esta variable, reflejando un aumento en la época húmeda.

Tabla 29. Conductividad hidráulica en las épocas secas y húmedas.

Punto	Fecha prueba (húmeda)	K (m/día) Época seca	K (m/día) Época húmeda	Variación	K (m/día) Época seca	K (m/día) Época húmeda	Variación
		Hvorslev, 1951		%	Bower y Rice 1976		%
C35-D40_El_Desierto	08-may-17	2,72	6,79	150	2,69	5,91	120
C36-D41_Esc_Casanova	25-sep-19	0,06	0,08	41	0,07	0,07	0
C2-D13_Bajo_El_Oso	02-sep-17	0,97	6,79	600	0,61	4,47	633
C14-D14_Nicuro	21-sep-17	0,66	1,70	158	1,32	2,25	41
C34_D50_Alvaro_Perez	21-sep-17	0,24	0,75	213	0,34	0,51	50
C30_D28_Sazón_Sindy	15-oct-17	0,75	3,39	352	0,63	0,68	8
C11_D16_Cesar_Hurtado	No se tienen descensos significativos en época húmeda						
C16_D17_Parador_Johnson	Bombeos realizados sólo disminuyen el nivel en 0,5m						
8	No se tienen bombeos en época húmeda con registro de niveles continuos						
C6-D5_Mosquerita	No se tienen descensos significativos en época húmeda						
C33_D70_Dubis_Mercado	19-sep-17	N/A	6,79			2,35	
C42_D37_Turbo_Playa	No aplica porque la recuperación es menor de una hora						
C45-D72_Las_Florez	18-sep-17	N/A	3,39			2,85	
C4_D_30_El_Congo	06-ago-17	N/A	0,97			0,72	

La conductividad hidráulica en un medio acuífero es constante en el tiempo, sin embargo la conductividad hidráulica saturada de los primeros horizontes de suelo puede variar en el espacio y en el tiempo y depende de las heterogeneidades de la textura y estructura del suelo (Bevington et al., 2016), la presión del poro y los cambios en las condiciones meteorológicas (Ghosh & Pekkatt, 2018). Este factor que puede ser determinante en la respuesta del acuífero, es objeto aún de diferentes discusiones entre la comunidad científica: Mügler et al. (2019) registra una disminución de la conductividad hidráulica saturada con la intensidad de la precipitación por medio de simulaciones numéricas; Springer et al. (1999) reportan una variación de esta variable en un acuífero aluvial del río Colorado, encontrando mayores valores antes de la inundación, relacionada con la depositación de los sedimentos del río después de la inundación. El peso de los nuevos sedimentos aumenta el estrés efectivo, comprime los antiguos sedimentos y reduce la conductividad hidráulica, siendo más visible en los pozos más superficiales. Resultados similares han sido encontrados también por Genereux et al. (2008).

En el contexto de estudio y con base en estas observaciones, una nueva hipótesis y tema de futuras investigaciones puede ser establecida: la variación de la conductividad hidráulica en el acuífero como producto de la variación temporal de la conductividad hidráulica del suelo en relación con la precipitación en un medio húmedo tropical.

3.1.3. Variabilidad del nivel piezométrico puntual: baja resolución

Los datos de profundidad del agua subterránea en esta escala de resolución fueron presentados en la Tabla 12. En términos generales, las oscilaciones de la profundidad del agua estarían influenciada por diversas fuentes relacionadas con las características ambientales de cada punto. En esta escala de baja resolución, es factible reconocer a la precipitación mensual como principal factor de variación de la oscilación del nivel piezométrico trimestral, registrándose, un ascenso del nivel piezométrico con el aumento de las lluvias y un descenso en la época seca (Figura 34Figura 37), aunque puede haber contribución de otros factores como las interacciones con las aguas superficiales. Los puntos C36-D41 y C35-D40 se comparan con la estación más cercana, Prado Mar (Figura 34). Los puntos C2-D13, C14-D14 y C34-D50 (Figura 35) se encuentran cercanos a la estación Santa Marta. Los puntos C30-D28, C11-D16, C16-D17 y C33-D70 están relacionados con la estación Apto Los Cedros (Figura 36) y, los otros puntos son comparados con la estación Triganá (Figura 37).

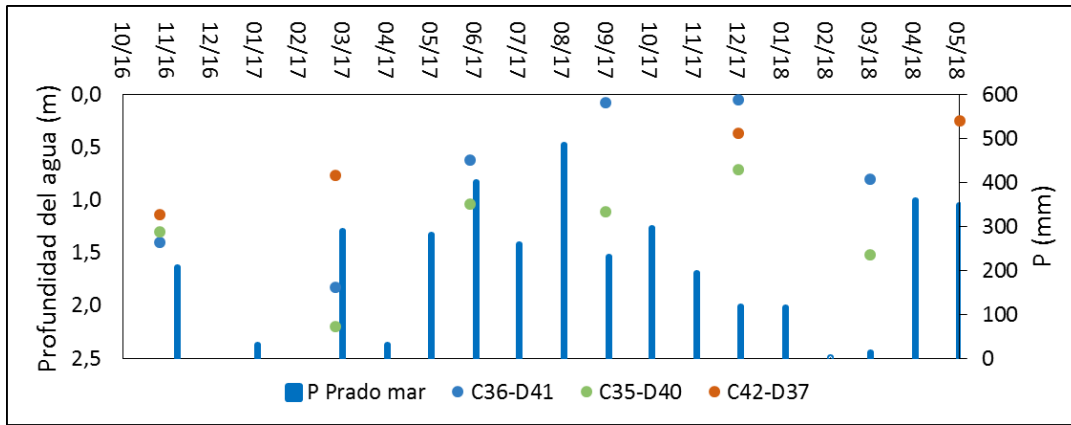


Figura 34. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C35-D40, C36-D41, con respecto a la estación Prado Mar.

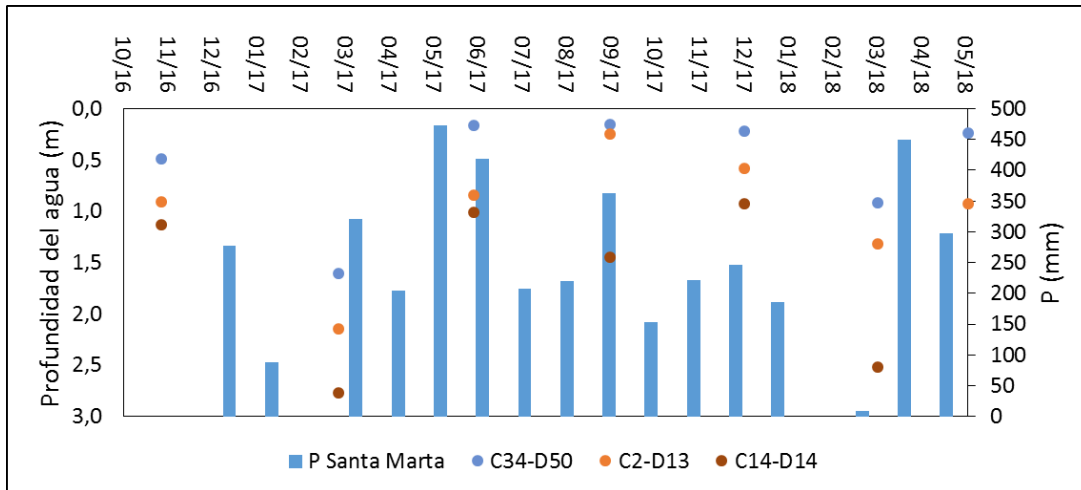


Figura 35. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C2-D13, C14-D14 y C34-D50 con respecto a la estación Santa Marta.

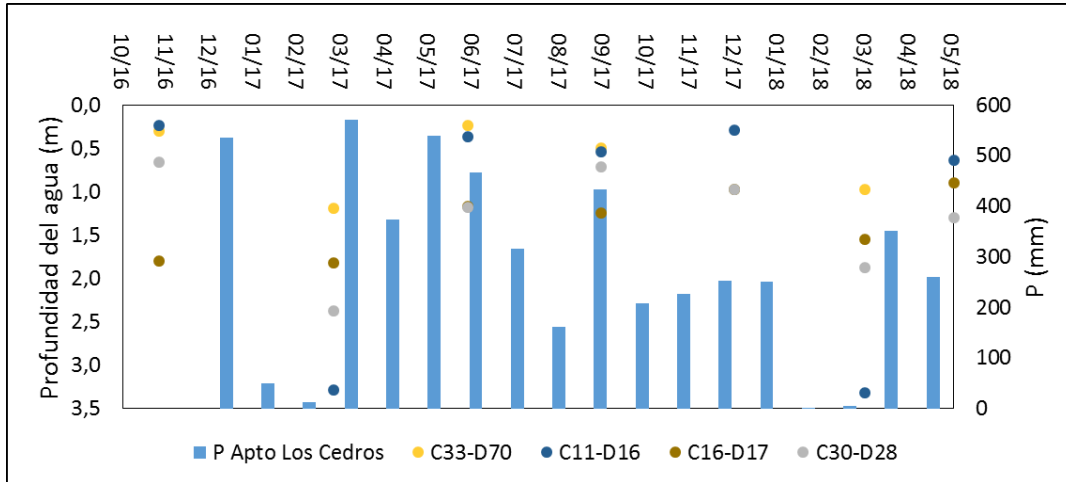


Figura 36. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C11-D16, C16-D17, C30-D28 y C33-D70 con respecto a la estación Apto Los Cedros.

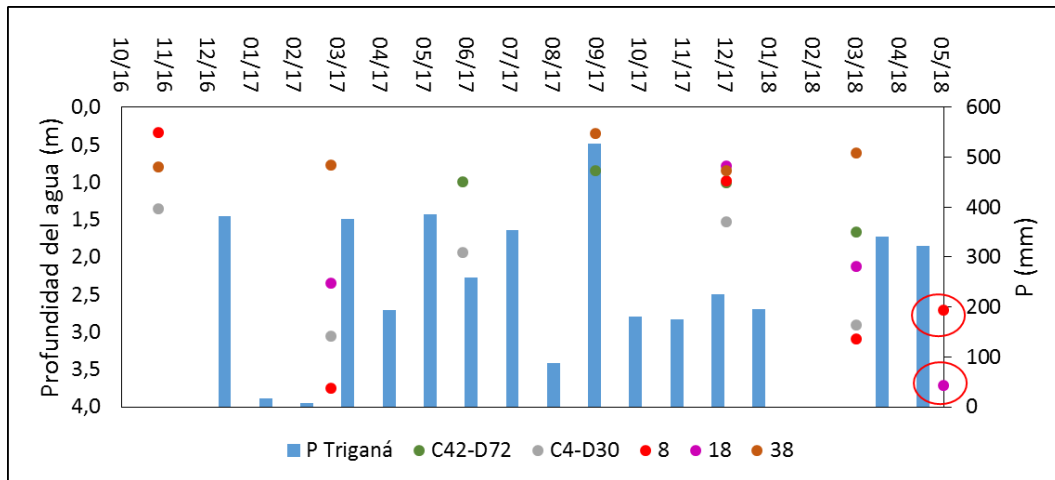


Figura 37. Variabilidad de la profundidad del agua subterránea de los puntos C4-D30, 9, 8, 17, 18, 21, 38 y C42-D72 con respecto a la estación Triganá.

Los puntos presentan aumento de la profundidad entre 0,02 y 3,41 m entre noviembre 2016 (época húmeda) y marzo 2017 (época seca), coherente con el régimen de precipitación en la zona a nivel regional. Asimismo, el monitoreo ha permitido apreciar un nuevo descenso en la temporada seca del año 2018 entre enero a marzo y el ascenso en el mes de mayo generalmente. Los puntos C16-D17, 24 y C36-D41 registran una variación entre 0,02 y 0,66 m, menos pronunciada que los otros puntos. Por el contrario, los puntos 8, 20, y C11-D16 registran descensos de la profundidad del agua de más de 3,0 m. No se observa una condición espacial particular para estos puntos, que permita encontrar una relación para estos comportamientos. Por otra parte, sólo los puntos C42-D37, y 38 registran ascenso de los niveles en época seca.

Los puntos C34-D50 y C42-D37 presentan las menores variaciones en los trimestres de la época lluviosa con sólo 0,10 y 0,45 m de variación respectivamente. Estos puntos han sido equipados con Divers y en el capítulo siguiente se postularán explicaciones a este comportamiento. Por su parte, los puntos C16-D17 y C36-D41, presentan una variación trimestral de sólo 0,70 m en la época lluviosa.

Los puntos C36-D41, C34-D50, C33-D70, C11-D16 y 38, localizados hacia el final del sentido de flujo, presentan las menores profundidades del agua con respecto al suelo, menor de 0,40 m.

La variabilidad regional entre la época seca y húmeda indicaría una recarga sobre todo el área de estudio durante la época húmeda (Hassane et al., 2016). El nivel piezométrico, en esta escala, presenta un ascenso en fase con la precipitación en casi todos los puntos.

El nivel piezométrico alcanza su punto máximo para el mes de septiembre de 2017 en los puntos ubicados más hacia el norte (C35-D40, C36-D41, C42-D37), es decir seis meses después de iniciada la temporada de lluvia en marzo 2017. El mismo comportamiento ocurre con los puntos C2-D13 y C30-D28. Es necesario aclarar que esta descripción sólo es posible realizarla con los puntos que tienen mayor número de mediciones. Por el contrario, los puntos C14-D14, C34-D50, C33-D70, C16-D17 alcanzan su punto más cercano a la superficie en el mes de junio 2017. En esta escala no es posible determinar el tiempo en el que los niveles piezométricos inician su ascenso, en relación con el inicio de las lluvias. Este ejercicio se evidenciará en los puntos equipados con sensores automáticos.

Los niveles piezométricos estáticos medidos en diciembre 2017 y febrero 2018 permitieron establecer superficies piezométricas promedio en las épocas húmeda y seca, con el fin de determinar direcciones de flujo, posibles zonas de recarga, tránsito y descarga. La superficie piezométrica de ambos períodos presenta un sentido de flujo desde el oriente en el piedemonte de la Serranía de Abibe, hacia el occidente en dirección del Golfo de Urabá, río León y la zona de humedales y de inundación (Figura 38).

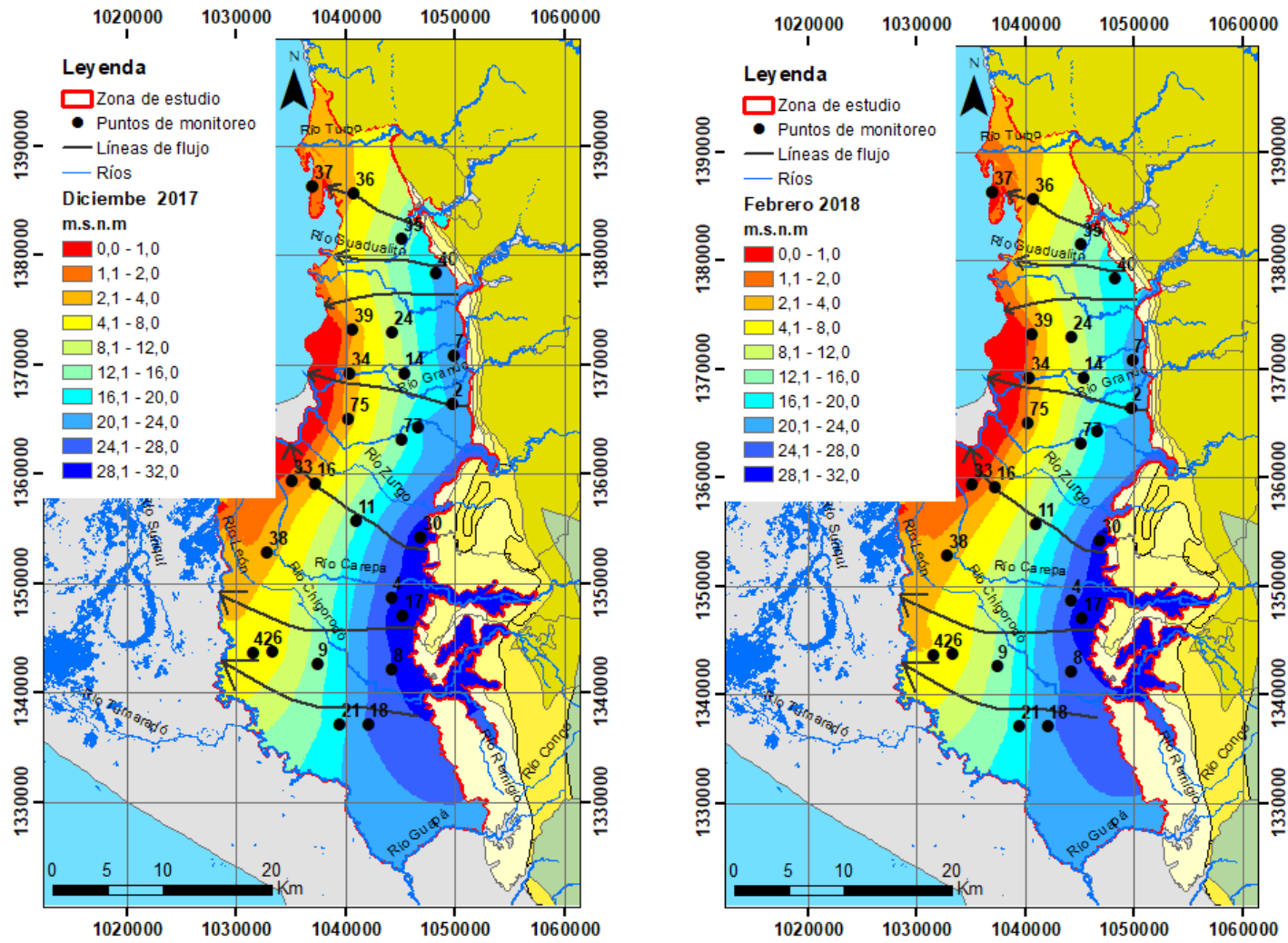


Figura 38. Superficies piezométricas para diciembre 2017 y febrero 2018

3.1.4. Variabilidad de niveles piezométricos horario: alta resolución

La información de los 13 sensores de nivel automático con frecuencia horaria es objeto de análisis en este apartado, al igual que su respuesta a los eventos de precipitación. El análisis de la respuesta del nivel piezométrico a la variabilidad de la precipitación se ha realizado teniendo en cuenta el período comprendido entre los meses de diciembre 2016 y febrero 2019. Inicialmente se describen algunos comportamientos tipo observados y posteriormente, se presenta un análisis integrado, planteando tres circunstancias que condicionan la oscilación del nivel piezométrico, al relacionar estos resultados con otras variables regionales y locales.

La variación del nivel piezométrico horario fluctúa entre -4,84 a 2,21 m teniendo en cuenta todos los Divers y registra tanto condiciones naturales como alteraciones de actividades humanas, especialmente bombeo. En este sentido, la Tabla 30 muestra la variación del nivel horario para cada punto, el número de descensos identificados, así como la profundidad luego del descenso, el porcentaje de niveles recuperados luego de los bombeos y la profundidad que queda sin recuperar. Algunas particularidades del comportamiento de los niveles se describen a continuación, antes de explorar el sentido de su relación con la precipitación.

Tabla 30. Análisis de la variación horaria del nivel piezométrico y resumen del análisis de los descensos producto de extracción del agua. Déficit promedio indica la profundidad restante a recuperar.

Punto	Variación del nivel Horario	Número de descensos instantáneos identificados	Profundidad como producto de descenso (m)	% de niveles recuperados 24h después del bombeo	Déficit promedio (m)
	Δh (m)				
C36-D41_Esc_Casanova	0,73 a -4,22	2*	2,50-3,78	0	1,68 - 3,19
C35-D40_El_Desierto	0,70 a -1,11	94	0,17-1,19	81	0,01-0,04
C42-D37_Turbo_Playa	Descensos se recuperan antes de una hora				
C2-D13_Bajo_El_Oso	1,29 a -1,65	200	0,10-1,60	62	0,01-0,20
C14-D14_Nicuro	1,46 a -4,84	73	0,12-0,47	67	0,01-0,06
C34-D50_Alvaro_Perez	0,46 a -3,60	41**	0,14-3,60	51	0,02-0,11
C30-D28_Sazón_Sindy	0,76-1,39	227	0,15-1,24	38	0,01-0,40
C11-D16_Cesar_Hurtado	2,21 a -2,86	419	0,16-0,66	42	0,05-0,40
C16-D17_Parador_Johnson	1,02 a -2,57	158	0,13-0,99	44	0,01-0,30
C33-D70_Dubis_Mercado	0,40 a -0,92	1*	0,92	100	
C4-D30_El_Congo	0,24 a -1,04	289	0,1-1,04	41	0,01-0,15
C6-D5-Mosquerita	1,57 a -1,94	382	0,10-2,37	58	0,01-0,20
C42-D72_Las_Florez	1,31 a-2,15	150	0,13-2,15	55-68	0,01-0,06

*Bombeos realizados en el marco de la tesis.

**Mayores descensos son productos de bombeos realizados en el marco de la tesis.

El nivel en el punto C42-D72 desciende entre 0,13 y 2,15 m producto de bombeos realizados preferiblemente entre las 5:00 y 19:00 horas. El nivel se recupera entre un 55 y 68 % de los casos antes de las 24 horas posteriores al bombeo, registrando un déficit entre 0,01 y 0,06 m. El punto C30-D28 muestra una menor recuperación del nivel (38 %) trascurrida las 24 horas luego del bombeo,

quedando un remanente entre 0,01 y 0,40 m especialmente en las épocas de sequía. Con base en estas observaciones, se infiere que la extracción del agua subterránea interfiere en la recuperación del nivel estático, faltando máximo 0,40 m por recuperar.

El punto C11-D16 presenta una mayor dispersión de los descensos y oscilan entre 0,16 y 0,66 m. Este punto es aprovechado, para consumo doméstico, por alrededor de 100 familias, la extracción por medio de baldeo.

El nivel piezométrico horario en el punto C42-72 presenta, por ejemplo, una variación horaria entre 1,31 y -2,15m, siendo los valores positivos asociados a un ascenso del nivel piezométrico y los negativos a un descenso, en relación con el bombeo realizado (Figura 39).

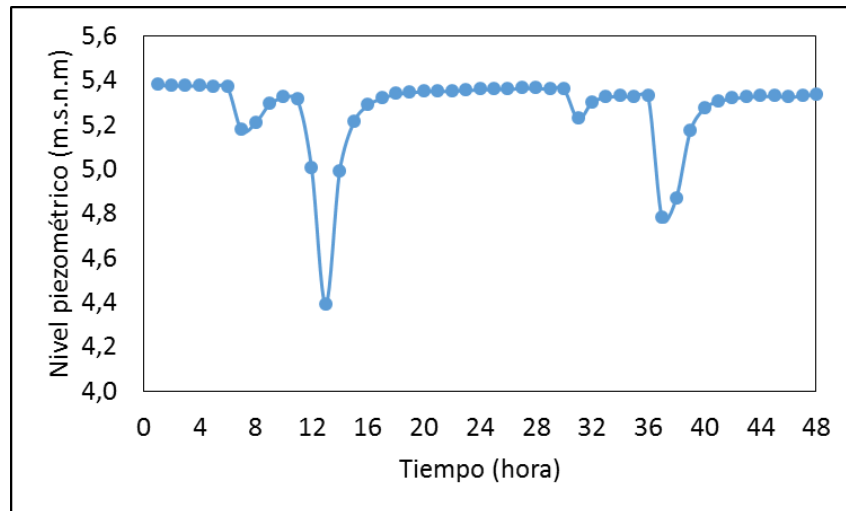


Figura 39. Oscilación horaria del nivel piezométrico en el punto C42-472 durante el 26 (0 horas) y 27 (48 horas) de septiembre de 2017.

El nivel piezométrico sin oscilación (variación horaria entre -0,01 y 0,01 m) representa el 75 % de todos los datos en el punto C42-472. Los ascensos horarios varían entre 0,02 y 1,31 m y serían producto de la recuperación del nivel y recarga (Figura 40). Los descensos fluctúan entre -0,13 y -2,15 m y serían producto de la descarga del sistema y bombeos internos propios del aljibe. Este comportamiento es similar en los puntos C35-D40, C2-D13, C14-D14, C30-D28, C11-D16, C16-D17, C42-D72, C4-D30 y C6-D5.

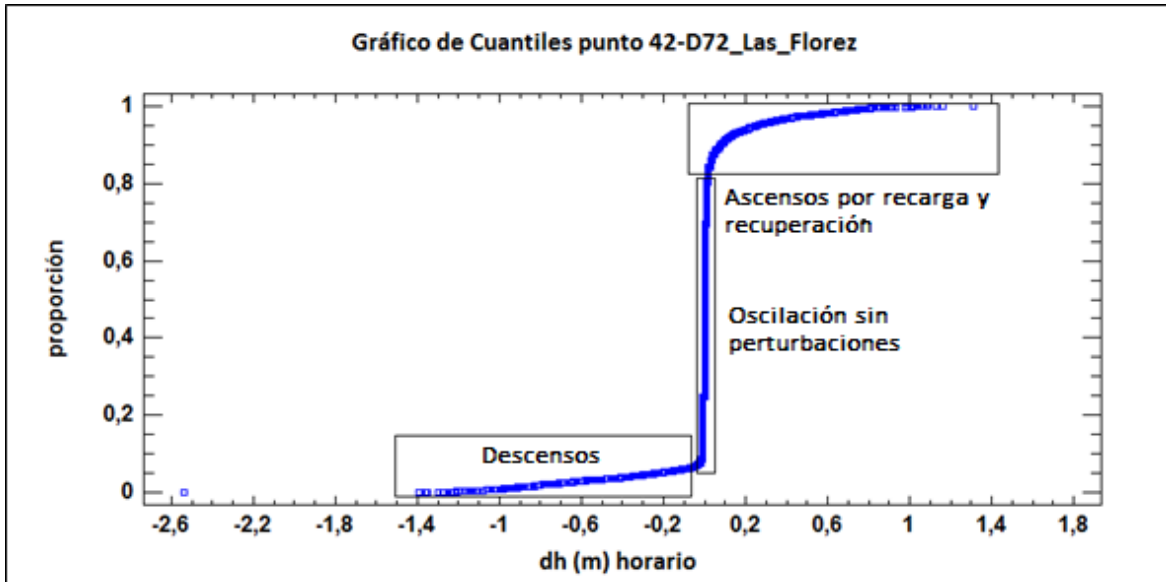


Figura 40. Gráfico de cuantiles de la variación horaria del nivel piezométrico (dh) en el punto C42-D72_Las_Florez.

Por el contrario, el 95% de los datos presenta una variación horaria entre -0,01 y 0,01 m sin perturbaciones para el punto C34_D50_Alvaro_Perez (Figura 41). Este punto sólo presenta tres bombeos en el periodo de análisis. Por lo tanto, este punto sería representativo del nivel estático.

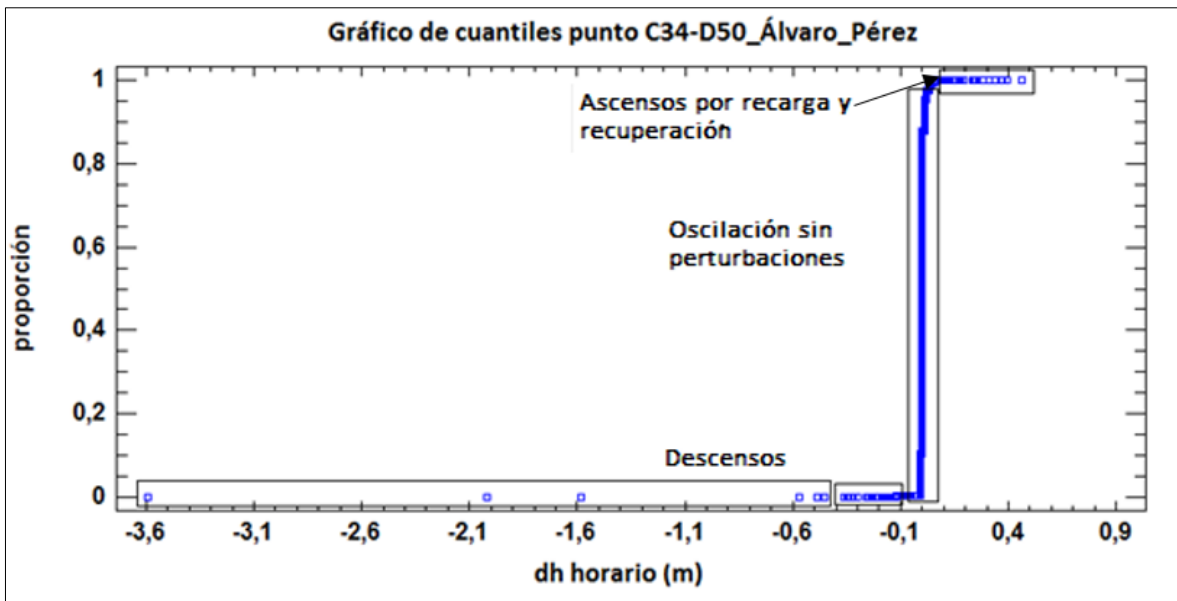


Figura 41. Gráfico de cuantiles de la variación horaria del nivel piezométrico (dh) en el punto C34-D50_Álvaro Pérez.

Los descensos como producto de bombeos son identificables en los análisis gráficos y diagramas de bigotes y cajas en todos los puntos, puesto que se representa por un descenso abrupto mayor a 0,20 m en menos de una hora.

3.1.5. Relación de los niveles piezométricos con la precipitación y otras variables

La Tabla 31 presenta las correlaciones estimadas entre los ascensos del agua y la precipitación con un tiempo de rezago de hasta cinco días. A partir de esto se analizarán, a continuación, las diferencias en las respuestas que se registran en los niveles, respecto a la lluvia.

Tabla 31. Matriz de correlación cruzada hasta rezago de 5 días entre los ascensos promedio diarios del nivel freático y la precipitación total diaria (Bastidas et al., 2019).

Coeficiente de correlación ID Nombre	Periodo de rezago [días]						Acumulado
	0	1	2	3	4	5	
C6-D5_Mosquerita	-0.30	-0.38	NS	NS	NS	-0.22	-0.35
C11_D16_Cesar_Hurtado	-0.30	-0.24	NS	NS	NS	NS	-0.17
C14-D14_Nicuro	NS	-0.66	NS	NS	NS	NS	-0.36
C16_D17_Parador_Johnson	-0.23	-0.50	NS	-0.15	-0.18	NS	-0.42
C30_D28_Sazón_Sindy	-0.20	-0.66	NS	NS	-0.21	NS	-0.45
C33_D70_Dubis_Mercado	-0.24	NS	NS	NS	NS	NS	NS
C34_D50_Alvaro_Perez	NS	-0.23	NS	NS	NS	NS	NS
C35-D40_El_Desierto	NS	-0.40	-	NS	NS	NS	NS
			0.36				
C36-D41_Esc_Casanova	NS	-0.29	-	NS	NS	NS	NS
			0.24				
C45-D72_Las_Florez	NS	-0.39	NS	NS	NS	NS	-0.24
C4_D30_El_Congo	-0.17	-0.39	-	-0.21	NS	NS	-0.49
			0.20				
C42_D37_Turbo_Playa	NS	-0.20	-	-0.20	-0.17	NS	-0.34
			0.15				
C2-D13_Bajo_El_Oso	NS	-0.43	NS	NS	NS	NS	-0.23

NS: Estadísticamente no significativo (nivel de confianza de 95%)

--: Corta longitud de registro insuficiente para establecer correlaciones.

Acumulado: relación de los ascensos con la lluvia acumulada de 5 días.

Las correlaciones varían entre -0,17 y -0,66 con periodos máximos de rezago entre 0 y 1 día entre el 15/12/16 y el 31/12/18. Las correlaciones más bajas se presentan en los puntos C33-70 (-0,24), C34-D50 (-0,23) y C42-D37 (-0,20), indicando que como se verá más adelante, otros procesos podrían estar afectando la oscilación de la profundidad del agua en estos puntos (Cai & Offerdinger, 2016). Por el contrario, los puntos C14-D14 y C30-D28 presentan las mayores correlaciones con valor de -0,66.

Los resultados obtenidos con el método de correlación cruzada son claramente notorias con las observaciones gráficas de la oscilación del nivel piezométrico y son estadísticamente significativos (nivel de significancia del 95%), por lo tanto las correlaciones se consideran fiables y en conjunto con los análisis de los hidrógrafos y las características hidráulicas (Tabla 32), permitirán proponer un modelo conceptual de flujo del agua subterránea en el acuífero libre. Los puntos C14-D14, C35-D40, C36-D41 y C45-D72 cuentan con un período de registro menor a un año, por lo tanto, la representatividad en tiempo será limitada.

Tabla 32. Síntesis de la evaluación integrada del componente de hidrodinámica

Punto	Sy (%)	k(m/día)*	Profundidad mínima del agua(m)	Profundidad máxima del agua(m)	Correlación entre precipitación y ascenso del nivel	Tiempo de rezago (día)	Respuesta eventos de precipitación (%)	Umbral Precipitación propuesto (mm)	% de ascensos de nivel con respecto al umbral	Número de aumentos de nivel piezométrico en ausencia de precipitación
C36-D41_Esc_Casanova	4,0	0,06	0,00	4,39	0,29	1	76	20	49	15
C35-D40_El_Desierto	6,7	2,72	0,87	3,26	0,40	2	52	Serie corta		2
C42_D37_Turbo_Playa	2,0	N/A	0,06	1,32	0,20	2	42	No es claro el patrón		11
C2-D13_Bajo_El_Oso	6,5	0,97	0,06	3,54	0,43	1	63	30	60	0
C14-D14_Nicuro	4,0	0,66	0,13	7,66	0,66	1	85	20	73	1
C34_D50_Alvaro_Perez	2,2	0,24	0,10	3,81	0,23	1	91	No es claro el patrón		38
C30_D28_Sazón_Sindy	3,2	0,75	0,06	3,93	0,66	1	84	30	98	1
C11_D16_Cesar_Hurtado	2,0	0,14	0,03	5,42	0,30	0	91	15	95	3
C16_D17_Parador_Johnson	1,4	2,26	0,20	4,31	0,50	1	80	20	88	3
C33_D70_Dubis_Mercado	6,7	6,79	0,07	3,54	0,24	0	71	12	70	8
C4_D30_El_Congo	6,7	0,97	1,09	2,96	0,39	1	35	No es claro el patrón		no
C6-D5_Mosquerita	2,5	1,36	-0,20	3,78	0,38	1	75	20	80	15
C42-D72_Las_Florez	4,0	3,39	0,18	3,49	0,39	1	67	No es claro el patrón		10 (represa al lado)

*Conductividad hidráulica estimada con descensos en época húmeda.

El patrón de respuesta del nivel piezométrico con respecto a la precipitación es coherente con lo reportado por Wittenberg et al., 2019, donde concluyen que los procesos de recarga en un acuífero libre con niveles cercanos a la superficie después de una fuerte lluvia, es esencialmente un proceso rápido. Dentro de pocos días (en nuestro estudio no mayor a dos días), el agua de lluvia infiltrada encuentra su camino desde la zona no saturada o vadosa por caminos preferenciales hacia la superficie del nivel del agua subterránea. En consecuencia, un ascenso del nivel piezométrico es observado y posteriormente se identifica una salida hacia los sistemas superficiales cercanos.

La Figura 42 muestra un ejemplo del comportamiento de la serie total del punto C14-D14 que presenta la mayor correlación con la precipitación diaria, en la estación Santa Marta, de 0,66 con un día de rezago y responde al 85% de los eventos diarios de precipitación.

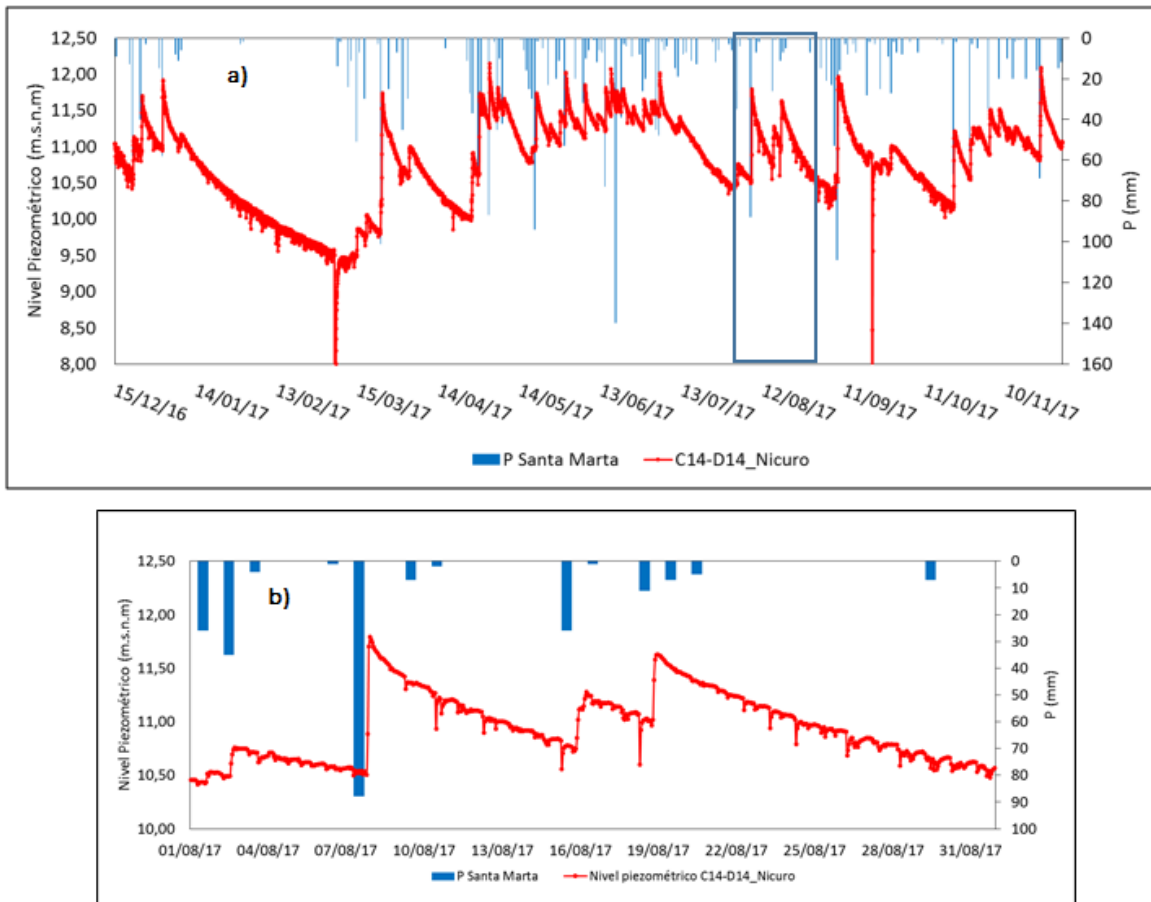


Figura 42. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C14-D14_Nicuro con respecto a la estación Santa Marta, siendo a) en toda la serie y b) agosto 2017.

Los puntos C35-D40, C2-D13, C30_D28, C11_D16 presentan un comportamiento similar al punto C14-D14, respondiendo a más de 52 % de los eventos diarios de precipitación con correlaciones cruzadas mayores a 0,40. Estos puntos representarían un patrón hidrológico de la oscilación del nivel piezométrico, donde la transferencia de flujo vertical producto de la recarga proveniente de la precipitación sería predominante. Estos resultados coinciden con lo presentado por Caig et al. (2016) donde correlaciones mayores a 0,5 son consideradas como una representación de recarga directa. El punto C11_D16 presenta una correlación de 0,30, sin embargo, presenta una respuesta al 82% de los

eventos de precipitación diaria. El nivel piezométrico llega a un máximo de 15,39 m.s.n.m a sólo 0,03 m de la superficie y aunque sigue lloviendo, el nivel no continúa ascendiendo y se ha alcanzado la máxima capacidad de almacenamiento.

El punto C4_D30 registra un coeficiente de correlación medio de 0,39 con un tiempo de rezago de un día, este punto responde al 35 % de los eventos de precipitación, existiendo un desfase de 30 días respecto al inicio de la temporada de lluvias, lo cual sólo se presenta en este punto (Figura 43). Pese a este desfase, el nivel asciende durante los siguientes meses lluviosos y por eso la correlación calculada es media. Este desfase podría indicar condiciones bajas de conductividad hidráulica local para este punto. Las características, respecto al tiempo de rezago, de este punto en relación con todos los otros solo podría explicarse de manera cierta a partir de una tarea de exploración local en campo, lo cual comprendería entre otras las siguientes actividades: i) evaluación del estado de la captación, ii) reconocimiento de variaciones geológicas del entorno, iii) intervenciones antrópicas en el entorno, iv) realización de perforaciones exploratorias cercanas, etc.; todo ello con el fin de buscar identificar los elementos que explicarían este rezago.

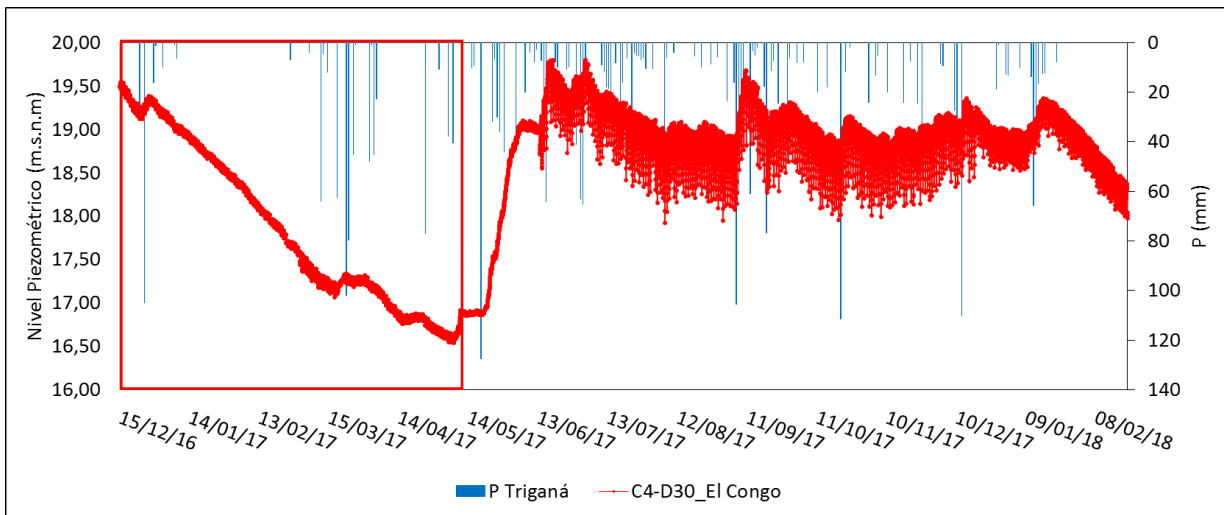


Figura 43. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C4_D30_El_Congo con respecto a la estación Triganá.

Por otra parte, los puntos C34_D50, C36-D41, C42-D72 y C6-D5 presentan también una respuesta del nivel en fase con la precipitación, acompañada de ascensos del nivel con ausencia de precipitación, representando probablemente, como se explora y expondrá más adelante, procesos adicionales que recargan el acuífero (Figura 44).

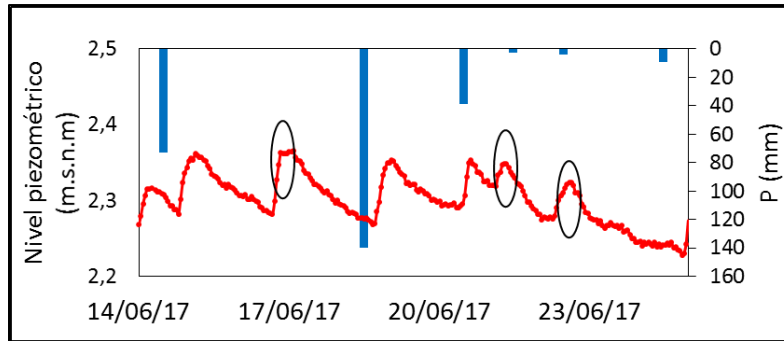


Figura 44. Ascensos del nivel piezométrico en ausencia de precipitación en el punto C34-D50_Álvaro_Pérez

El punto C34_D50 registra variabilidad máxima de 0,25 m en el nivel piezométrico diario (Figura 45). Esta estabilidad y la baja correlación con la precipitación diaria de 0,23, indicaría que otros mecanismos mantienen el nivel del agua subterránea cerca de la superficie, relacionados con un posible drenaje de agua superficial o subterráneo. La hipótesis de recarga por medio de las aguas superficiales es factible en la zona debido a la densa red hidrográfica compuesta por ríos, quebradas y humedales, con depresiones topográficas que pueden favorecer las conexiones entre ambos sistemas, presentadas en la Tabla 11.

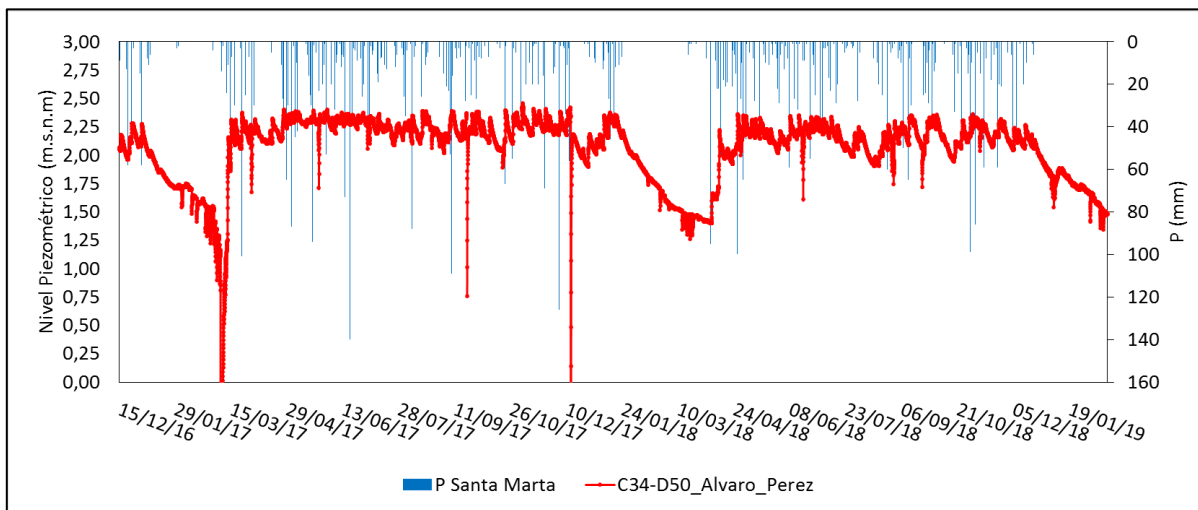


Figura 45. Comportamiento de la oscilación del nivel piezométrico del punto C34-D50_Álvaro Pérez con respecto a la estación Santa Marta.

Los puntos C36-D41, C42-D37, C33-D70, C42-D72 y C6-D5 presentan ascensos del nivel piezométrico en ausencia de precipitación entre 0,01 y 0,93 m. El entorno ambiental de estos puntos, con canal, represa y humedales cercanos respectivamente, permite sugerir que estos ascensos podrían ser contribuciones de aguas superficiales (Figuras 44 y 45).

Por otra parte, se ha evaluado la cantidad de precipitación (umbral) que es requerida para producir un aumento del nivel piezométrico en cada punto (Tabla 32). En términos generales, salvo los puntos C2-D13, C4-D30 y C34-D50, se tiene que precipitaciones menores de 10 mm no generan ascensos del nivel piezométrico. Por ejemplo, precipitaciones entre 10 y 20 mm producen el 22 % de los ascensos

en el punto C2-D13. El 60 % de los ascensos registrados anteceden a una precipitación mayor de 30 mm (Figura 46).

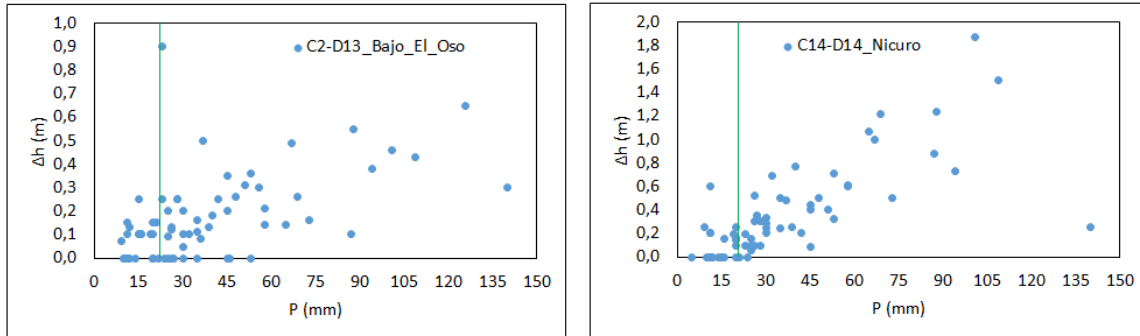


Figura 46. Relación entre la cantidad de precipitación y los ascensos del nivel piezométrico generados.

Dado que al finalizar una temporada de sequía, la zona no saturada suele presentar un grado de humedad cercano al Punto de Marchitez Permanente (PMP) es lógico que, según el tipo de suelo, el nivel piezométrico presente una respuesta variada al inicio de la temporada de lluvia, ya que el flujo gravítico se presenta cuando se alcanza la Capacidad de Campo (CC). El análisis de la temporada de sequía más extensa comprendida entre enero-marzo 2017 muestra que:

- el nivel piezométrico en los puntos C36-D41_Esc_Casanova y C35-D40_El_Desierto asciende posterior a la tercera precipitación registrada.
- el nivel piezométrico de los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso, C14-D14_Nicuro, y C34_D50_Alvaro_Perez muestra un aumento posterior a la quinta y cuarta precipitación (Figura 47).

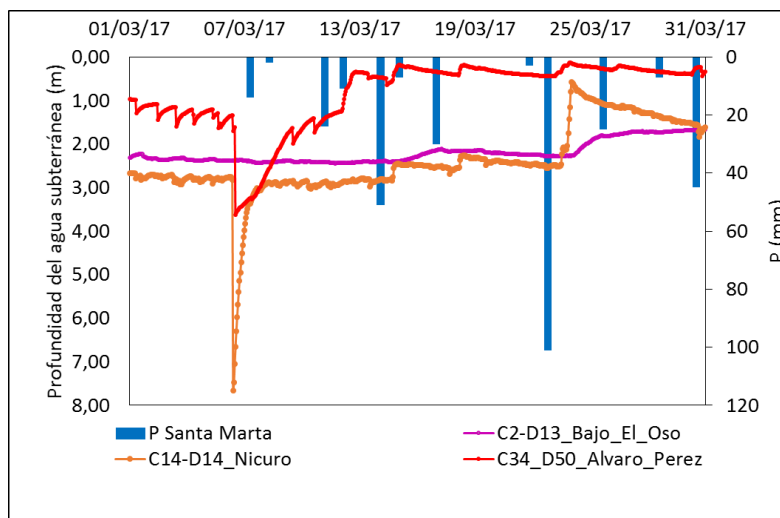


Figura 47. Reacción del nivel piezométrico posterior al período de sequía entre enero 2017 y 7 de marzo 2017.

- El transecto compuesto por los puntos C30_D28_Sazón_Sindy, C11_D16_Cesar_Hurtado, C16_D17_Parador_Johnson, C33_D70_Dubis_Mercado presenta una respuesta más rápida,

registrando ascensos posteriores a la primera o segunda precipitación posterior a la época de sequía.

- Adicionalmente, el punto C4_D30_El_Congo presenta el un rezago de 30 días posterior a la época de sequía de marzo 2017 presentada y discutida en la Figura 43.

Las curvas de recesión permiten observar el decaimiento del nivel piezométrico conforme avanza la temporada de sequía, presentando patrones lineales y exponenciales coincidiendo con Wendland et al. (2015). Este decaimiento representaría los procesos de descarga del sistema.

Considerando las curvas de recesión obtenidas para los hidrogramas de oscilación del nivel freático, se encuentra que los periodos de recesión oscilan entre 3 y 10 días (Tabla 33). Los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso y C14-D14_Nicuro presentan las mayores pendientes de la curva de recesión con 4,66 y 3,01 % respectivamente (época seca marzo 2017), indicando una mayor descarga del sistema. Estas pendientes mayores se observan en general hacia el este de la zona de estudio, coincidiendo con la zona que registra mayores valores de recarga. Por lo contrario, el punto C34_D50_Alvaro_Perez, localizado al final del sentido del flujo, registra una menor pendiente de la curva de recesión (1,53%).

Tabla 33. Resumen de las curvas de recesión del nivel promedio diario en los puntos de monitoreo (Bastidas, 2019).

ID Nombre	Número de curvas	Pendiente media de la Curva de recesión (%)	Coefficiente R ²
C6-D5_Mosquerita	183	3,41	0,942
C11_D16_Cesar_Hurtado	176	15,01	0,988
C14-D14_Nicuro	93	4,66	0,976
C16_D17_Parador_Johnson	183	2,72	0,993
C30_D28_Sazón_Sindy	177	4,65	0,992
C33_D70_Dubis_Mercado	160	2,00	0,985
C34_D50_Alvaro_Perez	178	1,53	0,968
C35-D40_El_Desierto	50	1,49	0,998
C36-D41_Esc_Casanova	113	5,48	0,973
C45-D72_Las_Florez	98	5,79	0,992
C4_D30_El_Congo	145	2,93	0,998
C42_D37_Turbo_Playa	200	2,30	0,986
C2-D13_Bajo_El_Oso	150	3,01	0,994

La Figura 48 muestra ascensos en la curva de recesión en el punto C34_D50_Alvaro_Perez, coincidiendo con lo inferido en textos anteriores, donde se evidencia la presencia de otras fuentes o procesos adicionales a la precipitación que recargarían el acuífero (Bastidas et al., 2019).

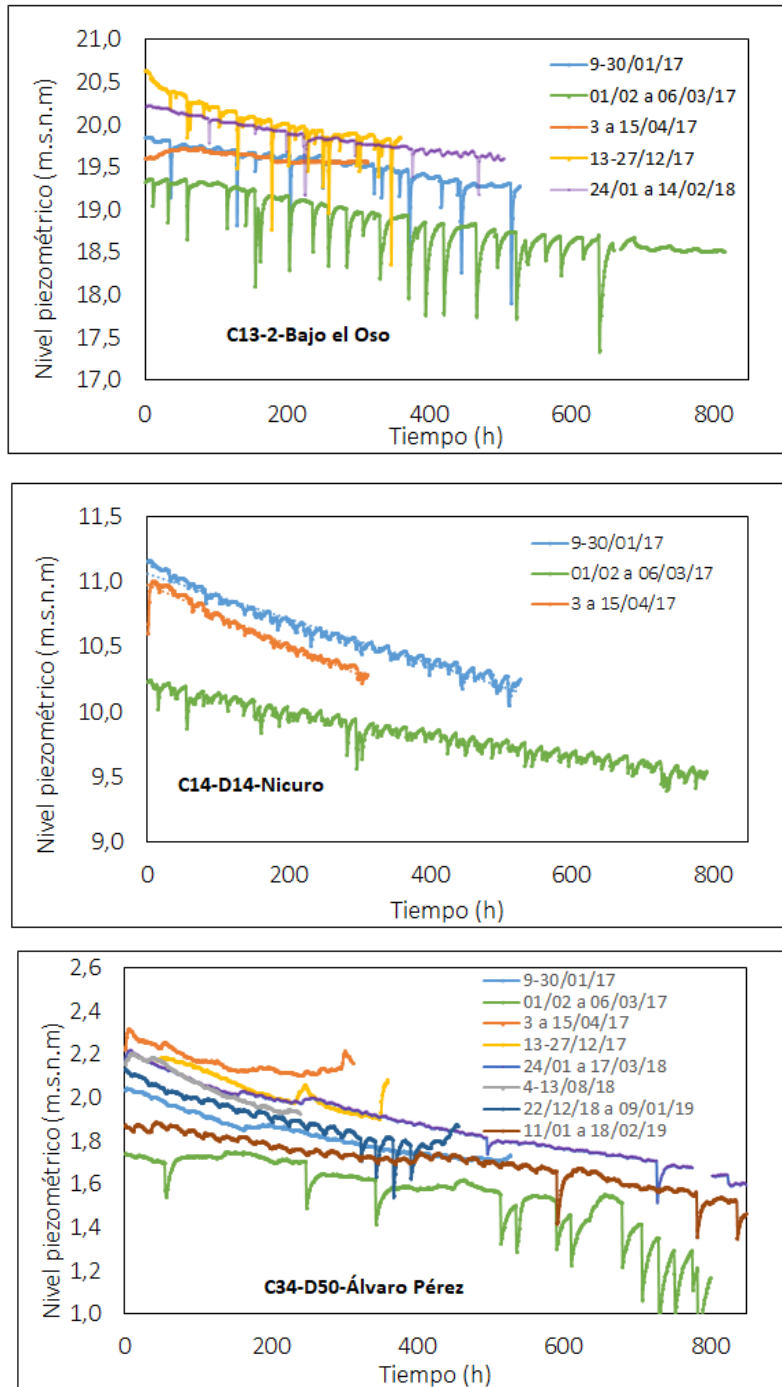


Figura 48. Curvas de recesión para los puntos C2-D13_Bajo_El_Oso, C14-D14_Nicuro y C34_D50_Alvaro_Perez

Los niveles piezométricos cercanos a la superficie pueden incrementar el flujo o “descarga” del agua subterránea hacia los diferentes ríos, como flujo base, observando una marcada curva de recesión.

Este flujo base no consistiría en un agua fresca de un evento nuevo, sino agua más antigua en vecindades de la interfaz del lecho del río – acuífero (Wittenberg et al., 2019).

Bastidas et al. (2019), construyeron el ciclo promedio diario de la evaporación en la zona de estudio, a partir de los registros horarios de evaporación en la estación Pista Indira (única con datos horarios), operada por el IDEAM, entre 2005 y 2012 (Figura 49).

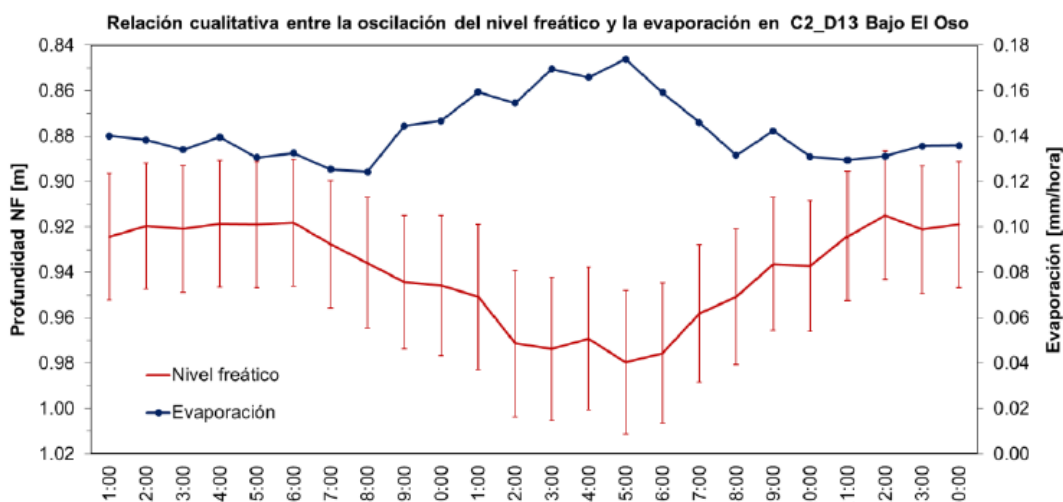


Figura 49. Relación cualitativa entre las oscilaciones horarias del nivel freático en C2_D13_Bajo_El_Oso y la ocurrencia de la evaporación horaria (Estación Pista Indira).

Se observa una correlación gráfica entre los ciclos de evaporación potencial y de profundidad del nivel freático, mostrando que los mayores descensos del nivel freático ocurren alrededor del mediodía donde las tasas de evaporación son las más altas (también la presión atmosférica y la temperatura), mientras que, cuando las tasas de evaporación disminuyen los niveles freáticos tienden a recuperarse y posteriormente, cuando la tasa de evaporación alcanza niveles estables (en este caso alrededor de 3,2 mm/hora punto C2_D13_Bajo El Oso), la profundidad del nivel freático también se estabiliza. Este comportamiento es observado igualmente en los puntos C6_D5_Mosquerita, C11_D16_Cesar_Hurtado, C14_D14_Nicuro, C16_D17_ParadorJohnson, C30_D28_Sazón_Sindy, C36_D41_Esc_Casanova, C45_D72_Las_Florez. Esta situación es interesante y difícil de explicar; hay que anotar que los datos de nivel tienen corrección barométrica, también hay que tener en cuenta que las condiciones de humedad en la zona de Urabá son del orden de 85%, lo que induce condiciones de equilibrio entre proceso de evaporación y condensación haciendo, quizás, posible que en la escala diaria se produzcan estas oscilaciones. En este sentido, se deben generar nuevas hipótesis y observaciones puntuales de alta resolución para dar explicación a estos patrones, lo cual supera los alcances de esta investigación.

Otro patrón hidrológico que llama la atención, corresponde a la oscilación diaria de alrededor de 0,25 m y un coeficiente de correlación con la precipitación diaria de 0,2. Este comportamiento corresponde al punto C42-D37, localizado 20 m al frente del mar. Esta variación está en fase con la oscilación de la marea, permitiendo inferir una repercusión de la fluctuación de la misma en el nivel piezométrico (Levanon et al., 2017; Vallejos et al., 2014) (Figura 50). El estudio de estas relaciones, incluyendo la intensidad de las oscilaciones, debe ser objeto de observaciones detalladas que puedan realizarse en futuros trabajos.

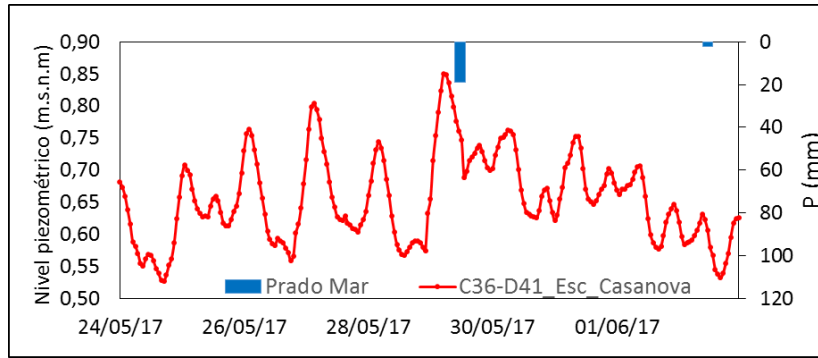


Figura 50. Oscilación diaria del nivel piezométrico en el punto C37-D.

En este punto, se ha realizado una descripción sobre la oscilación del nivel piezométrico y su relación con variables como la precipitación y la evaporación potencial. En lo que sigue de este análisis, se procederá a interpretar la oscilación del nivel del humedal y su relación con lo que se ha descrito anteriormente.

En relación con los niveles horarios tomados en el humedal, los primeros resultados muestran una variación entre 0,65 y 1,38 m con una desviación estándar de 0,14 m (Figura 51). La altura diaria de la lámina de agua presenta un coeficiente de variación menor del 5%, por lo tanto, se consideró el promedio de los datos horarios para obtener un valor diario de la lámina de agua y así, correlacionarlo con la precipitación (Figura 52). La correlación resultante es de solo 0,04, no obstante, si se observa una disminución de la altura del agua en períodos secos.

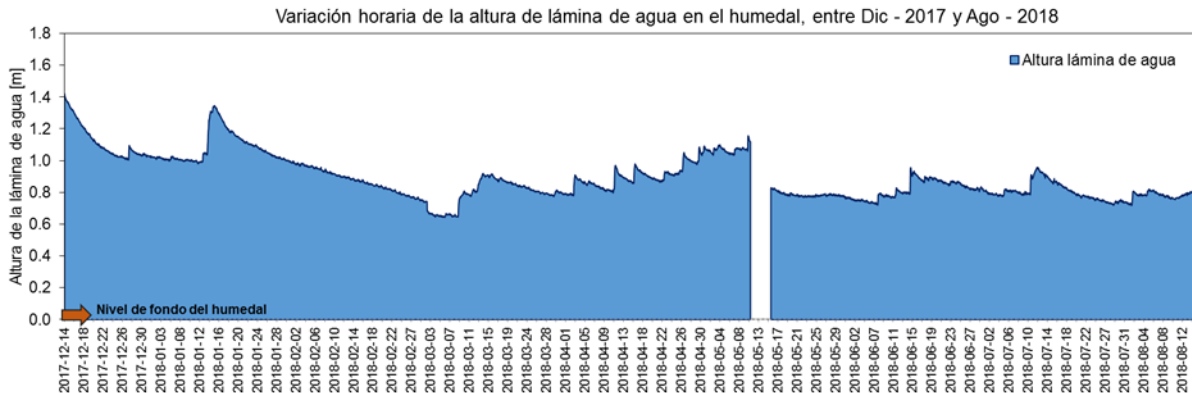


Figura 51. Evolución temporal horaria de la altura de la lámina de agua en el humedal.

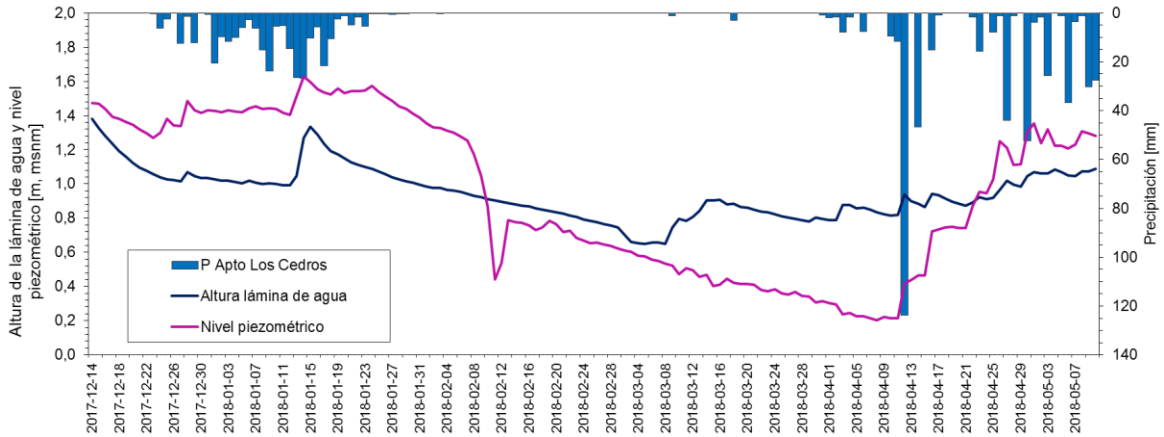


Figura 52. Evolución temporal diaria de la altura de la lámina de agua del humedal y la precipitación cercana.

De acuerdo con la percepción del modelo hasta aquí construido, se sabe que a través de las líneas de flujo existen puntos al occidente, en cercanía a la zona de humedales, en los cuales, teóricamente estaría produciéndose descarga de aguas subterráneas; tal como se ha expuesto, esos puntos tienen un comportamiento de relación nivel-lluvia semejante. Teniendo en cuenta esta consideración se procede a presentar un análisis gráfico y descriptivo de ambos compartimientos (humedal y acuífero) con otras variables del ciclo hidrológico como precipitación y evaporación; para ello se toma como referencia el punto C33-70 (1,61 m.s.n.m), localizado al final de una línea de flujo y a una distancia de 2,5 km del humedal.

Se observa gráficamente, que las magnitudes de ambos niveles horarios son similares y que registran un patrón de oscilación semejante en el período en común (Diciembre 2017-mayo 2018), ratificado por un coeficiente de correlación de 0,86, sin embargo las medidas de dispersión muestran que las variaciones temporales en la escala horaria, son de mayor magnitud en el acuífero (coeficiente de variación horaria promedio de 4,6 %) que en el humedal (coeficiente de variación horaria promedio de 0,93 %), con un coeficiente de variación total en los niveles del acuífero del 48% mientras que en el humedal es solo de 16% (Figura 53). Estas diferencias son observadas tanto en temporada húmeda, como en temporada seca, mostrando respuestas más rápidas en el acuífero tanto a los eventos de lluvia, como a los eventos de recesión.

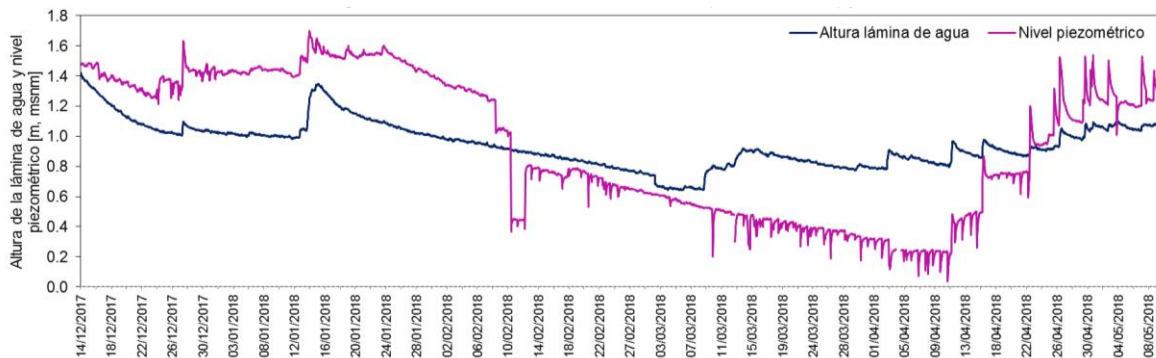


Figura 53. Relación gráfica horaria entre los niveles en el acuífero y el humedal.

En la Figura 54 se muestran los diagramas Box-Plot del ciclo diurno de los niveles en el humedal y en el acuífero, donde se observa claramente la mayor dispersión en la escala horaria de los niveles piezométricos en el acuífero que la lámina de agua en el humedal.

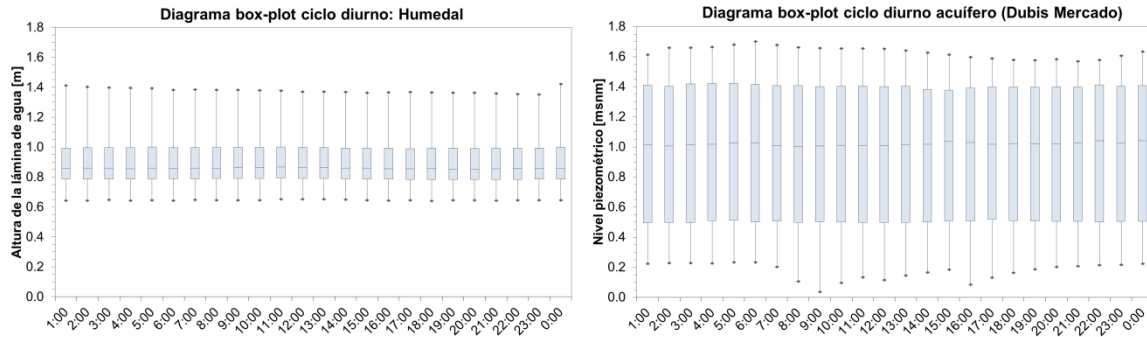


Figura 54. Diagramas Box-Plot para el ciclo diurno de niveles en el humedal (izquierda) y en el acuífero (derecha).

En las Figura 55 Figura 59 se muestra el ciclo promedio diurno de ambos niveles correlacionados, donde no se observa una correlación temporal clara en dicha escala, puesto que los niveles piezométricos tienden a disminuir alrededor de las 9:00 am y las 02:00 pm, por el contrario la lámina en el humedal tiende a disminuir con mayor prominencia entre las 04:00 pm y las 10:00 pm, nuevamente la magnitud de las variaciones horarias son mucho mayores en el acuífero que en el humedal; la no correlación del ciclo diurno de las dos variables se confirma estadísticamente con un coeficiente de correlación de -0.11 (estadísticamente no significativo – límite de confianza de 0,56).

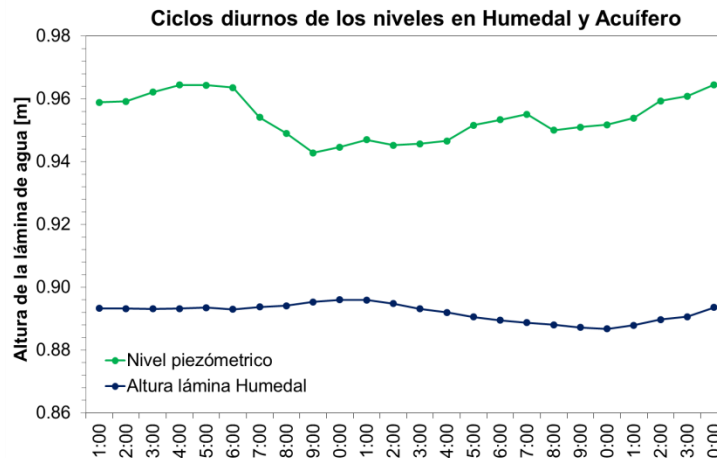


Figura 55. Ciclos promedio diurnos correlacionados de los niveles en el acuífero y en el humedal.

Finalmente, en la Figura 56, se presentan los ciclos promedio diurnos correlacionados entre la evaporación potencial (estación Pista Indira) y los niveles en el acuífero y en el humedal, donde se observa que, tal como fue descrito por Bastidas (2019), los niveles más superficiales en el acuífero, se correlacionan inversamente con las tasas de evaporación (a mayor evaporación durante el día, los niveles freáticos tienden a profundizarse), esto se ratifica con un coeficiente de correlación de -0.50; aunque estadísticamente no significativo, es consistente de manera descriptiva. Caso contrario sucede con los niveles en el humedal, donde dicha correlación no se evidencia con claridad y el

coeficiente de correlación resultante es de 0,13, solo se logra un comportamiento consistente al rezagar dos horas el efecto de la evaporación con un coeficiente de correlación resultante de -0,40.

Hasta aquí queda claramente manifiesta una magnitud mayor en la respuesta del agua subterránea, tanto a la precipitación como a la evaporación, respecto al humedal. Considerando la relación con la variable precipitación, en términos generales, puede considerarse razonable el comportamiento del ascenso en los niveles; ya que la magnitud que ello alcance en el ámbito subterráneo está relacionada con la porosidad del medio, mientras que el humedal representa una superficie libre. Ya antes se ha hecho referencia al comportamiento del nivel freático en relación con las tasas horarias de evaporación; para el humedal es importante considerar las condiciones de equilibrio termodinámico que se asocian al proceso de cambio de estado (líquido a vapor); la habilidad de transporte del vapor fuera de la superficie de evaporación depende de la velocidad del viento sobre la superficie y del gradiente de humedad específica en el aire por encima de ella (Chow et al., 2000), de manera que a mayor humedad, menor será la evaporación del sistema. Si se tiene en cuenta que la humedad promedio en Urabá es del 85 %, es de esperarse que las tasas de evaporación presenten valores bajos.

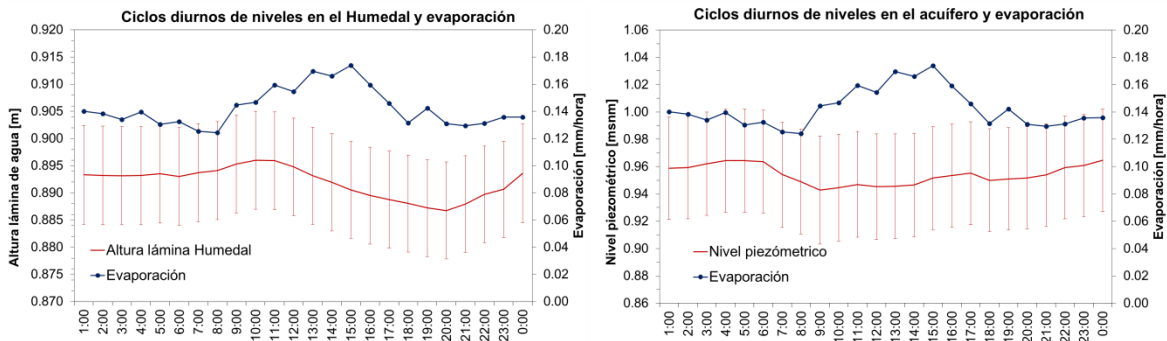


Figura 56. Ciclos promedio diarios correlacionados entre la evaporación y los niveles en el humedal (izquierda) y los niveles en el acuífero (derecha).

Por otro lado, se particulariza el análisis para la época seca, donde se observa gráficamente que las recesiones tienen mayor pendiente en el acuífero que en el humedal. En la Tabla 34 se resumen los estadísticos básicos de la altura de la lámina de agua en el humedal en la escala horaria y el nivel piezométrico en el acuífero en dicha época, donde se ratifica los descensos notorios de nivel en ambas variables (medidas de tendencia central) y se sigue conservando la tendencia de mayor dispersión en los niveles del acuífero que en el humedal, así como un mayor rango de variación, con 1,38 m en el acuífero y 0,44 m en el humedal. Aparentemente, el humedal en la época seca muestra un nivel mayor de regulación que el acuífero, posiblemente por la influencia de las descargas (aportes subterráneos) del acuífero hacia dichas zonas de humedal, que se desarrollan justamente en las zonas de descarga del acuífero de acuerdo con el modelo hidrogeológico conceptual de la zona.

Tabla 34. Estadísticos básicos en la escala horaria para la lámina de agua en el humedal y el nivel piezométrico en el acuífero. Época seca (25/01/2018 a 31/03/2018)

Punto monitoreo	Humedal	Aljibe Dubis Mercado
Variable	Lámina de agua (m)	Nivel piezométrico (m.s.n.m)

Punto monitoreo	Humedal	Aljibe Dubis Mercado
Media	0,852	0,742
Mediana	0,848	0,624
Desviación Estándar	0,103	0,377
Error estadístico medio	0,003	0,009
Mínimo	0,643	0,174
Máximo	1,080	1,550
Media - Mediana %	0,004	0,118
Coficiente de variación	12%	51%
Coficiente de asimetría	-0,039	0,847

3.1.6. Modelo conceptual de flujo del acuífero freático del Golfo de Urabá

La descripción del componente hidrodinámico de un modelo hidrogeológico conceptual, debe partir de considerar a la precipitación como función de entrada de masa al sistema, en este sentido el comportamiento, que se registra en Urabá, regido por un gradiente ascendente en sentido Noroeste-Sureste (entre 2.200 mm/año y 3.500 mm/año), insinúa una mayor disponibilidad de agua para la recarga en las estribaciones de la Serranía de Abibe, desde el centro y hacia el sur, esto particularmente entre los meses de abril y finales de diciembre cuando se registra la temporada húmeda en la región.

Las condiciones de clima húmedo tropical que caracterizan a la región del Golfo de Urabá, están determinadas por su posición geográfica en la que confluyen los efectos de circulación atmosférica propios de la Zona Intertropical de Convergencia y la variación anual de la influencia de corrientes del Caribe, el Chorro del Chocó y masas húmedas desde Los Andes. Bajo estos influjos, las condiciones de humedad atmosférica en Urabá nunca están por debajo de 81,4 %, siendo en promedio de 85,6 %, registrándose valores máximos de 91,8%, especialmente en los meses de junio y diciembre.

Los tipos de suelo presentes en la zona de estudio, derivan su naturaleza textural del material sedimentario parental, registrándose variaciones de facies entre arcillosa, limosa, hasta arenosa -con todas las posibles combinaciones intermedias-, de esta forma también las tasas de infiltración registran una amplia variabilidad espacial; es por ello que pueden determinarse para las zonas de recarga directa condiciones de mayor importancia hacia el sur y al oriente, en estribaciones de la Serranía de Abibe; y zonas de menor importancia hacia el oriente y norte de la zona de estudio. En todo caso, y salvo el punto C2-D13_Bajo_El_Oso, el porcentaje de recarga con respecto a la precipitación está por debajo del 30 %, con valores mínimos de 5,2 %.

Las propiedades hidráulicas de la zona saturada están asociadas a la textura del medio acuífero (S_y) y a la conductividad hidráulica (K). Los niveles someros del nivel freático del acuífero de Urabá determinan el hecho de que se registren variaciones temporales en la conductividad hidráulica entre temporadas secas y húmedas. Por otra parte, la variabilidad de facies sedimentarias espacial y verticalmente, conlleva a que los rangos de K registrados a partir de los Slug Test, reflejen condiciones puntuales con un rango de variación entre 0,06 y 20,36 m/día.

La disposición de las superficies piezométricas para épocas seca y húmeda que se obtiene con base en la nivelación de baja resolución representa con coherencia la variabilidad promedio de alta resolución; en este sentido el flujo de agua subterránea en el acuífero libre del Golfo de Urabá se da en sentido Este (desde el pie de monte de la Serranía de Abibe) Oeste (hacia los humedales del río León, o hacia el mar en el Golfo de Urabá). Esta configuración pone de manifiesto la posibilidad de

aportes laterales desde la zona de recarga indirecta o desde otras unidades hidrogeológicas (T2c y T2B) en el oriente.

Es claro a lo largo y ancho de toda la zona de estudio, la relación que se da entre precipitación y ascenso del nivel freático con un tiempo de respuesta promedio de 48 horas; pero también se hace manifiesta la posibilidad de otras entradas de agua al registrarse ascensos en los niveles freáticos en ausencia de lluvia o estabilidad de los niveles, con o sin lluvia, hacia la zona de humedales, el mismo punto C4__D30_El_Congo indica relación de las aguas subterráneas con circunstancias diferentes a la recarga directa.

La diferencia en la magnitud de la variación del nivel del agua registrada en el humedal y en el acuífero, ambas respecto a la precipitación, se considera normal si se tiene en cuenta que el primero es una superficie libre y el segundo un medio poroso; además para ambos compartimientos, más aún teniendo en cuenta la condición somera del acuífero freático, las tasas de evaporación se ven notoriamente afectadas por las condiciones de humedad relativa de la atmósfera; ello lleva a que se registre el hecho significativo de oscilación en los ciclos diarios de los niveles en ambos compartimientos (humedal y acuífero).

Otro factor de considerable importancia, destacado como resultado de este análisis, es la relación existente entre los ciclos diarios de las mareas y el nivel freático.

La integración de todas estas características: hidrológicas, las propiedades hidráulicas del suelo y de la zona saturada y la red de flujo; los resultados de las correlaciones cruzadas y el análisis de las curvas de recesión de las hidrógrafas, permite sintetizar un modelo conceptual de flujo de aguas subterránea. Tres condiciones generales, y la única particularidad del punto C4-__D30_El_Congo, pueden reconocerse para el acuífero freático del golfo de Urabá. (Figura 57): i) una hacia el este coincidiendo con la zona de recarga sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe, ii) otra hacia el oeste comprendiendo la zona de descarga y tránsito y iii) finalmente un área al noroeste cerca de la línea de costa.

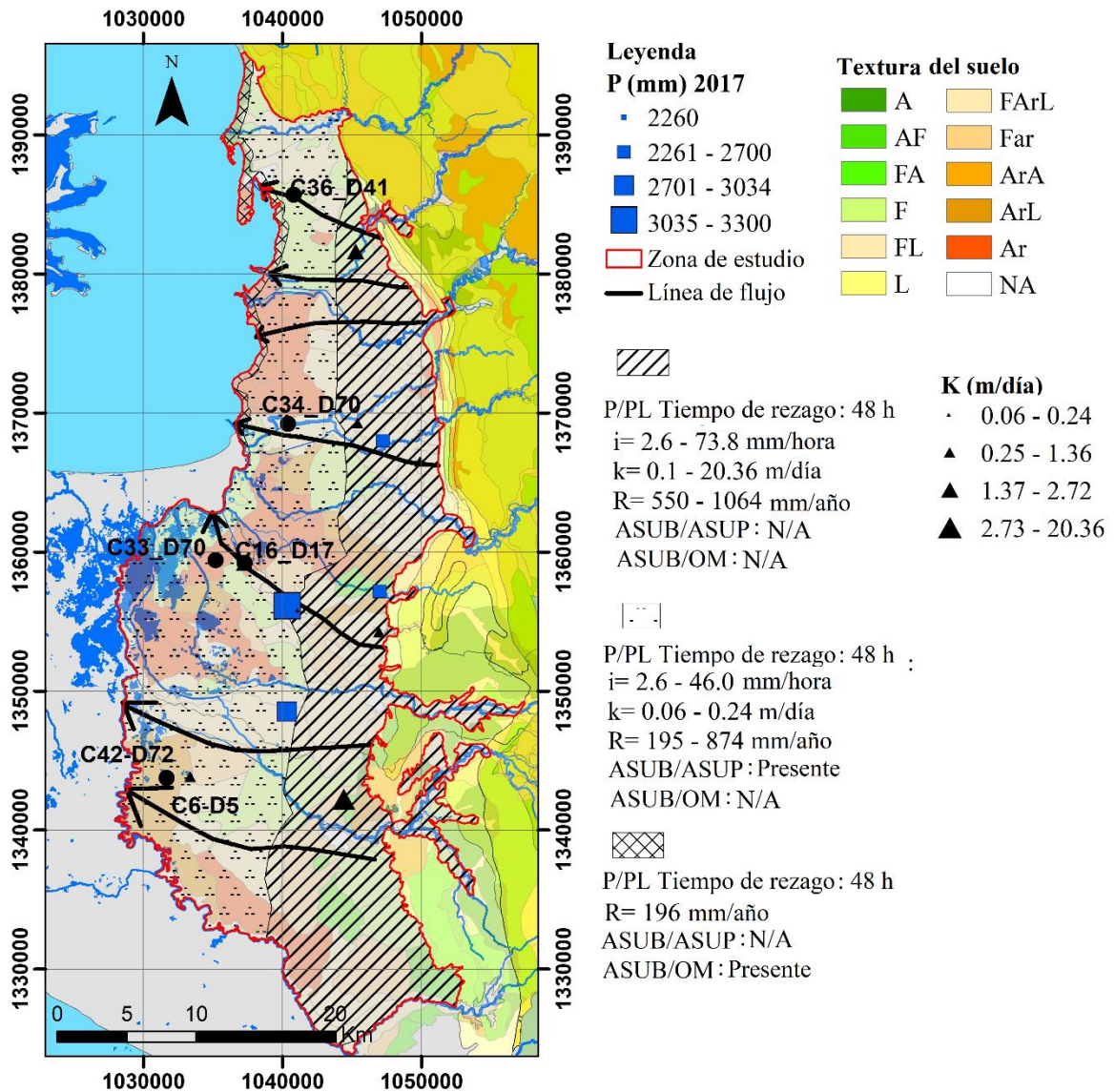


Figura 57. Modelo conceptual de flujo de aguas subterráneas. P corresponde a la precipitación media anual (Bastidas et al., 2019), P/PL es una relación cualitativa que indica el tiempo transcurrido entre la precipitación y el ascenso del nivel piezométrico, k conductividad hidráulica, R recarga anual. ASUB/ASUP y ASUB/OM son anotaciones cualitativas que indican los flujos laterales de las aguas superficiales y la oscilación de las mareas, respectivamente.

- Al este se presentan generalmente los valores más altos de conductividad hidráulica entre 0,06 y 20,36 m/día coincidiendo con suelos de texturas franco arcillo limosas y con los mayores valores de recarga anual entre 550 y 1.064 mm/año. En esta zona, el nivel piezométrico presenta un tiempo de rezago menor a 48 horas, siendo la precipitación, la principal variable que condiciona la oscilación del nivel piezométrico, sin presentarse aportes de fuentes superficiales.
- En la zona de transición y descarga del acuífero, los valores de conductividad hidráulica varían entre 0,06 y 0,24 m/día. La recarga anual registra menores con respecto a la zona este entre 195,1 y 874 mm/día. En esta zona además de los flujos verticales debidos a la infiltración de la lluvia, se producen flujos laterales desde las aguas superficiales (ríos y/o humedales) y/o por drenaje subterráneo. En esta zona, se encuentran los puntos donde los niveles piezométricos son más estables en el tiempo.
- Finalmente, cerca de la zona noroeste, el nivel piezométrico es coherente con la oscilación de la marea, aunque también se hace evidente la respuesta a los flujos de entrada de la precipitación.

Con base en la superficie piezométrica, el gradiente hidráulico promedio de 0,002 y teniendo en cuenta las conductividades hidráulicas reportadas en el modelo, la velocidad de flujo al este corresponde a valores entre $2,0 \cdot 10^{-4}$ y $2,0 \cdot 10^{-2}$ m/día; conforme se avanza en el sentido de flujo, se registra una disminución de la velocidad de flujo, llegando a valores entre $1,2 \cdot 10^{-4}$ y $4,8 \cdot 10^{-4}$ m/día.

Finalmente, considerando la variabilidad espacial de los valores de rendimiento específico y la geometría (espesor) de la zona saturada, se puede estimar en 1.200 Mm^3 la capacidad de almacenamiento del acuífero libre, lo que implicaría teniendo en cuenta la recarga neta anual estimada por el método WTF (Bastidas et al., 2019), un período de renovabilidad en el sistema de alrededor de 20 años.

Este modelo debe ser ajustado con datos de parámetros hidráulicos, generados a partir de pruebas de bombeo de larga duración y con pozo vecino. La caracterización hidráulica presenta restricciones de información hacia la zona norte, donde se presentan los mayores contenidos de arcilla. La ventana de información utilizada para estimar la recarga, careció de años con condiciones hidrológicas secas y húmedas, por lo tanto, los valores estimados representan sólo condiciones hidrológicas normales. El modelo de flujo sugiere una posible contribución de flujos laterales, provenientes de la conexión de aguas superficiales. Si bien esta condición puede darse en la zona, debido a la densa red hidrográfica, es necesario que esta caracterización cualitativa sea estudiada en una zona de estudio con instrumentación apropiada: estaciones limnigráficas al cierre de la cuenca y en la parte media y piezómetros cercanos (50 m) al lecho del río. Los resultados de la variación temporal del nivel del humedal deben entenderse como una primera aproximación en el estudio de posibles relaciones entre el componente atmosférico, superficial y subterráneo. El monitoreo propuesto en esta tesis debe continuar, apoyado en una batimetría de la zona de humedales.

3.2. Caracterización hidrogeoquímica

En este capítulo se presentan los resultados del objetivo específico “Evaluar el origen de la composición geoquímica de las aguas subterráneas en el acuífero freático del Golfo de Urabá” y su posible relación con la zona de recarga, tránsito y descarga de las aguas subterráneas. El análisis se soporta en los datos reportados en las Tabla 16 y Tabla 17.

Inicialmente, se muestran las variaciones espacio temporales de la conductividad eléctrica, oxígeno disuelto y potencial redox; posteriormente, se analizan las facies hidrogeoquímicas, por medio de diagramas Piper y Stiff, se presenta luego una evaluación soportada en la estadística multivariada; a ello le sigue la representación de la variación espacio temporal de iones mayoritarios y minoritarios; para luego dar paso, a la explicación de la presencia de los elementos trazas como B, Ba y Li, los cuales normalmente hacen parte de minerales accesorios, pero también de procesos antrópicos. A partir de estas consideraciones, se analiza la evolución del agua subterránea y se hace uso de gráficos binarios, para finalmente, proponer los procesos hidrogeoquímicos en el acuífero y realizar una modelación hidrogeoquímica inversa.

3.2.1. Análisis de facies hidrogeoquímicas

La conductividad eléctrica presenta el mismo patrón, de variabilidad espacial en la época seca como en la época húmeda (Figura 58). Siguiendo la dirección de flujo definida a partir de la piezometría, se registra un aumento desde el piedemonte de la Serranía de Abibe, al este de la zona de estudio, hacia el oeste en la zona de humedales del río León y en la zona norte, donde las texturas, además, son más arcillosas. Este parámetro presenta valores mínimos entre 182 y 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe en la zona sur, con excepción del punto 4 que registra un valor de 807 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este comportamiento podría estar asociado a una zona de permeabilidad baja localmente, por lo tanto, menor velocidad de flujo y mayor contenido de sales.

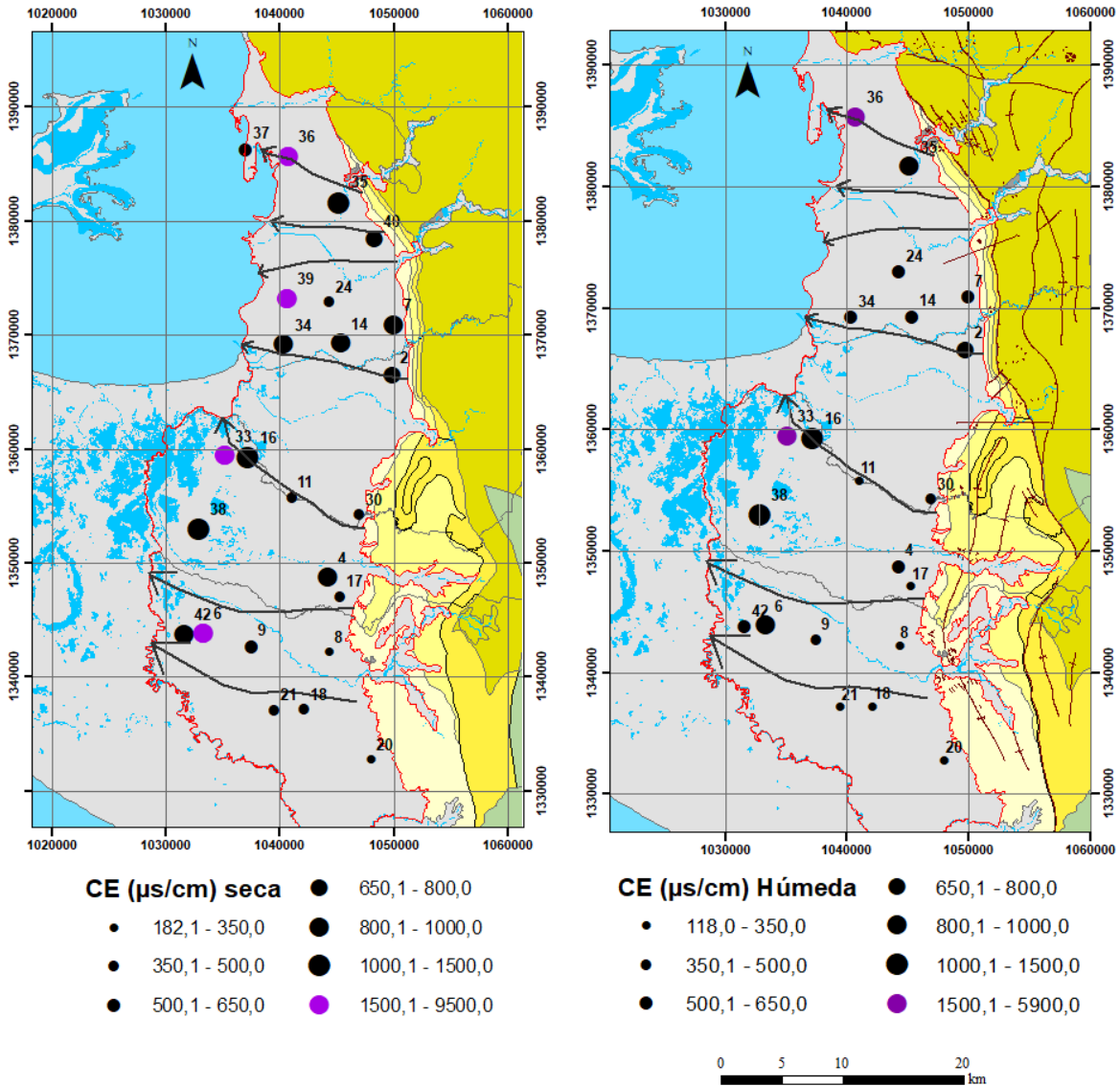


Figura 58 . Variación espacial de la conductividad eléctrica en la época seca y húmeda.

La campaña regional permite confirmar la presencia de conductividades superiores a $3.000,0 \mu\text{S}/\text{cm}$ en la zona norte en cercanías del aljibe del punto 36 (Figura 59).

La conductividad eléctrica presenta un patrón temporal, reflejado, como es de esperarse, en mayores valores en la época seca marzo 2017 (promedio de $1.227 \mu\text{s}/\text{cm}$ y desviación estándar de $1.854 \mu\text{s}/\text{cm}$) con respecto a la época húmeda (media de $903 \mu\text{s}/\text{cm}$ y desviación estándar de $1.249 \mu\text{s}/\text{cm}$).

El oxígeno disuelto varía entre $0,4$ y $6,6 \text{ mg}/\text{l}$ (promedio de $2,8 \text{ mg}/\text{l}$) en mayo 2018. El 50 % de los datos presenta oxígeno disuelto mayor a $2,5 \text{ mg}/\text{l}$. Los menores valores se encuentran en los puntos 6 ($1,57 \text{ mg}/\text{l}$), 8 ($1,51 \text{ mg}/\text{l}$), 16 ($0,66 \text{ mg}/\text{l}$) y 17 ($0,37 \text{ mg}/\text{l}$), los cuales se encuentran al sur de la zona de estudio. Estos resultados ponen de manifiesto que en algunos puntos el oxígeno disuelto está por debajo de $2,0 \text{ mg}/\text{l}$, lo cual sugiere condiciones anóxicas localizadas en el acuífero, contrario a lo que se esperaría en un acuífero freático con un nivel piezométrico cercano a la superficie.

Respecto al potencial redox en época húmeda, se registran valores entre 71,0 y 254,1 mV (promedio de 178,6 mV). Estos resultados no permiten establecer una correlación entre esta variable y el oxígeno disuelto, lo cual sugiere que uno de los dos muestreos no representa la variabilidad de la variable en la zona de estudio.

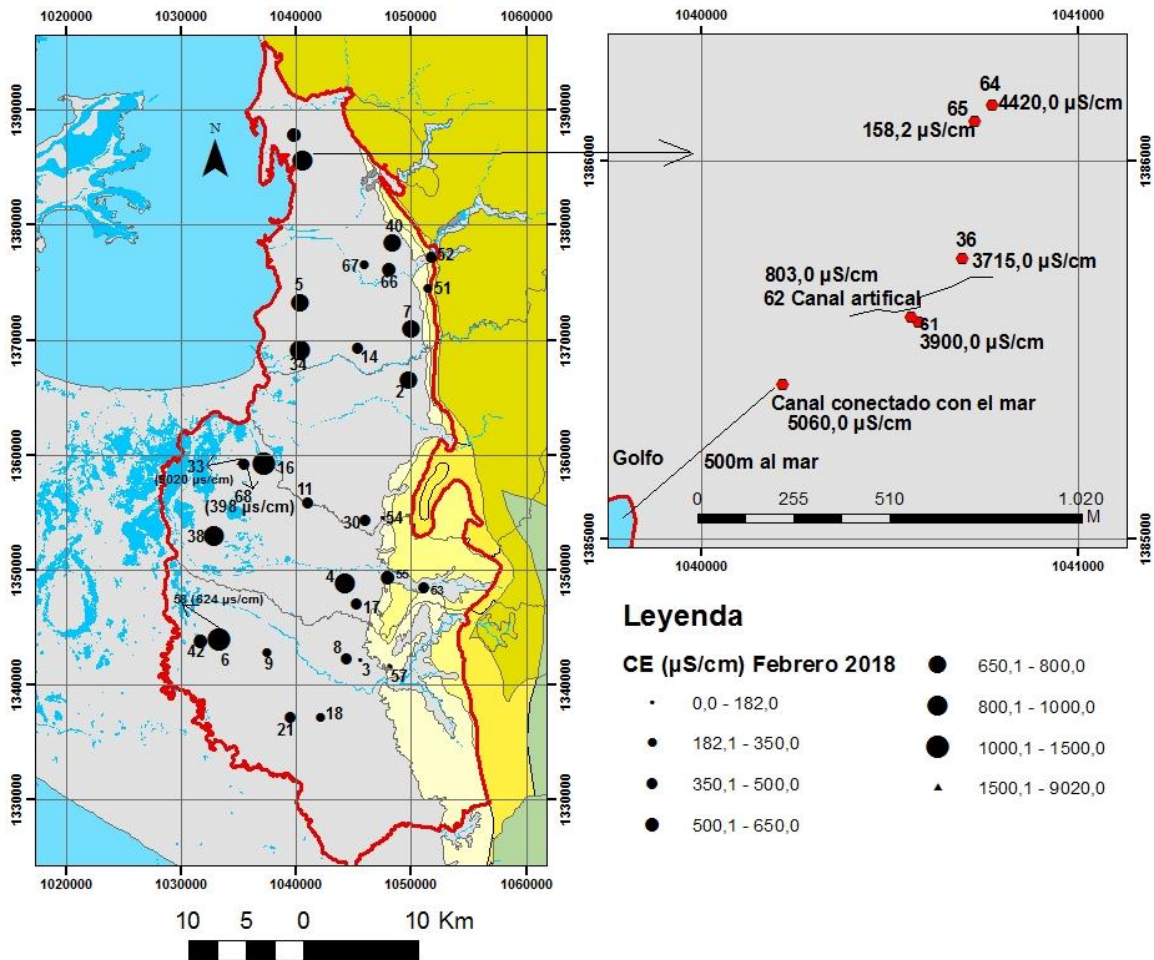


Figura 59. Variación espacial de la conductividad eléctrica en febrero 2018. En la parte superior derecha se presenta un zoom de los datos tomados al norte de la zona de estudio, donde se presentan zonas con conductividades superiores a los 3.000,0 μS/cm.

La representación de facies hidrogeoquímicas para la época seca y húmeda, por medio de diagramas Piper, se presenta en la (Figura 60). Se identifican tres tipos de facies $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$; $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ y $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$. La facies más abundante corresponde a la $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ con un total de 83 % de las muestras en la época seca. Esta facies presenta una conductividad eléctrica entre 182 y 2.095 μS/cm y promedio de 730 μS/cm época seca. La facies $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ es característica de los puntos 16 (parador johnson con conductividad eléctrica de 1.442 μS/cm) y 38 (casa doña clara con conductividad eléctrica de 1.468 μS/cm). Sólo dos muestras registran facies cloruradas sódicas $\text{Cl}^- - \text{Na}^+$: punto 33 (Granja Dubis Mercado) y 36 (Casa Frente Escuela Casanova) con conductividades eléctricas de 9.500 y 2.440 μS/cm respectivamente.

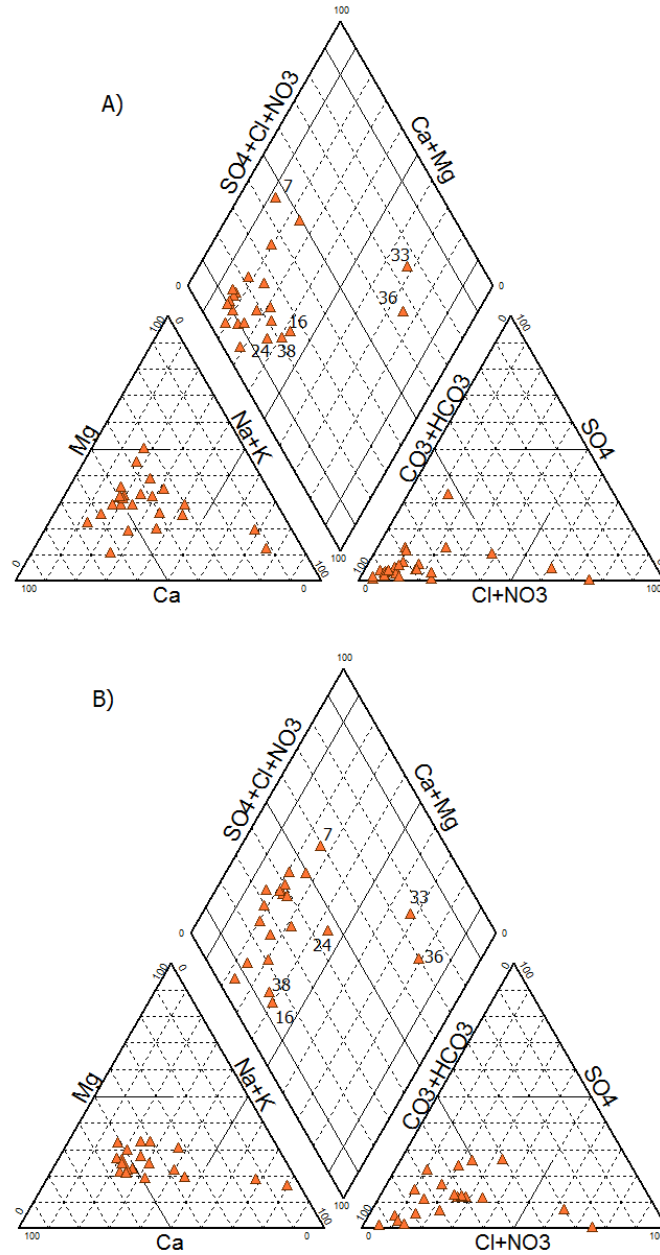


Figura 60. Diagrama Piper para época seca (a) y húmeda (b).

Las facies no presentan cambios entre la temporada seca y la temporada húmeda con excepción de los puntos 7 y 24. Los diagramas Stiff para ambas épocas, muestran en coherencia con la conductividad eléctrica, un aumento de la mineralización en el sentido del flujo, encontrado aguas menos mineralizadas hacia la Serranía de Abibe y al Sur y evolucionando en correspondencia con las condiciones texturales (en el Norte) y las zonas de tránsito y descarga (Figura 61).

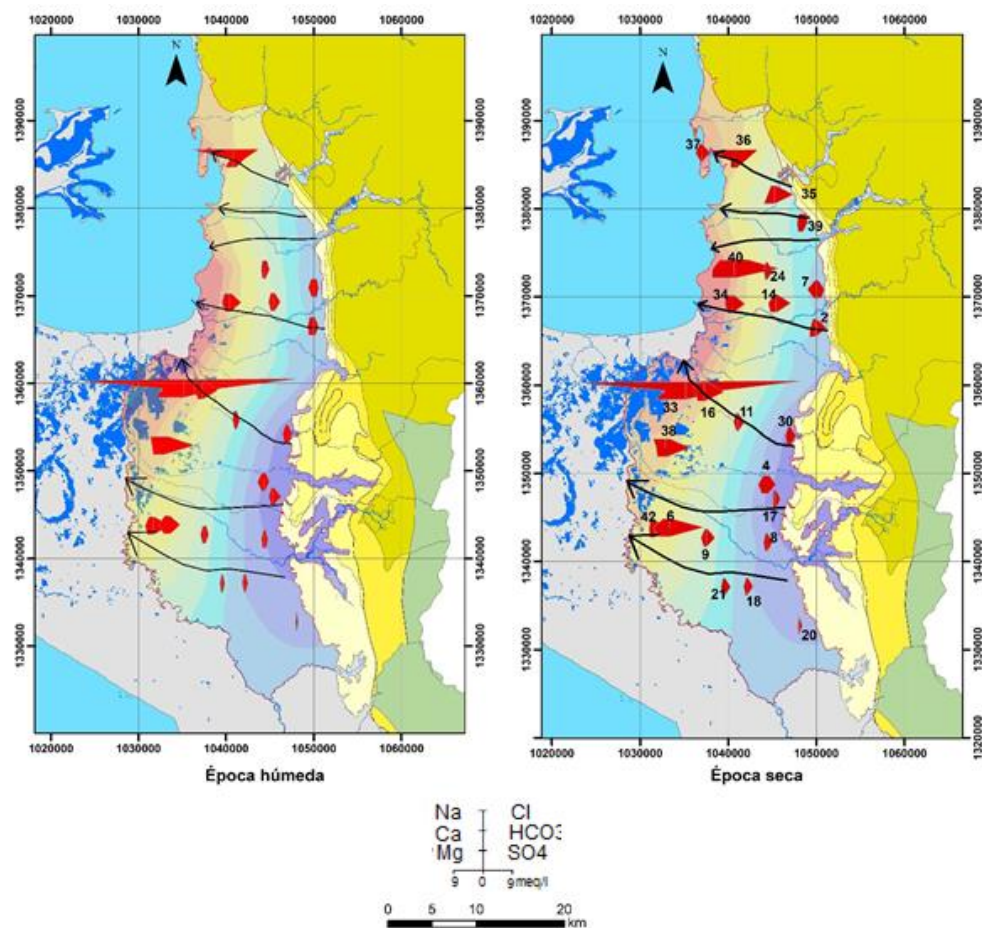


Figura 61. Diagramas Stiff para las épocas húmeda y seca.

El análisis de conglomerados o clusters permite diferenciar 3 clusters para las muestras tomadas en la época seca (Figura 62). El cluster principal (cuadro rojo) agrupa el 73% de las muestras, mientras que el segundo cluster (cuadro verde) agrupa las muestras 6, 16, 35 y 38. El tercer cluster comprende sólo el punto 39. Los puntos 33 y 36 fueron removidos para cumplir con los criterios de una distribución normal.

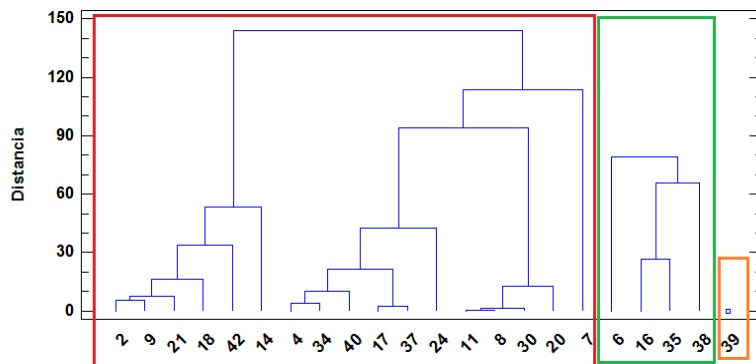


Figura 62. Análisis de conglomerados para la campaña marzo 2017.

El agrupamiento resultante está influenciado, lógicamente, por la conductividad eléctrica, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y Cl^- (Mattos et al., 2018). En efecto, las muestras del cluster 1 presentan una evolución de estas variables, coincidiendo con las líneas de flujo con conductividades entre 182 y 887 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con facies $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$. El cluster 2 y 3 representa muestras del polo $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ (6, 35 y 39) y de tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+}$ (16 y 38) con conductividades mayores a 1.100 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

El análisis de relaciones binarias y la estadística multivariada, sin tener en cuenta los puntos 33 y 36 ($\text{Cl}^- - \text{Na}^+$), permite establecer correlaciones fuertes y directas ($r > 0,7$ Esteller et al., 2017) entre la conductividad eléctrica y los iones HCO_3^- ($r=0,92$), Ca^{2+} ($r=0,93$), Na^+ ($r=0,91$), Mg^{2+} ($r=0,90$) (Figura 63). Esta variable presenta un coeficiente de correlación de 0,78 con el ión Cl^- .

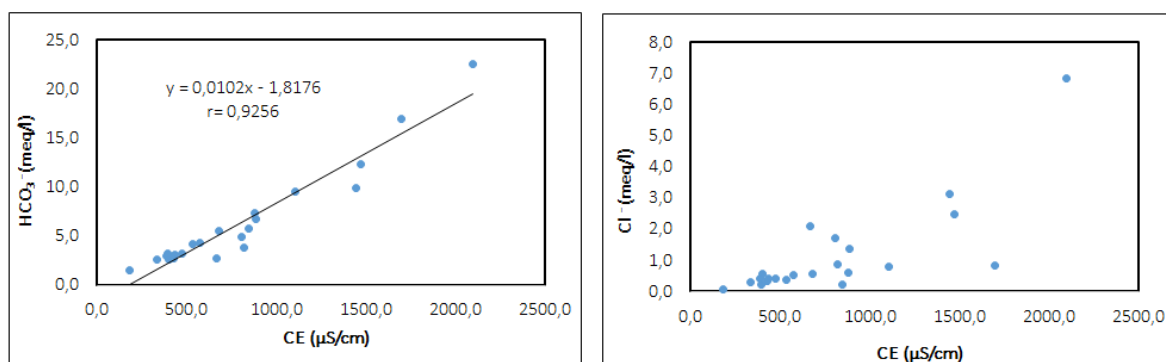


Figura 63. Relación de la conductividad eléctrica y los iones HCO_3^- y Cl^- . sin incluir los puntos 33 y 36.

Adicionalmente, la aplicación del análisis de componentes principales también es lógica y, permite inferir que más del 76% de la varianza de los datos puede ser explicada por cuatro componentes donde las variables conductividad eléctrica, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- presentan los mayores pesos y por lo tanto podrían ser las que interesarían para definir los procesos de adquisición geoquímica (Walter et al., 2017) (Tabla 35).

Tabla 35. Pesos de las componentes.

Variable	Componente	Componente	Componente	Componente
	1	2	3	4
CE	0,383	0,013	-0,132	-0,087
HCO_3^-	0,380	-0,049	-0,118	-0,170
Ca^{2+}	0,370	0,040	-0,055	-0,011
Mg^{2+}	0,378	-0,044	-0,024	-0,113
Cl^-	0,341	0,222	0,125	-0,176
Na^+	0,352	0,119	-0,028	-0,315
NO_3^-	0,178	0,411	0,215	0,170
Mn	0,231	-0,381	0,428	0,256
Fe^{3+}	0,219	0,002	-0,021	0,382
NH_4^+	0,183	-0,396	-0,282	0,381
Fe^{2+}	0,108	-0,256	-0,423	0,277
SO_4^{2-}	0,091	0,394	0,309	0,569

Variable	Componente	Componente	Componente	Componente
	1	2	3	4
K ⁺	0,048	-0,488	0,604	-0,183

Los HCO₃⁻ varían entre 1,5 meq/l y 22,6 meq/l y el Ca²⁺ presenta una variación entre 0,6 y 11,0 meq/l en la época seca. Ambos iones registran valores mínimos al Sur de la zona de estudio y presentan un incremento desde el Este sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el Oeste, coherente con el patrón espacial de la conductividad eléctrica y el modelo de flujo presentado anteriormente, con la excepción del punto 4 (Figura 64).

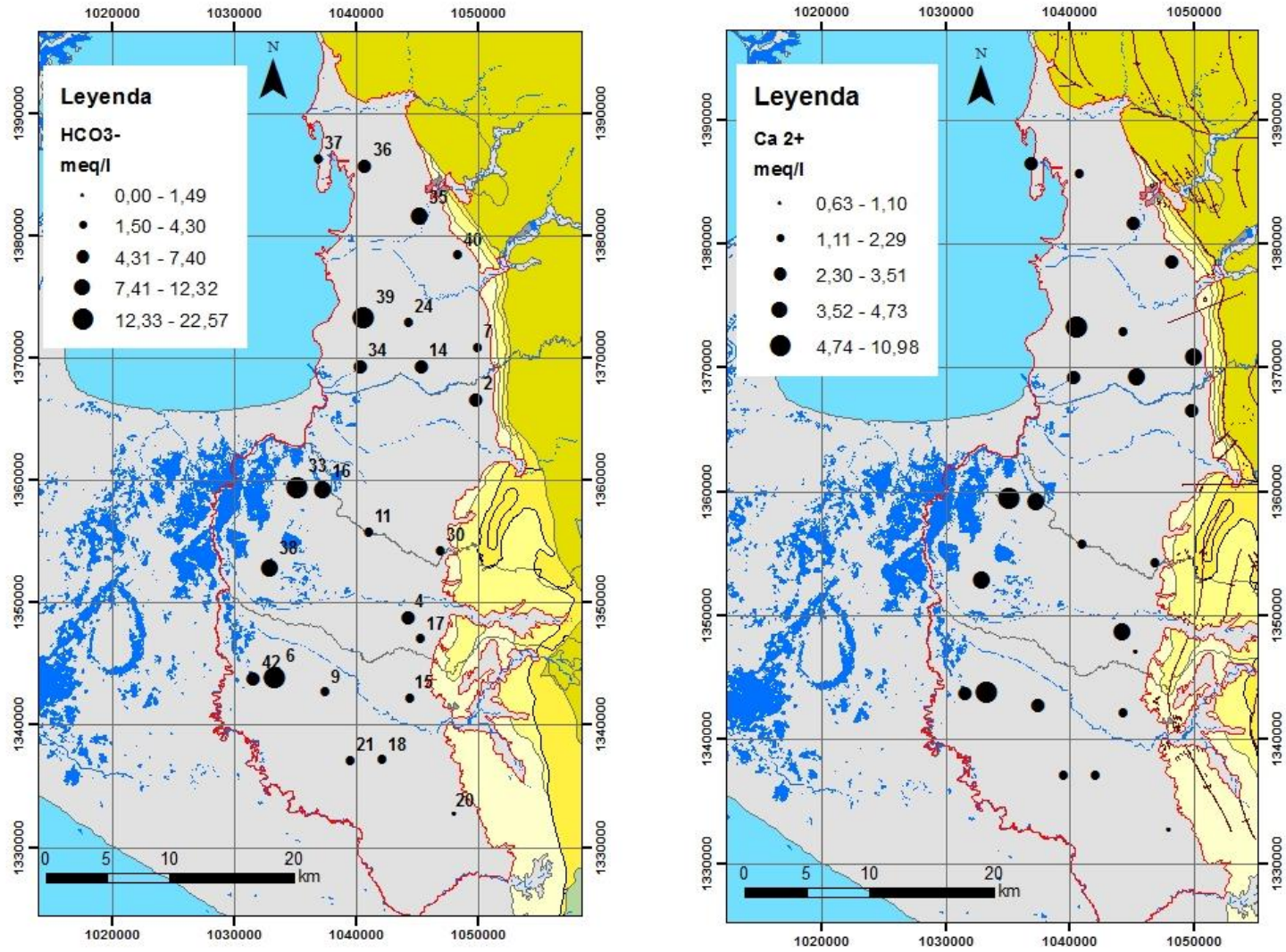


Figura 64. Variación espacial del HCO_3^- y Ca^{2+} .

Las concentraciones de Mg^{2+} varían entre 0,4 y 15,5 meq/l (Figura 65) en la época seca. Los valores mínimos se encuentran sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el sur, presentando un incremento en el sentido del flujo.

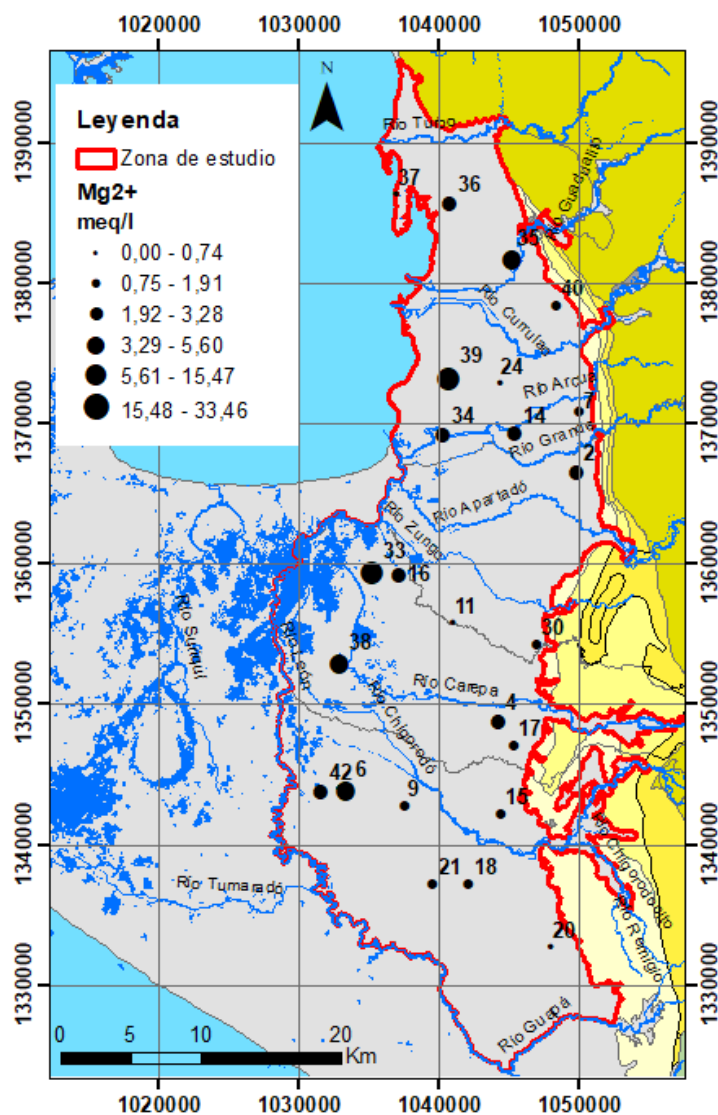


Figura 65. Variación espacial del Mg^{2+} para marzo 2017

El gráfico $Ca^{2+} + Mg^{2+} / HCO_3^-$ muestra que los datos se agrupan cerca de una línea con coeficiente de determinación de 0,90, indicando un origen común para estos iones (Figura 66).

Los mayores valores de HCO_3^- están presentes en los puntos 6 (17 meq/l), 39 (22,6 meq/l), 33 (19,3 meq/l), 38 (12,3 meq/l) y 16 (9,9 meq/l). El índice de saturación de la calcita registra una variación entre -1,28 a 0,88 (Figura 67). Este índice muestra valores positivos entre 0,24 y 0,92, para los puntos con mayor contenido de HCO_3^- , sugiriendo estado de sobresaturación en estos puntos (Ansari & Umar, 2019). Los puntos con índice de saturación mayor a 0,5 (6, 33 y 39) podrían ser el resultado de procesos de mayor hidrólisis de los minerales contenidos en los depósitos cuaternarios o como producto de la evolución normal del flujo en la parte baja de los depósitos cuaternarios. Los puntos que presentan un índice de saturación menor a -0,5 se encuentran al Sureste de la zona de estudio y

un punto al norte y corresponden a los puntos con menor mineralización. Los otros puntos con IS_{calcita} entre -0,5 y 0,5 reflejarían condiciones de equilibrio (Armengol et al., 2017).

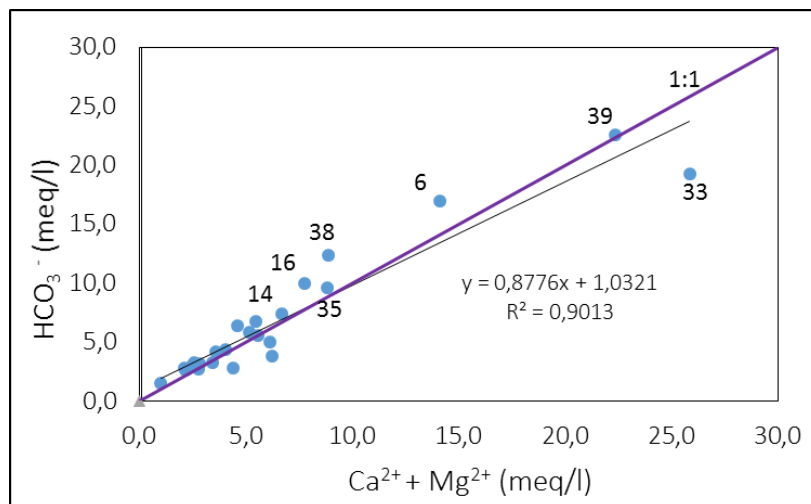


Figura 66. Gráfico HCO_3^- vs $Ca^{2+} + Mg^{2+}$

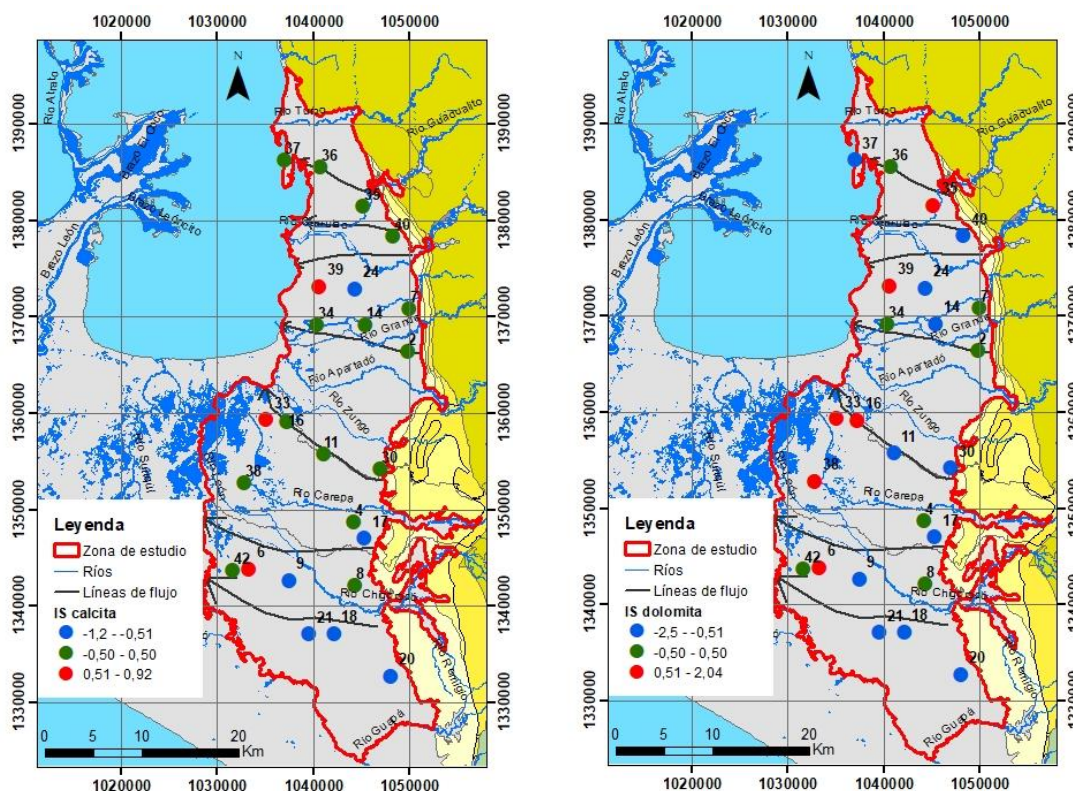


Figura 67. Variación espacial del índice de saturación de la calcita y dolomita para marzo 2017.

El índice de saturación de la dolomita presenta variaciones entre -2,5 y 2,04. Los puntos 6, 38, 33, 16, 39 y 35 con valores por encima de 0,50, indicarían posibilidades de precipitación.

La relación que se da entre las épocas húmeda y seca para los tres iones considerados hasta ahora, se presenta en la Figura 68.

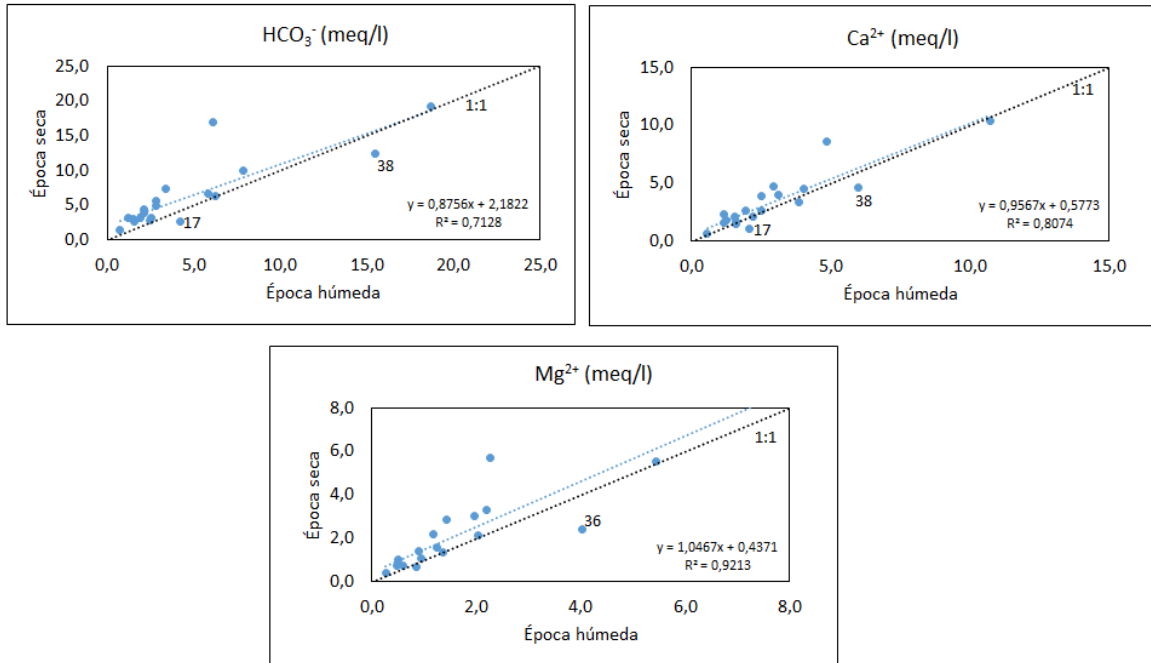


Figura 68. Variación temporal del HCO₃⁻, Ca²⁺ y Mg²⁺.

En términos generales, se observan mayores concentraciones de los tres iones en la época seca, coherente con el aumento de la conductividad eléctrica, lo cual indica ausencia de entrada de agua fresca (poco mineralizada), es decir, no existe recarga o ésta se encuentra limitada. Sólo se presentan dos excepciones en los puntos 17 y 38 para el HCO₃⁻ y Ca²⁺ y 36 para el Mg²⁺.

Las concentraciones de sodio y cloruro reportan valores entre 0,3 y 55,5 meq/l (promedio 4,6 meq/l) y 0,1-59,5 meq/l (promedio 4,0 meq/l) respectivamente. Los iones presentan un incremento desde el este hacia el oeste y desde el noreste hacia el Golfo de Urabá, siguiendo el sentido de flujo. (

Figura 69).

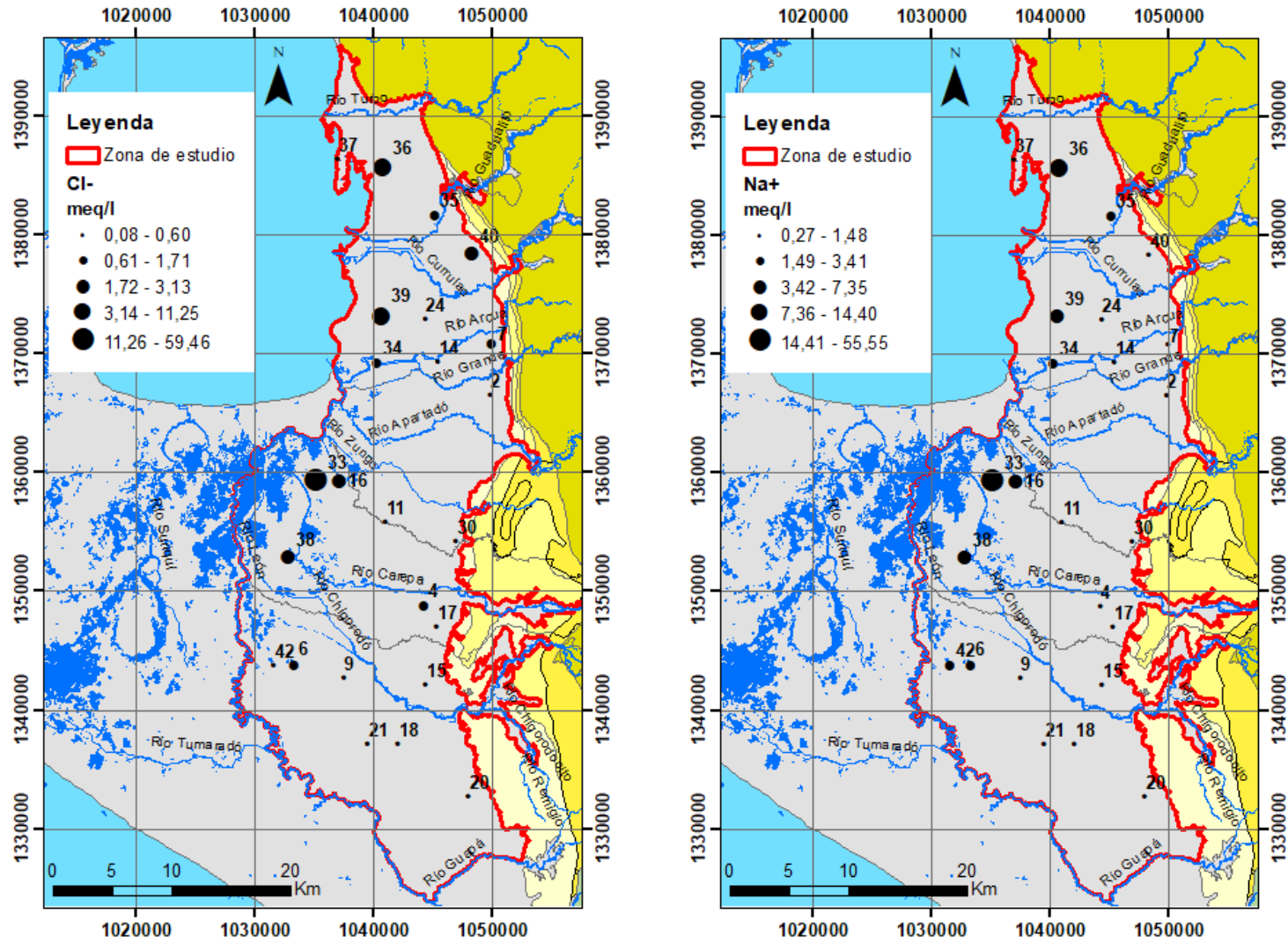


Figura 69. Variación espacial del Cl⁻ y Na⁺ para marzo 2017

La mayoría de los puntos presenta mayor contenido de sodio en comparación del cloruro (Figura 70). Las mayores concentraciones de sodio y cloruro están presentes en los puntos 33, 36, 16, 38 y 39, reportando valores entre 5,6 y 55,5 meq/l Na^+ . Los puntos 16 y 38 registran concentraciones de cloruro de 3,1 y 2,5 meq/l respectivamente, menores que las concentraciones de sodio de 5,6 y 6,1 meq/l respectivamente (Figura 70).

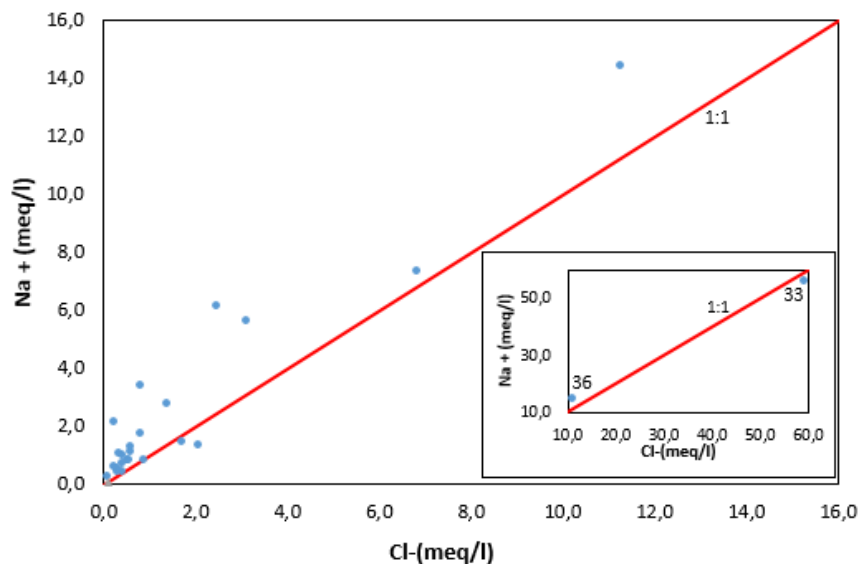


Figura 70. Contenido de Na^+ vs Cl^- en la época seca.

El punto 33b localizado a 50 m del punto 33 y con la misma profundidad, presentó valores menores de Cl^- y Na^+ con 1,8 y 4,7 meq/l de respectivamente, lo que sugiere que procesos adicionales, como contaminación puntual, podrían estar afectando su composición fisicoquímica.

El punto 37 localizado en la playa a 20 m de la línea de costa, en la zona norte presenta una relación Na/Cl de 2,88, con valores de 1,06 y 0,40 meq/l de Na^+ y Cl^- respectivamente, facies bicarbonatada cálcica y conductividad eléctrica de 534,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Con base en estos resultados y teniendo en cuenta que la captación registra 2,5 m de profundidad y se encuentra a 1,15 m.s.n.m, es lógico afirmar que la interfaz de agua marino-saluda estaría por debajo de la profundidad registrada en el pozo, sin afectar las características fisicoquímicas del agua subterránea.

Ambos iones muestran, en términos generales, concentraciones estables en la época seca y húmeda con excepción de los puntos 2, 7, 9 y 24, los cuales registran un aumento de los iones en la época húmeda, coincidiendo con un aumento de la conductividad eléctrica en el punto 24 en la época húmeda (Figura 71).

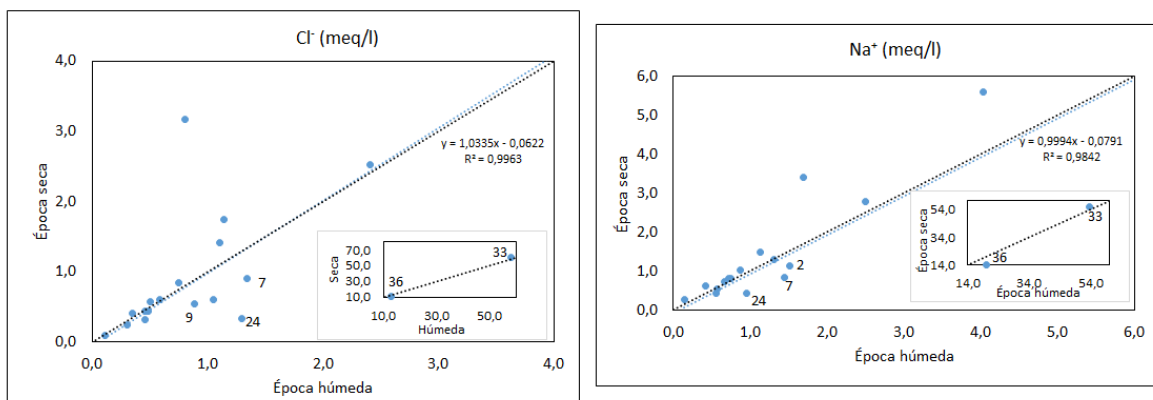


Figura 71. Variación temporal del Cl⁻ y Na⁺

El contenido de K⁺ varía entre 0,02 y 0,85 meq/l en la época seca. El mayor valor se presenta en el punto 33. Al igual que los demás iones mayoritarios, el K⁺ registra mayores concentraciones en época seca, con excepción del punto 33 (Figura 72).

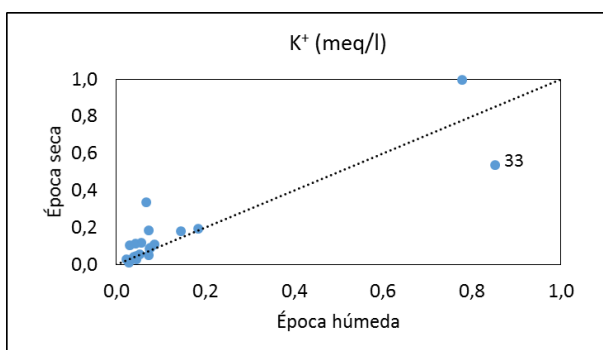


Figura 72. Variación temporal del K⁺

Las concentraciones de SO₄²⁻ fluctúan entre 0,0 y 2,3 meq/l con una media de 0,4 meq/l, donde el valor máximo es registrado en el punto 7 (Figura 73). Según Ossa (2017) esto se daría como resultado de la oxidación de la pirita proveniente de procesos de erosión en la Formación Corpa.

El manganeso Mn²⁺ presenta valores entre 0,1 y 4,0 mg/l (0,0 y 0,15 meq/l) (Figura 73). Fe²⁺ registra valores entre 0,0 y 0,6 mg/l (0,0 y 0,6 meq/l) y el Fe³⁺ fluctúa entre 0,0 y 0,1 mg/l (0,0 y 0,9 meq/l) (Figura 74). No se observa un patrón espacial particular de distribución para el Mn²⁺, mientras que para las diferentes especies del Fe se observan menores valores al este de la zona en el piedemonte de la Serranía de Abibe, coincidiendo con la zona de menor mineralización del agua.

Los NO₃⁻ presentan concentraciones entre 0,0 y 0,16 meq/l (0,0 y 5,0 mg/l). Sólo el punto 38 presenta concentraciones de 0,16 meq/l (10,0 mg/l). El NH₄⁺ registra valores entre 0,0 y 1,3 meq/l (0,0 y 23,0 mg/l), mostrando las mayores concentraciones en los puntos 33 y 6 con 0,9 y 1,3 meq/l NH₄⁺ respectivamente (Figura 75). A partir de los gráficos de NO₃⁻ vs NH₄⁺, se observa que no existe una relación clara entre ambos iones (Figura 76). Los puntos con mayores contenidos de NO₃⁻ y/o NH₄⁺ corresponden a los puntos con conductividad eléctrica mayor a 1.600 µS/cm. Tampoco parece existir una correspondencia entre el NO₃⁻ y NH₄⁺ y la profundidad con base en la (Figura 76).

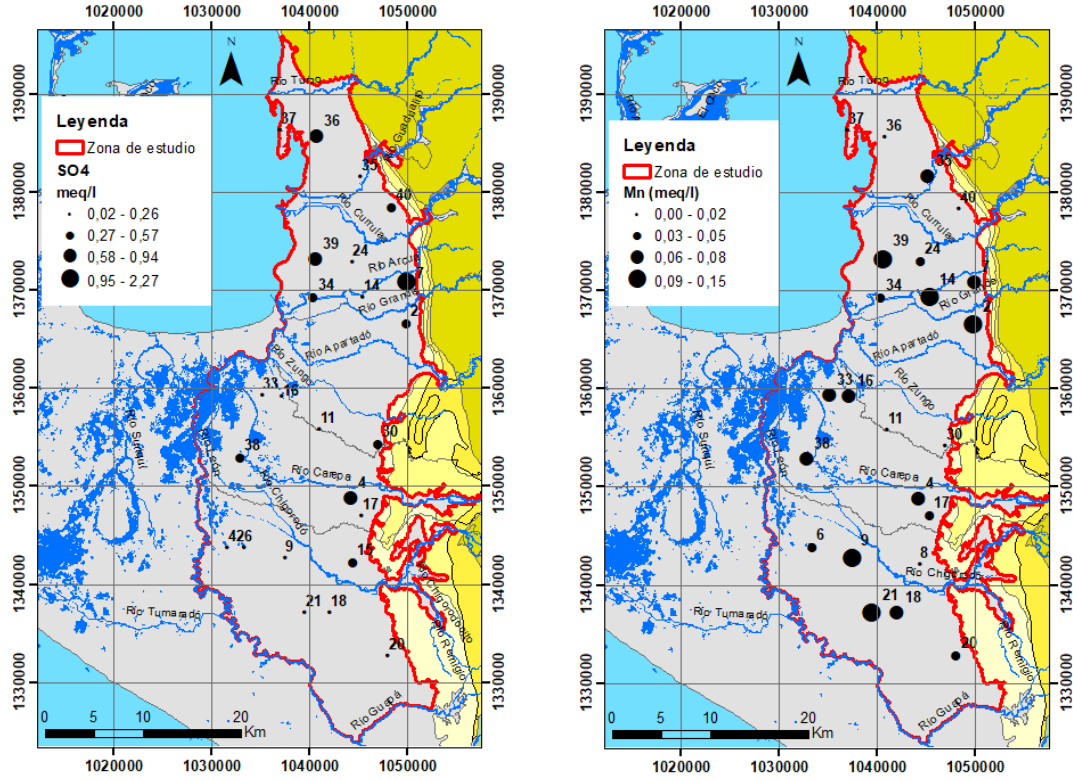


Figura 73. Variación espacial del SO_4^{2-} y Mn^{2+} en marzo

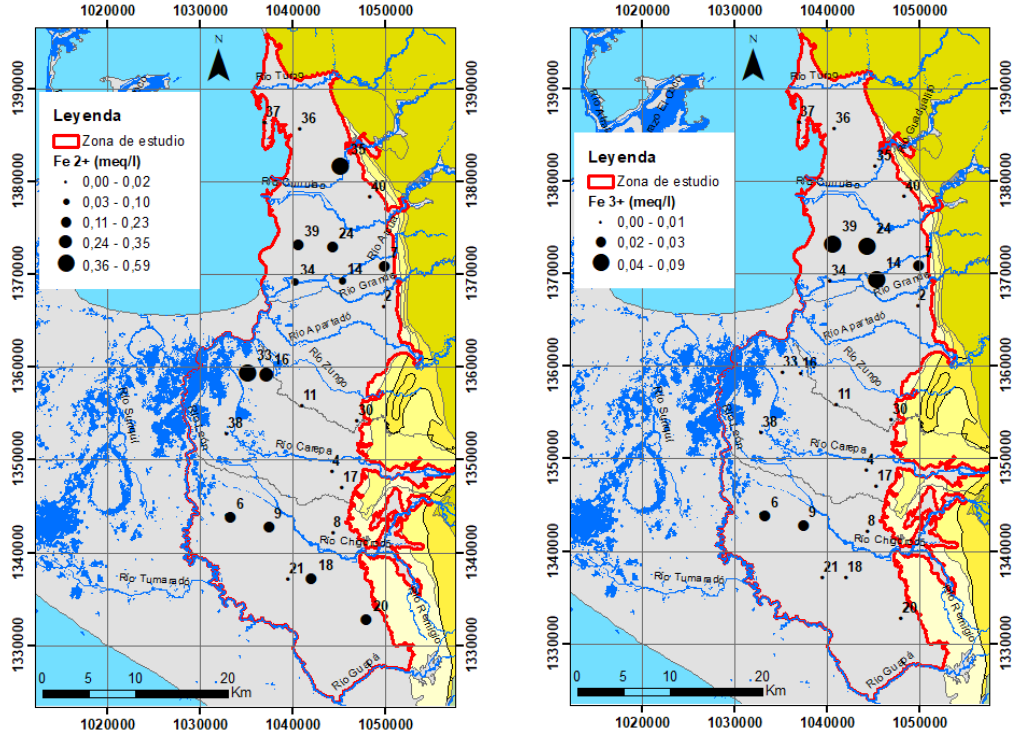


Figura 74. Variación espacial del Fe^{2+} y Fe^{3+} para marzo 2017.

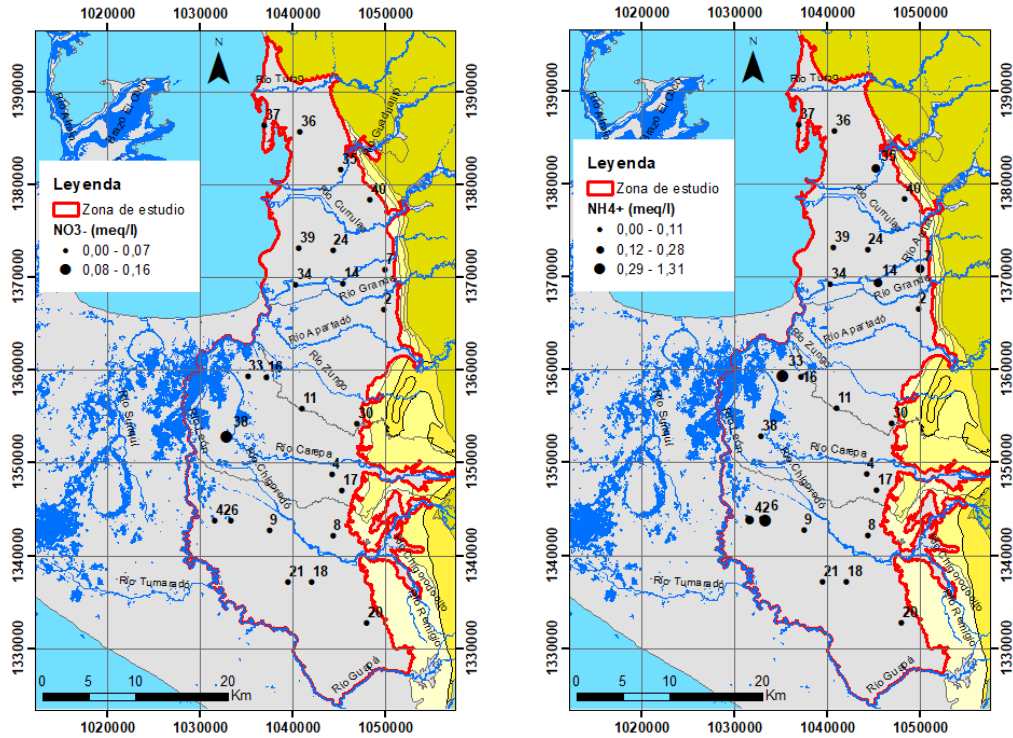


Figura 75. Variación espacial del NO_3^- y el NH_4^+ para marzo 2017.

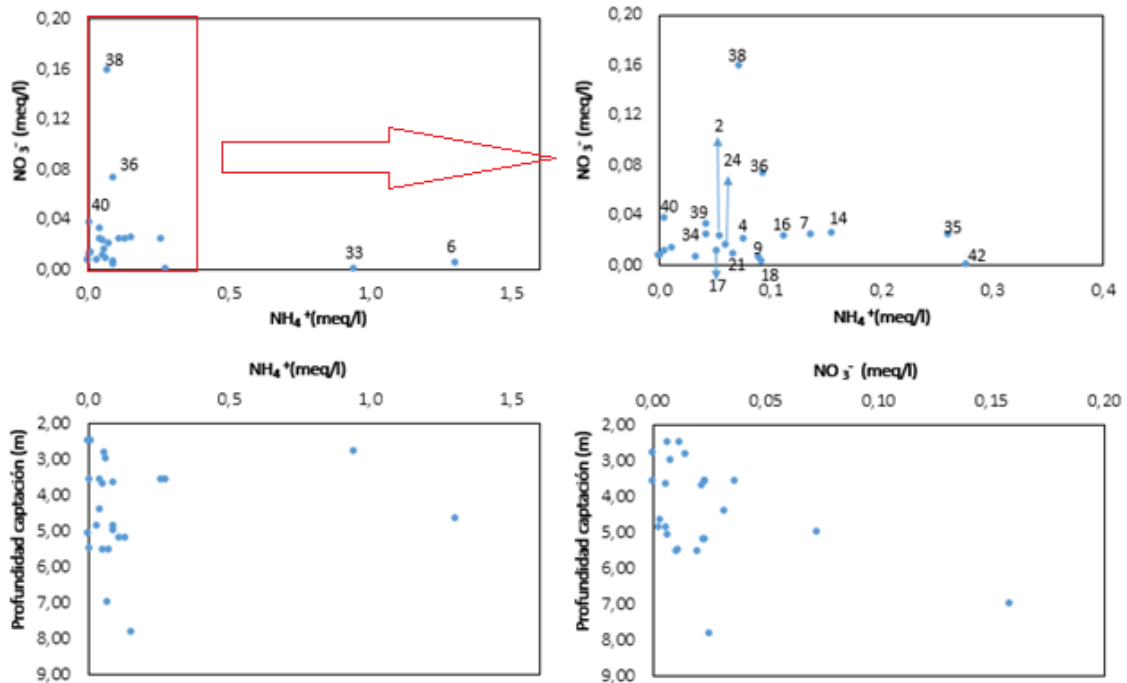


Figura 76. Relación entre el contenido de NO_3^- y NH_4^+ en el acuífero y la profundidad de la captación. Gráfico de la izquierda contiene todos los puntos, mientras que el de la derecha no contiene los puntos de mayor concentración de amonio para una mejor visualización.

Finalmente, el análisis de la variabilidad temporal del SO_4^{2-} , NO_3^- y NH_4^+ refleja mayores concentraciones de SO_4^{2-} y NO_3^- en la época húmeda con excepción de los puntos 4, 7 y 38; mayores concentraciones de NH_4^+ en la época seca con excepción del punto 34.

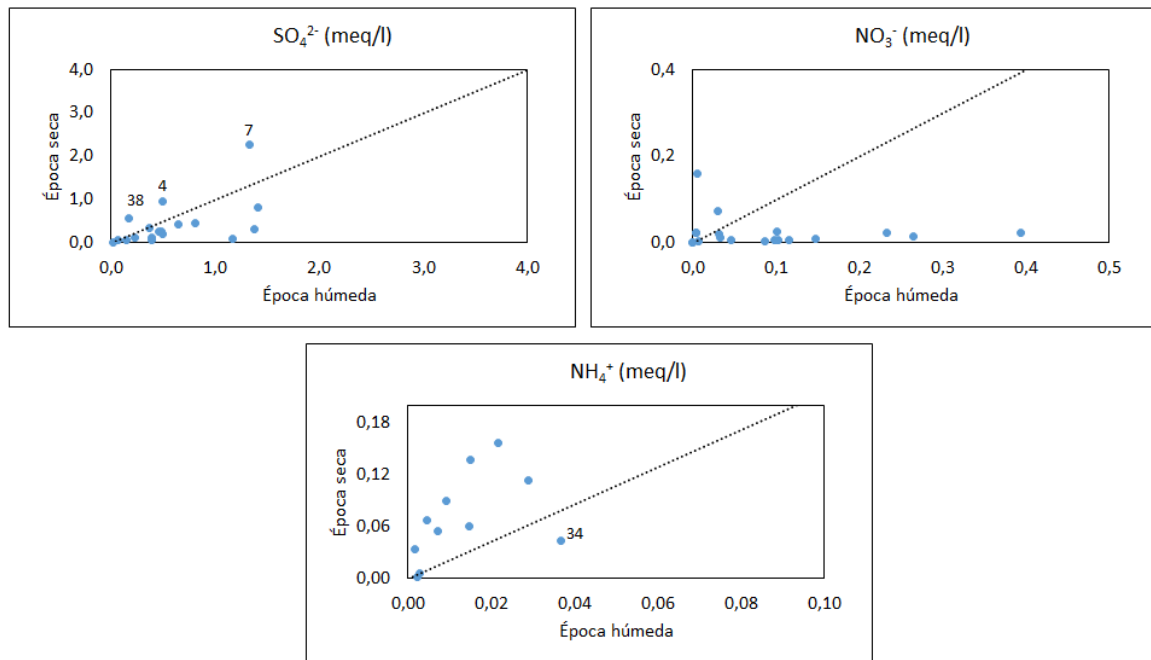


Figura 77. Variación temporal del SO_4^{2-} , NO_3^- y NH_4^+ .

Con el fin reunir elementos para complementar la interpretación de los procesos hidrogeoquímicos que ocurren en el acuífero freático, se usaron los elementos trazas y iones menores en la interpretación hidrogeoquímica, especialmente para aquellos puntos que presentan conductividades eléctricas por encima de $1.000 \mu\text{S}/\text{cm}$. En la Tabla 36, se presentan las correlaciones de los principales iones minoritarios y elementos trazas analizados, resaltando, aquellas que tienen un coeficiente de correlación mayor de 0,7. A partir de esto y considerando la caracterización de facies del acuífero y las condiciones litológicas del área de estudio, se considera pertinente enfocar el análisis de elementos trazas y minoritarios en los siguientes iones: Li, B, Ba, Sr y Al. Se descartaron aquellos elementos, que pese a presentar correlaciones mayores a 0,7, no registraban concentraciones mayores de $1 \mu\text{g}/\text{l}$. En cada caso se consideran, las posibles fuentes (Tabla 37).

Tabla 36. Matriz de correlación entre diferentes elementos trazas.

	7Li	11B	47Ti	51V	52Cr	55Mn	56Fe	59Co	60Ni	65Cu	66Zn	75As	85Rb	88Sr	89Y	95Mo	111Cd	136Ba
7Li		0,716	-0,3572	-0,3351	-0,2677	-0,0054	0,3427	-0,1787	0,1754	-0,1031	-0,0421	-0,2347	0,7462	0,5554	-0,2442	0,1695	0,0483	0,1175
11B	0,716		-0,3011	-0,4214	-0,1857	0,1948	0,7771	-0,003	-0,074	-0,1959	-0,0453	-0,0139	0,9725	0,894	-0,2836	0,3843	-0,0312	0,5116
47Ti	-0,3572	-0,3011		0,7191	0,9941	0,0768	0,2338	0,3946	0,4594	0,681	0,7779	-0,0347	-0,1972	-0,1067	0,9591	-0,3124	0,5495	0,296
51V	-0,3351	-0,4214	0,7191		0,6929	-0,0967	-0,1532	0,1932	0,3785	0,535	0,512	0,2604	-0,3402	-0,3029	0,6806	-0,0844	0,5787	-0,2001
52Cr	-0,2677	-0,1857	0,9941	0,6929		0,1376	0,2899	0,4176	0,5009	0,7159	0,8011	-0,0245	-0,1046	0,0207	0,939	-0,1991	0,5556	0,3206
55Mn	-0,0054	0,1948	0,0768	-0,0967	0,1376		0,2316	0,9281	0,4329	0,088	0,2153	0,1623	0,0739	0,4817	0,3019	0,4736	-0,1134	0,7334
56Fe	0,3427	0,7771	0,2338	-0,1532	0,2899	0,2316		0,145	-0,1702	-0,0793	0,1324	-0,193	0,7965	0,861	0,1819	-0,0014	0,1636	0,7663
59Co	-0,1787	-0,003	0,3946	0,1932	0,4176	0,9281	0,145		0,5799	0,3676	0,5002	0,3022	-0,0875	0,2814	0,5328	0,4344	0,0728	0,6467
60Ni	0,1754	-0,074	0,4594	0,3785	0,5009	0,4329	-0,1702	0,5799		0,7675	0,7367	0,1257	-0,0835	0,0273	0,581	0,3526	0,2888	0,1249
65Cu	-0,1031	-0,1959	0,681	0,535	0,7159	0,088	-0,0793	0,3676	0,7675		0,9373	0,0869	-0,1589	-0,1758	0,6398	0,0095	0,5758	0,016
66Zn	-0,0421	-0,0453	0,7779	0,512	0,8011	0,2153	0,1324	0,5002	0,7367	0,9373		0,2099	-0,0099	-0,0148	0,6917	0,1185	0,5853	0,2041
75As	-0,2347	-0,0139	-0,0347	0,2604	-0,0245	0,1623	-0,193	0,3022	0,1257	0,0869	0,2099		-0,0579	-0,1559	-0,157	0,7737	-0,1026	-0,1475
85Rb	0,7462	0,9725	-0,1972	-0,3402	-0,1046	0,0739	0,7965	-0,0875	-0,0835	-0,1589	-0,0099	-0,0579		0,8595	-0,2131	0,2799	-0,0403	0,4859
88Sr	0,5554	0,894	-0,1067	-0,3029	0,0207	0,4817	0,861	0,2814	0,0273	-0,1758	-0,0148	-0,1559	0,8595		0,0255	0,2952	-0,0415	0,7895
89Y	-0,2442	-0,2836	0,9591	0,6806	0,939	0,3019	0,1819	0,5328	0,581	0,6398	0,6917	-0,157	-0,2131	0,0255		-0,2413	0,4803	0,3717
95Mo	0,1695	0,3843	-0,3124	-0,0844	-0,1991	0,4736	-0,0014	0,4344	0,3526	0,0095	0,1185	0,7737	0,2799	0,2952	-0,2413		-0,2668	0,1406
111Cd	0,0483	-0,0312	0,5495	0,5787	0,5556	-0,1134	0,1636	0,0728	0,2888	0,5758	0,5853	-0,1026	-0,0403	-0,0415	0,4803	-0,2668		-0,1105
136Ba	0,1175	0,5116	0,296	-0,2001	0,3206	0,7334	0,7663	0,6467	0,1249	0,016	0,2041	-0,1475	0,4859	0,7895	0,3717	0,1406	-0,1105	

Tabla 37. Síntesis de elementos trazas y iones minoritarios de interés en esta tesis.

Elemento	Rango de las muestras (µg/l)	Límite OMS (µg/l)	Puntos con mayor concentración	Origen Natural	Origen antrópico
B	14,9-596,0	300	5, 10, 33	Lavado de rocas ígneas, evaporíticas ó rocas volcánicas de las formaciones del cretácico. (Neal et al., 1979) Agua de mar puede contener hasta 10mg/l de B (Argust, 1998) Evaporación de agua de mar (Tabelin et al., 2018)	lixiviados de aguas residuales y en algunos detergentes (Nigro et al., 2018)
Li	1,5-7,3	-	5, 10, 33	Minerales silicatados rocas ígneas como los anfíboles y procesos de intrusión marina (Souid et al., 2018)	Fertilizantes usados en prácticas agrícolas (Négre et al., 2010)
Ba	70-766,7	700	33	Alteración de Barita y Apatita (Zairi, 2008) Feldespató potásico (Edmunds & Shand, 2008)	Contaminación antrópica por infiltración de aguas residuales en los tanques sépticos (Tavares et al., 2015).
Sr	204,7-2.196,1	-	33 y 42	Asociado a minerales ricos en calcio como la calcita, feldespató cálcico y yeso (Edmunds & Shand, 2008)	
Al	0,3-360	-	42	Abundante en rocas formadas por minerales silicatados, arcillas, Materia orgánica (Edmunds & Shand, 2008)	

El contenido de B varía entre 14,0 y 596,0 µg/l. Los mayores contenidos se presentan en los puntos 33, 10 y 5, al igual que el Litio (Figura 78). Con base en las concentraciones reportadas de B en el punto 33 y los contenidos de cloruros medidos en campañas anteriores (2.108,0mg/l marzo 2017; 2.026,0mg/l septiembre 2017), de potasio (33,30mg/l marzo 2017 y 20,90mg/l septiembre 2017), de sodio (1.277mg/l marzo 2017 y 1.232,0mg/l septiembre 2017) y de amonio (17,0mg/l marzo 2017 y 20,9mg/l septiembre 2017), podría considerarse la posibilidad de que este punto estuviera afectado por contaminación antrópica de infiltración de aguas residuales domésticas.

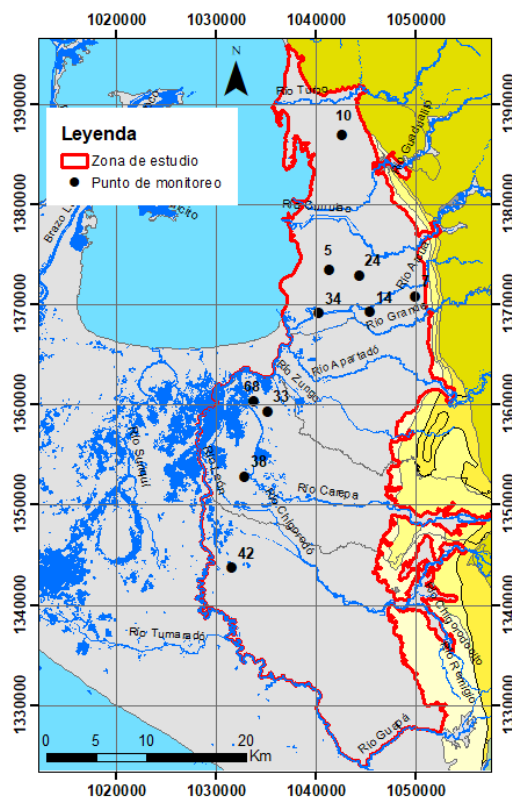


Figura 78. Puntos de monitoreo de elementos trazas.

El contenido de Li varía entre 1,5 y 7,3 $\mu\text{g/l}$, registrando los mayores contenidos en los puntos 33, 10 y 5 (Tabla 37) y estaría asociado a la presencia de minerales silicatados y/o como resultado de la aplicación de fertilizantes en la zona. Estas concentraciones de litio permiten descartar procesos de intrusión marina, donde los contenidos de este elemento por este proceso puede llegar a ser de 300 $\mu\text{g/l}$ (Santucci et al., 2016). El bario presenta concentraciones entre 70-766,7 $\mu\text{g/l}$, siendo el punto 33 el que presenta mayor contenido. La presencia de este ión podría obedecer tanto a procesos naturales, como a contaminación por infiltración de aguas residuales (Tavares et al., 2015; 2017).

Con el objetivo de diferenciar las fuentes de aporte de B y Li^+ , sería necesario implementar estudios de sus isótopos, donde por medio del ^7Li , isótopos estables y Cl^- puede establecerse un origen de tipo geogénico (Qi et al., 2019) o de fertilizantes (Négre et al., 2010). El ^{11}B , por su parte, presenta relaciones isotópicas diferentes y documentadas para los procesos de meteorización de silicatos, aguas residuales, lixiviado de rellenos sanitarios y flujos de retorno de prácticas agrícolas.

Otros elementos como el Sr y Al, con valores máximos de 2 mg/l, serían aportados por procesos de interacción agua-roca (Edmunds & Shand, 2008).

3.2.2. Procesos hidrogeoquímicos presentes en el acuífero freático

Considerando las características hidrogeoquímicas presentes en el acuífero freático, de esta zona costera en Colombia, se discute la ocurrencia de los principales procesos que en él podría darse, tales como meteorización de silicatos en presencia de $\text{CO}_2(\text{g})$, intercambio catiónico, intrusión marina y

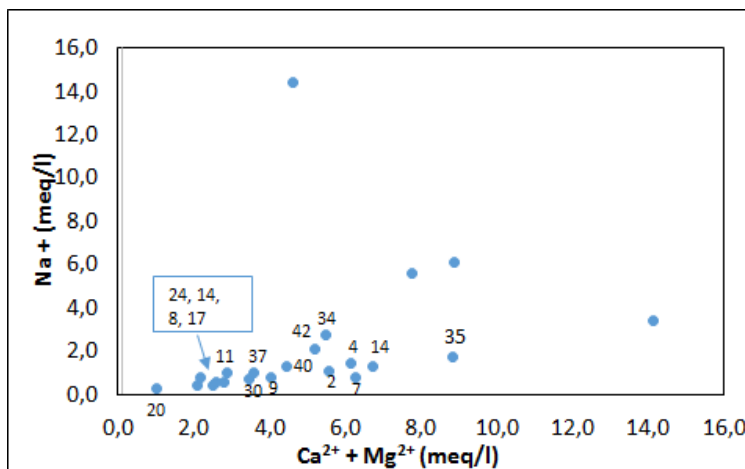


Figura 79. Relación Na^+ vs $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$

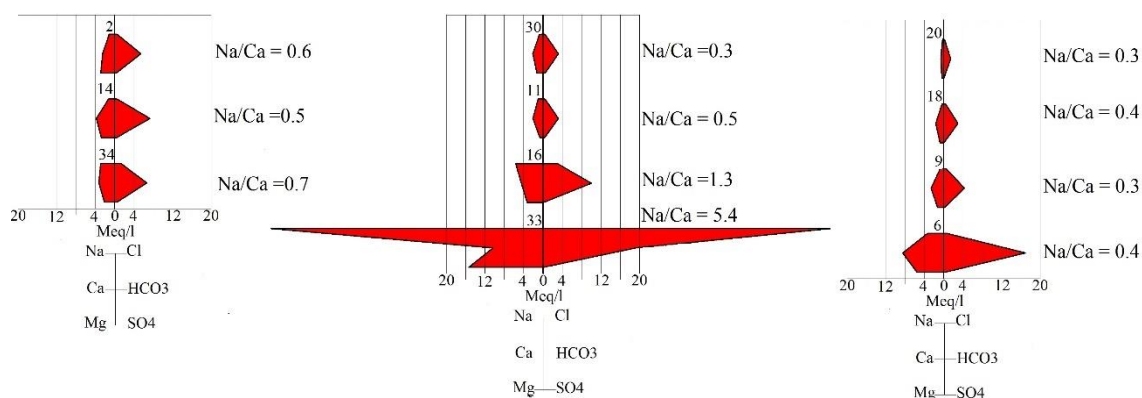
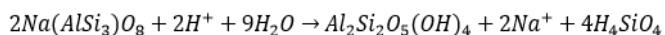


Figura 80. Evolución de la relación $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ en tres transectos.

Dado que no hay evidencia de depósitos de halita en la geología regional y que los puntos cercanos a la línea de costa no presentan relación Na^+/Cl^- cercana a 0,85 (Zhao et al., 2017), se infiere que no hay evidencias de procesos de intrusión marina en el acuífero, lo cual es coherente por lo presentado por Villegas et al. (2018) y Ossa & Betancur (2018).

Considerando que las muestras con facies $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ presentan concentraciones menores a 1,9 y 3,4 meq/l de Cl^- y Na^+ respectivamente, se ha decidido fijar estos valores como referencia para: i) los procesos de meteorización de silicatos como plagioclasa sódica como aporte de sodio al acuífero (Reacción 4) y ii) el transporte del aerosol marino y sales transportadas hacia el continente, infiltrado con agua lluvia como aporte de cloruros. Sobre los océanos, las lluvias se encuentra diluidas con una concentración de cloruros entre 0,3 y 0,4 meq/l. Dada la dominancia de vapor oceánico en la atmósfera, esta composición formará la base de la calidad de las aguas lluvias dentro del continente a miles de kilómetros del mar, encontrando valores mayores cerca de las costas, mientras que las concentraciones de cloruro disminuyen exponencialmente al interior del continente (Appelo & Postma, 2005). En efecto, la concentración de cloruros promedio de la lluvia en Urabá registra valor de 3,0 mg/l (0,08 meq/l).

Reacción 4



Las concentraciones de Na^+ por encima de 5,6 meq/l, registradas en puntos localizados hacia el final del sentido de flujo, podrían ser el resultado de los mismos procesos de meteorización de silicatos junto con una mezcla de agua con un tiempo de residencia mucho mayor (Zabala et al., 2016), acompañado de una mayor influencia de aerosol marino dada la cercanía a la costa.

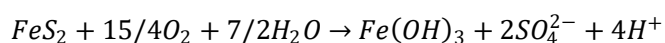
El incremento de Cl^- por encima de 1,9 meq/l podría ser resultado de contaminación puntual, coherente con el valor del límite superior de 2,0 meq/l de nivel de fondo químico naturales inferido por Ossa (2017). Dado que los indicadores de contaminación por actividad antrópica, arrojaron valores por debajo de 0,85 meq/l, 0,16 meq/l y 1,3 meq/l para K^+ , NO_3^- y NH_4^+ , es posible que otro tipo de contaminación podría influenciar la composición fisicoquímica con altos contenidos de Cl^- y Na^+ , como la infiltración de aguas residuales domésticas no tratadas y depositadas en tanques sépticos defectuosos (Katz et al., 2011), acompañados de un proceso de reducción de nitratos.

3.2.2.2. Exploración acerca de otros procesos hidrogeoquímicos adicionales

Los procesos de óxido reducción ejercen un importante control en las concentraciones naturales del O_2 , Fe^{2+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ , Mn. Estos procesos ocurren típicamente en el agua subterránea a través de la adición de un oxidante como el O_2 a un acuífero que contiene un reductor. Sin embargo, la adición de un oxidante como la materia orgánica puede ser importante (Appelo & Postma, 2005). El análisis integrado de estos elementos permite, en el marco de esta tesis, sentar las primeras hipótesis sobre la presencia de estos procesos en el acuífero freático.

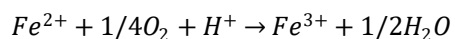
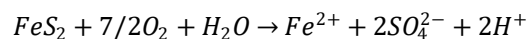
La oxidación de la pirita es una fuente constante de aportes de Fe^{2+} , Fe^{3+} y SO_4^{2-} en las aguas subterráneas. El proceso general es descrito por la **¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.** reacción 5 (Appelo & Postma, 2005):

Reacción 5



La oxidación completa de la pirita en condiciones naturales se lleva a cabo en dos procesos (Reacción 6):

Reacción 6



Cuando la oxidación de la pirita es incompleta, debido a una falta de electrones aceptores, resultan aguas enriquecidas en Fe^{2+} y SO_4^{2-} . En el contexto geológico de la zona de estudio, la pirita se ha encontrado en las perforaciones realizadas hasta 290 m con observaciones al binocular en la zona centro correspondiente a la Formación Corpa (Ngco) (Ossa, 2017). Por lo tanto, es posible que estos materiales se encuentren en las partes altas de las formaciones y por procesos de erosión y depositación, podrían conformar los sedimentos de los depósitos cuaternarios. Sin embargo, no se

observa una relación o patrón entre el comportamiento del Fe^{2+} y SO_4^{2-} (Figura 81), que permita concretar acerca de la presencia de este proceso.

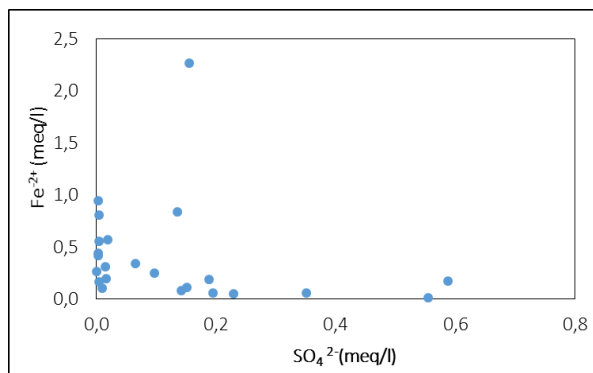


Figura 81. Relación entre el Fe^{2+} y SO_4^{2-}

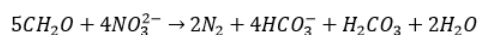
En la naturaleza, el Fe y Mn raramente se encuentran en estado elemental, aunque Diversos minerales pueden contener variadas cantidades de ellos, incluidos óxidos, sulfuros, carbonatos y silicatos, piroxenos, anfíboles, biotita, magnetita y olivino. La esmectita (materiales arcillosos) puede eventualmente aportar Fe^{2+} al agua (Appelo & Postma, 2005). Por otra parte, actividades antrópicas como la descarga de aguas residuales puede aumentar la concentración de ambos elementos. La concentración del Fe total en el agua subterránea puede variar ampliamente entre 0,5 a 50 mg/l, atribuyéndolos a procesos de meteorización de minerales silicatados (biotita, olivino) durante un tiempo de residencia prologando (Esteller et al., 2017). Borrok et al. (2018) reportan concentraciones máximas de 1,5 mg/l (0,05 meq/l) de Mn, sin mostrar correlación alguna con el Fe^{2+} o con los iones mayoritarios, resultado de procesos de interacción roca-agua. En nuestro contexto, las concentraciones de Fe^{2+} , pueden ser atribuidas a estos procesos naturales. El 45 % de los datos sobrepasa 1,6mg/l (0,06 meq/l) de Mn, lo que podría indicar procesos de contaminación por aguas residuales no tratadas (Esteller et al., 2017).

Las especies inorgánicas del nitrógeno pueden ser alteradas vía procesos de nitrificación en presencia de oxígeno (NH_4^+ a NO_3^-) y desnitrificación (las bacterias consumen el oxígeno y las condiciones reductoras son predominantes: NO_3^- a NO_2^- , N_2 a NH_4^+) (Shi et al., 2018). 19 de 24 (80%) muestras reportan predominancia de NH_4^+ con respecto al NO_3^- lo que podría indicar condiciones reductoras, coherente con los datos de oxígeno disuelto promedio de 2,8 mg/l en mayo 2018.

Por otra parte, los contenidos de NO_3^- y NH_4^+ no permiten afirmar una contaminación por parte de fertilizantes. Sólo el punto La Francia muestreado en febrero de 2018 en el marco de la campaña regional de conductividad presenta 170 mg/l de nitratos, los cuales estarían asociados a las malas prácticas en la disposición de recipientes de los fertilizantes. Asimismo, Ossa (2017) reporta sólo 3 muestras con contenidos de nitrato entre 14,0 y 24,0 mg/l NO_3^- como producto de residuos ingresados directamente al aljibe.

La reducción de NO_3^- por materia orgánica podría ser un proceso presente en el acuífero, resultando en un aumento de bicarbonatos y formas intermedias de nitrógeno como nitrito. Sin embargo, el proceso predominantemente procede a la forma de N_2 (Reacción 7).

Reacción 7



(Appelo & Postma, 2005).

3.2.2.3. Modelación hidrogeoquímica

Teniendo en cuenta, los principales procesos identificados, la evolución hidrogeoquímica del agua y las características litológicas de la zona de estudio, se procede a realizar una modelación inversa con el fin de confirmar los principales procesos responsables de la transferencia de masa en el sistema. Esta modelación se realizó sobre tres transectos formados por los puntos 20-18-9-6; 30-11-16; 2-14-34, localizados en el sur y centro del área de estudio (Figura 82), siguiendo el incremento de la mineralización en el sentido de flujo.

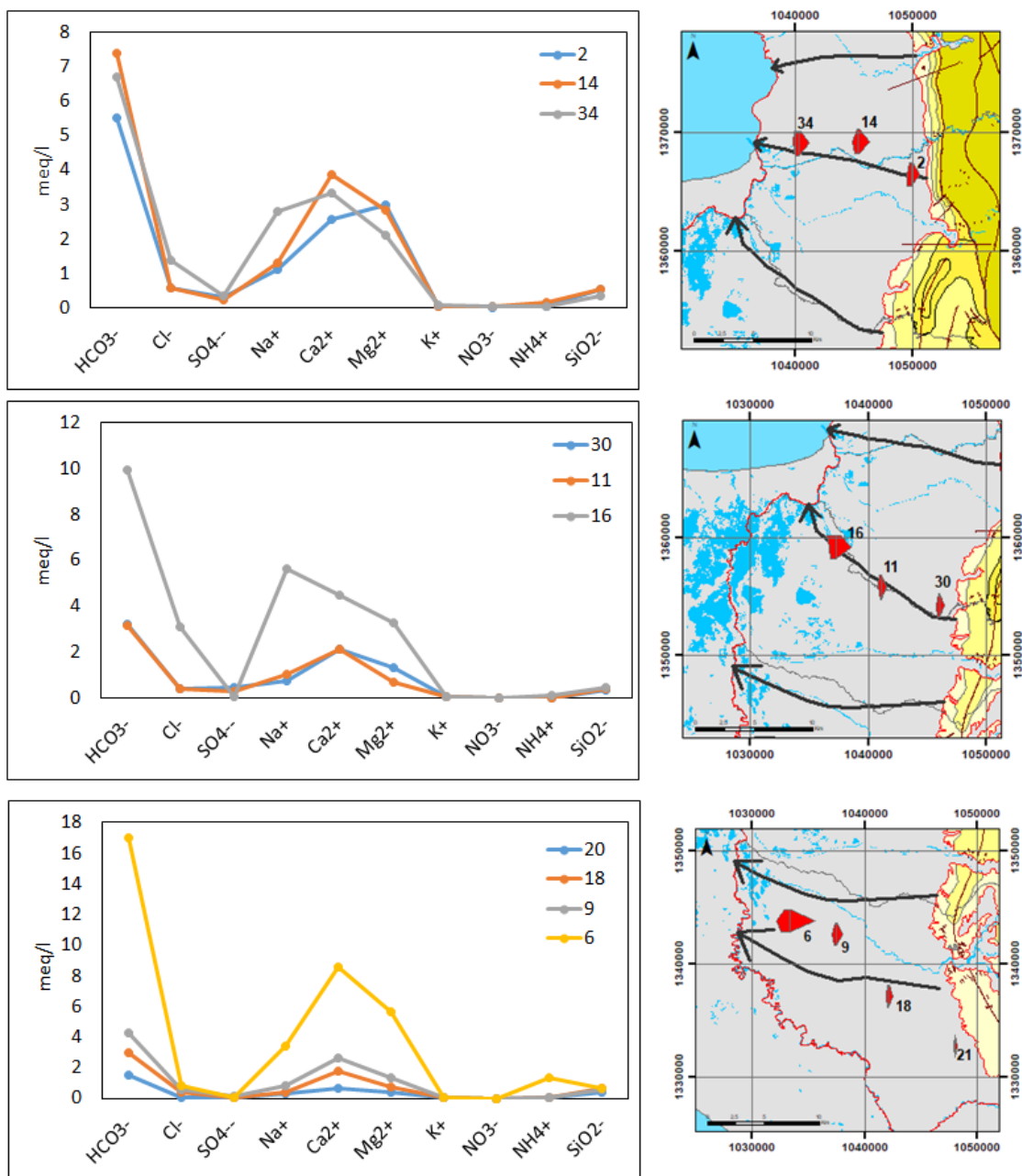


Figura 82. Localización de los transectos para la modelación hidrogeoquímica y la evolución en los iones mayoritarios.

Los iones mayoritarios como el HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- y Na^+ fueron considerados como restricciones en todos los modelos. Las fases incluidas en todos los modelos fueron: $\text{CO}_2(\text{g})$, Anortita, plagioclasa, , biotita, NaCl, caolinita, sílice, intercambio catiónico $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ y $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$. La inclusión de la fase NaCl se soporta en una hipótesis que, para las condiciones de la zona de estudio, se considera viable, aun cuando no existen evidencias de campo para confirmarla: testimonios, mediante comunicación oral, de habitantes de la región señalan la ocurrencia de puntos salados relacionados con avances frecuentes y significativos desde el mar, continente adentro, a través de cauces que desembocan en el golfo.

Para cada transecto fue encontrado sólo un modelo posible. (Tabla 38).

Tabla 38. Resultados de la modelación hidrogeoquímica usando el software Netpath. Resultados en mmol/l.

Transecto	Modelo	Punto inicial	Punto final	Anortita	CO_2 (gas)	Plagioclasa- Na	Biotita	NaCl	Caolinita	SiO_2	Ca/Na EX	Mg/Na EX
2-14-34	MIII1	2	14	0,651	1,758	0,002		0,008	-0,657			0,077
	MIII2	2	14	0,651	1,758	0,002		0,008		-1,310		0,077
	MIII3	14	34	0,677				0,793			-0,001	0,353
11-16	MI1	11	16	0,010	9,050	3,046	0,854	2,710				
	MI2	11	16	2,111	9,050		0,854	2,710			0,944	
	MI3	11	16		9,050	3,060	0,854	2,710			0,004	
20-18-9-6	MIII1	20	18	0,475	1,642	NI	0,121	0,338	-0,520		-0,080	
	MIII2	20	18	0,475	1,642	NI	0,121	0,338		-1,055	-0,080	
	MIII3	18	9	0,280	1,237	0,455	0,214	0,107	-0,699	-1,088		
	MIII4	18	9	0,280	1,237	0,452	0,214	0,107	-0,699			
	MIII5	18	9	0,280	1,237	0,452	0,214	0,107		-2,486		
	MIII6	18	9	0,592	1,237		0,214	0,107	-0,963		0,140	
	MIII7	18	9	0,592	1,237		0,214	0,107		-1,926	0,140	
	MIII8	18	9		1,237	0,858	0,214	0,107	1,495		-0,125	
	MIII9	18	9		1,237	0,858	0,214	0,107		-2,989	-0,125	
	MIII10	9	6	1,532	14,674	3,702	1,409	0,297	-8,421			
	MIII11	9	6	1,532	14,674	3,702	1,409	0,297		-16,840		
	MIII12	9	6	4,087	14,674		1,409	0,297	-6,126		1,148	
	MIII13	9	6	4,087	14,674		1,409	0,297		-12,252	1,147	
	MIII14	9	6		14,674	5,924	1,409	0,297	-9,799		-0,689	
	MIII15	9	6		14,674	5,924	1,409	0,297		-19,598	-0,689	

*NI: no incluido.

Los modelos resultantes para cada par de puntos del transecto 20-18-9-6 registran una mayor transferencia de masa para la fase $\text{CO}_2(\text{g})$, responsable del aumento del HCO_3^- en el sentido de flujo, lo cual coincide con lo mostrado en la Figura 82. Esta evolución muestra una transferencia de masa de 1,642 mmol/l entre los puntos 20-18; 1,237 mmol/l entre los puntos 19-9 y finalmente, 14,674 mmol/l entre los puntos 9-6. La meteorización de la anortita y biotita aportan al aumento de Ca^{2+} , Mg^{2+} entre cada par. El aumento del Na^+ sólo es perceptible entre los puntos 18-9-6; los modelos

arrojan una preferencia por la alteración de la plagioclasa sódica que por la disolución del NaCl. Igualmente, se registra la posibilidad de presentar intercambio catiónico entre el Ca^{2+} y Na^{2+} .

Para el transecto 30-11-16, sólo se modeló la evolución del agua entre los puntos 11 y 16, dado que los puntos 30 y 11, presentan la misma composición fisicoquímica. Los tres modelos muestran, nuevamente y como era de esperarse, una mayor masa transferida por la fase $\text{CO}_{2(\text{gas})}$. En estos modelos, claramente se observa una mayor masa transferida por las fases que aportan Na^+ al agua final: 3,046 mmol/l para la plagioclasa sódica y 2,710 mmol/l para NaCl, lo que muestra la evolución del agua, haciendo evidente un cambio de facies de $\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+}$ a $\text{HCO}_3^- \text{Na}^{2+}$.

Los modelos para el transecto 2-14-34 presentan una transferencia de masa de 1,758 mmol/l para la fase $\text{CO}_{2(\text{gas})}$ entre el punto 2 y 14. Los cationes presentan un leve aumento con una transferencia de masa de 0,651 mmol/l por la anortita y un intercambio catiónico entre el Mg^{2+} y Na^+ . Luego, el par compuesto entre el punto 14 y 34, es el único que presenta una disminución del HCO_3^- ; dicha disminución se ve reflejada en el modelo, donde son las fases de NaCl y anortita, las que transfieren masa. Esto podría ser producto de un proceso de mezcla con agua de menor contenido en $\text{HCO}_3^- \text{Ca}^{2+} \text{Mg}^{2+}$ y mayor contenido en $\text{Cl}^- \text{Na}^+$. Asimismo, podría darse una precipitación de la calcita; aunque este mineral no está reportado en la geología local, podría existir en la matriz a una escala local.

En síntesis, la mayoría de los modelos predicen que el proceso de hidrólisis con el $\text{CO}_2 (\text{g})$ sería el principal factor en la composición hidrogeoquímica, en coherencia con lo presentado en el capítulo anterior. La alteración de silicatos, aunque en menor proporción, sería responsable también de la composición química del agua. Los resultados de los modelos se consideran válidos desde el punto de vista de la termodinámica, dado que se presentan alteración de los minerales (signo positivo) en la mayoría de los casos y los productos de la alteración como la caolinita y sílice presentan precipitación.

La identificación de los procesos hidrogeoquímicos en este acuífero está soportada en bases conceptuales sólidas y un monitoreo hidrogeoquímico con estándares de calidad, por lo tanto, se consideran resultados robustos. Los puntos que presentan facies hidrogeoquímicas cloruradas sódicas deben ser objeto de un estudio más detallado, el cual debe partir de conocer las condiciones geológicas locales. Lo anterior, con el fin de identificar procesos hidrogeoquímicos adicionales que ocurren a la escala local, incluyendo fenómenos de contaminación.

3.3. Interpretación de isótopos estables, radioactivos y otros trazadores

Este capítulo presenta los resultados del objetivo "Identificar las zonas y fuentes de recarga difusa y/o local del acuífero a partir de los isótopos estables del agua, isótopos radioactivos y otros trazadores como CFC's y SF_6 ", basados en los datos presentados en las tablas 21 a 25 y en el anexo 3.

La interpretación parte del análisis de la composición de isótopos estables de la precipitación, del agua subterránea y la zona de humedales y prosigue con la datación del agua subterránea por medio de isótopos radioactivos y gases antrópicos.

3.3.1. Interpretación de isótopos estables del agua en la precipitación local

En las Figura 85 Figura 84, se presentan los registros de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidos en las cuatro estaciones de precipitación consideradas en la zona de estudio, es claro que, generalmente, los valores más enriquecidos se presentan en los meses más secos; enero, febrero y marzo y valores más empobrecidos entre abril y diciembre, relacionado con las épocas de transición de la Zona de Convergencia Intertropical (Dansgaard, 1964).

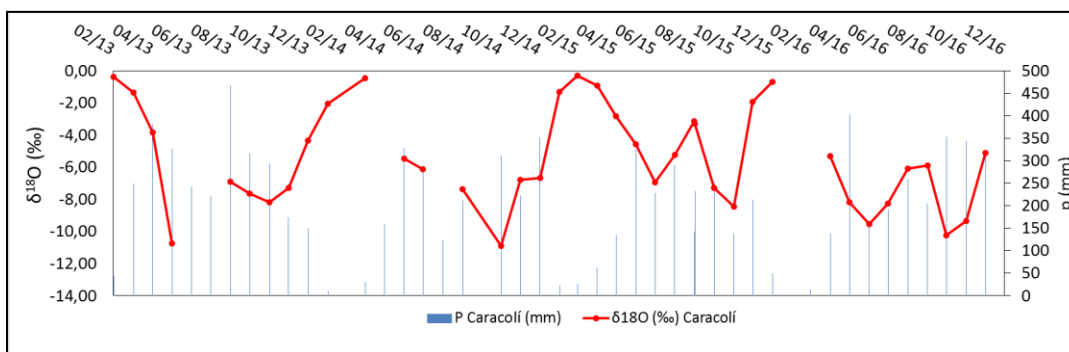


Figura 83. Variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ en la estación Caracolí con respecto a la precipitación mensual

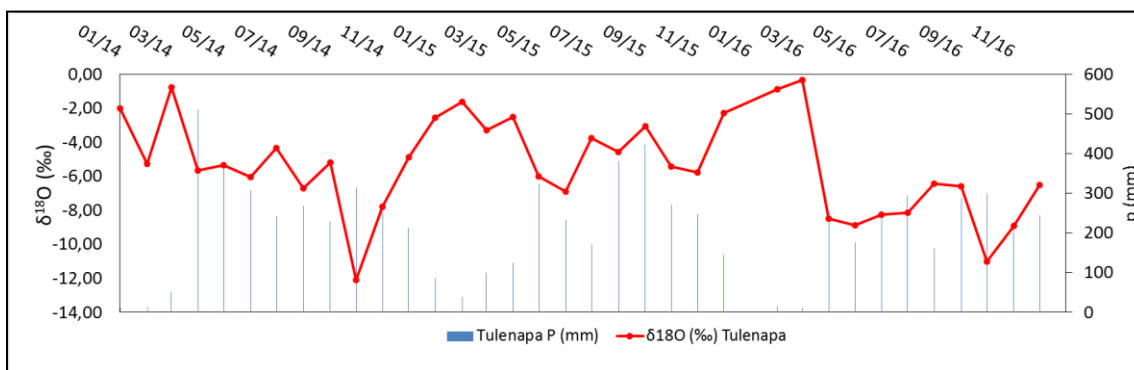


Figura 84. Variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ en la estación Tulenapa con respecto a la precipitación mensual

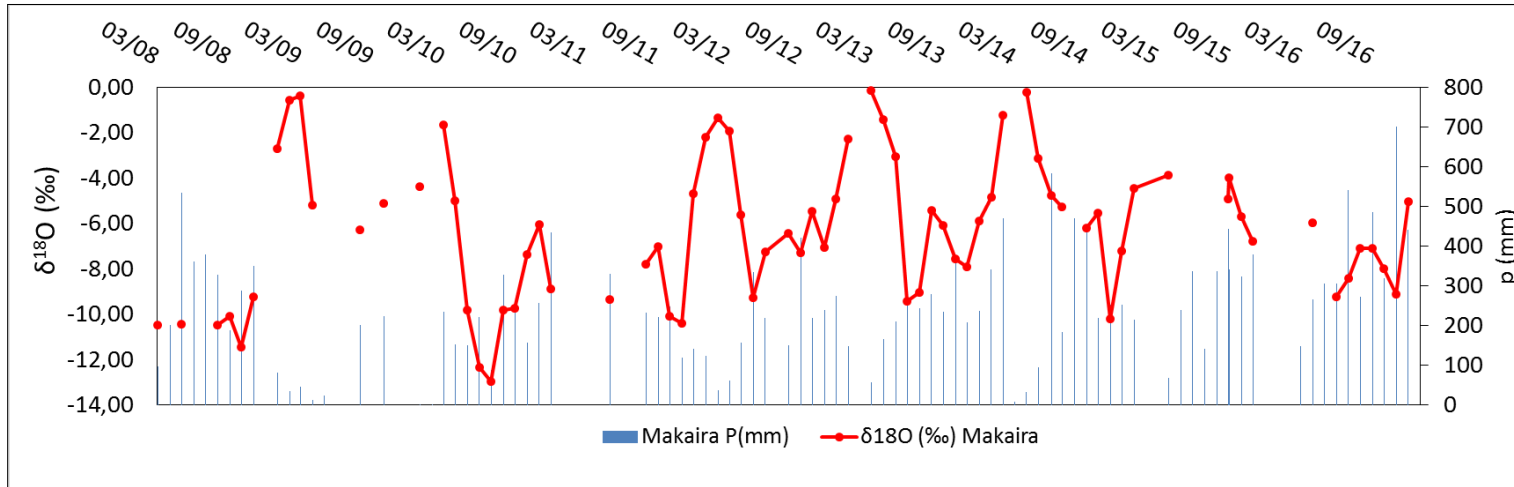


Figura 85. Variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ en la estación Makaira con respecto a la precipitación mensual.

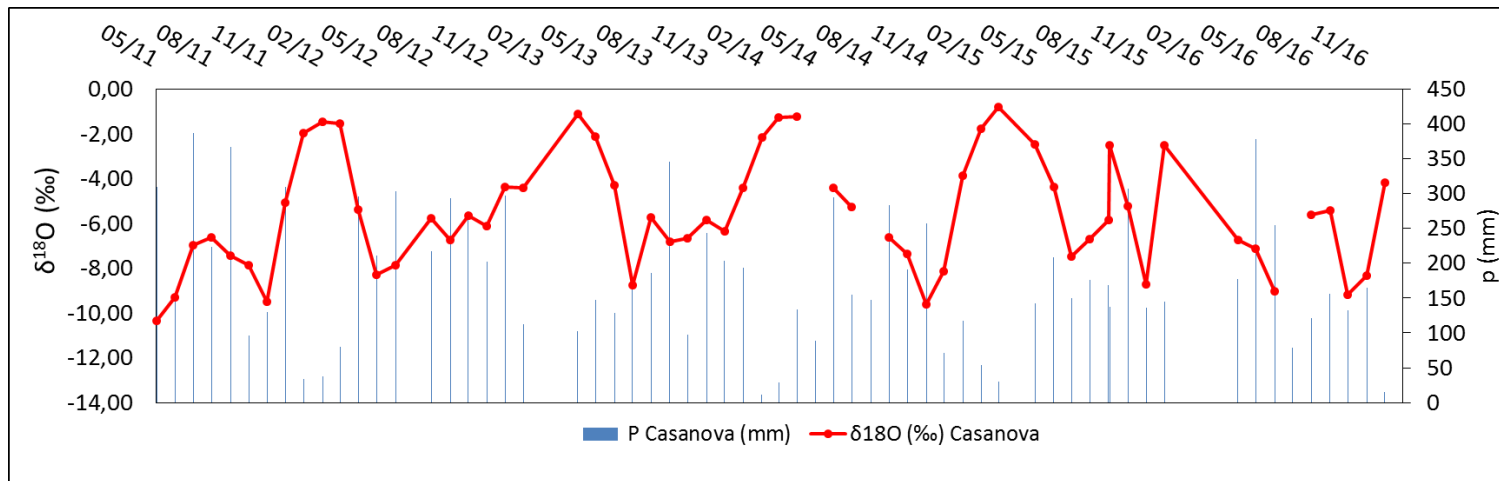


Figura 86. Variación temporal del $\delta^{18}\text{O}$ en la estación Casanova con respecto a la precipitación mensual.

Las medias ponderadas anuales en $\delta^{18}\text{O}$ en las cuatro estaciones muestran una variabilidad similar. Las precipitaciones más enriquecidas están presentes en el año 2015, mientras que las más empobrecidas se registran en el 2011 y 2016.

La estación Caracolí, localizada a mayor altura, presenta los valores más empobrecidos durante el período en común de las cuatro estaciones 2013-2016, con excepción del 2016. (Tabla 39 y Figura 87).

Tabla 39. Medias anuales ponderadas para el ^{18}O y ^2H en las cuatro estaciones.

Año	Estaciones	Makaira	Casanova	Caracolí	Tulenapa
2008	P (mm)	2.724,6			
	$\delta^{18}\text{O}$	-10,34			
	$\delta^2\text{H}$	-71,6			
2009	P (mm)	966,9			
	$\delta^{18}\text{O}$	-4,80			
	$\delta^2\text{H}$	-29,6			
2010	P (mm)	2.273,9			
	$\delta^{18}\text{O}$	-9,25			
	$\delta^2\text{H}$	-37,0			
2011	P (mm)	1.410,8	1.974,3		
	$\delta^{18}\text{O}$	-8,41	-9,05		
	$\delta^2\text{H}$	-56,7	-59,3		
2012	P (mm)	2.238,8	2.358,3		
	$\delta^{18}\text{O}$	-6,13	-5,85		
	$\delta^2\text{H}$	-38,8	-35,9		
2013	P (mm)	2.620	1.822	2.867	
	$\delta^{18}\text{O}$	-6,14	-5,56	-6,79	
	$\delta^2\text{H}$	-38,9	-33,6	-43,7	
2014	P (mm)	3.213	1.782	2.035	2.777
	$\delta^{18}\text{O}$	-5,09	-5,92	-7,07	-6,36
	$\delta^2\text{H}$	-30,6	-37,2	-47,2	-40,6
2015	P (mm)	2.607	1.653	2.068	2.543
	$\delta^{18}\text{O}$	-5,29	-4,93	-4,69	-4,48
	$\delta^2\text{H}$	-32,1	-28,9	-27,4	-26,1
2016	P (mm)	3.785	1.479	2.434	2.203
	$\delta^{18}\text{O}$	-7,65	-6,8	-7,61	-8,13
	$\delta^2\text{H}$	-32,1	-30,1	-50,6	-54,7
Ponderada multianual	P total (mm)	17.135	11.069	9.404	7.522
	$\delta^{18}\text{O}$	-7,21	-6,20	-6,46	-6,24
	$\delta^2\text{H}$	-47,1	-39,0	-41,7	-39,9
Ponderada multianual sin años Niña	P (mm)	15.578	9.094		
	$\delta^{18}\text{O}$	-6,33	-5,88		
	$\delta^2\text{H}$	-40,3	-36,6		

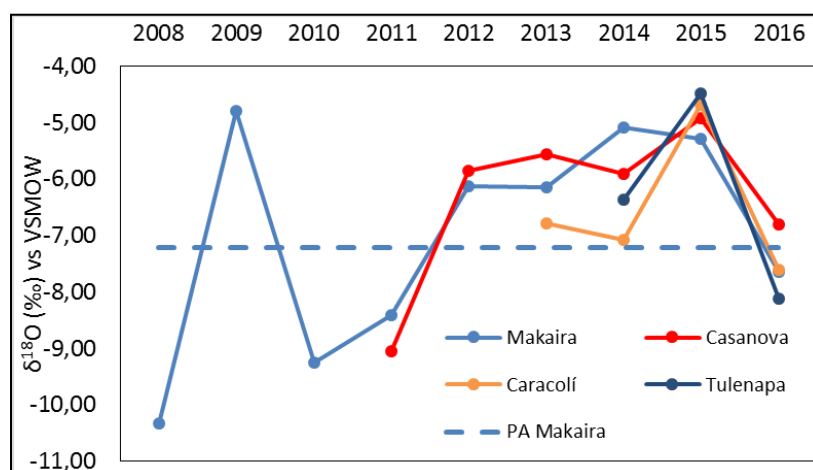


Figura 87. Evolución temporal de las medias ponderadas anuales en las cuatro estaciones. PA corresponde a la media ponderada multianual de la estación Makaira.

Las medias ponderadas multianuales -tomando todos los registros- presentan un valor más empobrecido para la estación Makaira de -7,21 y -47,1 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente, mientras que para las otras estaciones presentan valores entre -6,20 a -6,24 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -39,0 a -41,7 ‰ para el $\delta^2\text{H}$.

El valor más empobrecido de la media multianual de la estación Makaira puede asociarse a la influencia del fenómeno de La Niña registrado en los períodos 2008, 2010-2011; para Colombia La Niña se caracteriza por aumento en la precipitación, los valores promedio en estos años para $\delta^{18}\text{O}$ son de -10,34 (2008) y -9,25 ‰ (2010). La señal empobrecida del año 2011 sería el resultado de valores mensuales empobrecidos entre mayo y noviembre entre -7,81 a -10,40 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ con un 90% de la precipitación. Estos resultados muestran cómo la señal isotópica de la precipitación puede ser modificada por fenómenos climatológicos como lo presentan Dos Santos et al. (2018).

La composición isotópica mensual ponderada para cada estación de precipitación, registra un patrón temporal similar al presentado en los datos individuales (no ponderados), presentando una variación entre -0,36 a -9,69 ‰ vs V-SMOW para $\delta^{18}\text{O}$. Por su parte, el $\delta^2\text{H}$ registra valores entre 5,71 y -67,10‰ vs V-SMOW media de -33,7 ‰ (Tabla 40 y Figura 88). Esta variabilidad es producto principalmente del marcado efecto de cantidad sobre las zonas tropicales, que caracteriza las épocas de lluvia, y es coherente con otros estudios regionales realizados en Colombia: (Palacio & Betancur, 2007; IAEA, 2009b; Campillo et al., 2015; Gómez, et al., 2015; Ossa et al., 2018).

Tabla 40. Composición isotópica mensual ponderada multianual de la precipitación.

Estación	(‰)	Ene	Feb	Mar	Abril	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic
Makaira	$\delta^{18}\text{O}$	-1,60	-0,63	-2,98	-3,22	-8,92	-8,65	-7,73	-7,27	-6,59	-8,15	-7,61	-5,63
	$\delta^2\text{H}$	-2,2	3,1	-14,7	-16,2	-61,8	-60,6	-53,3	-48,1	-42,6	-48,1	-49,3	-33,8
	p promedio (mm)	169	43	112	142	326	219	265	321	292	251	321	287
Casanova	$\delta^{18}\text{O}$	-1,87	-1,18	-1,26	-4,52	-6,80	-8,04	-6,40	-6,51	-6,15	-7,04	-6,94	-4,24
	$\delta^2\text{H}$	-3,9	1,1	0,4	-26,7	-44,5	-54,9	-41,7	-40,4	-38,1	-45,7	-44,1	-22,5

Estación	(‰)	Ene	Feb	Mar	Abril	May	Jun	Jul	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic
	p promedio (mm)	33	32	105	191	255	198	241	239	204	206	167	149
Caracolí	$\delta^{18}\text{O}$	-1,04	-0,36	-1,19	-3,93	-7,30	-7,23	-6,43	-6,31	-7,31	-8,35	-7,93	-3,84
	$\delta^2\text{H}$	2,1	5,7	0,4	-22,1	-49,4	-50,2	-41,4	-39,6	-47,6	-56,8	-52,9	-19,3
	p promedio (mm)	28	34	115	218	346	225	254	270	267	280	252	174
Tulenapa	$\delta^{18}\text{O}$	-2,48	-2,13	-2,28	-5,97	-6,32	-7,00	-5,80	-5,65	-4,66	-9,69	-7,46	-4,93
	$\delta^2\text{H}$	-9,0	-7,5	-8,7	-38,5	-40,1	-46,5	-37,2	-35,1	-26,5	-67,1	-49,0	-28,8
	p promedio (mm)	49	22	54	288	288	265	236	269	313	295	243	201

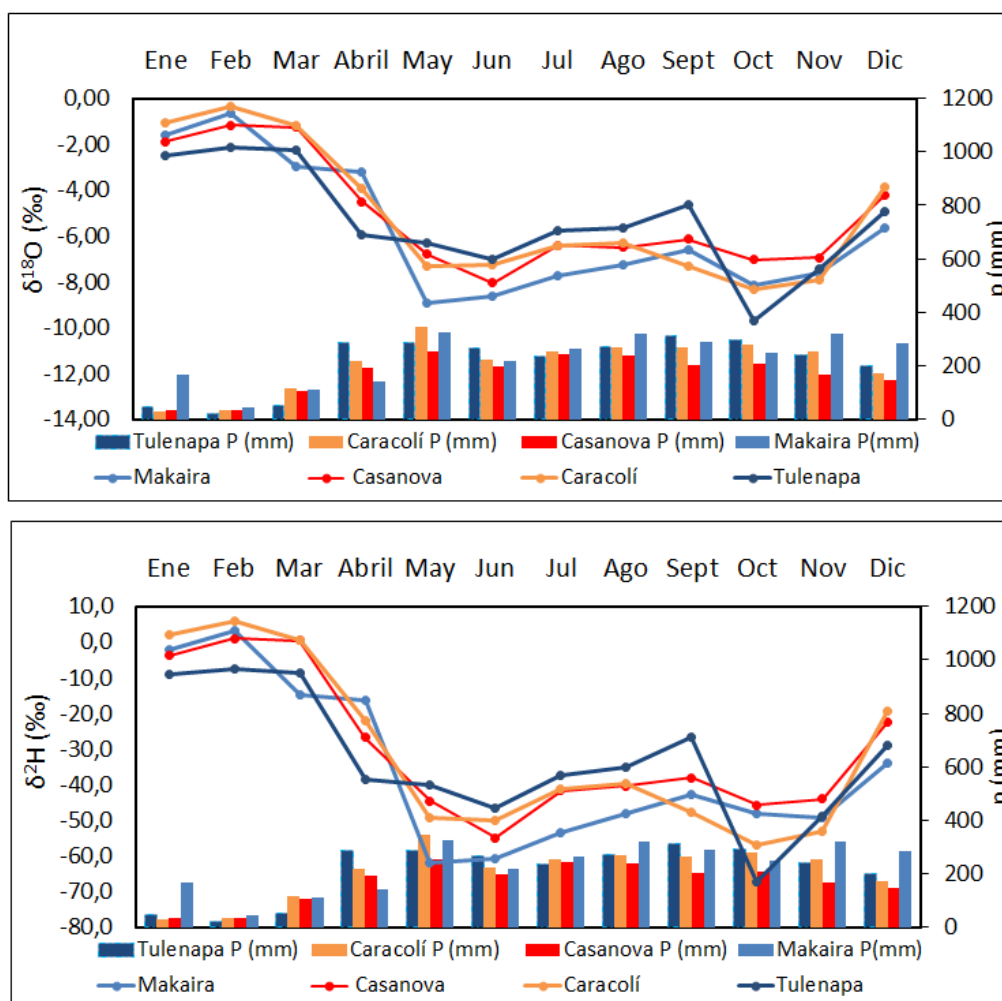


Figura 88. Composición isotópica mensual multianual ponderada para las cuatro estaciones. La cantidad de precipitación ha sido calculada como el promedio de los datos mensuales.

Los datos de la precipitación se alinean sobre la línea meteórica de Urabá presentando una pendiente e intercepto de 8,01 y 10,26 respectivamente, similar a la Línea Meteórica Mundial y coherente con los resultados mostrados por Villegas et al. (2018) (Figura 89).

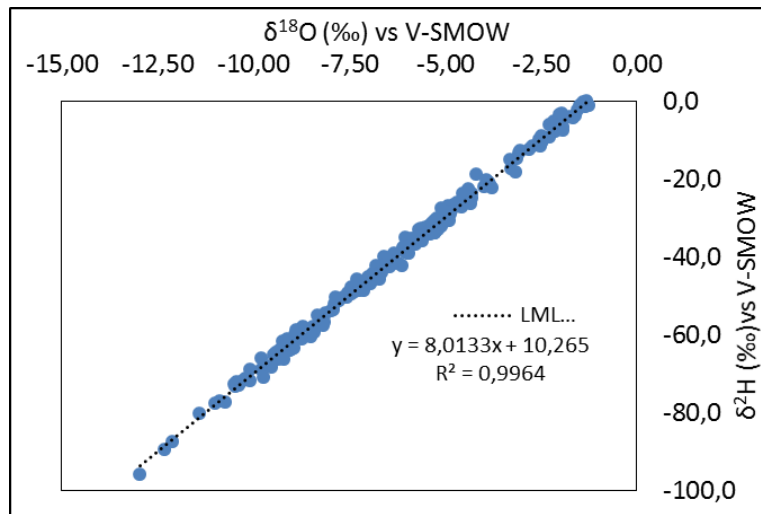


Figura 89. Gráfico $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$

3.3.2. Interpretación de isótopos estables del agua del acuífero libre

El rango de variación del $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea es de 2,05 ‰ para marzo 2017, lo cual es considerado normal en un acuífero freático (Wirmvem et al., 2015), en los cuales no es frecuente que se dé una mezcla completa del agua en el acuífero. El 70 % de los datos del monitoreo del $\delta^{18}\text{O}$ fluctúa entre -5,92 y -6,68 ‰ vs V-SMOW para el final de la época seca, mientras que el 25 % presenta valores más enriquecidos comprendidos entre -5,01 y -5,92 ‰ (Figura 90). El valor más empobrecido corresponde al punto 20 con -7,06 ‰ $\delta^{18}\text{O}$, localizado al sur de la zona de estudio (Figura 91); esta señal podría tener relación con la condición de que la lluvia local que sería la más alejada de la línea de costa y se ubica en la zona de mayor precipitación, según el gradiente en sentido Noroeste-Sureste al que ya se ha hecho referencia.

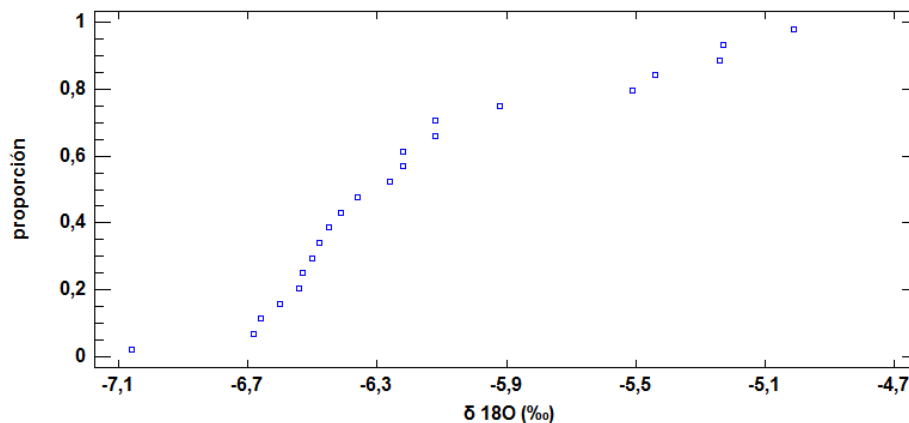


Figura 90. Gráfico de cuantiles del $\delta^{18}\text{O}$ para marzo 2017.

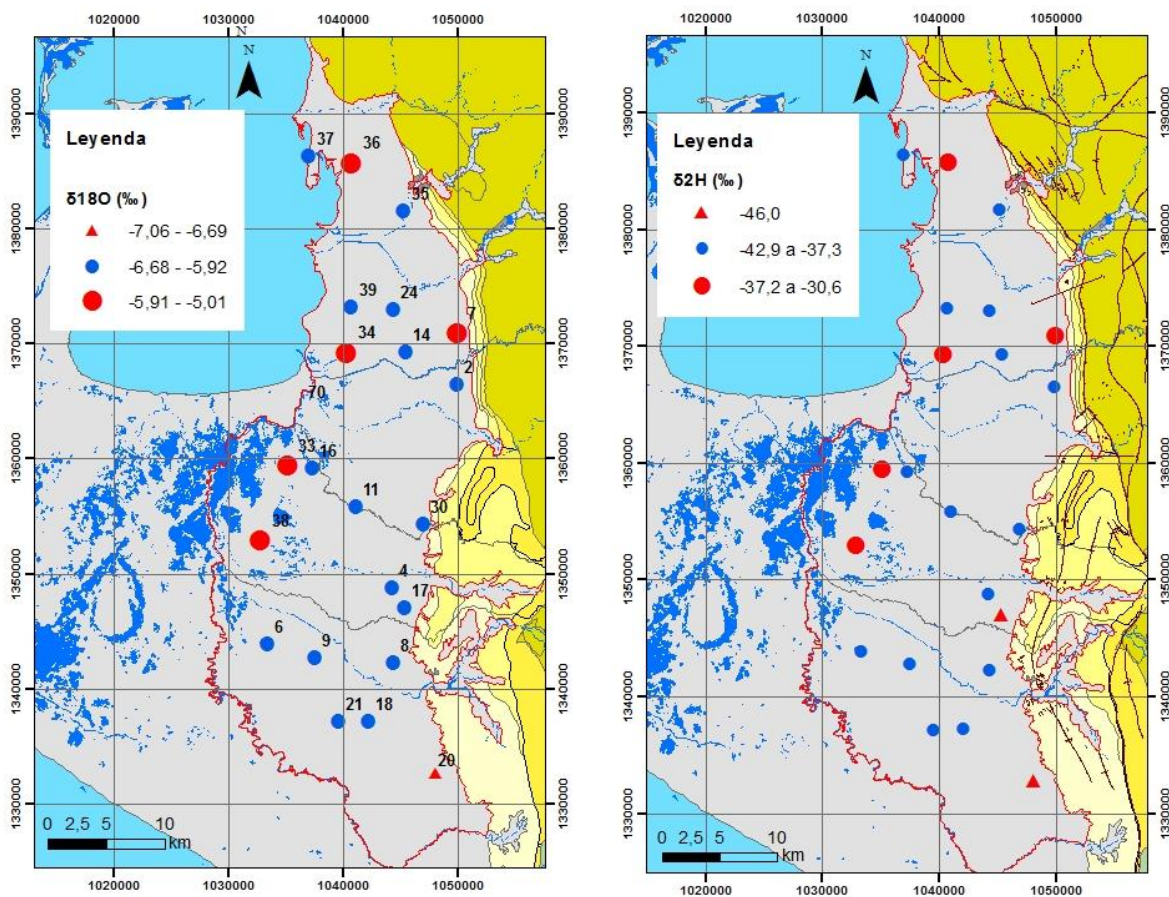


Figura 91. Variación espacial del $\delta^{18}\text{O}$ en el acuífero en marzo 2017.

Los puntos más enriquecidos se encuentran al final del sentido flujo (33: -5,24 38: -5,23 36: -5,02 ‰ $\delta^{18}\text{O}$). Las muestras tomadas en diciembre 2017 para el punto 38, confirman un mayor enriquecimiento con un valor de -5,81 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Los puntos más enriquecidos tienen las siguientes características: 33 (5,24 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) y 38 (-5,23 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) se localizan en zona de humedales donde podrían estar recibiendo recarga de agua que ha sufrido alguna evaporación; 36 (-5,02 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) y 38 (-5,81 ‰ $\delta^{18}\text{O}$) están próximos a la línea de costa, donde muy probablemente el agua que los recarga proviene de precipitación local.

El punto 36 presenta nuevamente valores enriquecidos en febrero 2018 de -5,07‰ $\delta^{18}\text{O}$. El aljibe punto 80 ubicado en la misma zona del punto 36 ha sido muestreado con el fin de confirmar este enriquecimiento. Se presenta un valor de -4,89 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ con una conductividad eléctrica de 4.420,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, similar a la reportada por el punto 36 en febrero 2018 (3.715,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Este enriquecimiento podría ser producto de la infiltración de precipitaciones locales más enriquecidas (media ponderada multianual de la estación Casanova -5,88 ‰ $\delta^{18}\text{O}$).

Teniendo en cuenta estas variaciones, los datos isotópicos del agua subterránea se encuentran sobre o cerca de la Línea Meteorica Local y, en conjunto con los valores de exceso en deuterio, indican una recarga directa reciente desde la precipitación local sin, o con leves, procesos de evaporación (Mook, 2002; Joshi et al., 2018) (Figura 92).

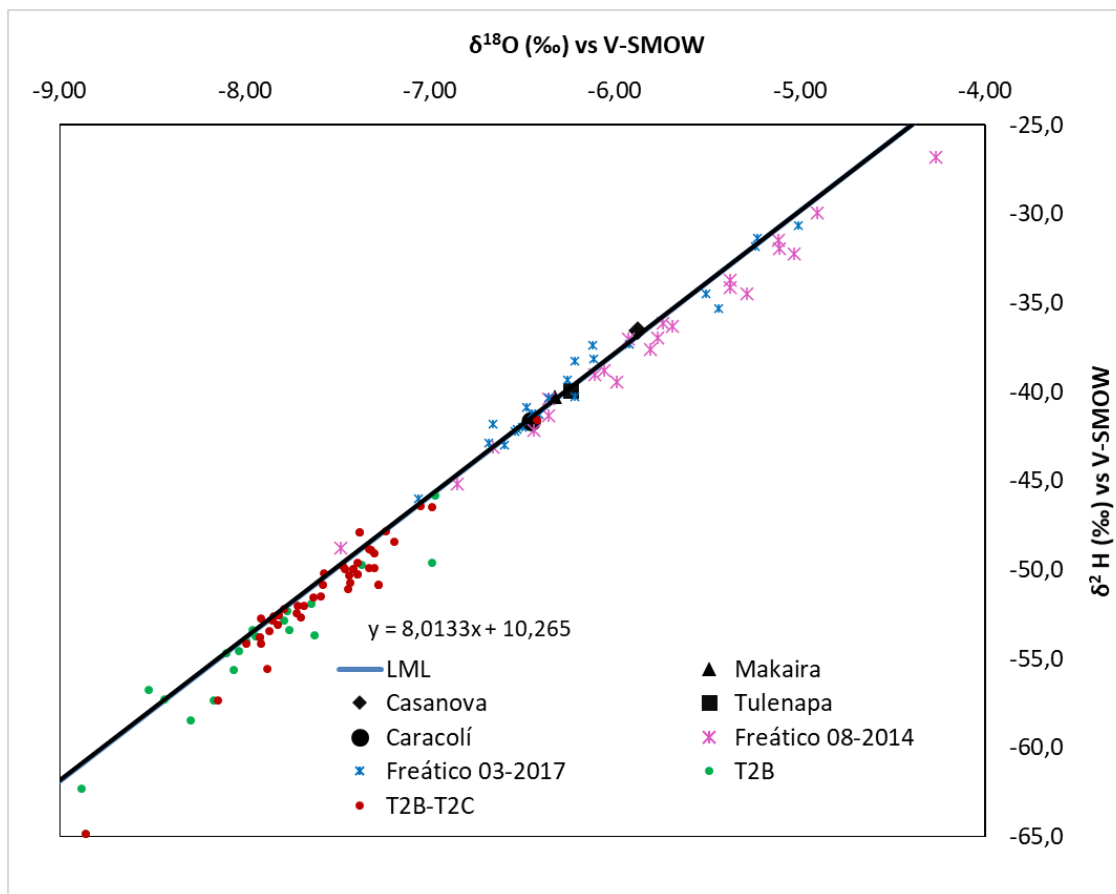


Figura 92. Composición isotópica del acuífero freático en época húmeda y final de la época seca con respecto a la línea meteórica local, las medias ponderadas de las estaciones y el acuífero confinado (T2B).

3.3.3. Interpretación de isótopos estables en la zona de inundación

La composición isotópica de la zona de inundación presenta valores entre -2,43 a -9,54 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^{18}\text{O}$ y entre -11,2 a -70,5 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^2\text{H}$, presentando una estacionalidad marcada por el régimen hidrológico de la zona y una correspondencia con la altura de la lámina de agua (Figura 93 y Figura 94). Los valores intermedios entre -4,56 a -5,59 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a la época de transición de diciembre-enero fin de la época húmeda, inicio de la época seca. En esta época, se registra un decrecimiento de la lámina de agua, el exceso en deuterio permanece constante con valores entre 11,5 y 11,8 ‰ y la composición isotópica de la precipitación registra un enriquecimiento de alrededor de 3,00 ‰ con respecto a la época húmeda para el $\delta^{18}\text{O}$.

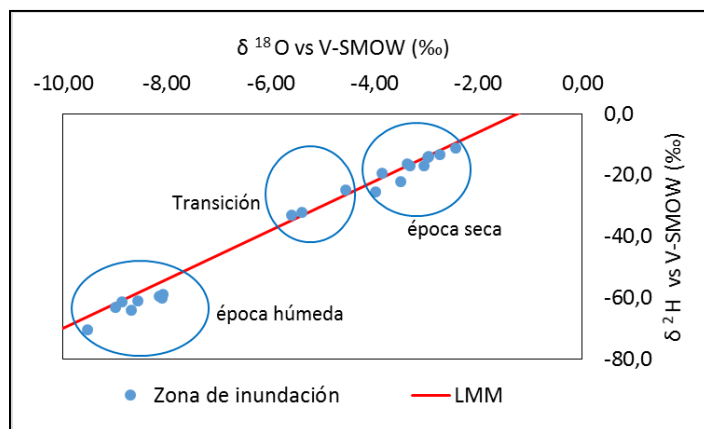


Figura 93. Variación de la composición isotópica de la zona de inundación.

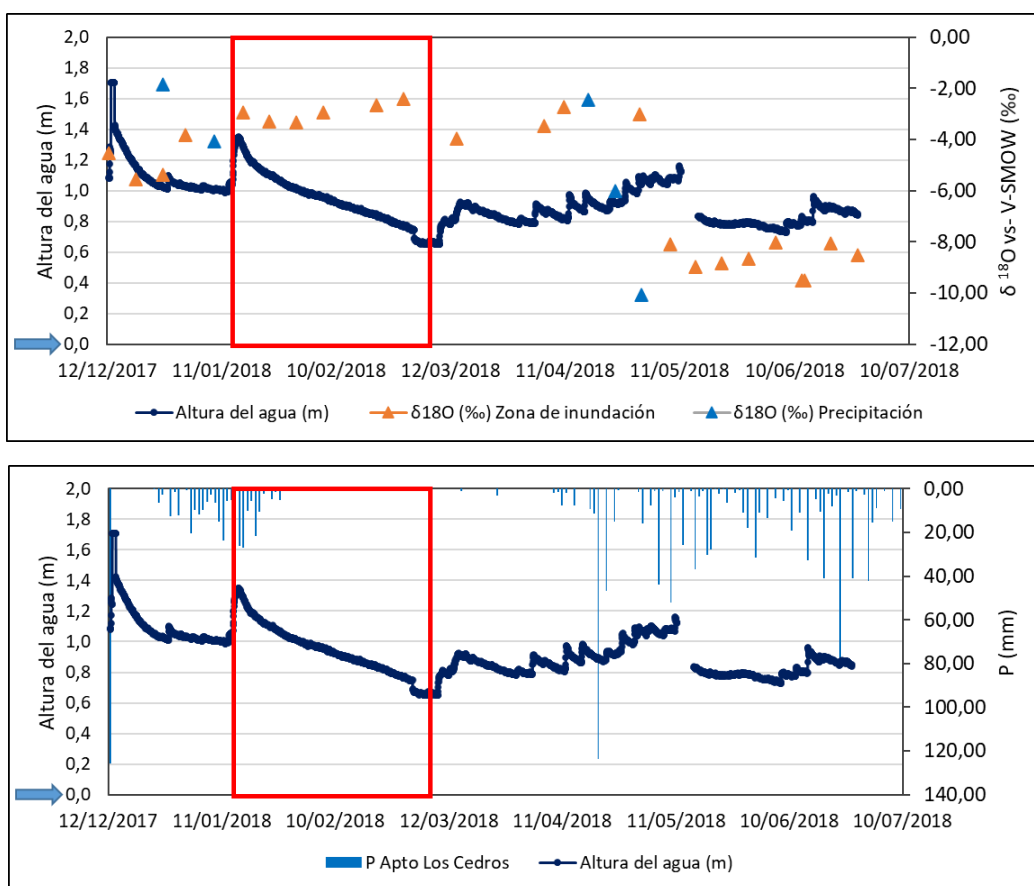


Figura 94. Evolución temporal del $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación, la zona de inundación, altura sobre el lecho y la precipitación en la estación Apto Los Cedros.

Posteriormente, la época estrictamente seca, es decir sin precipitación en el totalizador semanal y con sólo cinco eventos de precipitación menores a 5 mm en la estación pluviométrica más cercana, comprende el período entre el 23 de enero y el 27 de febrero 2018, donde la lámina de agua presenta una disminución progresiva desde 1,10 a 0,76 m, acompañada de un enriquecimiento de la

composición isotópica desde -3,32 a -2,43 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y una leve disminución del exceso en deuterio con respecto a la época de transición entre 10, 6 a 8,2 ‰.

En el mes de marzo se presenta un aumento de 0,25 m si registrar precipitación en el totalizador semanal, ni en la estación pluviométrica más cercana Apto Los Cedros. Adicionalmente, este aumento del nivel de la lámina de agua está acompañado de un empobrecimiento de la composición isotópica de la zona de inundación pasando de -2,43 a -3,99 ‰ vs V-SMOW para el $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 94).

La época húmeda entre abril y junio, permite observar una correspondencia entre el aumento progresivo de la lámina de agua y el empobrecimiento de la señal isotópica del humedal, registrando valores entre -8,07 y -9,54 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$. Lo anterior permite inferir que en la época húmeda, la composición isotópica del cuerpo superficial está controlada principalmente por la entrada de precipitación directa más empobrecida y posiblemente por la escorrentía (Freitas et al., 2019). Además, se observa una coherencia entre el empobrecimiento de la lluvia y el empobrecimiento del cuerpo de agua, lo que sugiere condiciones de equilibrio entre la composición isotópica de la zona de inundación con la composición isotópica de la humedad del aire. Esto suele ser característico de ambientes donde la humedad del aire es cercana al 100%, como es el caso de Urabá.

La posición de las muestras del cuerpo de agua sobre o muy cerca de la Línea Meteorológica Local con pendiente de 8 es característico de un régimen turbulento (Gonfiantini et al., 2018); es decir, el fraccionamiento por difusión molecular es mínimo y despreciable. Entonces, el vapor escapa a la atmósfera libre esencialmente por difusión turbulenta, la cual no genera fraccionamiento. Bajo estas condiciones, el enriquecimiento isotópico por la evaporación debería ser mínimo, lo cual es coherente con la tendencia mostrada por los datos en la época seca.

Para la aplicación del nuevo modelo unificado C-G (Gonfiantini et al., 2018) se han escogido los datos del período seco (sin precipitación). La humedad relativa fue de 85%, temperatura de 28°C, factor de hidratación de las moléculas de 1 (para aguas dulces), coeficiente de actividad igual a 1 (para aguas poco mineralizadas). El índice de turbulencia del vapor que se escapa se ha variado entre 0,1 y 1. El valor δ_0 fue de -3,32 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ y -17,1 ‰ $\delta^2\text{H}$. El factor de fraccionamiento isotópico al equilibrio, α_{eq} fue de 1,00913 para $\delta^{18}\text{O}$ y 1,07611 para $\delta^2\text{H}$. El factor de fraccionamiento por difusión α_{dif} fue de 1,0285 para $\delta^{18}\text{O}$ y 1,0251 para $\delta^2\text{H}$ (Gonfiantini et al., 2018). El valor δ_a fue asumido fue asumido -14,0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ teniendo en cuenta valores típicos recomendados por Gonfiantini et al., (2018). Los resultados del modelo se muestran en la Tabla 41.

Tabla 41. Resultados del nuevo modelo unificado C-G de la zona de inundación.

Fracción remanente	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ medido	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ modelado				
		X=0,1	x=0,25	x=0,50	x=0,75	x=1,0
1	-3,32	-3,32	-3,32	-3,32	-3,32	-3,32
0,92	-3,36	-3,16	-2,88	-2,42	-1,96	-1,49
0,87	-2,98	-3,09	-2,68	-2,01	-1,33	-0,66
0,69	-2,44	-2,95	-2,29	-1,19	-0,08	1,03
Error		0,56	0,58	3,39	10,23	20,88

El mejor ajuste para el $\delta^{18}\text{O}$ ‰ modelado se presenta con un índice de turbulencia entre 0,1 y 0,25, indicando que predominan las condiciones de régimen turbulento, donde el fraccionamiento por difusión molecular es mínimo y despreciable, coincidiendo con las tendencias observadas

anteriormente. Por otra parte, se aplicó el modelo propuesto por Craig & Gordon (1965) y mejorado por Gonfiantinni (1986), con el fin de estimar el porcentaje de agua que se infiltra y que se evapora, teniendo en cuenta los mismos datos aplicados al modelo unificado C-G. Los resultados muestran que sólo se evapora el 28 % del agua y el resto, 72 %, se infiltra en la época seca. De estos resultados, se infiere que, por lo menos en la época seca, existirían estos flujos laterales desde la zona de humedales hacia el acuífero, como se propuso en el modelo conceptual de flujo.

Teniendo en cuenta que las incertidumbres en los datos de los isótopos estables fueron de 0,07 ‰ y 0,8 ‰ para el ^{18}O y ^2H respectivamente, los resultados de la interpretación de los isótopos estables se consideran concluyentes en cuanto a la identificación de las zonas de recarga del acuífero, sin embargo, no fue suficiente para discriminar una posible recarga indirecta por parte de los flujos superficiales. Los resultados de la evaluación de la composición isotópica del humedal en el tiempo, se constituye en un primer ejercicio para comprender procesos hidrológicos y de posibles interacciones de aguas subterráneas. El monitoreo de estas variables debe continuar para consolidar resultados robustos.

3.3.4. Datación del agua subterránea

Los isótopos radioactivos de ^3H y el ^{14}C y los gases clorofluorocarbonados y los SF_6 han sido utilizados conjuntamente con el fin de estimar la edad del agua subterránea en el sistema y validar los procesos de recarga y el modelo conceptual regional de flujo.

3.3.4.1. Datación con el tritio

La zona de estudio cuenta con una estación de medición de tritio –Tulenapa- operada en el marco de la Red Mundial de Isótopos en la Precipitación (GNIP) de la IAEA (<https://nucleus.iaea.org/wiser/index.aspx>), en la cual se registran ocho datos mensuales entre enero y septiembre de 2015. Además, Colombia (en la red nacional de precipitación) tiene tres estaciones adicionales de medición, siendo Barranquilla y Bogotá, las que más cantidad de datos poseen (desde el año 1971). Adicionalmente, se consultaron otras estaciones localizadas en latitudes cercanas a Colombia, como insumo para la reconstrucción de la curva de tritio en Colombia (Tabla 42 y Figura 98).

Tabla 42. Localización y período de medición de las estaciones de medición de tritio consultadas.

Estación	País	Latitud	Longitud	Período de la serie	^3H (UT)
					ponderada anual
					Inicial-final
Barranquilla	Colombia	10,80	-74,78	1971-1989	16,4-2,9
Bogotá	Colombia	4,70	-74,13	1971-2009	22,0-1,8
Izobamba	Ecuador	-0,37	-78,55	1968-1981	26,7-7,7
Manaos	Brasil	-3,12	-60,20	1965-1987	35,6-3,7

Fortaleza		-3,72	-38,55	1965-1976	28,4-3,2
Belém		-1,43	-48,48	1965-1982	31,3-3,0
Salvador		-13,00	-38,52	1965-1976	24,5-3,0
Ceara Mirim		-5,80	-35,20	1962-1977	47,1-2,7

La mayor concentración de tritio en la precipitación es registrada en la estación Ceara Mirim (Brazil) con un valor de 47,1 UT en el año 1962. A partir del año 1965 y hasta finales del 2000, se observa una disminución exponencial de alrededor de 28,3 UT. La tendencia de la forma de la curva de decrecimiento coincide con la disminución de las estaciones del hemisferio norte, con mayor cantidad de datos.

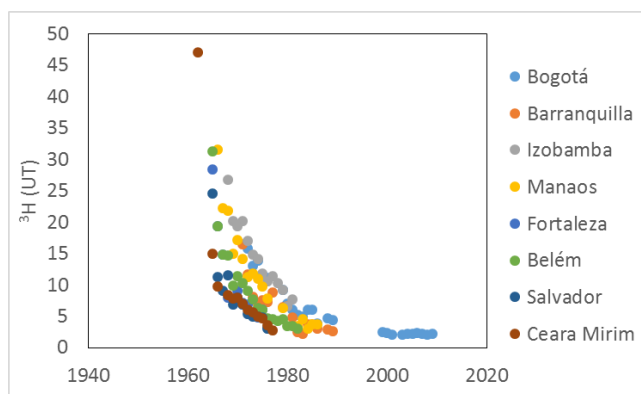


Figura 95. Concentración anual ponderada de tritio en la precipitación para diferentes estaciones.

La reconstrucción de la curva de tritio para Colombia, parte del periodo comprendido entre 1950-1965. Dado que no existe una estación que contenga medidas continuas entre el 1960 y 1965, por lo tanto se toman los siguientes datos:

1. Antes de 1949: se asume que debe corresponder al valor actual natural de tritio de la precipitación de 2,1 UT. Este valor se obtiene del promedio ponderado mensual desde 2002 a 2009 de la estación Bogotá, en el cual se registra la menor desviación estándar de 0,1 UT con un coeficiente de variación 5,3 %.
2. 1949-1963: se analizaron los datos de las estaciones del hemisferio norte con mayor cantidad de información: Viena, Ottawa, Modesto, CA, Albuquerque, NM. El contenido de la precipitación en estos años, presenta un patrón exponencial de crecimiento con coeficiente de determinación (r^2) mayor a 0,8. Por lo tanto, se ajustaron los dos datos puntuales de la concentración de tritio (2,1 UT para 1949 y 47,1 UT para 1962) a una regresión exponencial. A partir de la ecuación resultante, se calculó la concentración anual de tritio en la precipitación, obteniendo un pico de 59,8 UT para 1963.
3. 1964: se asume como el valor medio del pico de 1963, similar a lo ocurrido en la estación Ottawa, Canadá.
4. 1965 -1967: se toma el valor anual de la estación Ceara Mirim de 14,9 y 9,7 UT para 1965 y 1966 respectivamente y el valor de 9,0 UT para 1967 de la estación Salvador (Brasil).
5. 1968-1971: se utilizó el método de correlación lineal (Jerbi et al., 2019) y el de Doney et al. (1992) para obtener los valores de este período. En este sentido, las estaciones Manaos, Izobamba, Bélem presentan datos entre 1971 a 1982, registrando valores similares a la estación Bogotá (Figura 95), por lo tanto se considera viable la reconstrucción de la crónica de tritio en la lluvia durante los años anteriores 1967-1971 (Jerbi et al., 2019).

La correlación resultante presenta un coeficiente de determinación de 0,89 para los tres pares de estaciones. Este valor es similar a correlaciones reportadas por Zhai et al. (2013); Jerbi et al. (2019) y dado que el par Bogotá-Izobamba, presenta el mayor coeficiente de determinación, se decide tomar esta correlación (Figura 96).

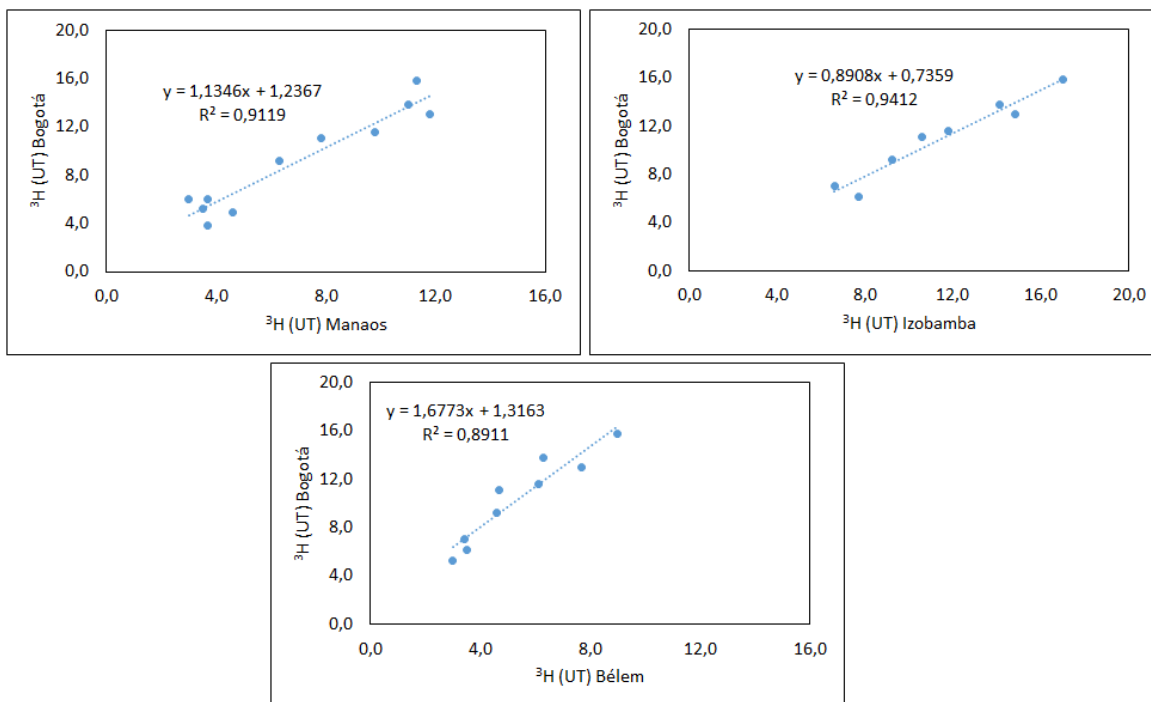
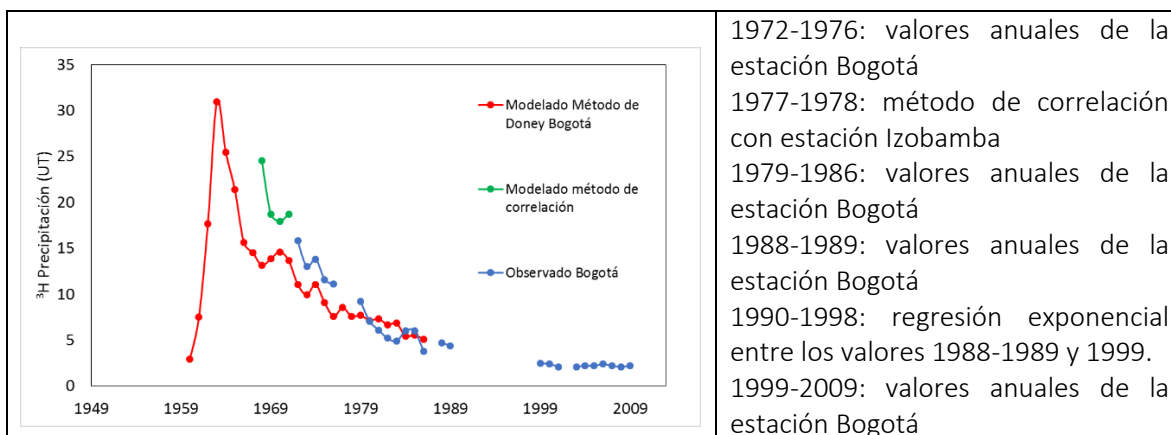


Figura 96. Correlación lineal entre las estaciones Bogotá y Manaos, Izobamba, Bélem.

El método de Doney et al. (1992) muestra menores valores que el método de correlación entre el período de 1968 a 1971 (Figura 97). Dado que la curva del método de correlación presenta continuidad con los datos observados, se decide retener los resultados del método de correlación para la reconstrucción de la crónica de la lluvia.



1972-1976: valores anuales de la estación Bogotá
 1977-1978: método de correlación con estación Izobamba
 1979-1986: valores anuales de la estación Bogotá
 1988-1989: valores anuales de la estación Bogotá
 1990-1998: regresión exponencial entre los valores 1988-1989 y 1999.
 1999-2009: valores anuales de la estación Bogotá

Figura 97. Resultados de la aplicación del método de correlación y Doney et al. (1992) para la reconstrucción de la crónica de tritio en la precipitación para la estación Bogotá

La Figura 98 presenta la curva reconstruida en el marco de esta investigación.

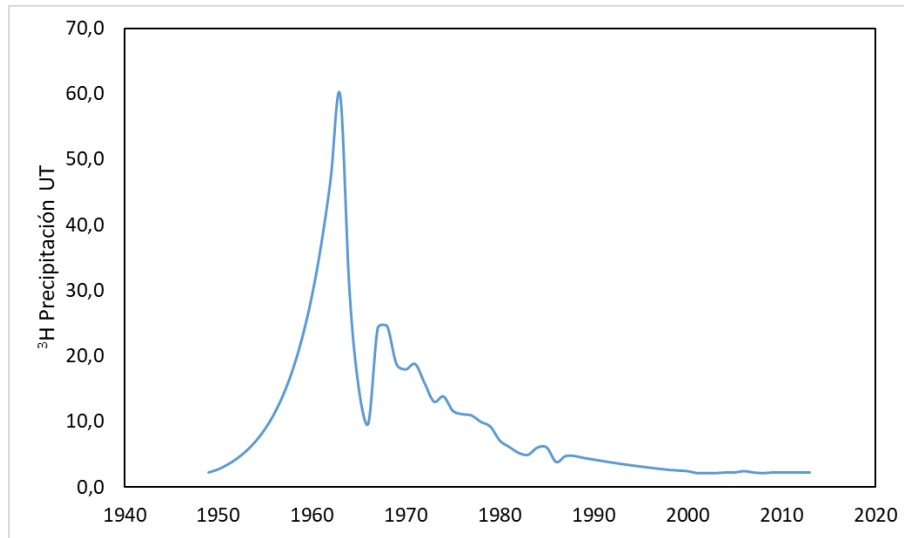


Figura 98. Reconstrucción del contenido de tritio en la precipitación.

En relación con el agua subterránea, los valores más bajos se encuentran en la zona norte y dos puntos en el sur, el predominio de una textura con mayor porcentaje de arcilla en estos lugares y una mayor mineralización determinada por la hidroquímica, son compatibles con la evidencia que marca estos resultados de tritio, indicando un mayor tiempo de residencia del agua-(Figura 99).

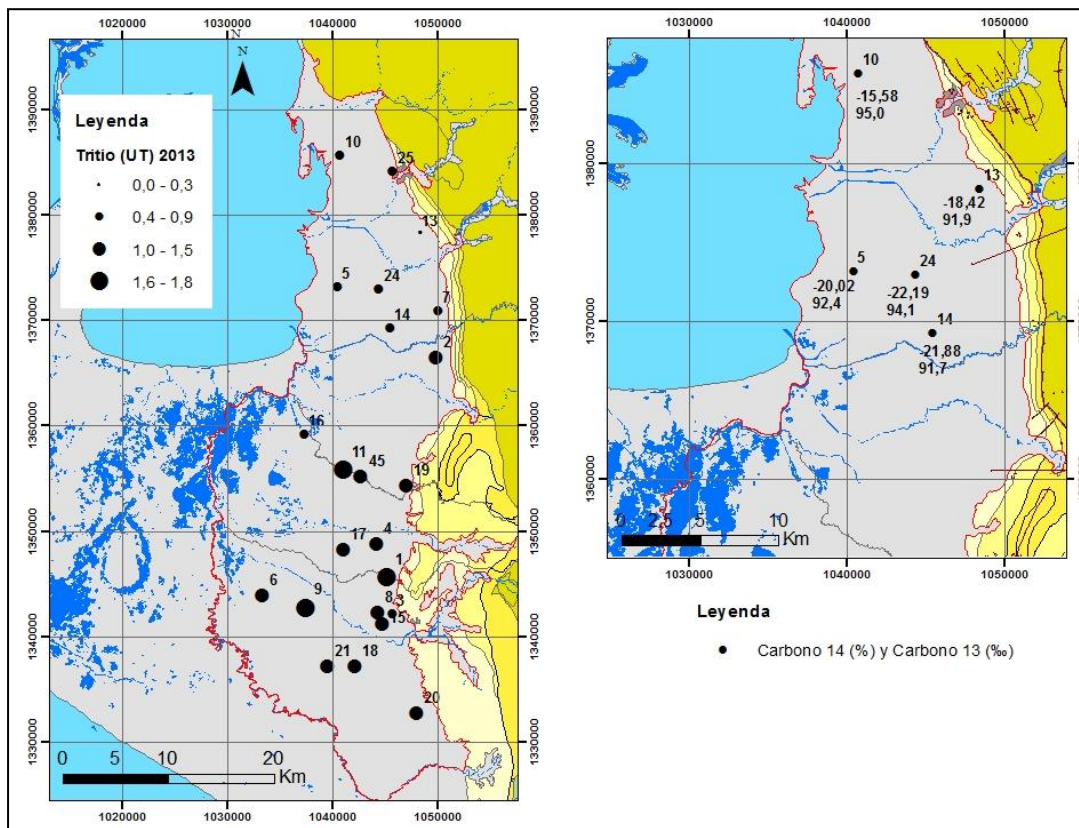


Figura 99. Variación espacial del tritio y carbono 13, carbono 14 en el acuífero.

Posteriormente, se calculó la concentración anual de tritio en el acuífero, tomando la reconstrucción de la curva de tritio de la precipitación y el modelo de mezcla.

Al no contarse, para el acuífero, con datos históricos de tritio, para aplicar el modelo, valores de 1,5; 2,0 y 2,2 UT fueron asumidos para antes de los ensayos nucleares. La tasa de renovación fue variable entre 0,01 y 0,5 y se utilizó el valor de tritio de 1,8 UT máximo medido en el acuífero de 2013 para calibrar el modelo (Figura 100).

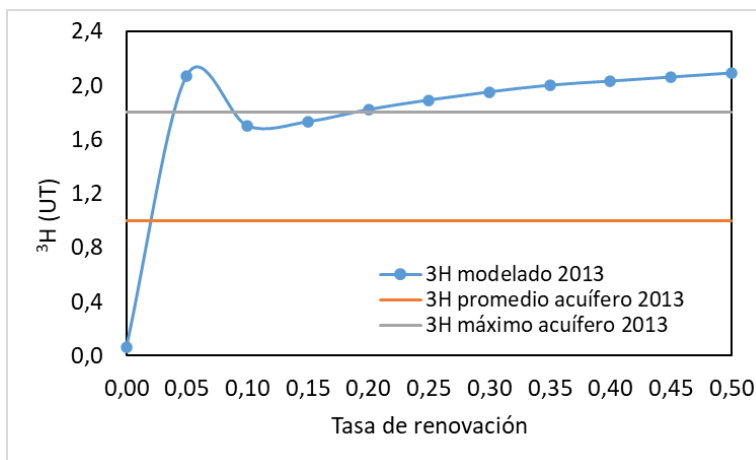


Figura 100. Resultados de la aplicación del modelo de contenido de tritio en el acuífero en función de una tasa de renovación variable.

Los resultados se presentan en el anexo 3b. La curva resultante no presenta un descenso conforme aumenta la tasa de renovación, dado que en el año 2013, el valor de tritio del acuífero corresponde al valor base de la precipitación.

Tomando un valor promedio de 1,0 UT del acuífero, la tasa de renovación del acuífero correspondería entre 0,02 a 0,03, es decir, que se requerirían alrededor de 33 a 50 años para renovar completamente el acuífero. De acuerdo con los valores de tritio, el agua tendría edades entre recientes y 70 años.

3.3.4.2. Datación con el carbono 14

Dada las consideraciones conceptuales tratadas en el capítulo 2.3.5, se analizan las variaciones isotópicas del ^{13}C y ^{14}C para estimar la edad del agua en cinco puntos.

El CO_2 atmosférico, para el $^{13}\delta$, presenta un valor cercano de alrededor de $-7,5\text{‰}$ vs PDB. El CO_2 atmosférico parece encontrarse casi en equilibrio isotópico con el bicarbonato oceánico disuelto, encontrado valores de $^{13}\delta$ (HCO_3^-) en los océanos entre $+1,0$ y el $+1,5\text{‰}$, de acuerdo con el fraccionamiento en equilibrio $\epsilon_{g/l}$ a temperaturas entre 15 y 20 °C . El carbono de las plantas tiene un contenido de ^{13}C inferior que el CO_2 atmosférico del cual se formó. El fraccionamiento que ocurre durante la captura del CO_2 y la fotosíntesis dependen del tipo de planta y de las condiciones climáticas y ecológicas. Así, plantas como granos y pastos desérticos, C4, producen valores de $^{13}\delta$ de -10 a -15‰ vs PDB. Las plantas tipo C3 dan origen a un $^{13}\delta$ de alrededor de -25‰ vs PDB, correspondientes a la respiración de las plantas.

Después de la disolución del CO_2 del suelo, el agua de lluvia que se infiltra es capaz de disolver los materiales del terreno, correspondientes a silicatos en este caso de estudio. El ácido carbónico puede presentar intercambio bien con la fase gaseosa (abierto a la fase gaseosa), o bien con la sólida (abierto al CaCO_3), a lo cual se le reconoce como sistema abierto. Se habla de sistemas cerrados cuando las fracciones de ácido carbónico disuelto no intercambian, ni con el sistema gaseoso (CO_2 atmosférico o del terreno), ni con la fase sólida (CaCO_3) (Mook, 2002). Así, el HCO_3^- que se forma en el terreno podría intercambiar, en primer lugar, con el usual exceso de CO_2 gaseoso presente, que conlleva a unos valores finales de alrededor de -16‰ vs PDB en el agua subterránea en un sistema abierto (Mook, 2002) (Figura 101).

En el caso del acuífero freático del Golfo de Urabá, se trata de un sistema abierto que intercambia con la fase gaseosa.

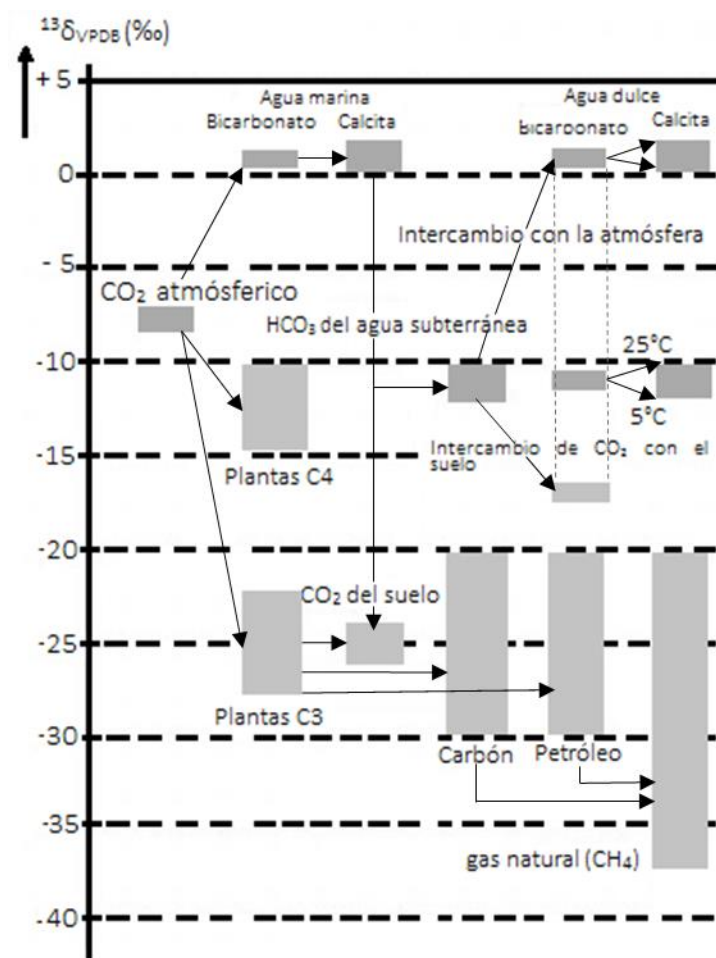


Figura 101. Esquema de las variaciones de $\delta^{13}\text{C}$ en la naturaleza (Mook, 2002).

Tauber (1967) registra valores en áreas con cultivos intensivos de banano de $-24,60\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ y con potenciales variaciones entre $-24,40\text{‰}$ a $-28,00\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ (Yakir & Israeli, 1995). Estos cultivos representan un 37 % de cobertura del área, mientras que los pastos limpios, dedicados a la ganadería, ocupan el 15 % de la zona. Esta cobertura registra valores más empobrecidos que los cultivos de banano, entre $-27,10\text{‰}$ y $-33,8\text{‰}$ $\delta^{13}\text{C}$ (Dungait et al., 2010). Con base a esta información, se decidió fijar un valor de $-24,40\text{‰}$ para el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(\text{g})}$.

Considerando un estado de equilibrio entre los carbonatos en el agua subterránea y el $\text{CO}_{2(g)}$ dado que se encuentra en un sistema abierto y teniendo como hipótesis que el $\text{CO}_{2(g)}$ es la principal fuente de bicarbonatos en el agua, como se infiere de la caracterización hidrogeoquímica, se puede calcular el $\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}}$ esperado en el agua subterránea usando la Ecuación 14:

Ecuación 14

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{co2g}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{GW}} + {}^{13}\epsilon_{g/b}$$

El factor de enriquecimiento ${}^{13}\epsilon_{g/b}$ entre la fase gaseosa y los bicarbonatos fue de -7,59‰ calculado a partir de la Ecuación 15 y considerando una temperatura media de 28°C. En consecuencia, el $\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}}$ en el agua subterránea sería de -16,81 ‰, el cual es similar a los valores medidos en los puntos 10 y 13. Valores más empobrecidos fueron obtenidos en los puntos 5 (-20,02 ‰), 14 (-21,88 ‰) y 24 (-22,19 ‰), los cuales pueden ser producto de diferentes mezclas de vegetación tipo C3, incluido los cultivos de banana con valores alrededor de -27,0 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 del suelo con un valor de bicarbonato en el agua de alrededor de -20 ‰ $\delta^{13}\text{C}$.

Ecuación 15

$${}^{13}\epsilon_{g/b} = -9483/T^{\circ}\text{K} + 23,89\% \quad (\text{Mook et al., 1974})$$

La coherencia de los valores del $\delta^{13}\text{C}_{\text{GW}}$ con los valores de las plantas tipo C3 descarta la posibilidad de la disolución de carbonatos por actual o antigua intrusión marina en la composición fisicoquímica del acuífero, coherente con lo presentado en el capítulo de hidrogeoquímica y con los resultados del acuífero confinado (Villegas et al., 2018). Por lo tanto, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ parecen ser el resultado de procesos biológicos y así, A_0 no necesita ser corregida.

Las actividades de carbono 14 varían entre 91,7 y 95,0 pcm, resultados coherentes con valores de tritio menores de 0,5 UT, lo cual registra una edad aparente sin corregir entre 424 y 716 años.

3.3.4.3. Datación a partir de datos de gases clorofluorocarbonados-CFC's y sulfuro hexafluorido-SF6

Este numeral presenta, en primer lugar, las concentraciones equivalentes de los gases calculadas para las 12 muestras, para luego, mostrar las edades obtenidas utilizando los modelos de mezcla completa y mezcla binaria. Finalmente, se analizan integralmente los resultados a nivel regional.

Los puntos 11, 18 y 30 registran una concentración equivalente superior a la concentración atmosférica actual para el CFC-11. Los puntos 6, 9, 11 y 18 muestran valores mayores para el CFC-12; en consecuencia, estos valores no pudieron ser comparados con la concentración atmosférica. El SF_6 pudo ser usado para los puntos 2, 21, 6, 8 y 17 (Han et al., 2014; Kagabu et al., 2017) (Tabla 43). Por otra parte, no se observan procesos de degradación de las muestras, con excepción de los puntos 80 y 17 donde se presentan trazas de metano (CH_4) que podrían indicar condiciones reductoras favorables para la degradación. Sin embargo, en estos dos puntos todos los compuestos de CFC's fueron bajos, mientras que se esperaba que el CFC degrade alternativamente desde CFC-11, CFC-113 y finalmente CFC-12 (Khalil & Rasmussen., 1989). Todas las muestras pudieron ser datadas al menos una vez.

Tabla 43. Concentraciones equivalentes en pptv de CFC-11, CFC-113, CFC-12 y SF₆ en las muestras.

Código	CFC12	CFC-11	CFC-113	SF ₆
2	385,49	126,08	52,84	7,88
6	520,21	171,26	32,09	9,72
7	388,15	164,10	49,11	12,96
8	791,44	122,65	37,97	5,53
9	508,30	59,41	43,16	11,20
11	522,39	223,16	49,48	13,58
16	299,21	131,66	20,90	22,30
17	59,11	13,49	2,26	4,57
18	1713,93	284,11	34,09	10,44
21	368,14	154,43	40,40	7,07
30	439,35	381,81	14,78	10,84
80	22,91	15,30	4,50	0,26

La edad aparente del agua subterránea calculada con los CFC's con el modelo de mezcla exponencial (EMM) varía entre 1 y 70 años respectivamente con coeficientes de variación mayores a 9%. Los puntos 9, 16, 17, 30 y 80 pueden presentar aguas mayores de 70 años (Tabla 44). Las edades calculadas con el SF₆ registran menores valores entre 1 y 16 años, con excepción del punto 80, que presenta poco contenido de SF₆, y por lo tanto, aguas con edades mayores a 70 años. En efecto, es usual que los valores calculados con SF₆ presenten edades más jóvenes que aquellos calculados con los CFC's debido a la producción antropogénica (Darling & Goody, 2007) y/o producción terrígena (Deeds et al., 2008) inclusive cuando esta ha sido corregida. Tabla 44. Edad aparente del agua subterránea calculada para el CFC-12, CFC-11, CFC-113.

Código	Edad (años)				Promedio (años)	Coeficiente de variación (%)
	SF ₆	CFC -12	CFC-11	CFC-113		
2	5	30	70	30	43	53
6	1		35	70	53	47
7		30	40	35	35	14
8	16		70	50	60	24
9			<70	45		
11				35		
16		50	50	<70	50	
17	22	<70	<70	<70		
18				70		
21		35	45	50	43	18
30	5	22		<70		
80	<70		<70	<70		

Se indica el promedio y coeficiente de variación, sólo para aquellos puntos que presentan como mínimo dos edades calculadas con componentes de los CFC's.

El punto 80 corresponde a un piezómetro construido a 24 m de profundidad, cuyos filtros se encuentran a 20 m.

Los gráficos bivariados entre CFC-113/CFC-11 y CFC-113/CFC-12 permiten identificar los puntos característicos de flujo pistón (11, 16 Figura 102, línea negra), exponencial (2, 80 Figura 102, línea café). El ajuste de los puntos 11 y 16 al modelo de flujo pistón podría implicar una heterogeneidad en el medio acuífero y una zona local con poca dispersión, característico del modelo de flujo pistón (Jurgens et al., 2012).

Los puntos que se encuentran dentro de estos dos modelos podrían ser entonces el resultado de aguas jóvenes mezcladas con aguas antiguas, ajustándose a modelos de mezcla binaria (Figura 102). Para este modelo, se consideró agua antigua mayor a 1962, 1974 y 1977 y agua reciente del 2017. La edad del agua reciente fue determinada teniendo en cuenta los resultados de la caracterización hidrodinámica, donde se presenta una correlación entre el ascenso del nivel piezométrico y la precipitación con un tiempo de rezago menor a 48 horas. Por este motivo, se considera factible un polo de agua reciente de un año de antigüedad.

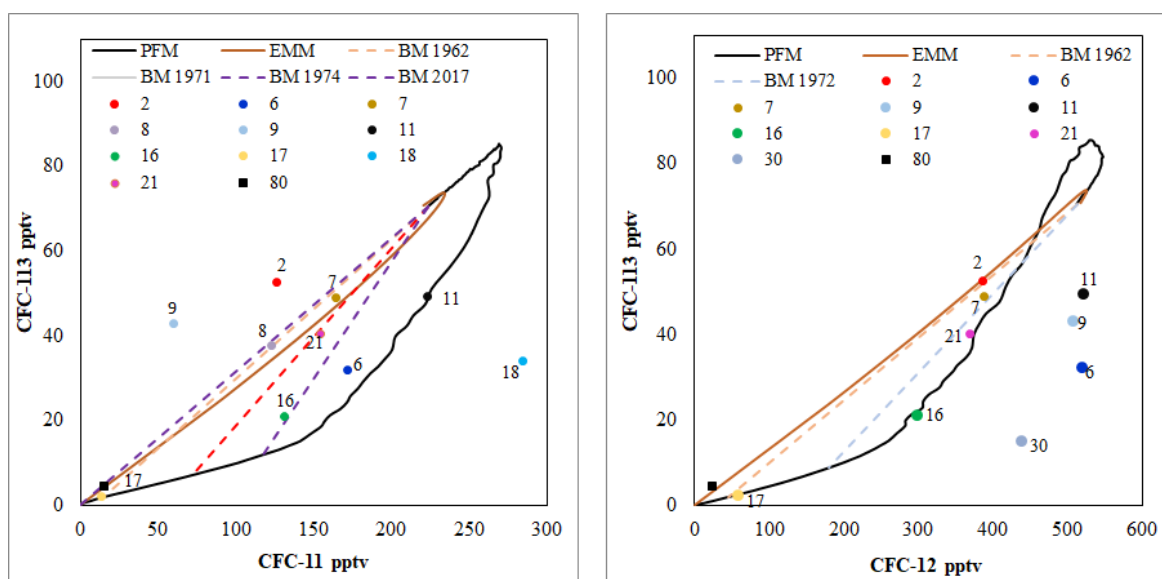


Figura 102. Gráfico CFC-113 vs CFC 11 y CFC-113-12.

En este sentido, el porcentaje de agua reciente calculado a partir de las relaciones entre el CFC-113/CFC -11 y CFC-113/CFC-12 varía entre 15 y 75 % indicando un componente actual de recarga en el sistema mezclado con aguas menos recientes (mayor a 30 años) para los puntos 2 (75 % - 0 años; 25 % - 55 años), 7 (70 % - 0 años; 30 % - 55 años), 6 (45 % - 55 años; 55 % - 0 años), 16 (30 % - 0 años; 70 % - 44 años), 17 (20 % - 0 años; 80 % - 55 años), 21 (57 % - 0 años; 43 % - 47 años) y 8 (55 % - 0 años; 45 % - 55 años). (Figura 102). Los puntos 30 y 9 se encuentran fuera de la región limitada por los modelos considerados con las relaciones CFC-113/CFC-11 y CFC-113/CFC-12. En síntesis, la figura 103 presenta la distribución de las edades aparentes calculadas, priorizando los resultados obtenidos por el modelo de mezcla binaria.

años. Al igual que el transecto 30, 11, 16, esta mezcla podría corresponder a un transporte lateral de flujo subterráneo al final del sentido del flujo, acompañado de una mayor mineralización (Figura 103).

La datación del agua subterránea en el acuífero freático del Golfo de Urabá, precisará en un futuro, considerar otros trazadores como la relación $^3\text{H}/^3\text{He}$, con el fin de definir una edad aparente para aquellos puntos en los cuales no fue posible determinar la edad con los trazadores utilizados en esta tesis (Martínez et al., 2016).

4. Síntesis hidrogeológica (Discusión)

La información hidrodinámica, hidrogeoquímica e isotópica ha sido analizada para cada punto en tres líneas de flujo seleccionadas (Figura 104), buscando una representatividad espacial en sentido norte sur, que cubra el área de estudio. Las variables hidrodinámicas analizadas comprenden la precipitación, recarga, tasa de infiltración y parámetros como la conductividad hidráulica en el marco del conocimiento hidrodinámico que se tiene de la zona de estudio. Desde el punto de vista hidrogeoquímico e isotópico, se estudian la evolución de la composición fisicoquímica del agua subterránea a lo largo del flujo, la señal isotópica del agua subterránea y su edad aparente, con el fin de explicar los flujos que se presentan en el sistema. Para el análisis y representación de todas estas variables, se diseñaron unas convenciones de las variables y parámetros, representadas por vectores escalados de la siguiente manera: azul indica la magnitud de la precipitación, verde para la tasa de infiltración y café oscuro para la recarga. Además, se diseñaron vectores que indican características cualitativas como velocidades del flujo de agua subterránea en color café claro (rápido o lento, de acuerdo con la conductividad hidráulica del sitio) y posible presencia de flujos ascendentes (color amarillo) o desde cuerpos de agua superficial (color gris).

Estos vectores fueron representados en unos esquemas por cada punto, donde se representan las condiciones geológicas locales, los parámetros hidráulicos, características hidrogeoquímicas, isotópicas y los resultados de la datación del agua, con el fin de realizar un análisis integrado en cada punto (Figuras 105 a 107).

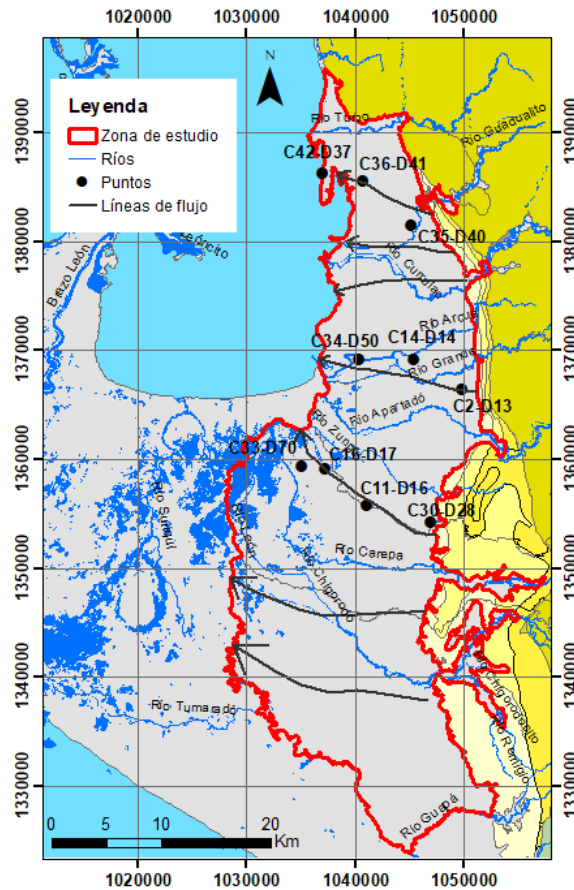


Figura 104. Líneas de flujo para la síntesis hidrogeológica.

La discusión que se da a continuación, resume los resultados, apoyados en criterios que soportan las afirmaciones en las más de 100 referencias bibliográficas citadas a lo largo de las secciones anteriores de este manuscrito, las cuales se omiten en este capítulo.

4.1. Línea de flujo 1

La precipitación, como función de entrada de este sistema hidrogeológico, es homogénea en la línea de flujo 1 con un valor de 2.260 mm para el 2017. La recarga presenta una variación espacial en sentido este – oeste (desde el piedemonte de la Serranía de Abibe hacia el Golfo), registrando valores relativamente bajos (407,4 mm/año), luego valores relativamente altos (874,0 mm/año), y al final del flujo valores más bajos (196,0 mm/año) (Figura 105).

La tasa de infiltración registra valores bajos en los puntos C35-D40 y C42_D37 de 8,0 y 9,0 mm/hora respectivamente. La conductividad hidráulica, por su parte, presenta un valor menor de 0,06 m/día en el punto medio (C36-D41) con respecto al punto inicial de la línea de flujo C35-D40 con valor de 2,72 m/día. El punto final C42_D37 no cuenta con datos de conductividad hidráulica, sin embargo, dado que los niveles mostraron una recuperación antes de 15 minutos luego del bombeo, se presume buenas condiciones de conductividad. En este sentido, si se calcula una velocidad de flujo, multiplicando el gradiente de 0,002 por la conductividad hidráulica, se obtienen mayores valores relativos de $5,0 \cdot 10^{-3}$ m/día en los extremos y menores velocidades de flujo de $1,2 \cdot 10^{-4}$ m/día en el punto central.

En este sentido, la recarga obtenida por medio del método de fluctuación de los niveles piezométricos, registra mayor valor en esta zona centro debido a un ascenso del nivel freático. Las condiciones texturales y la tasa de infiltración presentan una limitación para la infiltración directa de la precipitación, sin embargo, el punto inicial de la línea de flujo muestra una mayor velocidad de flujo, por lo tanto, el agua fluye hacia la zona intermedia. Al llegar a esta zona se encuentra con un medio de características limo arcillosas con lentes locales de arena, produciendo un almacenamiento del agua y retardando el flujo. Por lo tanto, el agua que continúa llegando, sólo tiene la posibilidad de ascender. Igualmente, se ha considerado la posibilidad de que existan aportes desde fuentes superficiales. En efecto, un canal está localizado a 20,0 m de distancia desde este punto. Por el momento, el ascenso del nivel piezométrico en este punto intermedio, dadas las condiciones texturales, tasas de infiltración y de conductividad hidráulica se deben a la combinación de un flujo subterráneo y de un aporte de una corriente de agua superficial.

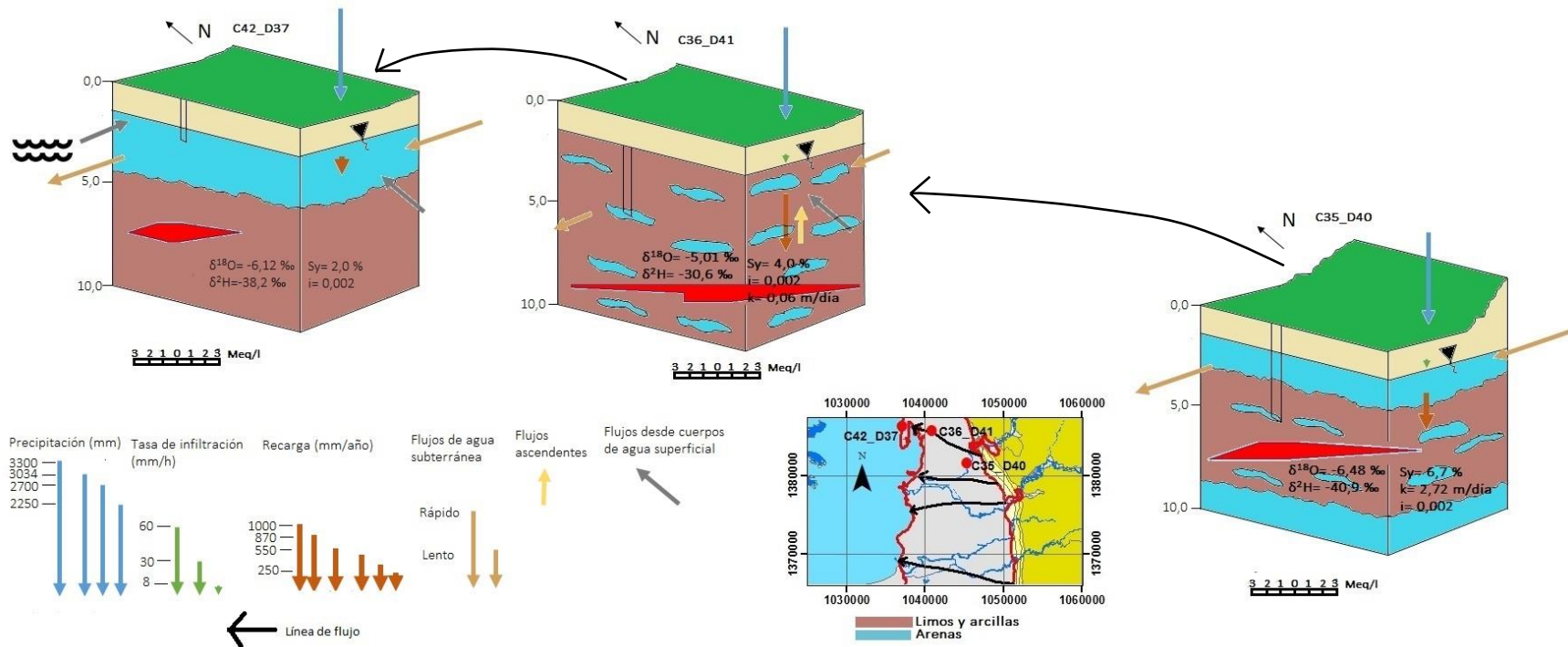


Figura 105. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 1.

El punto intermedio presenta una conductividad eléctrica alta de 2500,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ -con respecto a los otros dos puntos considerados- y una facie clorurada sódica. Estos resultados son coherentes con la hipótesis de un agua con mayor tiempo de residencia, presentando una evolución desde el inicio de la línea de flujo, confirmada por un contenido de tritio 0,0 UT. Lo anterior, refuerza la hipótesis de que los ascensos del nivel freático en este punto, se deben en gran medida al flujo subterráneo. Las aguas del canal tendrían aguas menos mineralizadas, por lo tanto en caso de existir una mezcla, por la entrada de esta agua, estaría refrescando el agua del punto intermedio. Los contenidos de cloruro en este punto son de 11,3 meq/l, por lo tanto, no se descarta que existan procesos de contaminación puntual.

4.2. Línea de flujo 2

La precipitación en la línea flujo número 2 es homogénea a lo largo del transecto, con un valor de 2.700 mm/año para el 2017, es decir, 500 mm/año adicionales con respecto a la línea 1. La recarga muestra una disminución en sentido este -oeste de 1064,5; 402,0 y 241,9 mm/año. Esta tendencia es coherente con la disminución progresiva de las tasas de infiltración y de la conductividad hidráulica (Figura 106).

Dado lo anterior, la recarga obtenida en el punto inicial corresponde efectivamente a un mayor aporte de la infiltración del agua de lluvia, favorecida por materiales más permeables y una mayor tasa de infiltración y conductividad hidráulica de 0,96 m/día. Posteriormente, la recarga en el punto intermedio - C14-D14- se ve condicionada por una menor tasa de infiltración y una menor conductividad hidráulica (0,66 m/día), por consecuencia se obtiene una menor recarga. El punto final comprende un mayor contenido de limos y arcillas, resultando en una menor recarga. Al igual que el punto C36-D41, se observan aumentos del nivel piezométrico en ausencia de precipitación, lo cual podría ser explicado por flujos subterráneos y/o por aportes de aguas superficiales.

El punto intermedio y final presentan una mayor conductividad eléctrica con respecto al punto inicial y todos muestran facies bicarbonatada cálcica-magnésica. La hidrogeoquímica es coherente con la hipótesis planteada de agua de precipitación infiltrada preferencialmente en la zona este y flujo de drenaje subterráneo a lo largo de la línea. Adicionalmente, el contenido de tritio en los puntos inicial (1,2 UT) e intermedio (0,5 U) permite evidenciar un agua con mayor tiempo de residencia en el punto intermedio.

El punto intermedio y final presentan una conductividad eléctrica similar, acompañada por una disminución del bicarbonato y calcio y un aumento del sodio y cloruro. Se descarta un fenómeno de intercambio catiónico, dado que la disminución del calcio y el aumento del sodio vienen acompañados de un aumento en el cloruro. Por lo tanto, podría darse un refrescamiento del agua por una mezcla de agua reciente, proveniente de agua superficial y/o agua lluvia, con agua de flujo subterráneo con mayor tiempo de residencia. Sin embargo, dada la baja tasa de infiltración (10 mm/h) y que el flujo subterráneo tendría una mayor mineralización, es posible plantear la posibilidad de una contribución de agua superficial. Los contenidos de cloruros no sobrepasan 1,4 meq/l por lo tanto podría pensarse que son productos de un aporte natural.

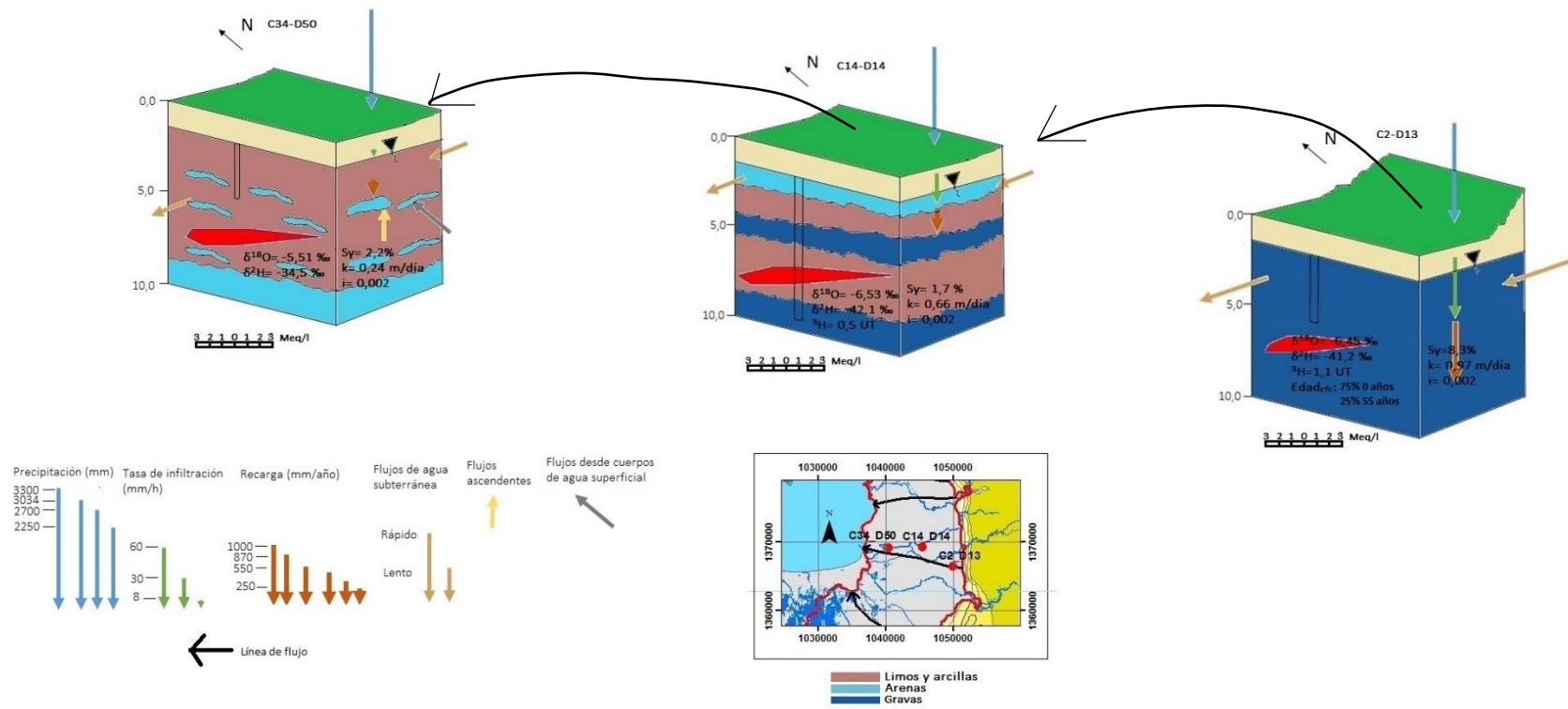


Figura 106. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 2.

4.3. Línea de flujo 3

La precipitación en la línea flujo número 3 presenta un incremento desde el este hacia el oeste con valores entre 2.700 y 3.300 mm/año. La recarga registra valores de 559,1 mm/año; 890,3 mm/año; 188,7 mm/año y 468,1 mm/año para los cuatro puntos (Figura 107).

Esta línea de flujo cuenta con valores de tasa de infiltración para el punto final con valor de 10,0 mm/hora, lo cual indicaría que las condiciones texturales, al menos en este punto, condicionan la entrada de agua de precipitación. La conductividad hidráulica registra mayores valores relativos en el punto inicial (0,75 m/día) y en el punto C16-D17 (2,26 m/día). El punto C11-D16 muestra una conductividad hidráulica de 0,14 m/día. Esta variable presenta un mayor valor en el punto final de 6,79 m/día calculada en época húmeda. Por lo tanto, las velocidades de flujo, teniendo en cuenta el gradiente, son de $1,5 \cdot 10^{-3}$ m/día, $2,8 \cdot 10^{-4}$ m/día $5,5 \cdot 10^{-3}$ m/día y $1,4 \cdot 10^{-2}$ m/día.

Teniendo en cuenta lo anterior, es posible que la magnitud calculada como recarga en el punto C11-16 reúna, además del proceso de recarga asociada a la precipitación, el ascenso de nivel causado por flujos subterráneos. La presencia de material arcilloso permite que el agua se almacene, debido a una menor conductividad hidráulica y que ascienda el nivel subterráneo. El punto C16-D17 muestra una menor recarga que podría estar relacionada en su mayoría con procesos de drenaje subterráneo, favorecido por una mayor conductividad hidráulica, y en menor proporción a la precipitación. Por su parte, el punto final, muestra un incremento de la recarga, que como es el común denominador en los puntos al final de las líneas de flujo, presenta aumentos en ausencia de precipitación. Estos aumentos podrían estar relacionados con el drenaje subterráneo y/o recarga por aguas superficiales.

Los puntos C30-D28 y C11-16 muestran facies bicarbonatada cálcica con igual composición fisicoquímica y conductividad eléctrica. Por lo tanto, el punto C11-16 sería producto de: i) mezcla de agua reciente con agua un poco más evolucionada producto del drenaje subterráneo o ii) agua de lluvia recargada sin ninguna mezcla, lo cual se configuraría como un flujo pistón. La composición isotópica en ambos puntos es similar y el contenido de tritio en el punto C11-D16 es de 1,6 UT. Por lo tanto, esta información permitiría inferir que los ascensos del nivel son productos de una recarga local de la precipitación.

El punto C16_D17 presenta un aumento en la mineralización correlacionada con una disminución del tritio. La edad estimada por medio de los CFC's muestra una mezcla de 70% de agua más antigua de 44 años con 30% de agua de cero años. Por lo tanto, la hipótesis de ascensos del nivel relacionados con flujos subterráneos parece ser coherente, coincidiendo además, con aumentos del nivel en ausencia de precipitación y con poca variabilidad de los niveles en la temporada húmeda. Esta estabilidad sería el resultado de los flujos subterráneos que alimentan constantemente este punto. La entrada de agua proveniente de la infiltración sería minoritaria. El aumento del sodio y cloruro en este punto estaría relacionado directamente con este mayor tiempo de residencia y posibles aportes antrópicos y evaporación, como se ha discutido al final de las dos líneas anteriores.

El punto C33-D70 muestra una facie clorurada sódica con 59,5 y 55,5 meq/l de Cl^- y Na^+ . El aumento de estos dos cationes obedecería a procesos adicionales a la evolución hidrogeoquímica del agua en el acuífero.

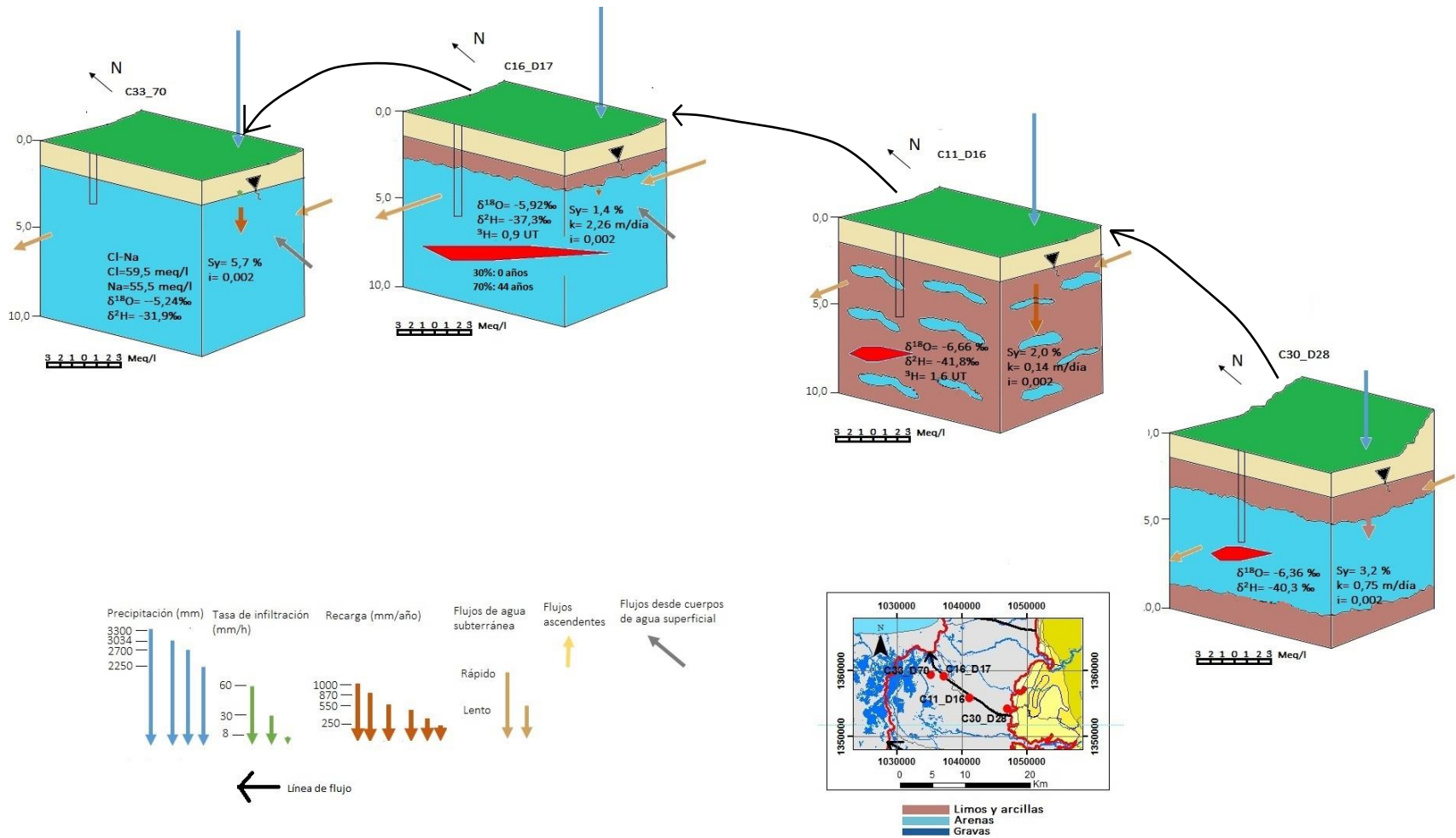


Figura 107. Síntesis de información hidrogeológica línea de flujo 3.

4.4. Síntesis del modelo hidrogeológico conceptual

En este punto es posible proponer un modelo hidrogeológico conceptual que representa el funcionamiento del acuífero freático (Figura 108). La estructura de este capítulo tuvo en cuenta las preguntas de investigación establecidas en la introducción del manuscrito, relacionadas con el patrón de flujo del agua subterránea, principales procesos hidrogeoquímicos, zonas y fuentes de recarga y la edad media del agua y su relación con el flujo.

El acuífero freático del Golfo de Urabá está conformado por los Depósitos Aluviales Qal del Cuaternario con un espesor variable entre 5 y 45 m. El agua subterránea es utilizada principalmente para la agricultura y abastecimiento humano, contabilizando más de 8.020 aljibes con profundidades que no superan los ocho (8) metros, representando alrededor de un 6% de la demanda total de cerca de 24 Mm³/año.

El acuífero presenta una alta heterogeneidad espacial y vertical de materiales donde predominan los limos y arcillas sobre los materiales arenosos, observando una mayor presencia de materiales finos al norte y al noroeste del acuífero. La información de la clasificación textural de los suelos refleja una predominancia de suelos Franco Arcillo Limosos y Franco Arenosos sobre el piedemonte de la Serranía de Abibe, mientras que en la zona norte y hacia al occidente, se registran suelos Arcillo Limosos y Arcillosos en la mayor parte del área. Estas condiciones fueron confirmadas a partir de los análisis texturales en la zona vadosa, donde muestran una mayor presencia de texturas arcillosas y limosas.

La tasa de infiltración varía entre 2,5 y 62,0 mm/hora, coherentes con el tipo de textura encontrada en los primeros centímetros de suelos. El rendimiento específico –Sy- varía entre 1,4 y 8,3 %, siendo los mayores valores encontrados sobre el este de la zona de estudio, coherente con las texturas más gruesas en los suelos. El acuífero presenta una conductividad hidráulica entre 0,06 y 20,3 m/día, indicando un acuífero de productividad media y presentado los mayores valores hacia el este sobre el borde de la Serranía de Abibe y en el sur (Figura 108).

El acuífero muestra una recarga directa desde la precipitación que varía entre 189,0 y 1.064,8 mm/año correspondiente al 7,0 y 36,0 % de la precipitación anual para el 2017. Se estimaron tiempos de rezago entre la precipitación y el ascenso del nivel piezométrico menores a 48 horas. En este punto de la tesis, es necesario resaltar y retomar, lo importante de este resultado, pues abre las puertas para replantear el enfoque conceptual tradicional de una recarga con menor velocidad en los acuíferos, especialmente en acuíferos con alto contenido de limos y arcillas.

La recarga presenta un patrón espacial, mostrando los mayores valores en la zona sur y sur-este en relación con una mayor precipitación, mejores condiciones texturales y mayores tasas de infiltración. Esta dinámica regional ha sido confirmada por los resultados hidrogeoquímicos e isotópicos, donde se observan aguas menos evolucionadas sobre la Serranía de Abibe y en el sur.

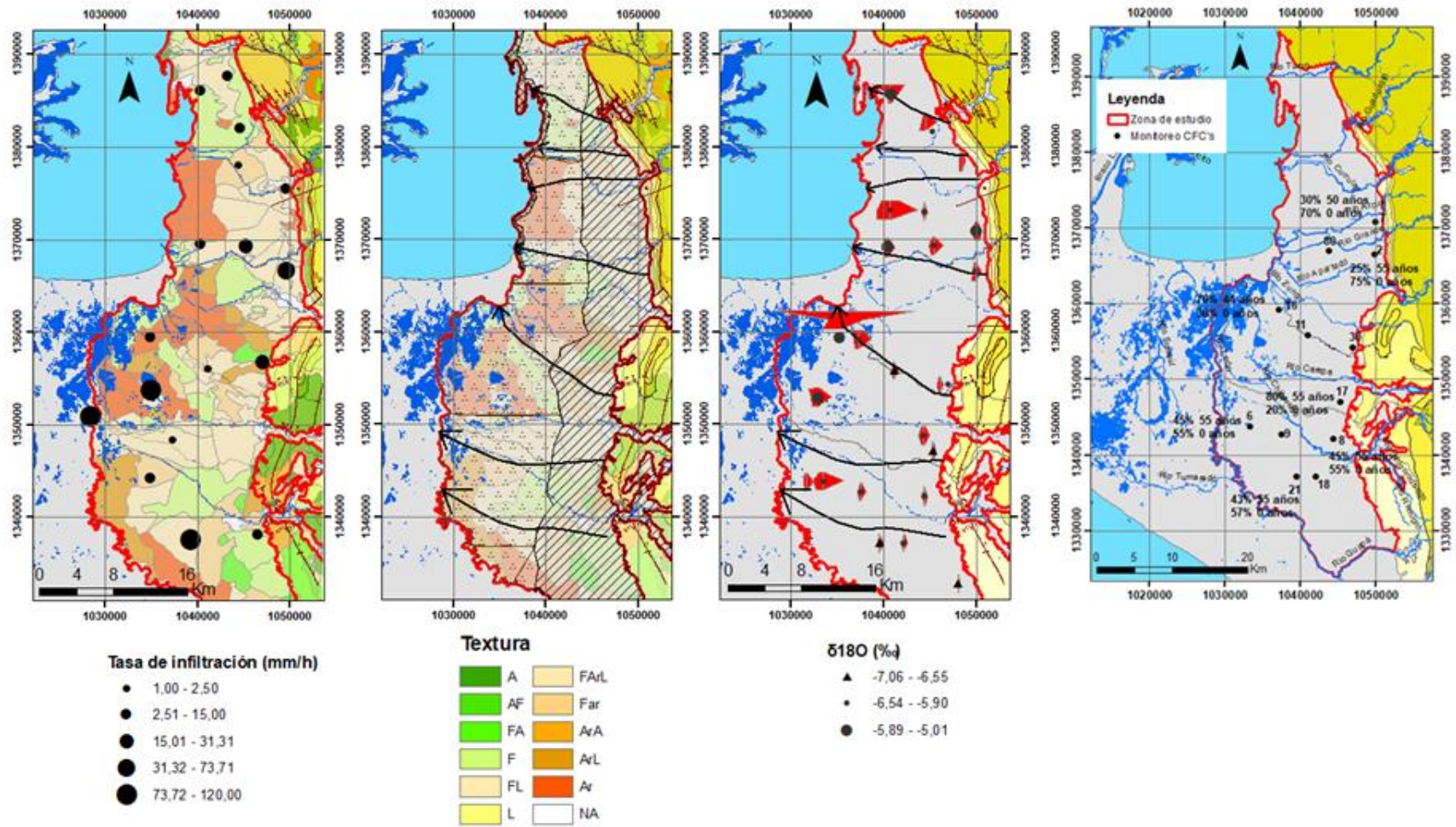


Figura 108. Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero freático del Golfo de Urabá

El agua subterránea registra una dirección de flujo desde el este sobre la Serranía de Abibe hacia el Golfo de Urabá, la zona de humedales y en el sur se observa una tendencia de flujo hacia el río León. (Figura 108). Esta dirección de flujo obtenida por medio de superficies piezométricas en la época húmeda y seca, fue validada por medio de la hidrogeoquímica, observando un aumento de la mineralización en el sentido de flujo. Las superficies piezométricas muestran el mismo sentido de flujo en la época seca y húmeda. Se notan mayores descensos en la época seca, relacionada con una disminución de la precipitación. El nivel piezométrico horario mostró este mismo comportamiento a la escala de alta resolución, observando además unos ascensos en la curva de recesión, relacionado con posibles aportes de fuentes superficiales y/o drenajes subterráneos. Las zonas de mayor recarga registran mayores pendientes de la curva de recesión, relacionado con mayores velocidades de flujo en dirección del gradiente y menor aporte de flujo subterráneo entrante.

Los resultados de la evaluación hidrodinámica e hidrogeoquímica sugieren la posibilidad de que existan flujos provenientes de agua superficial (ríos, zonas de humedales, inundación), los cuales estarían presentes particularmente en la zona de tránsito y descarga del acuífero y son característicos en acuíferos freáticos. La posible presencia de estos flujos se justifican por medio de las observaciones en los hidrógrafos, representados por un aumento del nivel piezométrico sin ningún evento de precipitación. Estos flujos no han sido caracterizados cuantitativamente, dentro de esta investigación. No se observó una composición isotópica más enriquecida, que permitiera confirmar estos flujos. La oscilación de la marea ejerce también un control sobre la oscilación del nivel piezométrico en el punto C42-D37 cerca de la línea de costa. Sin embargo, los resultados hidrogeoquímicos e isotópicos permiten descartar la posibilidad de una zona de mezcla entre el mar y el acuífero en la parte menos profunda. Los flujos de salida están representados por el drenaje subterráneo en el sentido de flujo y posiblemente por la descarga por medio de flujo base a los cuerpos de agua superficial y hacia el Golfo de Urabá.

Teniendo en cuenta el rendimiento específico y el volumen de la zona saturada, se estimó un tiempo de renovación del acuífero en alrededor de 20 años.

La caracterización hidrogeoquímica refleja aguas subterráneas con conductividad eléctrica entre 182,0 y 9.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la época seca. En la época húmeda, este parámetro registra una disminución de hasta el 50%, relacionada con la entrada de agua de recarga. En el acuífero predominan las facies bicarbonatadas cálcica-magnésicas, las cuales corresponden al contacto del agua de precipitación con el CO_2 del suelo, favoreciendo la alteración de silicatos. Estos son los principales procesos hidrogeoquímicos identificados, aunque no se descartan procesos de intercambio catiónico y de óxido-reducción (Figura 108).

La composición isotópica del agua subterránea coincide con la señal isotópica de la precipitación, confirmando una recarga directa en la zona plana consistente con una edad media entre 1 a 70 años (modelo de mezcla exponencial) y con porcentajes de agua recién recargada de un año, entre 20 y 75%. (Figura 108). Estos resultados son consistentes con los resultados de la hidrodinámica y la hidrogeoquímica.

De acuerdo con los resultados de la evaluación hidrogeoquímica e isotópica, no existen flujos desde el nivel profundo o acuífero confinado hacia el acuífero libre, dado que la composición isotópica del acuífero confinado es más empobrecida (entre -7,00 y -8,00 ‰).

Este modelo hidrogeológico conceptual presenta las potencialidades del acuífero freático, representado por una recarga rápida y en fase con la precipitación en términos generales. Sin embargo, también registra una descarga importante en la temporada seca (enero-febrero-marzo). Este comportamiento permite repensar las formas de extracción del agua subterránea y las posibilidades de aprovechamiento futuro de este acuífero, puesto que el recurso está limitado por el patrón climatológico de la zona. En este sentido, se hace necesario regular la demanda de agua en la época seca, con el fin de proteger el recurso hídrico.

5. Conclusiones y perspectivas

Mediante esta investigación se logró avanzar en la comprensión del funcionamiento y dinámica de un acuífero freático heterogéneo, basado en su comportamiento hidrodinámico, procesos hidrogeoquímicos y tiempos de tránsito y residencia del agua subterránea. Aplicado al caso de estudio del acuífero freático del Golfo de Urabá, Colombia.

La información hidrodinámica ha mostrado tres comportamientos de niveles piezométricos en relación con variables y parámetros intrínsecos del medio físico, como la textura del suelo y la conductividad hidráulica. Estos comportamientos han sido regionalizados, presentando una importante recarga y una relación directa entre los niveles piezométricos y la precipitación al inicio de la dirección del flujo de agua subterránea. A medida que el flujo de agua subterránea avanza a las zonas intermedias y de descarga, el patrón de respuesta a nivel piezométrico sugiere flujos adicionales a la infiltración de la precipitación, como el drenaje de aguas subterráneas, oscilación de mareas y posibles entradas de flujo superficial. Esta información fue representada en un modelo conceptual de flujo de aguas subterráneas, con el cual se da cuenta del cumplimiento del primer objetivo de la tesis.

La conductividad eléctrica muestra aguas menos evolucionadas en zonas con suelos de texturas arenosas y mayor conductividad hidráulica. Los puntos ubicados en la zona de transición y descarga del acuífero muestran mayor conductividad eléctrica y una evolución de los iones mayores, lo que ratifica la contribución de los flujos de drenaje de aguas subterráneas, confirmando el modelo conceptual de flujo propuesto. Algunos puntos muestran una mayor evolución marcada por altos niveles de cloruros y sodio, razón por la cual no se excluyen las contribuciones de actividades antropogénicas.

Como un acuífero freático típico en un clima tropical húmedo con una extensa cubierta vegetal, la geoquímica del agua subterránea se rige principalmente por el contacto del agua y el suelo con CO₂ (g), que induce la meteorización de silicatos, lo que resulta en facies de HCO₃⁻-Ca²⁺-Mg²⁺. Otros procesos, como el intercambio de cationes, tienen menos representatividad en el acuífero. Por otro lado, la geoquímica del acuífero parece influenciada por procesos redox, responsables de las grandes cantidades de hierro y la reducción de nitratos.

La composición isotópica de la precipitación registra un efecto de cantidad marcado a escala estacional, evidenciado por valores empobrecidos durante el período lluvioso y valores enriquecidos durante el período seco. La señal isotópica en la precipitación está fuertemente influenciada por el fenómeno ENSO. La composición isotópica del agua subterránea con una media de $\delta^{18}\text{O}$ de -6,16 ‰ es consistente con la composición isotópica de precipitación, lo que confirma la recarga directa de la precipitación. Diferentes trazadores como ^3H , ^{14}C y CFC's validaron la infiltración de agua de lluvia en el acuífero y una mezcla de aguas más jóvenes (0 años) con aguas relativamente más antiguas (más de 40 años), conforme con la tasa de renovabilidad estimada según hidrodinámica.

La información integrada de los resultados parciales permitió proponer (elaborar) un modelo hidrogeológico conceptual que representa el funcionamiento del acuífero.

Los resultados de esta tesis de doctorado permiten confirmar la complejidad de los sistemas acuíferos freáticos, especialmente en zonas húmedas, con alta variabilidad en la precipitación y con una densa red hidrográfica. Múltiples factores pueden influenciar la entrada, salida y movimiento del agua subterránea, por lo tanto, es necesario considerar diferentes metodologías, trazadores para su evaluación y conocimiento. Estos resultados constituyen un aporte al entendimiento de estos acuíferos en el ámbito académico, donde constantemente se busca validar metodologías de investigación y mejorar los enfoques tradicionales de evaluación.

Por otra parte, los resultados configuran un insumo para la gestión de este acuífero en el territorio, permitiendo reconsiderar las oportunidades de futuras explotaciones para agua de consumo. Adicionalmente, esta tesis constituye, para Colombia, el primer estudio sistemático que emplea la datación por medio de los CFC's y SF_6 junto con otros trazadores radioactivos con el objetivo de proponer e intentar validar un modelo hidrogeológico conceptual del acuífero freático.

El enfoque conceptual y la metodología planteada en esta tesis se consideran adecuados para el estudio y caracterización de acuíferos freáticos, donde diferentes componentes del ciclo hidrológico y elementos antrópicos intervienen en su dinámica. La utilización de múltiples métodos y su posterior comparación permiten sentar bases sólidas sobre la recarga y el flujo del agua subterránea, especialmente en zonas húmedas donde las precipitaciones están presentes a lo largo del año.

Esta investigación constituye un aporte fundamental al conocimiento y gestión del acuífero freático del Golfo de Urabá, y aunque los resultados responden al logro de los objetivos, se considera pertinente plantear necesidades actuales de información y nuevas ventanas de investigación para trabajos futuros:

Aunque la metodología analítica propuesta indica una mayor contribución de la infiltración de lluvia, se requiere plantear nuevas investigaciones, con el fin de cuantificar la contribución de los flujos provenientes de agua superficial.

Por una parte, la caracterización del medio físico, en particular, las características hidráulicas (porosidad, conductividad hidráulica, transmisividad, coeficiente de almacenamiento) del acuífero deben ser refinadas por medio de ensayos de bombeo en piezómetros construidos para este fin.

El estudio de la oscilación detallada del nivel piezométrico horario ha permitido mejorar el conocimiento de la dinámica del acuífero y sentar posiciones sobre el manejo actual y futuro del recurso, por lo tanto es imperativo continuar y mejorar este programa de monitoreo, enfocándose particularmente a caracterizar la interacción agua superficial- agua subterránea, la cual podría controlar la hidrología local-regional y la dinámica del nivel piezométrico. Para ello es necesario delimitar áreas de estudio sin o con poca influencia antrópica, en las cuales se midan los niveles del agua y la conductividad eléctrica de los sistemas superficiales (ríos, humedales), el agua subterránea a escala horaria. Esta caracterización debe incluir igualmente, el estudio de los materiales dispuestos en los lechos de los ríos y sus características hidráulicas. En complemento de la caracterización hidrodinámica, la evolución temporal a detalle de la composición isotópica del sistema atmosférico-superficial-subterráneo mejoraría las características de estas interacciones.

Los procesos de óxido reducción en el acuífero parecen controlar los contenidos de las formas inorgánicas del nitrógeno en el área. En consecuencia, los esfuerzos deben estar dirigidos a mejorar la caracterización espacio temporal de parámetros como oxígeno disuelto, potencial redox, compuestos nitrogenados en todas sus formas. Este conocimiento debe comprender la caracterización de la zona no saturada, teniendo en cuenta la posible infiltración de agroquímicos utilizados. Por otra parte, por medio de observación al binocular y secciones delgada de los depósitos aluviales debe ser objeto de futuras investigaciones, con el fin de mejorar el modelo hidrogeoquímico presentado en esta tesis

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abu-alnaeem, M. F., Yusoff, I., Ng, T. F., Alias, Y., & Raksmei, M. (2018). Assessment of groundwater salinity and quality in Gaza coastal aquifer, Gaza Strip, Palestine: An integrated statistical, geostatistical and hydrogeochemical approaches study. *Science of The Total Environment*, 615, 972–989. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2017.09.320>
- Alazard, M. (2013). Etude des relations surface – souterrain du système aquifère d’El Haouareb (Tunisie Centrale) sous contraintes climatiques et anthropiques. *Université de Montpellier*, 258 pp.
- Ansari, J. A., & Umar, R. (2019). Evaluation of hydrogeochemical characteristics and groundwater quality in the quaternary aquifers of Unnao District, Uttar Pradesh, India. *HydroResearch*, 1, 36–47. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2019.01.001>
- Appelo, C., & Postma, D. (2005). Geochemistry, groundwater and pollution (2nd ed.; A. A. B. Publishers, Ed.), 645 pp.
- Aquilina, L., Vergnaud-Ayraud, V., Les Landes, A. A., Pauwels, H., Davy, P., Pételet-Giraud, E., ... Barbecot, F. (2015). Impact of climate changes during the last 5 million years on groundwater in basement aquifers. *Scientific Reports*, 5, 14132. Retrieved from <https://doi.org/10.1038/srep14132>
- Argust, P. (1998). Distribution of boron in the environment. *Biol Trace Elem Res.*, 66, 131–143.
- Armengol, S., Manzano, M., Bea, S. A., & Martínez, S. (2017). Identifying and quantifying geochemical and mixing processes in the Matanza-Riachuelo Aquifer System, *Science of the Total Environment, Argentina*. 600, 1417–1432. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.046>
- Bastidas, B. (2019). Modelo conceptual de la recarga de aguas subterráneas en el nivel somero del sistema hidrogeológico golfo de urabá, evaluando su magnitud y variabilidad espacio – temporal. Universidad de Antioquia, 198 pp.
- Bastidas, B., Betancur, T., & Campillo, A. (2019). Analysis of water table fluctuations to improve understanding and quantification of the groundwater recharge process in the shallow aquifer of the gulf of urabá (COLOMBIA). *E-Proceedings of the 38th IAHR World Congress*. Panamá.
- Beaudry, C., Lefebvre, R., Rivard, C., & Cloutier, V. (2018). Conceptual model of regional groundwater flow based on hydrogeochemistry (Montérégie Est, Québec, Canada). *Canadian Water Resources Journal*, 43(2), 152–172. <https://doi.org/10.1080/07011784.2018.1461579>
- Betancur, T. (1996). Modelamiento de Acuíferos para la Zona de Uraba Utilizando Sistemas de Información Geográficos. Universidad Nacional de Colombia Sede Medellín, 105 pp.
- Betancur, T. (2008). *Una aproximación al conocimiento de un sistema de acuífero tropical*. Universidad de Antioquia, 211 pp.

- Betancur, T., Duque, C., Martínez, C., García, D., Villegas, P., et al. (2018). Aplicación de una metodología para la delimitación de zonas potenciales de recarga. caso de estudio: eje bananero del urabá antioqueño-colombia. *Hidrogeología Regional Volumen I en memorias XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología*- 183–189. Salta, Argentina.
- Bevington, J., Piragnolo, D., Teatini, P., Vellidis, G., & Morari, F. (2016). On the spatial variability of soil hydraulic properties in a Holocene coastal farmland. *Geoderma*, 262, 294–305. doi:10.1016/j.geoderma.2015.08.025
- Bodner, G., Scholl, P., Loiskandl, W., & Kaul, H.-P. (2013). Environmental and management influences on temporal variability of near saturated soil hydraulic properties. *Geoderma*, 204-205, 120–129. doi:10.1016/j.geoderma.2013.04.015
- Bondu-Crozel. (2012). Utilisation des traceurs atmosphériques émergents (CFCs, SF6 et gaz nobles) pour caractériser les conditions de recharge et les temps de résidence des eaux dans les systèmes karstiques. Université Montpellier, 52 pp.
- Borrok, D. M., Lenz, R. M., Jennings, J. E., Gentry, M. L., Steensma, J., & Vinson, D. S. (2018). The origins of high concentrations of iron, sodium, bicarbonate, and arsenic in the Lower Mississippi River Alluvial Aquifer. *Applied Geochemistry*, 98(July), 383–392. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.10.014>
- Bower, H., & Rice, R. (1976). A slug test for determining hydraulic conductivity of unconfined aquifers rith completely or partially penetrating wells. *Water Resources Research*, 27, 423–428.
- Brown, C. (1998). *Applied Multivariate Statistics in Geohydrology and Related Sciences*. (Springer, Ed.), 248 pp. Berlín.
- Bunnell-Young, D., Rosen, T., Fisher, T. R., Moorshead, T., & Koslow, D. (2017). Dynamics of nitrate and methane in shallow groundwater following land use conversion from agricultural grain production to conservation easement. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 248, 200–214. <https://doi.org/10.1016/J.AGEE.2017.07.026>
- Cai, Z., & Ofterdinger, U. (2016). Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland. *Journal of Hydrology*, 535, 71–84. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.066>
- Campillo, A., Taupin, J. D., Patris, N., & Betancur, T. (2015). Uso de la geoquímica y de los isótopos estables del agua en el estudio de un sistema acuífero super_cial en el complejo urbanizado andino (Valle de Aburrá, Colombia). *REVISTA PERUANA GEO_ATMOSFÉRICA RPGA*, 4(4), 62–79.
- Chatton, E., Aquilina, L., Pételet-Giraud, E., Cary, L., Bertrand, G. et al. (2016). Glacial recharge, salinisation and anthropogenic contamination in the coastal aquifers of Recife (Brazil). *Science of The Total Environment*, 569–570, 1114–1125. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.06.180>
- Chow, V., Maidment, D. & Mays, L. (1994). *Hidrología Aplicada*. McGRAW-HILL, 584 pp.

- Coelho, V. H. R., Bertrand, G. F., Montenegro, S. M. G. L., Paiva, A. L. R., Almeida, C. N., et al. (2018). Piezometric level and electrical conductivity spatiotemporal monitoring as an instrument to design further managed aquifer recharge strategies in a complex estuarial system under anthropogenic pressure. *Journal of Environmental Management*, 209, 426–439. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2017.12.078>
- Conant, B., Robinson, C. E., Hinton, M. J., & Russell, H. A. J. (2019). A framework for conceptualizing groundwater-surface water interactions and identifying potential impacts on water quality, water quantity, and ecosystems. *Journal of Hydrology*, 574, 609–627. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.050>
- Cooper, H.H. & Jacob, C.E. (1946). A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history, *Am. Geophys. Union Trans.*, vol. 27, 526-534.
- Corantioquia & Universidad de Antioquia. (2006). Validación del modelo conceptual de los acuíferos en la territorial Panzenú : informe final. Medellin, Colombia, 235 pp.
- Craig, H., & Gordon, L. (1965). Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere, 122 pp. Pisa.
- Crosbie, R. S., Binning, P., & Kalma, J. D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 41(1), 1–9. <https://doi.org/10.1029/2004WR003077>
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1996). *Hidrología subterránea Tomo 1*, 1157 pp (Omega S.A., Ed.). Barcelona, España.
- Dansgaard, W. (1964). *Stable isotopes in precipitation*, 435-468.
- DANE. (2018). Censo Nacional de Población y Vivienda. Bogotá D.C.: Departamento Administrativo Nacional de Estadística.
- Darling, W., & Goody, D. (2007). Assessing the applicability of global CFC and SF6 input functions to groundwater dating in Britain. *Science of the Total Environment*, 387, 353–362.
- De Montety, V., Aquilina, L., Labasque, T., Chatton, E., Fovet, O., Ruiz, L., ... de Dreuzy, J. R. (2018). Recharge processes and vertical transfer investigated through long-term monitoring of dissolved gases in shallow groundwater. *Journal of Hydrology*, 560, 275–288. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.077>
- Deeds, D., Vollmer, M., Kulongoski, J., Miller, B., Mühle, J., Harth, C., & Weiss, R. (2008). Evidence for crustal degassing of CF4 and SF6 in Mojave Desert groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 999–1013.
- Desconnets, J. C., Taupin, J., Lebel, T., & Leduc, C. (1997). Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 155–178.

- Dhaoui, Z., Zouari, K., Taupin, J. D., & Farouni, R. (2016). Hydrochemical and isotopic investigations as indicators of recharge processes of the Continental Intercalaire aquifer (eastern piedmont of Dahar, southern Tunisia). *Environmental Earth Sciences*, 75(16), 1-14. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5990-x>
- Doney, S. C., Gt, D. M., & Jenkins, W. J. (1992). *A Model Function of the Global Bomb Tritium Distribution in Precipitation, 1960-1986*. 97, 5481–5492.
- Dos Santos, V., Dias de Oliveria, M., Boll, M., Gozzo, L. ., & Gastmans, D. (2018). Isotopic composition of precipitation during strong ENSO events in the Southeast Region of Brazil. *Hydrological Processes*, 1-14 pp. <https://doi.org/doi:10.1002/hyp.13351>.
- Dungait, J., Docherty, G., Straker, V., Evershed, R. (2010). Seasonal variations in bulk tissue, fatty acid and monosaccharide $\delta^{13}\text{C}$ values of leaves from mesotrophic grassland plant communities under different grazing managements. *Phytochemistry*, 71, 415-428pp.
- Duque, J. (2017). Modelación multi-escala del flujo de aguas subterráneas en medios hidrogeológicos complejos. sistema acuifero del eje bananero del uraba antioqueño. Tesis de Maestría. Universidad de Antioquia, 111pp.
- Duque, J., Betancur, T. & García, E. (2018). Modelación numérica multi-escala para la identificación de sistemas de flujo. caso de estudio: acuífero multicapa, eje bananero del urabá antioqueño-colombia. Hidrogeología Regional Volumen II en memorias XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología- 61–68. Salta, Argentina.
- Edmunds, W. M., & Shand, P. (2008). *Natural Groundwater Quality*, 469 pp.
- Eichinger, L. (1983). A contribution to the interpretation of ^{14}C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *RADIOCARBON*, 25, 347–356.
- Enemark, T., Peeters, L. J. M., Mallants, D., & Batelaan, O. (2019). Hydrogeological conceptual model building and testing: A review. *Journal of Hydrology*, 569, 310–329. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.007>
- Epting, J., Huggenberger, P., Radny, D., Hammes, F., Hollender, J., Page, R. M. et al. (2018). Spatiotemporal scales of river-groundwater interaction – The role of local interaction processes and regional groundwater regimes. *Science of the Total Environment*, 618, 1224–1243. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.09.219>
- Esteller, M. V., Kondratenko, N., Expósito, J. L., Medina, M., & Martin del Campo, M. A. (2017). Hydrogeochemical characteristics of a volcanic-sedimentary aquifer with special emphasis on Fe and Mn content: A case study in Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 180, 113–126. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.06.002>
- Evans, G., Otlet, R., Downing, R., & Monkhouse, G. (1979). Some problems in Aquifers, interpretation of isotope measurements in United Kindom.

Hydrology Vol. II (Résumés d'un Symposium International Tenu à Vienna Le 19 - 23 June 1978), IAEA, 679–706.

Ferrer, N., Folch, A., Lane, M., Olago, D., Odida, J., & Custodio, E. (2019). Groundwater hydrodynamics of an Eastern Africa coastal aquifer, including La Niña 2016–17 drought. *Science of the Total Environment*, 661, 575–597. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.01.198>

Fontes, J.-C., & Garnier, J.-M. (1979). Determination of the initial ¹⁴C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, 15, 399–413.

Freitas, J. G., Furquim, S. A. C., Aravena, R., & Cardoso, E. L. (2019). Interaction between lakes' surface water and groundwater in the Pantanal wetland, Brazil. *Environmental Earth Sciences*, 78(5), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8140-4>

Galli Glok, M., Quiroz Londoño, M., & Martinez, D. (2018). Evaluación comparativa de métodos de cálculo de recarga en la cuenca superior del arroyo Tapalqué, provincia de Buenos Aires, Argentina. In *El Agua Subterránea: Recursos sin Fronteras: Hidrogeología Regional Volumen I*, 223–229. Salta.

García, D. (2018). Modelo conceptual de funcionamiento hidrológico del sistema acuífero-humedal. Tesis de maestría, Universidad de Antioquia, 35 pp.

García, D., Betancur, T., & Villegas, J. (2018). Expandiendo el concepto de ecosistema en sistemas acuíferohumedal: modelo de funcionamiento hidrológico. *XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología*, 221–227. Salta, Argentina.

Genereux, D. P., Leahy, S., Mitsova, H., Kennedy, C. D., & Corbett, D. R. (2008). Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology*, 358, 332–353. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.06.017>

GEOTEC (2003). *Geología de los cinturones Sinú-San Jacinto Planchas 1:100.000. 50 Puerto Escondido, 51 Loricá, 59 Mulatos, 60 Canaletes, 61 Necoclí, 70 San pedro de Urabá, 71 Planeta Rica, 70 Turbo y 80 Tierra Alta*. Bogotá D.C.

Ghosh, B., & Pekkat, S. (2018). A critical evaluation of measurement induced variability in infiltration characteristics for a river sub-catchment. *Measurement*, 47-59 pp. <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2018.09.018>

Gobernación de Antioquia (2018). *Actualización y monitoreo del estado del recurso hídrico*.

Gómez, S., Taupin, J. D., & Rueda, J. (2015). Estudio hidrodinámico, geoquímico e isotópico de las formaciones acuíferas de la región de Bucaramanga (Colombia). *RGPA*, 4, 44–61.

Gonfiantini, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry; The Terrestrial Environment*, 113–168.

- Gonfiantini, R., Wassenaar, L., Araguas-Araguas, L. & Aggarwal, P. (2018). A unified Craig-Gordon isotope model of stable hydrogen and oxygen isotope fractionation during fresh or saltwater evaporation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 235, 224–236.
- Gonzalez, I., H. (2002). Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Escala 1:400.000. Informe del INGEOMINAS, 240 p.
- Gourcy, L., & Brenot, A. (2011). Multiple environmental tracers for a better understanding of water flux in a wetland area (La Bassée, France). *Applied Geochemistry*, 26(12), 2147–2158. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.07.012>
- Han, Z., Tang, C., & Piao, J. (2014). Application of chlorofluorocarbons (CFCs) to estimate the groundwater age at a headwater wetland in Ichikawa City , Chiba Prefecture , Japan. *Appl Water Sci*, 291–302. <https://doi.org/10.1007/s13201-013-0145-7>
- Hassane, A. B., Leduc, C., Favreau, G., Bekins, B. A., & Margueron, T. (2016). Impacts of a large Sahelian city on groundwater hydrodynamics and quality: example of Niamey (Niger). *Hydrogeology Journal*, 24(2), 407–423. <https://doi.org/10.1007/s10040-015-1345-z>
- Healy, R. W., & Cook, P. G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91–109. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0178-0>
- Heaton, T. H. E., & Vogel, J. C. (1981). “Excess air” in groundwater. *Journal of Hydrology*, 50, 201–216. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(81\)90070-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(81)90070-6)
- Hounslow, A. (1995). *Water quality data—Analysis and interpretation*, (Prentice Hall, Ed.).416 pp
- Hvorslev, M. (1951). Time lag and soil permeability in ground water observations. *US Army Corps of Engineers Waterway Experimentation Station*, 36pp.
- IAEA. (2009a). Manejo Integrado y Sostenible de los Recursos Hídricos Subterráneos de América Latina, RLA|08|031, IAEA-Tecdoc-1611.
- IAEA (2009b). *Estudios de hidrología isotópica en América Latina 2006*. Viena, 232 pp.
- IDEAM (n.d.). Medición de las Precipitaciones. Retrieved from <http://documentacion.ideam.gov.co/openbiblio/bvirtual/012406/Cap7.pdf>
- IDEAM (2015a). *Estudio Nacional del 2014*. Bogotá, Colombia. 496 pp.
- IDEAM (2015b). Atlas del viento de Colombia. Retrieved from <http://atlas.ideam.gov.co/visorAtlasVientos.html>
- IDEAM (2019a). Estudio Nacional del Agua 2018, 452 pp. Bogotá, Colombia.
- IDEAM (2019b). Base de datos hidrometeorológicos. Retrieved March 3, 2019, from <http://dhime.ideam.gov.co/atencionciudadano/>

- IGAC & GOBERNACIÓN DE ANTIOQUIA. (2007). Estudio General de Suelos y Zonificación de Tierras del Departamento de Antioquia-CD. Instituto Geográfico Agustín Codazzi.
- INGEOMINAS (1995). Evaluación de las aguas subterráneas de Urabá, 316 pp. Bogotá D.C.
- INGEOMINAS (2001). Mapa Geológico del departamento de Antioquia. Memoria explicativa, 240pp.
- Ingerson, E., & Pearson, F. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by the ^{14}C -method. *Miyake, Y. et Koyama, T. (Editors), Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry Editorial Committee for Sugawara*, 263–268.
- Jacob, C. . (1950). Flow of Groundwater in Engineering Hydraulic. *John Wiley & Sons*, 321–386.
- Jerbi, H., Hamdi, M., Snoussi, M., Ben Abdelmalek, M., Jnoub, H., & Tarhouni, J. (2019). Usefulness of historical measurements of tritium content in groundwater for recharge assessment in semi-arid regions: application to several aquifers in central Tunisia. *Hydrogeology Journal*, 1645–1660. <https://doi.org/10.1007/s10040-019-01937-w>
- Jolly I, McEwan K, H. K. (2008). A review of groundwater-surface water interactions in arid/semi-arid wetlands and the consequences of salinity for wetland ecology. *Ecohydrology*, 1, 43–58.
- Joshi, S. K., Rai, S. P., Sinha, R., Gupta, S., Densmore, A. L., Rawat, Y. S., & Shekhar, S. (2018). Tracing groundwater recharge sources in the northwestern Indian alluvial aquifer using water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and ^3H). *Journal of Hydrology*, 559, 835–847. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.056>
- Jurgens, B., Böhlke, J., & Eberts, S. (2012). TracerLPM (Version 1): An Excel® workbook for interpreting groundwater age distributions from environmental tracer data: U.S. *Geological Survey Techniques and Methods Report*, 60 pp.
- Kagabu, M., Matsunaga, M., Ide, K., & Momoshima, N. (2017). Studies Groundwater age determination using ^{85}Kr and multiple age tracers (SF_6 , $\text{CFC}'\text{s}$, and ^3H) to elucidate regional groundwater flow systems. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 12(May), 165–180. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.05.003>
- Kaplan, D. A., & Muñoz-Carpena, R. (2014). Groundwater salinity in a floodplain forest impacted by saltwater intrusion. *Journal of Contaminant Hydrology*, 169, 19–36. <https://doi.org/10.1016/J.JCONHYD.2014.04.005>
- Katz, B. G., Eberts, S. M., & Kauffman, L. J. (2011). Using Cl/Br ratios and other indicators to assess potential impacts on groundwater quality from septic systems: A review and examples from principal aquifers in the United States. *Journal of Hydrology*, 397(3–4), 151–166. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2010.11.017>

- Kaur, L., Rishi, M. S., Sharma, S., Sharma, B., Lata, R., & Singh, G. (2019). Hydrogeochemical characterization of groundwater in alluvial plains of River Yamuna in Northern India: An insight of controlling processes. *Journal of King Saud University Science*. doi:10.1016/j.jksus.2019.01.005
- Khalil, M. A., & Rasmussen, R.A (1989). The potential of soils as a sink of chlorofluorocarbons and other man-made chlorocarbons. *Geophysical Research Letters*, 16, 679–682.
- Kotchoni, D. O. V., Vouillamoz, J.-M., Lawson, F. M. A., Adjomayi, P., Boukari, M., & Taylor, R. G. (2019). Relationships between rainfall and groundwater recharge in seasonally humid Benin: a comparative analysis of long-term hydrographs in sedimentary and crystalline aquifers. *Hydrogeology Journal*, 27(2), 447–457. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1806-2>
- Kpegli, K. A. R., Alassane, A., van der Zee, S. E. A. T. M., Boukari, M., & Mama, D. (2018). Development of a conceptual groundwater flow model using a combined hydrogeological, hydrochemical and isotopic approach: A case study from southern Benin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 18(June), 50–67. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.06.002>
- Kralik, M. (2015). How to Estimate Mean Residence Times of Groundwater. *11th Applied Isotope Geochemistry Conference, AIG-11 BRGM. Procedia Earth and Planetary Science*, 301–306.
- Leduc, C., Taupin, J., & Le Gal, C. (1996). Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). *GÉOSCIENCES DE SURFACE*, 599–605.
- Levanon, E., Yechieli, Y., Gvirtzman, H., & Shalev, E. (2017). Tide-induced fluctuations of salinity and groundwater level in unconfined aquifers – Field measurements and numerical model. *Journal of Hydrology*, 551, 665–675. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2016.12.045>
- Libby, W. (1946). Atmospheric Helium Three and Radiocarbon from Cosmic Radiation. *Physical Review Online Archive*, 69, 132–146.
- Liesch, T., & Wunsch, A. (2019). Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *Journal of Hydrology*, 572(February), 226–242. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.060>
- Logan, J. (1961). Estimation of electrical conductivity from chemical analyses of natural waters. *Journal of Geophysical Research*, 66, 2479–2483.
- Loyola, N., Schulz, C., & Gandi, C. (2018). Estimación de la recarga en el acuífero pampeano en el área de ingeniero luiggi, La Pampa. In U. N. de Salta (Ed.), *El Agua Subterránea: Recursos sin Fronteras: Hidrogeología Regional Volumen II* (pp. 125–132). Salta, Argentina.
- Mace, R. E. (1999). Estimation of hydraulic conductivity in large-diameter, hand-dug wells using slug-test methods. *Journal of Hydrology*, 219(1–2), 34–45. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00039-6](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00039-6)
- Manciati, C. (2014). Etude de l'interaction surface – souterrain du systeme aquifere tumbaco – cumbaya en equateur, avec un approche

hydrodynamique et géochimique. Université Montpellier, 385 pp.

- Martínez, D. E., Fourné, E., Londoño, O. M. Q., Jean-Baptiste, P., Galli, M. G., Dapoigny, A., & Grondona, S. I. (2016). Residence time distribution in a large unconfined–semiconfined aquifer in the Argentine Pampas using $^3\text{H}/^3\text{He}$ and CFC tracers. *Hydrogeology Journal*, 24(5) 14 pp.
- Matiatos, I. & Wassenaar, L., 2019. Stable isotope patterns reveal widespread rainy-period-biased recharge in phreatic aquifers across Greece. *Journal of Hydrology*, 568, 1081-1092.
- Mattos, J. B., Cruz, M. J. M., De Paula, F. C. F., & Sales, E. F. (2018). Spatio-seasonal changes in the hydrogeochemistry of groundwaters in a highland tropical zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 88(August), 275–286. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.023>
- Mook, W, Bommerson, J., & Staverman, W. (1974). Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 22, 169–176.
- Mook, W. (2002). Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico: principios y aplicaciones, 577 pp.
- Mostaza-colado, D., Carreño-conde, F., Rasines-ladero, R., & Iepure, S. (2018). Science of the Total Environment Hydrogeochemical characterization of a shallow alluvial aquifer : 1 baseline for groundwater quality assessment and resource management. *Science of the Total Environment*, 639, 1110–1125. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.05.236>
- Mügler, C., Ribolzi, O., Janeau, J. L., Rochelle-Newall, E., Latschack, K. et al. (2019). Experimental and modelling evidence of short-term effect of raindrop impact on hydraulic conductivity and overland flow intensity. *Journal of Hydrology*, 570(2019), 401–410.
- Négrel, P., Millot, R., Brenot, A., & Bertin, C. (2010). Lithium isotopes as tracers of groundwater circulation in a Peatland. *J. Chem*, 276, 119-127.
- Neal, C., Elderfield, H., & Chester, R. (1979). Arsenic in sediments of the North Atlantic Ocean and the Eastern Mediterranean Sea. *Marine Chemistry*, 7(3), 207–219. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(79\)90040-9](https://doi.org/10.1016/0304-4203(79)90040-9)
- Nigro, A., Sappa, G., & Barbieri, M. (2018). Boron isotopes and rare earth elements in the groundwater of a landfill site. *Journal of Geochemical Exploration*, 190, 200–206. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.019>
- Ossa, J., & Betancur, T. (2018). Hydrogeochemical characterization and identification of a system of regional flow. Case study: The aquifer on the Gulf of Urabá, Colombia. *Revista Facultad de Ingeniería*, (86), 9–18. <https://doi.org/10.17533/udea.redin.n86a02>
- Ossa, J., Campillo, A., Omar, C., & Betancur, T. (2018). Análisis regional de la recarga del agua subterránea a partir de isoscapes de precipitación. caso de estudio: antioquia, colombia. *Hidrogeología Regional Volumen I*, 175–182.
- Ossa, J. (2017). Nivel de fondo natural para un sistema acuífero. Caso de estudio: Urabá Antioqueño. Tesis de Maestría. Universidad de Antioquia,

109 pp.

- Palacio, P., & Betancur, T. (2007). Identificación de fuente y zonas de recarga a un sistema acuífero a partir de isótopos estables del agua : Caso de estudio Bajo Cauca Antioqueño. *Gestión y Ambiente*, 10, 167–182.
- Palacio, P. (2014). *Modelo Hidrológico Conceptual Para la Cuenca del Río Man a Partir de Técnicas Hidrológicas, Hidrogeoquímicas e Isotópicas*, 181pp.
- Paredes, V. (2010a). Susceptibilidad a la contaminación salina del acuífero costero del eje bananero de Urabá (golfo de Urabá) con técnicas hidrogeoquímicas e isotópicas. Universidad de Costa Rica, 150 pp.
- Paredes, V., Vargas, I., Vargas, M. & Arellano F. (2010b). Hidrogeoquímica en el acuífero costero del eje bananero de Urabá. *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 9, 51-62
- Pineda, L. (2017). Determinación de estigofauna en las aguas subterráneas de la subregión del Urabá antioqueño. Tesis de Maestría en Unverdiad de Antioquia, Medellín, 131 pp.
- Plummer, L., Prestemon, E., and Parkhurst, L. (1994). An interactive (Netpath) for modeling net geochemical reactions along flow path version 2.0 U.S Geological Survey. Virginia, 130 pp.
- Plummer, L., & Busenberg, E. (1998). Flow of river water into a karstic limestone aquifer—2. Dating the young fraction in groundwater mixtures in the Upper Floridan aquifer near Valdosta, Georgia. *Applied Geochemistry*, 8, 1017–1043.
- Plummer, L., Busenberg, E., & Cook, P. G. (2006). Principles of Chlorofluorocarbon Dating. In *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology: A Guidebook* (pp. 17–30). Viena.
- Plummer L & Glynn P. (2013). Radiocarbon dating in groundwater systems. In I. A. E. Agency (Ed.), *ISOTOPE METHODS FOR DATING OLD GROUNDWATER* (pp. 33–90). Viena.
- Priyanka, B. N., Mohan Kumar, M. S., & Amaj, M. (2018). Estimating anisotropic heterogeneous hydraulic conductivity and dispersivity in a layered coastal aquifer of Dakshina Kannada District, Karnataka. *Journal of Hydrology*, 565, 302–317
- Qi, H., Ma, C., He, Z., Hu, X., and Gao, L. (2019). Lithium and its isotopes as tracers of groundwater salinization: A study in the southern coastal plain of Laizhou Bay, China. *Science of The Total Environment*, 650, 878–890.
- Salama, R., Otto, C. & Fitzpatrick, R. (1999). Contributions of groundwater conditions to soil and water salinization. *Hydrogeology Journal*, 7, 46–64.
- Salem, O., Visser, J., Deay, M., & Gonfiantini, R. (1980). Groundwater flow patterns in the western Lybian Arab Jamahitiya evaluated from isotope

data. IAEA (Editor), *Arid Zone Hydrology: Investigations with Isotope Techniques*. IAEA, 165–179.

- Santucci, L., Carol, E., & Kruse, E. (2016). Identification of palaeo-seawater intrusion in groundwater using minor ions in a semi-confined aquifer of the Río de la Plata littoral (Argentina). *Science of the Total Environment*, 566–567, 1640–1648. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.066>
- Santoni, S., Huneau, F., Garel, E., & Celle-Jeanton, H. (2018). Multiple recharge processes to heterogeneous Mediterranean coastal aquifers and implications on recharge rates evolution in time. *Journal of Hydrology*, 559, 669–683. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.02.068
- Sasidharan, S., Bradford, S. A., Šimůnek, J., & Kraemer, S. R. (2019). Drywell infiltration and hydraulic properties in heterogeneous soil profiles. *Journal of Hydrology*, 570, 598–611. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.073>
- Shi, X., Wang, Y., Jiao, J. J., Zhong, J., Wen, H., & Dong, R. (2018). Assessing major factors affecting shallow groundwater geochemical evolution in a highly urbanized coastal area of Shenzhen City, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 184, 17–27. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2017.10.003>
- Souid, F., Agoubi, B., Telahigue, F., Chahlaoui, A., & Kharroubi, A. (2018). Groundwater salinization and seawater intrusion tracing based on Lithium concentration in the shallow aquifer of Jerba Island, southeastern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 138, 233–246. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.11.013>
- Springer, A., Petroustou, D., & Semmens, B. (1999). Spatial and temporal variability of hydraulic conductivity in active reattachment bars of the Colorado river, Grand Canyon. *Groundwater*, 37, 338–344.
- Sun, Z., Song, X., Bu, H., Yang, L., Ma, Y., et al. (2016). Origin of groundwater salinity 670 and hydrochemical processes in an unconfined aquifer: case of Yang-Dai River basin in Qinhuangdao. *Environmental Earth Sciences*.
- Tabelin, C. B., Igarashi, T., Villacorte-Tabelin, M., Park, I., Opiso, E. M. et al. (2018). Arsenic, selenium, boron, lead, cadmium, copper, and zinc in naturally contaminated rocks: A review of their sources, modes of enrichment, mechanisms of release, and mitigation strategies. *Science of the Total Environment*, 645, 1522–1553. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.07.103>
- Tamers, M. (1967). Radiocarbon Ages of Groundwater in an Arid Zone Unconfined Aquifer, Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle. *American Geophysical Union*, 143–152.
- Tavares, T., Bertolo, R., Fiúme, B., Crespi, A., Martins, V., & Hirata, R. (2015). Hydrochemical investigation of barium in the public water supply wells of Sao Paulo state, southern Brazil. *Environmental Earth Sciences*, 74(9), 6599–6612. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4661-7>
- Tauber, H. (1967). Copenhagen radiocarbon measurements VIII geographic variations in atmospheric C14 activity. *Radiocarbon*, 9, 246–256.

- Taupin J.D., Toro, L.E., & Vargas M.C. (2009). Etude géochimique et isotopique des aquifères dans la zone de Maicao (Colombie). *Hydr. Sciences J.*, 54(3), 538-555.
- Theis, C. (1935). The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Am. Geophys. Union Trans*, 16, 519–524.
- UNESCO, & ROSTLAC. (1982). Guía metodológica para la elaboración del balance hídrico de américa del sur. Montevideo, Uruguay.
- Universidad de Antioquia, & CORPOURABA. (2014). Actualización del Modelo Hidrogeológico Conceptual del Sistema Acuífero del Urabá antioqueño. , 249 pp, Medellín.
- Universidad de Antioquia, & CORPOURABA. (2016). Plan de manejo ambiental de acuífero sistema hidrogeológico golfo de urabá, 403 pp. Medellin, Colombia.
- Universidad de Antioquia & CORPOURABA. (2018). Delimitación de las zonas de recarga del sistema acuífero y fortalecimiento de la mesa de trabajo –MACURA-, 331 pp. Apartadó.
- Universidad de Antioquia & AMVA. (2018). Red de Monitoreo Ambiental del Río Aburrá-Medellín convenio 1050 de 2018, 212 pp.
- Universidad Nacional, & CORPOURABA. (2010). Modelo geológico conceptual del acuífero del golfo de urabá a partir de la interpretación de información geológica y geofísica, 52 pp. Bogotá D.C.
- Universidad de Medellín & Corpouraba. (2012). Consultoría para delimitar los humedales asociados al río León en el área de influencia de los municipios de Apartadó, Carepa, Chigorodó y Turbo, a través de técnicas que permitan modelar la función, estructura y composición de los humedales y evaluar la magnitud del daño generado por las modificaciones en el paisaje y en el cambio de uso del suelo a una escala 1:25.000. 149 pp.
- USDA. (1999). *Guía para la Evaluación de la Calidad y Salud del Suelo*, 82 pp.
- UT POMCA río Turbo - Currulao. (2018). Plan de Ordenación y Manejo de la cuenca Hidrográfica del río Turbo - Currulao. Fase de Diagnóstico. Apartadó.
- Vallejos, A., Sola, F., & Pulido-Bosch, A. (2014). Processes Influencing Groundwater Level and the Freshwater-Saltwater Interface in a Coastal Aquifer. *Water Resources Management*, 29(3), 679–697. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0621-3>
- Vargas, M. (2011). *Evaluación del peligro potencial de contaminación de las aguas subterráneas por agroquímicos*, 55 pp. Apartadó.
- Varni, M. R. (2013). Aplicación de varias metodologías para estimar la recarga al acuífero pampeano, Argentina. *Tecnología y Ciencias Del Agua*,

- 4(3), 67–85. Retrieved from http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S2007-24222013000300004&lang=pt
- Villegas, P. (2013). *Caracterización isotópica del acuífero del golfo de urabá, utilizando ^2H , ^{18}O , ^{14}C y ^{13}C* . Universidad de Antioquia, 103 pp.
- Villegas, P., Paredes, V., Betancur, T., & Ribeiro, L. (2013). Assessing the hydrochemistry of the Urabá Aquifer, Colombia by principal component analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 134, 120–129. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.08.011>
- Villegas, P., Paredes, V., Betancur, T., Taupin, J. D., & Toro, L. E. (2018). Groundwater evolution and mean water age inferred from hydrochemical and isotopic tracers in a tropical confined aquifer. *Hydrological Processes*, 32(14), 2158–2175. <https://doi.org/10.1002/hyp.13160>
- Walter, J., Chesnaux, R., Cloutier, V., & Gaboury, D. (2017). The influence of water/rock – water/clay interactions and mixing in the salinization processes of groundwater. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 13(June), 168–188. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2017.07.004>
- Warner, M. J., & Weiss, R. F. (1985). Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 32(12), 1485–1497. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(85\)90099-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(85)90099-8)
- Warner, N., Lgourna, Z., Bouchaou, L., Boutaleb, S., Tagma, T., Hsaissoune, M., & Vengosh, A. (2013). Integration of geochemical and isotopic tracers for elucidating water sources and salinization of shallow aquifers in the sub-Saharan Drâa Basin, Morocco. *Applied Geochemistry*, 34, 140–151. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2013.03.005>
- Wendland, E., Gomes, L., & Troeger, U. (2015). Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 87, 595–609.
- Wilson, G. B., & McNeill, G. W. (1997). Noble gas recharge temperatures and the excess air component. *Applied Geochemistry*, 12(6), 747–762. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00035-8](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00035-8)
- Wirmvem, M., Mimba, M., Kamtchueng, B., Wotany, E. & Bafon, T. (2015). Shallow groundwater recharge mechanism and apparent age. *Applied Water Science*, 1–14.
- Wittenberg, H., Aksoy, H., & Miegel, K. (2019). Fast response of groundwater to heavy rainfall. *Journal of Hydrology*, 571(February), 837–842. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.02.037>
- Yakir, D., & Israeli, Y. (1995). Reduced solar irradiance effects on net primary productivity (NPP) and the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values in plantations of *Muss* sp., *Musaceae*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 2149–2215.
- Zabala, M. E., Martínez, S., Manzano, M., & Vives, L. (2016). Groundwater chemical baseline values to assess the Recovery Plan in the Matanza-Riachuelo River basin, Argentina. *Science of the Total Environment*, 541, 1516–1530. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2015.10.006>

- Zairi, R. (2008). Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du Bassin du Lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria). Université Montpellier, 208 pp.
- Zhai, Y., Wang, J., Guo, H., Cao, Y., & Teng, Y. (2013). Reconstruction and optimization of tritium time series in precipitation of Beijing, China. *RADIOCARBON*, 55(1), 67–79.
- Zhao, Q., Su, X., Kang, B., Zhang, Y., Wu, X., & Liu, M. (2017). A hydrogeochemistry and multi-isotope (Sr, O, H, and C) study of groundwater salinity origin and hydrogeochemical processes in the shallow confined aquifer of northern Yangtze River downstream coastal plain, China. *Applied Geochemistry*, 86, 49–58. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.09.015>

Anexo 1. Oscilaciones de los sensores Divers instalados.

Este anexo presenta las series de tiempo de los niveles piezométricos en los sensores Divers. Los puntos se han agrupado con base en la estación de precipitación más cercana.

- C35-D40_EI_Desierto:

El punto C35-D40 se encuentra localizado en la zona rural del municipio de Turbo, en una finca bananera, donde el agua es extraída aproximadamente cada dos días para actividades del hogar y en algunas ocasiones para lavado del banano. El inventario de puntos de agua realizado por CORPOURABA presenta 2 aljibes cercanos a menos de 100m. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentando diferencias máximas de 0,07m.

El punto C35-D40 presenta un nivel piezométrico medio de 13,99m en toda la serie de datos (Figura 109).

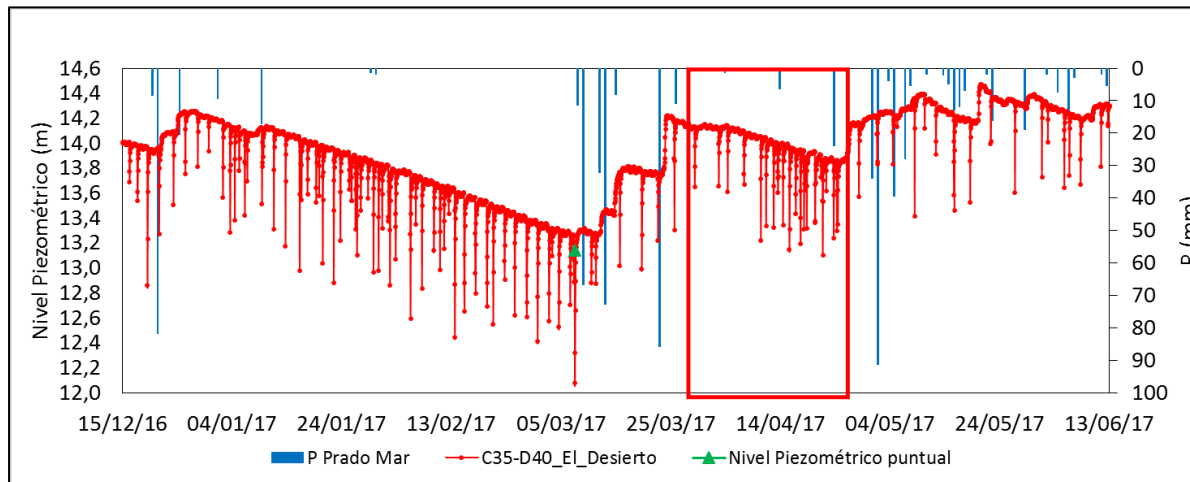


Figura 109. Variación temporal del punto C35-D40_EI_Desierto con respecto a la variación de la precipitación Prado Mar.

- C36-D41_Esc_Casanova:

El punto C36-D41 se encuentra localizado en el corregimiento de Casanova del municipio de Turbo. El agua subterránea sólo es extraída en época de sequía por medio de baldeo. El inventario de puntos de agua realizado por CORPOURABA presenta 2 aljibes cercanos a menos 100m. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,07m.

El punto 36 presenta un nivel piezométrico medio de 3,05m en toda la serie de datos. Figura 110

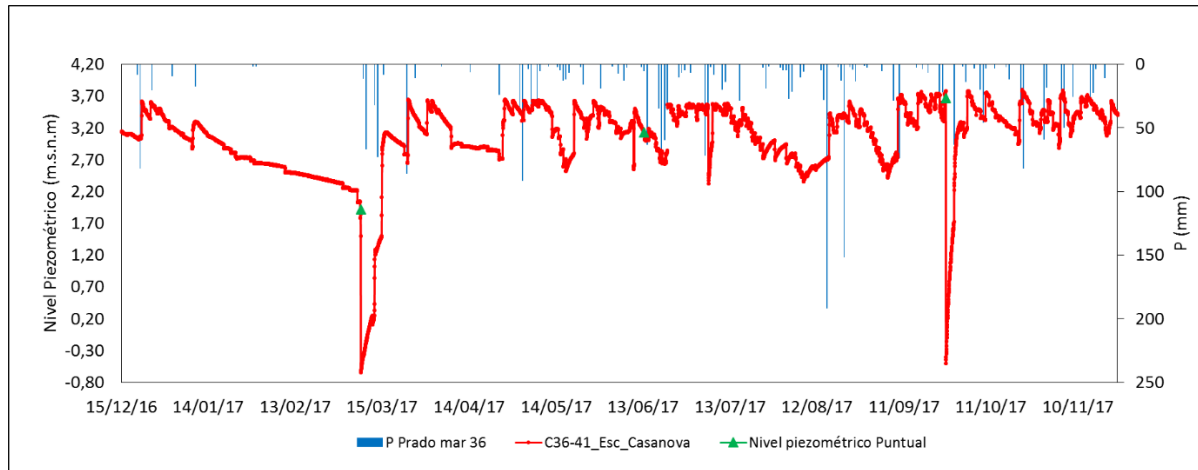


Figura 110. Variación temporal del punto 36 con respecto a la variación de la precipitación Prado Mar.

El nivel no asciende como producto de las primeras precipitaciones del inicio de la temporada húmeda (marzo 2017) (Figura 111). Sin embargo, es necesario considerar que anterior a estos dos eventos de precipitación, se realizó un bombeo total del aljibe. En consecuencia, el nivel piezométrico tardó más de tres días en recuperarse, por lo tanto el efecto de la precipitación pudo verse influenciado por este bombeo.

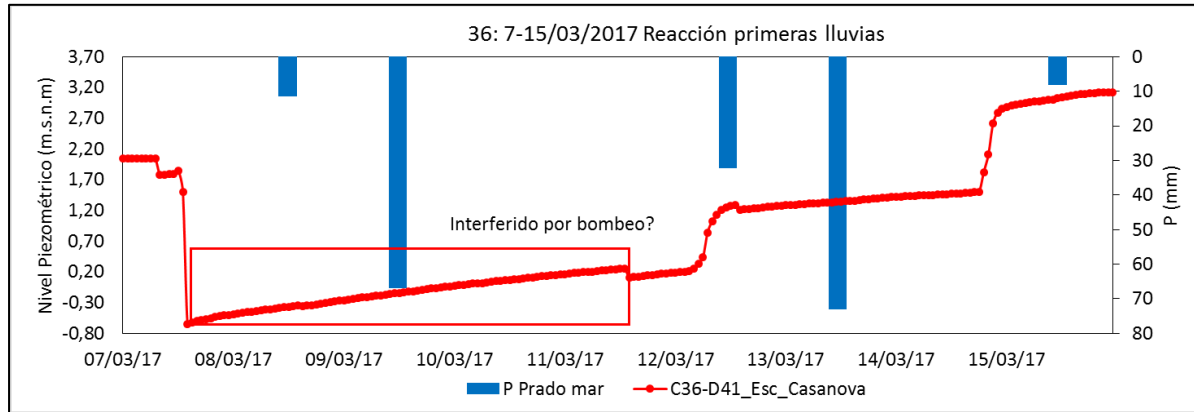


Figura 111. Análisis diario del nivel piezométrico del punto 36 en la primera temporada de lluvias.

- C2-D13_Bajo_El_Oso:

El punto C2-D13 se encuentra localizado en el corregimiento de Bajo El Oso del municipio de Apartadó. El inventario de puntos de agua realizado por CORPOURABA presenta 27 aljibes cercanos a menos de 100m. El punto C2-D13 presenta un nivel piezométrico medio de 19,76m en toda la serie de datos. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,04 m con base en lo presentado en el capítulo de descripción de datos. Sólo se presentó una diferencia de 0,59 m en septiembre de 2017. Esta diferencia se dividió por el número de días transcurridos desde la última medición y el valor resultante ha sido restado a cada dato (Figura 112).

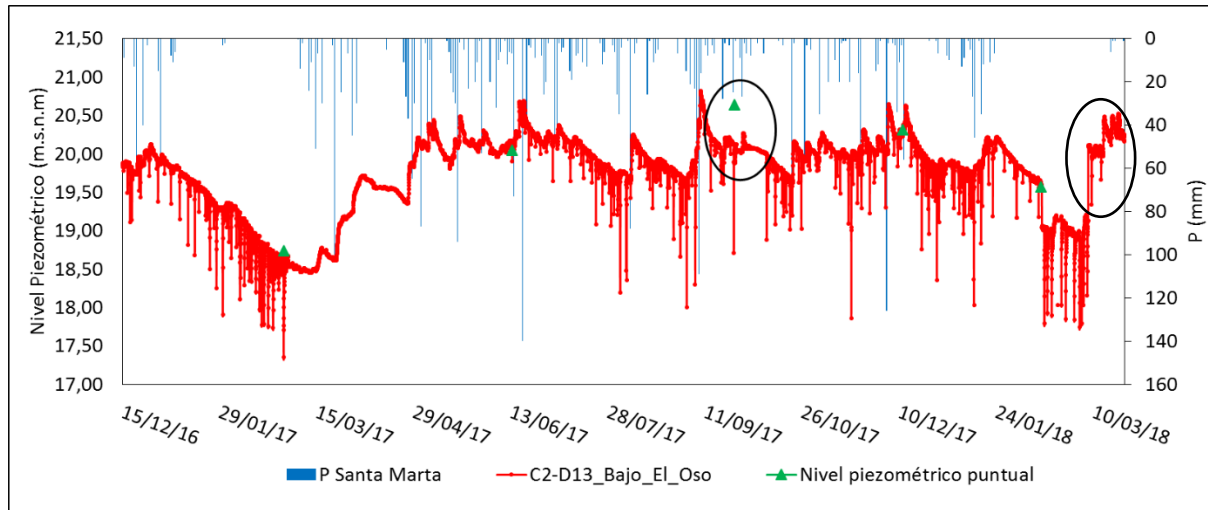


Figura 112. Variación temporal del punto C2-D13 con respecto a la variación de la precipitación Santa Marta.

El nivel piezométrico presenta un descenso abrupto “anormal” de 0,6 el día 14 de febrero de 2018 a las 2:49am. Se desconocen las causas de este descenso. A partir del día 19 de febrero de 2018 inicia la remontada del nivel en ausencia de precipitación y entre el 20 al 23 de febrero se muestran descensos mayores de 9 m a las 20:49. Figura 113. Los bombeos en la serie de datos se encuentran entre las 6:00-19:00 por lo tanto se considera poco probable que estos descensos sean como producto de bombeos internos del aljibe y es posible que correspondan a una manipulación del sensor.

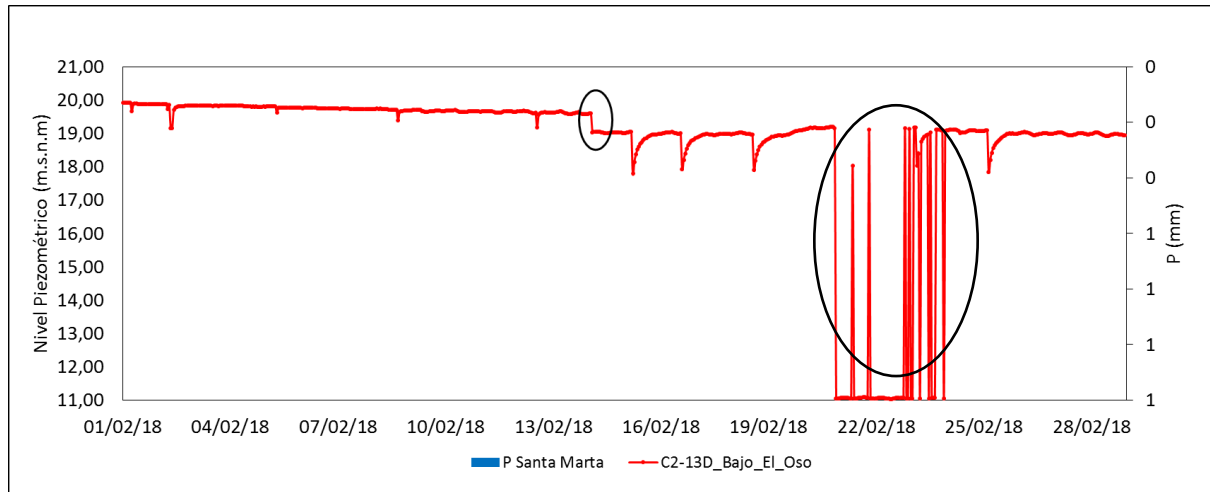


Figura 113. Anormalidad en los registros del nivel piezométrico durante el mes de febrero en el punto C2-13D_Bajo_El_Oso

Adicionalmente, asensos del nivel piezométrico son registrados en el mes de marzo de 2018, lo cual difiere del comportamiento registrado por todos los divers en esta época. Este comportamiento podría ser producto de flujos laterales provenientes del río o un mal funcionamiento del sensor. Figura 114.

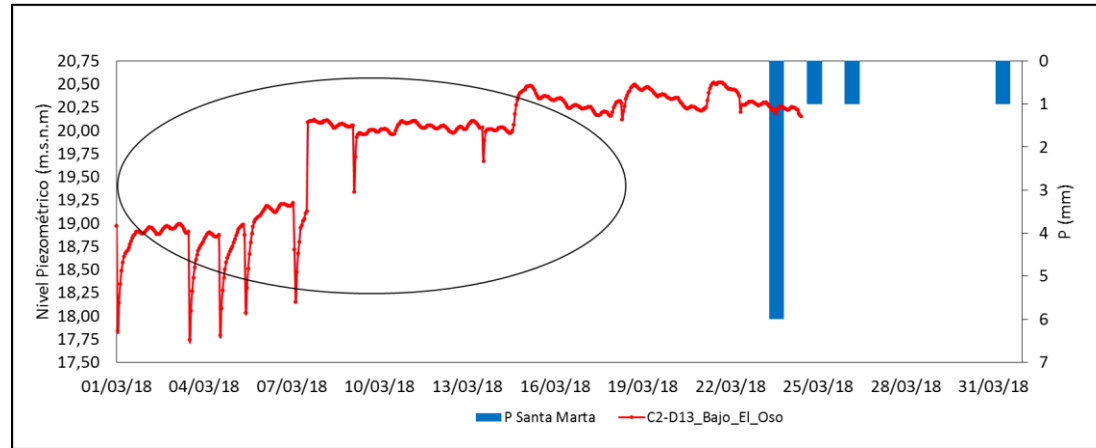


Figura 114. Anormalidad en los registros del nivel piezométrico durante el mes de febrero en el punto C2-13D_Bajo_El_Oso.

- C14-D14_Nicuro:

El punto C14-D14 se encuentra localizado en el corregimiento de Nueva Colonia del municipio de Apartadó. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,07 m con base en lo presentado en el capítulo de descripción de datos (Figura 115).

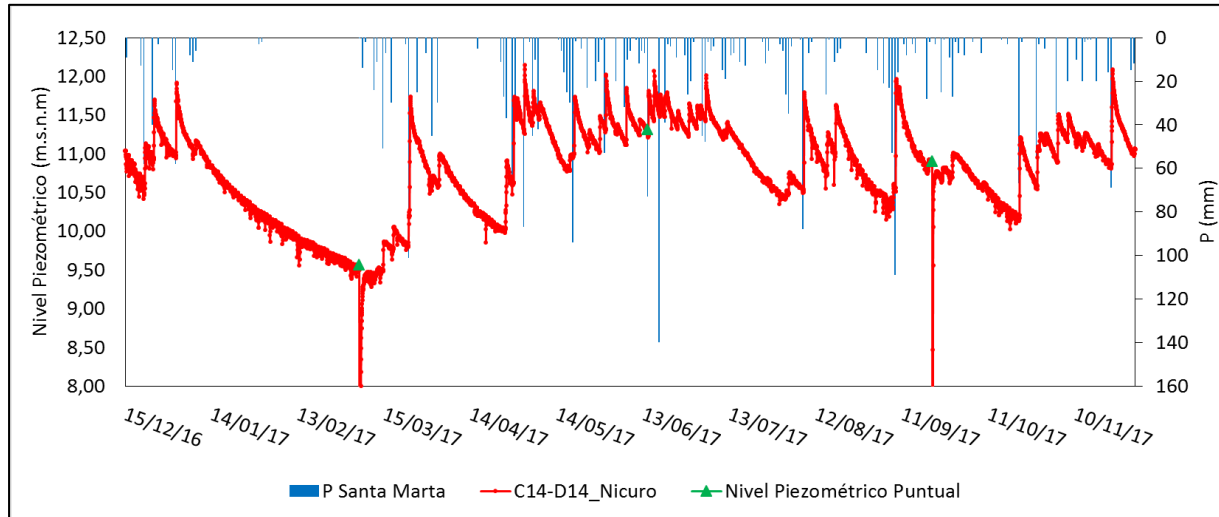


Figura 115. Variación temporal del punto C14-D14 con respecto a la variación de la precipitación Santa Marta.

El punto C14-D14 presenta un nivel piezométrico medio de 10,67m en toda la serie de datos.

- C34-D50_Álvaro Pérez:

El punto C14-D14 se encuentra localizado en el corregimiento de Nueva Colonia del municipio de Apartadó. El punto se encuentra inactivo y la variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,06 m (Figura 116).

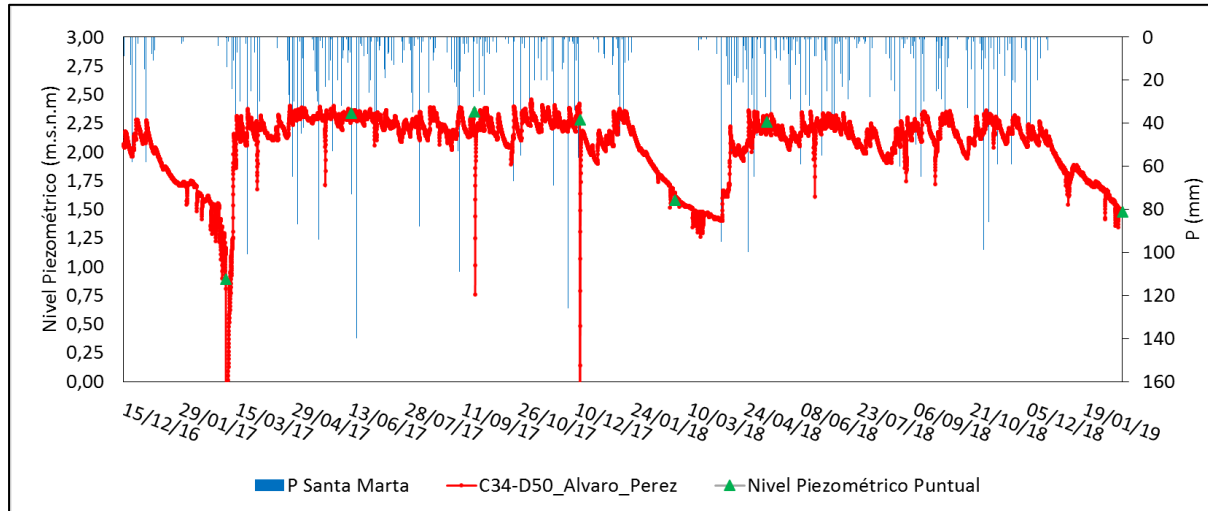


Figura 116. Variación temporal del punto C34-D50 con respecto a la variación de la precipitación Santa Marta.

- C30_D28_Sazón_Sindy:

El punto C30-D28 se encuentra localizado en el corregimiento El Reposo del municipio de Apartadó y el agua es extraída diariamente. El inventario de puntos de agua realizado por CORPOURABA presenta 32 aljibes a menos de 100m. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, con excepción de los meses de septiembre 2017, febrero y mayo 2018 con diferencias de 0,46 m; 0,15 m; 0,14 m respectivamente. Figura 117 y Figura 118.

Este punto presenta un nivel piezométrico medio de 29,76 m en toda la serie de datos.

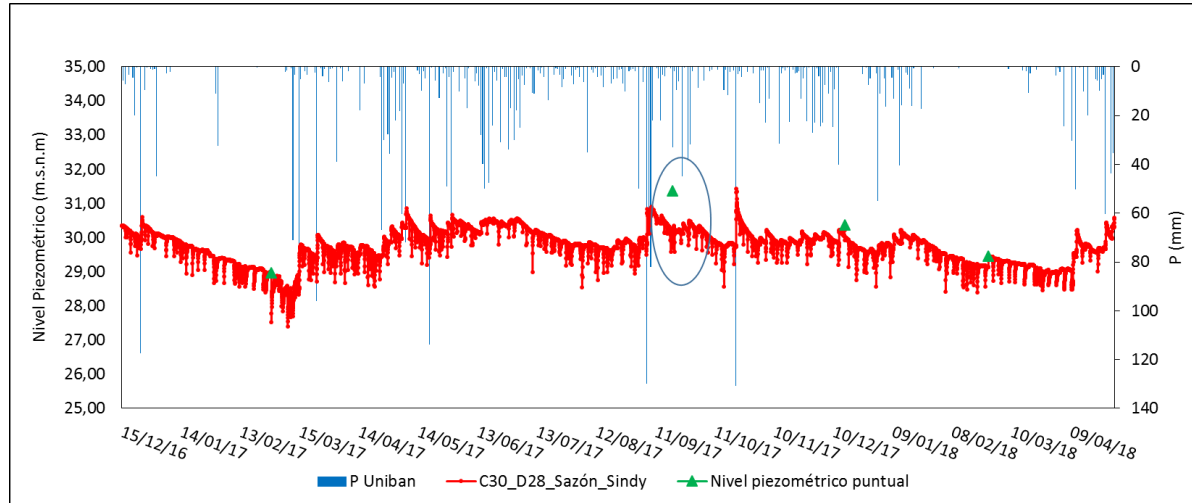


Figura 117. Variación temporal del nivel piezométrico punto C30-D28 con respecto a la variación de la precipitación Uniban.

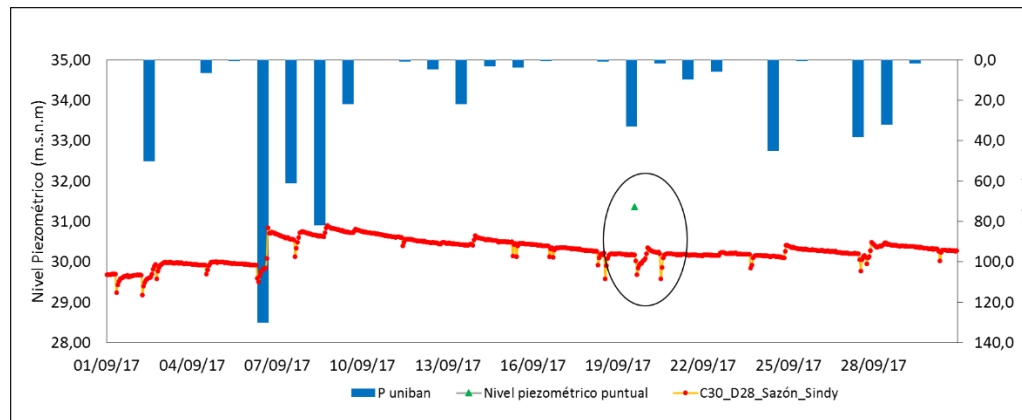


Figura 118. Variación del nivel piezométrico en el punto C30-D28 en el mes de septiembre con respecto a la variación de la precipitación Santa Marta.

- C11_D16_Cesar_Hurtado:

El punto C11-D16 está localizado en el corregimiento Vijagual. El punto es utilizado diariamente y se constituye en la única fuente de abastecimiento de alrededor de 50 familias. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales (Figura 119).

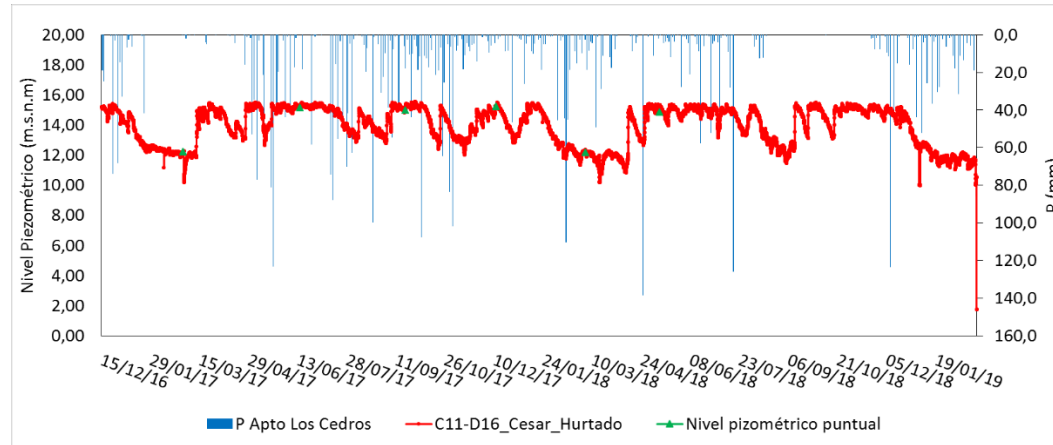


Figura 119. Variación temporal del nivel piezométrico punto C11-D16 con respecto a la variación de la precipitación Uniban.

- C16_D17_Parador_Jhonson:

El punto C16-D17 es utilizado para labores domésticas por medio de bomba. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, con excepción de la medida registrada en septiembre de 2017. Este mes presenta una diferencia de 1,00 entre la medida del Diver y la medida puntual. Dada la tendencia registrada por el Diver y la cantidad de lluvia registrada en esa época, es posible pensar en una transcripción errada de la medida puntual (Figura 120)

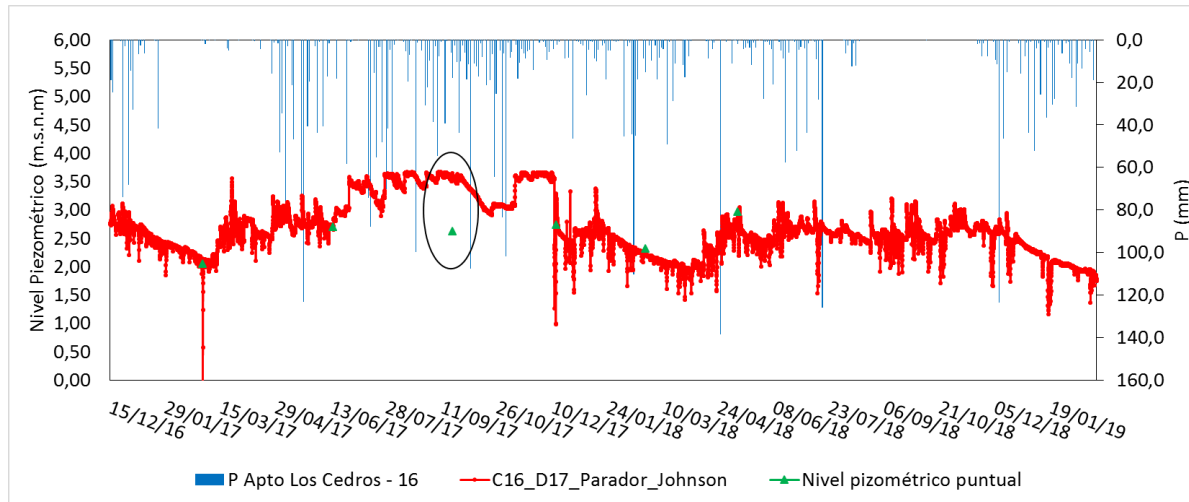


Figura 120. Variación temporal del punto C416-D17 con respecto a la variación de la precipitación de la estación Apto los Cedros.

- C33_D70_Dubis_Mercado:

El punto está localizado en el corregimiento del embarcadero Zungo. El punto C33-D70 representa el comportamiento del nivel estático, dado que no registra bombeos. Los bombeos observados corresponden a las extracciones realizadas para los ensayos Slug-test. Los dueños de la captación manifiestan que ocasionalmente se extra agua con un balde. A partir del mes de octubre 2017, de acuerdo con las entrevistas rutinarias realizadas a los dueños, el sitio sufrió modificaciones, relacionadas con la construcción de estanques para piscicultura, sin embargo el aljibe se mantuvo en su lugar. Además, manifiestan que personas del lugar manipularon el dispositivo. Estas eventualidades pueden ser la explicación de los comportamientos extraños reflejados en la lectura del Diver (mostradas en el capítulo 2.4.1.3), coincidentes con las fechas en las que los propietarios aseguran manipulación exterior (20 de octubre 2017) (Figura 121).

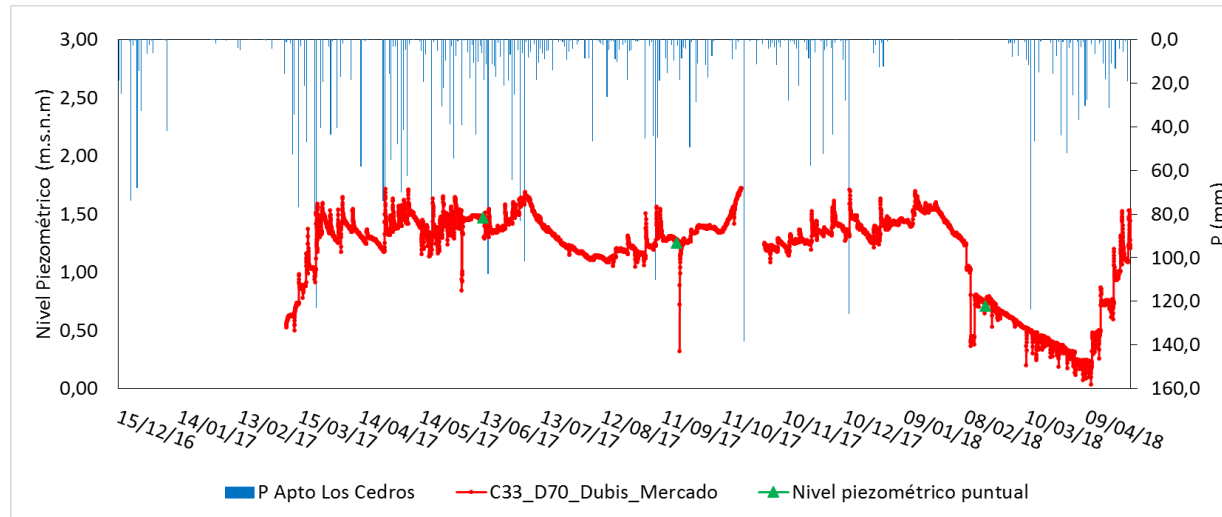


Figura 121. Variación temporal del punto C33-D70 con respecto a la variación de la precipitación de la estación Apto los Cedros.

- C4-D30_El Congo:

El punto C4-D30 se encuentra localizado en el corregimiento de El Silencio del municipio de Carepa en una casa. El agua es extraída diariamente por medio de bombeo para consumo humano. En el inventario se registran dos pozos a 50 y 500 m. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,1 m con base en lo presentado en el capítulo de descripción de datos. Figura 122.

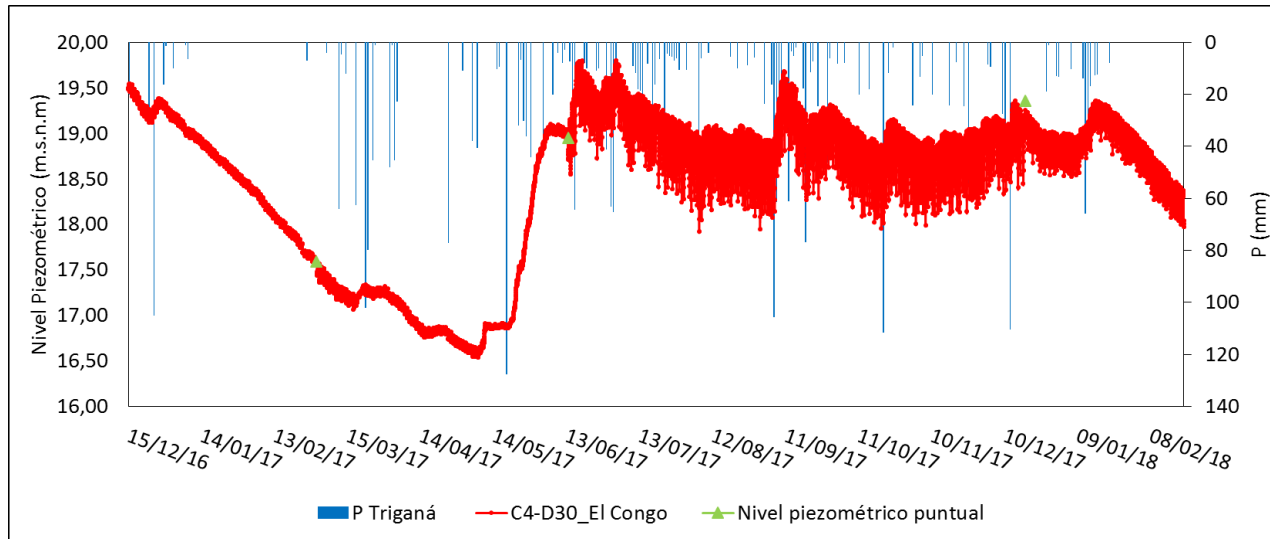


Figura 122. Variación temporal del punto C4-D30 con respecto a la variación de la precipitación Triganá.

Este punto registra un desfase de la precipitación en la temporada seca del 2017, lo cual fue tratado en el manuscrito de tesis.

- C42-D72_Las_Florez:

El punto C42-D72 se encuentra localizado en municipio de Chigorodó en una finca ganadera. El agua es extraída diariamente por medio de bombeo para consumo humano. El punto se encuentra a 5m de una represa. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales, presentado diferencias máximas de 0,06 m con base en lo presentado en el capítulo de descripción de datos. Figura 123.

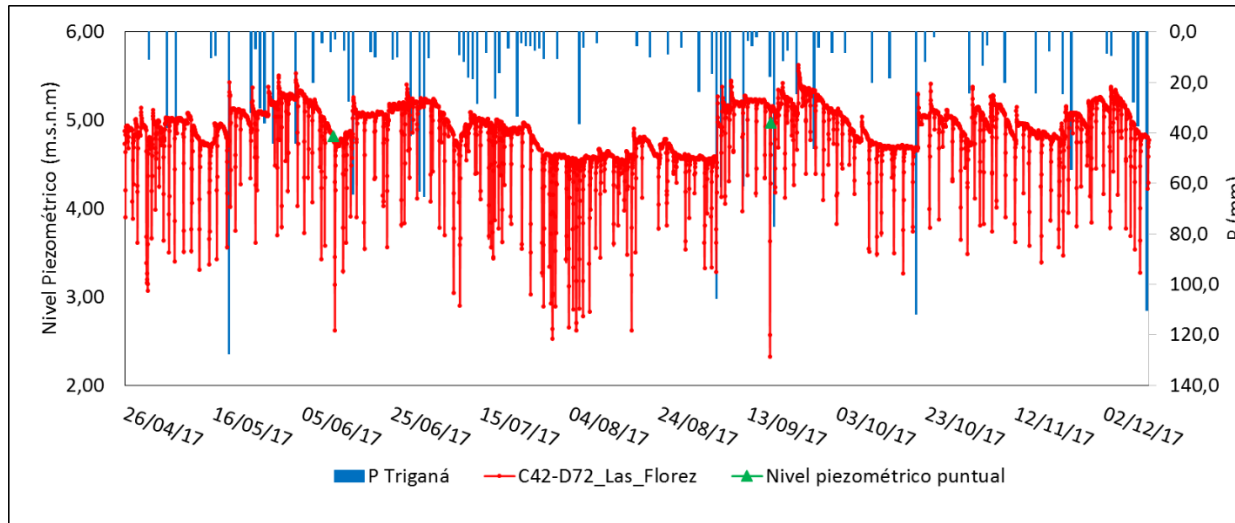


Figura 123. Variación temporal del punto C42-D72 con respecto a la variación de la precipitación Triganá.

- C6-D5_Mosquerita:

El punto C6-D5 se encuentra localizado en municipio de Chigorodó en una finca bananera. El agua es extraída diariamente por medio de bombeo para consumo humano y lavado del banano. La variación piezométrica registrada por el DIVER es coherente con la observada por medio de las medidas puntuales trimestrales con excepción de los meses de diciembre 2017 y febrero y mayo 2018, presentando diferencias entre 0,12 y 0,26 m. Para los datos de los periodos que anteceden a estas mediciones, se les practicó la resta o suma de estas diferencias. (Figura 16).

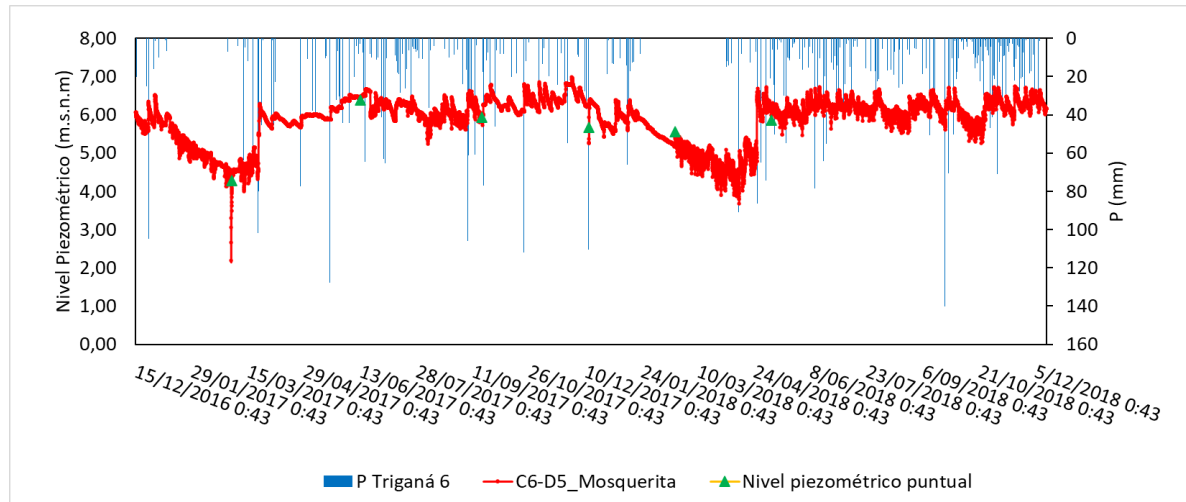


Figura 124. Variación temporal del punto C6-D5 con respecto a la variación de la precipitación Triganá.

Anexo 2a. Resultados análisis fisicoquímicos Agosto-2013

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	T (°C)	CE (µS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
								mg/l									
1	Aserrio la Campiña	1045187,86	1345591,97	6,7	27,4	302,0	198,0	22,00	3,92	7,29	31,60	1,44	0,49	14,00	19,00	177,00	2,75
2	Bajo el Oso	1049887,91	1366518,04	6,8	27,5	496,0	228,0	39,20	5,20	14,80	54,40	0,11	0,10	27,70	46,00	170,00	1,77
3	Finca Donde Tito	1045656,93	1342163,93	6,2	27,4	172,5	106,0	10,80	1,21	6,23	15,00	0,29	0,63	10,80	7,97	54,00	5,32
4	Finca El Congo	1044290,11	1348749,27	7,1	27,2	553,0	402,0	26,20	4,60	14,40	61,90	1,41	1,36	40,00	24,00	172,00	1,90
5	Finca MarLuna	1040438,72	1373203,04	7,1	28,5	1725,0	960,0	141,80	10,50	30,00	151,40	3,00	0,37	87,00	367,00	572,00	9,75
6	Finca Mosquerita	1033384,99	1343864,95	7,0	28,2	943,0	514,0	44,00	2,00	3,60	144,00	1,18	7,47	24,00	44,00	498,00	110,75
7	Finca Petra	1050042,45	1370892,98	7,0	28,7	285,0	170,0	29,50	7,36	6,60	30,80	0,46	6,23	19,60	66,00	102,00	1,42
8	Hacienda Bananal Ganaderia	1044394,24	1342227,25	6,0	27,4	265,0	254,0	10,20	2,03	8,04	28,80	0,62	0,64	9,14	10,00	110,00	3,54
9	Iglesia Evangelica Las Guacas	1037495,38	1342734,39	6,5	28,3	283,0	192,0	11,00	0,80	7,80	35,90	0,30	4,28	16,70	1,50	109,00	1,51
10	Institucion Educativa Desarrollo Rural	1040687,90	1385743,79	6,9	29,3	3190,0	1936,0	577,50	8,21	50,80	97,60	2,80	3,38	802,00	23,00	478,00	0,35
11	Julio Cesar Hurtado	1041097,18	1355830,70	6,9	28,7	351,0	662,0	31,30	6,30	8,10	34,60	0,31	0,10	25,00	11,50	122,00	1,46
12	Lavadero los Helechos	1049222,93	1363902,92	6,9	27,8	707,0	244,0	26,60	3,80	9,72	73,30	1,60	4,94	9,20	7,30	356,00	5,80
13	Lucia Tangarife	1048414,33	1378414,99	6,2	28,9	485,0	292,0	49,80	3,69	13,00	28,00	0,36	3,97	86,00	17,00	77,00	4,87
14	Nicuro	1045410,07	1369296,81	6,8	27,6	460,0	272,0	26,60	3,07	16,00	42,80	2,40	7,24	13,00	13,00	207,00	4,03
15	Palmitos - Tucuringa	1044781,31	1341238,39	6,5	27,3	294,0	306,0	10,10	1,24	7,20	35,00	0,82	5,39	3,40	1,50	147,00	2,48

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	T (°C)	CE (μS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
								mg/l									
16	Parador Johnson - EDS	1037274,03	1359212,99	7,3	29,7	759,0	390,0	51,50	5,10	20,80	62,30	2,00	6,18	14,00	8,53	301,00	1,90
18	Teresa Vargas Trujillo	1042143,10	1337186,96	6,6	27,4	272,0	118,0	11,90	2,90	5,60	30,30	2,40	6,89	6,00	1,50	148,00	14,18
19	Barrio El Bosques - Luz Estella Martinez	1047057,68	1354315,58	6,4	28,1	350,0	230,0	32,30	2,98	10,40	22,90	0,00	0,17	19,00	16,00	100,00	1,77
20	Escuela Rural Manuel Gomez	1048056,74	1332780,94	6,3	28,0	119,5	18,0	3,40	2,36	1,55	15,50	0,11	1,95	1,77	1,50	0,00	13,95
21	Finca El Encanto	1039556,31	1337147,90	6,4	28,3	135,0	186,0	17,10	3,70	3,47	16,70	0,39	3,27	5,80	1,50	51,00	5,76
22	Finca el Porvenir -Jurado	1051955,46	1318696,21	7,0	27,2	312,0	182,0	32,70	5,32	11,30	35,00	1,28	1,59	1,54	1,50	156,00	0,49
23	Finca La Primavera de Uraba	1045341,15	1345512,24	5,8	27,3	103,5	80,0	13,40	3,10	0,70	10,00	1,00	2,94	5,00	1,50	38,00	3,72
24	Finca Villa Doly	1044377,40	1373003,90	6,6	28,4	566,0	16,0	22,80	24,80	0,88	4,08	0,88	8,56	44,00	16,00	183,00	3,54
25	Finca Villa Edith	1045674,01	1384144,85	6,8	27,3	554,0	238,0	67,70	7,00	18,90	33,70	0,44	7,30	13,50	11,00	238,00	2,30
50	Finca Araguatos I	1042758,33	1355165,53	7,3	27,7	345,0	164,0	26,00	5,60	0,19	57,60	0,60	0,59	13,00	18,00	134,00	5,32
51	Finca la Samaria	1049608,16	1323391,04	6,8	26,9	268,0	110,0	26,20	3,73	3,90	89,90	1,00	1,40	1,28	6,00	134,00	0,62
52	Sor Maria Perez	1041100,72	1348230,28	6,0	28,4	160,0	146,0	19,70	1,90	1,97	11,80	2,30	0,86	18,00	10,00	31,00	0,75

Anexo 2b. Resultados análisis fisicoquímicos Octubre-2014

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	T (°C)	CE (μS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
2	Bajo el Oso	1049887,91	1366518,04	6,6	28,2	579,0	282,0	15,10	3,30	10,80	28,70	0,18	0,05	33,90	62,30	221,76	1,24
3	Finca Donde Tito	1045656,93	1342163,93	6,9	28,1	235,0	110,0	8,50	1,80	8,40	14,50	2,78	5,80	5,05	4,40	145,67	1,02
4	Finca El Congo	1044290,11	1348749,27	6,6	27,6	871,0	470,0	41,40	2,70	25,80	50,40	3,86	6,12	55,60	54,90	346,13	0,53
5	Finca MarLuna	1040438,72	1373203,04	7,7	29,7	833,0	424,0	44,90	3,74	35,70	66,90	5,31	6,88	31,80	77,90	382,51	7,97
6	Finca Mosquerita	1033384,99	1343864,95	7,4	28,9	737,0	332,0	37,60	8,00	23,60	50,30	0,49	6,54	20,70	34,00	328,66	11,87
7	Finca Petra	1050042,45	1370892,98	7,0	28,7	417,0	166,0	19,10	3,48	10,60	22,80	1,04	1,41	25,50	19,40	169,69	5,45
8	Hacienda Bananal Ganaderia	1044394,24	1342227,25	6,5	29,8	319,0	118,0	19,00	5,30	12,40	28,70	2,86	3,30	9,46	9,30	333,52	
9	Iglesia Evangelica Las Guacas	1037495,38	1342734,39	6,5	30,0	464,0	194,0	19,20	2,40	3,81	27,80	3,81	4,72	14,90	5,80	222,13	2,66
10	Institucion Educativa Desarrollo Rural	1040687,90	1385743,79	6,9	31,1	3740,0	1654,0	44,80	6,80	11,30	15,80	2,83	0,51	24,00	23,80	651,26	4,43
11	Julio Cesar Hurtado	1041097,18	1355830,70	7,3	28,9	377,0	194,0	28,20	3,50	9,40	28,20	1,55	6,10	21,80	29,10	149,88	0,93
12	Lavadero los Helechos	1049222,93	1363902,92	6,8	28,7	1096,0	566,0	39,80	2,90	26,30	45,80	1,78	1,28	13,90	84,20	22175,94	0,35
13	Lucia Tangarife	1048414,33	1378414,99	6,3	28,9	518,0	218,0	29,60	0,55	15,80	13,90	0,52	1,52	80,80	17,50	110,26	0,84
14	Nicuro	1045410,07	1369296,81	6,8	28,7	892,0	316,0	27,50	2,50	30,40	45,70	3,53	6,90	16,10	15,80	476,11	2,79
15	Palmitos - Tucuringa	1044781,31	1341238,39	6,9	28,4	294,0	140,0	11,50	1,90	10,60	28,90	0,91	3,53	3,30	1,20	188,51	
16	Parador Johnson - EDS	1037274,03	1359212,99	6,8	28,6	1622,0	746,0	250,40	10,70	68,00	20,50	2,75	5,29	155,20	2,10	730,84	0,44
18	Teresa Vargas Trujillo	1042143,10	1337186,96	6,4	29,8	192,0	50,0	7,60	1,03	5,20	16,30	0,11	3,94	6,80	7,04	93,61	0,40
19	Barrio El Bosques - Luz Estella Martinez	1047057,68	1354315,58	6,4	28,7	376,0	192,0	30,50	2,10	12,40	18,40	1,46	2,06	22,80	22,90	150,74	4,25

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	T (°C)	CE (μS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
								mg/l									
20	Escuela Rural Manuel Gomez	1048056,74	1332780,94	6,5	29,1	113,6	20,0	2,74	1,69	3,10	9,17	0,11	6,30	0,74	2,16	60,11	3,90
21	Finca El Encanto	1039556,31	1337147,90	6,7	28,9	220,0	88,0	8,50	0,82	6,30	13,50	2,16	3,97	4,90	4,90	109,04	1,82
22	Finca el Porvenir -Jurado	1051955,46	1318696,21	7,2	29,6	412,0	186,0	9,90	1,60	14,70	40,90	3,02	1,75	0,95	1,50	254,05	0,80
23	Finca La Primavera de Uraba	1045341,15	1345512,24	6,1	27,8	107,1	32,0	6,10	1,00	4,60	4,90	0,61	2,58	4,20	1,30	60,16	
24	Finca Villa Doly	1044377,40	1373003,90	6,7	28,0	540,0	232,0	22,00	38,80	10,20	24,80	0,85	6,33	45,40	23,60	152,10	16,39
25	Finca Villa Edith	1045674,01	1384144,85	7,0	27,9	568,0	206,0	49,30	3,30	24,90	24,40	0,66	0,51	11,80	10,80	340,03	0,35
51	Finca la Samaria	1049608,16	1323391,04	7,2	27,0	272,0	362,0	1,50	1,50	8,80	23,50	1,04	0,16	0,96	1,50	171,00	
52	Sor Maria Perez	1041100,72	1348230,28	6,1	29,3	180,0	72,0	14,60	0,88	4,20	7,70	1,42	5,01	4,20	13,30	49,61	1,11

Anexo 2c. Resultados análisis fisicoquímicos Julio-2016

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	NH ₄ ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
							mg/l										
2	Bajo el Oso	1049884,84	1366533,44	6,5	651,0	326,0	35,02	4,11	23,98	50,50	0,10	0,13	1,97	36,85	66,00	169,55	14,40
3	Finca Donde Tito	1045666,14	1342148,57	6,8	266,0	130,0	11,23	2,57	9,10	20,75	1,60	0,50	1,15	7,59	3,00	100,89	8,33
6	Finca Mosquerita	1033375,81	1343849,58	6,6	940,0	510,0	38,86	7,16	27,59	97,37	0,45	2,03	1,12	26,32	56,00	370,38	5,36
7	Finca Petra	1050042,45	1370892,98	6,8	621,0	428,0	33,36	13,16	14,99	58,42	0,10	0,27	0,55	46,92	64,00	130,57	24,37
8	Hacienda Bananal Ganaderia	1044397,30	1342233,40	6,1	328,0	348,0	13,19	3,49	11,41	31,89	0,10	0,04	0,07	16,14	31,00	95,53	6,38
9	Iglesia Evangelica Las Guacas	1037529,09	1342728,27	6,7	443,0	240,0	16,51	1,31	10,98	39,03	1,94	0,17	0,91	31,15	19,00	126,57	6,07
11	Julio Cesar Hurtado	1041097,18	1355830,70	7,1	310,0	176,0	20,22	2,06	7,11	30,94	0,89	0,05	0,09	17,09	22,00	115,15	2,04
14	Nicuro	1045410,07	1369296,81	6,7	536,0	258,0	30,29	4,49	17,27	50,46	0,32	0,39	1,97	20,38	23,00	203,36	6,25
16	Parador Johnson - EDS	1037267,90	1359212,99	6,6	1102,0	496,0	92,69	3,41	26,76	80,17	0,79	0,52	6,99	28,21	19,00	479,74	0,22
20	Escuela Rural Manuel Gomez	1048056,74	1332780,94	6,7	118,0	70,0	3,37	1,81	3,21	11,15	0,10	0,03	0,80	3,86	3,00	43,29	7,18
21	Finca El Encanto	1039559,38	1337144,83	6,5	250,0	134,0	9,69	1,18	6,16	22,85	0,52	0,08	0,39	10,69	11,00	71,53	9,17
24	Finca Villa Doly	1044377,40	1373003,90	6,7	491,0	314,0	28,02	48,60	4,86	31,76	1,44	0,27	2,12	23,67	26,00	132,45	9,97
26	Compostadera Chigorodí	1045225,00	1338725,82	6,6	265,0	346,0	6,71	1,15	4,70	31,83	0,10	0,04	2,59	7,75	3,00	109,74	0,49

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	NH ₄ ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
							mg/l										
27	Aljibe Vereda Champita Tereza Gómez	1042139,91	1337325,20	6,5	232,0	110,0	6,79	1,21	4,63	20,42	1,50	0,24	3,20	4,07	3,00	87,75	0,22
28	Aljibe Vivienda Amanda Zapata	1042761,40	1355159,39	6,6	753,0	356,0	53,08	1,91	23,97	54,36	5,63	0,39	5,73	23,29	39,00	291,58	0,22
29	Aljibe Estación de Servicio Casa Verde	1046715,93	1352892,83	6,1	370,0	182,0	15,55	2,63	6,68	38,65	1,32	0,37	5,40	9,15	31,00	128,29	0,22
30	Aljibe Restaurante la Sazón de Cindy	1046034,39	1354274,63	6,9	472,0	218,0	15,53	1,66	16,46	44,33	0,10	0,23	7,14	12,13	39,00	152,86	2,88
31	Aljibe Proxxon	1040347,00	1369107,00	7,1	511,0	224,0	28,29	1,81	7,15	53,96	0,44	0,28	1,05	15,28	10,00	205,42	4,43
32	Aljibe Salsipuedes	1052068,56	1361270,09	7,1	243,0	150,0	18,73	4,99	5,63	18,78	0,56	0,17	0,57	11,70	10,00	67,67	14,40

Anexo 2d. Resultados análisis fisicoquímicos septiembre 2017 y mayo 2018.

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	CE (μS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂
							Septiembre 2017 mg/l										
33	Finca Granja Dubis Mercado	1032563,00	1352998,00	6,5	5900	2933	1232,0	20,9	173,0	214,0	<LD	17,0	2026,0	1,07	1141,9	0,0	26,6
34	Casa Álvaro Pérez_Nueva Colonia	1040356,00	1369105,00	7,7	519	234	57,4	4,2	24,8	76,9	<LD	0,7	38,8	17,9	353,8	0,3	16,0
38	Casa Doña Clara	1042105,00	1352903,00	6,8	1171	544	154,0	2,1	66,2	120,0	0,055	1,3	84,3	8,3	941,8	0,3	26,5
42	Ajibe finca Las Florez	1031663,00	1343755,00	6,4	574	262	48,2	1,0	35,8	80,3	<LD	6,0	18,1	2,7	546,6	0,0	34,5
41	Escuela frente dubis mercado	1032510,61	1352954,34	6,8	607	271	108,0	4,0	14,4	35,6	<LD	2,04	65,4	10,9	345,3	0,1	16,9
10	Institucion Educativa Desarrollo Rural	1040687,90	1385743,79	7,6	2134	955	433,0	9,8	55,7	80,2	<LD	0,0	752,0	33,7	538,0	0,9	15,9
13	Lucia Tangarife	1048414,33	1378414,99	6,7	961	430	73,7	1,4	53,0	78,4	0,35	17,0	752,0	8,3	252,5	1,9	28,0

Mayo 2018

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	CE (μS/cm)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	NH ₄ ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂
							Mayo 2018 mg/l											
2	Bajo el Oso	1049884,84	1366533,44	6,6	576	260	30,5	1,34	15,3	35,6	<LD	0,0	0,046	17,8	55,3	224,48	0,78	23,5
6	Finca Mosquerita	1033375,81	1343849,58	6,8	480	218,9	19,2	10,7	9,08	38,1	<LD	0,0	0,053	25,3	46,7	131,76	11,3	16,4
7	Finca Petra	1050042,45	1370892,98	7,0	435	195,1	15,1	8,54	9,6	34,5	0,055	0,0	0,17	23,8	21,7	131,76	10,6	20,9
8	Hacienda Bananal Ganaderia	1044397,30	1342233,40	6,5	333	148	12,3	2,19	8,24	25,6	<LD	0,0	0,027	6,95	19,5	137,86	3,42	25,1
9	Iglesia Evangelica Las Guacas	1037529,09	1342728,27	6,9	249	109,5	10,2	0,624	4,27	19,3	<LD	0,0	<LD	7,32	12	81,74	21,3	21,3

Código	Nombre	X (m)	Y (m)	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	TDS (mg/l)	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Mn ⁺	NH ₄ ⁺	Fe (total)	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	SiO ₂
							Mayo 2018 mg/l											
11	Julio Cesar Hurtado	1041097,18	1355830,70	7,1	351	158,3	17,4	2,46	4,42	28	<LD	0,0	0,039	12	16,4	136,64	9,14	18,5
16	Parador Johnson - EDS	1037267,90	1359212,99	7,0	839	362	53,7	1,77	17,7	63,4	0,35	0,0	0,062	18,1	16,5	400,16	6,48	19,8
17	Ligia Palacio	1045330,80	1347072,00	6,8	580	264	17,2	7,62	10,2	41,4	1,74	1,3	6,96	17,5	5,74	256,2	0,6	26,2
18	Teresa Vargas Trujillo	1042144,0	1337186,96	6,5	301	134,7	12,9	0,43	5,7	25,0	<LD	0,0	0,011	16,1	13,6	90,036	11,5	28,5
21	Finca El Encanto	1039559,38	1337144,83	6,6	236	106,4	10,1	0,419	4,69	19,0	0,25	0,0	0,105	12,4	10,6	72,712	16,7	26,5
30	Aljibe Restaurante la Sazón de Cindy	1046034,39	1354274,63	6,9	376	165,9	13,4	1,04	7,39	30,2	<LD	0,0	0,04	8,23	11,5	168,36	5,83	18,3
80	La Gira	1042278,75	1366139,24	6,9	2027	1078	117	5,39	4,42	28,0	<LD	8,4	10,1	12,0		1510,36	1,06	34,4

Anexo 2e. Resultados de parámetros in situ de marzo, junio, septiembre, diciembre 2017 y mayo 2018.

Código	pH				T (°C)				μS/cm				SDT (mg/l)				OD (mg/l)				E-oH (mV)			
	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	jun	sep	dic	may	jun	sep	dic	
	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	
1												587				265								
2	6,8			6,6	27,7			28,5	679				314				1,7			6,6	254,1			
4	6,6				28,5				807				367				2,1				172,3			
6	7			6,8	28,2			27,6	1695			482	796		220		1,9			1,6	220,2			
7	6,8	6,8		7	28,4	28,3		28,5	820	307		434	374	174		195		5,8		3,9		198,0		
8	6,7			6,5	28,9		28,7		335			333	168			148				1,5				
9	6,9			6,8	28,5		29,1		574			250	263		110					3,7				
11	7,3			6,9	29,4			28,0	431			350	192			158	2,1			3,2	192,1			
14	7	6,6			28,0				877	295			403	127			2,6	6,8			206,1	-38,9		
16	6,8		6,5	7	30,5		30,0	31,3	1442		937	839	644		415	361	2,8		1,1	0,7	165,9		-113,7	
17	6,4			6,7	28,1			28,3	399			577	180			263				0,4				
18	6,7			6,4	28,8			28,3	385			300	172			135				4,6				
20	6,5				29,5				182,1				78											
21	6,9			6,4	28,6			27,8	395			235	177			106	1,8			2,5				
24	6,9	6,8	6,5		28,1	28,6	27,4		426	294	251		193	131	114			3,6	1,8	2,4		-57	-29,6	
30	6,7		6,3	6,9	29,5			29,3	470		240	375	208		114,7	165	1,6		4,1		242,3		72,4	
33	6,9	6,5			28,4	28,8			9500	5900			4605	2933			0,6	1,9			71,6	-103,7		
34	7	7,7	7,5		28,8	28,2	28,3		887	519	571		403	234	278		0,7	7,1	3		162,2	105,7	-49,1	
35	6,8	6,7	6,7		27,9	28,5	27,6		1103	865	867		520	395	400		0,6	2,5	1,5		108,3	-112,8	-108,7	
36	7,3	7,0	7,0		30,0	31,3	28,7		2440	1972	1520		1115	875	704		3,4	6,3	5,4		170	64,5	-68,9	
37	7,9		7,5		29,8		28,1		534		261		235		117,2				2,0				-124,6	
38	6,9	6,8	6,8		27,4	27,9	27,7		1468	1171	1071		698	544	500			3,6	0,8				-31,2	-7,8

Código	pH				T (°C)				μS/cm				SDT (mg/l)				OD (mg/l)				E-oH (mV)		
	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	mar	sep	dic	may	jun	sep	dic	may	jun	sep	dic
	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17	18	17	17	17
39	6,9				28,3				2095				1431										
40	6,9		6,5		28,3		28,5		666		347		304		155				2,7				55,4
42		6,4	6,6			30,2	28,6			574	650			262	294		7,7	4,3	0,9		178	-203,5	-93,8
80				6,9			27,8					2028				1094				0,3			

Anexo 2f. Resultados campaña de conductividad eléctrica regional febrero 2018

Código	Nombre	Municipio	Vereda	N	O	Tipo	T°C	Ph	SDT (mg/l)	CE (µs/cm)
2	Bajo El Oso	Apartadó	Bajo El Oso	7,910	-76,625	Aljibe	28,1		316	690
3	Donde tito	Carepa		7,690	-76,664	Aljibe	27,8		74	156,5
4	Finca El Congo	Carepa	Vía Silencio	7,750	-76,676	Aljibe	27,9		443	956
5	Marluna	Turbo		7,971	-76,711	Aljibe	28,4		343	753
6	Finca Mosquerita	Chigorodó	Sadem	7,706	-76,775	Aljibe	28,7	7,4	650	1089
7	Finca Petra	Apartadó	Aguas Frías	7,950	-76,624	Aljibe	27,9		307	667
8	Ganadería Bananal	Apartadó	Ripea	7,691	-76,675	Aljibe	27,8	7,15	159,1	351
9	Iglesia Evangelica Las Guacas	Chigorodó	Guaguas	7,695	-76,738	Aljibe	27,5		144,5	318
11	Julio Cesar Hurtado	Vijagual	Apartadó	7,814	-76,705	Aljibe	28,1		182,2	404
14	Nicuro	Apartadó	Palos Blancos	7,935	-76,666	Aljibe	27,8		167,8	370
16	Parador Johnson - EDS	Carepa	Zungo, Embarcadero	7,844	-76,740	Aljibe	29,3		583	1283
17	Ligia Palacio	Carepa	Ipankay	7,734	-76,667	Aljibe	28,5		161,9	360
18	Teresa Vargas Trujillo	Chigorodó	Champitas	7,645	-76,696	Aljibe	28		129,5	288
21	Finca El Encanto	Chigorodó	La Fé	7,645	-76,719	Aljibe	27,4		165,3	362
30	Aljibe Restaurante la Sazón de Cindy	Apartadó	Reposo	7,800	-76,660	Aljibe	28,4		186,7	415
33	Finca Granja Dubis Mercado	Carepa	Canal 1	7,846	-76,758	Aljibe	27,3		4640	9020
34	Casa Álvaro Pérez_Nueva Colonia	Apartadó	Nueva Colonia	7,934	-76,712	Aljibe	27,5		337	816
36	Casa frente Escuela Casanova	Turbo	Casanova	8,084	-76,708	Aljibe	31		1800	3715
38	Doña Clara	Carepa	Carepita Promiscol	7,787	-76,779	Aljibe	27,4	6,91	402	860
40	Finca Florida	Turbo	11 de noviembre	8,018	-76,638	Aljibe	28,5		387	776
42	Ajibe finca Las Florez	Chigorodó		7,705	-76,791	Aljibe	28,6	6,96	290	635
51	Arcua	Turbo	Arcua	7,982	-76,610	Manantial	26,6	6,81	137	299
52	La Arenera	Turbo	La arenera	8,007	-76,608	Manantial	27,5	7,07	208,5	454
53	El Palmar	Carepa	El Palmar	7,747	-76,614	Manantial	32,4	7,4	180,4	432
54	La ladrillera	Chigorodó		7,802	-76,646	Manantial	28,6	5,96	43,8	100,9
55	Alto de la cadena	Carepa		7,755	-76,643	Manantial	27,3	6,99	235	510
56	Guapacito (Finca Buenos Aires)	Chigorodó	Guapacito	7,581	-76,611	Aljibe	28,5	6,15	203,8	69

Código	Nombre	Municipio	Vereda	N	O	Tipo	T°C	Ph	SDT (mg/l)	CE (µs/cm)
57	CER El Bijao sede Ripea	Chigorodó	Ripea	7,685	-76,640	Aljibe	27	6,26	31,6	69,7
58	Julú	Chigorodó	Sadem	7,705	-76,777	Aljibe			289	624
59	Finca La Selva	Turbo	La Selva	8,103	-76,715	Aljibe			289	633
60	Finca Juan Fernando	Turbo	La Selva	8,103	-76,715	Aljibe			276	603
61	Finca Marjorie	Turbo	Casanova	8,083	-76,709	Aljibe			1961	3900
62	Canal Finca Marjorie (entra el mar)	Turbo	Casanova	8,083	-76,710	Canal				803
63	Canal frente astillero casanova	Turbo	Casanova	8,081	-76,713	Canal			2500	5060
64	Aljibe CDR	Turbo	Casanova	8,088	-76,708	Aljibe			2189	4420
65	Laguna escuela CDR	Turbo	Casanova	8,087	-76,708	Laguna			70,8	158,2
66	Hogar Tercera edad	Currulao	Currulao	7,997	-76,641	Aljibe			287	632
67	Finca Los Chigueros	Currulao	Currulao	8,001	-76,660	Aljibe			149,4	327
68	Escuela Nueva Esperanza	Carepa	Canal 1	7,846	-76,758	Aljibe			179,2	398

Anexo 2f. Resultados de la evaluación de la calidad analítica de los análisis fisicoquímicos.

El 45 % (2013) y 48 % (2014) de las muestras presentan un porcentaje de error en el balance iónico menor del 10%, mientras que para el 2016, el 90% presenta un porcentaje de error menor al 10%. Las muestras tomadas entre 2017 y 2018 presentan porcentajes menores del 10%. Posteriormente, la relación SDT/CE ha sido utilizada para evaluar la calidad de los datos disponibles para aquellas muestras que presentan errores menores del 10%. Esta relación debe presentar valores entre 0,55 y 0,76 (Hounslow, 1995). 9 muestras cumplen con este criterio para el año 2013, ninguna para el 2014 y sólo cinco para el 2016. Por otra parte la relación SDT/CE para las muestras tomadas en 2017 y 2018 registran valores entre 44 y 68%.

La conductividad eléctrica teórica ha sido calculada a partir de los análisis de iones mayores con la siguiente ecuación:

Ecuación 16

$$B = 0,5 * \sum \text{aniones} + \text{cationes}$$

(Logan, 1961).

Si $B < 1 \text{ meq/l}$	$CE = 100 * B$
Si $1 < B < 3 \text{ meq/l}$	$CE = 12,27 + 86,389 * B + 0,835 * B^2$
Si $3 < B < 10 \text{ meq/l}$	$CE = B * (95,5 - 5,54 * \text{Log} B)$
Si $B > 10 \text{ meq/l}$	Si HCO_3^- es dominante $CE = 90 * B$
	Si Cl^- es dominante $CE = 123 * B^{0,939}$
	Si SO_4^{2-} es dominante $CE = 101 * B^{0,939}$

Siendo CE: conductividad eléctrica a 25°C.

La diferencia entre el valor de conductividad eléctrica calculada teóricamente y el real no debe ser superior al 15% para considerar los datos de iones mayoritarios como coherentes (Manciati, 2014). 36% de las muestras del 2013 no cumplen con este criterio y el 33% para el 2014. Sólo tres muestras no cumplen con esta condición para la campaña de 2016, mientras que las muestras de los análisis del 2017 y 2018 cumplen con este criterio. Con base en este análisis, se ha decidido conservar los datos que cumplen los criterios del año 2016 principalmente como representativos de la época húmeda. Además se consideraron algunos datos de 2013, 2014 todos ellos representativos de la época húmeda.

Anexo 2g. Resultados monitoreo de elementos trazas septiembre 2017. Unidades en µg/l

Código	Nombre	7Li	11B	23Na	24Mg	27Al	29Si	34S	39K	44Ca	47Ti	51V	52Cr	55Mn	56Fe	59Co	60Ni
1	Blanco	0,215	14,189	531	96	0,221	678	856	272	1.080,73	0,008	0,004	0,011	0,44		0,003	0,282
42	Ajibe finca Las Florez	1,768	14,901	52456	30336	360,530	19131	2653	923	73.526,38	6,892	2,212	0,987	1509,47	2342,33	0,861	1,492
33	Finca Granja Dubis Mercado	6,939	596,378	1228660	195237	7,861	31224	3923	26094	214.303,19	0,163	0,311	0,145	1613,88	5347,69	0,428	0,669
38	Casa Doña Clara	1,736	66,614	153019	57116	14,516	16753	4598	1117	115.257,36	0,216	0,603	0,111	3401,17	521,99	1,112	1,213
34	Casa Álvaro Pérez_Nueva Colonia	2,145	76,012	55685	21515	9,695	9701	7452	2391	56.945,43	0,143	1,741	0,098	714,75	65,42	0,367	0,764
14	Nicuro	3,977	44,642	16612	13534	16,656	13364	4579	926	32.717,58	0,259	1,243	0,065	662,91	368,18	0,271	0,593
24	Villa Dolly	3,017	47,029	13737	7221	0,349	8271	6315	27230	32.192,98		0,052	0,018	651,19	636,59	0,262	0,510
7	Finca Petra	2,540	57,265	19779	12588	19,433	10173	10987	6334	39.812,81	0,336	0,942	0,183	63,54	49,45	0,085	1,029
10	Institucion Educativa Desarrollo Rural	4,979	226,693	431993	48600	31,336	11259	13802	4807	74.826,36	0,716	0,897	0,186	1772,87	233,56	0,783	1,602
68	Escuela Nueva Esperanza	1,505	95,377	100333	13061	11,841	11545	8464	4237	34.221,70		0,816	0,159	177,61	877,16	0,112	0,556
5	Marluna	7,286	164,004	62707	45075	34,440	8307	39940	2547	104.504,29	0,464	0,941	0,126	720,70	48,64	0,216	1,444

Continuación

Código	65Cu	66Zn	75As	85Rb	88Sr	89Y	95Mo	111Cd	118Sn	121Sb	133Cs	136Ba	139La	140Ce	141Pr	146Nd
1	839,546	32,244	0,021	0,486	4,00	0,002		0,002	0,597		0,005	2,30	0,0010	0,0019		0,0006
42	2,963	20,277	2,318	0,989	583,16	0,295	0,498	0,030		0,013	0,012	545,45	0,2606	0,5026	0,0742	0,3360
33	0,403	4,073	1,633	5,358	2196,10	0,024	1,252	0,017	0,197	0,099	0,016	766,77	0,0062	0,0036		0,0028
38	0,673	2,738	2,451	0,394	918,38	0,092	1,482	0,009		0,011		625,34	0,0157	0,0203	0,0029	0,0165

Código	65Cu	66Zn	75As	85Rb	88Sr	89Y	95Mo	111Cd	118Sn	121Sb	133Cs	136Ba	139La	140Ce	141Pr	146Nd
34	0,592	1,679	5,578	1,385	369,40	0,030	1,566	0,009	0,077	0,282		133,03	0,0051	0,0088		0,0080
14	0,607	2,479	1,635	0,717	217,50	0,035	0,245	0,031	0,111	0,040	0,003	70,10	0,0117	0,0197	0,0032	0,0179
24	0,365	1,752	1,772	1,210	204,77	0,005	0,424	0,002		0,040		335,33	0,0024	0,0012		0,0011
7	2,172	7,326	0,408	0,949	232,38	0,047	0,349	0,020	0,102	0,051	0,004	91,18	0,0140	0,0162	0,0038	0,0208
10	2,532	16,669	5,942	2,053	520,66	0,028	2,211	0,021	0,088	0,205	0,010	225,60	0,0115	0,0213		0,0130
68	0,310	1,899	3,824	0,964	267,96	0,009	1,198					75,99				
5	0,956	3,744	0,900	2,074	681,29	0,077	1,017	0,014	0,211	0,097	0,007	125,97	0,0114	0,0235	0,0032	0,0170

Código	147Sm	151Eu	160Gd	159Tb	163Dy	165Ho	166Er	169Tm	172Yb	175Lu	208Pb	232Th	238U
1											3,9172		
42	0,0814	0,0291	0,0682	0,0093	0,0544	0,0094	0,0277	0,0033	0,0224	0,0031	0,5193	0,0366	0,0278
33	0,0017	0,0164	0,0011		0,0012		0,0010		0,0013		0,0337	0,0121	0,0917
38	0,0047	0,0137	0,0047		0,0067		0,0065		0,0083		0,0284	0,0205	0,4888
34	0,0025	0,0033	0,0030		0,0030		0,0029		0,0031		0,0273	0,0147	0,1754
14	0,0041	0,0022	0,0046	0,0005	0,0039	0,0006	0,0025		0,0022		0,0814	0,0101	0,0187
24	0,0007	0,0056	0,0003		0,0003		0,0005		0,0013			0,0057	0,0146
7	0,0054	0,0030	0,0056	0,0007	0,0051	0,0011	0,0047	0,0006	0,0067	0,0014	0,0480	0,0091	0,0262
10		0,0043	0,0031		0,0035		0,0019		0,0016		0,0878	0,0065	0,4842
68							0,0000				0,0406	0,0468	0,0149
5	0,0047	0,0034	0,0052	0,0007	0,0085	0,0022	0,0119	0,0018	0,0215	0,0046	0,0715	0,0110	0,7810

Anexo 3a. Datos de isótopos estables de las estaciones de precipitación.

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Makaira	mar-08	-10,5	-73,24	10,5	97,4
Makaira	abr-08	-9,0	-64,43	7,8	200,8
Makaira	may-08	-10,4	-72,21	11,4	533,3
Makaira	jun-08	-9,1	-64,78	7,7	361,2
Makaira	jul-08	-9,0	-65,05	7,2	378,3
Makaira	ago-08	-10,5	-72,62	11,3	326,7
Makaira	sep-08	-10,1	-71,90	8,8	188,4
Makaira	oct-08	-11,4	-80,30	11,1	288,2
Makaira	nov-08	-9,2	-61,80	12,0	350,3
Makaira	ene-09	-2,7	-11,60	10,2	81,1
Makaira	feb-09	-0,6	2,10	6,8	34,0
Makaira	mar-09	-0,4	5,00	8,1	46,0
Makaira	abr-09	-5,2	-33,10	8,5	13,7
Makaira	may-09	-5,2	-34,30	7,3	24,0
Makaira	jun-09	-10,0	-73,75	6,5	343,1
Makaira	ago-09	-6,3	-41,77	8,5	201,1
Makaira	oct-09	-5,1	-32,14	8,7	223,9
Makaira	ene-10	-4,4	-25,08	10,0	0,9
Makaira	mar-10	-1,7	-4,32	9,0	233,5
Makaira	abr-10	-5,0	-30,81	9,3	153,5
Makaira	may-10	-9,8	-68,86	9,6	149,3
Makaira	jun-10	-12,3	-89,55	9,1	220,2
Makaira	jul-10	-13,0	-95,84	7,9	89,0
Makaira	ago-10	-9,8	-66,13	12,4	326,7
Makaira	sep-10	-9,8	-71,04	7,0	249,9
Makaira	oct-10	-7,4	-48,72	10,4	157,8
Makaira	nov-10	-6,0	-35,14	13,2	257,3
Makaira	dic-10	-8,9	-58,73	12,4	434,2
Makaira	may-11	-9,4	-66,22	8,7	330,2
Makaira	jun-11	-9,4	-68,39	6,4	118,8
Makaira	ago-11	-7,8	-50,95	11,5	231,9
Makaira	sep-11	-7,0	-45,20	11,0	220,9
Makaira	oct-11	-10,1	-69,05	11,8	248,6
Makaira	nov-11	-10,4	-73,12	10,1	120
Makaira	dic-11	-4,7	-25,93	11,5	140,4
Makaira	ene-12	-2,2	-6,39	11,3	124,7
Makaira	feb-12	-1,4	-1,48	9,4	38,2
Makaira	mar-12	-1,9	-7,46	7,9	61,8
Makaira	abr-12	-5,6	-35,83	9,1	156,5

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Makaira	may-12	-9,3	-66,06	8,2	334,6
Makaira	jun-12	-7,3	-48,73	9,4	220
Makaira	jul-12	-6,5	-42,44	9,2	150
Makaira	ago-12	-7,3	-47,68	10,7	422
Makaira	sep-12	-5,5	-32,26	11,4	218
Makaira	oct-12	-7,1	-46,02	10,5	238
Makaira	nov-12	-4,9	-26,85	12,5	275
Makaira	dic-12	-2,3	-6,05	12,2	147
Makaira	ene-13			0,0	
Makaira	feb-13	-0,2	6,72	8,1	58
Makaira	mar-13	-1,4	-0,27	11,1	166
Makaira	abr-13	-3,1	-12,65	11,8	210
Makaira	may-13	-9,4	-64,64	10,7	273
Makaira	jun-13	-9,1	-63,93	8,6	243
Makaira	jul-13	-5,4	-33,96	9,5	278
Makaira	ago-13	-6,1	-38,02	10,8	234
Makaira	sep-13	-7,6	-50,23	10,3	371
Makaira	oct-13	-7,9	-53,69	9,7	208
Makaira	nov-13	-5,9	-36,35	10,8	237
Makaira	dic-13	-4,8	-28,17	10,5	342
Makaira	ene-14	-1,2	0,52	10,4	469
Makaira	feb-14	-0,1	6,44	7,3	8
Makaira	mar-14	-0,2	6,60	8,5	33
Makaira	abr-14	-3,2	-18,32	7,0	94
Makaira	jun-14	-4,8	-26,64	11,5	582
Makaira	jun-14	-5,3	-33,99	8,3	183
Makaira	jul-14	-3,8	-23,12	7,6	469
Makaira	ago-14	-6,2	-41,54	8,2	435
Makaira	sep-14	-5,5	-34,09	10,2	219
Makaira	oct-14	-10,2	-71,38	10,2	253
Makaira	nov-14	-7,2	-46,81	10,9	253
Makaira	dic-14	-4,5	-24,99	10,7	214
Makaira	mar-15	-3,9	-21,71	9,2	69
Makaira	abr-15	-2,7	-13,90	7,5	239
Makaira	may-15	-4,9	-31,62	7,7	337
Makaira	jun-15	-7,5	-50,36	9,6	140
Makaira	jul-15	-4,9	-31,58	7,4	337
Makaira	ago-15	-4,9	-30,74	8,5	442
Makaira	sep-15	-4,0	-22,00	10,0	340
Makaira	oct-15	-5,7	-33,02	12,6	324

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Makaira	nov-15	-6,8	-44,01	10,3	379
Makaira	mar-16	-1,0	-0,19	7,6	148
Makaira	abr-16	-6,0	-39,16	8,6	265
Makaira	may-16	-8,2	-57,87	7,6	306
Makaira	jun-16	-9,2	-66,36	7,4	304
Makaira	jul-16	-8,4	-59,31	8,0	541
Makaira	ago-16	-7,1	-46,78	10,2	273
Makaira	sep-16	-7,1	-47,29	9,5	485
Makaira	oct-16	-8,0	-53,94	9,9	318
Makaira	nov-16	-9,1	-61,13	11,8	700
Makaira	dic-16	-5,0	-29,65	10,6	441
Casanova	may-11	-10,3	-72,18	10,5	309,1
Casanova	jun-11	-9,3	-65,32	9,0	153,8
Casanova	jul-11	-7,0	-46,30	9,4	386,3
Casanova	ago-11	-6,6	-40,02	12,9	223,4
Casanova	sep-11	-7,4	-47,81	11,7	366,6
Casanova	oct-11	-7,9	-50,24	12,6	96,6
Casanova	nov-11	-9,5	-65,17	10,7	129,3
Casanova	dic-11	-5,1	-28,13	12,3	309,2
Casanova	ene-12	-2,0	-3,26	12,4	33,3
Casanova	feb-12	-1,4	0,42	11,9	37,5
Casanova	mar-12	-1,5	-2,23	10,1	79,7
Casanova	abr-12	-5,4	-32,93	10,1	295,5
Casanova	may-12	-8,3	-55,75	10,5	211,5
Casanova	jun-12	-7,9	-52,08	11,0	303,8
Casanova	jul-12	-5,8	-36,12	10,0	217
Casanova	ago-12	-6,8	-42,54	11,5	293
Casanova	sep-12	-5,7	-34,12	11,1	275
Casanova	oct-12	-6,1	-37,74	11,1	202
Casanova	nov-12	-4,4	-23,49	11,6	297
Casanova	dic-12	-4,4	-24,05	11,1	113
Casanova	mar-13	-1,1	1,10	9,9	102
Casanova	abr-13	-2,1	-7,68	9,4	148
Casanova	may-13	-4,3	-24,96	9,5	129
Casanova	jun-13	-8,7	-61,18	8,7	172
Casanova	jul-13	-5,7	-36,01	9,7	186
Casanova	ago-13	-6,8	-42,15	12,3	346
Casanova	sep-13	-6,6	-42,21	10,9	98
Casanova	oct-13	-5,9	-35,91	11,0	243
Casanova	nov-13	-6,4	-39,08	11,7	204

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Casanova	dic-13	-4,4	-22,63	12,6	194
Casanova	ene-14	-2,2	-5,27	12,1	11
Casanova	feb-14	-1,3	-1,10	9,0	29
Casanova	mar-14	-1,2	1,44	11,1	134
Casanova	abr-14	-0,9	0,63	7,5	89
Casanova	may-14	-4,4	-24,40	10,8	294
Casanova	jun-14	-5,3	-33,64	8,6	155
Casanova	jul-14	-4,3	-27,32	6,8	148
Casanova	ago-14	-6,6	-42,58	10,5	284
Casanova	sep-14	-7,4	-48,36	10,5	192
Casanova	oct-14	-9,6	-68,09	8,9	257
Casanova	nov-14	-8,1	-54,33	10,7	71
Casanova	dic-14	-3,9	-20,72	10,2	117
Casanova	ene-15	-1,8	-3,99	10,1	53
Casanova	feb-15	-0,8	3,91	10,2	30
Casanova	abr-15	-2,5	-10,06	9,5	142
Casanova	may-15	-4,4	-25,32	9,6	209
Casanova	jun-15	-7,5	-49,61	10,1	149
Casanova	jul-15	-6,7	-44,42	9,3	176
Casanova	ago-15	-5,8	-35,25	11,4	169
Casanova	sep-15	-2,5	-8,83	11,1	136
Casanova	oct-15	-5,2	-30,11	11,8	307
Casanova	nov-15	-8,7	-57,83	11,9	135
Casanova	dic-15	-2,5	-10,61	9,3	144
Casanova	abr-16	-6,7	-45,66	8,1	177
Casanova	may-16	-7,1	-48,55	8,6	377
Casanova	jun-16	-9,0	-63,85	8,3	255
Casanova	jul-16	-6,7	-45,64	7,6	78
Casanova	ago-16	-5,6	-32,59	12,4	121
Casanova	sep-16	-5,4	-32,55	10,9	156
Casanova	oct-16	-9,2	-64,70	8,7	132
Casanova	nov-16	-8,3	-54,96	11,6	165
Casanova	dic-16	-4,2	-18,64	14,8	15
Caracolí	feb-13	-0,4	5,17	8,3	43
Caracolí	mar-13	-1,3	-1,08	9,6	250
Caracolí	abr-13	-3,8	-21,34	9,4	381
Caracolí	may-13	-10,7	-77,44	8,5	327
Caracolí	jun-13	-8,8	-64,23	6,4	243
Caracolí	jul-13	-5,7	-39,46	6,5	222
Caracolí	ago-13	-6,9	-44,19	11,1	467

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Caracolí	sep-13	-7,7	-50,49	10,7	316
Caracolí	oct-13	-8,2	-56,85	8,5	294
Caracolí	nov-13	-7,3	-45,86	12,5	175
Caracolí	dic-13	-4,3	-23,68	10,9	149
Caracolí	ene-14	-2,0	-3,56	12,7	10
Caracolí	mar-14	-0,5	5,06	8,8	31
Caracolí	abr-14	-5,0	-32,52	7,3	160
Caracolí	may-14	-5,5	-33,88	9,9	328
Caracolí	jun-14	-6,1	-42,23	6,8	284
Caracolí	jul-14	-4,3	-26,95	7,6	123
Caracolí	ago-14	-7,4	-48,84	10,2	212
Caracolí	oct-14	-10,9	-77,15	10,0	312
Caracolí	nov-14	-6,8	-43,88	10,4	223
Caracolí	dic-14	-6,7	-43,86	9,5	352
Caracolí	ene-15	-1,3	-0,02	10,6	23
Caracolí	feb-15	-0,3	6,60	9,0	26
Caracolí	mar-15	-0,9	4,17	11,7	63
Caracolí	abr-15	-2,8	-12,40	10,1	135
Caracolí	may-15	-4,6	-26,76	9,8	325
Caracolí	jun-15	-6,9	-47,03	8,5	228
Caracolí	jul-15	-5,2	-31,19	10,7	291
Caracolí	ago-15	-3,2	-14,70	10,5	143
Caracolí	sep-15	-3,3	-14,99	11,4	233
Caracolí	oct-15	-7,3	-47,55	10,9	3
Caracolí	nov-15	-8,4	-57,90	9,6	136
Caracolí	dic-15	-1,9	-6,51	9,0	213
Caracolí	ene-16	-0,7	4,28	9,8	50
Caracolí	feb-16	0,8	11,73	5,1	2
Caracolí	mar-16	0,5	11,34	7,5	14
Caracolí	abr-16	-5,3	-33,72	8,6	138
Caracolí	may-16	-8,2	-57,55	7,9	403
Caracolí	jun-16	-9,5	-68,34	7,9	164
Caracolí	jul-16	-8,3	-56,95	9,1	191
Caracolí	ago-16	-6,1	-37,32	11,3	259
Caracolí	sep-16	-5,9	-35,36	11,7	205
Caracolí	oct-16	-10,2	-71,44	10,5	353
Caracolí	nov-16	-9,3	-63,88	10,9	344
Caracolí	dic-16	-5,1	-27,36	13,5	311
Tulenapa	2014-01	-2,0	-4,20	11,8	12
Tulenapa	2014-02	-5,3	-30,80	11,5	12

Estación	Período	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	d (‰)	P (mm)
Tulenapa	2014-03	-0,8	4,90	11,0	51
Tulenapa	2014-04	-5,7	-35,10	10,2	511
Tulenapa	2014-05	-5,3	-31,20	11,5	363
Tulenapa	2014-06	-6,0	-38,80	9,4	307
Tulenapa	2014-07	-4,4	-26,20	8,6	242
Tulenapa	2014-08	-6,7	-42,50	11,1	268
Tulenapa	2014-09	-5,2	-31,10	10,3	230
Tulenapa	2014-10	-12,1	-87,60	9,4	314
Tulenapa	2014-11	-7,8	-51,20	11,1	253
Tulenapa	2014-12	-4,9	-28,80	10,2	213
Tulenapa	ene-15	-2,6	-9,68	10,7	87
Tulenapa	feb-15	-1,6	-3,73	9,2	39
Tulenapa	mar-15	-3,3	-17,34	9,0	100
Tulenapa	abr-15	-2,5	-11,66	8,5	124
Tulenapa	may-15	-6,0	-39,01	9,0	324
Tulenapa	jun-15	-6,9	-46,07	9,2	232
Tulenapa	jul-15	-3,8	-22,27	7,9	172
Tulenapa	ago-15	-4,6	-27,30	9,3	380
Tulenapa	sep-15	-3,1	-13,16	11,4	423
Tulenapa	oct-15	-5,4	-31,80	11,5	270
Tulenapa	nov-15	-5,8	-36,66	9,7	248
Tulenapa	dic-15	-2,3	-9,26	8,9	144
Tulenapa	feb-16	-0,9	1,46	8,6	15
Tulenapa	mar-16	-0,4	5,18	8,1	11
Tulenapa	abr-16	-8,5	-60,55	7,5	229
Tulenapa	may-16	-8,9	-60,41	10,8	176
Tulenapa	jun-16	-8,2	-56,22	9,7	255
Tulenapa	jul-16	-8,2	-55,00	10,3	294
Tulenapa	ago-16	-6,4	-41,30	10,3	160
Tulenapa	sep-16	-6,6	-42,46	10,3	287
Tulenapa	oct-16	-11,0	-77,48	10,6	299
Tulenapa	nov-16	-8,9	-59,99	11,3	227
Tulenapa	dic-16	-6,5	-40,30	12,0	245

Anexo 3b. Resultados del modelo de tritio de mezcla completa.

A	Tritio inicial en el acuífero		
	1,5	2,0	2,2
	UT		
0,00	0,04	0,05	0,06
0,05	2,07	2,07	2,07
0,10	1,70	1,70	1,70
0,15	1,73	1,73	1,73
0,20	1,82	1,82	1,82
0,25	1,89	1,89	1,89
0,30	1,95	1,95	1,95
0,35	2,00	2,00	2,00
0,40	2,03	2,03	2,03
0,45	2,06	2,06	2,06
0,50	2,09	2,09	2,09