

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
SISTEMA DE ESTUDIOS DE POSGRADO

CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA DEL SISTEMA KÁRSTICO
GABINARRACA-MENONITAS-LA HIGUERA EN LA CUENCA DE LA
QUEBRADA EL TÚNEL, VENADO DE SAN CARLOS, ALAJUELA,
COSTA RICA

Tesis sometida a la consideración de la Comisión del Programa de
Posgrado en Geología para optar al grado y título de Maestría
Académica en Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos

ADRIÁN FELIPE OBANDO AMADOR

CIUDAD UNIVERSITARIA RODRIGO FACIO

2023

*In Xanadu did Kubla Khan
A stately pleasure-dome decree:
Where Alph, the sacred river, ran
Through caverns measureless to man
Down to a sunless sea.*

*En Xanadú fue Kubla Khan
quien mandó a erigir un majestuoso domo de placer,
donde corre Alfeo el río secreto,
a través de cavernas inmensurables a los hombres
hasta llegar a un mar sin sol.*

Samuel Taylor Coleridge

Kubla Kan

Dedicatoria

A la memoria de mi hermano Juan Ignacio y mi primo Daniel, quienes se adelantaron al último y más importante de los viajes.

Agradecimientos

A mi comité asesor de tesis, M. Sc. Ingrid Vargas Azoifeifa, Dr. Ricardo Sánchez Murillo y Dr. Andrés Ulloa Carmiol por su colaboración en cada etapa del proyecto.

A la familia Cubero Solís, por su apoyo, hospitalidad y apertura a la investigación en la finca donde se encuentra la caverna Gabinarraca.

A Fausto Pérez, por tomar las muestras para análisis isotópicos y monitorear el pluviómetro durante todo el año.

A la Dra. Mariángela Vargas, del Instituto Clodomiro Picado de la Universidad de Costa Rica, por los análisis de fluorescencia y sus valiosos aportes en la interpretación de resultados.

Al Dr. Rolando Sánchez, de la Escuela de Química de la Universidad Nacional, por realizar los análisis de iones mayores.

Al Dr. Maximiliano Garnier, de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, por sus explicaciones sobre estadística de datos composicionales.

A los miembros del Grupo Espeleológico Anthros, que durante años recorrieron los rincones más estrechos de las cavernas de la zona y produjeron los planos de las cuevas.

A mis profesores de la Maestría Académica en Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos, por compartir conmigo sus conocimientos y hacerme no sólo un mejor geólogo sino una mejor persona.

A Alejandro Argüello, gran amigo y colega, quien me hizo interesarme en la espeleología, realizó el modelo geológico-estructural que fue pieza clave de esta investigación y me acompañó a gran parte de las giras.

A quienes me acompañaron al campo y estuvieron siempre pendientes del avance de este proyecto: Daniel Alán, Milena Argüello, Francisco Chacón, Pedro Chaves, Daniel Conejo, Heiner Madrigal, Stephanie Miller, Natalia Montoya y Aurora Solano.

A la Vicerrectoría de Investigación y al Centro de Investigaciones en Ciencias Geológicas (CICG), por incluir esta tesis en el proyecto C0045 - Análisis Espeleogenético de Cuevas Clave en Costa Rica.

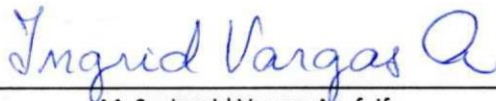
Al Sistema de Estudios de Posgrado, por el dinero del Fondo Especial de Becas que fue imprescindible para dar viabilidad financiera a esta investigación.

A la Escuela Centroamericana de Geología, por el préstamo de los equipos que permitieron la toma prolongada de datos.

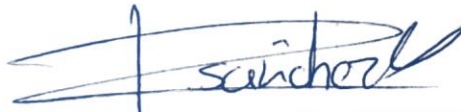
“Esta tesis fue aceptada por la Comisión del Programa de Posgrado en Geología de la Universidad de Costa Rica, como requisito parcial para optar al grado y título de Maestría Académica en Hidrogeología y Manejo de Recursos Hídricos.”



Dra. María Isabel Sandoval Gutiérrez
Representante del Decano
Sistema de Estudios de Posgrado



M. Sc. Ingrid Vargas Azofeifa
Directora de Tesis




Dr. Ricardo Sánchez Murillo
Asesor de Tesis



Dr. Andrés Ulloa Carmiol
Asesor de Tesis



Dr. Marco Barahona Palomo
Director
Programa de Posgrado en Geología



Adrián Felipe Obando Amador
Candidato

Tabla de contenido

Dedicatoria	ii
Agradecimientos	iii
Tabla de contenido.....	v
Resumen.....	x
Lista de tablas.....	xii
Lista de gráficos.....	xiv
Lista de figuras	xvi
Lista de ecuaciones	xxi
Lista de símbolos y abreviaturas	xxii
1 CAPÍTULO I: GENERALIDADES DEL PROYECTO	1
1.1 Ubicación del área de estudio.....	1
1.2 Clima y vegetación	3
1.3 Antecedentes	6
1.3.1 Investigaciones en acuíferos kársticos a nivel mundial desde al año 2002 hasta la actualidad.....	6
1.3.2 Estudios de acuíferos kársticos e hidrogeoquímica en Costa Rica.....	10
1.4 Justificación	13
1.5 Descriptores	15
1.6 Objetivos	15
1.6.1 General	15
1.6.2 Específicos	15
1.7 Hipótesis de la investigación	15
2 CAPITULO II. MARCO METODOLÓGICO	16
2.1 Diseño de la investigación.....	16
2.2 Variables de la investigación	16

2.3	Etapas de la investigación, materiales e insumos.....	17
2.3.1	Etapa 1: Análisis documental y reconocimiento preliminar	17
2.3.2	Etapa 2: Instalación de equipos y monitoreo de parámetros.....	18
2.3.3	Etapa 3: Ensayos de campo y laboratorio.....	21
2.3.3.1	Pruebas de trazadores.....	21
2.3.3.2	Análisis fisicoquímicos e isotópicos.....	23
2.3.3.3	Aforos químicos.....	24
2.3.4	Etapa 4: Propuesta de modelo y redacción del documento final.....	26
3	CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO.....	27
3.1	Descripción de los medios kársticos (morfologías asociadas al karst).....	27
3.2	Metodologías para el estudio de cuevas y karst.....	35
3.3	Monitoreo de series temporales.....	36
3.4	Ensayos de trazadores.....	38
3.4.1	Trazadores naturales o ambientales.....	38
3.4.2	Trazadores artificiales	39
3.4.2.1	Substancias solubles en agua	39
3.4.2.2	Partículas.....	39
3.4.3	Análisis de datos.....	40
3.5	Geoquímica de los sistemas carbonatados.....	42
3.6	Sistemas abiertos y cerrados en karst.....	45
3.6.1	Sistemas abiertos	45
3.6.2	Sistemas cerrados	45
3.7	Estadística de datos composicionales.....	46
3.7.1	Principios de la estadística de datos composicionales.....	47
3.7.2	La geometría del simplex	47
3.7.3	Transformación logarítmica de datos	48

3.8	Recarga de los acuíferos kársticos	49
3.9	Modelos hidrogeológicos conceptuales.....	50
4	CAPÍTULO IV: MARCO GEOLÓGICO	52
4.1	Contexto regional de la cuenca San Carlos	52
4.2	Geología regional	54
4.2.1	Formación Venado	54
4.2.2	Formación Grifo Alto	56
4.2.3	Formación Monteverde	58
4.2.4	Formación Bellavista	59
4.2.5	Depósitos aluviales del Cuaternario.....	59
4.2.6	Piroclastos Recientes.....	59
4.2.7	Depósitos de remoción en masa	60
4.3	Geología estructural.....	60
4.3.1	Estructura local.....	60
4.3.2	Orientación de los estratos	62
4.4	Caracterización de las cavernas de la zona	64
5	CAPITULO V: CONEXIÓN HÍDRICA ENTRE LOS SISTEMAS DE CAVERNAS	69
5.1	Conexión cavernas Menonitas (CM)-Gabinarraca (CG)	70
5.2	Conexión cavernas La Higuera (CH)-Gabinarraca (CG).....	73
5.3	Ingreso de agua a la caverna La Higuera (CH).....	76
5.3.1	Quebrada El Túnel.....	77
5.3.2	Sumideros La Rasta y Blue Jeans	79
5.4	Otros ingresos de agua en la caverna Gabinarraca (CG).....	81
5.5	Definición de la dirección de flujo del agua subterránea en el acuífero kárstico	83
5.5.1	Flujo NW.....	83
5.5.2	Flujo W	83

5.5.3	Convergencia.....	83
5.6	Cálculo de la velocidad de flujo.....	83
6	CAPÍTULO VI: MONITOREO PROLONGADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA	86
6.1	Monitoreo de parámetros del agua subterránea	86
6.1.1	Determinación del caudal de descarga	87
6.2	Estacionariedad de las series	91
6.2.1	Relación entre la precipitación y el caudal.....	92
6.2.2	Relación entre el caudal y la conductividad eléctrica	94
6.3	Monitoreo de temperatura.....	99
6.3.1	Relación entre la temperatura ambiente y la temperatura de la cueva.....	100
6.3.2	Relación entre la temperatura de la cueva y la temperatura del agua	101
6.4	Separación del hidrograma de agotamiento.....	102
7	CAPÍTULO VII: HIDROGEOQUÍMICA E ISÓTOPOS	106
7.1	Análisis de precisión y exactitud	106
7.1.1	Muestras por duplicado	106
7.1.2	Blanco de agua destilada.....	107
7.1.3	Balace iónico de las muestras	108
7.2	Sitios de muestreo.....	109
7.2.1	Nacientes Menonitas	109
7.2.2	Sumidero Sofocas.....	110
7.2.3	Ojo de Poseidón	111
7.2.4	Sifón de la Higuera	112
7.2.5	Quebrada El Túnel.....	112
7.2.6	Sitio de muestreo de agua de lluvia	113
7.2.7	Sala 3	114
7.2.8	Boca de la caverna Gabinarraca.....	114

7.3	Parámetros de campo	117
7.3.1	Temperatura.....	117
7.3.2	Conductividad eléctrica.....	117
7.3.3	pH	118
7.4	Composición química del agua.....	119
7.5	Análisis composicional de datos.....	123
7.5.1	Técnicas de estadística clásica	123
7.5.2	Alternativa composicional.....	125
7.6	Proceso de intercambio iónico.....	129
7.7	Índice de saturación mineral.....	130
7.8	Análisis de recarga por balance por cloruros	133
7.9	Composición isotópica del agua.....	135
7.9.1	Precipitación y circulación de la humedad.....	135
7.9.2	Isótopos estables en el agua de lluvia e infiltración.....	137
7.9.3	Origen de las masas de humedad	144
7.9.4	Cálculo del tiempo de residencia promedio del agua en el acuífero	151
8	CAPÍTULO VIII: MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL	156
9	CAPITULO IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	163
9.1	Conclusiones.....	163
9.2	Recomendaciones	165
9.3	Alcances y limitaciones del proyecto	168
10	CAPITULO X. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	170
11	ANEXOS Y APÉNDICES	188

Resumen

El área de estudio comprende la cuenca hidrográfica de la quebrada El Túnel y se localiza en el distrito de Venado, cantón de San Carlos, provincia de Alajuela.

En la zona existe un sistema de cavernas kársticas conformado por las cuevas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera, las cuales además de poseer una gran belleza escénica, albergan un acuífero desarrollado en la porosidad terciaria resultante de la disolución de calizas fracturadas. El objetivo principal de la investigación fue identificar las características del flujo y la recarga del acuífero kárstico para generar el modelo hidrogeológico conceptual del sitio.

La geología está compuesta por a) rocas sedimentarias del Mioceno Medio-Superior de la Formación Venado, las cuales albergan el acuífero en sus facies carbonatadas, b) productos volcánicos e intrusivos del Plio-Pleistoceno de las formaciones La Cruz y Grifo Alto c) lavas y piroclastos de la Formación Monteverde d) lahares de la Formación Bellavista y e) depósitos del Cuaternario que incluyen material de remoción en masa, sedimentos lacustrinos, aluviones, coluvios y piroclastos indiferenciados que, junto con la cobertura volcánica fuertemente meteorizada, producen los suelos de la zona.

Estructuralmente, el área de estudio se ubica en el sistema transtensivo de Venado, compuesto por fallas de rumbo NNW, de tipo dextrales con componente normal, que originan una cuenca *pull-apart*.

Geomorfológicamente la cuenca de la quebrada El Túnel es un rasgo alargado en el eje E-W, de forma oval-oblonga, de acuerdo al índice de Gravelius que tiene un valor de 1,62 y con pendientes promedio de 12° que se orientan hacia el SE.

Las pruebas de trazadores permitieron determinar que las tres cuevas estudiadas están conectadas por el flujo del agua subterránea, además que la descarga en la boca Gabinarraca corresponde al caudal proveniente de la totalidad del acuífero y que el tiempo de residencia promedio del agua subterránea es de 144,65 días. Se definieron tres flujos denominados **flujo NW**, el cual proviene de la descarga de las nacientes Menonitas y su ingreso al sistema kárstico es por la cueva Menonitas; el **flujo W** se origina por la efluencia de la quebrada El Túnel y la infiltración difusa de la zona no saturada en la caverna Higuera. Finalmente, la **convergencia** de ambos flujos cambia de dirección hacia el S debido a la zona de falla La Cueva en la caverna Gabinarraca, no obstante, existen otros ingresos directos a través de dolinas, escorrentía superficial a través del cauce de la quebrada El Túnel y por otras cuevas de menor tamaño.

El monitoreo constante (durante 1 año) del caudal, la temperatura y la conductividad eléctrica, mediante sensores de presión, mostró que los cambios en la dinámica del flujo de la caverna están estrechamente relacionados con los eventos superficiales, el caudal varía entre 30 y 183 L/s con picos y valles coincidentes con los máximos y mínimos de las precipitaciones. Por su parte la conductividad, asociada con el arrastre de sedimentos y la dilución por aguas meteóricas, tiene un retraso entre 1 y 5 días con el respecto a la señal asociada al caudal. La temperatura, por otra parte, suele ser menor y más constante en la caverna que en la superficie debido al efecto de regulación térmica producido por la caliza, mientras que al agua se mantiene a una temperatura levemente mayor que la de la caverna, lo cual se asocia al ingreso de aguas superficiales en contacto directo con la luz solar y al rápido flujo que limita el equilibrio térmico con el aire de la cueva.

El cálculo de la recarga se realizó mediante los métodos de separación del hidrograma y balance de cloruros con los que se obtuvo, respectivamente, que un 31% y 39% de las precipitaciones recargan el acuífero. No obstante, se considera que la segunda cantidad podría estar sobreestimada dado que no se cuentan con los datos para calcular la escorrentía superficial.

Los análisis químicos mostraron que los iones predominantes en el agua subterránea y superficial son el HCO_3 y el Ca, por lo que se trata de aguas bicarbonatadas cálcicas, lo que se asocia a aguas meteóricas de reciente infiltración con un tiempo corto de residencia en el acuífero, mientras que el agua de lluvia varía entre bicarbonatada y clorurada cálcica. El empleo de técnicas de estadística composicional no permitió demostrar que se dé disolución de roca a lo largo del flujo, lo cual se asocia a la alta velocidad del agua que limita el tiempo de contacto con la roca, no obstante, sí se observa el proceso de intercambio iónico inverso con los sedimentos que recubren el lecho de las cavernas.

Los datos isotópicos y el análisis de trayectoria en retrospectiva mostraron que las precipitaciones que recargan el acuífero provienen tanto del Mar Caribe como del Océano Pacífico, y su variabilidad se asocia a eventos meteorológicos locales como las lluvias convectivas y el aporte del reservorio del Lago Arenal, así como a fenómenos regionales como la ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) sobre Costa Rica y el ingreso de polvo del Sahara. Por su parte, el agua subterránea tiene valores más constantes que se explican por el proceso de atenuación por mezcla durante el tránsito en la zona no saturada y el retraso entre la recarga y la descarga.

Palabras clave: karst, serie temporal, trazadores, hidrogeoquímica, isótopos, modelo conceptual, hidrogeología, acuífero kárstico.

Lista de tablas

Tabla 1. Algunos estudios relevantes sobre acuíferos kársticos agrupados por región.	6
Tabla 2. Resumen cronológico de algunos trabajos en que se emplea la hidrogeoquímica como una herramienta para la caracterización del acuífero.	12
Tabla 3. Variables y categorías de la investigación.	16
Tabla 4. Características de los instrumentos de monitoreo de los parámetros meteorológicos de la zona. Fuente: Hobo (2020).....	18
Tabla 5. Características de los sensores de monitoreo de los parámetros físicos del agua. Fuente: Solinst (2019).....	19
Tabla 6. Principales características fisicoquímicas de la fluoresceína.	21
Tabla 7. Principales sustancias utilizadas en ensayos de trazadores artificiales y sus características generales. Modificado de Behrens <i>et al.</i> (2001).	40
Tabla 8. Resumen del resultado de las pruebas de trazadores realizadas en febrero de 2022.	81
Tabla 9. Cálculo de la velocidad de flujo del agua subterránea.	84
Tabla 10. Cortes de los datos de monitoreo del agua subterránea de la caverna Gabinarraca.	87
Tabla 11. Resultados de las mediciones de la conductividad de disoluciones de sal con concentraciones conocidas.	87
Tabla 12. Resultados de los aforos realizados en la boca de la caverna Gabinarraca.	88
Tabla 13. Resumen estadístico de los datos de lluvia y los parámetros medidos en el agua subterránea.	91
Tabla 14. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad de las series caudal y precipitación acumulada.	92
Tabla 15. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad, al inicio de la época lluviosa, de las series caudal y conductividad eléctrica.	95
Tabla 16. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad, al inicio de la época seca, de las series caudal y conductividad eléctrica.	97
Tabla 17. Comparación de resultados para los tres métodos de separación del hidrograma.	104
Tabla 18. Fechas de la toma de muestras durante el 2020 y 2021.	106
Tabla 19. Comparación de las diferencias porcentuales relativas entre muestras duplicadas, tomadas entre 2020 y 2021.	107
Tabla 20. Resultado del análisis realizado al blanco de agua destilada en mayo de 2021.	107

Tabla 21. Promedio, tamaño de muestra y valor p de la prueba de K-W para la temperatura, C.E y pH.	118
Tabla 22. Valor de la prueba de K-W para los valores de pH de los distintos flujos.	119
Tabla 23. Matriz de correlación de Pearson entre las especies analizadas. *	123
Tabla 24. Matriz de covarianza de los componentes principales transformados a clr.	126
Tabla 25. Secuencia SBP utilizada para el análisis de datos. *	128
Tabla 26. Parámetros del cálculo de la recarga por balance de cloruros en el agua subterránea.	134
Tabla 27. Resumen de los valores promedios del $\delta^{18}\text{O}$, δD y exceso δD para las muestras de lluvia e infiltración.	138
Tabla 28. Estado del fenómeno del ENOS en Costa Rica entre marzo de 2020 y abril de 2021. Realizado según los reportes meteorológicos mensuales del IMN.	141
Tabla 29. Resumen de los parámetros de ajuste sinusoidal de las variaciones temporales en la composición isotópica del agua de lluvia e infiltración.	154
Tabla 30. Cálculo del gradiente hidráulico de las cavernas con base en perfiles longitudinales....	157
Tabla 31. Limitaciones enfrentadas durante la realización de este estudio.....	168

Lista de gráficos

Gráfico 1. Promedio mensual en mm, entre 2015 y 2018, de la lluvia en la estación meteorológica Proyecto Venado (coord. 418871/1167584)	3
Gráfico 2. Curva de agotamiento del trazador obtenida en un aforo del 24 de mayo de 2021.	26
Gráfico 3. PFQ del agua y curva de agotamiento del trazador para la conexión entre CM y CG.	72
Gráfico 4. PFQ del agua y curva de agotamiento del trazador para la conexión CH y CG.	75
Gráfico 5. Recta de mejor ajuste de las mediciones de conductividad eléctrica en disoluciones de NaCl de concentración conocida.....	88
Gráfico 6. Recta de mejor ajuste para los aforos realizados entre julio de 2020 y mayo de 2021 en la boca de la CG.*.....	89
Gráfico 7. Datos de monitoreo recolectados en la boca de la caverna Gabinarraca y la precipitación acumulada (media móvil de 288 períodos).....	90
Gráfico 8. Comparación entre las series de precipitación y caudal a inicios de la época lluviosa. La línea roja discontinua corresponde aproximadamente a la mitad del mes de mayo.....	93
Gráfico 9. Comparación entre las series de precipitación y caudal a inicios de la época seca. La línea roja discontinua corresponde aproximadamente a la mitad del mes de noviembre.....	94
Gráfico 10. Series transformadas a diferencia de logaritmos del caudal y conductividad eléctrica y su diagrama de correlación cruzada con lags de ± 15 . Las líneas azules discontinuas señalan el intervalo de confianza de 5%.	96
Gráfico 11. Series transformadas a diferencia de logaritmos del caudal y conductividad eléctrica y su diagrama de correlación cruzada con lags de ± 15 . Las líneas azules discontinuas señalan el intervalo de confianza de 5%.	98
Gráfico 12. Resumen estadístico y diagrama de cajas de los datos de temperatura ambiente, en la caverna y del agua (promedio diario de la media móvil de 288 períodos).....	99
Gráfico 13. Comparación entre los registros de temperatura en superficie, caverna y agua.	101
Gráfico 14. Comparación de los registros de temperatura en superficie, caverna y agua*.....	102
Gráfico 15. Hidrograma de agotamiento en la salida de la caverna Gabinarraca y serie de precipitación registrada	103
Gráfico 16. Separación del hidrograma de agotamiento según los métodos de Chapman (1991), Furey y Gupta (2001) y Eckhardt (2005). El caudal está expresando en m^3/s	105
Gráfico 17. Distribución de frecuencias del balance iónico calculado para las muestras tomadas entre 2020 y 2021.....	108

Gráfico 18. Valores de la conductividad eléctrica (en $\mu\text{S}/\text{cm}$) medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.....	117
Gráfico 19. Resumen estadísticos y diagrama de cajas de la composición de elementos mayores muestreados en el agua superficial y subterránea.	124
Gráfico 20. Índice cloro-alcalino (CAI) calculado para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.	130
Gráfico 21. Índices de saturación de calcita calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.	131
Gráfico 22. Índices de saturación de dolomita calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.....	132
Gráfico 23. Índices de saturación de yeso calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.	132
Gráfico 24. Variación mensual de la precipitación y la temperatura promedio entre febrero de 2020 y abril de 2021.....	136
Gráfico 25. Correlación entre el δD y el $\delta^{18}\text{O}$ para determinar la ecuación de la línea meteórica local (LML).....	137
Gráfico 26. Comparación entre la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia con respecto al agua de infiltración.	139
Gráfico 27. Comparación entre el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de infiltración y el valor promedio ($\pm\sigma$) de la precipitación.....	140
Gráfico 28. Diagrama de cajas que representan la variabilidad isotópica en las muestras de lluvia e infiltración.	142
Gráfico 29. Variación estacional del exceso de deuterio en la precipitación.	145
Gráfico 30. Variación del $\delta^{18}\text{O}$ en el agua de lluvia e infiltración.....	148
Gráfico 31. Muestreo pasivo. Muestras de agua de infiltración con respecto a la línea meteórica local.	150
Gráfico 32. Muestras de otras fuentes de agua superficial y subterránea comparadas con la línea meteórica local según la época del año.	151
Gráfico 33. Ajuste sinusoidal de la variación temporal que se presenta en la composición isotópica del agua de lluvia.....	153
Gráfico 34. Ajuste sinusoidal de la variación temporal que se presenta en la composición isotópica del agua de infiltración.....	154

Lista de figuras

Fig. 1. Ubicación del área de estudio. Realizado a partir de la imagen satelital de Google Earth (año 2017) con las capas de ríos y carreteras del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) a escala 1:5000.....	2
Fig. 2. Uso de la tierra dentro del área de estudio, se observa la existencia de áreas de pasto y bosques en las márgenes del río La Muerte. Coordenadas 418529/1167371.	4
Fig. 3. Uso de la tierra en el área de estudio. Realizado mediante una clasificación supervisada de una imagen de Google Earth (2017). Fuente: elaboración propia.....	5
Fig. 4. Ubicación en el mundo de algunos estudios relevantes sobre acuíferos kársticos. Los números de las etiquetas hacen referencia a la Tabla 1.	7
Fig. 5. Pluviómetro manual y termómetro para el registro de temperatura ambiental. (coordenadas 415887/1167099).....	18
Fig. 6. Data logger instalado en la quebrada El Túnel (coordenadas 415990/1167317) para el monitoreo del nivel y temperatura del agua.	19
Fig. 7. Colectores de agua en a) se observa el colector de agua de lluvia (coordenadas 415887/1167099), en b) el colector de agua de infiltración dentro de la cueva en el sector Sala 1 y en c) un diagrama esquemático, modificado de Gröning et al. (2012), sobre la construcción de ambos.....	20
Fig. 8. Inyección de tinte en el sumidero Sofocas (coordenadas 415149/1167518). Fotografía cortesía de F. Salazar.....	21
Fig. 9. Instrumentos utilizados para la medición de parámetros in situ a) multiparamétrico (T, C.E y pH) de bolsillo b) colorímetro de alcalinidad.	23
Fig. 10. Adición de sal de mesa al agua de la caverna. Fotografía cortesía de A. Brenes.	25
Fig. 11. Diagrama esquemático de un paisaje kárstico. Modificado de: Taylor y Greene (2014).....	28
Fig. 12. Dolina "Boca de la Culebra" en la caverna Gabinarraca. Coordenadas en superficie 415976/1167397.....	29
Fig. 13. Clasificación de las dolinas según su mecanismo de formación y el material que rellena las cavidades. Modificado de Waltham y Fookes (2003).	30
Fig. 14. Patrones comunes de las cavernas cuando se observan en planta. Tomado de Audra y Palmer (2011).	31
Fig. 15. a) Surgencia en la cuenca de la Q. El Túnel (coord. 415111/1167400) b) Sumidero "Boca del Potrero" (coord. 415958/1167244).	32

Fig. 16. Modelo simplificado de la evolución del karst (a) karst juvenil (b) karst adolescente (c) karst maduro (d) karst antiguo. Tomado de Veress (2020).	33
Fig. 17. Estalactitas de la caverna Higuera (sector Sala Nevada, plano en el Anexo 2) Fotografía cortesía de V. H. Carvajal.	34
Fig. 18. Flowstone "El Altar" en la caverna Gabinarraca (sector El Altar, plano en Anexo 2). Fotografía cortesía de A. Argüello.	35
Fig. 19. Representación gráfica de los componentes de una serie temporal, T (tendencia secular), E (variaciones estaciones), C (variaciones cíclicas) e I (variaciones irregulares). Modificado de INEI (2011).	37
Fig. 20. Secuencia esquemática para el planeamiento y ejecución de una prueba de trazadores. Modificado de Schudel (2004).	41
Fig. 21. Curva de agotamiento de un trazador de uranina que alcanza su pico a los 40 horas con una concentración de uranina de 4,5 µg/L. Modificado de Goldscheider y Drew (2007).	42
Fig. 22. Relación entre el porcentaje de las distintas especies carbonatadas para un rango de pH entre 4 y 12. Modificado de Sánchez (2017).	44
Fig. 23. Esquema comparativo entre un sistema abierto sobre el nivel del agua subterránea (izquierda) y un sistema cerrado bajo el nivel del agua subterránea (derecha). Tomado de Appelo y Postma (2005).	46
Fig. 24. Diagrama esquemático que muestra las fuentes de recarga autóctona y alóctona. Modificado de Hartmann <i>et al.</i> (2014).	50
Fig. 25. Elementos a considerar en el modelo conceptual de un acuífero kárstico. Tomado de White (1999).	51
Fig. 26. Columna estratigráfica general de la cuenca San Carlos. Modificada de Rojas-Barrantes (2022).	53
Fig. 27. Afloramiento de calizas en la margen izquierda del río La Muerte. Coordenadas 417593/1167149.	54
Fig. 28. Afloramiento de areniscas finas en el cauce del río El Nilo. Coordenadas 418376/1166697. Fotografía cortesía de A. Argüello.	55
Fig. 29. Bloque diagrama esquemático en el que se muestra el paleo ambiente en que se depositaron las rocas de la Formación Venado. Modificado de Obando (1986).	56
Fig. 30. Cerro La Mina visto desde el SW en las coordenadas 416921/1167140. Este corresponde a una andesita hipoabisal que intruye los sedimentos de la Formación Venado.	57

Fig. 31. Afloramiento sumamente meteorizado de la Formación Monteverde ubicado en un corte de la carretera que comunica Jicarito con Venado (coordenadas 419734/1168215) donde se observan bloques lávicos contenidos en una matriz arcillo-arenosa.	58
Fig. 32. Sedimentos de granulometrías variadas (desde arcillas hasta bloques) depositados por acción del río La Muerte (coordenadas 418529/1167351).....	60
Fig. 33. Evidencia neotectónica de la falla que desplaza el cauce del río en las coordenadas 417931/1167191. Fotografía obtenida por A. Argüello mediante un vehículo aéreo no tripulado (VANT).	61
Fig. 34. Diagrama de rosa para los datos de dirección de buzamiento de los estratos. Realizado con datos de Argüello (2021).	62
Fig. 35. Geología del área de estudio. Modificado de Argüello (2021).	63
Fig. 36. Entrada a la cueva Gabinarraca en las coordenadas 416058/1167227. La coloración verdosa del agua se debe a que en ese momento se desarrollaba una prueba de trazadores.	64
Fig. 37. Sector de la caverna Gabinarraca cuyo patrón entrelazado sugiere una espeleogénesis por inundación. Modificado de Ulloa y Vargas (2018).	65
Fig. 38. Canal freático dentro de la caverna Menonitas. En su mayoría los pasajes de esta caverna son del tipo fisural. Fotografía cortesía de V. Carvajal.....	66
Fig. 39. Sala Nevada dentro de la caverna Higuera. Fotografía cortesía de V. Carvajal.	67
Fig. 40. Mapa de ubicación de las tres cuevas principales del área de estudio.....	68
Fig. 41. Condiciones en la caverna Gabinarraca, sector Boca de La Cruz (Anexo 2), el 05 de septiembre de 2021, previo al inicio del ensayo de trazadores. Se observa agua cristalina y ninguna carga sedimentaria en suspensión.....	69
Fig. 42. Ubicación de los puntos de inyección y muestreo de la prueba de trazadores para determinar la conexión entre las CM y CG.....	70
Fig. 43. Arribo del trazador al punto de muestreo en la CG. Sector boca de La Cruz, caverna Gabinarraca (Anexo 2).....	71
Fig. 44. Ingresos de agua de la Caverna Menonitas, el sumidero Sofocas proviene de la descarga de las nacientes Menonitas, mientras que se interpreta que el sector Secretos Profundos y Chimenea de la Lluvia se recarga a través de la infiltración en la zona no saturada. Modificado de Ulloa y Vargas (2014).	73
Fig. 45. Ubicación de los puntos de inyección y muestreo de la prueba de trazadores para determinar la conexión entre la CH y CG.	74

Fig. 46. Arribo del trazador en la CG proveniente de la CH. Se observan los “ependorf” usados para tomar las muestras. Caverna Gabinarraca, sector Boca de La Cruz (plano en Anexo 2).	76
Fig. 47. Esquema de ingresos de agua a la CH (salas Raíces, Nevada y Cuarta).....	76
Fig. 48. Inyección de la fluoresceína en la quebrada El Túnel (coordenadas 415208/1167437).....	77
Fig. 49. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo e inyección para determinar el origen del agua de la CH.....	78
Fig. 50. Posibles puntos de ingreso del agua a la caverna Higuera ubicados en el contexto de las estructuras geológicas superficiales. La base corresponde al levantamiento fotogramétrico con VANT realizado por Argüello (2021).....	80
Fig. 51. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo e inyección para determinar otros ingresos de agua en la CG.....	81
Fig. 52. Inyección de xanteno rojo en el cauce de la quebrada El Túnel (izquierda) y su arribo a la CG (derecha) al sector Los Estrechos (anexo 2). Fotografías cortesía de N. Montoya y S. Miller.....	82
Fig. 53. Red de flujo del agua subterránea en el acuífero kárstico.	85
Fig. 54. Instalación del transductor de presión (data logger) utilizado para el monitoreo del nivel, temperatura y conductividad del agua. Coordenadas 416057/1167232 dentro de la cueva. Fotografía cortesía de F. Pérez.....	86
Fig. 55. Comparación de las relaciones entre escorrentía y flujo base obtenida con los tres métodos de separación del hidrograma de agotamiento.....	104
Fig. 56. Flujo proveniente de la naciente Menonitas 2. (Coordenadas 414084/1167710).	110
Fig. 57. Sumidero Sofocas en las coordenadas 415121/1167515 a la izquierda se observa una fotografía en la época seca por lo que no existe flujo de agua y a la derecha el esquema del ingreso de agua a la caverna Menonitas.	111
Fig. 58. Sitio de muestreo en la quebrada El Túnel. Coordenadas 415653/1167401.....	113
Fig. 59. Boca de la caverna Gabinarraca vista desde el interior, al salir de la caverna el agua con la quebrada el Túnel y posteriormente desemboca al río La Muerte. Coordenadas 415058/1167227 dentro de la cueva.....	115
Fig. 60. Ubicación de los sitios de muestreo.	116
Fig. 61. Diagrama de Piper (1944) para las muestras analizadas.....	120
Fig. 62. Diagrama de Gibbs (1970) para las muestras del área de estudio. Las muestras grafican en el campo de dominancia de la meteorización de rocas.....	121

Fig. 63. Diagramas de Stiff (1951) para las muestras recolectadas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.....	122
Fig. 64. Diagrama biplot de los datos de iones mayores, el cual representan al menos un 70% de la varianza de los datos.....	125
Fig. 65. Dendrograma composicional con balances establecidos por defecto.	127
Fig. 66. Dendrograma composicional que representan la SBP definida, las líneas verticales son proporcionales a la descomposición de la varianza por balances.	128
Fig. 67. Explicación esquemática de los fenómenos El Niño y La Niña en el Océano Pacífico. Modificado de: https://oceanservice.noaa.gov/facts/ninonina.html	143
Fig. 68. Trayectoria de las masas de aire en un período de 72 horas, calculada mediante HYSPLIT, para las muestras del área de estudio.	144
Fig. 69. Ubicación de la zona de Venado de San Carlos en relación a la depresión entre los volcanes Arenal y Tenorio.	146
Fig. 70. Clasificación textural, según el sistema del USDA (1951), para las muestras de suelo recolectadas.	149
Fig. 71. Perfil esquemático del flujo de las nacientes Menonitas desde su descarga hasta el ingreso al sistema kárstico por el sumidero Sofocas.	157
Fig. 72. Perfiles longitudinales de las cavernas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera usados para el cálculo del gradiente hidráulico.	158
Fig. 73. Bloque diagrama que resume el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero kárstico en el área de estudio.....	162

Lista de ecuaciones

Ecuación 1. Disolución del CO_2 en agua.	43
Ecuación 2. Disociación del H_2CO_3	43
Ecuación 3. Disociación del HCO_3^-	43
Ecuación 4. Relación entre el ión Ca^{2+} y la presión parcial de CO_2 en un sistema abierto.	45
Ecuación 5. Disolución del CaCO_3 en un sistema cerrado.	45
Ecuación 6. Relación entre el ión Ca^{2+} y la presión parcial de CO_2 en un sistema cerrado.	45
Ecuación 7. Relación entre el ión HCO_3^- y la presión parcial de CO_2 en un sistema cerrado.	45
Ecuación 8. Cálculo del log cociente aditivo para J partes.	48
Ecuación 9. Cálculo del log cociente centrado para J partes.	48
Ecuación 10. Cálculo del log cociente isométrico para J partes.	48
Ecuación 11. Cálculo del log cociente sumado para J partes.	49
Ecuación 12. Correlación entre el caudal y el nivel del agua en la caverna Gabinarraca.	89
Ecuación 13. Equivalencia de la resta de logaritmos a la razón de los argumentos.	91
Ecuación 14. Cálculo de la diferencia porcentual relativa.	106
Ecuación 15. Cálculo del balance iónico.	108
Ecuación 16. Índices para definir los componentes principales según la matriz de covarianzas. ...	127
Ecuación 17. Cálculo de la recarga por balance de cloruros.	133
Ecuación 18. Cálculo de la deposición atmosférica de cloruro.	133
Ecuación 19. Línea meteórica local para la zona de Venado de San Carlos.	137
Ecuación 20. Ecuación de ajuste de la composición isotópica del agua de lluvia.	152
Ecuación 21. Cálculo del tiempo de residencia promedio del agua subterránea.	153

Lista de símbolos y abreviaturas

%.	Por ciento	CRTM05.	Transversal de Mercator para Costa Rica
±.	Más - menos	DF.	Prueba aumentada de Dickey-Fuller
°C.	Grados Celsius	DPR.	Diferencia porcentual relativa
‰.	Por mil	E.	Este
¹⁸ O.	Oxígeno dieciocho	<i>et al.</i>	Y otros
² H.	Deuterio	Fe.	Hierro
ALR.	Additive logratio	GNIP.	Global Network of Isotopes in Precipitation
Ar.	Argón	H ⁺ .	Ión hidronio
As.	Arsénico	H ₂ CO ₃ .	Ácido carbónico
ASADA.	Asociaciones Administradoras de Acueductos y Alcantarillados	HCO ₃ .	Bicarbonato
AyA.	Instituto Costarricense de Acueductos y Alcantarillados	He.	Helio
Ca.	Calcio	HYSPLIT.	Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory
CaCO ₃ .	Carbonato de calcio (calcita)	ICE.	Instituto Costarricense de Electricidad
CAI.	Índice cloro-alcalino	ILR.	Isometric logratio
CE.	Conductividad eléctrica	INEC.	Instituto Nacional de Estadística y Censos
CG.	Caverna Gabinarraca	IUPAC.	International Union of Pure and Applied Chemistry
CH.	Caverna La Higuera	K.	Potasio, Constante de equilibrio de reacción
CICA.	Centro de Investigación en Contaminación Ambiental	km.	Kilómetro
Cl.	Cloro	km ² .	Kilómetros cuadrados
CLLJ.	Caribbean Low Level Jet	K-Pg.	Cretácico-Paleógeno
CLR.	Centered logratio	K-W.	Prueba de Kruskal y Wallis
CM.	Caverna Menonitas	L.	Litro
CO ₂ .	Dióxido de carbono	L/s.	Litros por segundo
CO ₃ .	Carbonato	LML.	Línea meteórica local
COD.	Carbono orgánico disuelto	m s.n.m.	Metros sobre el nivel del mar
Coord.	Coordenadas		
COT.	Carbono orgánico total		

Ma. Millones de años	ppm. Partes por millón
MED. Modelo de Elevación Digital	RFU. Relative Fluorescence Units
mg. Miligramo	SBP. Sequential binary partition (secuencia de partición binaria)
mm. Milímetros	SE. Sureste
Mn. Manganeseo	SO ₄ . Sulfato
MSC. Municipalidad de San Carlos	T. Temperatura
N. Norte	TRP. Tiempo de residencia promedio
Na. Sodio	UF. Unidades de fluorescencia
NaCl. Cloruro de sodio	UNA. Universidad Nacional
NH ₄ . Amonio	VSMOW. Vienna Standard Mean Ocean Water
NO ₃ . Nitrato	W. Oeste
NOAA. National Oceanic and Atmospheric Administration	ZCIT. Zona de Convergencia Intertropical
°. Grados de pendiente	α. Porcentaje de confianza
PCA. Principal Compound Analysis (análisis de componentes principales)	μg. Microgramo
PFQ. Parámetros fisicoquímicos	σ. Desviación estándar
pH. Potencial hidrógeno	



UNIVERSIDAD DE
COSTA RICA

SEP Sistema de
Estudios de Posgrado

Autorización para digitalización y comunicación pública de Trabajos Finales de Graduación del Sistema de Estudios de Posgrado en el Repositorio Institucional de la Universidad de Costa Rica

Yo, Adrián Felipe Obando Amador, con cédula de identidad 1-1489-0072, en mi condición de autor del TFG titulado "Caracterización hidrogeológica del sistema kárstico Gabinarraca-Menonitas-La Higuera en la cuenca de la quebrada El Túnel, Venado de San Carlos, Alajuela, Costa Rica".

Autorizo a la Universidad de Costa Rica para digitalizar y hacer divulgación pública de forma gratuita de dicho TFG a través del Repositorio Institucional u otro medio electrónico, para ser puesto a disposición del público según lo que establezca el Sistema de Estudios de Posgrado.

SI	X	NO	
----	---	----	--

*En caso de la negativa favor indicar el tiempo de restricción: _____ año (s).

Este Trabajo Final de Graduación será publicado en formato PDF, o en el formato que en el momento se establezca, de tal forma que el acceso al mismo sea libre, con el fin de permitir la consulta e impresión, pero no su modificación.

Manifiesto que mi Trabajo Final de Graduación fue debidamente subido al sistema digital Kerwá y su contenido corresponde al documento original que sirvió para la obtención de mi título, y que su información no infringe ni violenta ningún derecho a terceros. El TFG además cuenta con el visto bueno de mi director (a) de tesis o tutor (a) y cumplió con lo establecido en la revisión del Formato por parte del Sistema de Estudios de Posgrado.

FIRMA ESTUDIANTE

Nota: El presente documento constituye una declaración jurada, cuyos alcances aseguran a la Universidad, que su contenido sea tomado como cierto. Su importancia radica en que permite abreviar procedimientos administrativos, y al mismo tiempo genera una responsabilidad legal para que quien declare contrario a la verdad de lo que manifiesta, puede como consecuencia, enfrentar un proceso penal por delito de perjurio, tipificado en el artículo 318 de nuestro Código Penal. Lo anterior implica que el estudiante se vea forzado a realizar su mayor esfuerzo para que no sólo incluya información veraz en la Licencia de Publicación, sino que también realice diligentemente la gestión de subir el documento correcto en la plataforma digital Kerwá.

1 CAPÍTULO I: GENERALIDADES DEL PROYECTO

1.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio abarca 5 km² entre las coordenadas 412500-417500 E y 1166500-1168750 N en el sistema Transversal de Mercator para Costa Rica (CRTM05).

Geográficamente se localiza al oeste del poblado de Venado, 8 km al NE del Lago Arenal y administrativamente, se encuentra en el distrito 10 (Venado), cantón 10 (San Carlos) de la provincia 2 (Alajuela).

La principal vía de acceso desde San José es la ruta nacional 32 (Braulio Carrillo) hasta el cruce de Río Frío, desde el cual se toma la ruta nacional 4 (Corredor Noratlántico) y finalmente la ruta 734 (Venado-La Tigra).

También se puede acceder al área de estudio a través de la ruta nacional 1 (Interamericana Norte) hasta el poblado de San Ramón y posteriormente, dirigirse hacia el norte por la ruta nacional 702 (San Ramón-La Fortuna) que se conecta con la ruta 4 cerca del puente sobre el río Arenal.

Las calles están asfaltadas a excepción de los tramos al oeste del poblado de Venado, los cuales son de lastre o tierra.

La altitud según el modelo de elevación digital (MED) varía entre 240 y 680 m s.n.m y las pendientes son onduladas y orientadas hacia el SE con un promedio de 12°.

Según los datos del más reciente censo del Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC, 2011) la población estimada para el distrito de Venado es de 950 personas y, de acuerdo con la Municipalidad de San Carlos (MSC, 2014), el agua potable es provista por cinco ASADAS (Asociaciones Administradoras de los Sistemas de Acueductos y Alcantarillados) llamadas:

- Venado
- Jicarito
- Puerto Seco
- La Tigra Venado
- La Mina Venado

De las anteriores, sólo la ASADA Puerto Seco cuenta con convenio de delegación con el Instituto Costarricense de Acueductos y Alcantarillados (AyA).

En la Fig. 1 se detalla la ubicación del área de estudio.

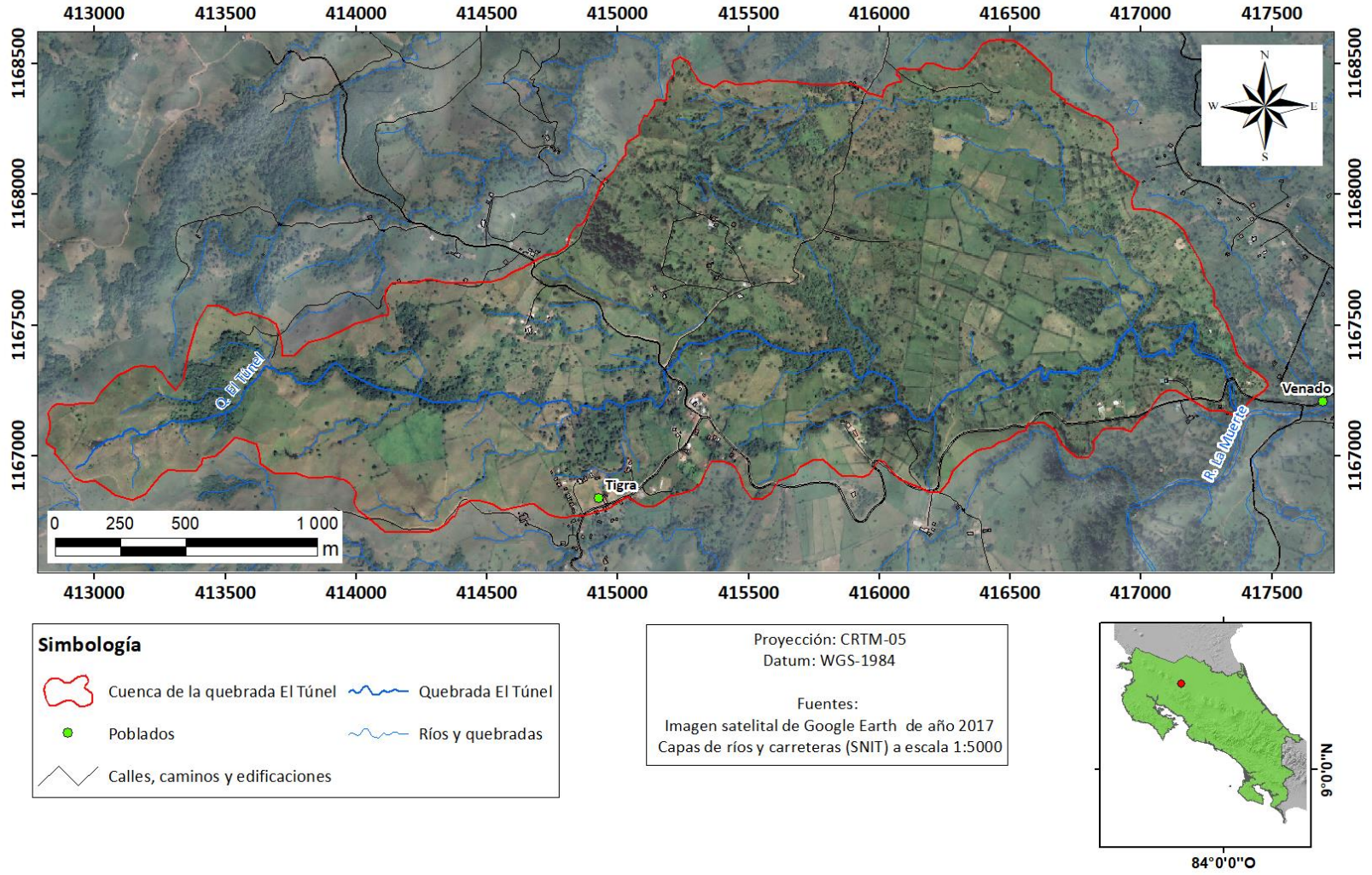


Fig. 1. Ubicación del área de estudio. Realizado a partir de la imagen satelital de Google Earth (año 2017) con las capas de ríos y carreteras del Sistema Nacional de Información Territorial (SNIT) a escala 1:5000.

1.2 Clima y vegetación

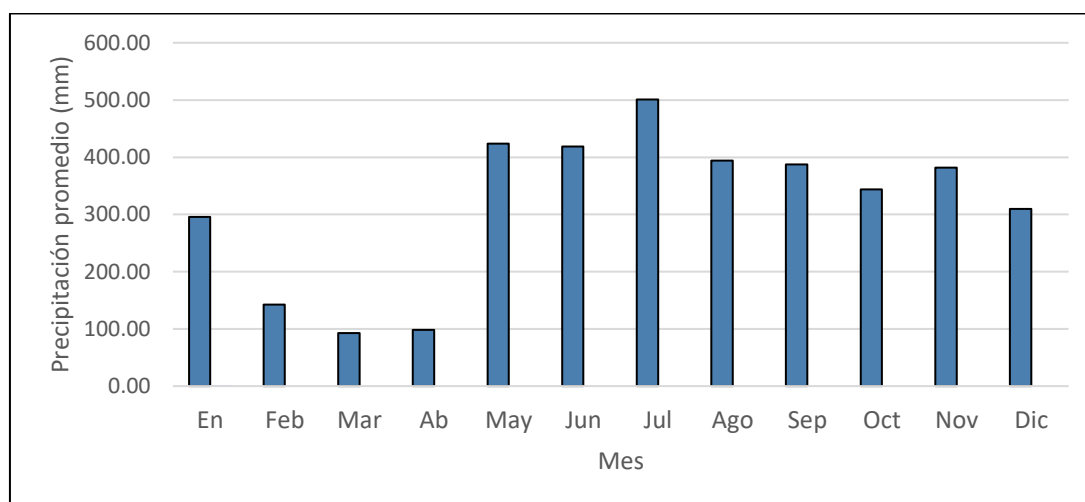
La zona de estudio registra elevadas precipitaciones (promedio de 3790 mm/año). Los meses más secos abarcan de diciembre a abril (promedio de 188 mm/mes) y los más lluviosos entre mayo y noviembre (promedio de 407 mm/mes).

En las mediciones realizadas para este trabajo se reportan temperaturas ambientales mínimas de 20 °C y máximas de 31 °C.

En el Gráfico 1 se la precipitación medida para el período 2015-2018 en una estación meteorológica cercana al área de estudio (estación Proyecto Venado) propiedad del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE).

Los datos completos de la estación para el período indicado se presentan en el Anexo 1.

Gráfico 1. Promedio mensual en mm, entre 2015 y 2018, de la lluvia en la estación meteorológica Proyecto Venado (coord. 418871/1167584)



Fuente: Datos de la estación meteorológica Proyecto Venado del ICE entre 2015 y 2018.

De acuerdo con Ulloa *et al.* (2021) la zona de Venado comenzó a poblarse en los años cuarenta, lo que conllevó un cambio en el uso del suelo, que pasó de bosques a pastos y potreros. Actualmente la ganadería es una de las principales actividades económicas de la zona, aunque algunos habitantes también se dedican al sector turismo, servicios y fabricación de lácteos.

Según la clasificación de Solano y Villalobos (2001) la zona de estudio se encuentra en la Región Climática Norte, subregión RN1 (Faldas Orientales de las Cordilleras de Guanacaste y de Tilarán) en la cual predomina un bosque muy húmedo subtropical de media altura, siempre verde y con dos o tres estratos.

De acuerdo con la división de Holdridge (1967), en el área se presentan tres zonas de vida:

- Bosque muy húmedo tropical: con un ámbito de precipitación anual entre 4000 y 6000 mm sin una estación seca definida y con especies arbóreas de gran altitud como la ceiba, el almendro y el javillo.
- Bosque muy húmedo tropical transición a premontano: cuyo rango de precipitación anual fluctúa entre 4000 y 5500 mm, tiene una época seca que varía entre 0 y 3,5 meses y bosques siempre verdes, donde las epífitas y lianas son abundantes.
- Bosque pluvial premontano: con una precipitación anual superior a los 4000 mm, períodos secos cortos o inexistentes y especies arbóreas como el turrá y el roble.

Los bosques se encuentran principalmente en los márgenes de los ríos, además existen acumulaciones arbóreas aisladas, mientras que los pastos y potreros constituyen la cobertura principal en la zona (Fig. 2).



Fig. 2. Uso de la tierra dentro del área de estudio, se observa la existencia de áreas de pasto y bosques en las márgenes del río La Muerte. Coordenadas 418529/1167371.

En la Fig. 2 se muestra la distribución del uso de la tierra en la totalidad del área de estudio.

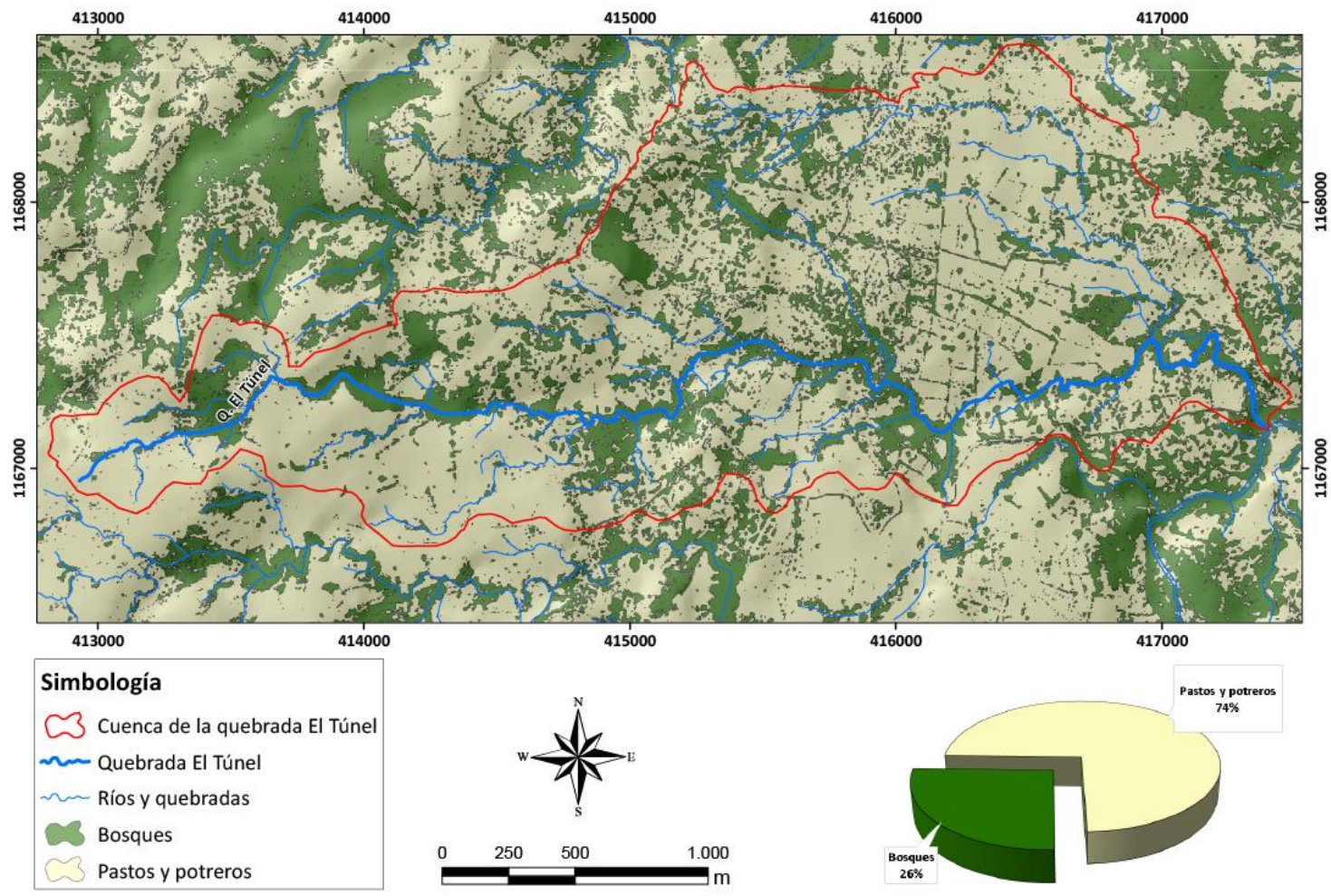


Fig. 3. Uso de la tierra en el área de estudio. Realizado mediante una clasificación supervisada de una imagen de Google Earth (2017). Fuente: elaboración propia.

1.3 Antecedentes

Los antecedentes de este proyecto se han dividido en dos apartados:

- Investigaciones recientes en acuíferos kársticos. En este apartado se resumen algunos estudios realizados en acuíferos kársticos a nivel mundial y se enfatiza en aquellos que utilizaron la hidrogeoquímica como herramienta de caracterización (sección 1.3.1).
- Los estudios de hidrogeológicos de acuíferos kársticos en Costa Rica. Esta sección resume los trabajos que han analizado el fenómeno kárstico en Costa Rica desde el punto de vista hidrogeológico (sección 1.3.2).

1.3.1 Investigaciones en acuíferos kársticos a nivel mundial desde al año 2002 hasta la actualidad

Las investigaciones sobre acuíferos kársticos a nivel mundial son numerosas y desarrollan aspectos diversos como su génesis, heterogeneidades, patrones estacionales, conexiones con fluidos hidrotermales profundos e hidrogeoquímica.

A continuación, se resumen algunas investigaciones relevantes publicadas a nivel mundial, las cuales funcionaron como referencias teóricas y metodológicas para la presente propuesta, en la Tabla 1 se presentan los estudios agrupados por región.

Tabla 1. Algunos estudios relevantes sobre acuíferos kársticos agrupados por región.

Región	Estudios
	1. Grasby y Betcher (2002)
Norteamérica	2. Vesper y White (2004)
	3. Perry <i>et al.</i> (2010)
	4. Marfia <i>et al.</i> (2004)
Centroamérica	5. Ramos (2005)
	6. Ulloa <i>et al.</i> (2011)
Sudamérica	7. Karmann <i>et al.</i> (2007)
	8. Kohfahl <i>et al.</i> (2008)
Europa Occidental	9. Gill <i>et al.</i> (2018)
Europa Oriental	10. Kanduč <i>et al.</i> (2012)
África	11. Abiye <i>et al.</i> (2015)
Oriente Medio	12. Ashjari y Raeisi (2006)
	13. Dar <i>et al.</i> (2015)
Asia	14. Zang <i>et al.</i> (2015)

La ubicación geográfica de los estudios mencionados en la Tabla 1 se muestra en la Fig. 4.

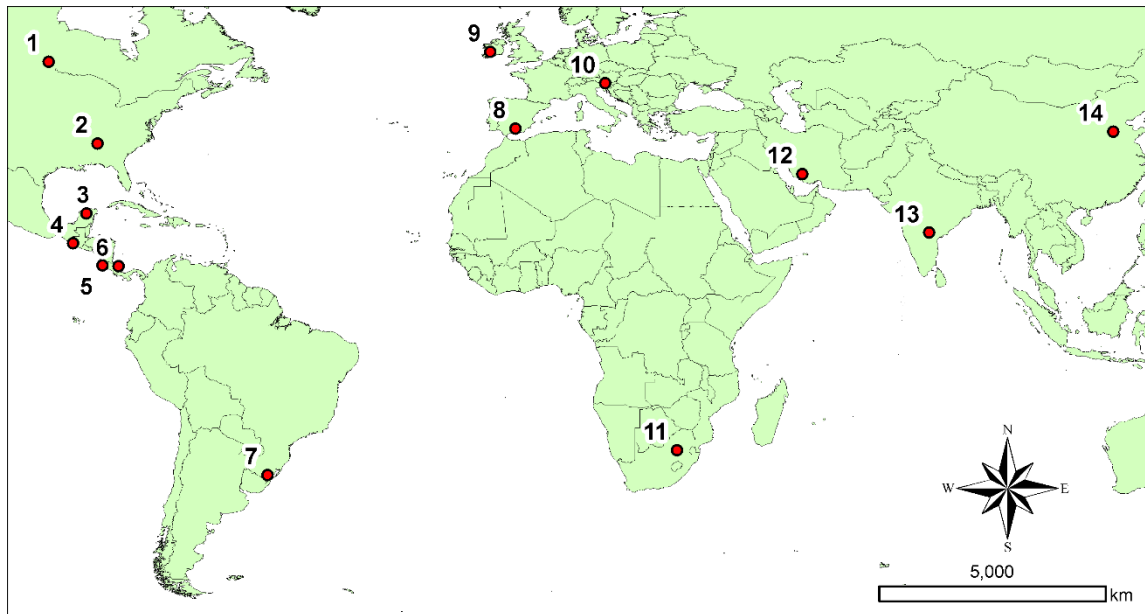


Fig. 4. Ubicación en el mundo de algunos estudios relevantes sobre acuíferos kársticos. Los números de las etiquetas hacen referencia a la Tabla 1.

El principal proceso que controla la composición química de las aguas en medios kársticos es la disolución de rocas carbonatadas. No obstante, existen otros factores como el ascenso de fluidos a través de zonas de fractura, infiltración de aguas meteóricas y evaporación en la zona no saturada que modifican la química del agua subterránea, por ejemplo, los análisis de calidad del agua de los manantiales calcáreos de la cordillera de Zagros en Irán muestran que la disolución incrementa cuando existen rocas reactivas, como yeso y anhidrita, expuestas cerca de los manantiales, mientras que la intrusión de lagos o agua de los domos salinos es la principal fuente de cloruros (Ashjari y Raeisi, 2006).

Karmann *et al.* (2007) investigaron el efecto del clima en el agua del sistema de cuevas Santana–Pérolas en Brasil y concluyen en que el principal proceso en la parte inferior de la zona vadosa es la precipitación de calcita, mientras que las aguas subterráneas responden rápidamente a la infiltración de la lluvia, especialmente en los sitios que se da un goteo rápido a través de los espeleotemas.

Marfia *et al.* (2004) destacan la ocurrencia de disolución de yeso debido al alto contenido de magnesio del agua y aportan evidencia isotópica que señala un exceso de deuterio de entre +10 y +40,8 ‰ que se asocia al enriquecimiento por evaporación.

Los resultados de Kanduč *et al.* (2012) concuerdan en que el principal proceso que afecta la geoquímica del agua del macizo kárstico de Eslovenia es la meteorización de rocas carbonatadas, la cual aporta iones por disolución hasta casi alcanzar el punto de saturación de calcita y CO₂, aunque la descomposición de materia orgánica es también una fuente importante de carbono.

Perry *et al.* (2010) llegan a conclusiones similares en la península de Yucatán, y concluyen que el agua subterránea es una mezcla de agua de lluvia y un influjo de aguas profundas en las cuales se da el proceso de desdolomitización y disolución de los minerales de estroncio de la brecha de impacto del límite K-Pg (Cretácico-Paleógeno). Igualmente detallan la existencia de una divisoria de aguas hidrogeológica debido cambio de permeabilidad de los suelos cerca de la frontera con Guatemala.

La mezcla del agua subterránea con fluidos hidrotermales ha sido ampliamente descrita como otro factor que influencia la composición del agua subterránea en medios kársticos. En el caso del acuífero calcáreo de Maniatoba, al sur de Canadá, Grasby y Betcher (2002) reportan un flujo opuesto a los planos de estratificación de las calizas debido al ascenso de aguas congénitas y reconocen la importancia de los sistemas lacustres y fluviales actuales, los cuales funcionan como divisorias hidrogeológicas.

La composición química del agua subterránea también revela los efectos del impacto antrópico en los medios calcáreos, los cuales son sumamente vulnerables debido a la alta permeabilidad y velocidad de flujo que facilita la dispersión de plumas de contaminación en períodos cortos; por ejemplo, Dar *et al.* (2015) indagan el efecto de la precipitación en la recarga de un acuífero kárstico de clima semiárido en India e indican que existe una marcada estacionalidad en la geoquímica del agua, y que la evaporación y el aporte antrópico de NO₃ y Cl ocasionan que se concentren iones, principalmente en zonas agrícolas.

En un contexto urbano, Abiye *et al.* (2015) muestran la presencia de especies lixiviadas de las colas de mina que se mezclan con las aguas más antiguas del acuífero carbonatado de la parte alta de la cuenca Crocodile en Johannesburgo, Sudáfrica, además evidenciaron por métodos químicos que los cauces reciben agua del acuífero en forma de flujo base y a su vez descargan en él a través de las fracturas de las dolomitas.

El estudio del origen y la dinámica de las aguas subterráneas en medios carbonatados se realiza, principalmente, a través del monitoreo continuo de parámetros fisicoquímicos, así como pruebas de trazadores que permiten demarcar las rutas preferencias de flujo, un ejemplo de esto es el estudio de Luhmann *et al.* (2012), quienes llevan a cabo una prueba de multitrazadores (agua caliente, uranina, sal y deuterio) en un acuífero kárstico de Minnesota y se obtiene que la sal es el trazador más conservativo, mientras que otros indicadores como el caudal y la uranina muestran un retardo por efecto de los pulsos tempranos o fotodegradación.

Además de proponer posibles orígenes del agua y su calidad, el monitoreo y los análisis permiten determinar la ocurrencia de procesos dentro del acuífero, tales como la disolución de calcita y CO₂.

Vesper y White (2004) estudiaron el acuífero kárstico de Fort Campbell, entre Kentucky y Tennessee, para determinar si existe variabilidad en la saturación de calcita debido a eventos meteorológicos extremos, los autores reportan que el pico de calcita tiene un mínimo que coincide con el pico de caudal del hidrograma, mientras que la presión de CO₂ continúa aumentando durante la recesión, lo que interpretan como efecto de la infiltración dispersa en suelos ricos en CO₂ que retrasa la llegada de la señal desde su ingreso por los sumideros hasta la descarga en las nacientes.

La recarga es otro factor que puede comprenderse al integrar la observación directa y la hidrogeoquímica, pues la composición del agua es resultado directo de su origen y los procesos que acontecen a lo largo del flujo. Gill *et al.* (2018) proponen una metodología pionera para cuantificar la recarga alóctona y autóctona con base en elementos traza, la cual aplican en el acuífero costero calcáreo de la Bahía de Galway en Irlanda y determinan que los porcentajes varían estacionalmente, pues durante las épocas de poco flujo el agua está constituida casi exclusivamente por recarga alóctona del flujo base, mientras que en épocas de alto flujo hasta un 40% de la recarga proviene de fuentes alóctonas, el resto corresponde a recarga autóctona. Igualmente, añaden que la entrada de agua marina funciona como mecanismo para la mezcla de aguas en los conductos kársticos.

Por otra parte, Kohfahl *et al.* (2008) investigan las fuentes de recarga y evolución hidrogeoquímica del agua subterránea de un karst de clima semiárido al sur de España y detectan, por métodos isotópicos, que el agua proviene de la humedad del oeste del Mediterráneo y del Atlántico y que los flujos subsuperficiales no llegan a recargar el karst, sino que drenan hacia la cobertura Cuaternaria.

Finalmente, a través de la integración de las metodologías previamente mencionadas es posible construir modelos conceptuales, que esquematizan mediante simplificaciones de la realidad un escenario hidrogeológico complejo, y sirven como base para investigaciones más detalladas, tal es el caso Zang *et al.* (2015) quienes emplean métodos isotópicos para comprobar el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero Liulin en China; los resultados mostraron la presencia de dos zonas de recarga, una en la parte alta de la cuenca donde la recarga es totalmente autóctona, mientras que la segunda, ubicada en la cuenca media, recibe aporte alogénico, también determinan que la cuenca baja es una zona de estancamiento donde el flujo es muy lento debido a la presencia de sedimentos arcillosos.

1.3.2 Estudios de acuíferos kársticos e hidrogeoquímica en Costa Rica

La primera mención al karst en Costa Rica data de 1902 cuando Félix Noriega menciona los pozos de Barra Honda en su diccionario geográfico (Ulloa *et al.*, 2011).

Mora (1979) realiza el mapeo de un sector del SE del Valle de El General, en el cual describe calizas arrecifales y detríticas de la Formación Brito, igualmente algunas campañas geológicas abarcan zonas de karst, no obstante, la información es puntual y se encuentra dispersa en múltiples trabajos.

Las publicaciones sobre hidrogeología kárstica son escasas en Costa Rica, lo cual puede explicarse por el difícil acceso a los sistemas de cuevas, el alto costo en tiempo y recursos para estudiarlos y el poco porcentaje de rocas carbonatadas aflorantes en el país, el Ulloa *et al.* (2011) estiman en 0,85% (400 km²) del territorio nacional. No obstante, algunos trabajos abordan el tema y se reseñan seguidamente.

Wells (1974) realiza un reconocimiento preliminar sobre el karst y la hidrogeología del cerro Barra Honda en Guanacaste, en el cual identifica cinco manantiales con caudales entre 3 y 130 L/s. El autor señala además la presencia de travertinos depositados por el agua de las nacientes que drenan hacia la cuenca de la quebrada San Diego y explica los altos gradientes hidráulicos del acuífero debido a la predominancia de estructuras verticales por las que fluye el agua subterránea, así como a la corta distancia entre los sumideros y las surgencias.

ONU (1975) realiza una prospección de las aguas subterráneas de Costa Rica en Guanacaste, el Valle Central y, particularmente, en Moín, donde caracterizan la descarga del agua subterránea de una formación de calizas coralinas, denominadas acuífero Moín y comprueban, a través de colorantes, la conexión entre las dolinas y las nacientes.

Hempel (1989) añade que en los alrededores del cerro Barra Honda no existen cauces permanentes, sin embargo, los manantiales descargan consistentemente a lo largo del año, lo cual indica que la recarga al acuífero se da a través de infiltración difusa sobre toda el área, más que de manera concentrada en las quebradas ciegas.

Igualmente, Hempel (1989) señala que el agua subterránea presenta alta dureza (entre 80 y 350 ppm como CaCO_3) y elevados contenidos de sílice (superiores a la resolución del instrumento) lo cual explica tanto por la circulación prolongada del agua a través de calizas ricas en sílice, como por las elevadas temperaturas ambientales que aceleran la disolución de sílice amorfo en la zona no saturada.

La *National Speleological Society* (NSS, 1993) publicó uno de los estudios hidrogeológicos más detallados que, hasta la fecha, se ha producido en un acuífero kárstico costarricense, en el cual se identificaron los manantiales y sumideros de las cuencas de las quebradas Seca y La Bruja en la zona de Corredores y se delimitaron las áreas de recarga y descarga. Adicionalmente, mediante ensayos con tintes fluorescentes, se confirmó la conexión entre los sistemas de cuevas Rectángulo, La Bruja y Corredores con el sitio de infiltración de la quebrada Seca; la surgencia Bananal con un manantial cercano la cueva Corredores, así como la cueva Emus con una surgencia en el río Claro. Finalmente, los análisis de agua mostraron que el proceso de mayor importancia para la evolución geoquímica de las aguas subterráneas es la disolución de rocas carbonatadas, así como la adición de sílice y cloruro proveniente de la meteorización de rocas volcánicas circundantes.

Ramos (2005) hace una evaluación integral del acuífero Moín en el sector Atlántico de Costa Rica, y concluye que se trata de un medio de moderada a alta permeabilidad desarrollado en estructuras de disolución (karst), hidráulicamente es libre a semiconfinado, la dirección de flujo del agua SW - NE y el agua se clasifica como bicarbonatada cálcica, lo cual refleja su origen por recarga directa a través de dolinas.

Ulloa *et al.* (2011) hacen una caracterización del karst a nivel nacional e indican que los acuíferos de Ciudad Neilly, Bajo Bonita y Río Claro son una fuente de abastecimiento para una población aproximada de setenta mil personas, pero no caracterizan estos acuíferos ni especifican si estos son captados por el AyA, ASADAS, municipalidades o particulares.

Espinoza (2012) elabora un estudio de estanqueidad para el proyecto hidroeléctrico Reventazón, e identifica la presencia de un acuífero kárstico albergado en calizas bioclásticas de la Formación Limón, hidráulicamente el acuífero varía de libre a semiconfinado por efecto de las areniscas y

lutitas suprayacentes, además en algunos puntos recibe recarga directa y descarga al río Reventazón como flujo base.

Recientemente, Ulloa *et al.* (2021) publican un estudio sobre las características geomorfológicas, tectónicas y espeleogenéticas de la región de Venado, dentro del cual incluye algunos análisis químicos de aguas subterráneas, las cuales fueron clasificadas como bicarbonatadas cálcicas y se asocian al origen reciente por recarga directa desde la precipitación. Igualmente muestran ensayos de trazadores y calculan un tiempo de residencia menor a un día en el acuífero, no obstante, recomienda repetir estos experimentos bajo condiciones climáticas más favorables.

Como se evidencia con la limitada cantidad de estudios encontrados, el fenómeno kárstico ha sido poco investigado en el país, igualmente los pocos estudios existentes sobre hidrogeoquímica del agua subterránea se enfocan en la calidad del recurso. En la Tabla 2 se resume, en orden cronológico, los principales estudios que han aplicado herramientas hidrogeoquímicas en Costa Rica para la caracterización de acuíferos.

Tabla 2. Resumen cronológico de algunos trabajos en que se emplea la hidrogeoquímica como una herramienta para la caracterización del acuífero.

Autor(es)	Enfoque	Resumen
Collins (1999)	Calidad y origen de la recarga del agua subterránea.	Determinación del origen y la calidad del agua subterránea a través de iones mayores, isótopos estables, tritio y clorofluorocarbonos en el acuífero de Liberia.
Vargas y Mora (1999)	Calidad de agua.	Clasificación hidrogeoquímica del agua de los manantiales de las formaciones Peña Negra y Pacagua.
Schosinsky <i>et al.</i> (2001)	Contaminación del agua.	Fuentes probables de contaminación por cloruros en cuatro pozos que captan la Formación Colima en el Valle Central.
Vargas y Fernández (2002a)	Factibilidad hidrogeológica de un embalse.	Delimitación de la extensión de un acuífero a través de piezómetros y pruebas de trazadores.
Vargas y Fernández (2002b)	Caracterización hidrogeológica regional.	Definición del origen y la calidad del agua de 9 nacientes en Grecia (oeste del Valle Central).
Arias <i>et al.</i> (2003)	Intrusión salina.	Delimitación de la extensión de la cuña salina en Jacó (Pacífico Central) con métodos geofísicos e hidrogeoquímicos.
Guzmán (2006)	Contaminación del agua subterránea por hidrocarburos.	Modelo de contaminación por hidrocarburos tipo BTEX en un acuífero aluvial en Moín.

Autor(es)	Enfoque	Resumen
Vega (2019)	Caracterización hidrogeológica regional.	Definición del tipo de aguas que recargan el acuífero aluvial de Santa Cruz, Guanacaste.
Ramírez (2007)	Caracterización hidrogeológica regional.	Definición del origen del agua de los manantiales de los acuíferos Birrís y Pacayas-Reventado con base en su contenido de fluoruros.
Castro (2010)	Caracterización hidrogeológica regional.	Definición de dos niveles de agua en el acuífero Aluvial de Naranjito, Quepos.
Mollinedo (2013)	Contaminación del agua subterránea por arsénico.	Definición del origen geogénico del arsénico en agua subterránea de Aguas Zarcas, Alajuela
Vargas <i>et al.</i> (2013)	Caracterización hidrogeológica regional.	Modelo hidrogeológico conceptual del acuífero y caracterización de la geoquímica del agua de una parte del acuífero Tempisque
Monge (2015)	Caracterización hidrogeológica local.	Definición del origen de la recarga de los acuíferos de Playa Potrero y Brasilito.
Vargas <i>et al.</i> (2015)	Caracterización hidrogeológica regional.	Modelo hidrogeológico conceptual, caracterización hidrogeoquímica y establecimiento de la evolución del agua subterránea en los acuíferos de la cuenca del Río Grande.
Mora-Alvarado <i>et al.</i> (2016)	Contaminación del agua subterránea por NO ₃ .	Tendencias temporales del contenido de nitratos en los acuíferos Barva, Colima Superior e Inferior.
Obando-Amador (2017)	Caracterización hidrogeológica local.	Origen del agua subterránea y posibles fluentes de fluoruros de las nacientes de la cuenca de los ríos Revenado y Toyogres.
Alvarado (2018)	Caracterización hidrogeológica local.	Modelo hidrogeológico conceptual y caracterización hidrogeoquímica de los acuíferos Colima en la microcuenca de la quebrada Seca y Río Bermúdez, Heredia.
Araya (2020)	Caracterización hidrogeológica local.	Evaluación de la movilidad del As, Fe y Mn en el acuífero del distrito de Amparo, en la zona norte de Costa Rica (Los Chiles).
Solano (2021)	Caracterización geoquímica regional	Distribución ambiental de elementos químicos en las cuencas de los ríos Machuca, Jesús María y parte de Barranca con base en análisis de sedimentos fluviales y aguas subterráneas, rocas de afloramiento y núcleos de perforación.

1.4 Justificación

Mediante este estudio se generó el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero kárstico de la región de Venado, este contribuye a la comprensión de la dinámica del flujo de agua subterránea, las distintas fuentes que originan la recarga (recarga directa, flujo base, percolación por los ríos, aguas de reciente infiltración, infiltración a través de las rocas carbonatadas etc.) y

funcionará como insumo para investigaciones hidrogeológicas que expliquen los procesos de interacción agua-roca y la mezcla de aguas de distintas fuentes.

El 15% de la superficie del planeta está cubierta por terrenos kársticos (Palmer, 2007) y un 25% de la población mundial depende, en algún grado, de aguas subterráneas provenientes de estos acuíferos (Onac, 2000), los cuales son altamente vulnerables a la contaminación. Por ejemplo, en 2006, en Moín, la explosión de la fábrica de químicos Holanda ocasionó la contaminación de varias nacientes que surgen de un medio kárstico, dejando a más de 2000 personas privadas del líquido (Vargas, 15 de diciembre de 2006).

En Costa Rica, unas 70 000 personas de comunidades como Ciudad Neilly, Bajo Bonita y Río Claro se abastecen de agua de acuíferos kársticos (Ulloa *et al.*, 2011), lo que ilustra la utilidad de esta investigación, pues permitirá conocer las características de acuíferos de muy alta permeabilidad que han sido poco estudiados en el país, y que constituyen una fuente de agua que, en el futuro, podría brindar importantes caudales para el abastecimiento humano, dada la pérdida de calidad del recurso hídrico superficial.

A nivel mundial, el pozo con mayor caudal del que se tiene registro se perforó en el acuífero kárstico *Edwards* en San Antonio, Texas, y su producción fue de 2500 L/s (Kresic, 2006).

Igualmente, los métodos y los resultados de esta investigación brindan un mayor entendimiento de los acuíferos fracturados, su dinámica y los procesos fisicoquímicos que afectan la composición del agua subterránea, lo cual es de importancia para Costa Rica pues los principales acuíferos para el abastecimiento de agua potable en el área metropolitana (acuíferos Barva, Colima Superior y Colima Inferior) son del tipo fracturado.

Además del interés práctico relacionado a la provisión de aguas subterráneas, las cuevas tiene el potencial de preservación de elementos para estudios paleontológicos, arqueológicos y paleoclimáticos (Lachniet *et al.*, 2004) y funcionan como el hábitat de gran cantidad de fauna que puede ser exclusiva de estos ambientes (Deleva y Chaverri, 2018).

De este modo, el desarrollo de esta investigación fue de gran importancia, ya que el karst de Venado es una oportunidad única de observar un acuífero en estado prístino, con altos caudales de descarga, y que alberga ambientes naturales de gran belleza escénica e importancia medioambiental y que, a pesar de su valor incalculable, no gozan de protección especial por parte de la legislación nacional.

1.5 Descriptores

Modelo hidrogeológico conceptual, acuífero kárstico, calizas, estadística, datos composicionales, hidrogeología, hidrogeoquímica, trazadores, isótopos, karst, Venado, quebrada El Túnel.

1.6 Objetivos

1.6.1 General

Identificar las características del flujo y la recarga del acuífero kárstico de Venado en el sector de las cavernas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera para generar el modelo hidrogeológico conceptual del sitio.

1.6.2 Específicos

- Definir la dirección de flujo del agua subterránea mediante una prueba de trazadores, para conocer de dónde proviene el agua en las zonas no accesibles para la observación.
- Establecer las características fisicoquímicas del agua subterránea de las cavernas a través del muestreo hidrogeoquímico de las distintas fuentes probables de recarga conocidas y el monitoreo continuo de parámetros físicos para determinar el origen y la dinámica de la recarga.

1.7 Hipótesis de la investigación

El acuífero estudiado se alberga en rocas calcáreas de la Formación Venado, cuya permeabilidad es terciaria, debido a la disolución que actúa sobre fracturas preexistentes. La recarga es directa a través de las dolinas y los cauces superficiales y también difusa a través de la zona no saturada. El flujo en el acuífero es turbulento, por lo que no aplica la ley de Darcy, el tiempo de residencia en el medio kárstico es corto y la influencia de fenómenos meteorológicos se refleja rápidamente en el caudal de descarga. Además, debido a la poca interacción agua-roca no existe una diferenciación hidrogeoquímica a lo largo del flujo, pero sí se observan cambios a isotópicos debido a la mezcla de agua de lluvia, flujo base y la evaporación.

2 CAPITULO II. MARCO METODOLÓGICO

2.1 Diseño de la investigación

La investigación consistió, inicialmente, en la comprobación de la geología y mapeo de estructuras kársticas que incidan en la recarga del acuífero (dolinas y sumideros).

Posteriormente, se ejecutaron aforos químicos para conocer las variaciones del caudal de descarga del acuífero, se hicieron pruebas de trazadores para establecer la dirección de flujo del agua en las zonas donde no es observable y se midieron los valores de precipitación y temperatura con el objetivo de caracterizar la recarga.

Aunado a esto, se tomaron de muestras de lluvia, agua subterránea y agua superficial para su posterior análisis de laboratorio y conocer los parámetros fisicoquímicos (pH, T, alcalinidad y CE), concentración de iones mayores (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , NH_4^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} , NO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-}), carbono orgánico total (COT) e isótopos estables ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$).

El estudio fue de tipo **exploratorio y descriptivo**, pues buscaba explicar un fenómeno poco estudiado en el país (la dinámica de un acuífero kárstico), con un enfoque **mixto** pues se recolectaron datos cualitativos y cuantitativos y un **diseño investigativo ex post facto**, es decir, que no se controlaron las variables del fenómeno pues ya había sucedido (Ortiz, 2003).

2.2 Variables de la investigación

Las variables y categorías que se contemplaron para el desarrollo de la investigación se definen en la Tabla 3.

Tabla 3. Variables y categorías de la investigación.

Variables	Definición operacional	Definición instrumental	Unidad de medida
Karst	Tipo especial de paisaje que alberga estructuras de disolución de roca y extensos sistemas de agua subterránea que se desarrollan en materiales especialmente solubles como las areniscas calcáreas, las calizas, el mármol y los yesos (Ford y Williams, 2013).	Se realiza mediante la inspección visual de afloramiento, estructuras y morfologías.	N/A
Caudal	Razón entre el volumen de agua que fluye a través de un área transversal (Villón, 2002).	Se obtiene a partir de aforos diferenciales químicos con sal de mesa.	Volumen/tiempo.

Variables	Definición operacional	Definición instrumental	Unidad de medida
Composición hidrogeoquímica del agua subterránea	Parámetros físico químicos que caracterizan el agua subterránea en el sitio de estudio (Clark y Fritz, 1997).	Se determina a mediante la medición de parámetros físicos <i>in situ</i> y la toma de muestras para análisis de laboratorio.	mg/L
Composición isotópica del agua subterránea	Razones de enriquecimiento o empobrecimiento con respecto al <i>Vienna Standard Mean Ocean Water</i> abreviado como VSMOW (Clark y Fritz, 1997).	Se realiza mediante el muestreo (tanto activo como pasivo) del agua de lluvia, escorrentía superficial y subterránea e infiltración.	‰
Alcalinidad	Medida de la capacidad del agua para neutralizar un ácido (Brown <i>et al.</i> , 2004).	Se mide con un colorímetro de campo.	ppm como CaCO ₃ .
pH	Concentraciones de iones H ⁺ (hidronio) en el agua (Brown <i>et al.</i> , 2004).	Se mide con un pH metro portátil.	Adimensional.
Temperatura	Medida del grado de movimiento de las moléculas del agua (Brown <i>et al.</i> , 2004).	Se mide con un termómetro.	°C
Conductividad eléctrica	Medida de la capacidad del agua de conducir la electricidad (Brown <i>et al.</i> , 2004)..	Se mide con un conductímetro.	μS/cm.
Fluorescencia	Tipo particular de luminiscencia producido por una sustancia cuando es excitada por radiación luminosa (Brown <i>et al.</i> , 2004)..	Se mide con un fluorímetro.	UF (unidades de fluorescencia)

2.3 Etapas de la investigación, materiales e insumos

Se definieron cuatro etapas para realizar la presente investigación, las cuales se desarrollan seguidamente:

2.3.1 Etapa 1: Análisis documental y reconocimiento preliminar

En esta etapa se recopiló la información geológica del área de estudio, datos hidrogeológicos y climatológicos y se complementó con giras de campo con el objetivo de recabar insumos para el modelo conceptual, tales como comprobación de la geología y estructuras kársticas, carácter temporal o permanente de los cauces y seleccionar puntos idóneos de aforo y muestreo.

2.3.2 Etapa 2: Instalación de equipos y monitoreo de parámetros

Se colocaron en el área de estudio los siguientes equipos para el monitoreo de parámetros hidrogeológicos, fisicoquímicos y climatológicos:

- **Estación meteorológica:** registró la precipitación y temperatura ambiente (Fig. 5). Estuvo formada por un termómetro automático marca *Hobo* y un pluviómetro de lectura manual cuyas especificaciones se muestran en la Tabla 4.



Fig. 5. Pluviómetro manual y termómetro para el registro de temperatura ambiental. (coordenadas 415887/1167099).

Tabla 4. Características de los instrumentos de monitoreo de los parámetros meteorológicos de la zona. Fuente: Hobo (2020).

Instrumento	Termómetro TidbiT v2 Temp	Pluviómetro
Modelo	UTBI-001	-
Sensor	Temperatura	-
Exactitud	$\pm 0,21$ °C de 0 ° a 50 °C	$\pm 0,5$ mm
Rango de operación	-20 ° to 70 °C en aire	0 a 25 mm
Resolución	0,02 °C	-
Unidad de medición empleada	°C	mm

➤ **Sensores de presión tipo *data logger*:** estos son propiedad del Laboratorio de Hidrogeología de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica, se instalaron en tres puntos del área de estudio (aunque sólo en uno se obtuvo un registro continuo) y permitieron el monitoreo de las variaciones de nivel (que se convierte a caudal), temperatura y conductividad eléctrica del agua en las cavernas (Fig. 6). Las especificaciones de estos equipos se detallan en la Tabla 5.



Fig. 6. Data logger instalado en la quebrada El Túnel (coordenadas 415990/1167317) para el monitoreo del nivel y temperatura del agua.

Tabla 5. Características de los sensores de monitoreo de los parámetros físicos del agua.

Fuente: Solinst (2019).

Instrumento	Barologger Edge			Levellogger Edge		Levellogger Jr. Edge	
Modelo	3001 F5/M15			3001 M30/C80		3001 F30/M10	
Sensor	P. atmos.	Temp.	Presión	Temp.	Cond. Eléctrica.	Presión	Temp.
Exactitud	± 0,05 kPa	± 0,05 °C	± 1,5 cm	± 0,05 °C	< ± 2% o 15 µS/cm*	1 cm	± 0,1 °C
Rango operativo	Pre. atmosf.	-20 a 80 °C	0 a 30 m	0 a 50 °C	0 a 100 000 µS/cm	0 a 10 m	-20 a 80 °C
Resolución	-	0,003 °C	-	0,003 °C	± 0,1 µS/cm	-	0,1 °C
Unidad de medida	kPa	°C	m	°C	µS/cm	m	°C

* Desde los 80 hasta los 5000 µS/cm.

➤ **Colector de agua de lluvia y goteo:** permitieron el muestreo, para análisis de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, del agua de meteórica y del agua de infiltración. El colector colocado en la

superficie fue un muestreador comercial marca Palmex Ltd. con capacidad de 3 L, mientras que en la caverna Gabinarraca se instaló una versión de bajo costo del instrumento (Fig. 7).

Los colectores, tanto el comercial como el de bajo costo, fueron diseñados para evitar la evaporación de la muestra durante su almacenamiento mediante una manguera conectada al embudo, que se extendió hasta el fondo de la botella, por lo que se llenó desde abajo hacia arriba y el área expuesta a la atmósfera era igual al área de la manguera y no, toda el área de captación del embudo.

Las muestras se trasvasaron a envases de 50 mL las cuales se conservaron a temperatura ambiente si tenían doble sello, o refrigeradas si eran de tapa simple.



Fig. 7. Colectores de agua en a) se observa el colector de agua de lluvia (coordenadas 415887/1167099), en b) el colector de agua de infiltración dentro de la cueva en el sector Sala 1 y en c) un diagrama esquemático, modificado de Gröning *et al.* (2012), sobre la construcción de ambos.

2.3.3 Etapa 3: Ensayos de campo y laboratorio.

2.3.3.1 Pruebas de trazadores

Consistió en la realización de pruebas de trazadores para determinar la dirección de flujo del agua subterránea en los sectores no accesibles para la observación directa. El trazador utilizado fue fluoresceína, cuya variedad más común es la fluoresceína de sodio (también conocida como uranina), la cual es visible al ojo humano e instrumentalmente detectable incluso en bajas concentraciones (Fig. 8).



Fig. 8. Inyección de tinte en el sumidero Sofocas (coordenadas 415149/1167518). Fotografía cortesía de F. Salazar.

Las principales características de la molécula características se muestran en la Tabla 6.

Tabla 6. Principales características fisicoquímicas de la fluoresceína.

Nombre común	Fluoresceína de sodio / Uranina
Nombre IUPAC	3',6'-dihidroxiespiro[2-benzofuran-3,9'-xanten]-1-ona
Fórmula empírica	$C_{20}H_{12}Na_2O_5$
Estructura molecular	
n-octanol/agua	-0,67
Punto de fusión (°C)	>300 °C
Número CAS	518-47-8
Fuente	Sigma-Aldrich (2020)

Apariencia	Disolución verde en concentraciones mayores a 10 µg/L y roja sobre 1 g/L.
Peso molecular	376,27 g/mol
pH	Forma cationes a pH<2 - Neutra a pH<5 Anión univalente a pH<7 - Anión bivalente a pH>7 <i>Las formas aniónicas son conservativas, mientras que la catiónica y neutra son propensas a la sorción.</i>
Límites de detección	~0,005 hasta 0,001 µg/L en condiciones ideales
Solubilidad	Alta (600 g/L a 20 °C)
Ventajas de su uso como trazador	Bajos límites de detección. No se adhiere a minerales arcillosos. Es ligeramente más densa que el agua a la misma temperatura.
Desventajas de su uso como trazador	Se destruye por oxidantes fuertes y luz solar, por lo que no es apta aguas superficiales durante el día o en aguas cloruradas. No es recomendable para ambientes con aguas ácidas. Las muestras deben conservarse en frío y analizarse rápidamente para evitar degradación bacteriana.
Consideraciones	Se ha utilizado durante más de 100 años como colorante industrial (por ejemplo: para marcar anticongelante de motor) por lo que podría estar presente en aguas subterráneas, especialmente las que reciben escorrentía de carreteras o lixiviados botaderos.
Fuente	Goldscheider y Drew (2007)

El ensayo consistió en la aplicación del trazador en el punto de inyección, simultáneamente se procedió al muestreo en el punto de control para determinar la concentración del trazador en el agua y su tiempo (s) de arribo (s).

Las muestras se recolectaron con guantes, duplicadas, en envases tipo *ependorf* de 0,5 mL y se trasladaron al laboratorio en la oscuridad para evitar la fotodegradación.

El análisis de fluorescencia fue realizado en el laboratorio del Instituto Clodomiro Picado de la Universidad de Costa Rica mediante un lector *Cytation 3 Imaging Reader (Biotek)*. Los resultados fueron reportados en unidades relativas de fluorescencia (RFU).

Con la información obtenida se construyó una curva de agotamiento al graficar la concentración del trazador en el eje y contra el tiempo desde la inyección en el eje x.

2.3.3.2 Análisis fisicoquímicos e isotópicos

Esta etapa incluyó la recolección activa y el análisis de muestras para iones mayores, carbono orgánico e isótopos estables, así como el muestreo de suelos para la caracterización de la zona no saturada.

Previo a la toma de las muestras, en el campo se midió conductividad eléctrica, temperatura, pH y alcalinidad (Fig. 9).

Las muestras para iones mayores se recolectaron según las siguientes especificaciones:

- Viales de 5 mL enjuagados tres veces con agua de la misma fuente.
- Filtración de la muestra a 45 μm .
- Traslado al laboratorio en refrigeración.
- En el laboratorio se determinan las concentraciones de Ca, Mg, Na, K, Cl, NO_3 , NH_4 y SO_4 .



Fig. 9. Instrumentos utilizados para la medición de parámetros *in situ* a) multiparamétrico (T, C.E y pH) de bolsillo b) colorímetro de alcalinidad.

El análisis de los cationes y aniones fue realizado en el Laboratorio de Manejo del Recurso Hídrico de la Universidad Nacional (UNA) mediante cromatografía de iones, con un cromatógrafo

ThermoScientific ICS 5000+EG (Sunnyvale, CA, USA), bajo el estándar SM 4110 (Baird *et al.*, 2017).

Los resultados fueron reportados en mg/L.

Las muestras para análisis de COT se recolectaron de acuerdo a los siguientes parámetros:

- Botellas de 250 mL tipo *Wheaton*, precalentadas a 500 °C y abiertas hasta la toma de la muestra.
- Las botellas se enjuagan tres veces, se manipulan únicamente con guantes de nitrilo sin polvo y una vez llenas se almacenan refrigeradas.

El análisis de COT fue realizado en el laboratorio del Centro de Investigación en Contaminación Ambiental (CICA) la Universidad de Costa Rica mediante el método de combustión a alta temperatura bajo el estándar SM-5310 (Baird *et al.*, 2017). Los resultados fueron reportados en mg/L.

Las muestras para de isótopos se manejaron de la siguiente forma:

- En frascos de HDPE con capacidad de 50 mL, doble sello o sello sencillo.
- Se enjuagan tres veces con agua de la misma fuente y se deja el menor espacio aéreo posible.
- Se trasladan refrigeradas hasta el laboratorio.

El análisis de isótopos estables fue realizado en el Laboratorio de Manejo del Recurso Hídrico de la UNA mediante espectroscopía de adsorción láser, con un espectrómetro *L2120-i (Picarro, USA)* y los resultados fueron reportados en unidades delta (δ ‰) del estándar VSMOW.

En el Apéndice 1 se describe detalladamente el protocolo de muestreo aplicado.

2.3.3.3 Aforos químicos

Los aforos químicos permiten calcular el caudal de descarga del acuífero y se realizaron con sal de mesa (NaCl) como trazador, debido al fuerte contraste entre la conductividad del agua dulce y del agua salada (Fig. 10).

La sal se inyectó aguas arriba del punto de medida y el cambio en la conductividad del agua con respecto al tiempo fue registrado por el *data logger* y, a partir del área bajo la curva, se calculó el caudal.

El sitio escogido para el aforo se asemejó lo más posible a un canal cerrado, donde el agua se movía libremente, sin zonas estancadas ni bifurcaciones en la corriente y con un fondo estable.



Fig. 10. Adición de sal de mesa al agua de la caverna. Fotografía cortesía de A. Brenes.

La determinación del caudal requirió tres componentes básicas:

- Determinación de la conductividad de fondo, es decir, antes de la inyección de trazador.
- La curva de agotamiento de la conductividad.
- La constante de transformación entre conductividad y concentración de sal.

La conductividad de fondo se obtuvo al medir el valor de conductividad durante cinco minutos previos a la aplicación de la sal, posteriormente se continuó midiendo hasta que la pluma de sal hubiera pasado totalmente por el punto de control y la conductividad regresara al valor base.

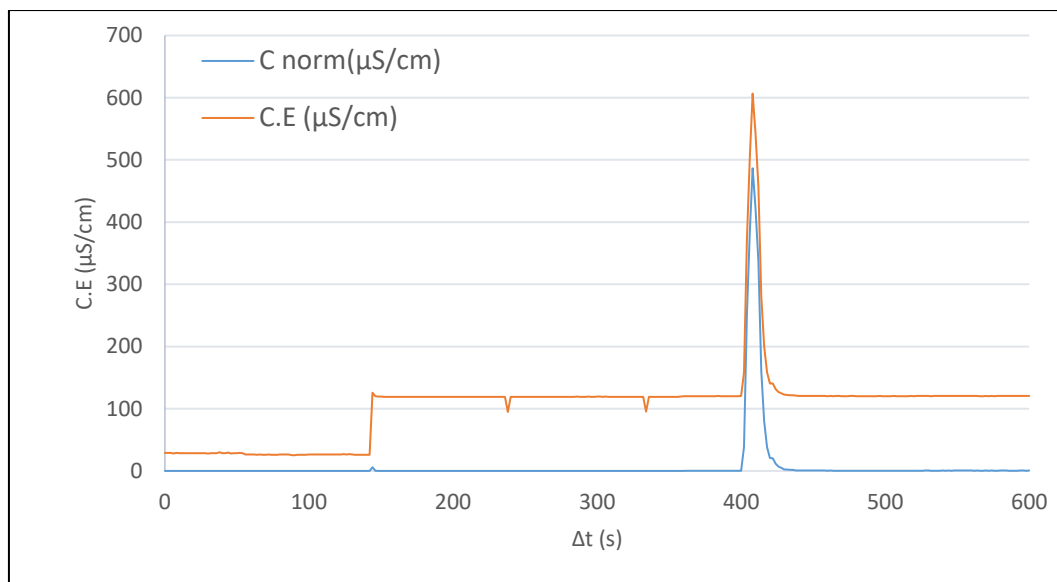
El tratamiento matemático de los datos fue el siguiente:

- Al valor de conductividad medido se le restó la conductividad de fondo, con lo cual se obtuvo una conductividad normalizada.
- Se midió la conductividad de varias disoluciones de concentración conocida de sal.
- Los valores de conductividad obtenidos en el paso anterior se graficaron y se obtuvo una recta de mejor ajuste, cuya pendiente tiene unidades de conductividad eléctrica * concentración y se denomina constante de transformación.
- La concentración normalizada se dividió entre la constante de transformación, lo cual dio como resultado la concentración de sal del agua en ese instante específico.

- La concentración de sal se multiplicó por el intervalo entre mediciones y lo cual generó un resultado con unidades de concentración (masa/volumen) *tiempo.
- Finalmente se sumaron todos los resultados del paso anterior y se dividieron entre la cantidad de trazador añadida, lo que genera unidades de volumen/tiempo que representan el caudal en el punto de medición.

En el Gráfico 2 se muestra la curva de agotamiento del trazador que se obtuvo en un aforo de la boca de la caverna Gabinarraca.

Gráfico 2. Curva de agotamiento del trazador obtenida en un aforo del 24 de mayo de 2021.



2.3.4 Etapa 4: Propuesta de modelo y redacción del documento final.

La etapa final de la investigación consistió en la integración de la información recolectada en las etapas previas, su síntesis mediante gráficos, figuras, diagramas y mapas y la elaboración del informe final.

3 CAPÍTULO III: MARCO TEÓRICO

Goldscheider y Drew (2007) indican que el proceso kárstico engloba una serie de reacciones químicas que resultan en la formación de oquedades en los macizos rocosos a causa de la disolución. El término karst se utiliza para describir un tipo especial de paisaje que alberga cuevas y extensos sistemas de agua subterránea que se desarrollan en rocas especialmente solubles como las calizas, el mármol y el yeso (Ford y Williams, 2013).

En el presente apartado, se discuten las consideraciones teóricas que explican el proceso kárstico, así como el sustento de las metodologías que se utilizan en este trabajo para la descripción de la hidrogeología del sistema kárstico.

3.1 Descripción de los medios kársticos (morfologías asociadas al karst)

Thornbury (1958) indica que la palabra *karst* es un término genérico aplicado a áreas de calizas o dolomitas que exhiben una topografía particular relacionada, o dependiente, de los procesos de disolución y a la interacción de las aguas superficiales con los pasajes subterráneos. Igualmente, señala que la terminología aplicada a las morfologías resultantes de estos procesos no es estándar y varía ampliamente según el país.

En los párrafos siguientes se definirá, en forma generales, la terminología más usual encontrada en la literatura sobre medios kársticos y en la Fig. 11 se muestra un diagrama esquemático de un paisaje kárstico bien desarrollado.

El **karren o lapiaz** es una de las primeras morfologías que aparecen en un relieve kárstico y corresponden a pequeños surcos o hendiduras cinceladas en la roca caliza debido al flujo de agua sobre las rocas aflorantes, cuando ocurren directamente sobre la caliza se denominan lapiaz libre y si se origina en la interfase suelo-caliza se llaman lapiaz cubierto o semilibre (Gutiérrez, 2008). Dada la naturaleza soluble de las rocas calcáreas, la formación de drenajes aleatorios es común, y cuando estos se infiltran en un sitio puntual, se produce erosión fluvial y el colapso de la superficie del terreno formando depresiones cerradas, denominadas **dolinas**, asociadas a la lenta disolución de la roca calcárea (Fig. 12). El vocablo **dolina** engloba también áreas de colapso mucho más grandes que el punto mismo de infiltración del agua (Waltham *et al.*, 2007).

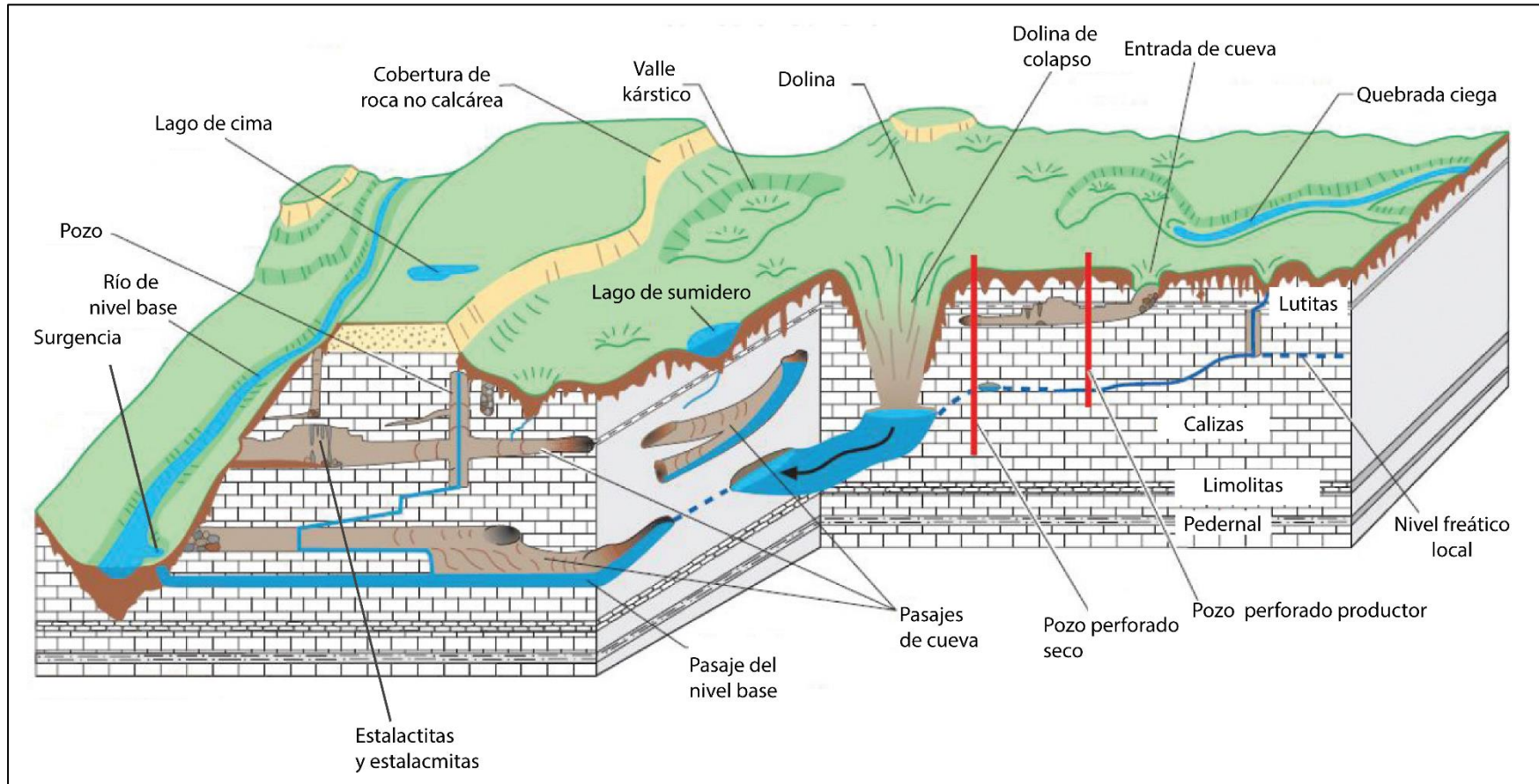


Fig. 11. Diagrama esquemático de un paisaje kárstico. Modificado de: Taylor y Greene (2014).



Fig. 12. Dolina "Boca de la Culebra" en la caverna Gubierri. Coordenadas en superficie 415976/1167397.

Según su mecanismo de formación Waltham y Fookes (2003) clasifican las dolinas en dos tipos principales, **dolinas de disolución** (*solution sinkholes*) que se forman por la lenta disolución de las rocas carbonatadas potenciada por el socavamiento y el colapso en pequeña escala, mientras que las **dolinas de colapso** (*collapse sinkholes*) se asocian a la progresiva o instantánea falla o colapso de la roca sobre una caverna amplia o sobre un grupo de cavernas más pequeñas.

Según la naturaleza del material de caída, se denominan **dolinas de colapso cubiertas** (*dropout sinkholes*) que se producen cuando el agua lava un suelo cohesivo dentro de fracturas estables y cuevas formadas en las calizas suprayacentes; **dolinas cubiertas** (*buried sinkholes*) que se dan en ambientes donde antiguas dolinas de disolución o colapso se rellenan con suelo, detritos o sedimentos debido a un cambio ambiental; **dolinas de cobertura** (*caprock sinkholes*) que son similares a las dolinas de colapso excepto que el socavamiento y colapso sucede en capas de rocas insolubles que rellenan las cavidades inferiores y **dolinas de sufusión** (*suffosion sinkholes*) cuyas características son idénticas a las de las dolinas de colapso cubiertas, excepto que el material de relleno son suelos no cohesivos (Waltham y Fookes, 2003).

En la Fig. 13 se ilustran los distintos tipos de dolinas mencionados.

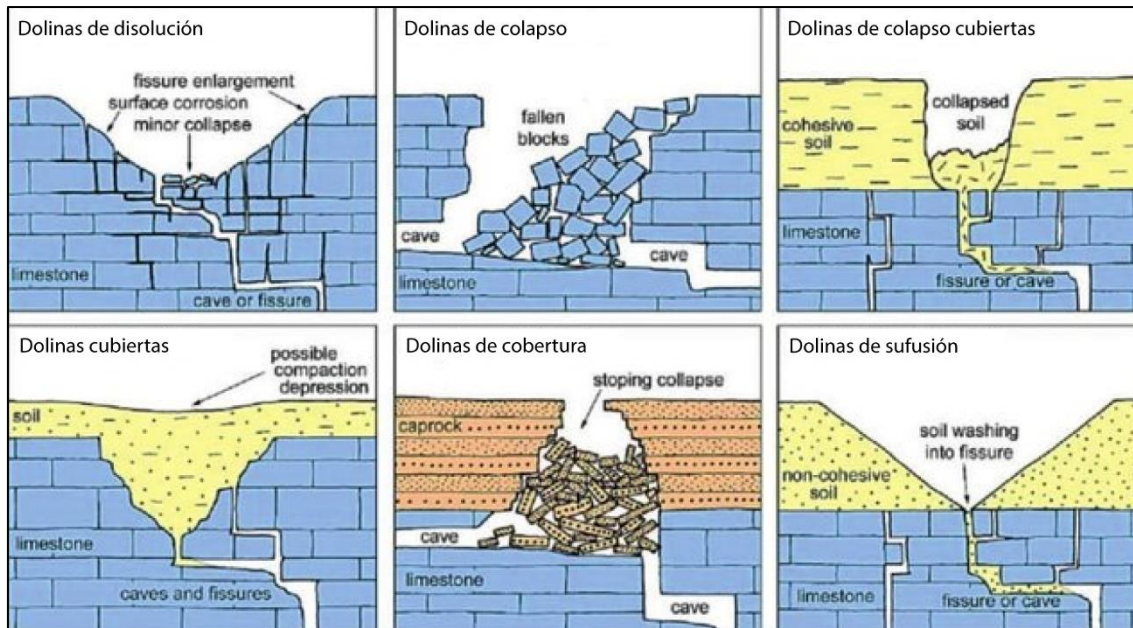


Fig. 13. Clasificación de las dolinas según su mecanismo de formación y el material que rellena las cavidades. Modificado de Waltham y Fookes (2003).

El ensanchamiento y profundización del *karren* ocasiona la formación de depresiones estrechas y profundas que conectan la superficie con el sistema subterráneo de pasajes, estas se denominan **pozos**, que corresponden con pasajes verticales dentro de las cuevas.

Los pasajes horizontales que conforman los sistemas de cuevas, funcionan como ruta para el movimiento del agua que produce la disolución de la roca calcárea y su espeleogénesis (mecanismo de formación) puede diferenciarse según la geometría que presentan tanto en planta como en perfil.

Easterbrook (1999) y Audra y Palmer (2011) describen, en planta, cuatro tipos de cavernas:

- **Dendrítico** (*branchwork*) que corresponde al tipo más común de caverna y se forma en las cercanías de las dolinas donde ocurre la recarga. Está conformada por una serie de canales que convergen como tributarios.
- **Anastomosada** (*anastomotic*): ocurren debido a la erosión química relacionada a inundaciones periódicas a través de ríos influentes o por infiltración rápida en superficies kársticas expuestas. Se compone de pasajes curvos que se intersecan en patrones trenzados.
- **Fisural o en red** (*network*): se asocian a la infiltración sobre rocas suprayacentes poco solubles o por inundaciones periódicas, aunque algunas tienen también un origen

hipogénico. Están conformadas por grillas de fracturas que se intersecan en ángulos rectos.

- **Espongiforme** (*spongework*): se forman por el crecimiento de canales coalescente y suelen tener un origen hipogénico o asociado a la mezcla de agua dulce con agua salada. Consisten en pasajes de disolución de variados tamaños que están interconectados y producen un patrón tridimensional similar a los poros de una esponja.

Frecuentemente, las cavernas suelen tener más de un origen, por ejemplo, formarse por la disolución a través de un sistema preexistente de fracturas que coincida con un aumento regional de los niveles de agua subterránea, por lo que suelen tener forma producto de una mezcla entre las distintas morfologías. En la Fig. 14 se muestran los tipos más comunes de cavernas según su geometría en planta.

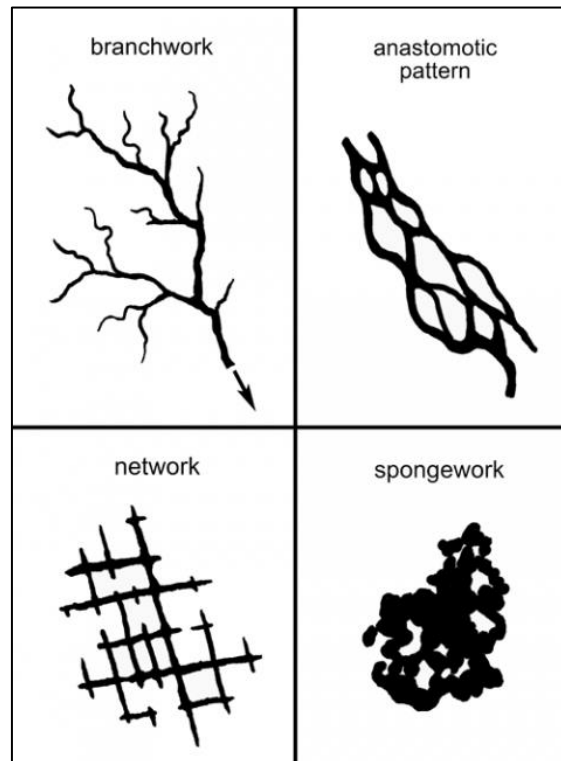


Fig. 14. Patrones comunes de las cavernas cuando se observan en planta. Tomado de Audra y Palmer (2011).

Además de la forma general de las cavernas en planta, la geometría de los pasajes en perfil permite interpretar cuál es su espeleogénesis y el sitio de formación, específicamente si se originaron en el nivel freático o en la zona vadosa.

Los **pasajes freáticos** (*phreatic tubes*) se forman bajo el nivel freático cuando el agua fluye bajo presión y cuando el nivel desciende se mantiene una oquedad, suelen tener formas ovaladas (Palmer, 2007).

Por otra parte, los **pasajes vadosos** (*vadose passages*) se originan en la zona no saturada (zona vadosa) por el movimiento descendente del agua de infiltración, la cual crea canales muy similares a los cauces en superficie. Cuando los pasajes vadosos cortan pasajes freáticos sólo permanece un pequeño nivel al fondo que comienza a erosionar en forma vertical, por lo que también se les conoce como **pasajes encauzados** (*stream passages*). Suelen tener formas angostas y elongadas en el eje vertical (Palmer, 2007).

Finalmente, se han acuñado además los términos genéricos **sumidero** para el punto donde ingresa al sistema kárstico subterráneo y **surgencia** para el sitio donde esta sale del karst (Fig. 15).



Fig. 15. a) Surgencia en la cuenca de la Q. El Túnel (coord. 415111/1167400) b) Sumidero “Boca del Potrero” (coord. 415958/1167244).

Otras formas de mayores dimensiones que han sido estudiadas a detalle por sus implicaciones en la construcción de obras civiles son los **poljes**, que constituyen depresiones cerradas con piso planos y paredes de pronunciada pendiente que se forman en sistemas kársticos de plataformas carbonatadas espesas y de amplia distribución geográfica, los cuales pueden contener otras formas menores como dolinas y quebradas ciegas (Fleury, 2009), mientras que los **valles kársticos** corresponden a una etapa en que la disolución ha capturado la totalidad del flujo

superficial por lo que se forma un valle idéntico a aquel generado por ríos o quebradas superficiales, pero sin ningún tipo de cauce en el fondo (Frushour, 2012).

No sólo el agua juega un papel importante en la formación de paisajes kársticos, sino que se pueden distinguir morfologías características para el karst juveniles y karst maduros (Fig. 16), esto es más notorio en zonas de tectónica estable y clima árido, donde las rocas carbonatadas no están cubiertas por otras más jóvenes.

En las primeras etapas de formación, la disolución actúa principalmente sobre las fracturas y planos de debilidad preexistentes en las rocas calcáreas, esto produce surcos y cárcavas que le dan un aspecto biselado al terreno, lo cual se conoce como **calles o pavimentos de caliza**, conforme avanza la profundización de estos surcos, los mismos se vuelven más empinados y puntiagudos lo cual, aunado a la erosión de fondo les da un aspecto de pináculos denominados **torres kársticas**, sobre las cuales actúan los elementos de la geodinámica externa y, especialmente, si la disolución cesa o disminuye su intensidad, la cima de estos pináculos es erosionada y redondeada, formando cerro residuales llamados **mogotes** (Gutiérrez, 2008).

En la Fig. 16 se muestra un esquema del proceso descrito previamente.

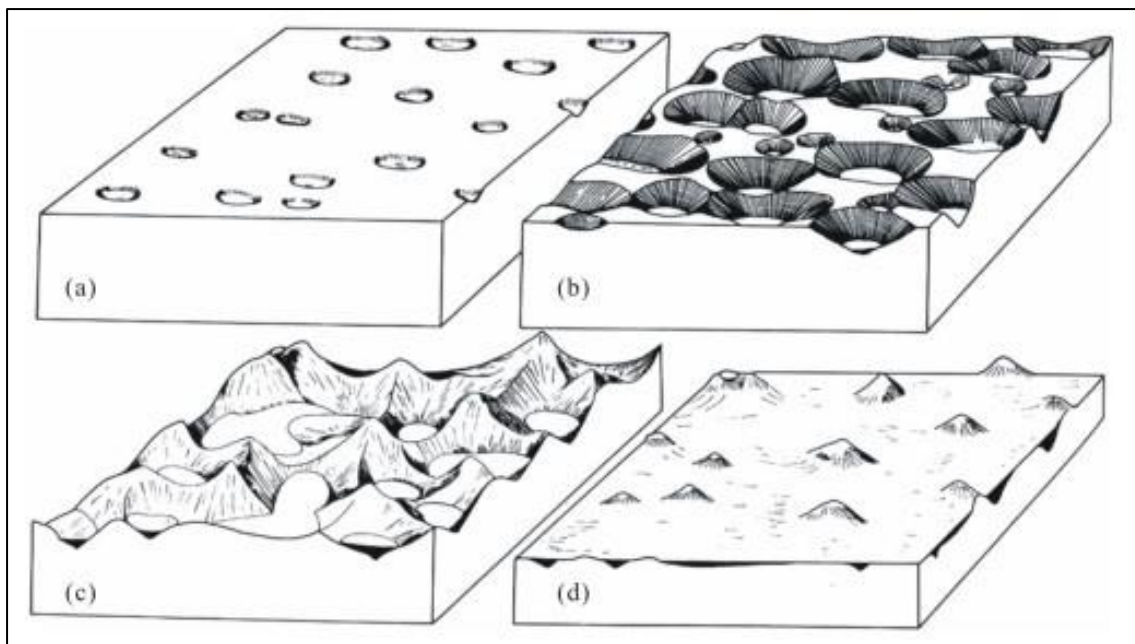


Fig. 16. Modelo simplificado de la evolución del karst (a) karst juvenil (b) karst adolescente (c) karst maduro (d) karst antiguo. Tomado de Veress (2020).

Las morfologías descritas anteriormente se dan en la superficie, en el exokarst, no obstante, existen numerosas formas que se dan en el endokarst, es decir, bajo el terreno y dentro de los

sistemas de cuevas. Estas se denominan en genéricamente **espeleotemas** y entre las más conocidas se encuentran las **estalactitas** (Fig. 17) que son cilíndricas y puntiagudas y se forman por agua que gotea desde el techo y al entrar en la cavidad, estando saturada o cercana a la saturación de CO_2 , lo pierde para equilibrarse con el aire de la cavidad, lo que produce deposición de carbonato de calcio, en forma de calcita y/o aragonito.



Fig. 17. Estalactitas de la caverna Higuera (sector Sala Nevada, plano en el Anexo 2) Fotografía cortesía de V. H. Carvajal.

Cuando la gota emerge se forma un anillo de calcita y, poco a poco, se forma una oquedad cilíndrica, que a medida que crece permite que el agua fluya por el conducto central y si el flujo es lo suficientemente rápido, no habrá tiempo para que se deposite todo el CaCO_3 y la gota cae para formar **estalagmitas** que crecen desde el piso hacia el techo (Gutiérrez, 2008).

Finalmente, son comunes los **flowstones** (coladas) que constituyen depósitos laminados de CaCO_3 depositados por las aguas subterráneas (Fig. 18) que fluyen sobre rocas o sedimentos calcáreos ingresan a cavidades rellenas de aire, por lo que para equilibrar su contenido de CO_2 con el ambiente, pierden parte de este gas y precipitan los minerales calcáreos en disolución (Upchurch *et al.*, 2018).



Fig. 18. *Flowstone* "El Altar" en la caverna Gabinarraca (sector El Altar, plano en Anexo 2).

Fotografía cortesía de A. Argüello.

3.2 Metodologías para el estudio de cuevas y karst

Los medios kársticos son objetos de estudio complejos, debido a su heterogeneidad y dinámica veloz, ya que, por ejemplo, un pasaje puede taparse por sedimentos y cambiar la dirección de flujo del agua, mientras que otro se inunda súbitamente y ocasiona la formación de nuevas surgencias. Por lo tanto, no es extraño que su estudio deba hacerse mediante distintas metodologías y, frecuentemente, de manera interdisciplinaria.

Goldscheider y Drew (2007) enumeran siete métodos de estudio (por ejemplo: espeleológicos, hidrológicos, hidráulicos, hidrogeoquímicos, trazadores, geofísicos, modelación) y señalan que, rara vez se puede comprenderse el sistema sin una combinación de estos.

En esta investigación se trabajó sobre una base espeleológica y geológica existente, principalmente los trabajos de Argüello (2021) y Ulloa *et al.* (2021), quienes realizaron cartografía tanto con metodologías tradicionales de distanciómetros laser, brújula y clinómetro, como con distanciómetros láser modificados. A estos datos se incorpora un monitoreo prolongado de series temporales, ensayos de trazadores y análisis fisicoquímicos e isotópicos de aguas subterráneas y superficiales, lo cual se integra en un modelo conceptual del acuífero.

Las metodologías aplicadas se reseñan desde la sección 3.3 hasta la 3.9.

3.3 Monitoreo de series temporales

Las series temporales consisten en una sucesión de datos cuantitativos ordenados en el tiempo, pueden medirse en cualquier intervalo temporal (minutos, horas, meses, años etc.) y debido a la naturaleza cronológica de los datos no es posible variar su orden (INEI, 2011).

Según Machiwal y Jha (2012) las series temporales se clasifican en:

- Discretas: si las observaciones ocurren en distintos instantes o sitios.
- Continuas: si las observaciones se realizan continuamente en tiempo y en espacio.
- Univariantes: las cuales sólo registran una variable
- Multivariantes: si se registran dos o más variables.

El principal objetivo del análisis de series de tiempo es conocer la distribución temporal de una secuencia de datos y tienen usos muy variados tales como la calibración de modelos numéricos y la predicción de valores futuros que dependen de la variable tiempo (Machiwal y Jha, 2012).

En hidrogeología existen numerosos ejemplos de datos que se miden como series de tiempo, tales como los descensos de un pozo al ser bombeado a caudales constantes o variables (pruebas de bombeo), registro del caudal de un manantial a lo largo del año e incluso las pruebas de trazadores, en las que se mide el cambio de concentración de una sustancia en el tiempo, las cuales se discutirán a detalle más adelante (sección 3.4.3).

Díaz (2013) señala que, tradicionalmente, se considera que las series de tiempo se forman de 4 componentes:

- Tendencia secular (T): representa el movimiento básico a largo plazo de la serie.
- Variaciones estacionales (E): son movimientos que se dan a plazo de cuando mucho un año.
- Variaciones cíclicas se (C): que se manifiestan como variaciones por encima y por debajo de la tendencia y tienen una duración de más de un año.
- Variaciones irregulares (I): son aquellas que suceden en forma aleatoria respecto a la tendencia y que no se atribuyen a variaciones cíclicas ni estacionales.

En la Fig. 19 se muestran gráficamente los cuatro componentes de una serie temporal.

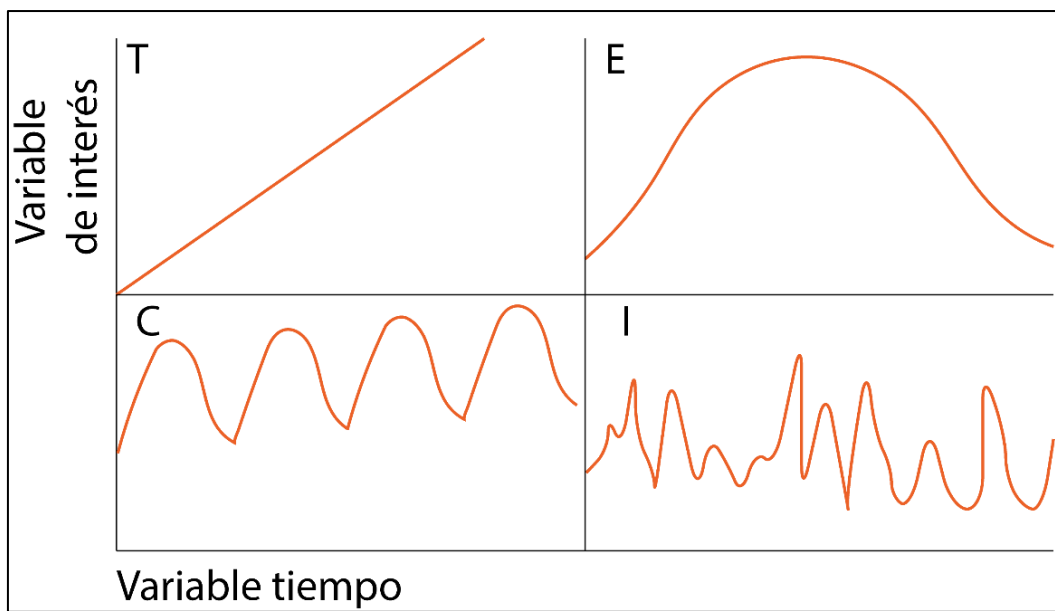


Fig. 19. Representación gráfica de los componentes de una serie temporal, T (tendencia secular), E (variaciones estacionales), C (variaciones cíclicas) e I (variaciones irregulares).

Modificado de INEI (2011).

Otra clasificación de las series de tiempo que es de especial interés cuando se hacen análisis estadísticos es la estacionariedad. Según este criterio Kirchgässner y Wolters (2007) señalan que se puede distinguir entre dos tipos de series de tiempo:

- Estacionarias: son aquellas en las cuales la media y la varianza son independientes del tiempo, es decir, que los valores de la serie oscilan alrededor de una media y una varianza constante.
- No estacionarias: son aquellas en las cuales la tendencia y la variabilidad cambian a lo largo del tiempo, usualmente suelen crecer o decrecer por lo que la serie no oscila alrededor de una constante.

Dado que la estacionariedad de las series es un supuesto que debe cumplirse previo a realizar análisis de varianza o correlación cruzada, se debe probar estadísticamente que se cumple esta condición. Esto se realiza mediante la prueba aumentada de Dickey-Fuller, abreviada como prueba DF, la cual es una prueba de raíz unitaria cuya hipótesis nula es que el rezago temporal de la serie es 1 y, por ende, la serie es no estacionaria y como hipótesis alternativa que la serie es estacionaria (Cheung y Lai, 1995).

3.4 Ensayos de trazadores

Los trazadores son sustancias (orgánicas, inorgánicas, isotópicas e incluso biológicas) que pueden estar presentes o no en el medio ambiente. Se utilizan para determinar la tasa y trayectoria del flujo del agua, así como para esclarecer aspectos como los orígenes de la recarga, tiempo de residencia, procesos de transporte de solutos, conexiones hidráulicas entre acuíferos o con el agua superficial, determinación de zonas de captura, estimación de parámetros hidráulicos del acuífero, modelamiento de procesos de contaminación, entre otros (Singhal y Gupta, 2010).

Según Singhal y Gupta (2010), un trazador ideal debería cumplir todas las siguientes características:

- Detectable cuantitativamente aún en pequeñas cantidades.
- Ausente o escaso en el agua natural que se desea investigar.
- Inerte ante procesos de interacción con la matriz del acuífero o con el agua.
- Inocuo para los seres humanos y el ecosistema.
- Barato y de fácil acceso.
- En el caso de trazadores químicos, debería tener una densidad similar a la del agua.

Una amplia variedad de sustancias se emplean como trazadores, sin embargo, pueden dividirse en dos grandes grupos: trazadores naturales (o ambientales) y trazadores artificiales.

3.4.1 Trazadores naturales o ambientales

Son aquellos que se encuentran presentes en el agua sin intervención del investigador, es decir, ya existen de manera natural en el agua debido a su composición química o a que se han puesto en circulación de manera masiva en el medio ambiente, tal es el caso del tritio (Cook y Herczeg, 2012).

Singhal y Gupta (2010) ofrecen varios ejemplos de trazadores naturales como la inyección de aguas superficiales con contenidos relativamente altos de nitratos, adición de agua dulce en acuíferos salinos o sílice para el mapeo de gradientes térmicos, dado que su solubilidad aumenta con la temperatura.

Incluso sustancias poco convencionales como los gases nobles He y Ar, han sido empleados con éxito para caracterizar la circulación, permeabilidad y calibración de modelos numéricos de acuíferos (Castro *et al.*, 1998).

3.4.2 Trazadores artificiales

Corresponden a sustancias que se añaden de manera deliberada al agua, con el objetivo de generar “agua marcada”, cuya firma pueda ser identificada y analizada (Cook y Herczeg, 2012).

Los isótopos ^{18}O y el ^2H se consideran como los trazadores ideales, debido a que forman parte de la molécula de agua y, por lo tanto, viajan a la misma velocidad. No obstante, el agua isotópicamente enriquecida es escasa y su análisis es costoso, por lo que rara vez se usan como trazadores artificiales (Goldscheider y Drew, 2007).

Durante la etapa de selección del trazador deben considerarse cuidadosamente las regulaciones sobre la concentración de las especies químicas en el agua, sobre todo si se realizará en zonas cercanas a captaciones destinadas al consumo humano. Esto es especialmente relevante si se utilizarán sales, pues su concentración suele estar normada de manera estricta por ejemplo, aunque el ión nitrato tiene un comportamiento advectivo, lo cual lo hace una opción idónea para pruebas de trazador, no es aconsejable utilizar sales de nitrato debido a los efectos toxicológicos si es consumido en cantidades que superan las normativas locales, en el caso de Costa Rica 50 mg/L según el Decreto Ejecutivo 38924 (Reglamento para la calidad del Agua Potable).

Los trazadores artificiales se subdividen en dos grupos principales:

3.4.2.1 Substancias solubles en agua

Los **tintes fluorescentes** que absorben la luz a determinadas longitudes de onda y la reemiten por el proceso de emisión fluorescente (Goldscheider y Drew, 2007).

Las **sales** que se disocian en aniones y cationes e incrementan la conductividad eléctrica del agua. No obstante, tienen la desventaja de que existen de forma natural, por lo que, se deben inyectar mayores concentraciones para obtener un contraste detectable, las sales de litio, por ejemplo, son ideales por su baja capacidad de sorción (Käss, 1998).

En la Tabla 7 se detallan los distintos tintes fluorescentes y sales que se emplean como trazadores.

3.4.2.2 Partículas

Atteia y Kozel (1997) reportan el uso de microorganismos y partículas, tanto orgánicas como minerales, para la evaluación del proceso de transporte de patógenos. La naturaleza de estas sustancias es variada e incluye: esporas, microesporas, bacterias y bacteriófagos.

En la Tabla 7 se resumen las características de los trazadores artificiales más comunes según Behrens *et al.* (2001).

Tabla 7. Principales sustancias utilizadas en ensayos de trazadores artificiales y sus características generales. Modificado de Behrens *et al.* (2001).

Tipo	No.	Trazador	Abundancia natural	Interferencia con trazador No.	Límite de detección (µg/L)
Tinte fluorescente	1	Uranina*	Ausente	2,6	10 ⁻³
	2	Eosina	Ausente	1,4	10 ⁻²
	3	Sulforhodamina B	Ausente	4,5	10 ⁻²
	4	Amindorhodamina G	Ausente	2,3,5	10 ⁻²
	5	Rodamina WT	Ausente	3,4	10 ⁻²
	6	Piranina	Ausente	1,2	10 ⁻²
	7	Naftionato	Ausente	8, COD**	10 ⁻¹
	8	Tinopal	Ausente	7, COD**	10 ⁻¹
Sales	9	Sodio	Alto	-	Dependiente del método (entre 0,1 µg/L y 1 mg/L)
	10	Potasio	Moderado	-	
	11	Litio	Muy bajo	-	
	12	Estroncio	Moderado	-	
	13	Cloro	Alto	-	
	14	Bromo	Bajo	-	
	15	Yodo	Muy bajo	-	
Partículas	16	Esporas teñidas	Ausente	Partículas	Detección como partícula individual
	17	Microesporas	Ausente	Partículas	
	18	Bacterias específicas	Ausente	Otras bacterias	
	19	Bacteriófagos	Ausente	-	

* Utilizado en esta investigación

**COD = carbono orgánico disuelto

3.4.3 Análisis de datos

A pesar de las múltiples variaciones de las pruebas de trazadores estas consisten, esencialmente, en la inyección de la sustancia de interés en un punto y su medición en uno o varios sitios de control aguas abajo del sitio de inyección.

La naturaleza del punto de inyección varía según la configuración experimental y puede ser desde una dolina hasta un pozo, mientras que los posibles puntos de muestreo incluyen piezómetros, manantiales, surgencias, pasajes de cuevas y otros (Schudel, 2004).

Schudel (2004) afirma que de previo a la realización de un ensayo de trazadores deben tomarse en cuenta una serie de aspectos técnicos (modelo conceptual del sitio, localización de los puntos de inyección y muestreo, cantidad de trazador a emplear), legales (legislación local a cerca de los

límites máximos de sustancias en el agua, permisos de las autoridades) y logísticos (cantidad de muestras, transporte y conservación, acceso a los sitios de muestreo).

De lo anterior se deriva que los ensayos de trazadores no son una finalidad en sí mismos, sino que funcionan como herramienta para resolver interrogantes específicas sobre el flujo del agua. En la Fig. 20 se muestra la secuencia que Schudel (2004) propone para el planeamiento y ejecución de un ensayo de trazadores.

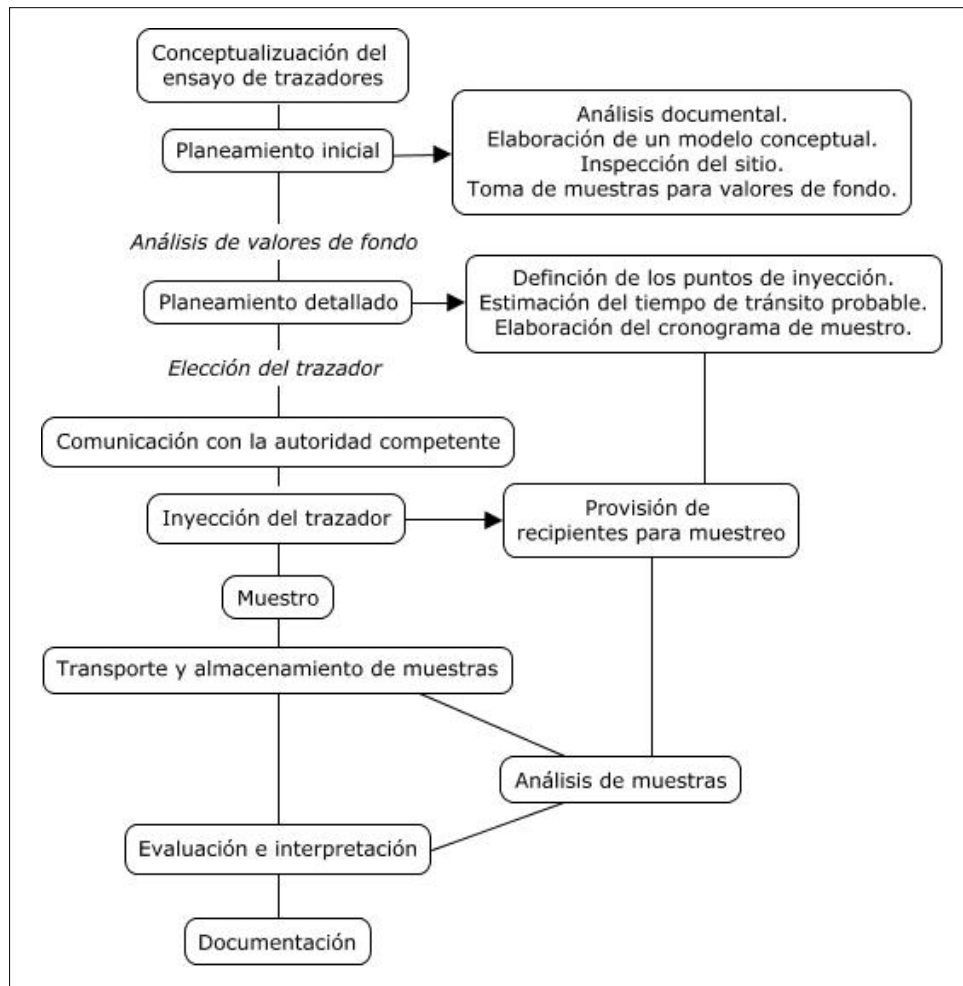


Fig. 20. Secuencia esquemática para el planeamiento y ejecución de una prueba de trazadores.

Modificado de Schudel (2004).

La inyección en un tiempo (T_0) y el posterior monitoreo en tiempos conocidos (T_n) en uno o varios puntos aguas abajo genera una curva de agotamiento del trazador, a partir de la cual se pueden hacer inferencias sobre caudales, procesos fisicoquímicos en el acuífero, geometría de la ruta de flujo del agua, mezclas de agua entre otros.

Los rasgos más importantes de la curva de agotamiento del trazador se muestran Fig. 21, donde:

- T_1 : tiempo de la primera detección.
- T_p y C_p : tiempo y concentración pico respectivamente.
- T_c : tiempo de concentración del centroide (cc).
- T_{50} : tiempo donde la mitad del trazador recuperado ha pasado.
- T_e : tiempo del final de la ventana de observación.

En la Fig. 21 se presenta una curva de agotamiento típica, en la que al final del tiempo de observación, un 72% del trazador se ha recuperado, por lo que el t_{50} será el tiempo cuando la concentración es de 36%.

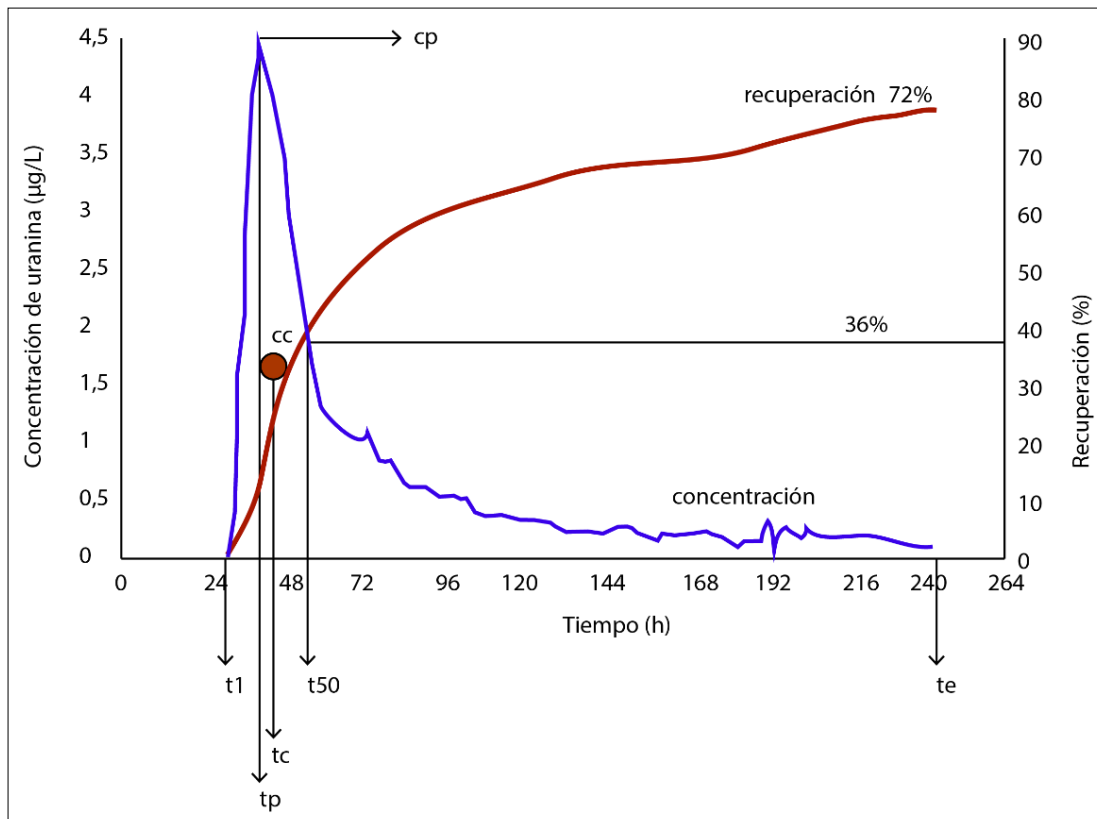
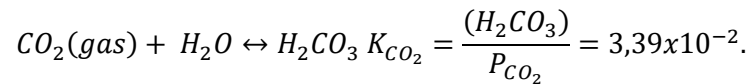


Fig. 21. Curva de agotamiento de un trazador de uranina que alcanza su pico a los 40 horas con una concentración de uranina de 4,5 µg/L. Modificado de Goldscheider y Drew (2007).

3.5 Geoquímica de los sistemas carbonatados

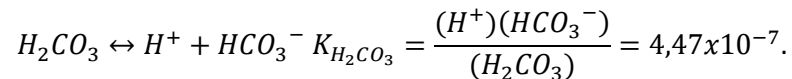
El principal agente químico que actúa en los medios kársticos es la disolución de rocas carbonatadas, las cuales, según Sánchez (2017), son altamente reactivas y se disuelven según la siguiente serie de reacciones químicas y sus constantes de equilibrio (K).

- El agua de lluvia disuelve pequeñas cantidades de CO_2 atmosférico y se infiltra en el suelo donde el contenido de CO_2 en los poros es mucho mayor, esto se genera ácido carbónico según la siguiente reacción:



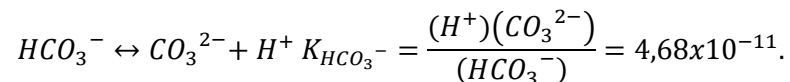
Ecuación 1. Disolución del CO_2 en agua.

- No obstante, el ácido carbónico es inestable y la mayor parte se disocia en los iones bicarbonato e hidronio, lo cual ocurre de la siguiente forma:



Ecuación 2. Disociación del H_2CO_3 .

- Finalmente, una pequeña parte del ión bicarbonato se disocia como carbonato e hidronio según la reacción:



Ecuación 3. Disociación del HCO_3^- .

El uso de los términos “la mayor parte” y “una pequeña parte” se deben a que, en el rango usual de pH de las aguas naturales, la especie predominante es el ión bicarbonato, lo cual se debe a los valores de las constantes de equilibrio de cada reacción y es explicado por Sánchez (2017) mediante el siguiente ejemplo:

Si se asumen una disolución de pH = 7, temperatura = 25 °C y coeficientes de actividad = 1 (es decir, considerando concentraciones igual a actividades) se obtienen la siguiente igualdad al despejar la constante de equilibrio de la Ecuación 3:

$$(CO_3^{2-}) = \frac{(HCO_3^-) * K_{HCO_3^-}}{(H^+)}.$$

Como ya se conoce el pH de la disolución y la constante de equilibrio del ión bicarbonato se pueden sustituir los valores:

$$(CO_3^{2-}) = \frac{(HCO_3^-) * 4,68 \times 10^{-11}}{(10^{-7})} = 4,68 \times 10^{-4} * (HCO_3^-).$$

Lo anterior indica que a pH = 7 la concentración del ión carbonato será inferior a la milésima parte de la concentración del ión bicarbonato. Análogamente, Sánchez (2017) repite el cálculo

para el ácido carbónico y obtiene las siguientes relaciones a partir de la constante de equilibrio de la Ecuación 2.

$$K_{H_2CO_3} = \frac{(H^+)(HCO_3^-)}{(H_2CO_3)}$$

$$(H_2CO_3) = \frac{(H^+)(HCO_3^-)}{K_{H_2CO_3}} = \frac{(10^{-7})(HCO_3^-)}{4,47 \times 10^{-7}} = 0,22 (HCO_3^-)$$

Lo que indica que en una disolución de pH=7, el 22% de las especies carbonatadas se mantendrán como ácido carbónico.

Al repetir este cálculo para un rango de pH que varía entre 4 y 12, se obtiene la Fig. 22 en la que se observa que al pH usual del agua subterránea (7 a 9) la especie dominante será siempre el ión bicarbonato.

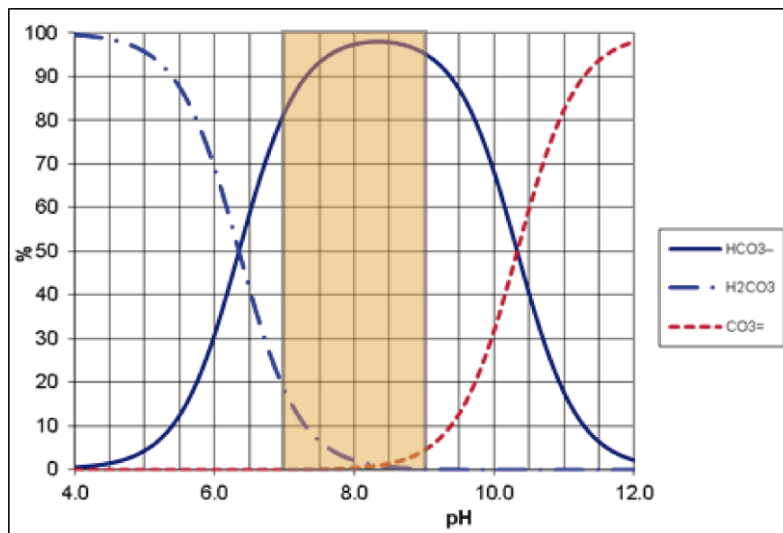


Fig. 22. Relación entre el porcentaje de las distintas especies carbonatadas para un rango de pH entre 4 y 12. Modificado de Sánchez (2017).

Los mecanismos de disolución de la calcita son complejos y dependientes del pH del agua subterránea, en términos generales se reconoce que a valores bajos de pH (pH<4,4) la tasa de disolución es directamente proporcional a la concentración de iones H⁺, mientras que a valores de pH>5,5 es independiente. En puntos intermedios, ocurre un régimen en el cual la tasa de disolución es controlada por el transporte o por la cinética de la reacción (Sjöberg y Rickard, 1984).

3.6 Sistemas abiertos y cerrados en karst

Appelo y Postma (2005) distinguen dos tipos de sistemas kársticos (abiertos y cerrados) según la disponibilidad de CaCO_3 para reaccionar con el agua cargada de CO_2 , los cuales se describen a continuación:

3.6.1 *Sistemas abiertos*

Son aquellos en los que existe una fuente de CaCO_3 sobre la zona saturada y un intercambio rápido de CO_2 proveniente de la atmósfera, la respiración de las plantas y la descomposición de la materia orgánica. Cuando se da la disolución de la calcita estas fuentes proveen CO_2 adicional para que la reacción continúe ocurriendo y el equilibrio esté desplazado hacia la derecha.

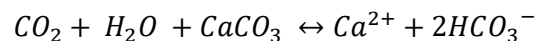
Los sistemas abiertos suelen extenderse por toda la zona no saturada, así como en los canales abiertos en las rocas fracturadas pues existe un intercambio rápido con la fase gaseosa. En este tipo de sistemas se asume que la presión parcial de CO_2 es constante a 1 atm, por lo que la composición del agua subterránea se define mediante la siguiente ecuación:

$$m_{\text{Ca}^{2+}} = \sqrt[3]{\frac{10^{-6} * [P_{\text{CO}_2}]}{4}}$$

Ecuación 4. Relación entre el ión Ca^{2+} y la presión parcial de CO_2 en un sistema abierto.

3.6.2 *Sistemas cerrados*

Se dan cuando no hay una presencia de CaCO_3 sobre el nivel del agua subterránea, por lo que el CO_2 consumido en la disolución de la calcita no puede renovarse con facilidad, pues la difusión en agua es más lenta que en el suelo. Si se asume que la totalidad del CO_2 (denominado CO_2 base) se agota en la disolución de la calcita se obtiene que:



Ecuación 5. Disolución del CaCO_3 en un sistema cerrado.

Dado que la cantidad de iones Ca^{2+} iguala al CO_2 base:

$$m_{\text{Ca}^{2+}} = \left(\sum \text{CO}_2 \text{ base} \right)$$

Ecuación 6. Relación entre el ión Ca^{2+} y la presión parcial de CO_2 en un sistema cerrado.

Mientras que la cantidad de bicarbonato es el doble que el CO_2 base:

$$m_{\text{HCO}_3^-} = 2 * \left(\sum \text{CO}_2 \text{ base} \right)$$

Ecuación 7. Relación entre el ión HCO_3^- y la presión parcial de CO_2 en un sistema cerrado.

Los modelos planteados se resumen en la Fig. 23, en la cual la fuente de CO_2 es la respiración de las plantas, para el **sistema abierto** la difusión del gas se da rápidamente en la zona no saturada por lo que existe disponibilidad constante y disolución continua del CaCO_3 . Mientras que, en el **sistema cerrado**, la disolución del CaCO_3 está restringida por la cantidad de CO_2 que pueda difundirse bajo el nivel del agua.

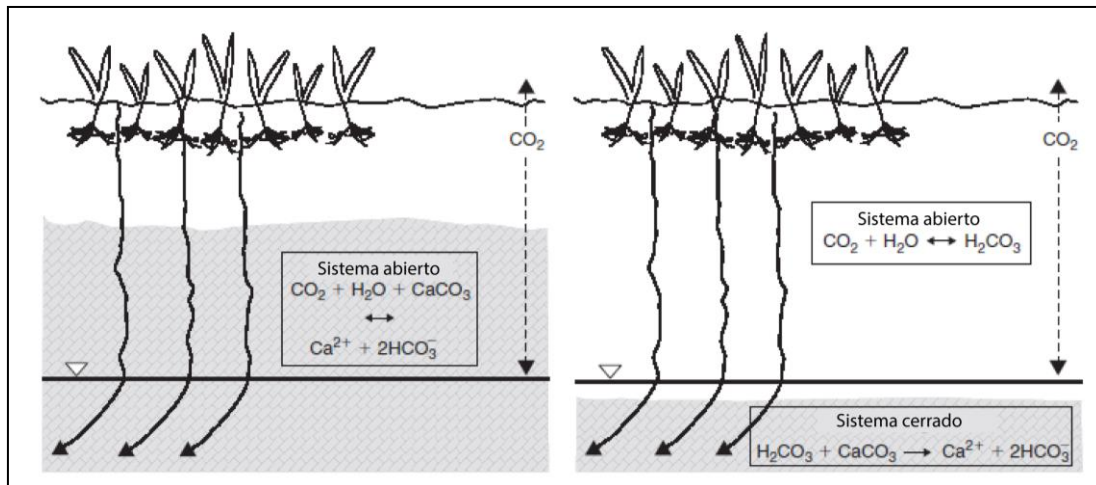


Fig. 23. Esquema comparativo entre un sistema abierto sobre el nivel del agua subterránea (izquierda) y un sistema cerrado bajo el nivel del agua subterránea (derecha). Tomado de Appelo y Postma (2005).

3.7 Estadística de datos composicionales

Los datos composicionales son aquellos que describen cuantitativamente las partes de un todo, frecuentemente el total no tiene un interés especial y suelen expresarse como concentraciones, proporciones, frecuencias absolutas o relativas cuyas unidades son mg/L, %, partes por millón de masa o volumen, molaridad, molalidad, entre otros (Egozcue y Pawlowsky-Glahn, 2011).

Según Egozcue y Pawlowsky-Glahn (2011) estos datos son empleados en todas las áreas del conocimiento, no obstante, debido a la enorme frecuencia con la que aparecen en las ciencias geológicas esta es una de las áreas en las que, tradicionalmente, se les ha prestado mayor atención.

Algunos ejemplos de este tipo de datos son: la concentración de los iones disueltos en una muestra de agua, la distribución relativa de los minerales que componen una muestra de roca, la porción de especies en un sedimento, entre otros (Boogaart y Tolosana-Delgado, 2013).

Debido a sus características, los datos composicionales no son susceptibles de análisis por las técnicas de estadística clásica, lo cual lleva frecuentemente a correlaciones espurias y, por tanto,

interpretaciones erróneas, no obstante, fue hasta las últimas décadas del siglo XX cuando Aitchison (1982) desarrolló las metodologías que permiten realizar la apertura de los datos, a través de transformaciones logarítmicas, al espacio *simplex* y posteriormente, regresarlas al plano cartesiano donde sí pueden utilizarse las técnicas estadísticas convencionales.

3.7.1 Principios de la estadística de datos composicionales

Según Greenacre (2018) existen tres principios en el análisis de datos composicionales los cuales deben respetarse en todo tratamiento que los involucre:

- Invarianza escalar: señala que los datos composicionales llevan únicamente información relativa, por lo que un cambio en la escala de los datos originales no presenta un cambio entre las proporciones de los componentes, como tampoco el multiplicar los valores por una constante. Este principio permite, a través de la operación de cierre de los datos, comparar los componentes que provienen de muestras de tamaño distintos, por ejemplo, la composición obtenida de una muestra de agua de 100 mL o 1 L.
- Coherencia subcomposicional: significa que los resultados obtenidos al analizar una subcomposición no pueden contradecir lo que se obtenga al analizar la composición total. Esto deriva de la naturaleza abierta de los datos “crudos” que no han sido transformados a la geometría del *simplex*, por lo que pueden variar desde 0 hasta $+\infty$ y las técnicas composicionales requieren constreñir los posibles valores en un espacio limitado.
- Invarianza por permutación: este principio indica que los resultados del análisis no deben depender del orden en que se dispongan las partes o los componentes.

3.7.2 La geometría del *simplex*

Greenacre (2018) indica que el *simplex* se conceptualiza al colocar un eje diagonal a un gráfico binario x-y con el fin de integrar un tercer componente, para tratar de la misma forma todas las partes, la composición original podría mostrarse en coordenadas triangulares, también conocidas como coordenadas ternarias. Esta composición de tres partes puede representarse exactamente dentro de un triángulo debido a la suma fija de sus partes (usualmente a 1) y este triángulo representa la forma más básica del *simplex*.

En un *simplex* regular con tres vértices a igual distancia entre ellos, cada vértice representa una parte de la composición y a su vez cualquier posición puede representarse como un punto dentro del *simplex* (Greenacre, 2018).

3.7.3 Transformación logarítmica de datos

Según se mencionó anteriormente, los datos “crudos” deben transformarse para poder representarse en la geometría del *simplex* y aplicar las técnicas de estadística composicional, esta operación se denomina cierre de datos y suele involucrar logaritmos debido a la capacidad de comprimir datos y homogeneizar las distancias entre ellos.

Aitchison (1982) señala cuatro métodos de transformación log-cociente, mientras que M. Garnier (comunicación personal, 30 de mayo de 2022) realiza un resumen de las ecuaciones, características y usos de cada uno de los métodos.

- Log cociente aditivo (ALR): se realiza mediante la Ecuación 8, es asimétrico (no preserva distancias ni ángulos originales) y es de fácil interpretación. Se emplea en pruebas de hipótesis y modelos lineales.

$$z = alr(x) = \left[\log\left(\frac{x_1}{x_J}\right), \dots, \log\left(\frac{x_{J-1}}{x_J}\right) \right]$$

Ecuación 8. Cálculo del log cociente aditivo para J partes.

- Log cociente centrado (CLR): se realiza mediante la Ecuación 9, es simétrico mas no de fácil interpretación y no presenta coherencia subcomposicional. Es empleado para análisis de componentes principales y clústeres.

$$u = clr(x) = \left[\log\left(\frac{x_1}{g(x)}\right), \dots, \log\left(\frac{x_J}{g(x)}\right) \right]$$

Ecuación 9. Cálculo del log cociente centrado para J partes.

Donde:

$g(x) = \text{media geométrica de las partes de } x$

- Log cociente isométrico (ILR): se realiza mediante la Ecuación 10, es simétrico mas no de fácil interpretación y sí presenta coherencia subcomposicional. Se emplea para pruebas de hipótesis, modelos lineales, análisis de componentes principales y clústeres.

$$ilr(x) = \sqrt{\frac{J_1 J_2}{J_1 + J_2}} \log\left(\frac{g(x_{J_1})}{g(x_{J_2})}\right)$$

Ecuación 10. Cálculo del log cociente isométrico para J partes.

Donde:

$g(x_{J_1}) = \text{media geométrica de las partes de } x$

- Log cociente sumado (SLR): se realiza mediante la Ecuación 11, es asimétrico, de fácil interpretación y coherente subcomposicionalmente. Se reserva para modelos lineales.

$$slr(x) = \log\left(\frac{\sum x_{j1}}{\sum x_{j2}}\right)$$

Ecuación 11. Cálculo del log cociente sumado para J partes.

Donde:

x_{j1} = partes del subconjunto 1

3.8 Recarga de los acuíferos kársticos

Los acuíferos desarrollados en el karst muestran una permeabilidad terciaria (disolución a través de planos de fractura preexistentes), las rutas preferenciales de flujo se dan en las zonas de cavernas o conductos y su geometría es cambiante (Goldscheider y Drew, 2007).

Hartmann *et al.* (2014) exponen la existencia de dos tipos principales de tipos de recarga en los acuíferos kársticos:

- **Recarga alóctona:** la que se da sobre terrenos no calcáreos e ingresa al acuífero a través de la escorrentía que drena hacia dolinas o fracturas (recarga alóctona concentrada) o percola a través las capas no calcáreas antes de recargar lentamente el acuífero (recarga alóctona difusa).
- **Recarga autóctona:** aquella que se origina directamente por lluvias sobre el terreno kárstico. Igualmente puede ser difusa si se produce por percolación vertical a través del suelo o la matriz de la zona no saturada, o concentrada si se da por flujos laterales en la superficie y en el epikarst que se dirigen hacia dolinas que alimentan los conductos kársticos.

Dong *et al.* (2021) señalan que el epikarst, que consiste en la porción superior de la zona no saturada donde ocurre el fracturamiento y ensanchamiento por disolución, funciona como un regulador de la recarga en función de la tasa de infiltración y, usualmente, está separado del nivel freático por rocas menos permeables que esporádicamente son cortadas por macroporos y pasajes vadosos.

Igualmente, Dong *et al.* (2021) indican que según el tipo de recarga existen diferentes distintas vías que transportan el agua desde la superficie hasta el acuífero, en el caso de la recarga autóctona destacan las dolinas, fisuras subsuperficiales ensanchadas, los espacios en la matriz

intergranular y las microfisuras, mientras que la recarga alóctona está limitada a los sumideros, quebradas ciegas y rocas permeables no karstificadas que sobreyacen al karst.

Finalmente, en la Fig. 24 se esquematizan las diferencias entre la recarga alóctona y autóctona en una cuenca.

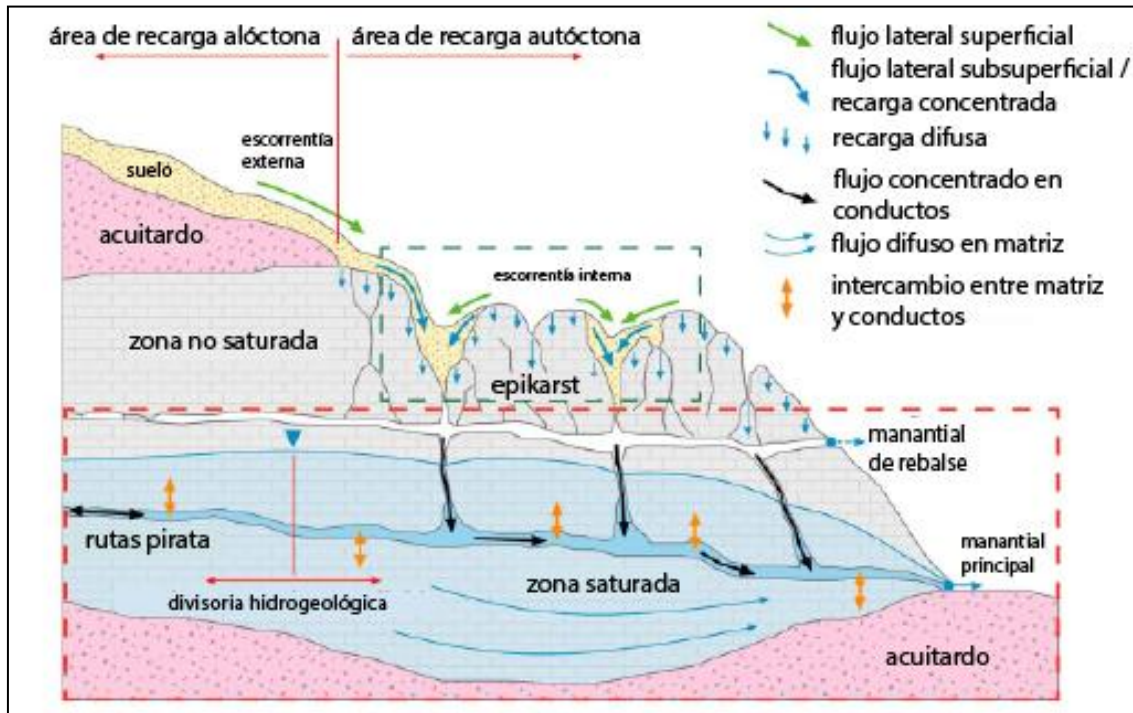


Fig. 24. Diagrama esquemático que muestra las fuentes de recarga autóctona y alóctona.

Modificado de Hartmann *et al.* (2014).

3.9 Modelos hidrogeológicos conceptuales

Los métodos e insumos descritos anteriormente permite llegar a modelos hidrogeológicos conceptuales, que son representaciones de las unidades hidrogeológicas y los sistemas de flujo del agua subterránea y son la base para cualquier otras investigaciones hidrogeológicas, por ejemplo recarga, hidrogeoquímica, contaminación e incluso modelos numéricos, (Betancur *et al.*, 2012).

Según Anderson *et al.* (2015) el modelo conceptual comprende, entre otros:

- Los parámetros hidráulicos de cada unidad hidrogeológica.
- La posición de las superficies freática o piezométrica.
- Las condiciones de flujo subterráneo.
- Las zonas y procesos de recarga.
- Evaluación de las reservas.

De acuerdo con Stone (1999), la elaboración de un modelo hidrogeológico conceptual implica tres pasos indispensables:

- Compilación de información geológica e hidrogeológica previa.
- Caracterización del medio geológico e hidrogeológico a través de pruebas y observaciones de campo.
- Síntesis de la información recabada en un modelo conceptual coherente.

Naturalmente, la calidad de los modelos hidrogeológicos depende de la calidad de la información utilizada, la cual, a su vez, se ve limitada por los recursos financieros (Bredehoeft, 2005).

White (1999) señala que un modelo hidrogeológico conceptual de un acuífero kárstico es una construcción compleja y multivariable, que involucra los elementos como la recarga alóctona, la interacción con el medio superficial y los sistemas de fracturas profundas, lo anterior se resume en la Fig. 25.

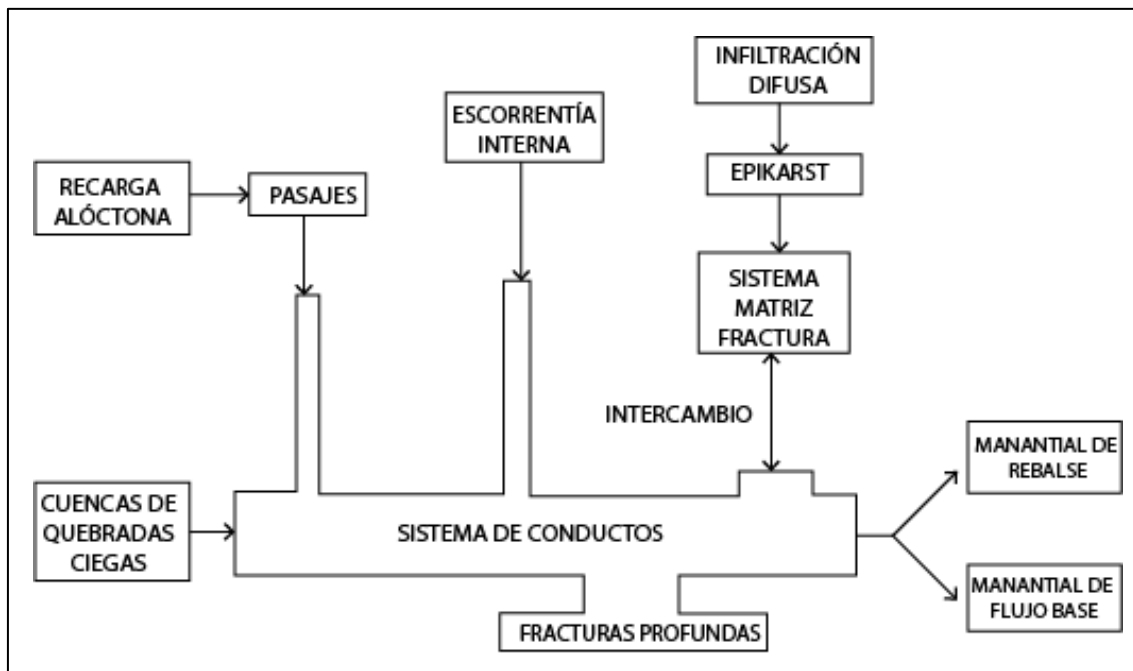


Fig. 25. Elementos a considerar en el modelo conceptual de un acuífero kárstico. Tomado de White (1999).

4 CAPÍTULO IV: MARCO GEOLÓGICO

4.1 Contexto regional de la cuenca San Carlos

El área de estudio se ubica en la cuenca San Carlos, la cual Astorga *et al.* (1991) caracterizan como una cuenca trascarco tipo *rift*, cuya apertura se dio en el Mioceno con un estilo de deformación normal en la dirección NW-SE y otro de tipo compresivo de orientación E-W.

Barboza *et al.* (1997) analizan perfiles sísmicos y perforaciones petroleras y sugieren un emplazamiento sobre una ofiolita del Cretácico con estructuras en flor positivas y plegamientos (Barboza *et al.*, 1997).

Entre las primeras menciones de las rocas sedimentarias de esta cuenca se encuentran las de Malavassi y Madrigal (1970) quienes reportan areniscas calcáreas y lutitas de color verde que denominan Formación Machuca y le asignan una edad Oligoceno con base en criterios estratigráficos. También, definen la Formación Venado como una secuencia sedimentaria de origen marino (ambiente de estero o marisma) conformada por calizas, carbón, lutitas, limolitas y areniscas de edad Mioceno Medio.

Sen Gupta *et al.* (1986) extendieron la edad de la formación hasta el Mioceno Superior con base en la fauna de ostrácodos e indican que se encuentra sobreyacida discordantemente por las lavas del Cerro la Mina con una edad K/Ar de $6,1 \pm 0,6$ Ma.

Obando (1986) añade que también está sobreyacida por lavas andesíticas del Plioceno-Cuaternario y Pizarro (1993) señala que la cobertura sobreyacente incluye rocas piroclásticas del Cuaternario.

Calvo y Bolz (1987) interpretan la secuencia de la Formación Venado como como un estuario lagunar con una barra arenosa bioclástica externa abierta al mar Caribe durante el Mioceno Medio, reconocen dos sistemas deposicionales, uno de laguna y otro de barra arenosa carbonatada y, mediante análisis de microfacies, describen una sedimentación el interlitoral al sublitoral con emersiones temporales.

Gazel *et al.* (2005) reportan la presencia de unidades basálticas del arco volcánico de Sarapiquí que pueden correlacionarse con la Formación Cureña descrita por Malavassi y Madrigal (1970) y datada entre 29,2 y 24 Ma por Alvarado y Gans (2012).

En la Fig. 26 se muestra la columna estratigráfica regional del área de estudio y la distribución de las unidades en el terreno se detalla en la Fig. 35.

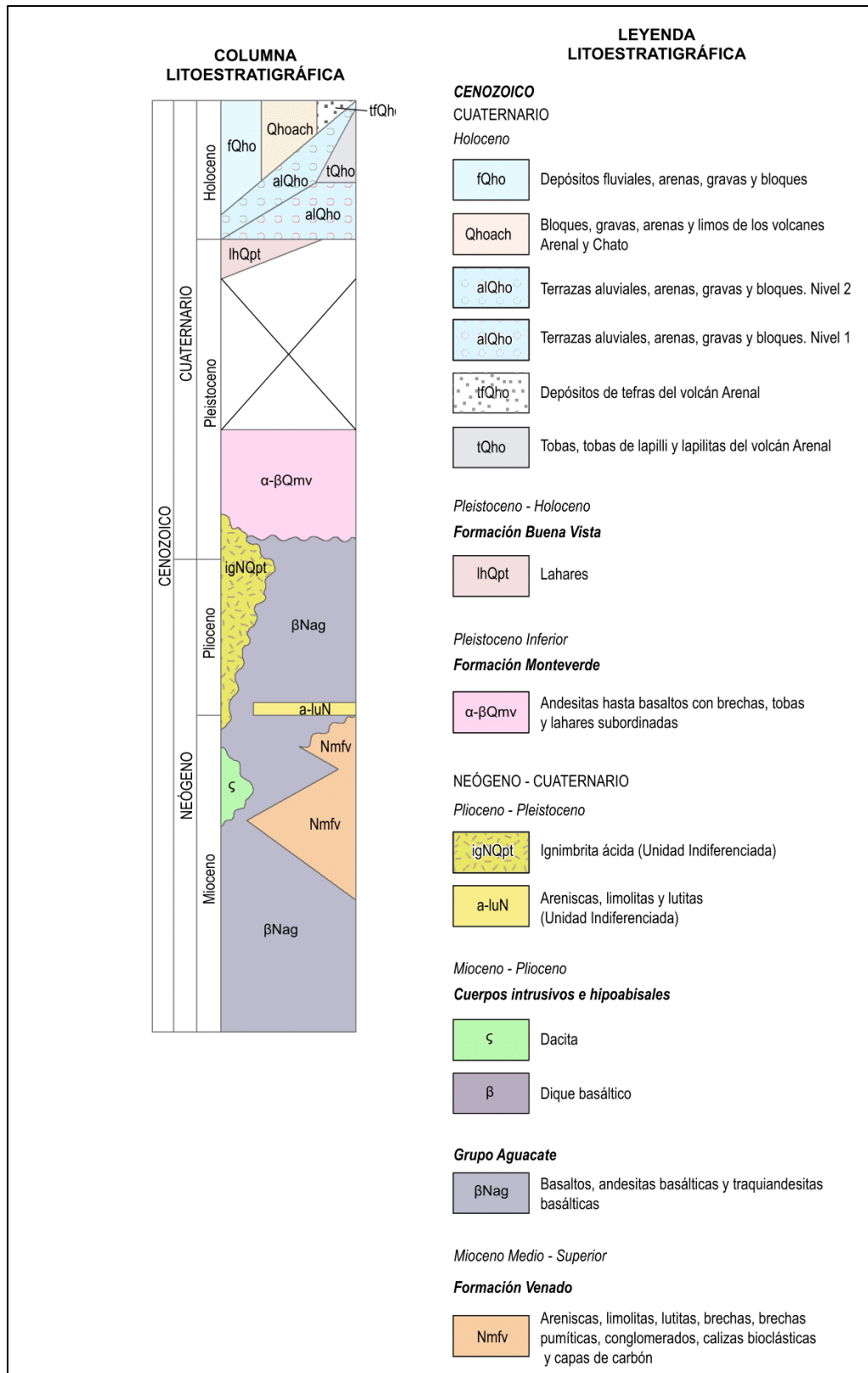


Fig. 26. Columna estratigráfica general de la cuenca San Carlos. Modificada de Rojas-Barrantes (2022).

4.2 Geología regional

Este capítulo se basa en el trabajo de Argüello (2021), el cual se corroboró durante las giras de campo. Según este autor en el área de estudio están presentes las siguientes formaciones geológicas que se describen desde la más antigua a la más reciente.

4.2.1 Formación Venado

Fue definida Malavassi y Madrigal (1970) como una formación sedimentaria marina compuesta por calizas, lutitas, limolitas y areniscas con fauna de ostrácodos, bivalvos y foraminíferos cuya exposición se da en los cauces de los ríos La Muerte y Burío, así como en las quebradas El Túnel, Jicarito y Pataste.

Según Obando (1986) la formación aflora en los alrededores de Florencia y corresponde con una secuencia de calizas, lutitas, limolitas, areniscas de diversas granulometrías, tobitas, capas de carbón y conglomerados. Además, señala que se encuentra rodeado por materiales volcánicos y aflora por ventanas de erosión.

Argüello (2021) divide la formación en litofacies de areniscas, lutitas, calizas, conglomerados y brechas. En la Fig. 27 se observa un afloramiento de las litofacies de calizas en la margen izquierda del río La Muerte y en la Fig. 28 un afloramiento de areniscas finas en el cauce del río Nilo.



Fig. 27. Afloramiento de calizas en la margen izquierda del río La Muerte. Coordenadas 417593/1167149.

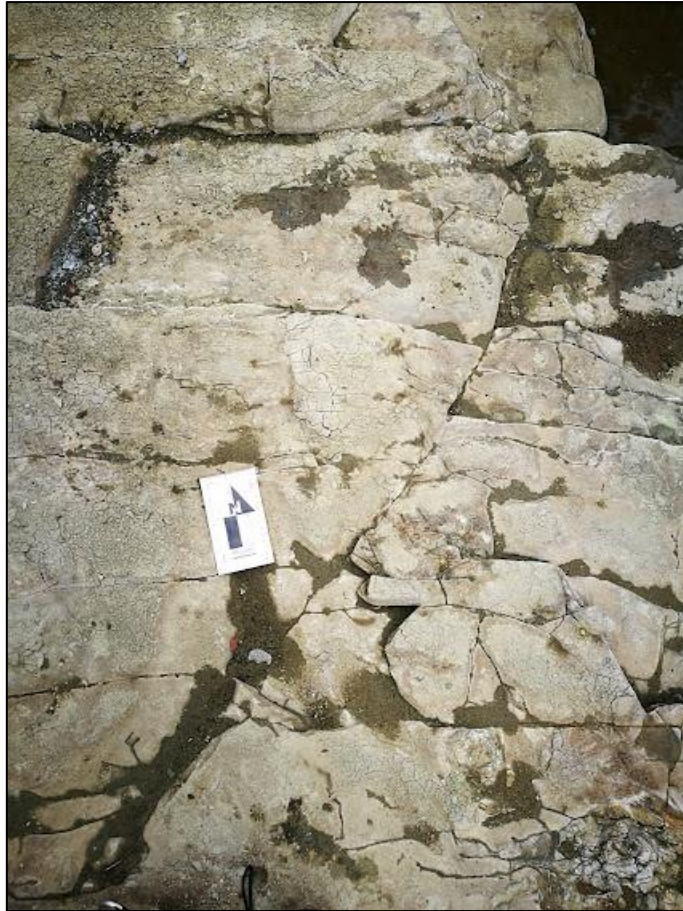


Fig. 28. Afloramiento de areniscas finas en el cauce del río El Nilo. Coordenadas 418376/1166697. Fotografía cortesía de A. Argüello.

Obando (1986) indica que el ambiente de depositación de la Formación Venado fue litoral a infralitoral, con ambientes que varían desde pantanos marinos y marismas hasta ambientes marino somero con aguas poco agitadas. Tanto Calvo y Bolz (1987) como Sen Gupta *et al.* (1986) añaden que la depositación ocurrió en a estuarios lagunares con barra arenosa externa o bahías poco profundas y salobres. Alvarado y Gans (2012) correlacionan el material volcániclastico de la Formación Venado con el vulcanismo ácido de Nicaragua.

Según el modelo mostrado en la Fig. 29, la depositación se dio en un ambiente marino, con abundante aporte de materia orgánica y material volcánico proveniente del continente.

Argüello (2021) estima un espesor de 60 m para las litofacies de calizas, mientras que Rojas-Barrantes (2022) calcula que el espesor total de la Formación Venado podría superar los 1500 m. Obando (1986) afirma que esta la formación se encuentra sobreyacida de forma discordante por los lahares de la Formación Buenavista, las lavas del río Nilo y piroclastos del volcán Arenal,

mientras que Pizarro (1993) reporta que, en el pozo Tonjibe, la Formación Venado sobreyace rocas volcánicas del Grupo Aguacate.

Autores como Malavassi y Madrigal (1970) y Sen Gupta *et al.* (1986) datan estas rocas entre el Mioceno Medio y Tardío con base en dataciones paleontológicas, mientras que Rojas-Barrantes (2022) reporta dataciones del sistema U-Th-Pb en circones detríticos, con edades entre los 6,8 y 11 Ma (Mioceno Superior).

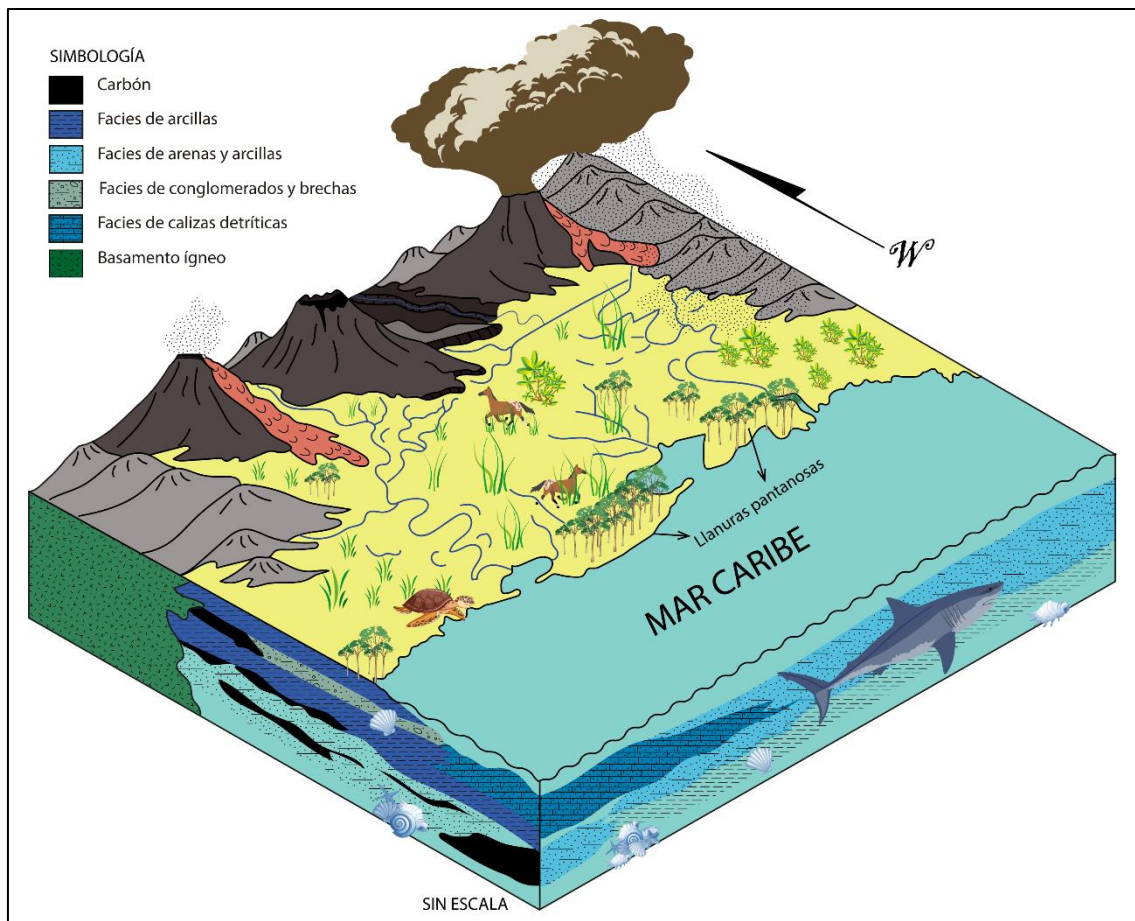


Fig. 29. Bloque diagrama esquemático en el que se muestra el paleo ambiente en que se depositaron las rocas de la Formación Venado. Modificado de Obando (1986).

4.2.2 Formación Grifo Alto

Alvarado y Gans (2012) afirman que, frecuentemente, el vulcanismo no asociado a los complejos ofiolíticos o a los estratovolcanes cuaternarios fue enmarcado dentro del Grupo Aguacate, no fue hasta el trabajo de Denyer y Arias (1991) que se definió que en la región central del país el Grupo Aguacate está conformado por dos eventos magmáticos mayores, uno más antiguo (Formación La Cruz) basculado y concordante con la secuencia sedimentaria infrayacente y otro

subhorizontal y más reciente que recubre de forma discordante la secuencia volcánica de finales del Terciario (Formación Grifo Alto).

Según Žáček *et al.* (2010) para la zona de Miramar, la formación comprende basaltos, andesitas basálticas, brechas volcánicas, tobas y sedimentos volcánicos, las cuales presentan alteraciones hidrotermales, piritización y laterización.

En la zona de Venado, Argüello (2021) la divide en basaltos del río Nilo, dacitas La Tigra y doleritas del cerro La Mina (Fig. 30).



Fig. 30. Cerro La Mina visto desde el SW en las coordenadas 416921/1167140. Este corresponde a una andesita hipoabisal que intruye los sedimentos de la Formación Venado.

Geoquímicamente, la formación varía lavas de toleíticas hasta calco-alcalinas (Žáček *et al.*, 2010) y su espesor puede superar los 500 m (Rojas-Barrantes, 2022).

Rojas-Barrantes (2022) señala que es muy probable que la Formación Grifo Alto esté cubierta por depósitos volcánicos de la Formación Monteverde y que, tenga un contacto inferior lateral e incluso intruya la Formación Venado.

Las edades de las lavas varían entre 8,71 y 5,24 Ma (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) según las dataciones radiométricas de Rojas-Barrantes (2022).

4.2.3 Formación Monteverde

Cháves y Sáenz (1974) definieron la Formación Monteverde como una secuencia de lavas andesíticas con intercalaciones de brechas, tobas y lahares que afloran en las partes altas de la Cordillera de Tilarán.

Argüello (2021) detalla que en la zona de Venado de San Carlos se encuentran lavas, piroclastos y lahares que se asocian a la Formación Monteverde, la cual tiene un importante grado de alteración que puede llegar hasta suelos lateríticos (Fig. 31).



Fig. 31. Afloramiento sumamente meteorizado de la Formación Monteverde ubicado en un corte de la carretera que comunica Jicarito con Venado (coordenadas 419734/1168215) donde ser observan bloques lávicos contenidos en una matriz arcillo-arenosa.

Cháves y Sáenz (1974) interpretan que la Formación Monteverde se originó como erupciones fisurales y Žáček *et al.* (2010) añaden que pertenece a la serie calco-alcalina con mucho potasio. Rojas-Barrantes (2022) estima un espesor para esta formación de 150 m y muestra una columna estratigráfica en la que la formación sobreyace a las rocas del Grupo Aguacate y se encuentra sobreyacida por depósitos recientes.

La edad de la Formación Monteverde, varía entre 1,77 y 1,71 Ma (Pleistoceno Inferior) según dataciones radiométricas K/Ar de una andesita del Tajo Bellavista y la Finca Mirón, respectivamente (Žáček *et al.*, 2010).

4.2.4 Formación Bellavista

Malavassi y Madrigal (1970) la definen como depósitos laháricos con una matriz arenosa o arcillosa, mal seleccionada y con muchos óxidos de hierro.

Obando (1986) describe afloramientos caóticos, masivos y con estratificación grosera muy localizada, mientras que Echandi (1986) detalla que su proveniencia se asocia la Cordillera de Guanacaste.

Rojas-Barrantes (2022) afirma que el espesor podría superar los 100 m, mientras que Obando (1986) indica que sobreyace a la Formación Venado y está cubierta por piroclastos del volcán Arenal.

Su rango de edad se restringe al Plio-Pleistoceno (Obando, 1986).

4.2.5 Depósitos aluviales del Cuaternario

Echandi (1986) señala que los aluviones están compuestos por arena y bloques redondeados, principalmente de composición volcánica, los cuales están cerca de los ríos La Muerte, Nilo y la quebrada El Pato.

Argüello (2021) detalla que en los depósitos aluviales es posible distinguir hasta tres niveles de terrazas asociados al levantamiento tectónico regional y/o una incisión del cauce (Fig. 32).

4.2.6 Piroclastos Recientes

Argüello (2021) indica que los depósitos piroclásticos varían entre tobas de ceniza y lapillis que, en ocasiones, presentan pómez y líticos, tienen un espesor de entre 30 y 60cm y están recubiertos por un paleosuelo.

La mayoría de los depósitos aluviales están cubiertos por piroclastos recientes del volcán Arenal que según Soto y Alvarado (2006) van desde los 7000 años hasta el presente.



Fig. 32. Sedimentos de granulometrías variadas (desde arcillas hasta bloques) depositados por acción del río La Muerte (coordenadas 418529/1167351).

4.2.7 Depósitos de remoción en masa

Argüello (2021) reconoce cinco deslizamientos, tanto activos como inactivos, que asocia a la pendiente, la unión de litologías no consolidados, la alta actividad meteorológica y la presencia de fallas que hacen de la zona vulnerable para presentar deslizamientos.

El principal deslizamiento se denomina Los Menonitas, y está evidenciado por una corona de deslizamiento y grietas superficiales. Este deslizamiento represa una sector de la quebrada el túnel y ocasiona que se formen áreas pantanosas de gran extensión (Argüello, 2021).

4.3 Geología estructural

4.3.1 Estructura local

Argüello (2021) define el Sistema Transtensivo de Venado (STV) que se origina por el cambio de rumbo, de unos 8° hacia el SE, de la falla Fortuna que es una estructura regional, del tipo dextral, con rumbo principal NW-SE y con una traza paralela al sistema de fallas Hacienda-Chiripa.

De acuerdo con este autor, dicho cambio de rumbo ocasiona que en la zona de Venado de San Carlos se forme un sistema transtensivo, o cuenca *pull-apart*, dentro de la cual se reconocen las siguientes fallas:

- F0. Falla Las Pendientes.
- F1. Falla La Muerte.
- F2. Falla La Mina.
- F3. Falla Santa Lucía.
- F4. Falla La Cueva.
- F5. Falla El Túnel.
- F6. Falla La Tigra.
- F7. Falla Canaturia.
- F8. Falla Suampo.

Todas las fallas tienen un rumbo NW-SE, son de tipo dextral, algunas con componente normal y presentan expresiones morfotectónicas como quebradas desplazadas (Fig. 33) sillas de fallas, depósitos cuaternarios represados, drenajes adaptados, escarpes de falla y también evidencias de rupturas subterráneas como espeleotemas quebrados y/o desplazados, indicadores cinemáticos, desplazamiento de pasajes y de drenaje (Argüello, 2021)

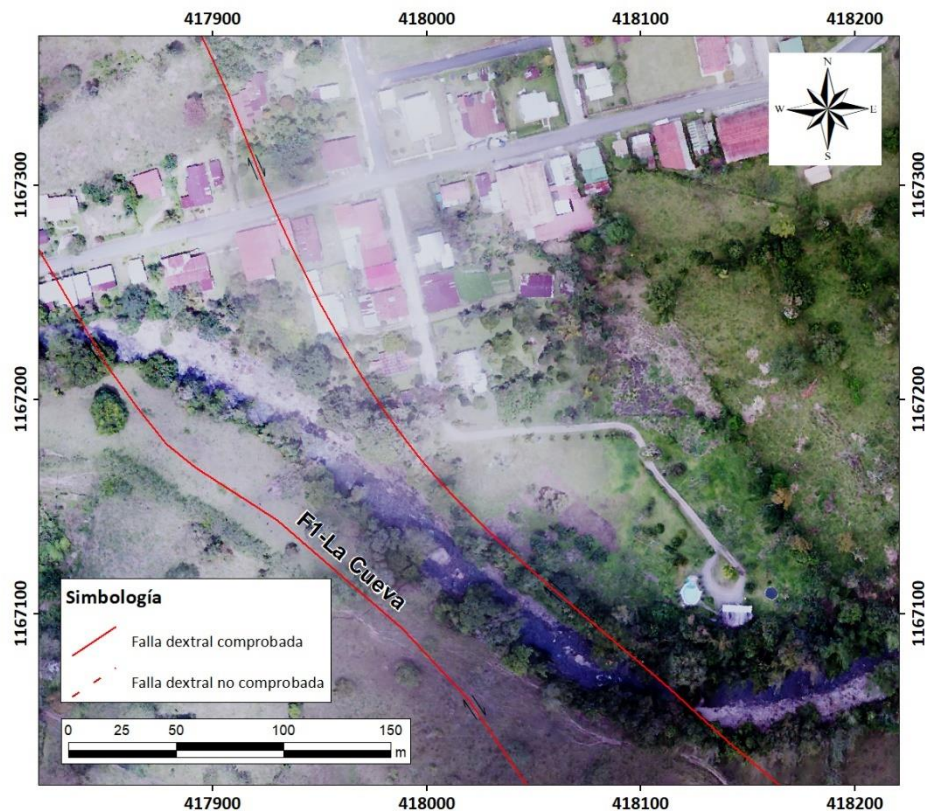


Fig. 33. Evidencia neotectónica de la falla que desplaza el cauce del río en las coordenadas 417931/1167191. Fotografía obtenida por A. Argüello mediante un vehículo aéreo no tripulado (VANT).

4.3.2 Orientación de los estratos

Las cavernas Menonitas y La Higuera se formaron en la dirección de las discontinuidades interestratificación, es decir, que su origen se debe a la acción disolutiva del agua sobre la dirección de buzamiento de las calizas.

Como se observa en la Fig. 34 la dirección de buzamiento predominante en el área, según el levantamiento de campo de Argüello (2021) se encuentra en N40°E y N70°E, con un ángulo entre los 10° y 40°, los cuales cambian abruptamente, especialmente cerca de la traza de las fallas.

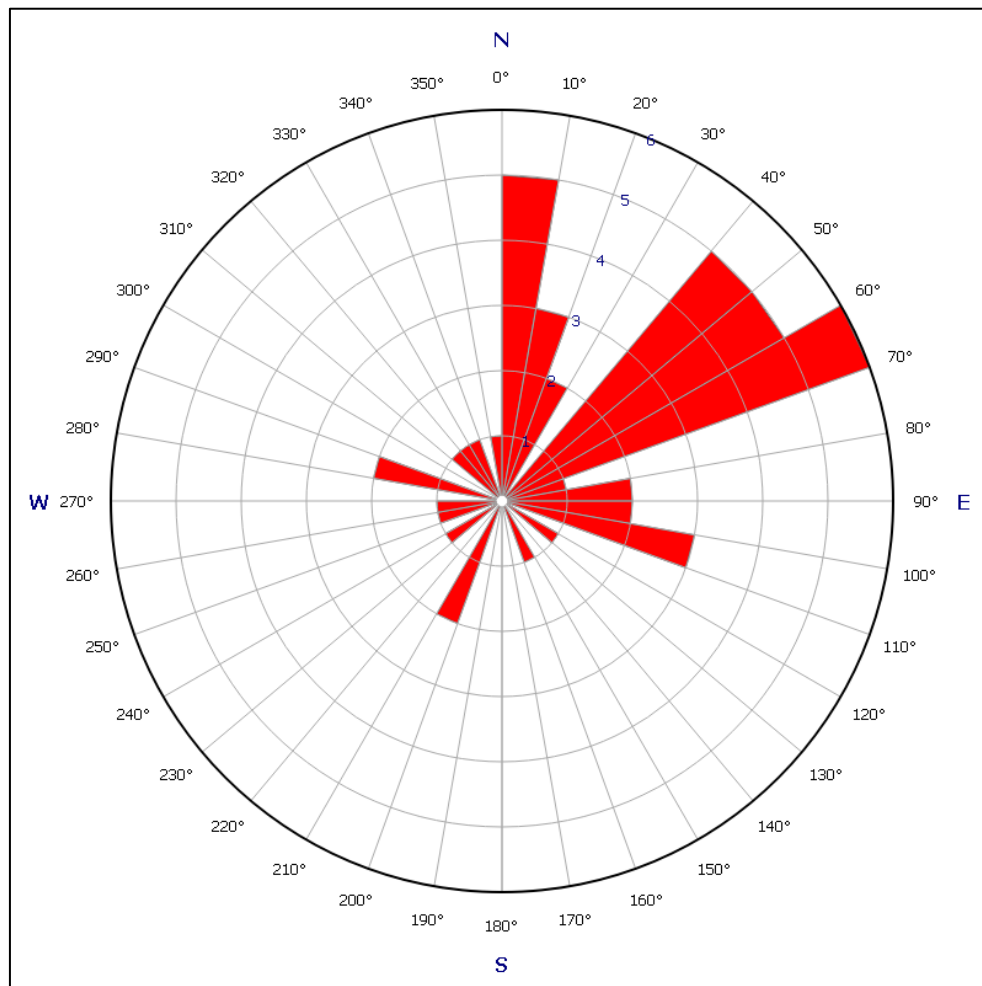


Fig. 34. Diagrama de rosa para los datos de dirección de buzamiento de los estratos. Realizado con datos de Argüello (2021).

Finalmente, en la Fig. 35 se presentan el mapa geológico del área de estudio que muestra la distribución en el terreno de las formaciones geológicas descritas previamente.

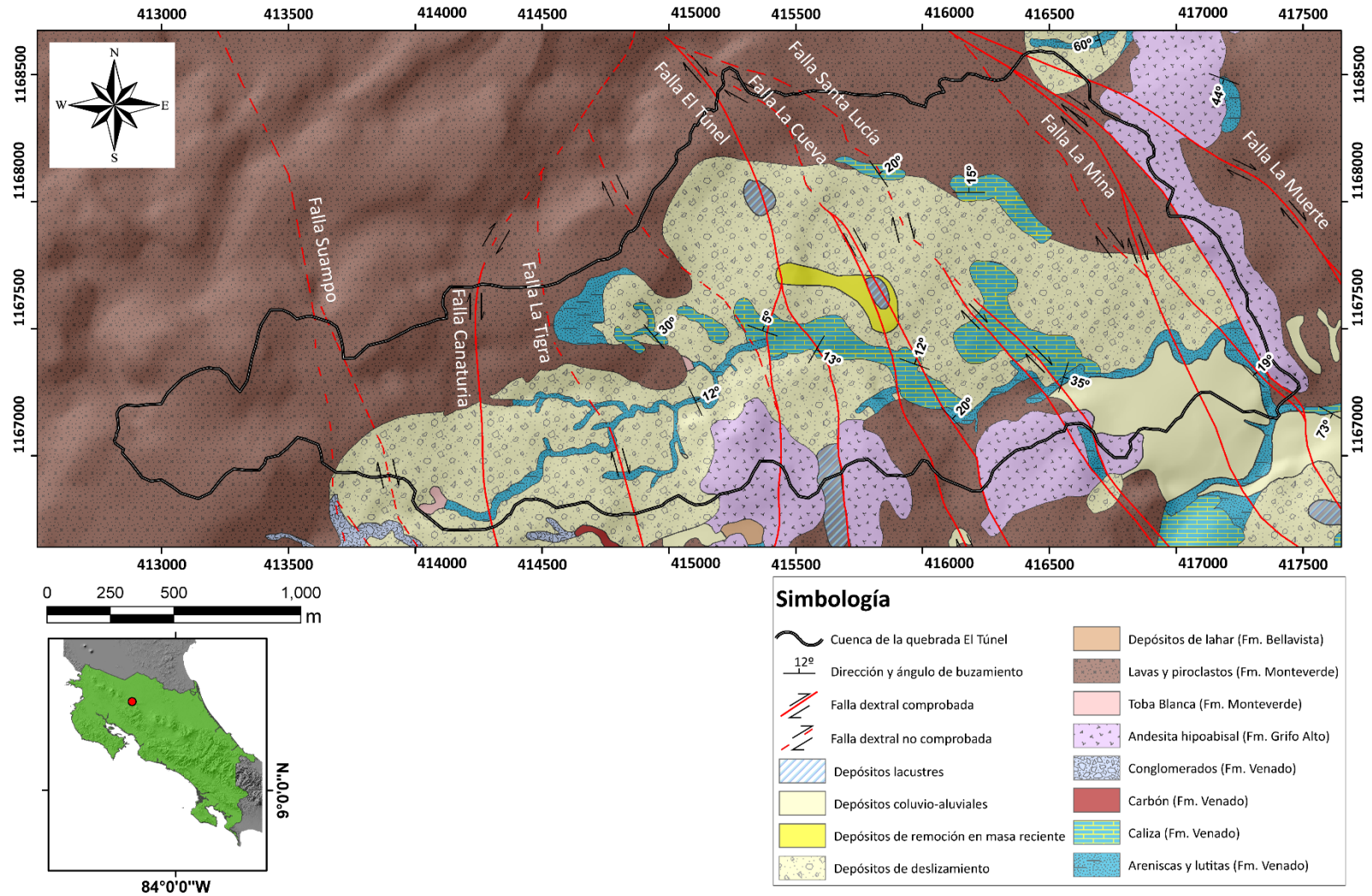


Fig. 35. Geología del área de estudio. Modificado de Argüello (2021).

4.4 Caracterización de las cavernas de la zona

Como se mencionó anteriormente, en las rocas calcáreas de la Formación Venado se presentan estructuras de disolución en donde se desarrolla el acuífero kárstico de Venado.

En el área puede encontrarse formas del exokarst como dolinas, sumideros, surgencias y quebradas ciegas, mientras que en el endokarst se han reconocido tres cuevas principales que suman más de 4,926 km de pasajes cartografiados (Argüello, 2021). Estas se han nombrado Gabinarraca, Menonitas y La Higuera y su ubicación se muestra en la Fig. 36.

Caverna Gabinarraca (CG): conocida popularmente como Cavernas de Venado es la caverna de mayor extensión de la zona y de Costa Rica, con 2351,1 m de pasajes cartografiados (Ulloa y Vargas, 2018) y es la única caverna que recibe turistas con regularidad (Fig. 36).

Según Goicoechea (2008) su nombre en maleku es “*Nharíne-Arraca*” lo cual significa sitio donde está el *Nharíne* (nombre dado por los indígenas maleku al río Venado) y fue la primera en explorarse en la zona a partir de los años 60s.



Fig. 36. Entrada a la cueva Gabinarraca en las coordenadas 416058/1167227. La coloración verdosa del agua se debe a que en ese momento se desarrollaba una prueba de trazadores.

Esta cueva posee cinco accesos conocidos (boca Principal, boca del Potrero, boca Escalera al Cielo, boca de La Cruz y boca de La Culebra), el agua proviene, principalmente, de la Sala 8 y la Sala de la NSS y a largo de la cueva existen varios tributarios (Los Estrechos, Boca del Potrero y

otros) que se unen al drenaje principal y salen por la boca de la cueva Gabinarraca (Anexo 2 – plano de la cueva Gabinarraca).

Su forma general es rectilínea, no obstante, en la porción sur (entre la boca Principal y Escalera al Cielo) presente un patrón entrelazado (Fig. 37) típico de las cavernas cuya espeleogénesis se relaciona a las inundaciones periódicas (Ulloa *et al.*, 2021).

La dirección principal de esta cueva es N30°W, la cual es casi perpendicular a la dirección de las cuevas Menonitas e Higuera, lo cual es explicado por Argüello (2021) al señalar que esta caverna se formó cuando el agua generó el ensanchamiento de las fracturas asociadas a la falla La Cueva, razón por la cual esta caverna tiene pasajes y salas de mayores dimensiones que las cavernas cercanas (diámetro promedio de 4,8 m).

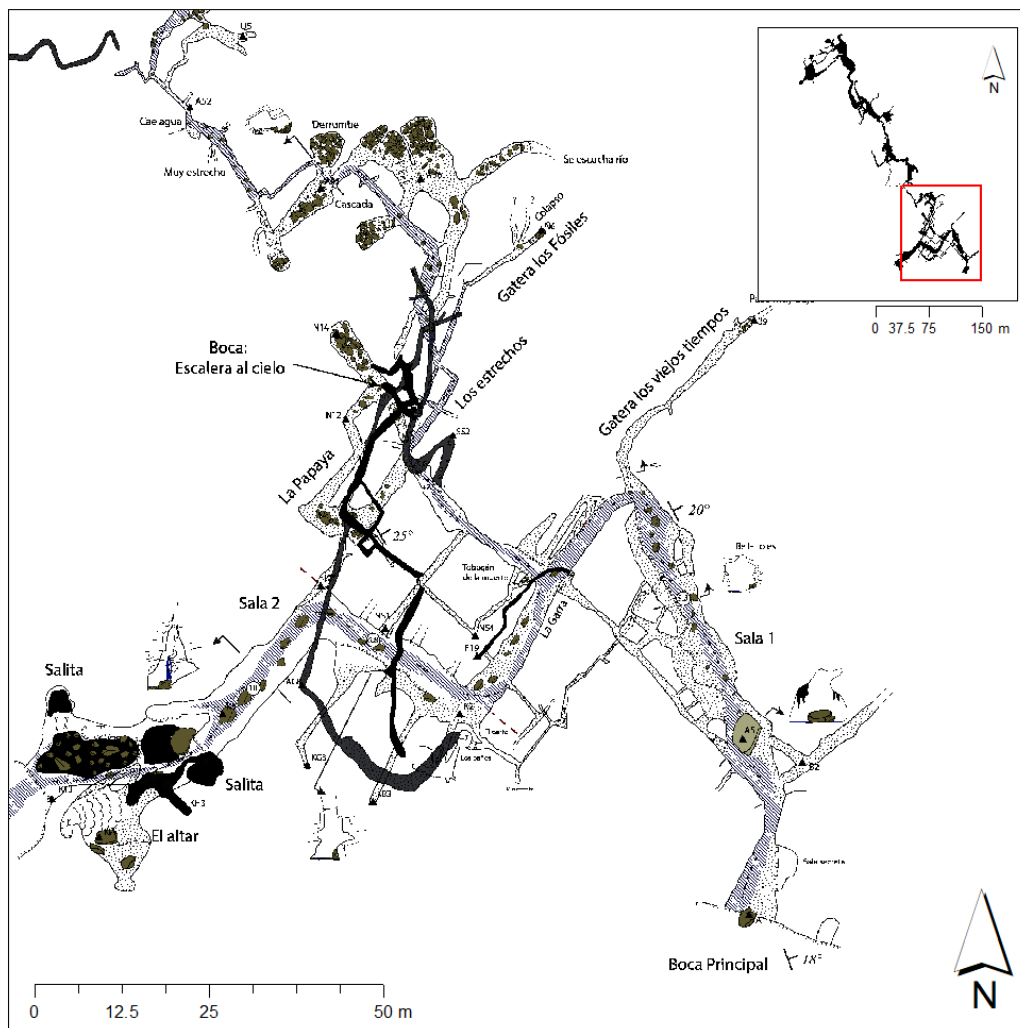


Fig. 37. Sector de la caverna Gabinarraca cuyo patrón entrelazado sugiere una espeleogénesis por inundación. Modificado de Ulloa y Vargas (2018).

Caverna Menonitas (CM): esta caverna se extiende por 1620,2 m que fueron cartografiados por Ulloa y Vargas (2014).

Su nombre se debe a que está ubicada en el terreno que perteneció a personas de la comunidad menonita que aún en la actualidad residen en la zona de Venado.

Esta cueva posee dos accesos conocidos, la boca Principal y el sumidero Sofocas, el cual constituye el principal ingreso conocido de agua desde la superficie, la cual proviene de la descarga de las nacientes Menonitas 1 y 2, unos 500 m aguas arriba (coordenadas 414084/1167710)

Esta caverna es del tipo fisural, con pasajes más angostos que las cavernas Gabinarraca e Higuera, su forma de la cueva es rectilínea con dirección es N30°E, lo cual es coincidente con el buzamiento de los estratos de caliza, por lo que Argüello (2021) interpreta que su formación se asocia a la disolución en las discontinuidades interestratificación (Fig. 38).



Fig. 38. Canal freático dentro de la caverna Menonitas. En su mayoría los pasajes de esta caverna son del tipo fisural. Fotografía cortesía de V. Carvajal.

Caverna La Higuera (CH): esta cueva tiene una longitud cartografiada de 954,3 m (Argüello *et al.*, 2020) y aunque se conoce desde finales de años 60, hasta 2019 fue posible ingresar y mapearla, pues en otras ocasiones el acceso se encontraba colmatada de sedimentos.

Esta cueva tiene gran cantidad de sedimentos en sus paredes, lo que se asocia a una génesis influenciada por procesos de inundación y al aporte de un deslizamiento ubicado en los terrenos topográficamente elevados ubicados al NW (Argüello, 2021).

En la cueva se conocen tres entradas de agua, las sala Raíces, Nevada y Cuarta (Anexo 2 – plano de la caverna Menonitas), de las cuales el origen del agua no ha sido corroborado.

De acuerdo con Ulloa *et al.* (2021) su forma general es de un lazo con dirección N60°E y posee tanto pasajes desarrollados a lo largo de los planos de estratificación como otros afectados por fallas, principalmente en su porción W (Fig. 39)



Fig. 39. Sala Nevada dentro de la caverna Higuera. Fotografía cortesía de V. Carvajal.

En la Fig. 40 se muestra la ubicación general de los sistemas de cueva, mientras que los planos detallados se encuentran en los archivos complementarios del artículo de Ulloa *et al.* (2021), los cuales se reproducen en el Anexo 2 de este trabajo.

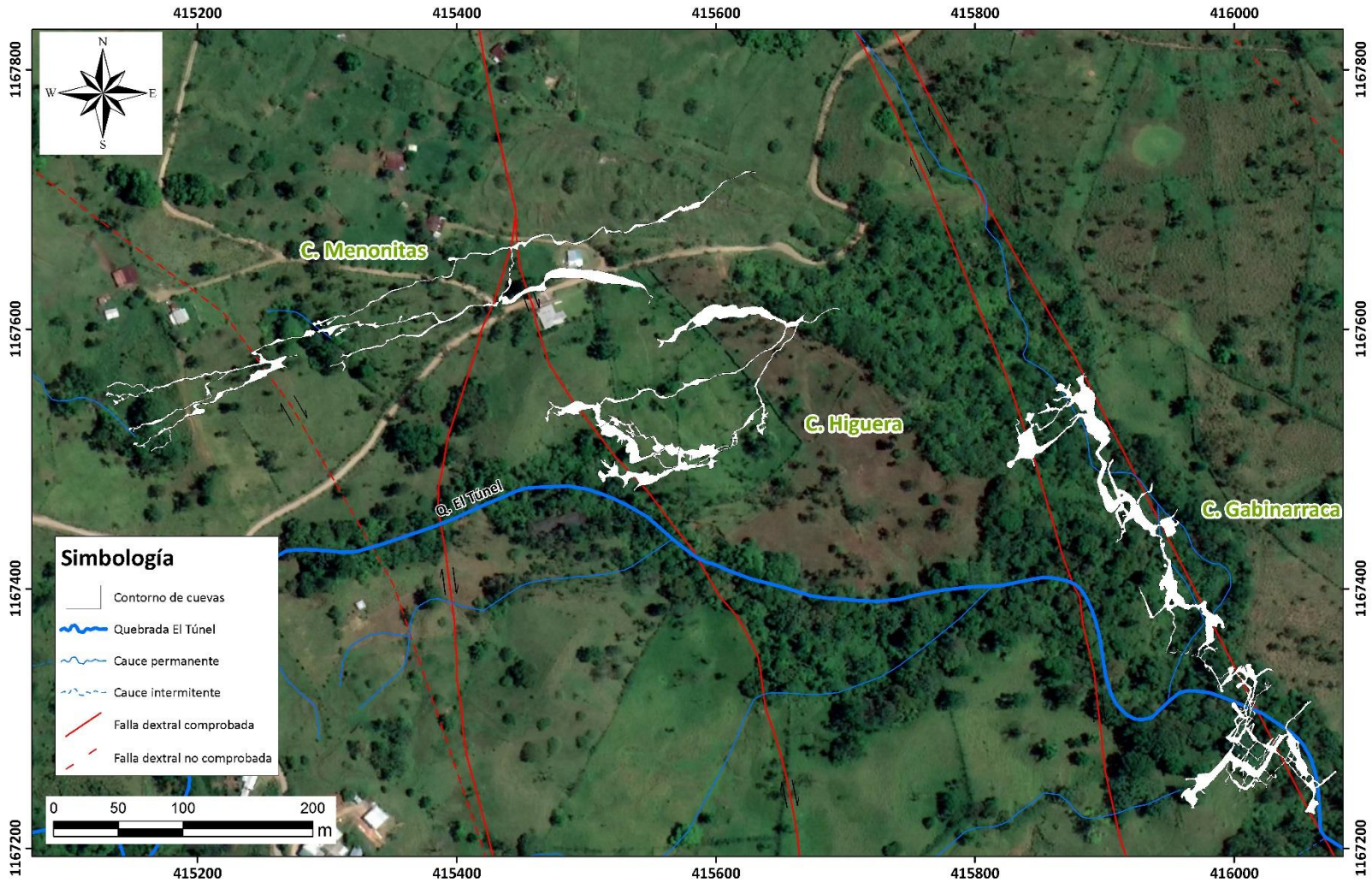


Fig. 40. Mapa de ubicación de las tres cuevas principales del área de estudio.

5 CAPITULO V: CONEXIÓN HÍDRICA ENTRE LOS SISTEMAS DE CAVERNAS

A pesar de la extensa y exhaustiva exploración espeleológica del sistema kárstico de la zona que se había realizado previo a este estudio, aún hay dudas sobre la dirección del flujo del agua subterránea, especialmente en los sectores que no son accesibles a la observación directa ya sea por la estrechez de los pasajes, o porque se encuentran obstruidos por sedimentos.

Otros autores realizaron este tipo de ensayos previamente. Por ejemplo, Goicoechea (2008) comprobó la conexión hídrica entre la boca Potrero y la Sala 2 en la caverna Gabinarraca.

Recientemente, Ulloa *et al.* (2021) corroboran las conexiones entre las cavernas Gabinarraca, Menonitas e Higuera, no obstante, señalan una serie de incertidumbres en las mediciones tales como la baja concentración de trazadores detectadas y el efecto de las condiciones climáticas cuando aplicó el tinte.

Los ensayos realizados para el presente estudio solventaron algunas de las limitaciones encontradas anteriormente, para lo cual se empleó fluoresceína como trazador, la cual no interacciona con las arcillas (Goldscheider y Drew, 2007) y se llevaron a cabo en días donde no se presentaron intensas lluvias que produjesen turbidez en el agua (Fig. 41).



Fig. 41. Condiciones en la caverna Gabinarraca, sector Boca de La Cruz (Anexo 2), el 05 de septiembre de 2021, previo al inicio del ensayo de trazadores. Se observa agua cristalina y ninguna carga sedimentaria en suspensión.

En todos los casos se aplicaron 100 g de fluoresceína de sodio como trazador y se tomaron muestras con una frecuencia temporal de 5 min. Los equipos utilizados se describen en la sección 2.3.2.

5.1 Conexión cavernas Menonitas (CM)-Gabinarraca (CG)

La prueba se llevó a cabo el 05 de septiembre de 2021, la inyección se hizo a las 11:33 am en la caverna Menonitas (pasaje Burbujas de Colores) y se monitoreó, durante 6 horas y 50 minutos (de 10:05 a 16:55), el agua de la caverna Gabinarraca, sector Boca de la Cruz (Fig. 42).

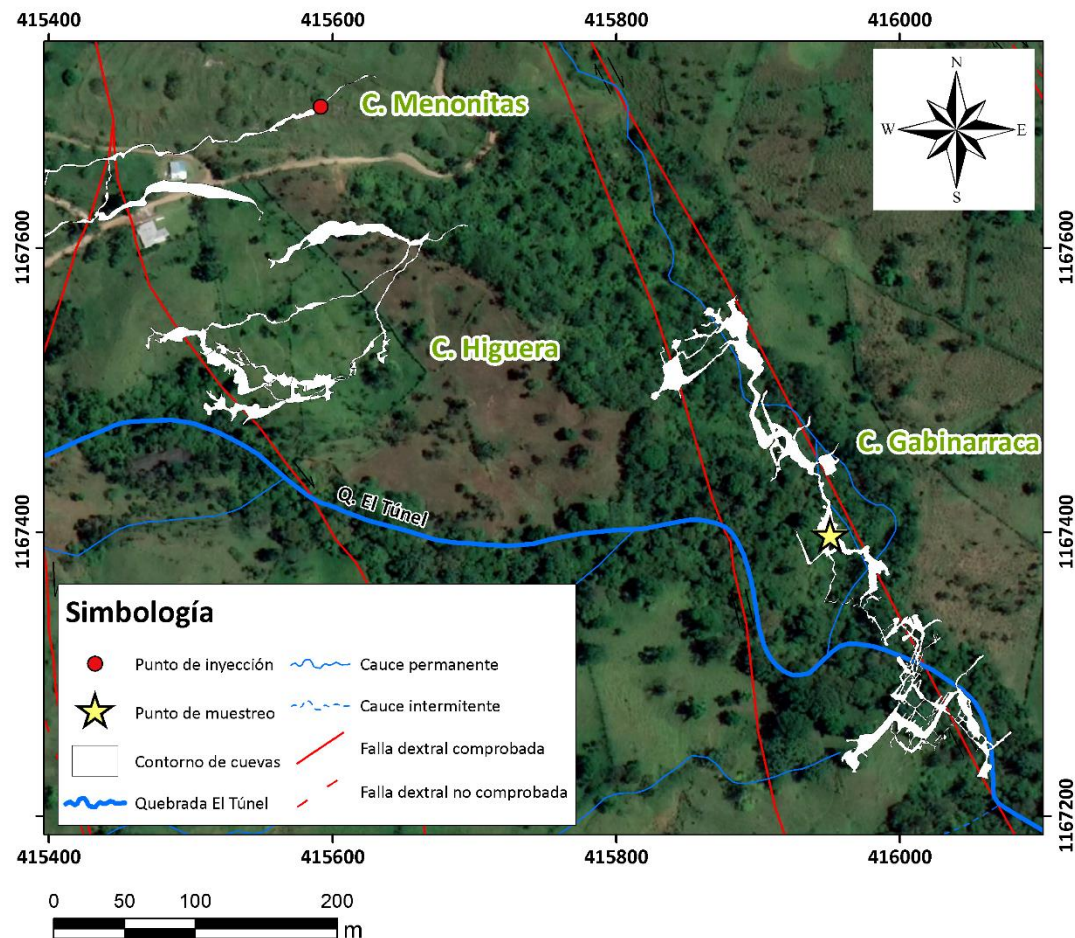


Fig. 42. Ubicación de los puntos de inyección y muestreo de la prueba de trazadores para determinar la conexión entre las CM y CG.

El arribo del trazador se corroboró visualmente a las 15:49, 4 horas y 16 minutos luego de la inyección, e instrumentalmente a las 15:40, es decir, 4 horas y 7 minutos luego de su inyección (Fig. 43).

El agua presentó una coloración verde visible al ojo hasta las 16:55 (momento en el que finalizó el muestreo) y continuó así por, al menos, una hora más.



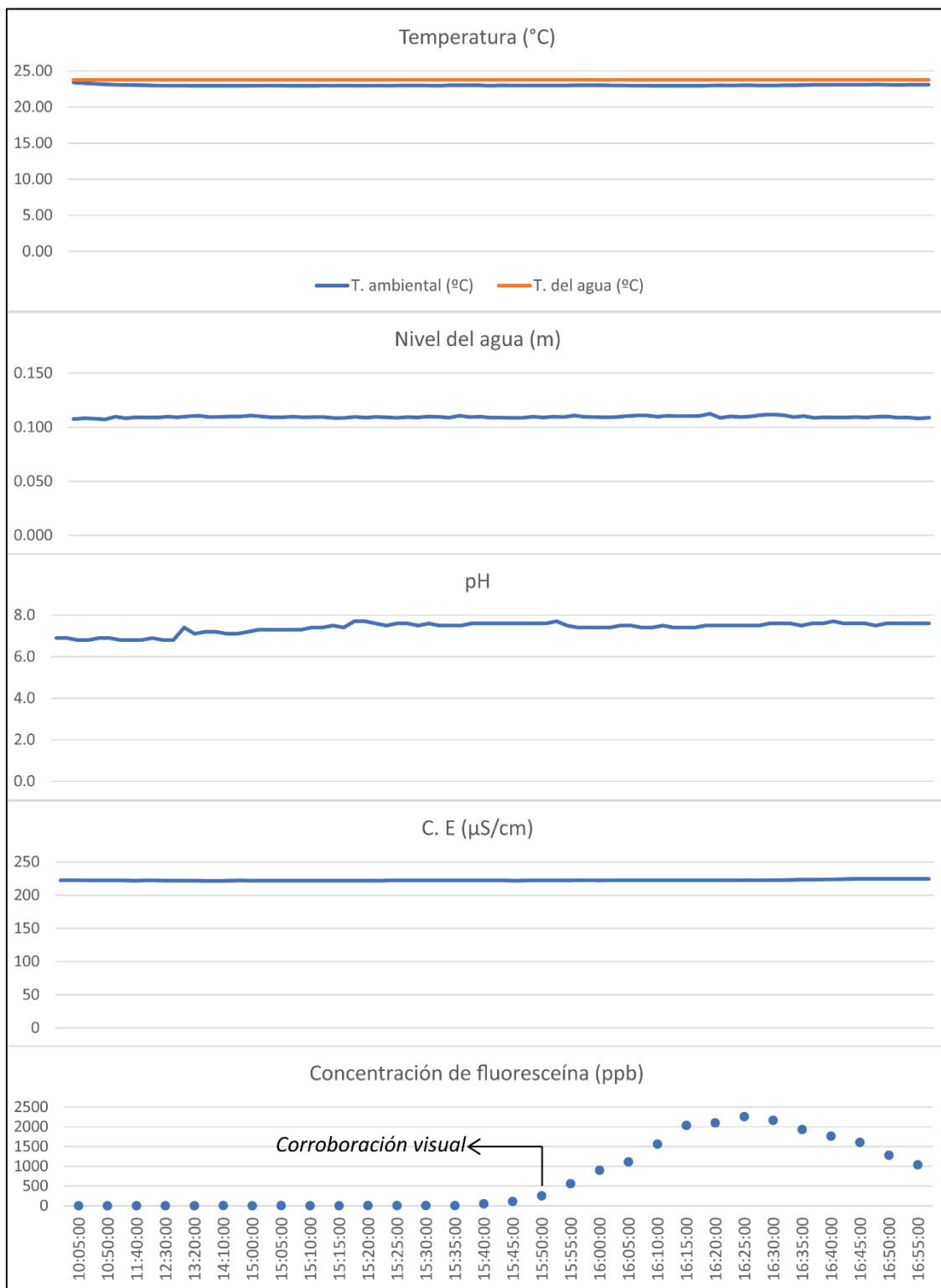
Fig. 43. Arribo del trazador al punto de muestreo en la CG. Sector boca de La Cruz, caverna Gabinarraca (Anexo 2).

En la curva de agotamiento del Gráfico 3 se observa que al terminar la ventana de observación aún continúa tinte circulando, no obstante, hay un aparente arribo del centro de masa a las 16:25 (4 horas y 5 minutos) luego de la inyección.

La temperatura, el nivel y la conductividad del agua se mantuvieron constantes durante toda la prueba, igualmente no hubo turbidez visible ni aguaceros en la superficie.

Además del sumidero Sofocas, la caverna Menonitas posee dos entradas de agua adicionales denominadas Chimenea de Lluvia y Secretos Profundos (Fig. 44), de las cuales no se conoce el punto en superficie de ingreso, por lo que se interpreta que el agua proviene de la infiltración difusa en la zona vadosa, la cual está constituida por sedimentos limosos y arcillosos que tienen una alta porosidad, pero una baja permeabilidad, lo cual ocasiona que transmitan el agua de forma sumamente lenta y se dé un retardo entre la infiltración y la descarga en el sistema de cuevas.

Gráfico 3. PFQ del agua y curva de agotamiento del trazador para la conexión entre CM y CG.



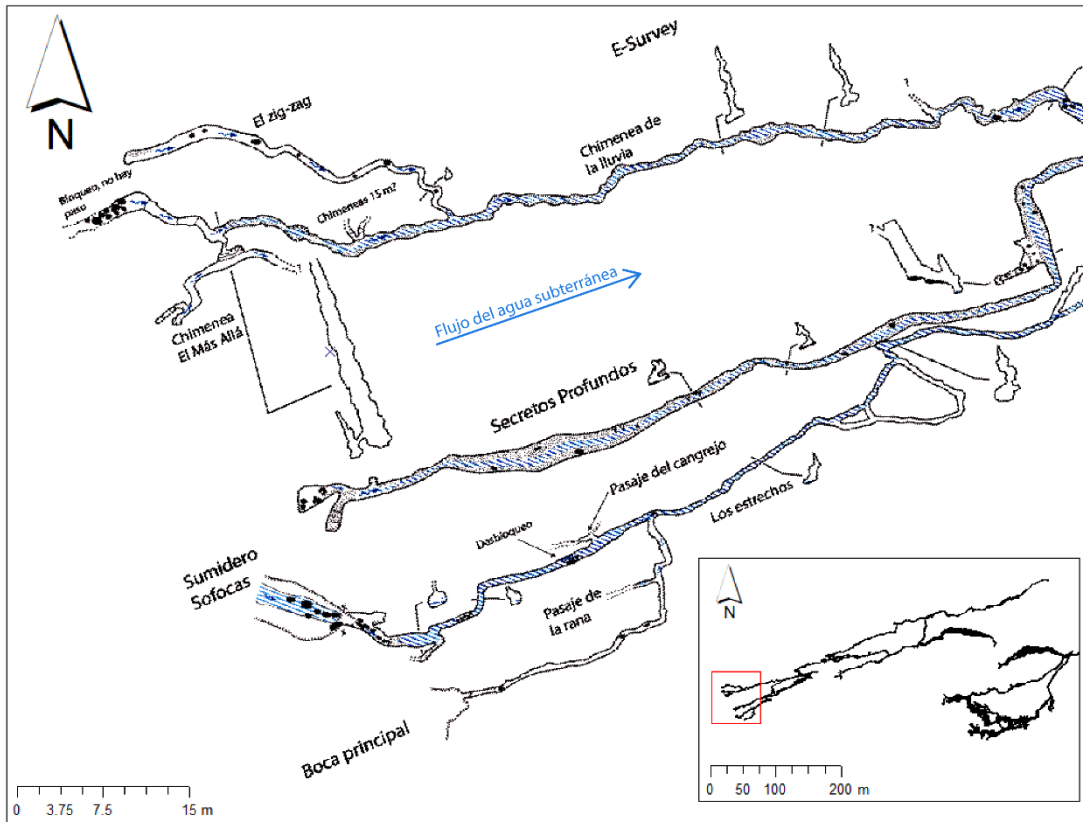


Fig. 44. Ingresos de agua de la Caverna Menonitas, el sumidero Sofocas proviene de la descarga de las nacientes Menonitas, mientras que se interpreta que el sector Secretos Profundos y Chimenea de la Lluvia se recarga a través de la infiltración en la zona no saturada. Modificado de Ulloa y Vargas (2014).

5.2 Conexión cavernas La Higuera (CH)-Gabinarraca (CG)

La prueba se llevó a cabo el 06 de septiembre de 2021 y la inyección se hizo a las 10:33 am, en la caverna La Higuera (sector Sifón) y se monitoreó, durante 5 horas y 20 minutos (de 10:20 a 15:40), el agua de la caverna Gabinarraca, sector Boca de la Cruz (Fig. 45).

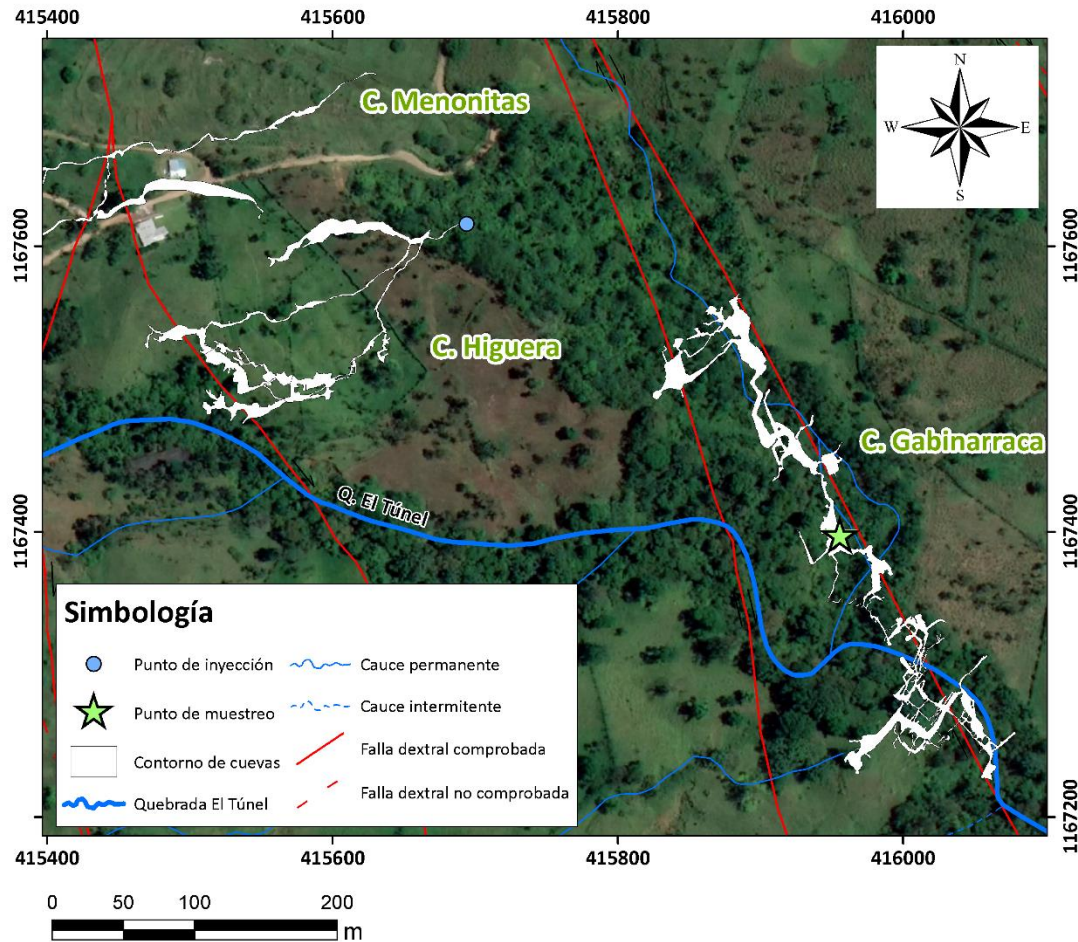


Fig. 45. Ubicación de los puntos de inyección y muestreo de la prueba de trazadores para determinar la conexión entre la CH y CG.

El arribo del trazador se corroboró visualmente a las 12:57, 2 horas y 24 minutos luego de la inyección, e instrumentalmente a las 12:55, 2 horas y 22 minutos luego de su inyección (Fig. 46). El agua se mantuvo la coloración verde hasta las 14:45.

En la curva de agotamiento del Gráfico 4 se observa que se obtuvo un muestreo completo de la curva de agotamiento del trazador, el arribo del centro de masa se da cerca de las 13:15 (3 horas y 42 minutos luego de la inyección) y a las 14:45 ya se había regresado a los valores del fondo.

La temperatura, el nivel, el pH y la conductividad permanecieron constantes durante todo el experimento y al final de las mediciones, a las 15:40, se encontraba totalmente cristalina.

Gráfico 4. PFQ del agua y curva de agotamiento del trazador para la conexión CH y CG.

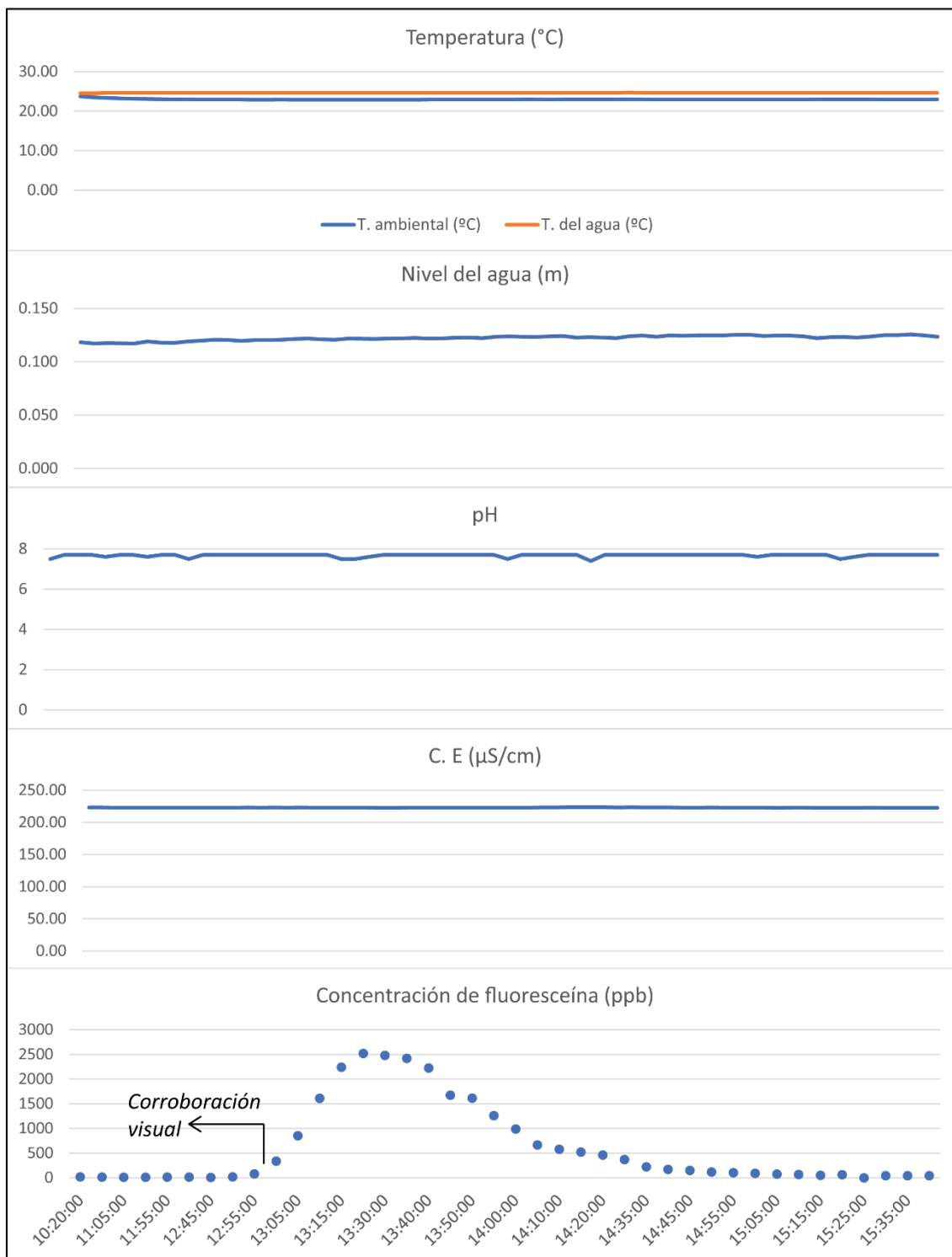




Fig. 46. Arribo del trazador en la CG proveniente de la CH. Se observan los “*eppendorf*” usados para tomar las muestras. Caverna Gabinarraca, sector Boca de La Cruz (plano en Anexo 2).

5.3 Ingreso de agua a la caverna La Higuera (CH)

La CH posee tres entradas de agua conocidas, las Salas Nevada y Raíces en el sector oeste y la Sala Cuarta en el sector norte, sin embargo, se desconocía el origen del caudal en superficie (Fig. 47).

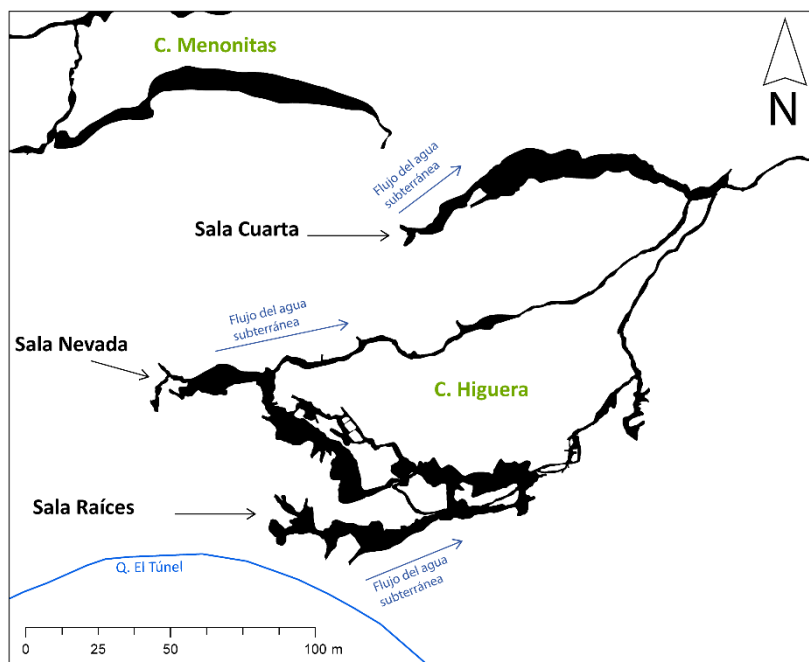


Fig. 47. Esquema de ingresos de agua a la CH (salas Raíces, Nevada y Cuarta).

Se programaron tres pruebas de trazadores con monitoreo de los tres ramales para determinar el punto de infiltración, los puntos de inyección escogidos fueron:

- Quebrada El Túnel en las coordenadas 415208/1167437.
- Sumidero La Rasta en las coordenadas 414974/1167451.
- Sumidero *Blue Jeans* en las coordenadas 415032/1157593.

No obstante, debido a que al momento de la visita al campo tanto el Sumidero La Rasta como *Blue Jeans*, se encontraban secos, sólo se pudo realizar la prueba con la quebrada El Túnel como punto de inyección. En la Fig. 49 se muestra la ubicación de estos puntos en el terreno.

5.3.1 Quebrada El Túnel

La prueba se llevó a cabo el 27 de diciembre de 2021 y la inyección se hizo a las 11:10 am, en la quebrada El Túnel (coordenadas CRTM05: 415208/1167437) y se monitoreó, durante 5 horas (de 10:05 a 15:05), el agua de la caverna Higuera, sector Sifón, simultáneamente en el Pasaje de la Peristalsia y en Sala Cuarta.

En la Fig. 48 se muestra la inyección del trazador en el cauce de la quebrada El Túnel.



Fig. 48. Inyección de la fluoresceína en la quebrada El Túnel (coordenadas 415208/1167437).

El arribo del trazador se corroboró visualmente a las 11:45, 35 minutos luego de la inyección. El tinte provino, únicamente del Pasaje de la Peristalsia, mientras que el Pasaje Ochomogo y la Sala Cuarta se no variaron su coloración durante todo el experimento.

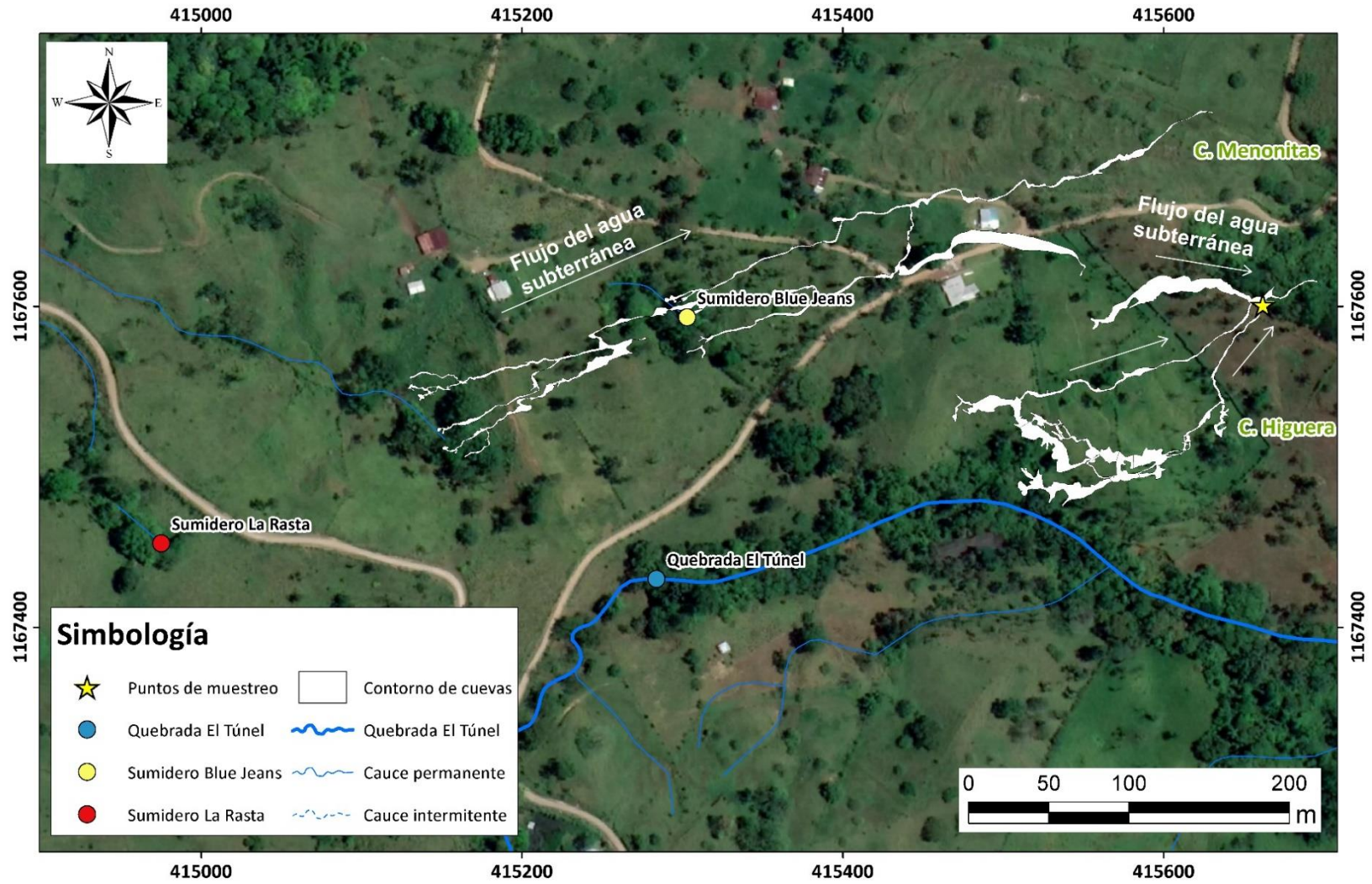


Fig. 49. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo e inyección para determinar el origen del agua de la CH.

5.3.2 Sumideros La Rasta y Blue Jeans

El sumidero La Rasta corresponde a una fractura vertical con rumbo N46°E que, se infiere, descarga en el pasaje Sala Cuarta de la cueva La Higuera. El 17 de febrero de 2022 se realizó una visita al sitio con el objetivo de comprobar esta conexión a través de una prueba de trazadores, no obstante, no había flujo agua que permitiera hacer la inyección.

Por su parte, el sumidero Blue Jeans, ubicado sobre la caverna Menonitas, corresponde a una fractura de dirección S que podría descargar en el sector Sala Nevada de la caverna Higuera. Al igual que con el sumidero La Rasta, el 17 de febrero de 2022 este sumidero no presentaba ningún caudal que permitiera realizar la prueba de trazadores. Al ingresar a la caverna La Higuera, se constató que tanto el pasaje Ochomogo como la Sala Cuarta mantenían una descarga constante de agua, por lo cual se interpretan varios posibles orígenes del flujo:

- El agua entra a estos pasajes por los sumideros Blue Jeans y La Rasta, no obstante, en profundidad estos se encuentran ocluidos por sedimentos ralentizan el flujo del agua, por lo que, aunque los sumideros estén secos, los pasajes aún descargan el agua que ingresó durante la época lluviosa anterior.
- El agua que alimenta estos canales ingresa por la zona no saturada, la cual es de grano fino, muy porosa, pero de baja conductividad, por lo que el agua que se está descargando corresponde a la que ingresó durante la época lluviosa anterior.
- El agua ingresa a través de puntos de infiltración en la quebrada El Túnel que no han sido ubicados.
- El agua ingresa a través de pasajes mayores o incluso cuevas que no han sido exploradas aún.

Las cuatro teorías, o incluso la combinación de varias, se consideran igualmente factibles, pues en diversas exploraciones dentro de la CH se han observado sedimentos finos que recubren las paredes y el piso de la caverna, los cuales se asocian a los procesos de remoción en masa que ocurren en las zonas topográficamente elevadas en la superficie (Fig. 50). En cualquier caso, es probable que ambos fenómenos ocurran, es decir, el ingreso al acuífero se da a través del flujo preferencial por las estructuras de disolución y por la infiltración del agua meteórica en la zona no saturada, por lo que es necesario realizar las pruebas de trazadores durante la época lluviosa e investigar a detalle el perfil del suelo en los escarpes ubicados sobre las salas Nevada y Cuarta.

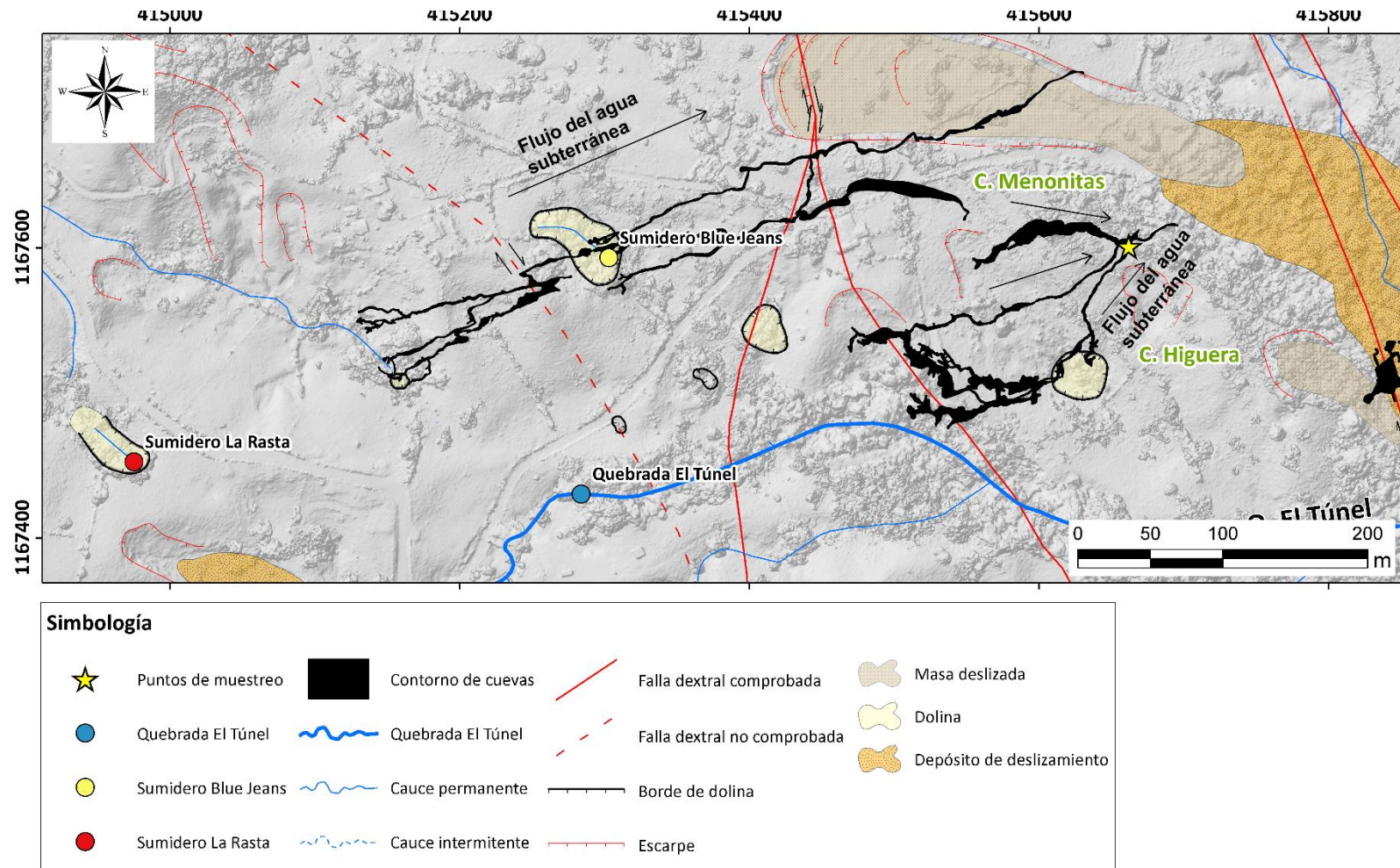


Fig. 50. Posibles puntos de ingreso del agua a la caverna Higuera ubicados en el contexto de las estructuras geológicas superficiales. La base corresponde al levantamiento fotogramétrico con VANT realizado por Argüello (2021).

5.4 Otros ingresos de agua en la caverna Gabinarraca (CG)

El 18 de febrero de 2022 se realizaron dos pruebas de trazadores adicionales para caracterizar otros ingresos menores a la caverna Gabinarraca, dado que las inyecciones se hicieron con poca diferencia de tiempo, se utilizaron dos tintes distintos. En el caso de la poza ubicada sobre la quebrada El Túnel se empleó xanteno rojo y en la inyección dentro de la caverna El Panzazo se introdujo fluoresceína (Tabla 8)

Tabla 8. Resumen del resultado de las pruebas de trazadores realizadas en febrero de 2022.

Punto de inyección	Coord. X	Coord. Y	Tinte	Muestreo	Ingreso	Tiempo aproximado
Poza en quebrada Túnel	415990	1167317	Xanteno rojo	Los Estrechos	10:36	21 min
Caverna El Panzazo	415664	1167394	Fluoresceína	El Altar	12:47	> 3 h

En la Fig. 51 se muestra la ubicación del punto de muestreo y los puntos de inyección de este ensayo.

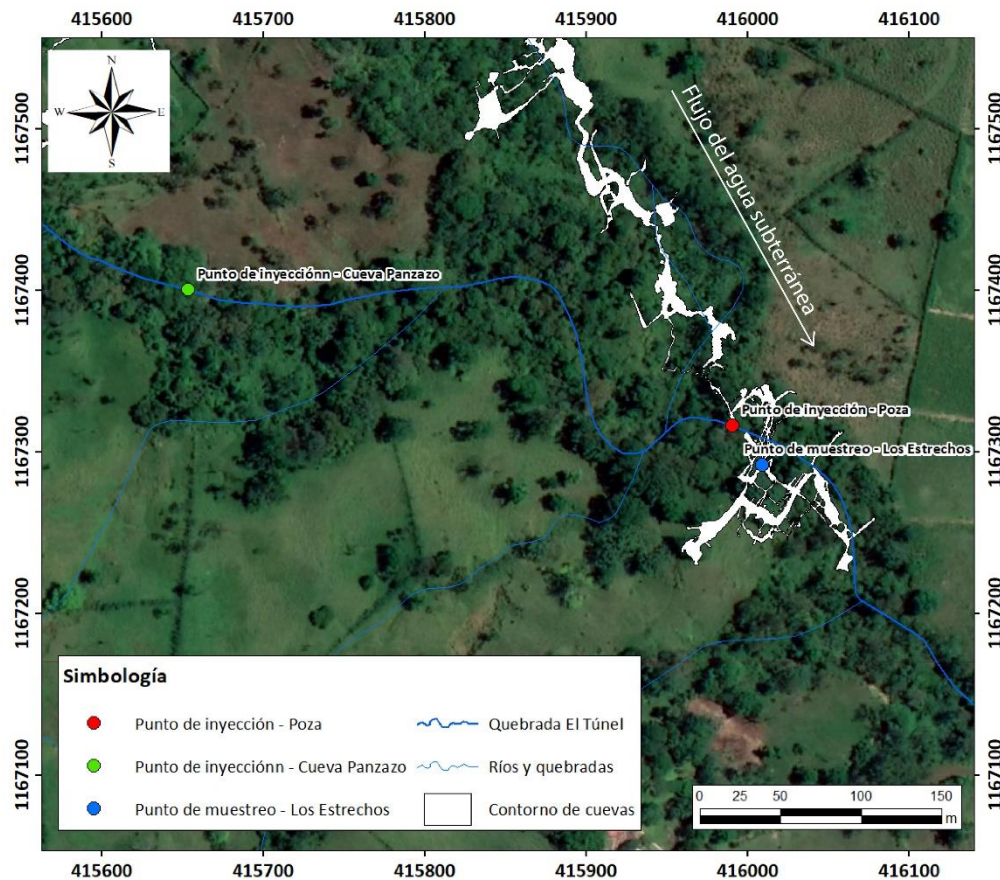


Fig. 51. Mapa de ubicación de los puntos de muestreo e inyección para determinar otros ingresos de agua en la CG.

En estos ensayos no se realizó un muestreo detallado debido a que únicamente se pretendía corroborar cualitativamente las rutas de ingreso del agua a la caverna.

El trazador inyectado en la quebrada El Túnel se detectó de forma casi inmediata en la cueva en forma de goteo desde el techo de la caverna, lo cual indica que existe percolación vertical directa entre el cauce de la quebrada El Túnel y la caverna Gabinarraca en el sector de Los Estrechos (Fig. 52).



Fig. 52. Inyección de xanteno rojo en el cauce de la quebrada El Túnel (izquierda) y su arribo a la CG (derecha) al sector Los Estrechos (anexo 2). Fotografías cortesía de N. Montoya y S. Miller.

Por su parte, el trazador inyectado en la cueva El Panzazo se observó en Gabinarraca luego de aproximadamente 3,5 horas e ingresó a través de una fracturada localizada en la Sala 2.

Aunado a lo anterior se conoce por observación directa que, a través de las dolinas como la Boca de La Cruz y Boca de la Culebra, la precipitación ingresa directamente a la caverna y no puede descartarse que el goteo que frecuentemente se da por los espeleotemas provenga de la infiltración en el epikarst.

5.5 Definición de la dirección de flujo del agua subterránea en el acuífero kárstico

A partir de la información generada con las pruebas de trazadores y de la observación directa, se definió que en el acuífero kárstico existen tres flujos principales que convergen en la descarga a través de la entrada principal a la caverna Gabinarraca (Fig. 53).

5.5.1 Flujo NW

Se origina en las nacientes Menonitas, las cuales escurren como agua superficial por cerca de 500 m e ingresan al sistema kárstico a través del sumidero Sofocas.

5.5.2 Flujo W

Comienza en la quebrada El Túnel, la cual ingresa a la caverna Higuera por la Sala Raíces. Además, recibe aportes del agua que se infiltra en la zona no saturada, o a través de los sumideros La Rasta y *Blue Jeans*, e ingresa a la cueva por las salas Nevada y Cuarta.

5.5.3 Convergencia

Se da aguas debajo de la unión entre los flujos NW y W, lo cual ocurre por influencia de la falla La Cueva, que ingresa a la caverna Gabinarraca por el sector Sala 8 y descarga en la boca principal. El flujo también recibe aporte de las aguas superficiales y subterráneas a través de tres mecanismos:

- Recarga a través de otras cavernas, lo que se refleja en la conexión con las cavernas Menonitas, Higuera y El Panzazo.
- Recarga directa a través de la zona no saturada o a través de dolinas que funcionan como macroporos, tal es el caso de la boca de La Cruz y la boca de La Culebra.
- Recarga a través de la percolación de ríos influentes, en este caso de la quebrada El Túnel.

Es importante destacar que todas las cuevas tienen áreas potencialmente explorables en la dirección del flujo del agua subterránea, no obstante, el ingreso requiere remover sedimentos o rocas de gran tamaño, lo cual a pesar de ser tardado permitiría elucidar posibles flujos de agua subterránea desconocidos hasta el momento.

5.6 Cálculo de la velocidad de flujo

Según los datos obtenidos de las pruebas de trazadores se calcularon las siguientes velocidades de flujo del agua subterránea (Tabla 9).

Tabla 9. Cálculo de la velocidad de flujo del agua subterránea.

Prueba	Distancia (m)*	Tiempo de arribo (s)	Velocidad de flujo	
			m/s	m/h
C. Menonitas - C. Gabinarraca	610	14 820	0,04	144
C. Higuera-C. - Gabinarraca	460	8520	0,05	180
Q. Túnel – C. Higuera	520	2100	0,25	900
Promedio			0,11	396

* Medida siguiendo el contorno de la cueva.

Al tratarse de aguas subterráneas estos valores son altos si se les compara con medios porosos tradicionales, no obstante, las altas velocidades de flujo son usuales en medios cavernosos, por ejemplo, Sauter (1992) midió velocidades de hasta 140 m/d, con base en trazadores artificiales, en el acuífero kárstico de Gallusquelle en Alemania.

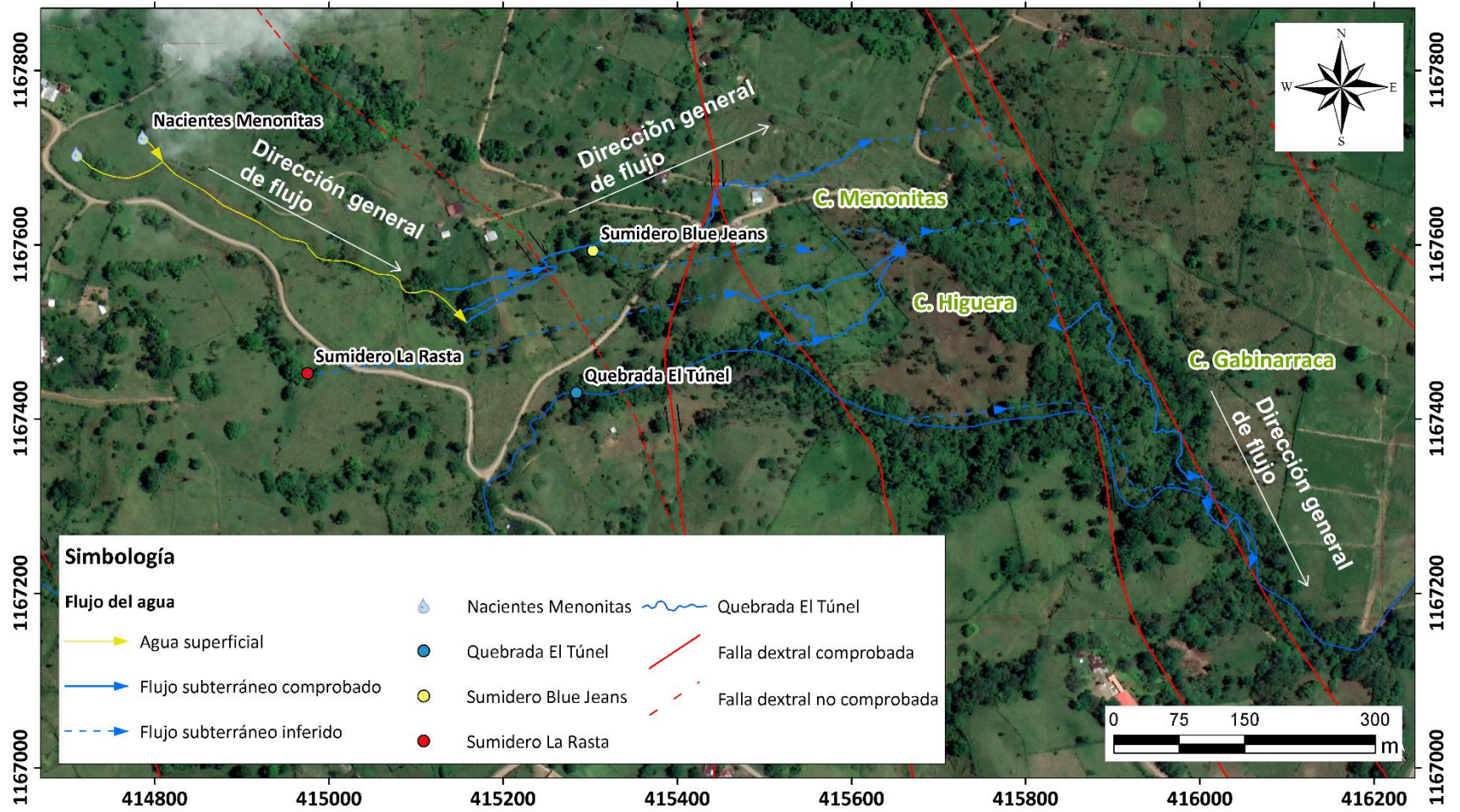


Fig. 53. Red de flujo del agua subterránea en el acuífero kárstico.

6 CAPÍTULO VI: MONITOREO PROLONGADO DEL AGUA SUBTERRÁNEA

Se realizó durante un año (entre el 04 de marzo de 2020 y el 24 de mayo de 2021) y consistió en la medición, a través de transductores de presión tipo *data logger*, descritos en la sección 2.3.2, de los siguientes parámetros fisicoquímicos (PFQ) del agua:

- Temperatura del agua.
- Conductividad eléctrica.
- Altura de la columna de agua (que se convierte a caudal de descarga).

De forma paralela se monitoreó, con igual frecuencia, la presión atmosférica y la temperatura ambiental de la caverna Gabinarraca, ya que estos son necesarios para la compensación barométrica de la altura de columna de agua.

6.1 Monitoreo de parámetros del agua subterránea

El monitoreo se realizó en la boca de la caverna Gabinarraca (coordenadas CRTM05 416057/1167232), pues en este punto se descarga toda el agua que recorre el acuífero kárstico (Fig. 54).

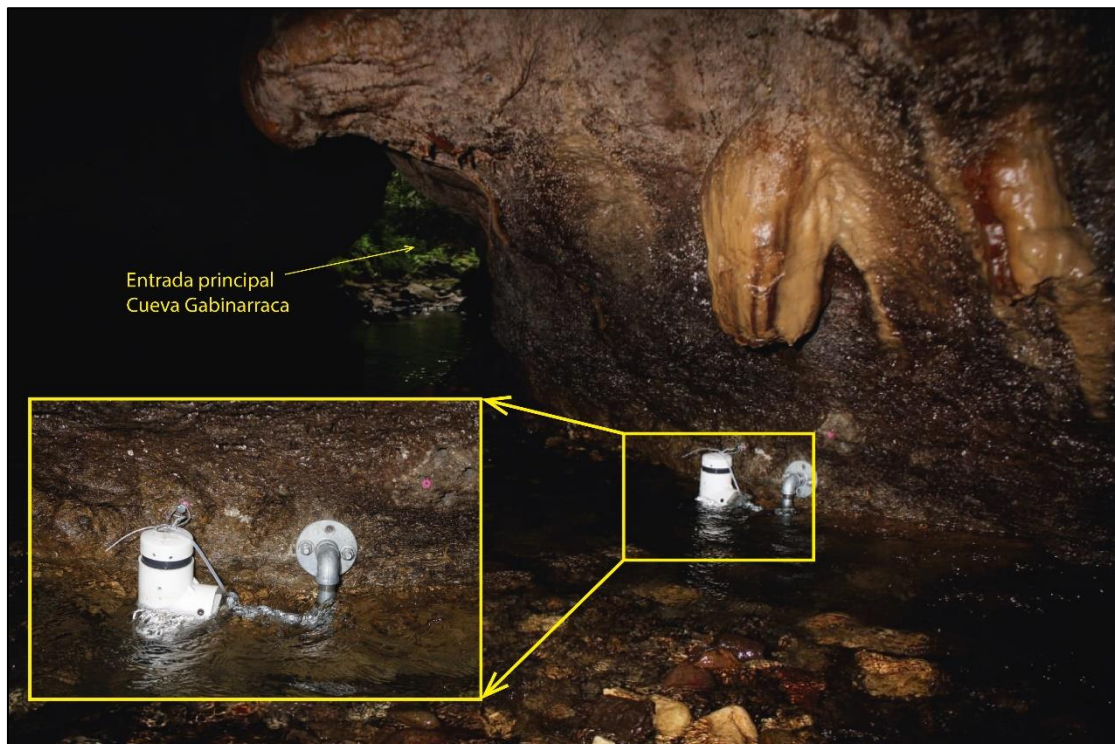


Fig. 54. Instalación del transductor de presión (*data logger*) utilizado para el monitoreo del nivel, temperatura y conductividad del agua. Coordenadas 416057/1167232 dentro de la cueva. Fotografía cortesía de F. Pérez.

La frecuencia de medición fue de cada diez minutos desde el 04 de marzo de 2020 hasta el 30 de mayo de 2021, durante el período se interrumpió la medición en cinco ocasiones para la descarga de información y la calibración del equipo (Tabla 10).

Tabla 10. Cortes de los datos de monitoreo del agua subterránea de la caverna Gabinarraca.

Corte de datos	Fecha de inicio	Fecha de finalización	Hora inicio	Hora finalización
1	04/03/2020	06/07/2020	22:00	18:00
2	07/07/2020	03/09/2020	12:00	23:50
3	07/09/2020	13/11/2020	00:00	23:50
4	17/11/2020	13/02/2021	00:00	23:50
5	16/02/2021	30/04/2021	15:20	23:50

6.1.1 Determinación del caudal de descarga

El caudal instantáneo se determinó mediante aforos químicos con sal de mesa como trazador, pues este produce un aumento rápido en la conductividad del agua y se puede generar una curva de agotamiento de la concentración de sal.

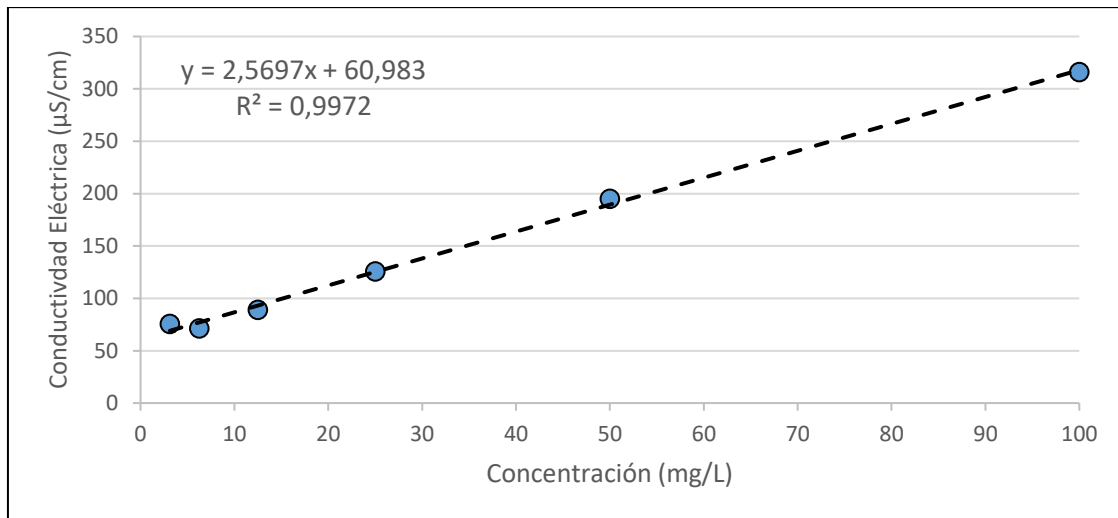
Debido a que no se mide directamente la concentración de sal en el agua, sino el aumento de conductividad eléctrica, se realizó una recta de correlación con soluciones de concentración conocida (Tabla 11).

Tabla 11. Resultados de las mediciones de la conductividad de disoluciones de sal con concentraciones conocidas.

Concentración de sal (mg/L)	Conductividad Eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
100	315,83
50	194,93
25	125,53
12,5	89,02
6,25	71,12
3,125	75,38

Con los datos de la Tabla 11 se produjo el Gráfico 5 cuya pendiente es el factor de transformación de conductividad a concentración.

Gráfico 5. Recta de mejor ajuste de las mediciones de conductividad eléctrica en disoluciones de NaCl de concentración conocida.



En el Apéndice 2 se muestran las mediciones realizadas para cada una de las disoluciones de concentración conocida.

Dado que el transductor de presión proporciona sólo datos sobre la altura de columna de agua sobre el sensor, la cual se compensa con las mediciones del barómetro, se requiere determinar la ecuación que relaciona la altura del nivel con el caudal.

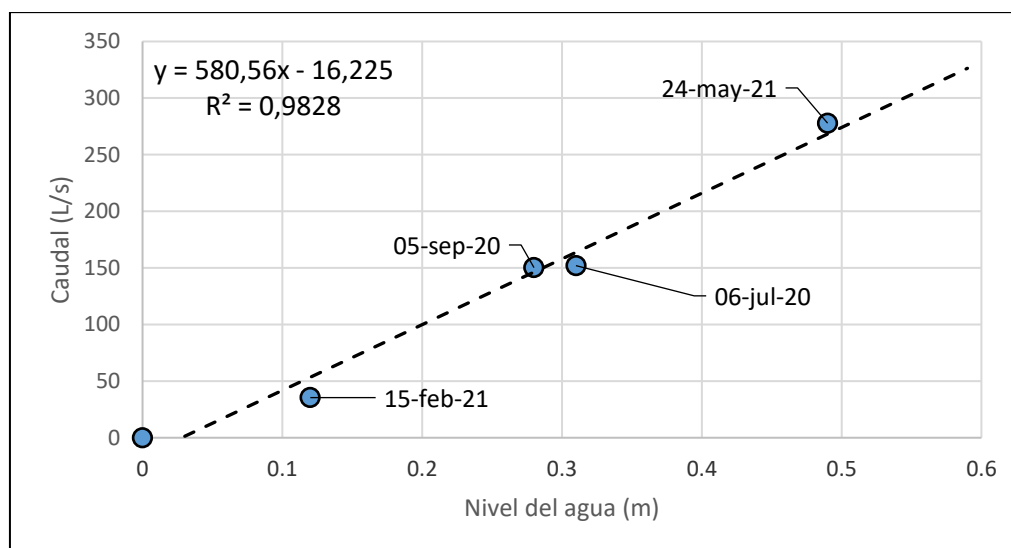
En la boca de la caverna Gabinarraca se realizaron cuatro aforos químicos y los resultados se resumen en la Tabla 12.

Tabla 12. Resultados de los aforos realizados en la boca de la caverna Gabinarraca.

Aforo	Fecha	Duración (min)	Cantidad de sal (g)	Nivel (m)	Caudal (L/s)
G01	06-jul-20	10	500	0,31	152,02
G02	05-sep-20	10	500	0,28	150,24
G03	15-feb-21	6	500	0,12	35,44
G04	24-may-21	10	500	0,49	277,84

Con esta información se construye una recta de mejor ajuste y se calcula la ecuación que relaciona el nivel del agua con el caudal (Gráfico 6).

Gráfico 6. Recta de mejor ajuste para los aforos realizados entre julio de 2020 y mayo de 2021 en la boca de la CG.*



*Nota: el par ordenado (0,0) se añade porque se asume la ausencia de nivel indica ausencia de caudal.

Por lo tanto, para la totalidad de mediciones se generaliza que la Ecuación 12.

$$Q = 580,56h - 16,225$$

Ecuación 12. Correlación entre el caudal y el nivel del agua en la caverna Gabinarraca.

Donde:

Q = caudal en L/s.

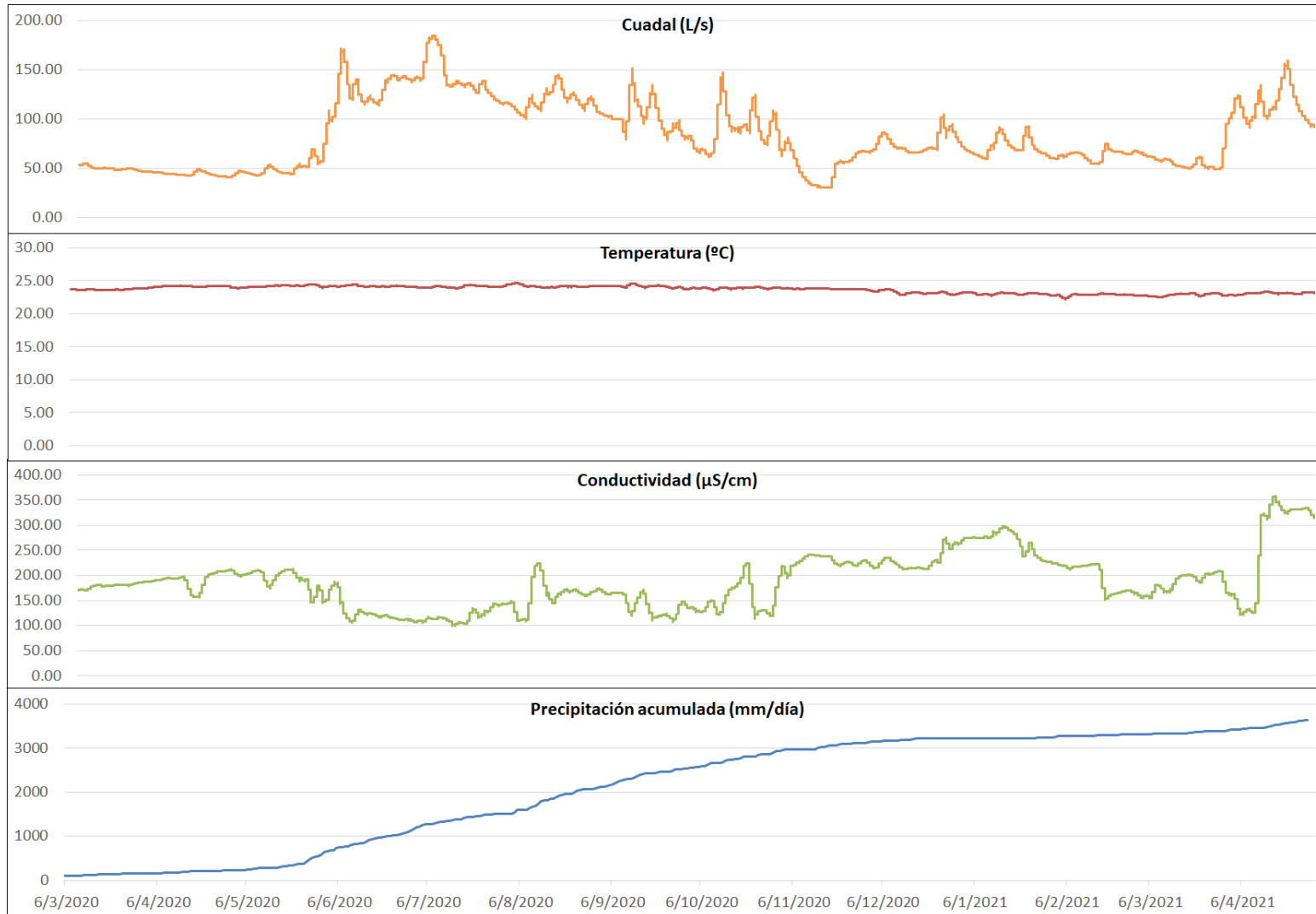
h = altura de la columna de agua en m.

En el Apéndice 3 se detallan el cálculo del caudal de cada uno de los aforos y la determinación de la recta de mejor ajuste.

En el Gráfico 7 se compara la precipitación acumulada con los datos obtenidos de los tres parámetros monitoreados en el agua subterránea (caudal obtenido a partir del nivel, temperatura y conductividad eléctrica) a los cuales se les aplicó una media móvil de 288 períodos (equivalente a 48 horas) para eliminar el ruido y suavizar la tendencia de las observaciones.

Además de estos datos se monitoreó la temperatura del aire en la superficie y dentro de la caverna, las cuales serán analizadas por separado.

Gráfico 7. Datos de monitoreo recolectados en la boca de la caverna Gabinarraca y la precipitación acumulada (media móvil de 288 períodos).



En el Gráfico 7 se observa que tanto el caudal como la lluvia comienzan a aumentar de forma simultánea a inicios de mayo y comienzan a disminuir a principios de diciembre, mientras que la conductividad eléctrica tiene un comportamiento inverso, pues se da una disminución a inicios de mayo, cuando empieza la temporada de lluvias e incrementa con la llegada de la época seca en los primeros días de diciembre. Por su parte, la temperatura del agua de la cueva se mantiene prácticamente constante durante todo el año y sólo parece disminuir levemente hacia mediados de diciembre.

En la Tabla 13 se resumen los valores extremos y el promedio tanto de la lluvia como de los parámetros monitoreados en el agua subterránea.

Tabla 13. Resumen estadístico de los datos de lluvia y los parámetros medidos en el agua subterránea.

Parámetro	Caudal (L/s)	T. del agua (°C)	C.E(μS/cm)	Precipitación (mm)
Máximo	368,68	25,44	400,50	85,00
Promedio	83,94	23,68	187,93	8,08
Mínimo	26,50	22,22	25,5	0,00
Desviación estándar	± 36,22	± 0,56	± 56,60	± 14,04

6.2 Estacionariedad de las series

Las técnicas de análisis de series de tiempo tienen como condición previa que las series sean estacionarias. Guevara (2014) recomienda que se verifique la estacionariedad de las series antes de realizar análisis de correlación cruzada, pues si esta condición no se cumple se puede incurrir en interpretaciones erróneas y correlaciones espurias.

La estacionariedad de las series se verificó mediante la prueba aumentada de Dickey-Fuller, abreviada como prueba DF, que se ejecutó mediante la función *adf.test* del lenguaje de programación R.

En el caso de obtener un resultado de no estacionariedad, se aplicó una diferencia de logaritmos mediante las funciones *diff* y *log*, lo cual es equivalente a calcular el logaritmo de la razón entre dos datos consecutivos, según se muestra en la Ecuación 13.

$$\log(a) - \log(b) = \log\left(\frac{a}{b}\right)$$

Ecuación 13. Equivalencia de la resta de logaritmos a la razón de los argumentos.

6.2.1 Relación entre la precipitación y el caudal

La prueba DF señala, con un porcentaje de confianza del 5%, que tanto las series de caudal como la serie de precipitación son series no estacionarias (Tabla 14), se utilizó el valor de la precipitación acumulada dado que la prueba DF se indefinía para valores consecutivos de cero, lo cual es frecuente en la época seca.

Tabla 14. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad de las series caudal y precipitación acumulada.

	Serie caudal	Serie precipitación acumulada
Resultado DF	-1,53	-2,32
Orden del <i>lag</i>	4	4
Valor p	0,77	0,44

Debido a la presencia de días con nula precipitación, no es posible aplicar la diferencia de logaritmos en el caso de la precipitación, razón por la cual esta serie no se puede hacer estacionaria y, por ende, calcular el coeficiente de correlación cruzada.

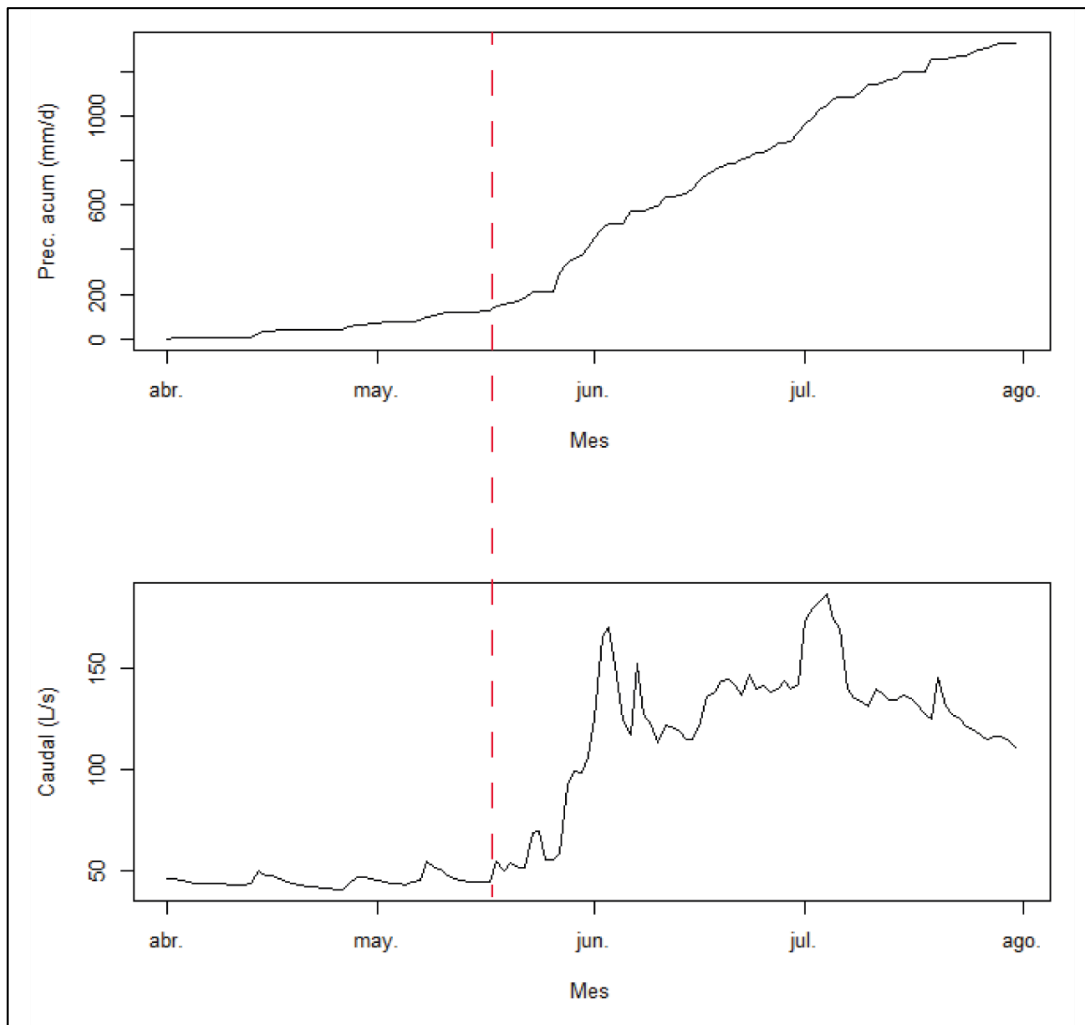
Los análisis de estas series se realizan tomando como punto de partida el inicio y final de la época lluviosa, dado que conforme aumentan las precipitaciones los datos pierden la estacionalidad necesaria.

Únicamente es posible definir relaciones visuales entre ambas series e hipotetizar que existe una estrecha relación entre el aumento del caudal de descarga del acuífero y la precipitación, pues al inicio de la época lluviosa ambas series parecen aumentar simultáneamente a mediados de mayo.

Igualmente, es factible que exista un leve retraso entre el aumento sostenido del caudal y la caída de las primeras lluvias por efecto de la infiltración difusa, la cual en primera instancia debe llevar los suelos secos hasta la capacidad de campo, antes que la infiltración inicie. Esta diferencia entre ambas señales se discute a detalle en la sección 7.9 Composición isotópica del agua.

Gráfico 8. Comparación entre las series de precipitación y caudal a inicios de la época lluviosa.

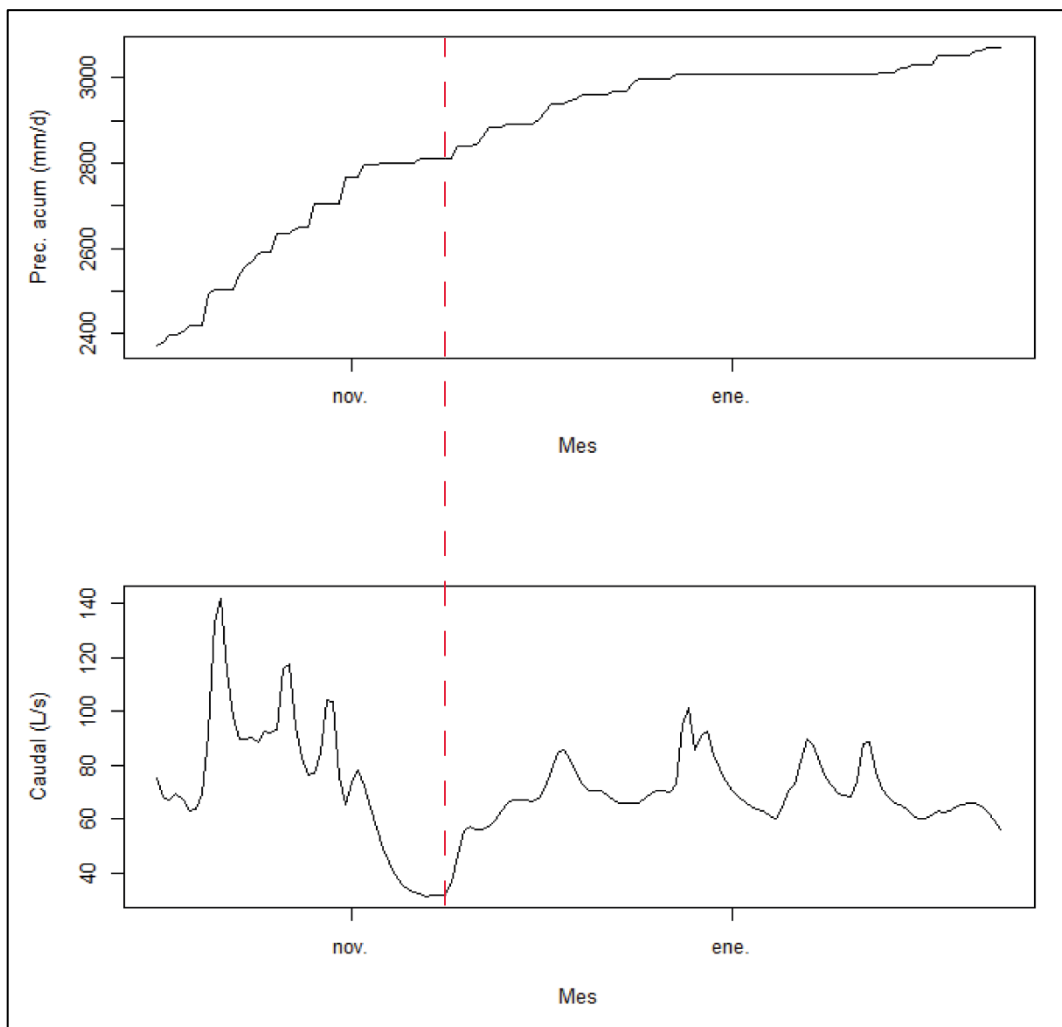
La línea roja discontinua corresponde aproximadamente a la mitad del mes de mayo.



Igualmente, al inicio de la temporada seca se observa una disminución prácticamente inmediata del caudal conforme disminuyen las precipitaciones, hasta regresar a valores de flujo base (cercano a los 60 L/s) a partir de mediados de noviembre.

En el Gráfico 9 se observa la comparación entre la serie temporal la precipitación acumulada y el caudal de descarga del acuífero para finales de la época lluviosa 2020 e inicios de la seca 2021, se debe notar que, aunque la precipitación continúa creciendo esto se debe a que se graficaron los valores acumulados, no obstante, la baja del caudal corresponde al quiebre en la pendiente de la precipitación, la cual pasa a aumentar a un ritmo menor hasta mantenerse prácticamente constante en enero.

Gráfico 9. Comparación entre las series de precipitación y caudal a inicios de la época seca. La línea roja discontinua corresponde aproximadamente a la mitad del mes de noviembre.



6.2.2 Relación entre el caudal y la conductividad eléctrica

Como se mencionó anteriormente, las series de caudal y conductividad eléctrica parecen tener una relación inversa, durante la época lluviosa el aumento del caudal implica una disminución en la conductividad, mientras que durante la época seca la disminución del caudal conlleva un aumento de la conductividad.

En primera instancia se realizó la prueba DF para determinar la estacionariedad de las series en época seca, de la cual se extrae que los datos originales corresponden a series no estacionarias, por lo que se les aplicó la diferencia de logaritmos antes de establecer la correlación cruzada (Tabla 15).

Tabla 15. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad, al inicio de la época lluviosa, de las series caudal y conductividad eléctrica.

	Caudal		Conductividad eléctrica	
	Original	Diferencia de logaritmos	Original	Diferencia de logaritmos
Resultado DF	-1,53	-3,5	-1,85	-6,07
Orden del <i>lag</i>	4	4	4	4
Valor p	0,77	0,04	0,63	0,01
Estacionariedad	No estacionaria	Estacionaria	No estacionaria	Estacionaria

En el Gráfico 10 se comparan las series de caudal y conductividad posterior a la transformación por diferencia de logaritmos e igualmente el diagrama de correlación cruzada para desfases (*lags*) de ± 15 períodos.

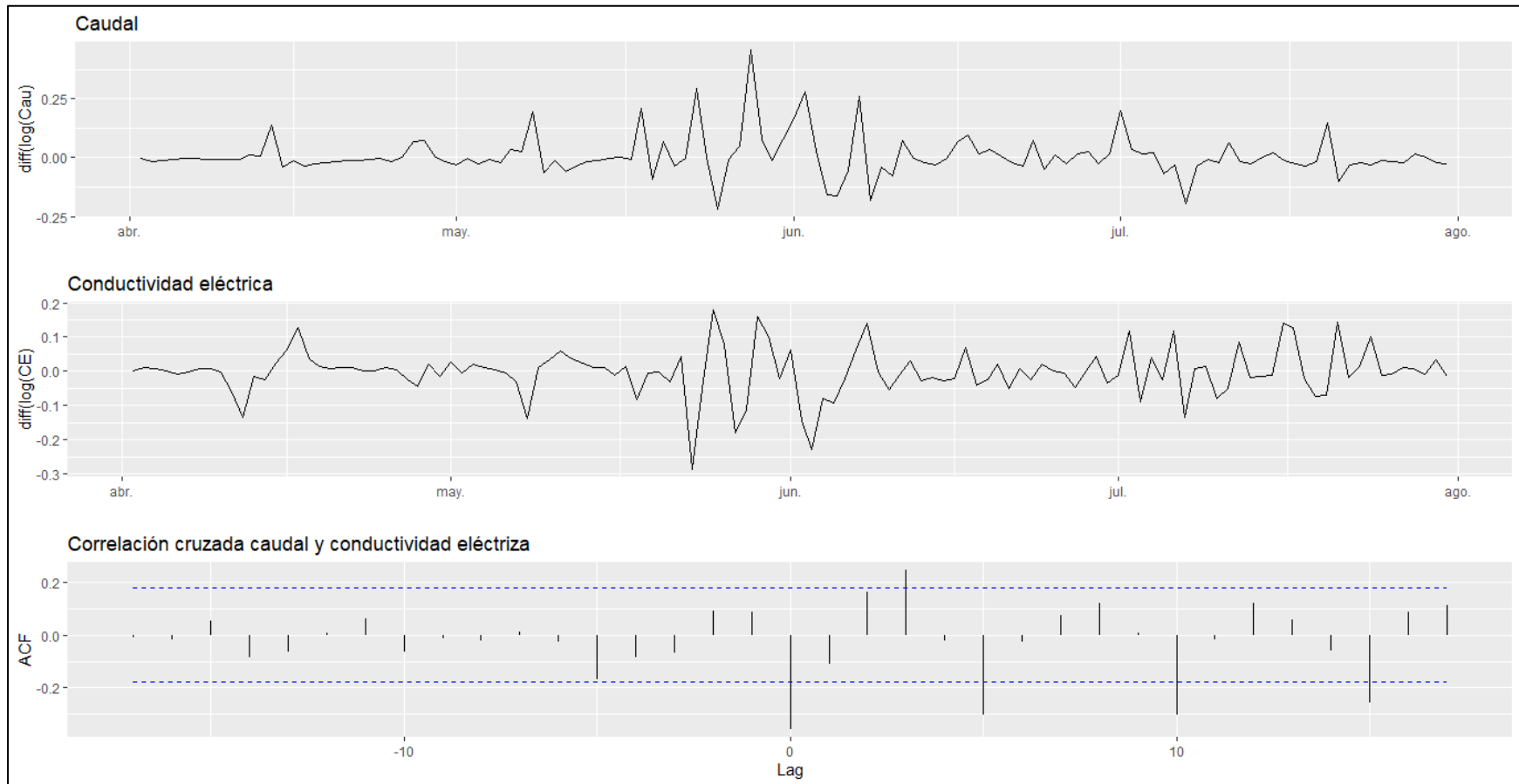
Se consideraron para la discusión únicamente los desfases de ± 5 períodos con el fin de evitar correlaciones espurias y dado que la relación lógica es una afectación a la conductividad posterior al cambio de caudal, únicamente los desfases positivos tiene significado hidrogeológico.

Se observa un coeficiente de correlación negativo alto ($r=-0,32$) en el período 0, lo que indica una estrecha relación entre el aumento de caudal y la baja en la conductividad, lo que se asocia a la dilución del flujo base por los primeros aguaceros. Esto se apoya en las observaciones de campo, ya que el cambio en la coloración del agua, debido al aumento de la carga de sedimentos, se evidenció sólo cuando se produjeron fuertes aguaceros en superficie.

Cerca de tres días después existe una correlación positiva ($r=0,21$), lo cual implica una subida de la conductividad posterior al aumento del caudal que se interpreta como el arrastre de los sedimentos que se acumularon durante la época seca en el lecho de la cueva y las dolinas.

Finalmente, cinco días después se observa otra correlación negativa ($r=-0,28$) la cual se relaciona al ingreso constante de aguas superficiales a la caverna, lo que diluye el aumento de conductividad ocasionado por el arrastre temprano de sedimentos y establece el patrón que se repite cíclicamente para otros períodos de desfase, es decir, una correlación negativa que implica una baja en la conductividad eléctrica conforme aumenta el caudal por efecto de la entrada de la estación lluviosa.

Gráfico 10. Series transformadas a diferencia de logaritmos del caudal y conductividad eléctrica y su diagrama de correlación cruzada con *lags* de ± 15 . Las líneas azules discontinuas señalan el intervalo de confianza de 5%.



Se repitió el mismo análisis para los datos entre noviembre y finales de febrero, los cuales, abarcan la transición y el ingreso de la época seca.

En la Tabla 16 se muestra el resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad de las series en época lluviosa, de la cual se extrae que los datos originales corresponden a series no estacionarias, por lo que también se les aplicó la diferencia de logaritmos antes de establecer la correlación cruzada.

Tabla 16. Resultado de la prueba DF para determinar la estacionariedad, al inicio de la época seca, de las series caudal y conductividad eléctrica.

	Caudal		Conductividad eléctrica	
	Original	Diferencia de logaritmos	Original	Diferencia de logaritmos
Resultado DF	-2,95	-4,08	-1,03	-2,99
Orden del <i>lag</i>	4	4	4	4
Valor p	0,184	0,01	0,92	0,167
Estacionariedad	No estacionaria	Estacionaria	No estacionaria	Estacionaria*

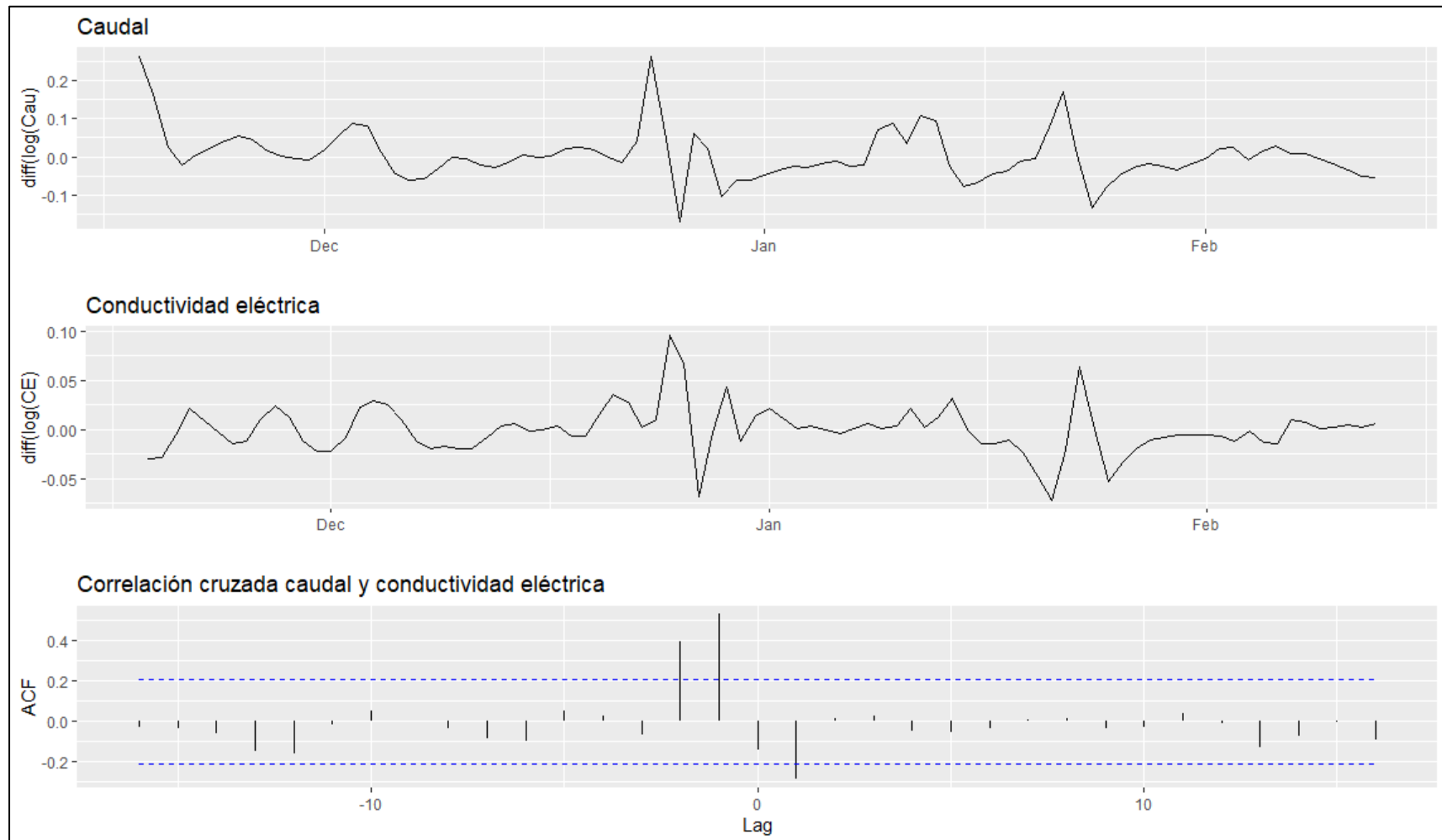
*Se deben establecer intervalos de confianza más laxos, es decir, mayores al 16,7% para arribar a esta conclusión.

Posterior a la aplicación de la diferencia de logaritmos se observa que el valor p de la serie de conductividad eléctrica desciende a 16,7%, el cual, a pesar de ser bajo, no alcanza el 5% del porcentaje de confianza, por lo que las conclusiones derivadas de su análisis deben interpretarse con cautela.

En este caso se observa una correlación negativa significativa ($r=-0,25$) en el período 1, lo cual corresponde al aumento de la conductividad eléctrica posterior a la disminución del caudal debido a la época seca, la cual comienza a darse en diciembre y se sostiene hasta principios de abril.

Este aumento de la conductividad eléctrica (promedio de 241,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ con respecto a los 156,42 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de la época lluviosa) se relacionan a la ausencia de agua de lluvia que diluya el flujo base del acuífero kárstico, por lo que el agua que fluye por la caverna está constituida principalmente por aguas subterráneas que han tenido un mayor tiempo de contacto con el medio sólido por lo que su contenido de iones podría incrementarse con respecto al agua de lluvia. El aumento en la conductividad se asocia al aumento de iones por sobre el arrastre de sedimentos dado que la disminución del caudal implica una menor velocidad de flujo y, por ende, menos capacidad de arrastre.

Gráfico 11. Series transformadas a diferencia de logaritmos del caudal y conductividad eléctrica y su diagrama de correlación cruzada con lags de ± 15 . Las líneas azules discontinuas señalan el intervalo de confianza de 5%.



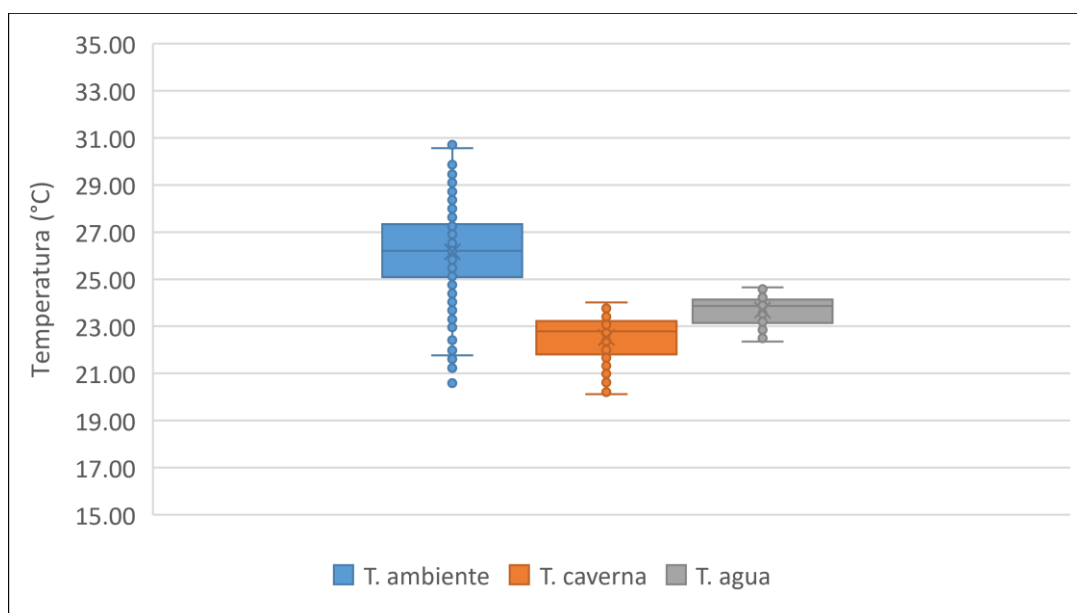
6.3 Monitoreo de temperatura

Desde la publicación de Moore (1964) se ha asumido que la temperatura de los sistemas de cavernas son relativamente constantes y se mantienen a un promedio de la temperatura superficial, no obstante, recientemente otros autores como Badino (2004); Mejía-Ortíz *et al.* (2021) y Šebela y Turk (2021) han comenzado a considerar factores como el flujo de aire y agua, la infiltración, el gradiente geotérmico local y el factor antrópico como efectos que podrían causar desviaciones a esta tendencia.

En la zona de estudio se reconoció que la temperatura ambiente suele ser mayor y más variable que las temperaturas de la cueva y el agua (Gráfico 12). Igualmente, la temperatura del agua suele ser un poco mayor que la temperatura ambiente de la cueva, lo cual se interpretó como un flujo rápido que impide el equilibrio térmico entre la atmósfera de la cueva y el agua, así como un ambiente de alta humedad relativa que limita el enfriamiento evaporativo dentro del acuífero.

Gráfico 12. Resumen estadístico y diagrama de cajas de los datos de temperatura ambiente, en la caverna y del agua (promedio diario de la media móvil de 288 períodos).

	T. ambiente	T. caverna	T. agua
Máximo (°C)	24,01	30,82	24,65
Mínimo (°C)	20,60	20,13	22,36
Promedio (°C)	26,17	22,53	23,69
Desv. Estándar (°C)	1,77	0,85	0,54



La independencias de las poblaciones se analizó mediante la prueba de Kruskal Wallis, abreviada en adelante prueba K-W, que es una prueba de estadística no paramétrica que evalúa la diferencia entre dos o más grupos de muestras independientes que no necesariamente se distribuyen de forma normal (Kruskal y Wallis, 1952).

Debido a que la prueba de K-W se basa en la estadística no paramétrica, es útil para analizar cantidades de datos pequeñas de las cuales se desconoce si siguen una distribución normal.

La interpretación de esta prueba se basa en el valor p, el cual a menores valores indica una mayor certeza sobre la diferencia entre dos o más sets de datos, estos se comparan un porcentaje de confianza (α) que se establece de forma arbitraria según la rigurosidad del estudio, en el caso del presente trabajo se estableció un $\alpha=5\%$.

Según los valores obtenidos se decide sobre la aceptación o el rechazo de la hipótesis alternativa frente a la hipótesis nula, las cuales siempre tienen la siguiente estructura:

- μ_0 = hipótesis alternativa = todos los sets de datos tienen el mismo promedio del parámetro de interés.
- μ_1 = hipótesis nula = al menos un set de datos presenta una diferencia estadísticamente significativa del promedio del parámetro de interés.

En el caso de las poblaciones T. ambiente, T. caverna y T. agua, la prueba K-W arrojó valores p cercanos a cero, razón por la cual se pueden interpretar los resultados en términos de tres grupos independientes.

En el Gráfico 13 se observa la comparación en el registro de la temperatura en superficie, en la atmósfera de la caverna y en el agua, de las cuales se observa una mayor variabilidad en el registro de la superficie, mientras que tanto la caverna como el agua tienen una tendencia similar, aunque más constante. Igualmente destaca que el agua se mantiene sistemáticamente más caliente que el aire de la caverna en un promedio de 1,16 °C.

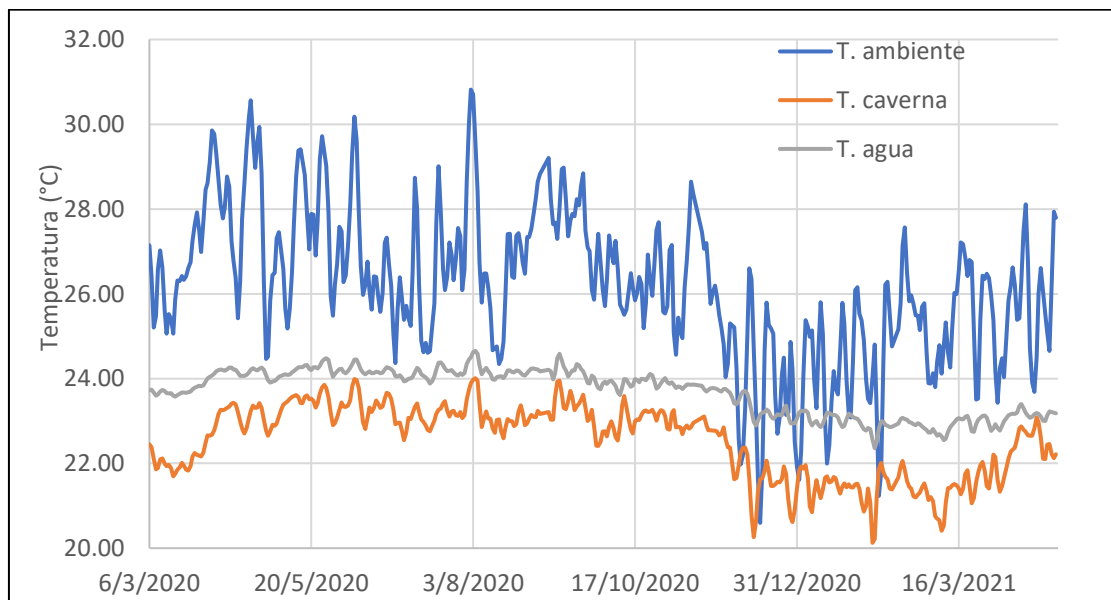
6.3.1 Relación entre la temperatura ambiente y la temperatura de la cueva

Como se mencionó anteriormente, la temperatura dentro de la caverna tiene valores relativamente constantes en comparación con las mediciones de la temperatura ambiente en la superficie, a pesar de que este fenómeno ha sido ampliamente descrito es importante señalar que estas mediciones se realizaron cerca de la entrada de la caverna, en una zona donde aún se percibe, aunque de forma leve, la luz solar, por lo que la función reguladora de la temperatura de la cueva es evidente incluso en sus primeros metros.

Estos datos se interpretan con base en dos observaciones:

- La caverna constituye un sistema cerrado, en el cual la luz del sol ingresa sólo cerca de la entrada y en sitios muy localizados como las dolinas que conectan con la superficie.
- La roca caliza tiene baja capacidad de conducir el calor, lo que atenúa el efecto de los cambios de temperatura en la superficie.

Gráfico 13. Comparación entre los registros de temperatura en superficie, caverna y agua.



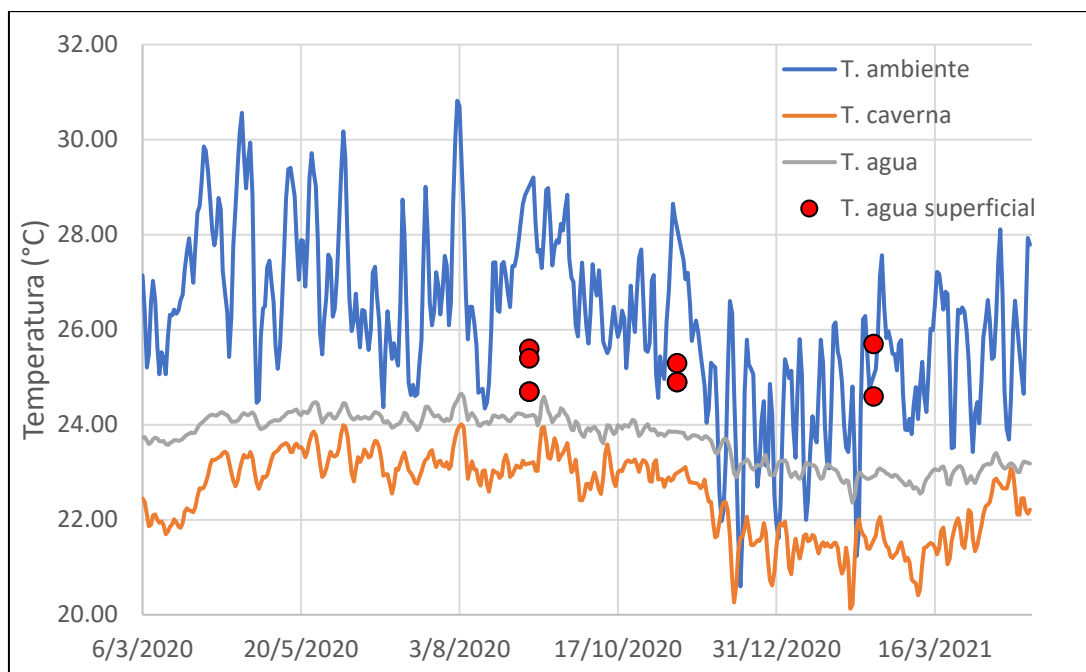
6.3.2 Relación entre la temperatura de la cueva y la temperatura del agua

La temperatura del agua está en promedio 1,16 °C por encima de la temperatura del aire de la caverna, lo que se asocia a que el agua que fluye por la caverna, proviene en parte del agua superficial cuya temperatura se ve condicionada por la luz solar y, por ende, está sujeta a mayores fluctuaciones que la del flujo base. Cuando se da el ingreso del agua al sistema subterráneo a través de dolinas o ríos influentes, esta agua comienza a equilibrarse térmicamente con el aire de la cueva, no obstante, al entrar en contacto con el flujo base y fluir de forma veloz en un ambiente de alta humedad relativa, no hay tiempo suficiente para que ambas temperaturas alcancen el equilibrio especialmente por la limitación al enfriamiento evaporativo.

En el Gráfico 14 se muestran algunas mediciones puntuales realizadas en el agua superficial y se observa que esta suele ubicarse entre los valores de temperatura ambiente y la temperatura del agua de la cueva, lo que respalda la afirmación de que la temperatura del agua de la cueva es

producto de la mezcla del agua superficial que recibe directamente la luz solar, con el agua subterránea que está en contacto principalmente con la atmósfera de la cueva.

Gráfico 14. Comparación de los registros de temperatura en superficie, caverna y agua*.



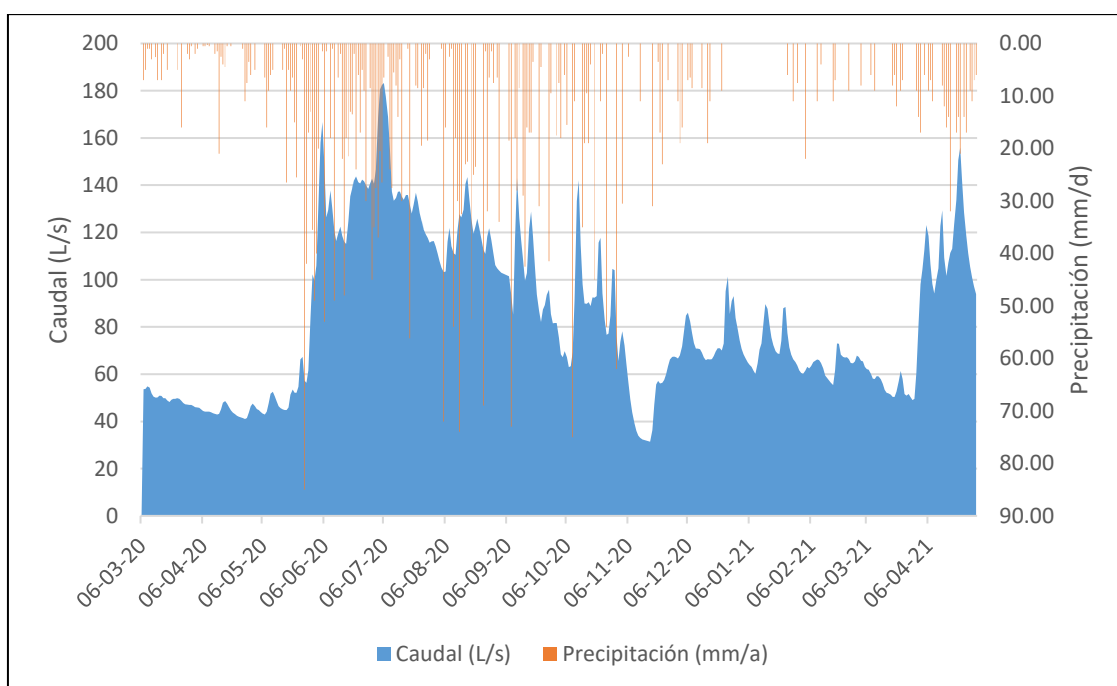
*Los puntos rojos corresponden a mediciones puntuales de la temperatura en cuerpos superficiales.

6.4 Separación del hidrograma de agotamiento

A través de las mediciones de nivel y caudal se elaboró un hidrograma de agotamiento el cual se muestra en el Gráfico 7. En el Gráfico 15 se presenta una versión simplificada del hidrograma filtrado con una media móvil de 288 períodos (2 días), en el cual se observa un aumento de caudal a inicios de junio coincidente con el aumento de las precipitaciones, posteriormente desciende a finales de noviembre con la entrada de la época seca y finalmente comienza a aumentar a inicios de abril con la temporada de lluvias del 2021 la cual, aparentemente, ingresó más temprano que la del 2020.

Según Danielescu *et al.* (2018) el caudal medido en un hidrograma procede de varias fuentes, entre ellas: el flujo base y la escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea, por lo que conocer su aporte relativo es útil para caracterizar la hidrología de las cuencas, lo cual incluye la interacción entre el agua superficial y subterránea, lo cual tiene numerosas aplicaciones, tales como caracterizar y cuantificar la recarga y evaluar el impacto en el agua de las prácticas agrícolas, la urbanización y el cambio climático.

Gráfico 15. Hidrograma de agotamiento en la salida de la caverna Gabinarraca y serie de precipitación registrada



La división del hidrograma se realizó con la herramienta web SepHydro desarrollada por Danielescu *et al.* (2018), la cual agrupa 11 metodologías de separación del hidrograma de agotamiento, las cuales se escogen según las características del cauce, o en este caso la porción del medio kárstico a través del cual fluye el agua subterránea antes de alcanzar la superficie.

En este trabajo se utilizaron los métodos de:

- Chapman (1991), quien corrige el método de Lyne y Hollick (1979) para satisfacer la condición del cese del flujo constante una vez finalizada la escorrentía.
- Furey y Gupta (2001) cuya metodología se basa en la ecuación del balance de masas para el flujo base a través de un medio montañoso.
- Eckhardt (2005) quien desarrolla un algoritmo de separación de dos parámetros en contraste con los métodos previos que utilizan un parámetro único.

En el Gráfico 16 se muestra el resultado de la aplicación de las tres metodologías, las cuales indican que la contribución del flujo base al caudal medido en la salida de la cueva varía entre un 17,9 y un 50%.

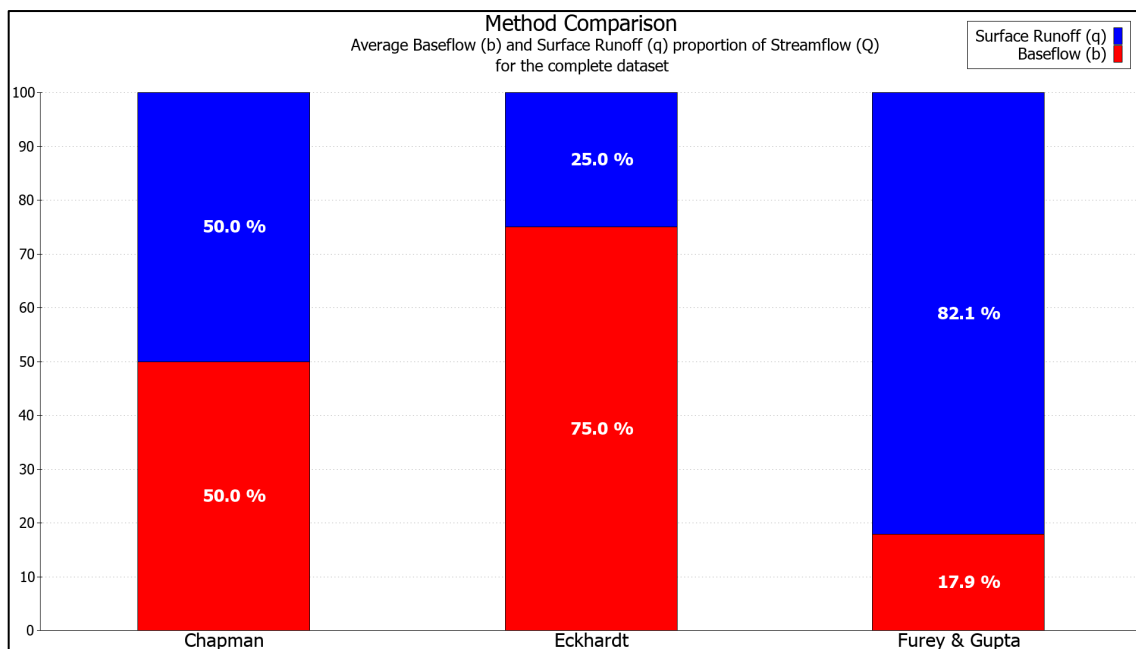


Fig. 55. Comparación de las relaciones entre escorrentía y flujo base obtenida con los tres métodos de separación del hidrograma de agotamiento.

En promedio la contribución de la escorrentía, que en este contexto puede considerarse como recarga es de 52,36% del total del caudal, lo que equivale a unos 5 767 171 m³/año y considerando la precipitación estimada en la cuenca (18 185 000 m³/año) se estima una recarga de aproximadamente 31% de la precipitación.

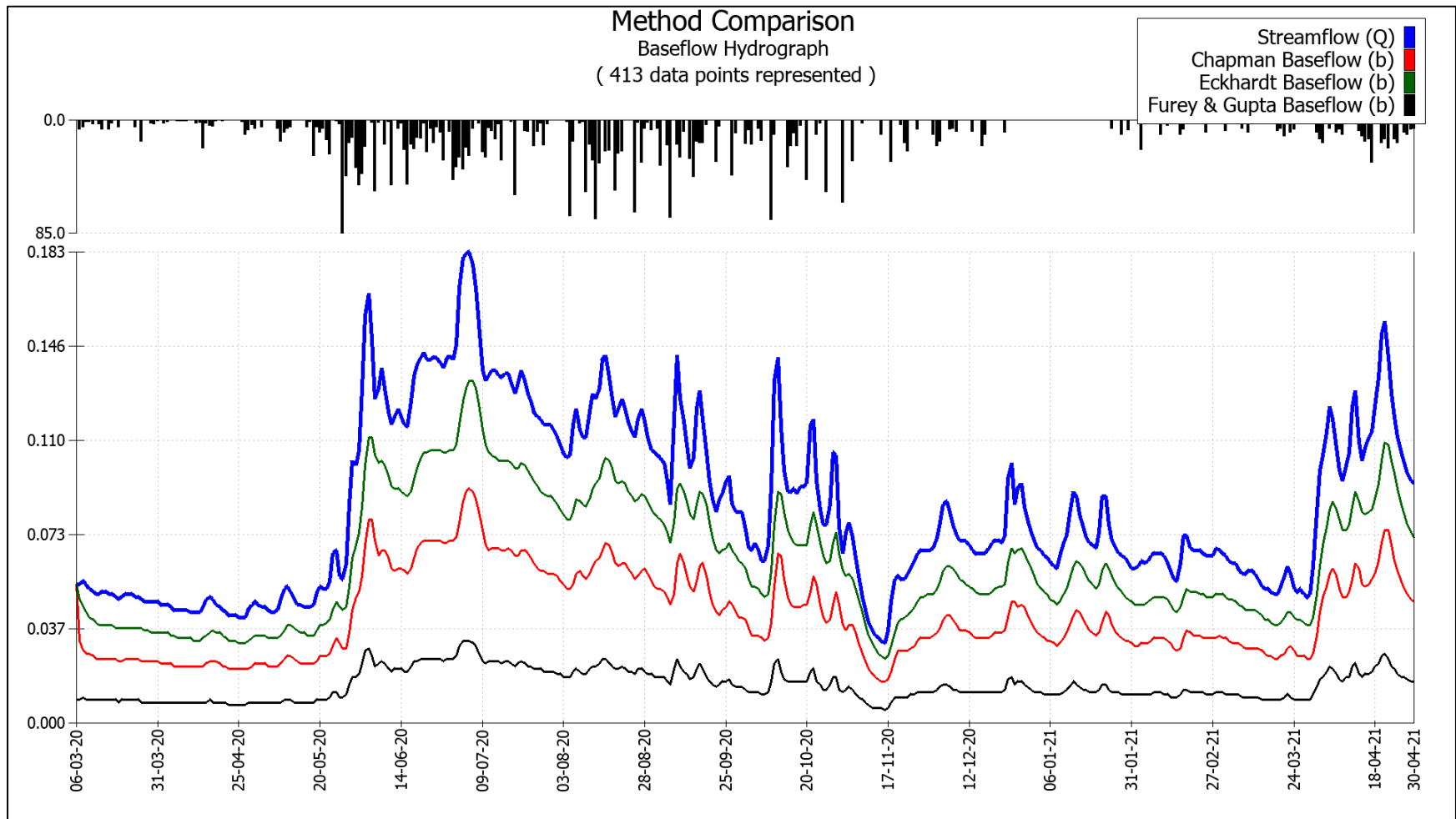
En promedio se obtuvo que, del caudal registrado en la salida de la caverna Gabinarraca, un 47,6% corresponde al flujo base y un 52,4% a la recarga, una cifra que, a pesar de ser elevada, coincide a *grosso modo* con el valor obtenido por el método del balance de cloruros que se discutirá posteriormente. En la Tabla 17 se resumen los valores obtenidos con cada uno de los tres métodos aplicados para la separación del hidrograma.

Tabla 17. Comparación de resultados para los tres métodos de separación del hidrograma.

Método	Chapman (1991)	Eckhardt (2005)	Furey y Gupta (2001)
b – Flujo base promedio (m ³ /s)	0,042	0,063	0,015
Q – Caudal de descarga promedio (m ³ /s)	0,084	0,084	0,084
b/Q promedio (%)	50	75	17,86
b/P* promedio (%)	8,70	13,10	3,10

*P hace referencia a la precipitación

Gráfico 16. Separación del hidrograma de agotamiento según los métodos de Chapman (1991), Furey y Gupta (2001) y Eckhardt (2005). El caudal está expresando en m^3/s .



7 CAPÍTULO VII: HIDROGEOQUÍMICA E ISÓTOPOS

Se realizaron dos tipos de muestreos en el área de estudio:

- **Muestreo pasivo:** recolección de muestras del agua de lluvia y agua de infiltración, en estas muestras se analizaron isótopos estables (^{18}O y ^2H). En total se recolectaron 178 muestras de precipitaciones con una periodicidad de 3 días y 67 muestras de infiltración con una periodicidad semanal.
- **Muestreo activo:** recolección de muestras de nacientes, cauces superficiales y subterráneos en cuatro fechas espaciadas a lo largo del año (Tabla 18). En estas muestras se analizaron iones mayores, isótopos estables y carbono orgánico disuelto.

Los resultados de ambos tipos de muestreo se presentan en el Apéndice 4.

Tabla 18. Fechas de la toma de muestras durante el 2020 y 2021.

Muestreo	Fecha	Muestras recolectas	Muestras consideradas
1	5 al 6 de septiembre de 2020	10	8
2	14 de noviembre de 2020	10	8
3	15 de febrero de 2021	10	8
4	24 de mayo de 2021	12	10
Total		42	34

7.1 Análisis de precisión y exactitud

7.1.1 Muestras por duplicado

Con el fin de evaluar la precisión de los análisis, se enviaron al laboratorio cuatro pares de muestras duplicadas. La precisión se cuantificó mediante la DPR (diferencia porcentual relativa-Ecuación 14) entre los analitos cuyos resultados estuvieron sobre el límite inferior de detección del método.

$$DPR = \frac{(X_1 - X_2) * 100}{(X_1 + X_2)/2}$$

Ecuación 14. Cálculo de la diferencia porcentual relativa.

Donde: X_1 = resultado de la muestra y X_2 = resultado del duplicado.

Aunque no existe un valor máximo universalmente aceptado para considerar aceptable un DPR, EPA (2021) señala que el 20% puede emplearse como un valor estándar aceptable para duplicados de campo. Los resultados se muestran en la Tabla 19.

Tabla 19. Comparación de las diferencias porcentuales relativas entre muestras duplicadas, tomadas entre 2020 y 2021.

Muestreo	Muestras duplicadas	Diferencia porcentual relativa (%)									
		Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	NO ₃	¹⁸ O	² H	
1	1 y 9	-2,24%	-2,19%	2,59%	0,00%	5,60%	-0,10%	16,12%	9,44%	0,00%	
1	8 y 10	0,80%	0,23%	-4,26%	32,39%	12,59%	-4,85%	5,50%	4,19%	-0,25%	
2	2 y 9	-0,65%	0,40%	1,47%	0,00%	4,60%	3,39%	0,00%	7,16%	-1,38%	
4	3 y 9	25,46%	3,13%	0,27%	-0,79%	0,91%	9,94%	4,86%	-3,31%	0,00%	
Promedio		5,84%	0,39%	0,02%	7,90%	5,92%	2,09%	6,62%	4,37%	-0,41%	

Como observa en la Tabla 19, únicamente 2 de los 28 cálculos del DPR para duplicados de campo arrojaron un valor superior al 20%, por lo que se considera que la precisión de los análisis es buena.

7.1.2 Blanco de agua destilada

Se envió al laboratorio un blanco de agua destilada comercial tipo II, de calidad laboratorio. Aunque no se contaba con un análisis detallado del blanco, es plausible esperar que tenga un bajo contenido de iones disueltos, tal y como se comprobó en el análisis, pues todos los analitos resultaron por debajo del límite inferior de detección del equipo (Tabla 20).

Tabla 20. Resultado del análisis realizado al blanco de agua destilada en mayo de 2021.

Aniones		Cationes	
Analito	Resultado (mg/L)	Analito	Resultado (mg/L)
Fluoruro	< 0,015	Sulfato	< 0,081
Cloruro	< 0,19	Litio	< 0,024
Nitrito	< 0,074	Sodio	< 0,16
Bromuro	< 0,077	Amonio	< 0,031
Nitrato	< 0,11	Potasio	< 0,052
		Magnesio	< 0,19
		Calcio	< 0,84

7.1.3 Balance iónico de las muestras

Se basa en la electronegatividad del agua y se calcula mediante la Ecuación 15.

$$B.I = \frac{\sum \text{aniones} - \sum \text{cationes}}{\sum \text{aniones} + \sum \text{cationes}} * 100$$

Ecuación 15. Cálculo del balance iónico.

Donde:

$B.I$ = balance iónico (%)

$\sum \text{aniones}$ = sumatoria de aniones (meq/L)

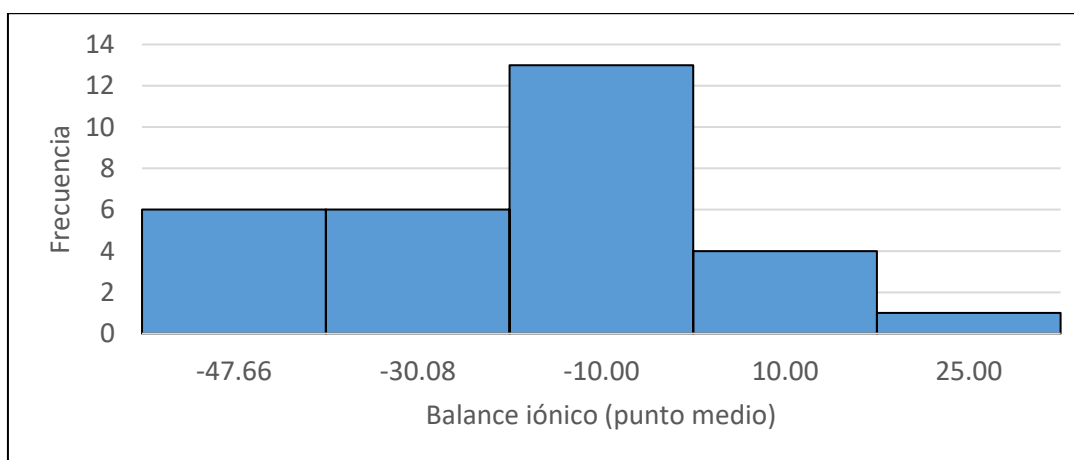
$\sum \text{cationes}$ = sumatoria de cationes (meq/L)

El valor aceptable del balance iónico varía según los autores de referencia, Matthes (1982), señala que debe ser menor al 2%, mientras que Hem (1985) señala que no se pueden evitar errores mayores al 5% cuando la cantidad de aniones y cationes supera los 5 meq/L.

Por su parte, Nordstrom *et al.* (2008) tomaron como válido datos con balances iónicos de $\pm 20\%$.

Al calcular el balance iónico de las muestras, se obtiene el Gráfico 17, del cual se interpreta que, de las 30 muestras consideradas, 17 tiene un balance iónico entre $\pm 20\%$, 12 tienen balances menores a -20% y una tiene un valor mayor al 20%, por lo que la principal fuente de error se encuentra en las cargas negativas.

Gráfico 17. Distribución de frecuencias del balance iónico calculado para las muestras tomadas entre 2020 y 2021.



Dado que el análisis de precisión mostrado en la sección 7.1.1, resultó favorable para la totalidad de aniones, es probable que el error provenga de un anión no considerado, el único caso es el

HCO₃, cuya concentración se calculó a través de la alcalinidad medida con un colorímetro de campo. Esta prueba es muy sensible a la presencia de sedimentos en el agua, lo cual es muy frecuente en la zona de estudio, particularmente en las muestras del 24 de mayo.

Por lo tanto, para contar con una mayor cantidad de muestras para realizar la discusión de resultados, se optó por emplear una concentración de bicarbonatos tal que el balance iónico = 0%. Es importante mencionar que este cambio no afecta la interpretación de resultados, pues tanto con los valores medidos, como con los calculados, el anión predominante es el mismo.

7.2 Sitios de muestreo

El muestreo fue planificado según la dirección del flujo del agua y los puntos de ingreso al sistema kárstico. En total se tomaron muestras en los siguientes 8 puntos que se visitaron en 4 ocasiones:

1. Nacientes Menonitas
2. Sumidero Sofocas
3. Ojo de Poseidón
4. Sifón de la Higuera
5. Quebrada El Túnel
6. Sitio de muestreo de agua de lluvia
7. Salas 3
8. Boca de la caverna Gabinarraca

La ubicación de estos puntos en el terreno se muestra en la Fig. 60 y a continuación se hace una breve descripción de sus características y el por qué se escogió como sitio de muestreo.

7.2.1 Nacientes Menonitas

Corresponde a dos nacientes puntuales separadas por unos 100 metros. La naciente del sector E (Menonitas 2) descarga durante todo el año, mientras que la naciente del sector W (Menonitas 1) sólo en época lluviosa.

Según el modelo conceptual, el agua de lluvia se infiltra en suelos volcánicos y descarga en el contacto entre las formaciones Venado y Monteverde y a partir de este punto fluye cerca de 500 metros como cauce superficie antes de ingresar al sistema kárstico por el sumidero Sofocas.

En la Fig. 56 se muestra un panorama general de los alrededores de la naciente Menonitas 2.



Fig. 56. Flujo proveniente de la naciente Menonitas 2. (Coordenadas 414084/1167710).

Coordenada X: 414710

Coordenada Y: 1167704

Elevación: 503 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	^{18}O	^2H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,7	6,2	425,0

7.2.2 *Sumidero Sofocas*

Constituye el punto de ingreso al sistema subterráneo de una quebrada ciega conformada por el agua que descarga de las nacientes Menonitas, así como la escorrentía superficial y subsuperficial que se recoge desde su nacimiento (Fig. 57).



Fig. 57. Sumidero Sofocas en las coordenadas 415121/1167515 a la izquierda se observa una fotografía en la época seca por lo que no existe flujo de agua y a la derecha el esquema del ingreso de agua a la caverna Menonitas.

Coordenada X: 415152

Coordenada Y: 1167517

Elevación: 444 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	^{18}O	^2H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,8	6,9	393,8

7.2.3 Ojo de Poseidón

Corresponde a un punto medio dentro de la línea de flujo NW, y su importancia radica en que permite evaluar la composición del agua subterránea una vez que ya ingresó al sistema kárstico por el sumidero Sofocas, pero no se ha dado la confluencia con el flujo del W proveniente de la caverna Higuera.

Igualmente, en el Ojo de Poseidón el agua se une con otros flujos menores de origen incierto, y continúan como único cauce hasta el final de la cueva en el sector llamado Pasaje Blanco Luminoso.

Coordenada X: 415249

Coordenada Y: 1167575

Elevación: 437 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	¹⁸ O	² H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,5	6,9	498,0

7.2.4 Sifón de la Higuera

Es el último punto donde es posible recolectar agua del flujo W, antes de la confluencia con el flujo NW que proviene de la caverna Menonitas.

En el sifón confluyen los tres ramales que transportan agua en la cueva:

- El pasaje La Peristalsia que proviene de la quebrada El Túnel según se comprobó con las pruebas de trazadores.
- El pasaje Ochomogo, el cual probablemente proviene de la recarga a través de la zona no saturada o a través del sumidero La Rasta
- El pasaje Sala Cuarta que, probablemente, también procede de la infiltración a través del epikarst o a través del sumidero *Blue Jeans*.

Coordenada X: 415695

Coordenada Y: 1167616

Elevación: 404 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	¹⁸ O	² H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	27,5	7,7	310,8

7.2.5 Quebrada El Túnel

Pertenece al flujo del W según se confirmó en las pruebas de trazadores, aunque también aporta caudal posterior a la convergencia, y su interés se debe a que permite conocer la composición del agua que está en contacto con rocas calcáreas en la superficie y que se infiltra de manera difusa en el cauce e ingresa a las cavernas Higuera y Gabinarraca (Fig. 58).



Fig. 58. Sitio de muestreo en la quebrada El Túnel. Coordenadas 415653/1167401.

Coordenada X: 415653

Coordenada Y: 1167401

Elevación: 404 m s.n. (superficie)

Iones mayores	COD	^{18}O	^2H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,7	7,4	296,8

7.2.6 Sitio de muestreo de agua de lluvia

Las muestras recolectadas son muestras compuestas, pues pertenecen a varios eventos de precipitación, y se tomaron del agua almacenada en el colector isotópico de lluvia, las cuales reflejan la composición del agua que ha estado en contacto con la atmósfera pero que no ha interactuado con las rocas calcáreas ni el suelo.

Coordenada X: 415891

Coordenada Y: 1167102

Elevación: 374 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	¹⁸ O	² H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X		X	X	23,5	6,6	444,7

7.2.7 Sala 3

Las muestras de este sitio son representativas de la mezcla de los flujos NW (Caverna Menonitas) y W (Caverna Higuera) así como la interacción con las rocas de la caverna Gabinarraca y el agua de lluvia que ingresa por la dolina Boca de la Cruz.

Coordenada X: 415979

Coordenada Y: 1167365

Elevación: 369 m s.n.m

Iones mayores	COD	¹⁸ O	² H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,5	6,8	568,0

7.2.8 Boca de la caverna Gabinarraca

Corresponde al final de ambos tubos de flujos subterráneos y a la descarga del sistema kárstico que regresa a la superficie a través de la quebrada El Túnel, la cual finalmente desemboca en río La Muerte (Fig. 59). Previo a este punto se da el ingreso por percolación vertical de la quebrada El Túnel, que también aporta caudal a través de la cueva El Panzazo.

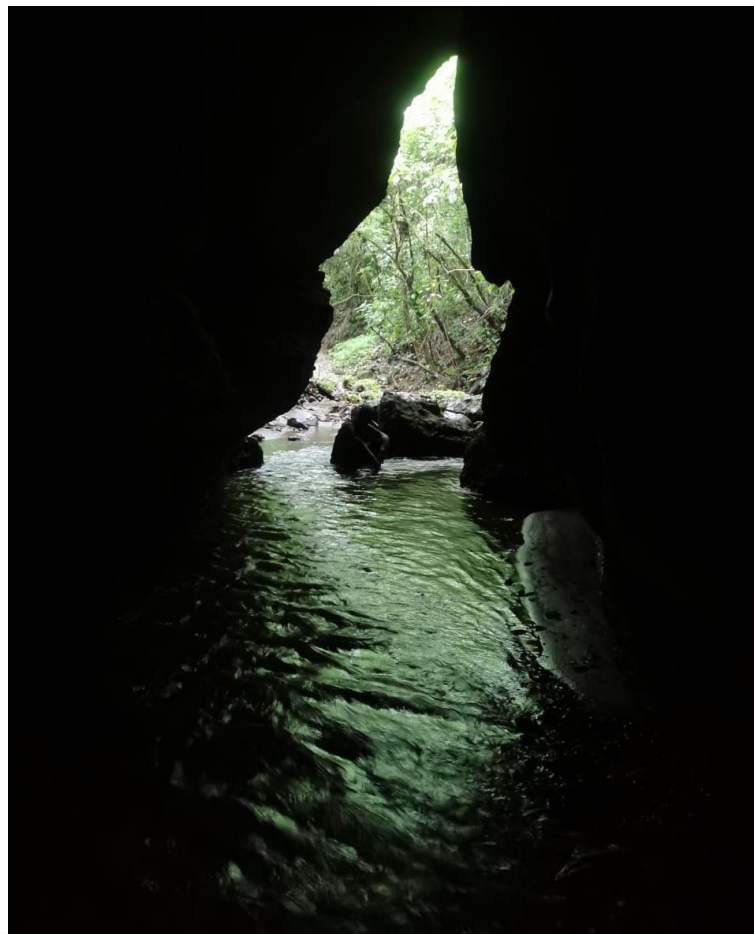


Fig. 59. Boca de la caverna Gabinarraca vista desde el interior, al salir de la caverna el agua con la quebrada el Túnel y posteriormente desemboca al río La Muerte. Coordenadas 415058/1167227 dentro de la cueva.

Coordenada X: 416058

Coordenada Y: 1167227

Elevación: 349 m s.n.m (superficie)

Iones mayores	COD	^{18}O	^2H	<i>Parámetros de campo promedio</i>		
				T (°C)	pH	C.E (μS/cm)
X	X	X	X	24,3	7,3	696,3

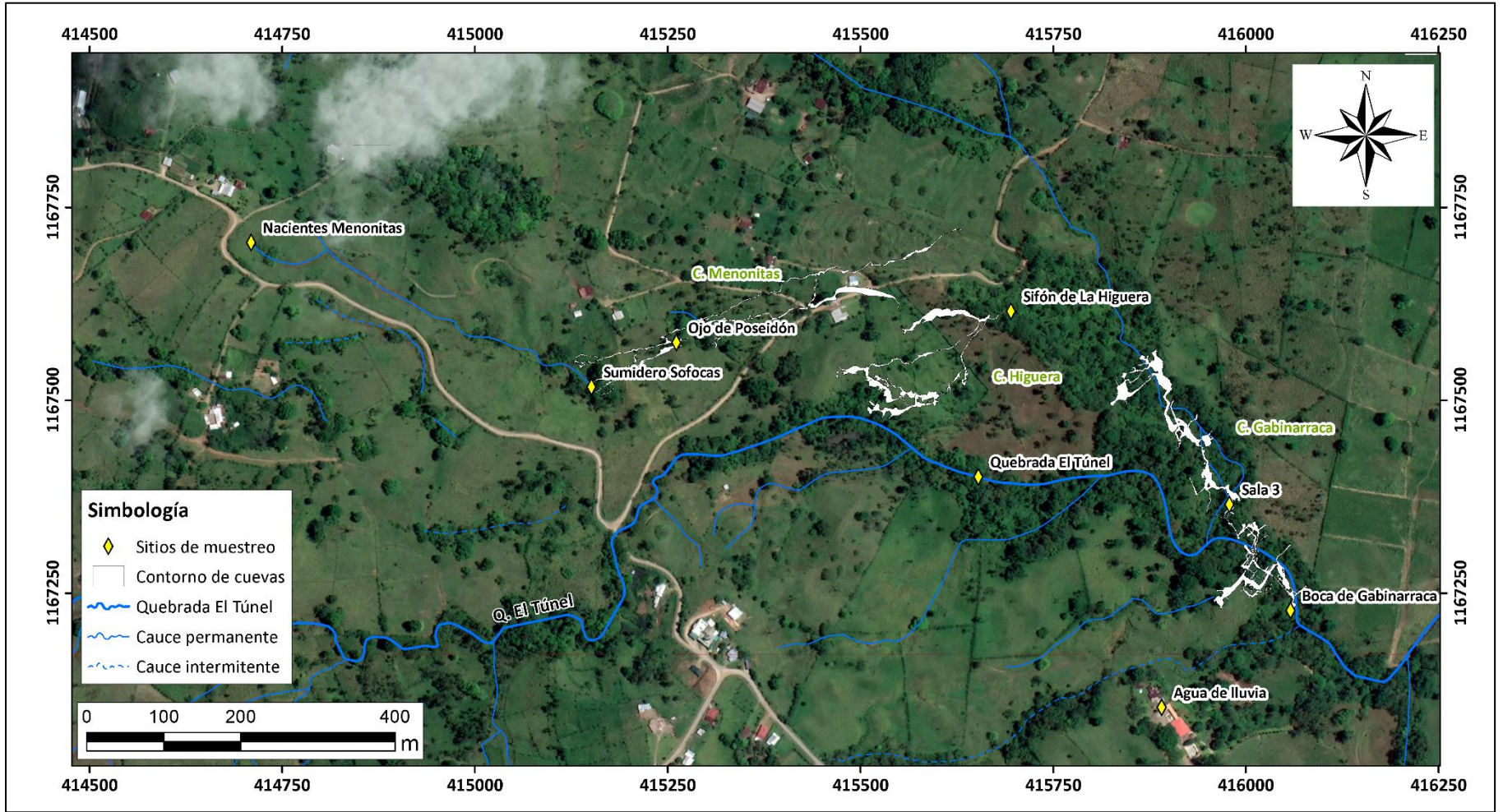


Fig. 60. Ubicación de los sitios de muestreo.

7.3 Parámetros de campo

En cada sitio de muestreo se midió la temperatura, conductividad eléctrica y pH de las muestras para determinar si existen variaciones según el flujo al que pertenecen o a la época del año.

La significancia de la diferencia entre las medias se determinó según la prueba de K-W.

7.3.1 Temperatura

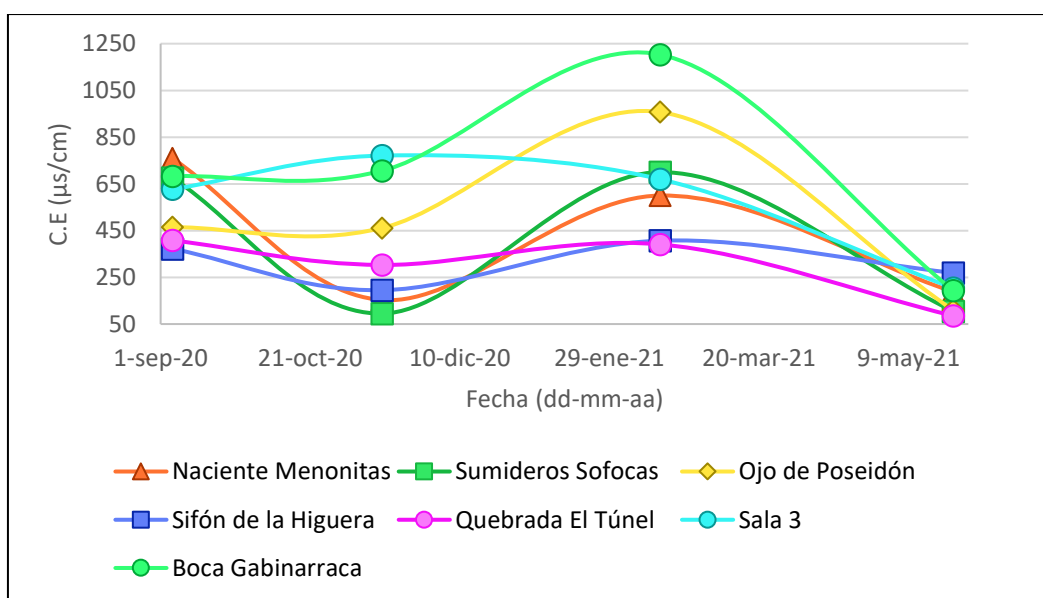
La temperatura de las muestras es de 24,82°C en promedio con una desviación estándar (σ) de $\pm 2,03$ °C, según la prueba de K-W ($p=14\%$) las variaciones entre los flujos no son significativas con una confianza del 5%, por lo que este parámetro es relativamente constante.

Este comportamiento se explica debido a la elevada capacidad calorífica del agua, 4186 J/g*°C según Lide (2019), aunada al pequeño rango de variación de la temperatura media mensual tanto en superficie como dentro de las cavernas ($\pm 1,23$ °C en superficie y $\pm 0,83$ °C en la caverna).

7.3.2 Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica de 454,45 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en promedio con $\sigma=\pm 288,9$ $\mu\text{S}/\text{cm}$. La conductividad no tiene una distribución espacial clara, aunque los mayores valores suelen encontrarse en muestras provenientes del flujo de convergencia y los menores valores ocurren en distintos puntos sin relación aparente con su posición en el tubo de flujo (Gráfico 18).

Gráfico 18. Valores de la conductividad eléctrica (en $\mu\text{S}/\text{cm}$) medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.



La prueba de K-W mostró que los cambios en la conductividad eléctrica no son representativos, con una confianza del 5%, en función del tubo de flujo en el que se agrupan ($p=13\%$) ni según la época del año en que se midieron ($p=29\%$).

Este comportamiento se asocia a que la principal fuente de iones, que aumenta la conductividad eléctrica, proviene de la disolución de roca, este proceso se ve potenciado a mayor tiempo de contacto entre el agua subterránea y el acuífero calcáreo, el cual es corto en el área de estudio debido a las altas velocidades de flujo.

7.3.3 pH

El pH tiene un valor promedio de $6,98 \pm 0,81$, lo cual indica que el agua tiende hacia valores neutros. Este fue el único de los parámetros de campo que mostró una diferencia estadísticamente significativa en la prueba de K-W con $\alpha=5\%$, al comparar las muestras de los tres flujos se obtuvieron los datos de la Tabla 21. El promedio del valor de pH es distinto para, al menos, uno de los tres sets de muestra, esto se asocia a los valores más alcalinos medidos en el flujo W que proviene, tanto de la recarga de la zona no saturada como del ingreso de agua a través de la quebrada El Túnel.

Tabla 21. Promedio, tamaño de muestra y valor p de la prueba de K-W para la temperatura, C.E y pH.

	Temperatura (°C)		Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)		pH	
	Promedio	n	Promedio	n	Promedio	n
Flujo NW	24,75	12	463,00	12	6,58	12
Flujo W	24,95	8	337,50	8	7,83	8
Convergencia	24,40	7	683,00	7	7,02	7
Valor p de K-W (%)	14		13		3	

Para comprobar la diferencia se realizaron tres pruebas de hipótesis adicionales que comparasen el pH entre los flujos NW y W, así como con la convergencia, lo que arrojó los resultados de la Tabla 22.

De esta tabla se extrae que existe una diferencia significativa entre los valores de pH de los flujos NW y W, entre el flujo W y la convergencia no alcanza el valor de confianza para afirmar que exista diferencia significativa entre ambos flujos y que no hay diferencia significativa, del todo, entre el flujo NW y la convergencia.

Tabla 22. Valor de la prueba de K-W para los valores de pH de los distintos flujos.

	Promedio	n	Promedio	n	Promedio	n
Flujo NW	6,58	12	-	7	6,58	12
Flujo W	-	-	7,02	8	7,83	8
Convergencia	7,02	7	7,83		-	-
Valor p de K-W (%)	24		8		1,4	

Según los resultados anteriores, puede determinarse que el aporte del flujo NW al pH final del agua es superior a la contribución del flujo W, pues existe una mayor similitud entre ambos. No obstante, esta aseveración debe entenderse únicamente en términos de la química del agua y no del caudal que cada uno aporta a la descarga final.

El pH también tiene una distribución geográfica:

- Los valores más ácidos se ubican en la naciente Menonitas, la cual según el modelo conceptual se recarga a partir del agua de lluvia por naturaleza más ácida.
- Las muestras del flujo W están en contacto con las calizas que afloran en el cauce de la quebrada el Túnel y en la caverna Higuera, por lo que se ha vuelto más básica debido a la incorporación de carbonatos.

Finalmente, los datos exhiben una menor dispersión a finales e inicios de la época lluviosa ($\sigma=0,58$ en septiembre y $0,59$ en mayo), mientras que esta aumenta al principio ($\sigma=0,66$ en noviembre) y durante la época seca ($\sigma=0,92$ en febrero), lo cual se interpreta como efecto del aporte de las precipitaciones que cubren de manera homogénea el área de estudio y homogenizan el pH del agua, a diferencia de la época seca, donde predomina el flujo base, que varía según su proveniencia.

7.4 Composición química del agua

Se realizó un diagrama ternario para clasificar las muestras de agua (Fig. 61), este fue creado Piper (1944) y permite nombrar la muestra según cuatro categorías principales:

- Bicarbonatadas cálcicas y magnésicas.
- Bicarbonatadas sódicas y potásicas.
- Cloruradas o sulfatadas cálcicas y magnésicas.
- Cloruradas o sulfatadas sódicas y potásicas.

La mayoría de las muestras se ubicaron en el campo de las bicarbonatadas cálcicas, lo cual según la serie de Chebotarev (1955) se asocia a aguas jóvenes recargadas por la precipitación y cuyo tiempo de residencia en el acuífero es corto. Esto es consecuente con lo observado en el campo, pues se midieron altas velocidades de flujo, así como ingreso directo al acuífero del agua superficial mediante ríos influentes y dolinas.

Dos muestras correspondientes al agua de lluvia se clasificaron como cloruradas cálcicas y cloruradas sódicas y potásicas, lo cual se asocia a que las muestras se tomaron de un colector de tipo abierto por lo que reflejan el efecto de la deposición seca y húmeda de cloruros, la cual varía según la intensidad de la precipitación y la velocidad del viento (Cabrera *et al.*, 2013)

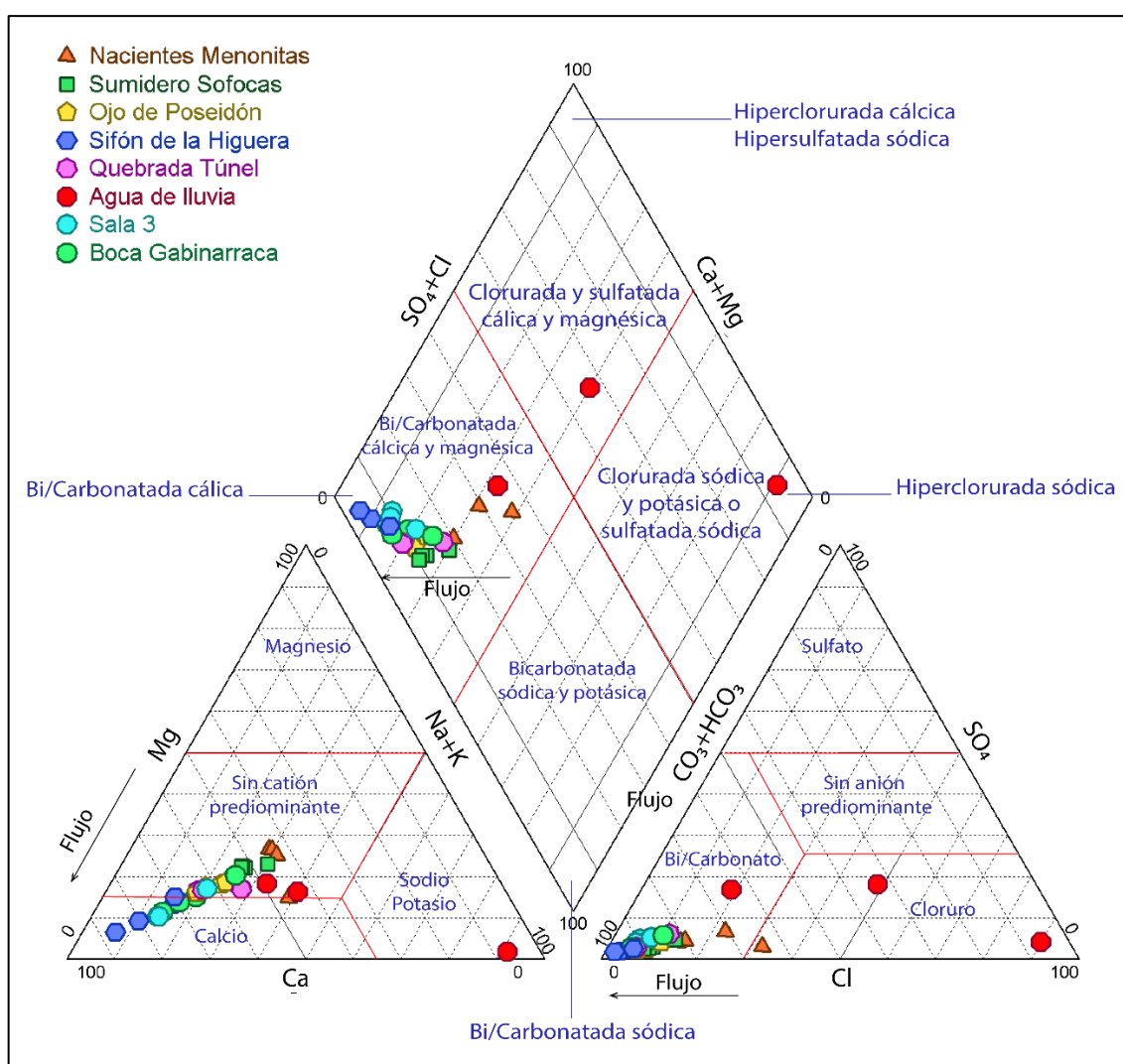


Fig. 61. Diagrama de Piper (1944) para las muestras analizadas.

Lo anterior se observa en el diagrama de Gibbs (1970) representado en la Fig. 62, pues la mayoría de las muestras se grafican en el campo de dominancia de la meteorización de rocas, aunque algunas pertenecientes al flujo NW se encuentran dentro, o en el límite, del campo de precipitación, lo cual señala que conforme se avanza en el tubo de flujo el agua subterránea se enriquece en iones.

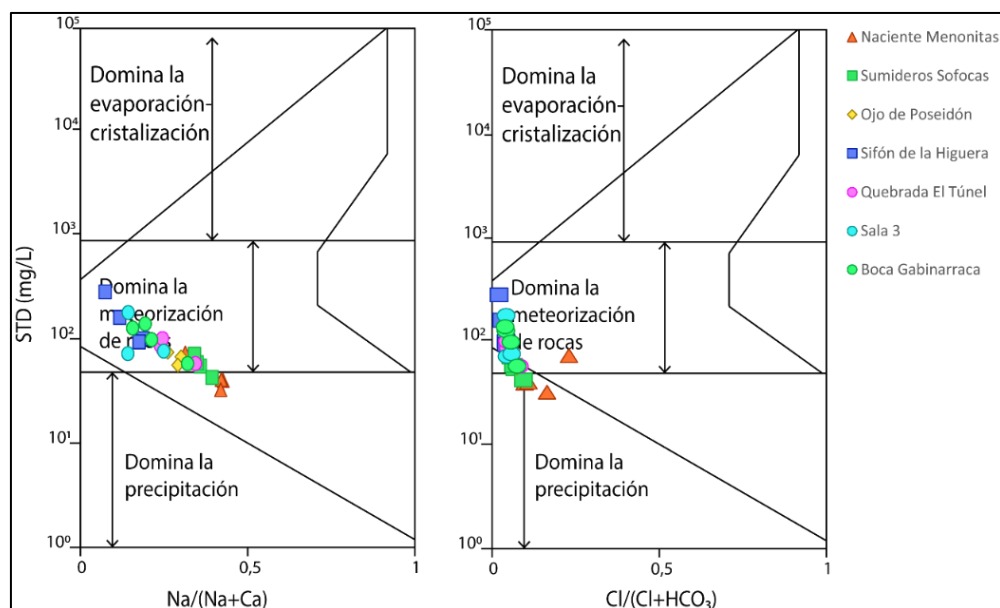


Fig. 62. Diagrama de Gibbs (1970) para las muestras del área de estudio. Las muestras grafican en el campo de dominancia de la meteorización de rocas.

En la Fig. 63 se muestran los diagramas de Stiff (1951) para las muestras recolectadas entre 2020 y 2021, según los cuales el proceso de disolución de roca sería más evidente en el flujo NW que en el flujo W, lo cual se explica porque el punto de inicio del flujo NW es una naciente que, según el modelo conceptual, se recarga a partir del agua de lluvia, lo cual hace que constituya un punto extremo más diluido por lo que cualquier aporte de iones que se produzca por disolución del acuífero será más evidente.

En contraste, el flujo W proviene, en parte, de la quebrada El Túnel la cual ha estado en contacto con las calizas que afloran en el cauce antes de la toma de la muestra, por lo que el aumento en la concentración de iones es menos evidente.

Finalmente, puntos del flujo NW, como las nacientes Menonitas y el sumidero Sofocas, están activos sólo en la época lluviosa, a diferencia del cauce de la quebrada El Túnel y el Sifón de la Higuera, los cuales transportan agua de forma permanente, por lo que la disolución de roca se da por tiempos más prolongados y su efecto se ve atenuado con respecto al flujo NW.

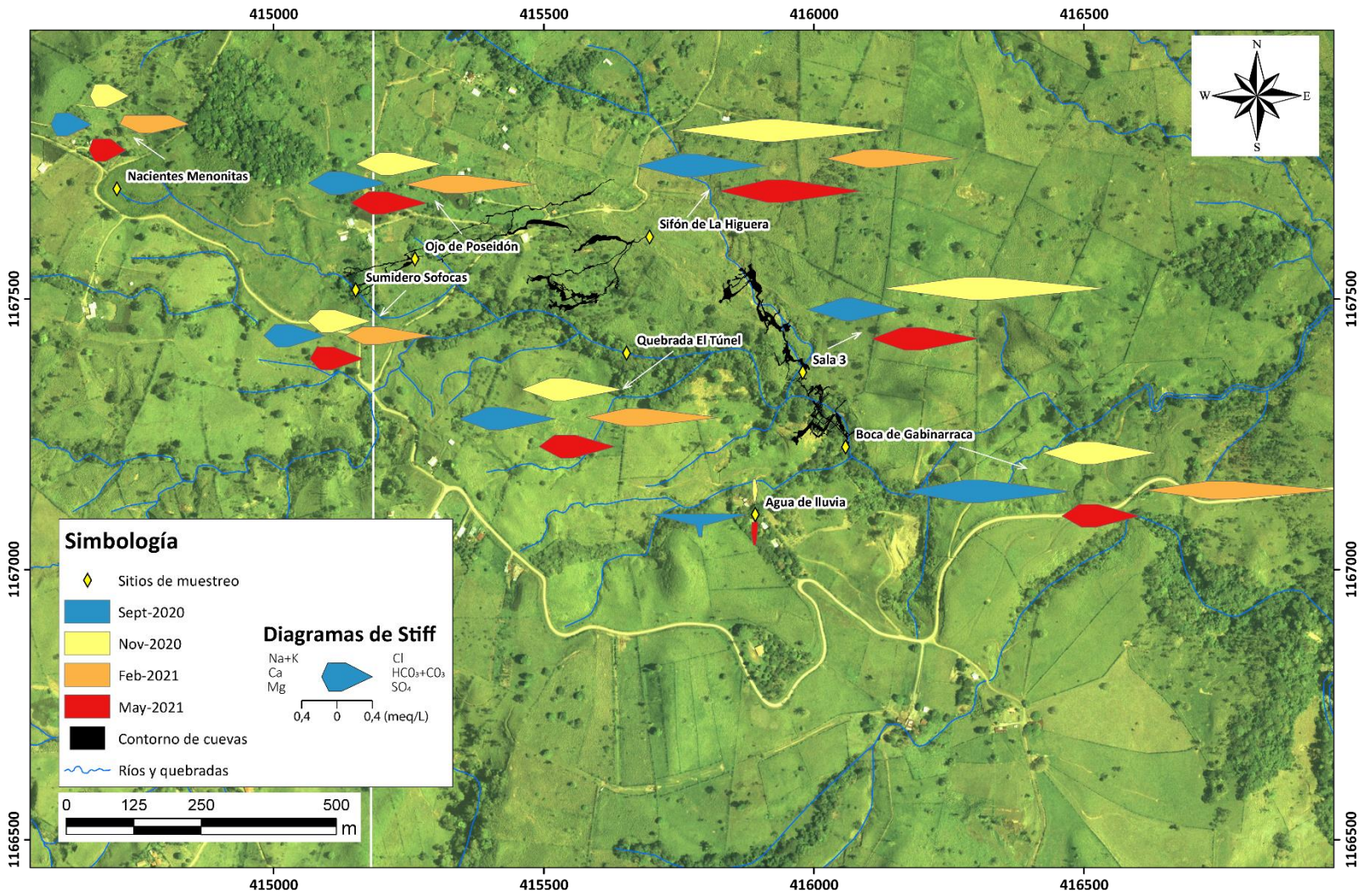


Fig. 63. Diagramas de Stiff (1951) para las muestras recolectadas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.

7.5 Análisis composicional de datos

Previamente se han interpretado los datos hidrogeoquímicos en términos de la disolución de rocas carbonatadas, no obstante, no se ha realizado un análisis estadístico robusto que demuestre que la varianza de las muestras se explica en términos de las especies involucradas en este proceso.

Las inferencias sobre su existencia provienen de análisis gráficos y evidencias casuísticas, que se construyen mediante escalas determinadas con base en un gran número de muestras. No obstante, los datos de los análisis geoquímicos son de tipo composicional, es decir, que expresan cuantitativamente las partes de un todo, por lo que las técnicas de la estadística convencional podrían resultar inadecuadas para su correcto tratamiento. Esto no demerita las interpretaciones que frecuentemente se realizan con base en estos diagramas, sino que demuestra la necesidad de aplicar técnicas complementarias que confirmen o descarten las interpretaciones cualitativas que se basan en datos cuantitativos composicionales.

7.5.1 Técnicas de estadística clásica

Se elaboró una matriz de correlación de Pearson (Freedman *et al.*, 2007) para ubicar las posibles correlaciones entre las especies químicas analizadas.

Se excluyeron de la matriz (Tabla 23) las muestras de agua de lluvia, debido a que estas tienen una clasificación independiente a la del agua superficial y subterránea, así como las especies cuya concentración se encontró siempre por debajo de los límites de detección de los equipos (F, Br, NO₂, Li y NH₄), se resaltan en negrita las correlaciones significativas y en rojo las negativas.

Tabla 23. Matriz de correlación de Pearson entre las especies analizadas. *

	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃	Cl	SO ₄	NO ₃
Ca		0,509	0,386	-0,253	-0,364	-0,310	0,037	0,077
Mg	0,667		0,913	-0,327	-0,205	-0,244	-0,017	0,158
Na	0,602	0,972		-0,278	-0,259	-0,092	0,250	0,141
K	-0,161	-0,402	-0,352		-0,745	,950	0,072	0,095
HCO ₃	0,590	0,522	0,420	-0,193		-0,761	-0,294	-0,249
Cl	-0,175	-0,372	-0,311	0,993	-0,211		0,256	0,132
SO ₄	0,709	0,484	0,487	0,079	0,384	0,062		0,188
NO ₃	0,349	0,351	0,333	0,059	0,378	0,094	0,490	

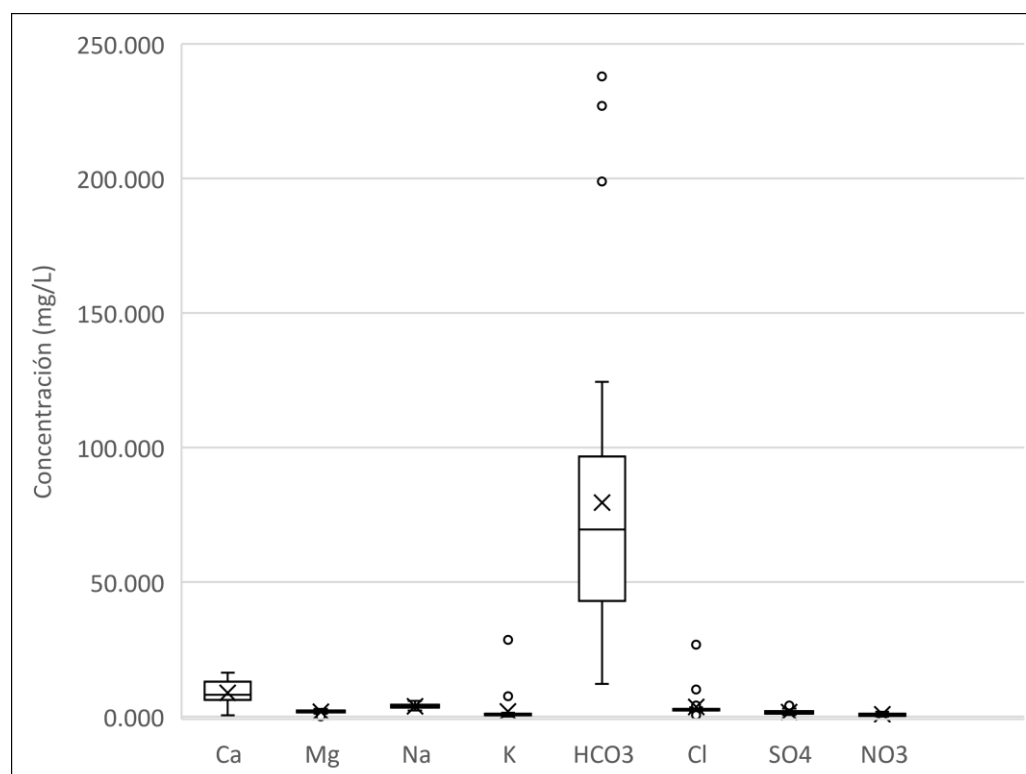
*En fondo blanco se muestran los índices con los datos originales y en gris normalizados a peso total.

De la matriz de la Tabla 23 se observa que, según la normalización bajo la cual se traten los datos, se pueden obtener una u otra correlación, e incluso las correlaciones pueden pasar de negativas a positivas, por ejemplo, con los datos originales señalan una correlación positiva entre el HCO_3 y el Mg (0,522), no obstante, los valores normalizados indican una correlación negativa (-0,205), lo cual viola el principio de invariancia escalar.

Adicionalmente, del diagrama de cajas (Gráfico 19) se observa que existe asimetría en las distribuciones muestrales, por lo que el uso de técnicas estadísticas convencionales supondría aceptar que la distancias son equivalentes, por ejemplo, en el caso del HCO_3 equivaldría a afirmar que la distancia entre 12 y 237,9 es la misma que entre 226,9 y 237,9, lo cual llevaría a establecer relaciones espurias entre variables.

Gráfico 19. Resumen estadístico y diagrama de cajas de la composición de elementos mayores muestreados en el agua superficial y subterránea.

Indicador (mg/L)	Ca	Mg	Na	K	HCO_3	Cl	SO_4	NO_3
Promedio	13,51	1,82	3,77	1,94	79,46	3,56	1,63	0,80
Media	10,71	1,97	4,09	0,83	69,54	2,48	1,39	0,69
Media geom.	8,87	1,45	3,31	0,70	62,92	2,72	1,49	0,58



7.5.2 Alternativa composicional

Las técnicas de estadística composicional fueron desarrolladas por Aitchison (1982) y permiten evaluar datos composiciones en un espacio geométrico *simplex* y posteriormente, realizar la transformación y apertura de esos datos para aplicar técnicas de estadística clásica.

Al generar el diagrama *biplot* (Fig. 64) se observa que en los rayos largos contienen al clrK en extremo y al clrLi y clrBr en otro extremo, explicado al menos un 70% de la varianza.

En la dirección ortogonal se encuentran el clrCa y el clrHCO_3 lo cual indica que tienen correlaciones fuertes entre sí, aunque aportan la misma información al explicar la química del agua y no tienen correlación alguna con los elementos en los extremos de los rayos largos.

Se observa un agrupamiento menor entre los elementos clrNa y clrMg , mientras que el resto de los componentes se encuentran dispersos por todo el diagrama.

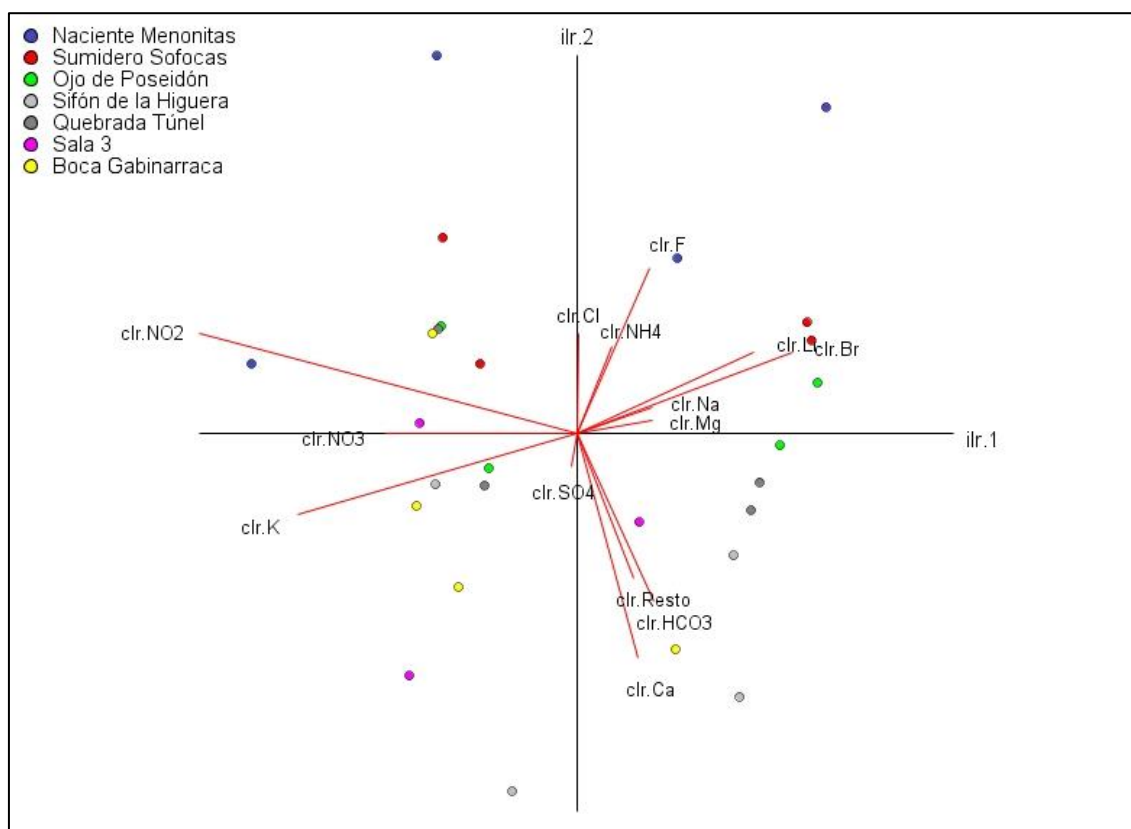
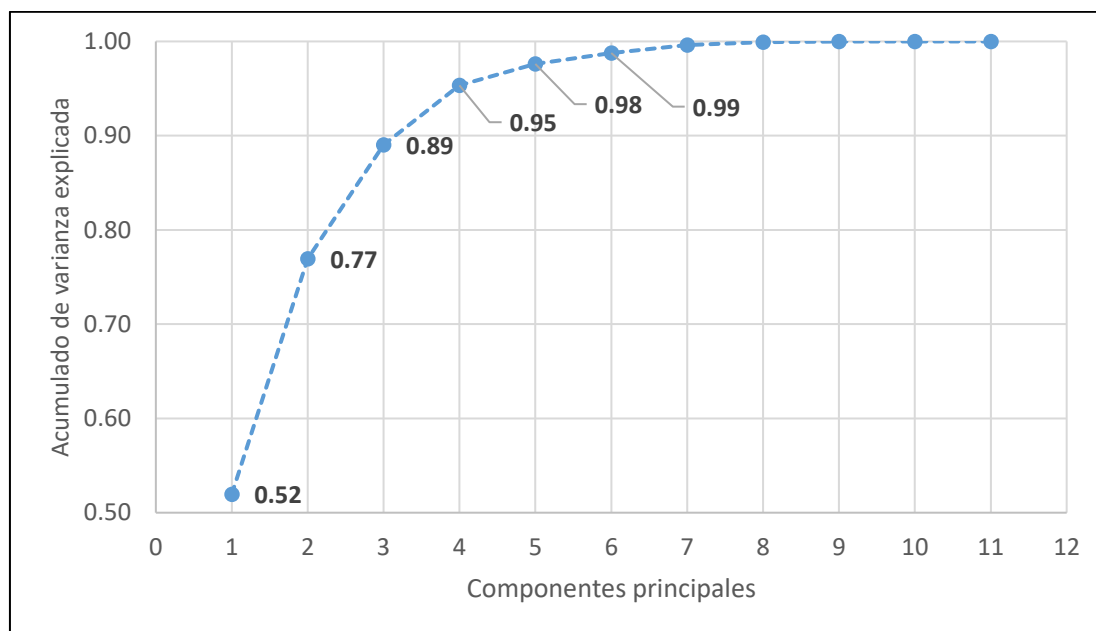


Fig. 64. Diagrama *biplot* de los datos de iones mayores, el cual representan al menos un 70% de la varianza de los datos.

Al realizar el análisis de componentes principales o PCA (*principal compound analysis*) se observa que con cuatro componentes principales se explica un 95% de la varianza de los datos, por lo que

puede disminuirse el número componentes de trece especies, que fueron analizadas originalmente, a sólo cuatro.



En la Tabla 24 se muestra la matriz de covarianza de los valores transformados a *clr* en la cual se resaltan los valores del coeficiente de covarianza para el *clr.HCO₃* y el *clr.Ca*, los cuales son bajos e incluso negativos, por lo que, al igual que el diagrama de la Fig. 64 se extrae que la combinación de estos elementos no constituye un elemento que explique, de manera significativa, la composición química del agua.

Tabla 24. Matriz de covarianza de los componentes principales transformados a *clr*.

	PC1	PC2	PC3	PC4
clr.K	-0,46	-0,19	-0,66	0,38
clr.Na	0,13	0,06	0,12	0,21
clr.NO ₂	-0,62	0,24	0,56	0,20
clr.Mg	0,13	0,03	0,15	0,15
clr.Cl	0,00	0,24	-0,27	0,10
clr.NH ₄	0,06	0,21	0,05	0,07
clr.Li	0,29	0,19	-0,13	0,02
clr.HCO₃	0,13	-0,40	0,18	0,01
clr.Br	0,36	0,19	-0,17	0,01
clr.Resto	0,10	-0,34	0,11	-0,01
clr.Ca	0,10	-0,54	0,15	-0,05
clr.SO ₄	-0,01	-0,08	0,00	-0,11
clr.F	0,12	0,39	0,07	-0,17
clr.NO ₃	-0,32	0,00	-0,17	-0,83

Según los datos de la Tabla 24 se definen las siguientes relaciones como componentes principales en la Ecuación 16

Ecuación 16. Índices para definir los componentes principales según la matriz de covarianzas.

$$PC1 = \frac{Br + Li}{NO_2}, PC2 = \frac{F}{Ca}, PC3 = \frac{NO_2}{K}, PC4 = \frac{K}{NO_3}$$

A partir del PCA se determina que la varianza de las muestras no está explicada en términos de las especies que intervendrían en el proceso de disolución de rocas carbonatadas, es decir, el HCO_3 y el Ca, sino que intervienen especies cuyos resultados analíticos suelen estar por debajo del límite de detección de los equipos, como el Br y el Li, o sus relaciones no son fácilmente interpretables, tal es el caso del NO_3 y el K.

Al generar el dendrograma composicional con relaciones por defecto (Fig. 65) no se observa similitud entre el conglomerado que contiene al Ca y el que contiene al HCO_3 , ya que estos se relacionan a través del NO_3 .

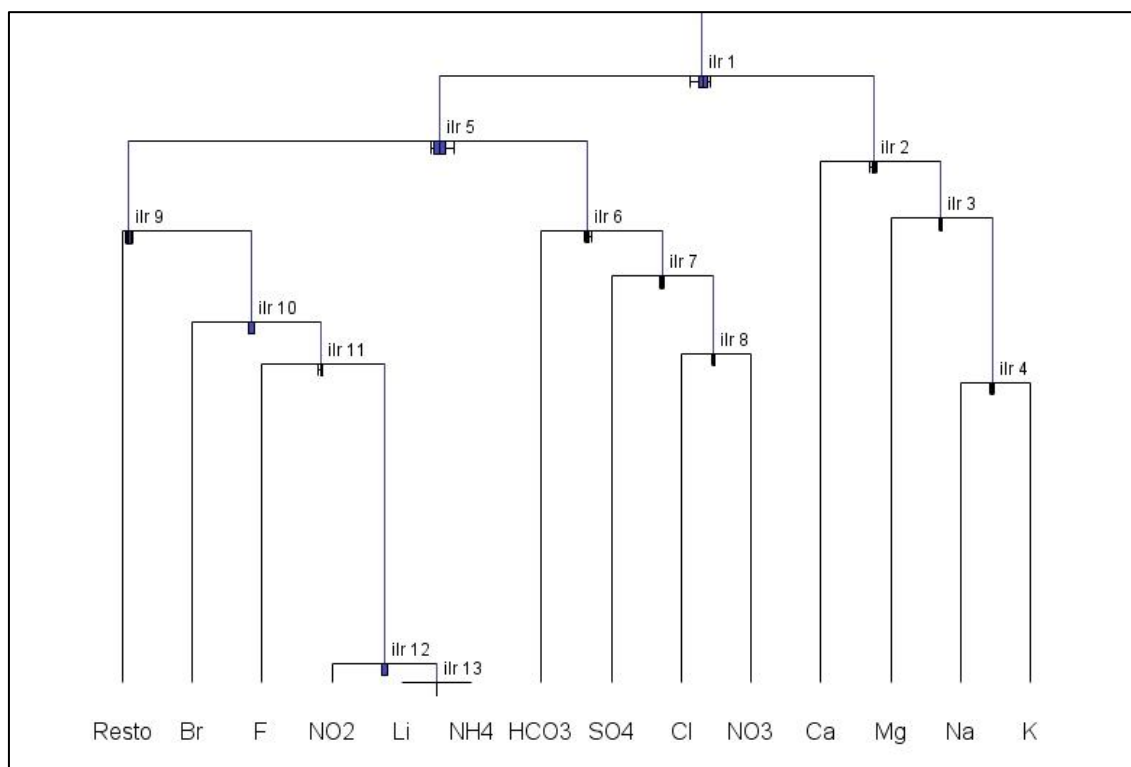


Fig. 65. Dendrograma composicional con balances establecidos por defecto.

A partir de la información obtenida del *biplot*, la matriz de covarianza y el dendrograma composicional, se definió en la Tabla 25 una secuencia de partición binaria (SBP) en la cual se consideraron los iones que explican ampliamente la varianza (Li, Br y K), los iones que se asocian

al proceso de disolución de roca (Ca y HCO_3) y los restantes que mostraron alguna similitud en el diagrama *biplot*.

Tabla 25. Secuencia SBP utilizada para el análisis de datos.*

	Balance	Li	Br	K	Ca	HCO_3	SO_4	Mg	Na	Resto
		1	1	1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
1		-1	1	1	0	0	0	0	0	0
		0	-1	1	0	0	0	0	0	0
2		0	0	0	1	1	-1	-1	-1	-1
		0	0	0	-1	1	0	0	0	0
3		0	0	0	0	0	1	1	1	-1
		0	0	0	0	0	-1	1	1	0
		0	0	0	0	0	0	-1	1	0

*El 1 indica las partes del grupo, el -1 el grupo alternativo y el 0 no participa en la partición.

En la Fig. 66 se muestra el dendrograma obtenido a partir de la partición de la Tabla 25, con la cual se confirma que, prácticamente la totalidad de la varianza, se explica con los iones Br y K, lo que no permite concluir que el proceso de disolución de roca tenga un papel importante en la composición del agua subterránea.

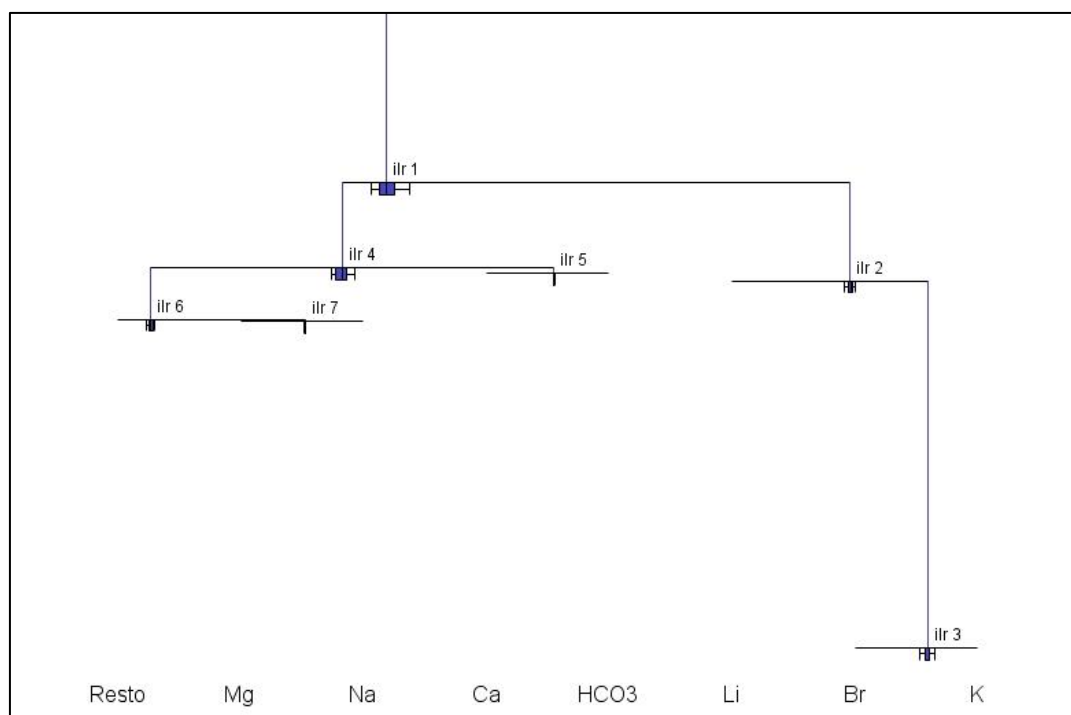


Fig. 66. Dendrograma composicional que representan la SBP definida, las líneas verticales son proporcionales a la descomposición de la varianza por balances.

A partir de la estadística composicional se reconoce que afirmar que el proceso de disolución de roca incida significativamente en la composición final del agua no tiene un sustento estadístico, por lo que deben investigarse otros procesos y utilizar otros *proxys* para comprender este fenómeno, lo cual se realizó mediante el análisis del intercambio iónico y la composición isotópica, respectivamente.

Además, los componentes principales están definidos en términos de iones minoritarios, lo cual puede ser un efecto de los límites de detección del instrumento o relacionarse a procesos hidrogeoquímicos que incidan en los contenidos de elementos minoritarios o en las trazas, por lo que a través de metodologías que involucren estos componentes, tales como la definida por Gill *et al.* (2018), podrían obtenerse resultados que expliquen de manera satisfactoria la varianza. Es factible interpretar que la imposibilidad de explicar la varianza de la muestra en términos de la disolución de rocas calcáreas no implica que este fenómeno no ocurra del todo, sino que las observaciones se deben a las altas velocidades de flujo dentro de los canales que conforman el acuífero kárstico, lo cual limita el tiempo de contacto entre el agua subterránea y la matriz sólida del acuífero, por lo que no se da una disolución tan intensa a pesar de la disponibilidad de iones Ca y HCO₃.

7.6 Proceso de intercambio iónico

Schoeller (1977) definió el índice cloro-alcalino (CAI por sus siglas en inglés) para evaluar los procesos de intercambio iónico entre el agua subterránea y las rocas del acuífero, en zonas donde no existe intrusión salina la interpretación del índice es la siguiente:

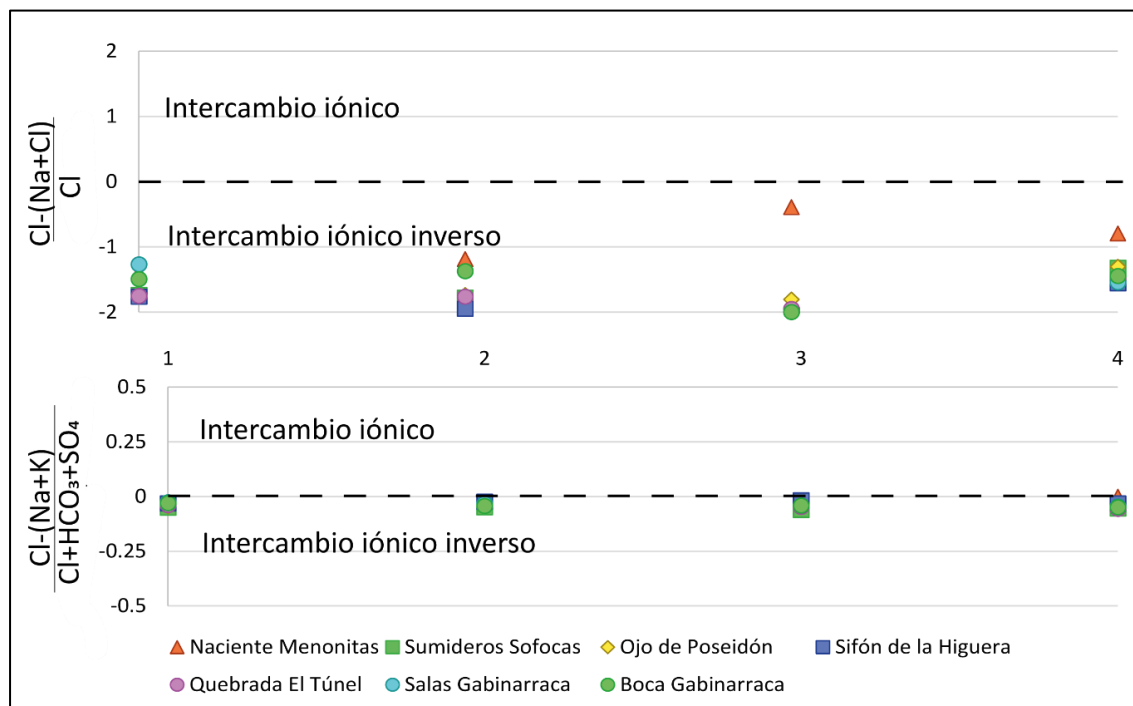
- CAI>0 = intercambio de Na y K del agua con Mg y Ca de la roca.
- CAI<0 = intercambio de Mg y Ca del agua con Na y K de la roca.

Dado que, según se detalló en la sección anterior, el proceso de disolución de roca no es preponderante en la composición del agua subterránea, y que los iones Na, K no son mayoritarios en la roca calcárea, se interpreta que los sedimentos de granulometrías variadas (desde arcillas hasta bloques métricos) que recubren el lecho de las cavernas, funcionan como superficie de intercambio catiónico entre el agua subterránea y el medio sólido.

Según se observa en el Gráfico 11 los valores de la zona indican que en el agua subterránea se da un **intercambio iónico inverso**, por lo que se interpreta que, al entrar en contacto con los sedimentos de las cavernas, el agua subterránea intercambia iones Mg y Ca por iones Na y K. Este efecto es similar al reportado por Mollinedo (2013) en un medio volcánico, en el cual la

superficie de los lahares de matriz funciona como superficie de intercambio catiónico, que se intercalan entre varios estratos de rocas volcánicas fracturadas.

Gráfico 20. Índice cloro-alkalino (CAI) calculado para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.



7.7 Índice de saturación mineral

Se calcularon los índices de saturación de tres especies minerales comunes que se pueden formar bajo las condiciones del acuífero, estas son:

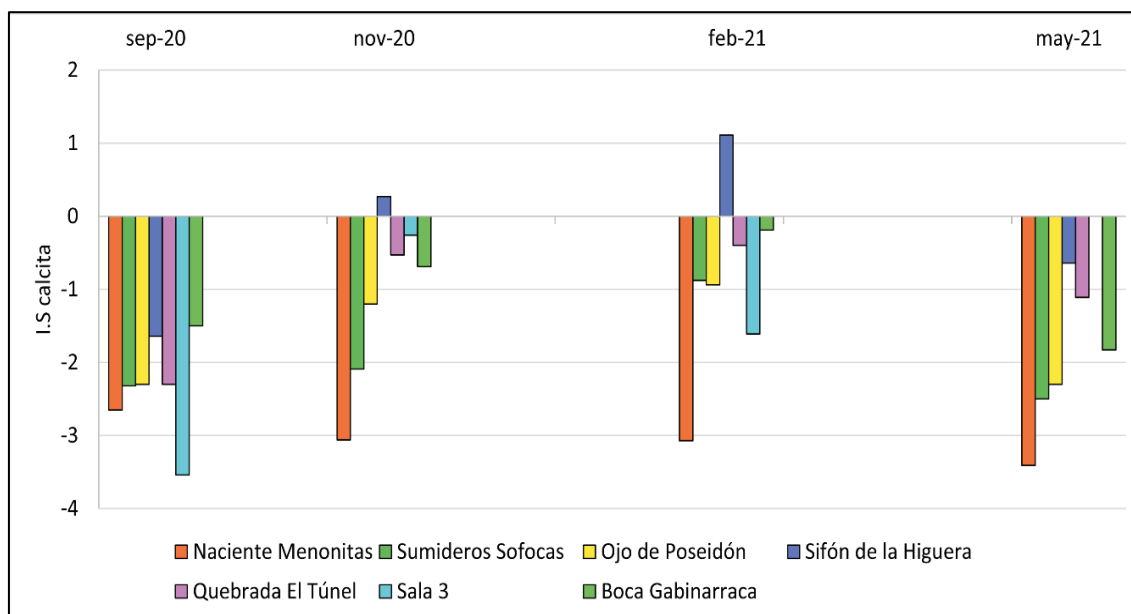
- Calcita- CaCO_3 : es un mineral poco soluble en agua cuya solubilidad aumenta grandemente en medios ácidos.
- Dolomita- $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$: es un mineral carbonatado, menos común que la calcita, con una solubilidad menor (Upchurch *et al.*, 2018).
- Yeso- CaSO_4 : es uno de los minerales sulfatados más comunes y ha sido descrito en algunos sectores del sistema kárstico, por ejemplo, en el pasaje Los Yesos (CM).

Estos índices dan información sobre la subsaturación, sobresaturación o equilibrio de una determinada fase mineral con respecto a la disolución, no obstante, no indican si la disolución ocurre rápida o lentamente, debido a que estos depende de la termodinámica de la reacción (Alley, 1993).

En el Gráfico 21 se observa que el agua subterránea suele mantenerse por debajo del índice de saturación de la calcita, por lo que la disolución se da de forma activa dentro del acuífero, no obstante, en dos ocasiones se observaron muestras sobresaturadas en el Sifón de la Higuera, lo cual es esperable pues constituye el punto más distal del flujo W al cual se tiene acceso, por lo que ha estado en constante contacto con las calizas de la caverna y las que afloran en el cauce del río La Muerte.

Esta condición se da a finales de la época lluviosa (nov-20) y durante la época seca (feb-20), lo cual tiene sentido pues son las épocas en las que el sistema se encuentra menos diluido debido a que hay poco ingreso de aguas meteóricas al acuífero.

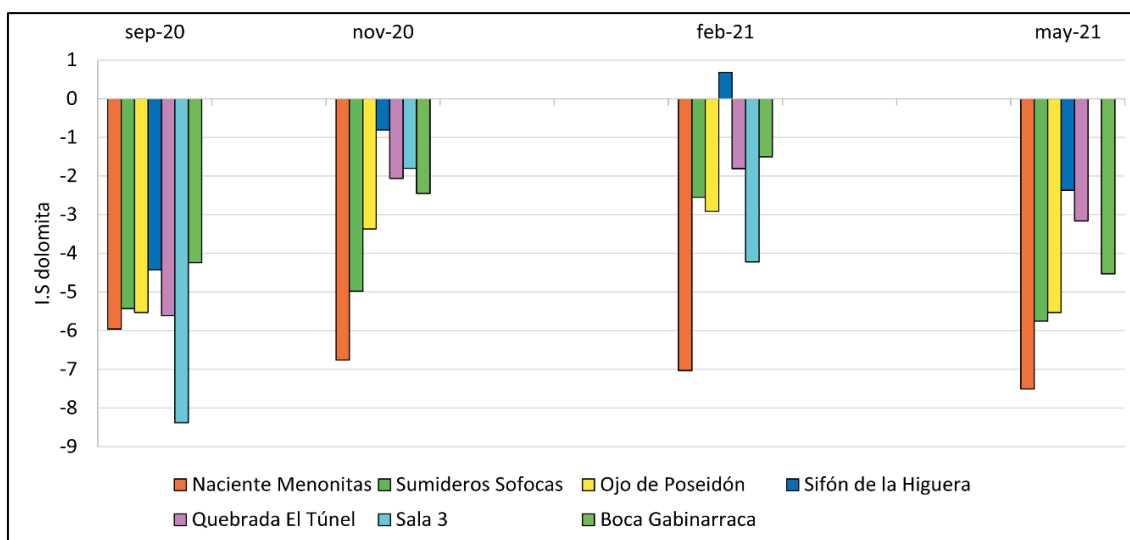
Gráfico 21. Índices de saturación de calcita calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.



En el Gráfico 22 se observa una situación similar a la del Gráfico 21 sólo que la saturación de dolomita se alcanza una única vez, y en menor cantidad, durante la época seca, lo cual se explica por la menor solubilidad de esta especie mineral con respecto a la calcita, así como su aparente menor abundancia dentro del acuífero.

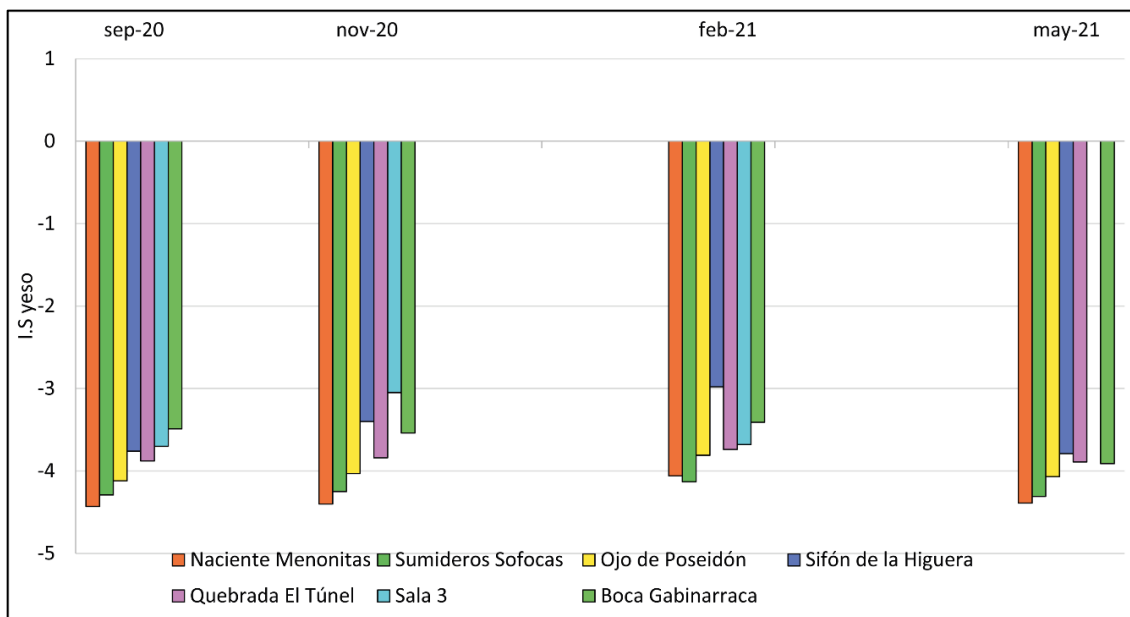
Sin embargo, coincide temporalmente con la mayor saturación de calcita, lo cual se interpreta del mismo modo, es decir, que el sistema está menos diluido debido a que hay poco ingreso de aguas meteóricas.

Gráfico 22. Índices de saturación de dolomita calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021



Finalmente, los índices de saturación de yeso mostrados en el Gráfico 23 revelan que el agua se mantiene siempre por debajo del punto de saturación, lo cual es plausible debido a que el yeso está menos distribuido que la calcita dentro del acuífero, por lo que el agua subterránea sólo entra en contacto con esta especie en forma puntual y por corto tiempo.

Gráfico 23. Índices de saturación de yeso calculados para las muestras medidas entre septiembre de 2020 y mayo de 2021.



7.8 Análisis de recarga por balance por cloruros

Según Appelo y Postma (2005) las diferencias entre concentraciones del agua subterránea, meteórica y la escorrentía, se pueden utilizar para calcular la recarga al acuífero según la igualdad en la Ecuación 17.

$$R * C_R = A_P - E * C_E$$

Ecuación 17. Cálculo de la recarga por balance de cloruros.

Donde:

R = recarga en mm/d.

C_R = concentración de cloruros en el agua subterránea (mg/L).

A_P = deposición atmosférica de cloruros (mg*m²/d)

E = escorrentía superficial (mm/d).

C_E = concentración de cloruros en la escorrentía (mg/L).

El cloruro se considera un trazador ideal ya que no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente y no forma parte de procesos bioquímicos (Porrás *et al.*, 1985).

Esta metodología se considera particularmente útil en el área de estudio, debido a que la recarga al acuífero se da de forma puntual a través de estructuras como dolinas y quebradas ciegas, por lo que la aplicación de un método de balance de humedad de suelos como el de Schosinsky (2006) es poco acertada. Igualmente, al no existir pozos en la zona, no es factible aplicar el método de variación de niveles.

La concentración de cloruros del agua subterránea se tomó de los análisis de la boca de la caverna Gabinarraca porque ¿ esta recoge la totalidad de la descarga del acuífero kárstico.

La deposición atmosférica según Cabrera *et al.* (2013) se determina según la Ecuación 18.

$$A_P = \frac{1}{n} \sum Cl_{Pi} * P_i$$

Ecuación 18. Cálculo de la deposición atmosférica de cloruro.

Donde:

n = cantidad de muestras para la medición de cloro.

Cl_{Pi} = concentración de cloro (mg/L) de la precipitación que produjo dicha deposición.

P_i = precipitación en mm/d que produjo la deposición.

Finalmente, los términos relacionados a la escorrentía fueron omitidos, ya que no se cuenta con datos de su cantidad ni se ha equipado el área de estudio con lisímetros para la toma de muestras de humedad.

Naturalmente al ignorar este término de la ecuación se sobreestima la recarga, por lo que estos cálculos son sujetos a depuración, especialmente si se llega a contar con datos de concentración de Cl con una mayor periodicidad.

Este método es aplicable únicamente si no existen otras fuentes de Cl en el medio, tales como fuentes antrópicas de contaminación o disolución de depósitos evaporíticos, por lo que es una buena práctica descartar muestras cuyo contenido de NO_3 exceda los 10 mg/L, lo cual no sucede en el área de estudio.

En la Tabla 26 se calcula la recarga acuífera con base en las muestras de agua subterránea y agua de lluvia de los muestreos de noviembre del 2020 y mayo del 2021, se omitió el muestreo de septiembre de 2020 porque las muestras de agua subterránea mostraban un mayor valor de Cl que la lluvia, probablemente por errores durante su almacenamiento y transporte.

Tampoco se tomó en cuenta el de febrero de 2021, porque no se obtuvo suficiente lluvia del colector para medir la concentración de Cl.

Tabla 26. Parámetros del cálculo de la recarga por balance de cloruros en el agua subterránea.

Muestreo	Fecha	Prec. prom (mm/d)	Cl _p (mg/L)	Ap (mg/m ² *d)	Cl _r (mg/L)	R (mm/d)	R/P (%)
2	14/11/20	10,49	0,51	5,35	3,18	1,68	16,01
4	24/05/21	6,26	1,69	10,57	2,70	3,91	62,46
Promedio		8,375	1,1	7,96	2,94	2,79	39,23

Los resultados obtenidos señalan que, en promedio, un 39,23% de la lluvia recarga el acuífero kárstico. Estos valores son superiores a los obtenidos por otros autores mediante balances de humedad de suelos, que suelen rondar entre el 15 y 25%, por ejemplo, Zúñiga (2006), González (2014), López (2015), Obando-Amador (2017) y Alvarado-Piedra (2018).

Esto refleja que la recarga se sobrestima al no considerar la escorrentía en el balance de agua, igualmente las concentraciones ponderadas del Cl de la precipitación están basadas en un único análisis, al igual que el promedio del Cl del agua subterránea.

7.9 Composición isotópica del agua

Se realizó un monitoreo anual del agua de lluvia (n=180) e infiltración (n=73) con el fin de determinar el origen de las masas de humedad que generan la recarga el acuífero, procesos que ocurren en la zona no saturada y el efecto de los fenómenos climáticos en la composición final del agua.

En Costa Rica se han realizado algunas investigaciones sobre la composición isotópica de la lluvia y el agua superficial, por ejemplo Lachniet y Patterson (2002) examinaron la composición isotópica del agua superficial en Costa Rica y definieron gradientes de elevación y temperatura, mientras que Sánchez-Murillo *et al.* (2013) establecieron la variación espacial y temporal de la composición isotópica del agua de lluvia en Costa Rica con base en los registro del GNIP (*Global Network of Isotopes in Precipitation*).

Sánchez-Murillo *et al.* (2016) estudiaron los factores que controlan la variación de los isótopos estables a escala diaria con respecto al origen de la humedad, y posteriormente, los procesos que inciden en la variabilidad isotópica de eventos extremos (Sánchez-Murillo *et al.*, 2019).

En cuanto al agua subterránea, se han hecho algunas investigaciones en acuíferos puntuales tales como los acuíferos Barva y Colima (Darling *et al.*, 1989), Tempisque (Gómez-Cruz y Arredondo, 1994), Barranca-El Roble (Arredondo, 1995) y Liberia (Collins, 1999) en las cuales se emplean isótopos ambientales ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) para caracterizar las conexiones hidráulicas y la recarga.

Vargas *et al.* (2015) emplearon isótopos ambientales para estudiar la recarga y definir los orígenes de la contaminación del agua subterránea en la cuenca del Río Grande al oeste del Valle Central de Costa Rica

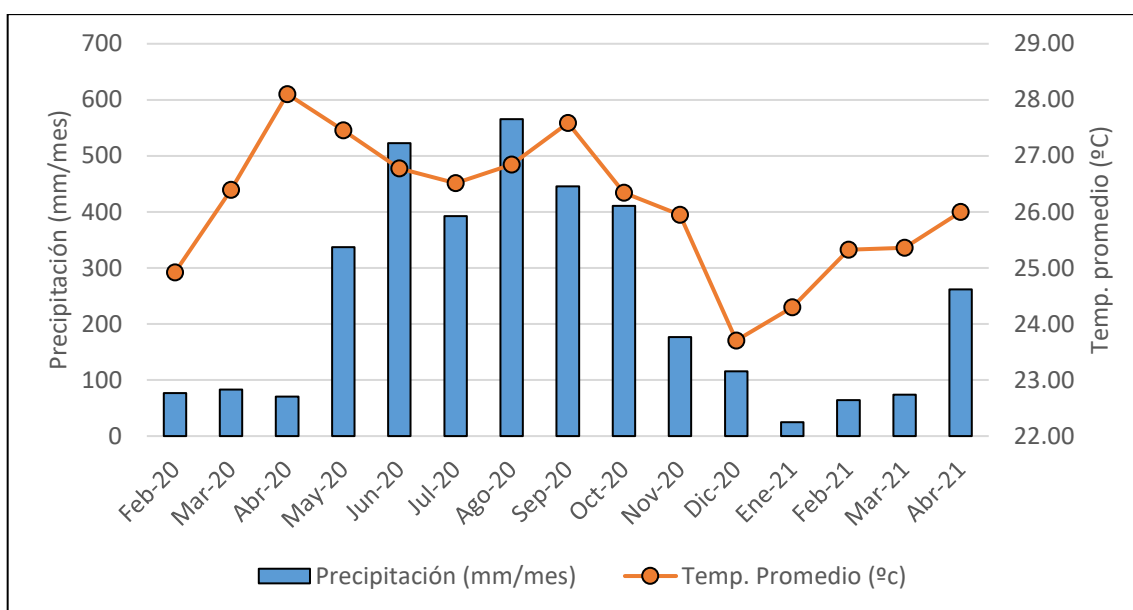
Finalmente, Sánchez-Murillo y Birkel (2016) proponen mecanismos de recarga del agua subterránea con base en datos de isótopos ambientales, no obstante, en su investigación no diferencian acuíferos particulares.

7.9.1 Precipitación y circulación de la humedad

En el Gráfico 24 se muestra la variación de la precipitación y la temperatura promedio para el período entre febrero de 2020 y abril de 2021 según las mediciones diarias realizadas para este proyecto.

La época se extiende entre mayo y noviembre, mientras que la época seca se da entre diciembre y abril. Existe además una pequeña disminución de las precipitaciones en julio, la cual se conoce como el Veranillo de San Juan o la canícula.

Gráfico 24. Variación mensual de la precipitación y la temperatura promedio entre febrero de 2020 y abril de 2021.



Un patrón similar se muestra en el Gráfico 1, el cual cubre el período entre 2015 y 2018, en la estación meteorológica Proyecto Venado, en la cual se observa una menor precipitación al inicio del año, seguido de aumento a partir de abril, para disminuir de nuevo a partir de diciembre.

En términos generales, Waylen *et al.* (1996) señalan que cuatro factores controlan los patrones de circulación de humedad en Costa Rica:

- El ingreso de los vientos alisios del NE.
- La migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT).
- La entrada de los frentes fríos de Norteamérica.
- La influencia estacional de los ciclones del Caribe.

Aunado a lo anterior, la mezcla de humedad de dos fuentes (Océano Pacífico y Mar Caribe), el ingreso de polvo del Sahara, los eventos convectivos locales y los frecuentes cambios topográficos, hacen plausible suponer que la composición isotópica del agua de lluvia es variable tanto espacial como temporalmente.

La prueba estadística de K-W señala que existe diferencia entre las muestras recolectada durante la época seca y durante la época lluviosa, tanto en las precipitaciones ($p=2,2^{-12}$) como en la infiltración ($p=1,05^{-6}$).

7.9.2 Isótopos estables en el agua de lluvia e infiltración

La relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se muestra en el Gráfico 25 que consiste en una regresión de mínimos cuadrados que dio por resultado un coeficiente $R^2=0,97$, lo cual indica una fuerte correlación entre ambas variables, por lo que se puede definir la Ecuación 19 como la línea meteórica local para la zona de Venado.

$$\delta D = 8,2\delta^{18}\text{O} + 14,4$$

Ecuación 19. Línea meteórica local para la zona de Venado de San Carlos.

Donde:

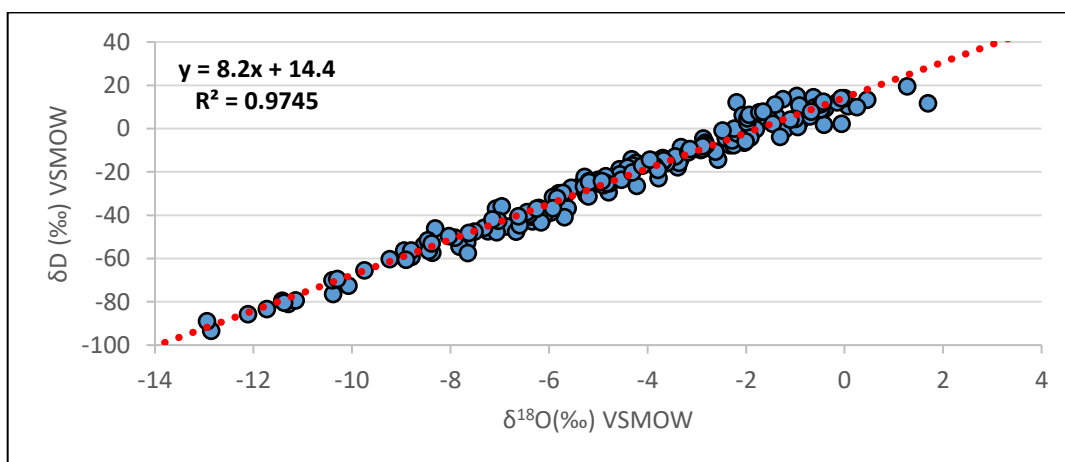
δD = delta deuterio (‰)

$\delta^{18}\text{O}$ = delta oxígeno-18 (‰)

Esta línea meteórica es similar a otras líneas locales, como las definidas por Sánchez-Murillo *et al.* (2016) para:

- Caño Seco: $\delta D=8,21\delta^{18}\text{O}+12,2$
- Heredia: $\delta D=8,65\delta^{18}\text{O}+19,8$
- Turrialba: $\delta D=8,72\delta^{18}\text{O}+17,9$

Gráfico 25. Correlación entre el δD y el $\delta^{18}\text{O}$ para determinar la ecuación de la línea meteórica local (LML).



En el Gráfico 25 se evidencia el amplio rango del $\delta^{18}\text{O}$ (entre -12,64 ‰ y +1,69 ‰) y el δD que varía entre -93,41 ‰ y +19,51 ‰.

Tabla 27. Resumen de los valores promedios del $\delta^{18}\text{O}$, δD y exceso δD para las muestras de lluvia e infiltración.

	Precipitaciones			Infiltración		
	$\delta^{18}\text{O}$	δD (‰)	Exceso δD (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	δD (‰)	Exceso δD (‰)
Época lluviosa						
Promedio	-5,58	-31,79	+12,84	-5,15	+24,89	+16,31
Desviación estándar	2,87	23,75	3,70	0,66	2,25	4,50
Época seca						
Promedio	-2,24	-3,09	+14,81	-4,23	-18,76	+15,06
Desviación estándar	2,38	19,28	5,02	0,40	3,20	1,21
Anual						
Promedio	-4,52	-22,66	+13,47	-4,89	-23,17	+15,96
Desviación estándar	3,13	26,08	4,25	0,73	3,76	3,90

La prueba de K-W con un $\alpha=5\%$ revela que no existe diferencia representativa entre el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia y del agua de infiltración ($p=8,15\%$) lo cual respalda que debe existir algún proceso que equilibra la señal isotópica entre ambas muestras.

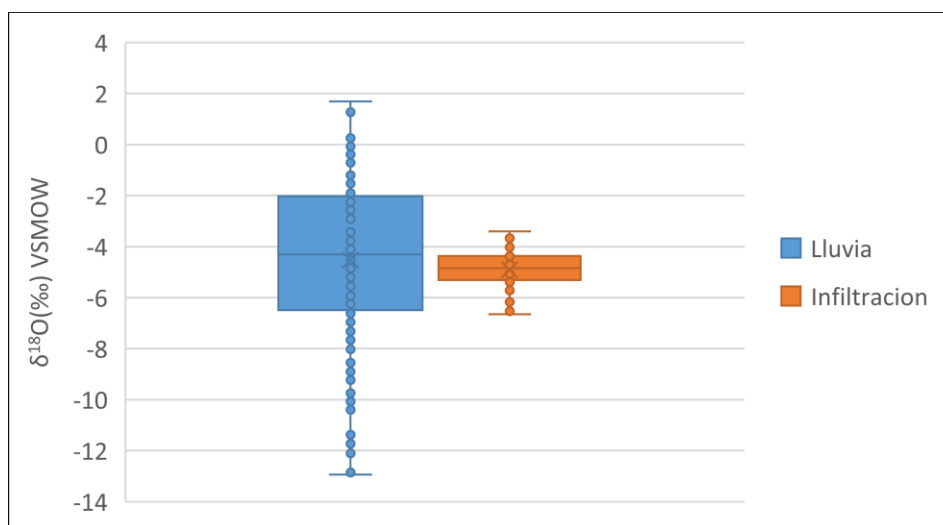
Al comparar los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia con el agua de infiltración, se observa una mayor variabilidad en las muestras provenientes de la precipitación, pues el agua de infiltración varía en un rango menor (Gráfico 26 y Tabla 27), lo cual se asocia al efecto de atenuación de las variaciones estacionales descrito por Clark y Fritz (1997).

Este efecto se debe a que la infiltración en la zona no saturada ocurre a través de la matriz porosa del suelo y de fisuras o macroporos las cuales constituyen rutas preferenciales de flujo.

La geometría del medio poroso, así como el grado de saturación del suelo, producen una red de rutas lentas y rápidas en la cual se da mezcla de aguas. Estas rutas diferenciales son relevantes para la composición isotópica del agua al entrar en la zona saturada, dado ocasionan un suavizado en la señal de las variaciones estacionales de la precipitación (Clark y Fritz, 1997).

Este efecto se debe a que la infiltración en la zona no saturada ocurre a través de la matriz porosa del suelo y de fisuras o macroporos las cuales constituyen rutas preferenciales de flujo.

Gráfico 26. Comparación entre la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia con respecto al agua de infiltración.



Este efecto se debe a que la infiltración en la zona no saturada ocurre a través de la matriz porosa del suelo y de fisuras o macroporos las cuales constituyen rutas preferenciales de flujo.

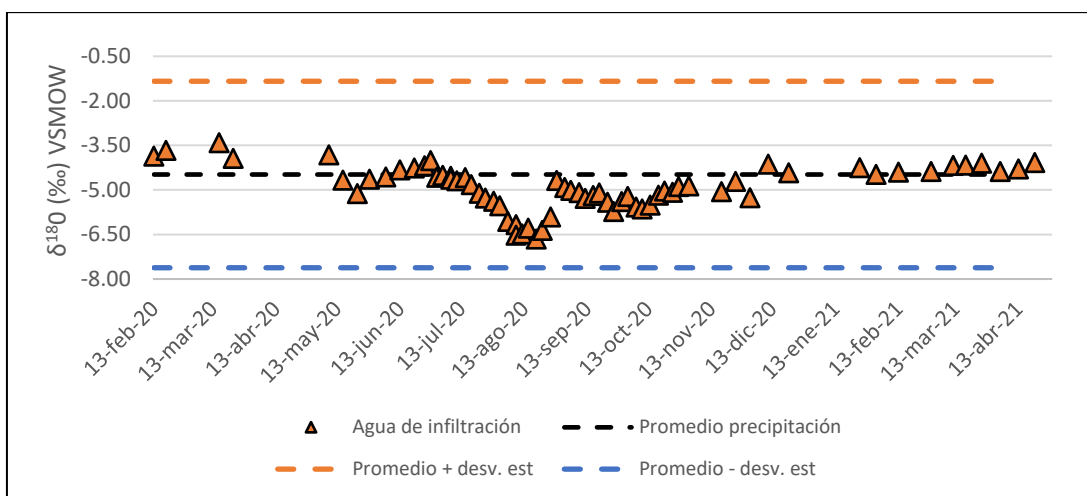
La geometría del medio poroso, así como el grado de saturación del suelo, producen una red de rutas lentas y rápidas en la cual se da mezcla de aguas. Estas rutas diferenciales son relevantes para la composición isotópica del agua al entrar en la zona saturada, dado ocasionan un suavizado en la señal de las variaciones estacionales de la precipitación (Clark y Fritz, 1997).

Esto ha sido comprobado por otros autores en acuíferos kársticos, por ejemplo Yonge *et al.* (1985) mostraron que la infiltración que ingresa a una cueva en caliza fracturada, mantiene menos de 5% de las variaciones estacionales de precipitación luego de atravesar entre 10 y 15 m de zona no saturada.

Igualmente Rank *et al.* (1992) señalan que las variaciones isotópicas son fuertemente atenuadas bajo el nivel freático y que las aguas subterráneas someras tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ similares al promedio anual de precipitación.

En el Gráfico 27 se observa que, para el caso del área de estudio, el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de infiltración varía siempre entre el promedio del $\delta^{18}\text{O} \pm 1$ desviación estándar (σ), lo que sugiere que el proceso de atenuación en la zona no saturada condiciona los valores del $\delta^{18}\text{O}$ del agua que se infiltra y recarga el acuífero.

Gráfico 27. Comparación entre el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de infiltración y el valor promedio ($\pm\sigma$) de la precipitación.



En el Gráfico 28 se presenta un diagrama de cajas para las muestras del agua de lluvia e infiltración en la zona de estudio. En términos generales se observa una mayor variabilidad de las muestras de agua de lluvia con respecto al agua de infiltración, principalmente en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ cuyo diagrama exhibe una forma general de “W” con dos eventos de empobrecimiento principales en mayo y octubre. Esta forma general de “W” fue descrita por Sánchez-Murillo *et al.* (2016) en el resumen de su estudio y posteriormente Sánchez-Murillo *et al.* (2019) lo mostraron gráficamente mediante una diagrama de cajas construido con base en series de tiempo de muestreos en la cuenca del Pacífico y del Caribe.

La serie obtenida en el área de estudio se caracteriza por precipitaciones bastante enriquecidas (promedio de $-1,41\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$) que ocurren durante la época seca (entre diciembre y abril) y un empobrecimiento generalizado (promedio de $-5,62\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$) entre mayo y noviembre.

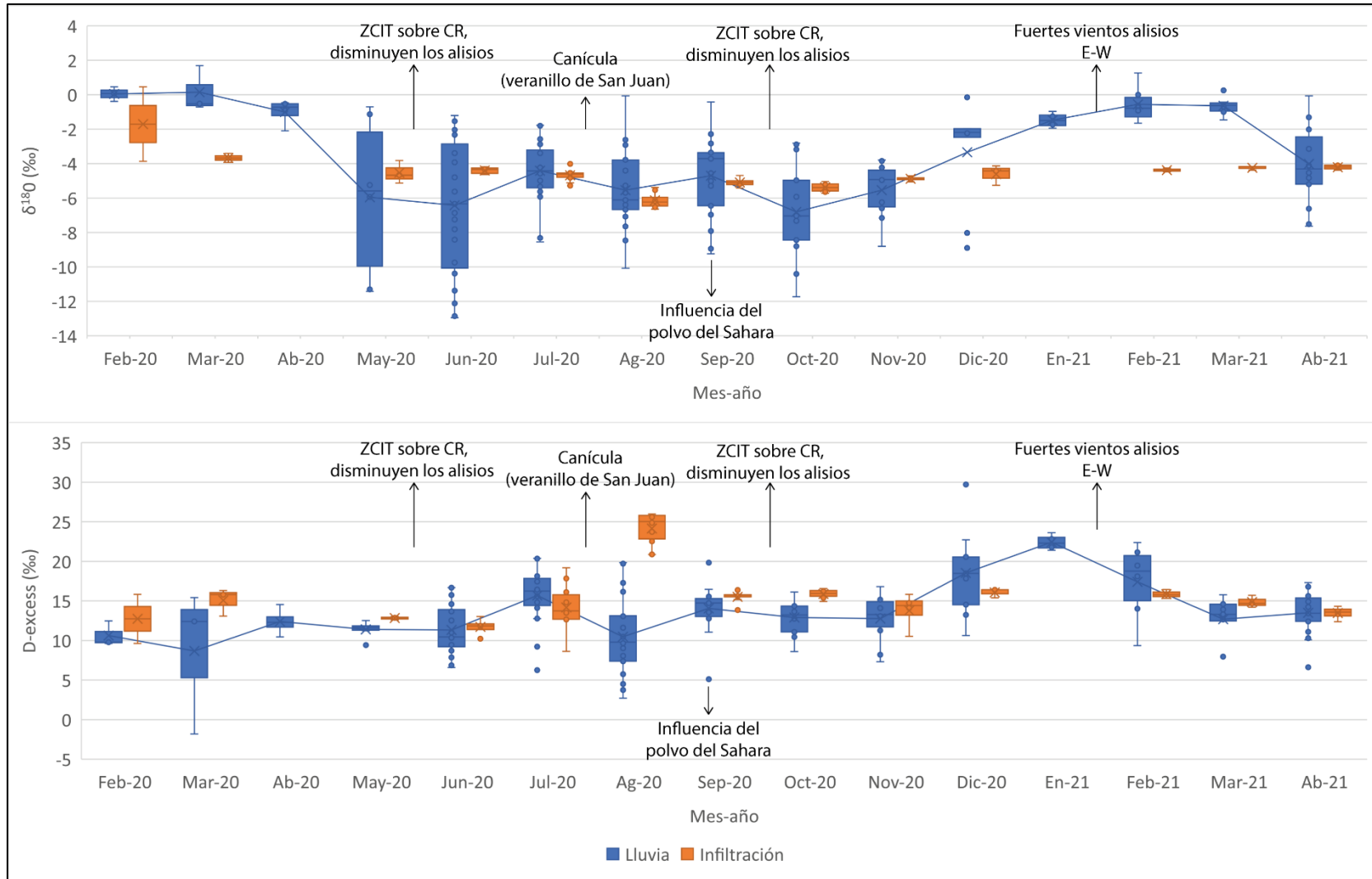
Dentro de la época lluviosa se reconocen dos eventos de empobrecimiento, uno entre mayo y junio (promedio de $-6,19\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$) y otro en octubre (promedio de $-6,80\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$), los cuales coinciden con la localización de la ZCIT sobre Costa Rica. Esto conlleva una disminución de la velocidad de los vientos alisios y, por ende, la generación de lluvias debido a la acumulación de humedad proveniente del Caribe. No obstante, la señal de estos empobrecimientos puede verse opacada debido a que, entre agosto de 2020 y abril de 2021, se presentó el fenómeno de La Niña (Tabla 28 y Fig. 67).

Tabla 28. Estado del fenómeno del ENOS en Costa Rica entre marzo de 2020 y abril de 2021.

Realizado según los reportes meteorológicos mensuales del IMN.

Mes y año	Estado del ENOS				
	Neutralidad	Transición hacia:		Niña	Niño
		Niña	Niño		
Marzo 2020	X				
Abril 2020	X				
Mayo 2020	X				
Junio 2020		X			
Julio 2020		X			
Agosto 2020				X	
Septiembre 2020				X	
Octubre 2020				X	
Noviembre 2020				X	
Diciembre 2020				X	
Enero 2021				X	
Febrero 2021				X	
Marzo 2021				X	
Abril 2021				X	

Gráfico 28. Diagrama de cajas que representan la variabilidad isotópica en las muestras de lluvia e infiltración.



La Niña conlleva un aumento en la fuerza de los vientos alisios y el desplazamiento de las masas aguas cálidas hacia el E de Asia y Australia (Fig. 67), y dado que estas masas de aguas cálidas son las responsables de la precipitación, en Centro y Suramérica predominan condiciones secas, lo cual propicia la formación de lluvias convectivas que muestran una composición isotópica enriquecida debido a la evaporación y al reciclaje de humedad.

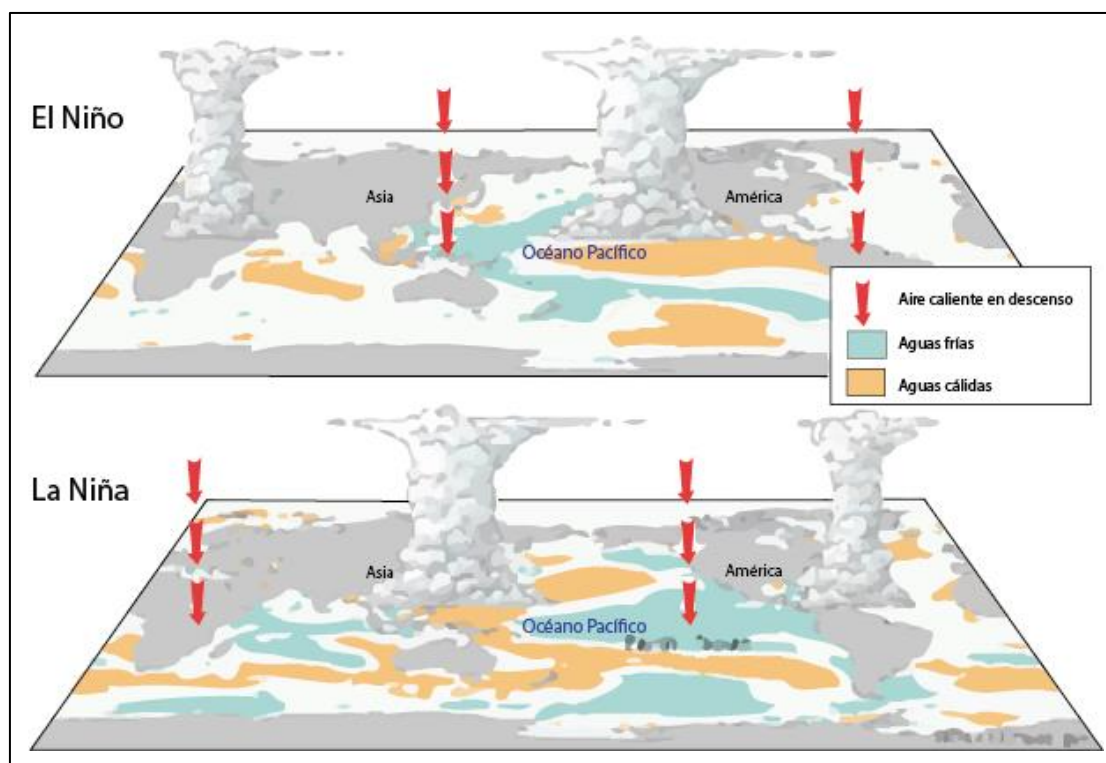


Fig. 67. Explicación esquemática de los fenómenos El Niño y La Niña en el Océano Pacífico.

Modificado de: <https://oceanservice.noaa.gov/facts/ninonina.html>.

Igualmente, se reconocen dos eventos de enriquecimiento entre julio (promedio de $-4,41\% \delta^{18}\text{O}$) y septiembre de 2020 (promedio de $-4,70\% \delta^{18}\text{O}$), los cuales se asocian a la canícula y al ingreso de polvo del Sahara respectivamente.

La canícula, conocida localmente como Veranillo de San Juan, se manifiesta como una corta interrupción (algunas semanas) de las condiciones lluviosas imperantes, que origina un aumento en la humedad y una disminución en las precipitaciones debido al incremento en la velocidad de los vientos alisios por la Corriente en Chorro del Caribe conocida como el *Caribbean Low Level Jet* (CLLJ), la cual fue definida por Amador (1998).

Igualmente, el ingreso del polvo del Sahara suele darse con frecuencia en Costa Rica, no obstante, este es un fenómeno reportado, sobre todo, por los medios de comunicación debido a la afectación de las vías respiratorias de la población (Nuñez, 03 de septiembre de 2020).

En ambos casos, se da una disminución de las precipitaciones y un aumento en la temperatura ambiental, lo que origina que eventos convectivos locales debido a la evaporación de la humedad superficial, esto a su vez se traduce en una composición isotópica relativamente enriquecida.

7.9.3 Origen de las masas de humedad

En la Fig. 68 se presenta el análisis de trayectoria en retrospectiva (*air mass back trajectory analysis*) realizado para determinar el origen de la humedad en el área de estudio.

Este se calculó, tanto para la época seca como lluviosa, utilizando la base de datos HYSPLIT (*Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory*) de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

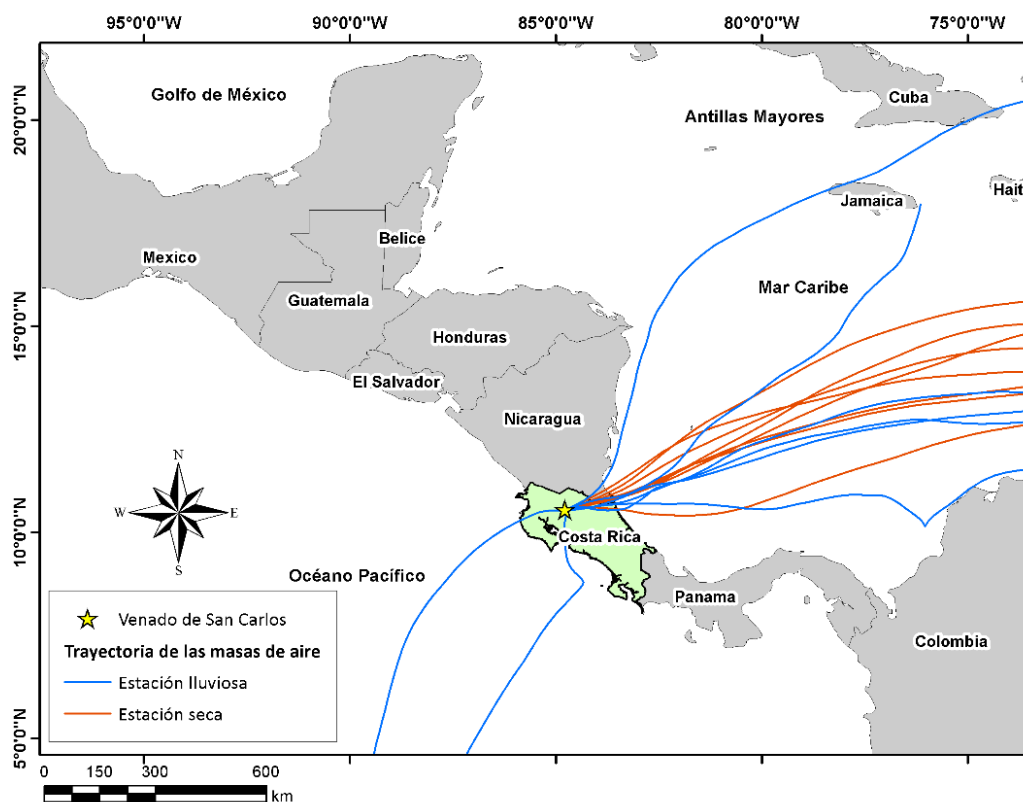


Fig. 68. Trayectoria de las masas de aire en un período de 72 horas, calculada mediante HYSPLIT, para las muestras del área de estudio.

De la Fig. 68 se extra que, durante la época seca, las masas de humedad provienen del NE e ingresan a Costa Rica por las llanuras de la vertiente del Caribe Norte y el Sur de Nicaragua donde

la topografía plana limita la destilación orográfica y permite que se den precipitaciones relativamente enriquecidas (promedio anual $\delta^{18}\text{O}=-4,31\text{‰}$) en comparación con sitios cuya precipitación provienen también del Caribe pero se ven influenciadas por la Cordillera Volcánica Central, el efecto de la elevación de las masas de aire y el CLLJ, por ejemplo Turrialba, con un promedio anual de $\delta^{18}\text{O}=-6,31\text{‰}$ (Sánchez-Murillo *et al.*, 2016).

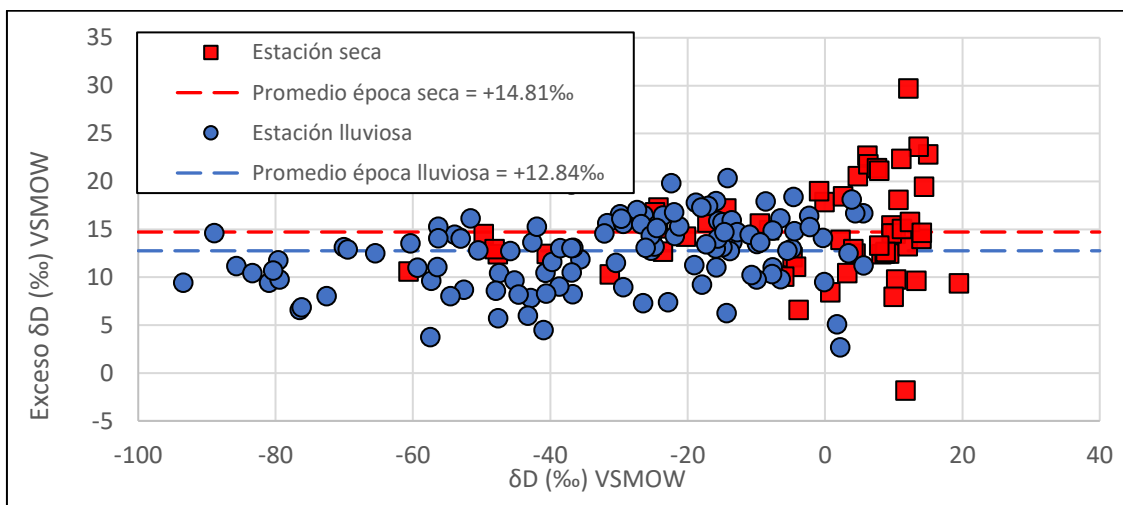
Durante la época lluviosa, el área de estudio recibe humedad proveniente tanto de la vertiente Caribe como de la del Pacífico, por lo que se generan precipitaciones más enriquecidas (promedio $\delta^{18}\text{O}=-1,41\text{‰}$) debido al efecto topográfico de la línea divisoria continental donde el área de estudio se ubica en la ladera del sotavento.

El ingreso del agua de la humedad del Pacífico se ve favorecido por la cercanía de la zona de Venado con la divisoria continental, así como la depresión topográfica formada entre los volcanes Tenorio y Arenal (Fig. 69).

En esta depresión se ubica el Lago Arenal, el cual funciona como un reservorio que podría constituir un aporte constante de humedad reciclada, debido a la evaporación en la superficie del embalse, especialmente bajo la influencia de los oestes sinópticos, que aparecen debido a los ciclones tropicales del Atlántico y del Caribe (Muñoz *et al.*, 2002).

Esto se refleja en el exceso δD de las muestras (Gráfico 28 y Gráfico 29) el cual, tanto durante la época seca como durante la época lluviosa, su promedio se ubica sobre 10‰ , lo que sugiere el aporte de una fuente de humedad reciclada.

Gráfico 29. Variación estacional del exceso de deuterio en la precipitación.



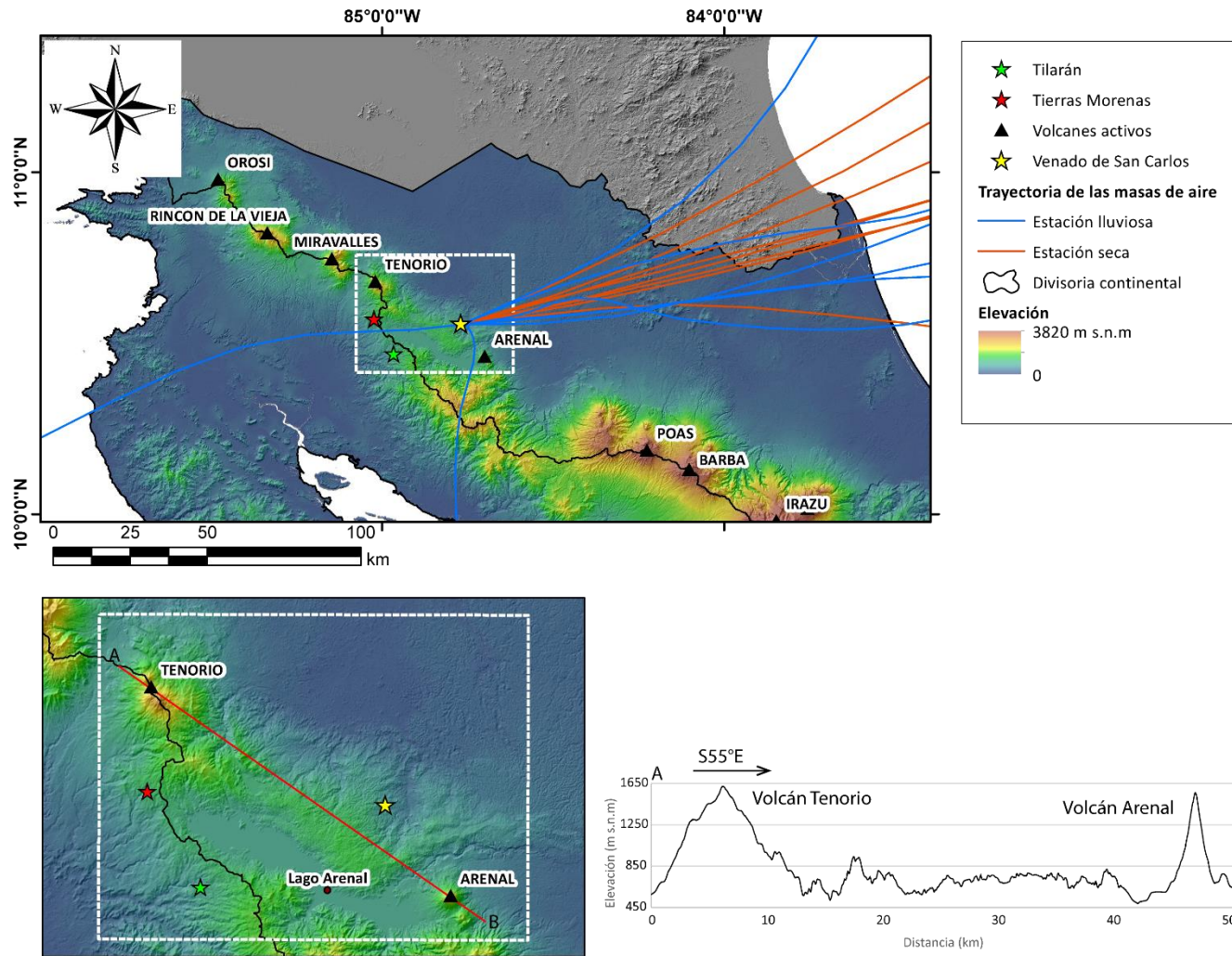


Fig. 69. Ubicación de la zona de Venado de San Carlos en relación a la depresión entre los volcanes Arenal y Tenorio.

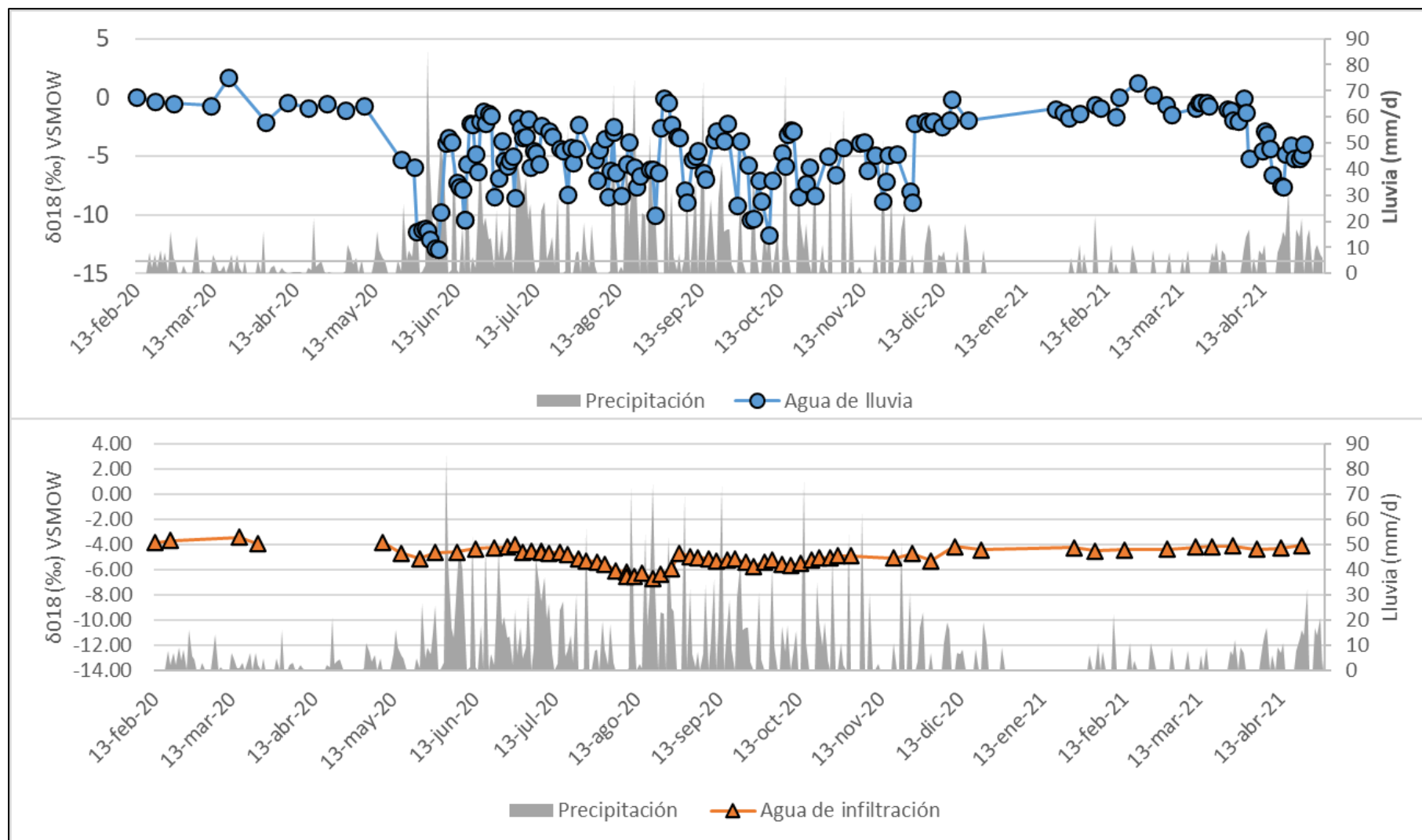
En el Gráfico 30 se compara el $\delta^{18}\text{O}$ del agua de lluvia y la infiltración, lo cual revela que la respuesta de la recarga a los cambios en la composición isotópica del agua de lluvia ocurre en tiempos distintos, lo cual se asocia al efecto *buffer* de la zona vadosa, así como a la progresiva saturación del suelo que ocurren conforme aumentan las precipitaciones, por ejemplo, en la época de transición, entre abril y junio, se da un marcado empobrecimiento en la lluvia, el cual se asocia a la ubicación de la ZCIT sobre Costa Rica, no obstante, ese enriquecimiento se refleja en la recarga hasta el mes de julio, lo cual se debe a que al inicio de la estación lluviosa, los suelos tienen un déficit de humedad que ralentiza el tránsito del agua hacia el acuífero.

Por otra parte, los eventos de enriquecimiento que ocurren entre julio y agosto se reflejan de forma casi instantánea en el agua subterránea, lo cual se explica porque las precipitaciones de los meses previos han saturado el suelo y esto favorece un flujo más rápido en la zona vadosa, así como la migración del agua a través de rutas preferenciales como los macroporos, especialmente ante eventos de lluvia intensa.

El análisis estadístico apoya que existe un retraso entre la precipitación y la recarga al acuífero en la época seca ya que se encontró una diferencia significativa ($p=0,02\%$) entre las precipitaciones durante la época seca y la infiltración en esa misma estación. Por otra parte, hay mínima diferencia ($p=76\%$) entre las precipitaciones y la infiltración durante el período lluvioso, lo cual se asocia a que la infiltración es más veloz que en la época seca, por lo que no hay tiempo para que se den procesos como mezclas o evaporación secundaria que modifiquen las razones isotópicas del agua.

Es factible suponer que, cuando la recarga de la época seca atraviesa la zona no saturada se mezcla con los primeros aguaceros que se originan con las precipitaciones de inicios de la época lluviosa, esto ocurre porque existe nula o poca diferencia estadística ($p=5\%$) entre el $\delta^{18}\text{O}$ promedio de las precipitaciones que ocurren en período lluvioso, con respecto a la infiltración que se da en la época seca.

Por otra parte, existe una clara diferencia ($p=3,28^{-10}$) entre las precipitaciones que se dan en la época seca y la recarga del acuífero en este mismo período, lo cual se asocia a la mezcla entre ambos pulsos de humedad, uno más lento cuando hay pocas lluvias y uno más veloz cuando estas aumentan.

Gráfico 30. Variación del $\delta^{18}\text{O}$ en el agua de lluvia e infiltración.

El efecto de la cantidad de lluvias se observa también en el Gráfico 28 donde los picos de exceso de δD coinciden con los meses de julio y agosto en los cuales, como se comentó previamente, ocurre la canícula y la llegada de Polvo del Sahara al territorio nacional, lo que origina que la humedad provenga sobre todo de eventos convectivos locales que generan lluvias enriquecidas, esto aunado a las altas temperaturas locales y a la presencia de suelos de granulometría fina (Fig. 70) promueven la evaporación secundaria en la zona no saturada, generando una recarga con un alto exceso de δD que, dada la saturación del suelo, sí produce una señal que se refleja de manera inmediata en la infiltración.

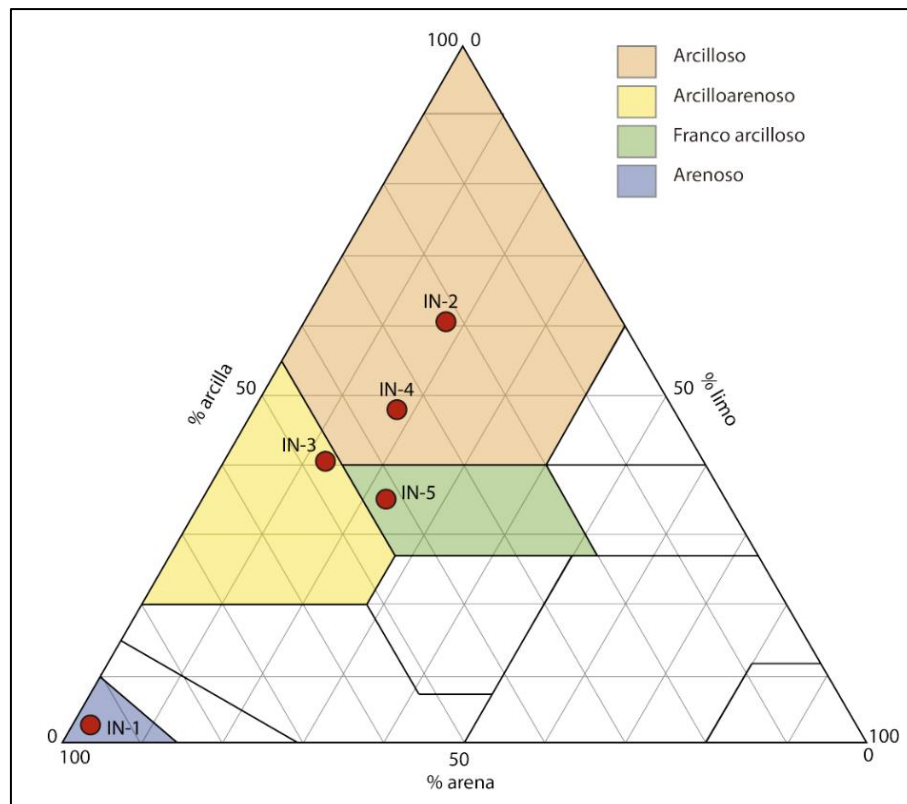
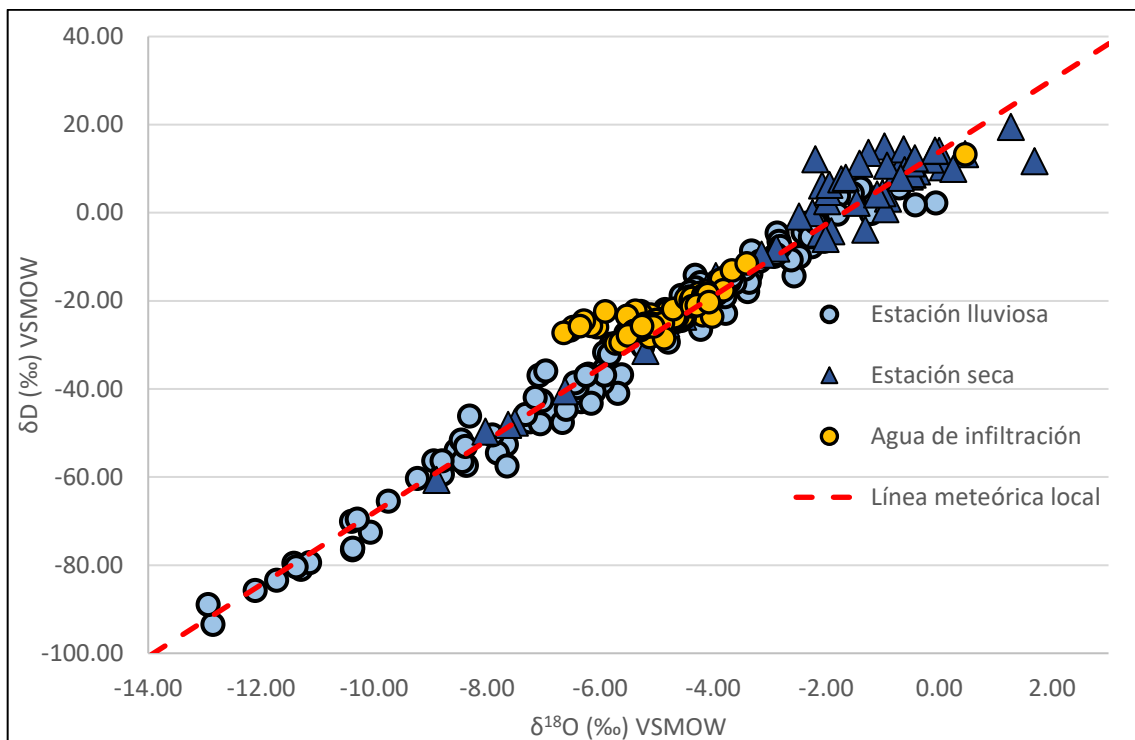


Fig. 70. Clasificación textural, según el sistema del USDA (1951), para las muestras de suelo recolectadas.

El Gráfico 31 revela que parte de las muestras del agua de infiltración se grafican sobre la línea meteórica local, lo que señala la existencia de un aporte de vapor reciclado, lo cual apoya que se den procesos de evaporaciones sucesivas en la zona no saturada, las cuales se ven favorecidas por suelos de granulometría fina y la alta temperatura y humedad relativa que caracteriza la zona norte costarricense.

Gráfico 31. Muestreo pasivo. Muestras de agua de infiltración con respecto a la línea meteórica local.

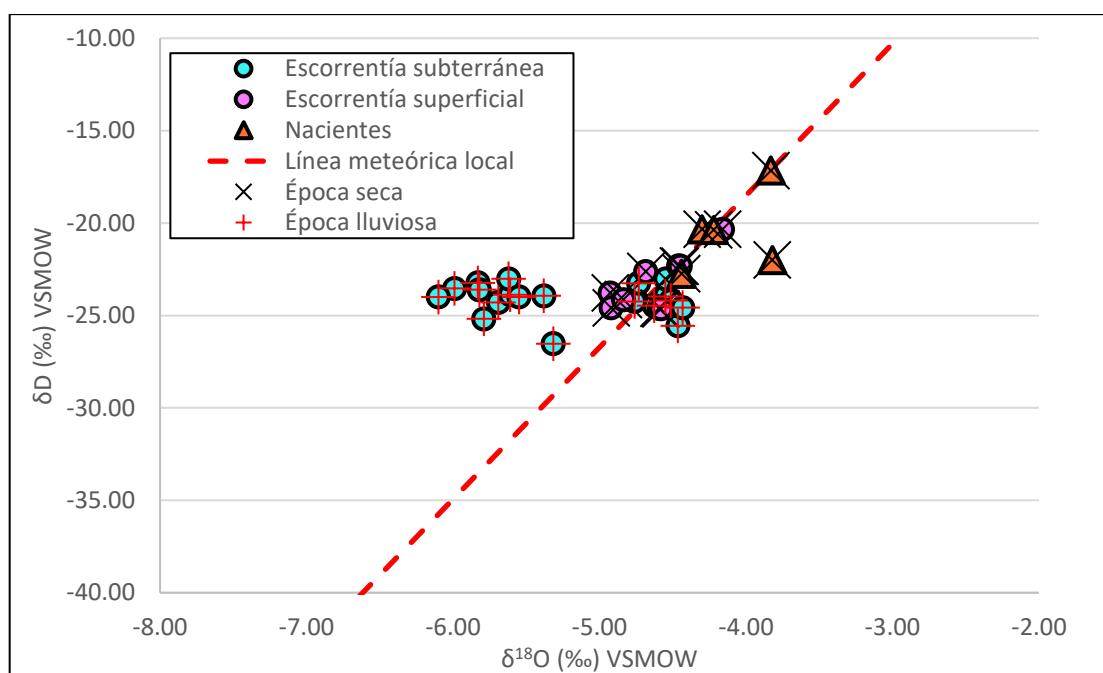


Al incluir más miembros extremos a la línea meteórica local (Gráfico 32) se observa que el agua subterránea, tanto las nacientes Menonitas como la escorrentía de la cavernas, e incluso la quebrada El Túnel que, según se comentó en el capítulo VI, está conectada hidráulicamente con el acuífero, tienen una composición isotópica que se ubica en el medio de la línea meteórica local, lo cual demuestra que provienen de la mezcla de las precipitaciones que ocurren durante todo el año.

Igualmente, destaca que las muestras de la escorrentía subterránea tomadas durante la época lluviosa se localizan sobre la LML, mientras que las muestras de la época seca se encuentran sobre o bajo esta. Este comportamiento aparentemente inverso se explica debido al tiempo de retraso que ocurre entre la recarga y la descarga del agua infiltrada en forma de flujo base.

A inicios de la época lluviosa aún se continúa descargando parte del agua que se recargó durante la época seca, por lo que hay altos valores de exceso de δD asociados a una componente de humedad reciclada de los eventos convectivos locales típicos de la época seca, conforme avanza la temporada de lluvias, la composición isotópica del agua subterránea se equilibra con la lluvia y se aproxima a la LML.

Gráfico 32. Muestras de otras fuentes de agua superficial y subterránea compradas con la línea meteórica local según la época del año.



Igualmente, durante la época seca, la descarga del acuífero proviene aún de la recarga que se dio durante la temporada lluviosa, por lo que estas muestras mantienen una composición cercana a la de la LML y, debido a la menor duración de la época seca, así como al déficit de humedad, no se llega a dar un fraccionamiento claro como sí ocurre en la época lluviosa.

7.9.4 Cálculo del tiempo de residencia promedio del agua en el acuífero

Las variaciones de la composición isotópica en el agua de lluvia y el agua subterránea permiten no sólo determinar su posible origen geográfico, así como los procesos que ocurren durante la recarga, sino también estimar un tiempo medio de residencia en el acuífero.

Es importante diferenciar entre los términos edad, tiempo de residencia y tiempo de tránsito, los cuales están relacionados al tiempo que el agua subterránea transita en el subsuelo y que frecuentemente se han utilizado de manera intercambiable, a pesar de que expresan conceptos distintos.

La **edad** del agua se define como el tiempo que ha transcurrido desde el aislamiento del agua de la atmósfera hasta su descarga natural o captación en un pozo, lo cual es equivalente al tiempo de la recarga (Plummer y Busemberg, 2006).

Cook (2022) afirma que el término edad es sinónimo de **tiempo de residencia** para una partícula de agua en un acuífero. No obstante, Clark y Fritz (1997) señalan que el término edad es problemático tanto conceptual como técnicamente, debido a que sólo el tritio permite datar directamente el agua ya que se incorpora en su estructura molecular y la concentración de este isótopo ha decaído fuertemente desde que se puso en circulación durante el siglo XX, por lo que prefieren el término tiempo de residencia, aunque aseguran que la denominación edad es sumamente frecuente en la literatura especializada.

Además, Custodio (2019) señala que las muestras tomadas de manantiales de alto caudal o pozos con rejilla en un tramo amplio del acuífero no representan un área concreta de recarga en un cierto tiempo, sino que son producto de la mezcla de varias líneas de flujo, por lo que la edad que se deduce de ellas es aparente, por lo tanto el término correcto es **tiempo de residencia promedio**.

La expresión **tiempo de tránsito**, o tiempo de viaje advectivo, se acuñó principalmente en hidrogeología de contaminantes para definir el tiempo requerido para que una partícula de agua se mueva de un punto a otro. El tiempo de residencia y el tiempo de tránsito son iguales cuando el punto de inicio del tiempo de tránsito es la zona de recarga (Cook, 2022).

Según Zhou *et al.* (2021) la composición isotópica del agua de lluvia tiene fuertes variaciones a lo largo del año que se asocian a fenómenos climáticos, tales como los monzones, así como la mezcla de masas de humedad con distintos orígenes. La composición se aproxima a un ajuste sinuoidal según la Ecuación 20.

$$\delta^{18}\text{O} = X + A[\cos(ct - \theta)]$$

Ecuación 20. Ecuación de ajuste de la composición isotópica del agua de lluvia.

Donde:

$\delta^{18}\text{O}$ = delta oxígeno-18 (‰)

X = promedio anual del $\delta^{18}\text{O}$ medido (‰)

A = amplitud anual del $\delta^{18}\text{O}$ medido (‰)

c = fluctuación anual de la frecuencia radial (rad^{-1})

t = número de días entre el muestreo y el inicio de las observaciones

θ = desfase en el tiempo del pico de $\delta^{18}\text{O}$ (días)

Zhou *et al.* (2021) también muestran que el tiempo de residencia promedio (TRP) se estima mediante la Ecuación 21.

$$TRP = c^{-1} \sqrt{\left(\frac{A_{Z2}}{A_{Z1}}\right)^{-2} - 1}$$

Ecuación 21. Cálculo del tiempo de residencia promedio del agua subterránea.

Donde:

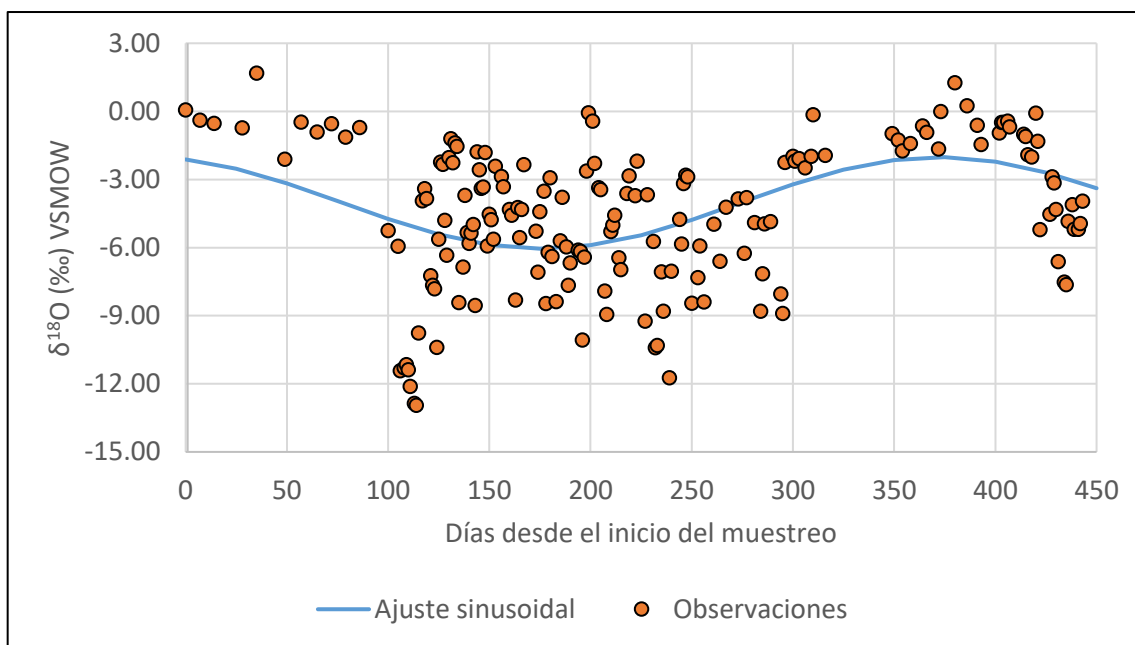
c = fluctuación frecuencia angular de la precipitación (rad/d).

A_{Z2} = amplitud del ajuste sinusoidal de los análisis del agua de infiltración.

A_{Z1} = amplitud del ajuste sinusoidal de los análisis del agua de lluvia

La definición de los coeficientes A_{Z1} y A_{Z2} requiere obtener el ajuste sinusoidal de las series de tiempo correspondientes a la composición isotópica del agua de lluvia (Gráfico 33) y del agua de infiltración (Gráfico 34)

Gráfico 33. Ajuste sinusoidal de la variación temporal que se presenta en la composición isotópica del agua de lluvia.



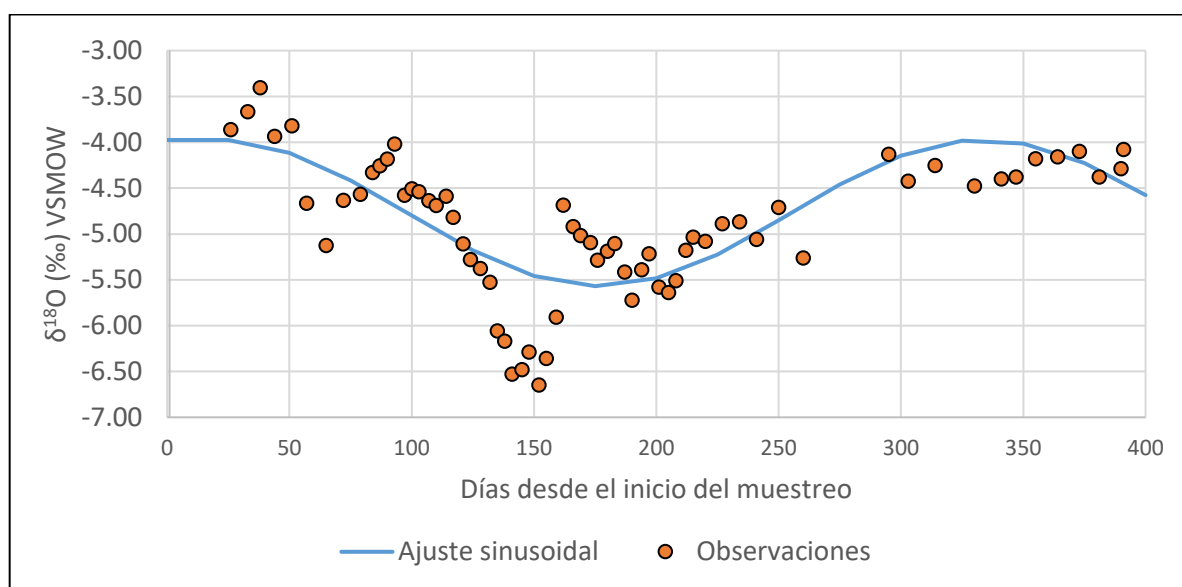
La ecuación del ajuste sinusoidal del Gráfico 33 está dada por $\delta^{18}O = 2,017 * \sin(0,016 * t + 1,9) - 4,031$ con un $R^2 = 0,2$.

Zhou *et al.* (2021) mencionan que es frecuente obtener coeficientes de correlación (R^2) bastante menores en el agua de lluvia con respecto al agua de infiltración, esto se explica debido a la gran cantidad de procesos que inciden en la composición isotópica de la lluvia, tales como la influencia

de reservorios, la presencia de barrera orográficas y el efecto de la mezcla de las masas de humedad provenientes de regiones distintas.

La ecuación del ajuste sinusoidal del Gráfico 34 está dada por $\delta^{18}O = 2,017 * \sin(0,02 * t + 1,68) - 4,77$ con un $R^2 = 0,6$.

Gráfico 34. Ajuste sinusoidal de la variación temporal que se presenta en la composición isotópica del agua de infiltración.



Según discutió en la sección 7.9.2, el proceso de atenuación por flujo en la zona no saturada, tiende a homogeneizar la señal isotópica del agua de infiltración, lo que deriva en un R^2 mayor.

En la Tabla 29 se resumen los parámetros obtenidos para el ajuste sinusoidal de las variaciones temporales en la composición isotópica del agua de lluvia e infiltración.

Tabla 29. Resumen de los parámetros de ajuste sinusoidal de las variaciones temporales en la composición isotópica del agua de lluvia e infiltración.

Parámetro	Precipitación	Infiltración
X (‰)	-4.031	-4,77
A (‰)	2,017	0,8
C (rad ⁻¹)	0,016	0,02
θ (días)	1,9	1,68
R ²	0,2	0,6

Al aplicar la Ecuación 21 a los datos del área de estudio se obtiene que:

$$TRP = 0,016^{-1} \sqrt{\left(\frac{0,8}{2,017}\right)^{-2} - 1} = 144,65 \text{ días}$$

Este valor contrasta con las velocidades de flujo calculadas en la sección 5.6, así como con los datos de Ulloa *et al.* (2021) quienes calculan un tiempo de residencia menor a 1 día, no obstante, es importante señalar que estos cálculos se basan en pruebas de trazadores fluorescentes que se miden únicamente la velocidad del flujo del agua, el cual es veloz debido a que ocurre a través de un medio cavernoso.

Por otra parte, el TRP obtenido a través de la composición isotópica contempla el movimiento de la recarga a través del epikarst y los espeleotemas hasta producir goteo en el techo de la caverna e incorporarse posteriormente al flujo subterráneo.

8 CAPÍTULO VIII: MODELO HIDROGEOLÓGICO CONCEPTUAL

Con base en los datos recabados mediante observación directa en el campo, ensayos de trazadores, monitoreo prolongado de los PFQ del acuífero y análisis fisicoquímicos e isotópicos de la lluvia, el agua subterránea y superficial, se plantea el siguiente modelo hidrogeológico conceptual.

El sistema kárstico Gabinarraca-Menonitas-La Higuera se localiza en la cuenca hidrográfica de la quebrada El Túnel en Venado de San Carlos, y se hospeda en un sector muy localizado dentro de las facies carbonatadas (calizas y areniscas calcáreas) de la Formación Venado, la cual consiste en una secuencia de areniscas, calizas, carbón y material volcanoclástico que se depositó entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior.

La porosidad del acuífero es mayoritariamente terciaria ya que se desarrolla en fracturas tectónicas y debilidades inter estrato que han sido ensanchadas por el efecto de disolución del agua meteórica.

Además de las rocas carbonatadas del acuífero, principalmente en los canales de mayores dimensiones, existen sedimentos de variadas granulometrías y composiciones, desde bloques métricos de lavas y calizas, hasta limos y arcillas que, en parte, son aportados por los eventos de remoción en masa que se dan en la superficie.

Se definieron tres flujos según su proveniencia, **el flujo del NW** corresponde a la descarga, a 503 m s.n.m, de las nacientes Menonitas 1 y 2, las cuales afloran en superficie debido a la presencia de un contacto entre las formaciones Venado y Monteverde, la cual está conformada por lavas y lahares sumamente meteorizados presentes en gran parte de la zona como suelos arcillosos residuales. El agua recorre unos 500 m en la superficie hasta ingresar a la caverna Menonitas por el sumidero Sofocas (444 m s.n.m) en la cual es posible seguir su recorrido hasta el pasaje Blanco Luminoso donde las dimensiones del canal impiden el paso (Fig. 71).

El segundo flujo se denominó **flujo W** y se origina por el ingreso difuso de agua de la quebrada El Túnel a la caverna Higuera. Esta cueva recibe dos ingresos de agua adicionales cuyo origen no es evidente en superficie, aunque es probable que correspondan a una mezcla del agua que se infiltra tanto en sumideros puntuales (por ejemplo, el sumidero La Rasta) como de forma difusa en la zona no saturada, dentro la caverna Higuera es posible seguir el flujo del agua subterránea hasta el sector de El Sifón.

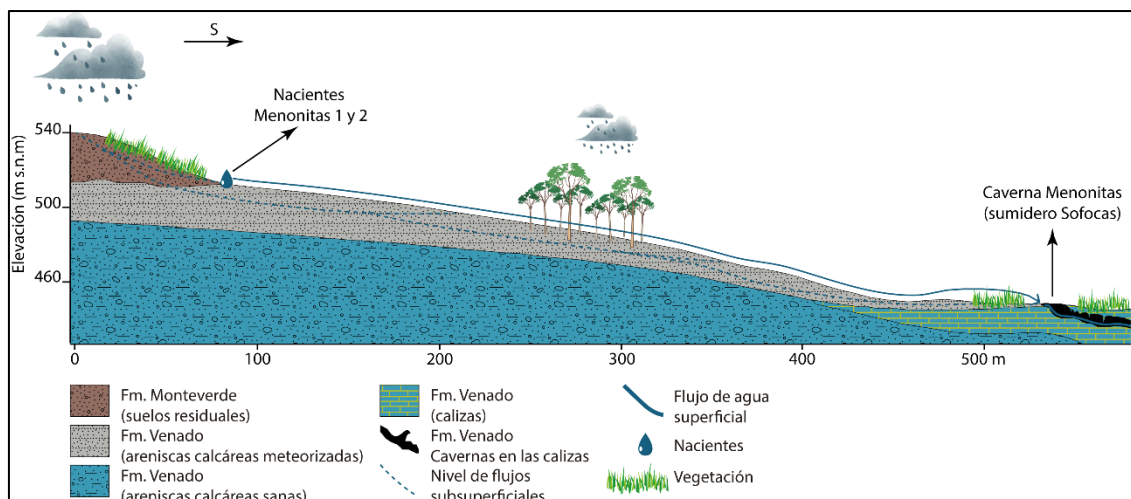


Fig. 71. Perfil esquemático del flujo de las nacientes Menonitas desde su descarga hasta el ingreso al sistema kárstico por el sumidero Sofocas.

Mediante las pruebas de trazadores se confirmó que tanto el flujo NW como el flujo W convergen en la caverna Gabinarraca, sector sala 8, para formar el **flujo de convergencia** que recorre la totalidad de la caverna hasta descargar en superficie en la boca Gabinarraca, a 349 m s.n.m, donde confluye con la quebrada El Túnel y otros cauces superficiales hasta descargar en el Río La Muerte.

No obstante, además de recibir ambos flujos, la caverna Gabinarraca recoge aportes de la quebrada El Túnel tanto en forma directa por percolación vertical (sector Los Estrechos y La Catarata) como a través de otras cavernas como El Panzazo. Igualmente, se da la entrada de agua mediante estructuras de disolución (por ejemplo, Boca de La Cruz y Boca del Potrero) y por infiltración difusa en la zona no saturada.

Debido a que no existen pozos que capten el acuífero kárstico, no es posible determinar sus parámetros hidráulicos. No obstante, se realizaron tres perfiles longitudinales de las cavernas (Fig. 72) para estimar el gradiente hidráulico, en los que se obtuvieron los datos de la Tabla 30.

Tabla 30. Cálculo del gradiente hidráulico de las cavernas con base en perfiles longitudinales

Caverna	Cálculo	Gradiente hidráulico (<i>i</i>)
Gabinarraca	$i = \frac{445 - 383,2}{526,9}$	0,12
Menonitas	$i = \frac{445 - 383,2}{620,4}$	0,10
La Higuera	$i = \frac{405 - 382,9}{281,7}$	0,08

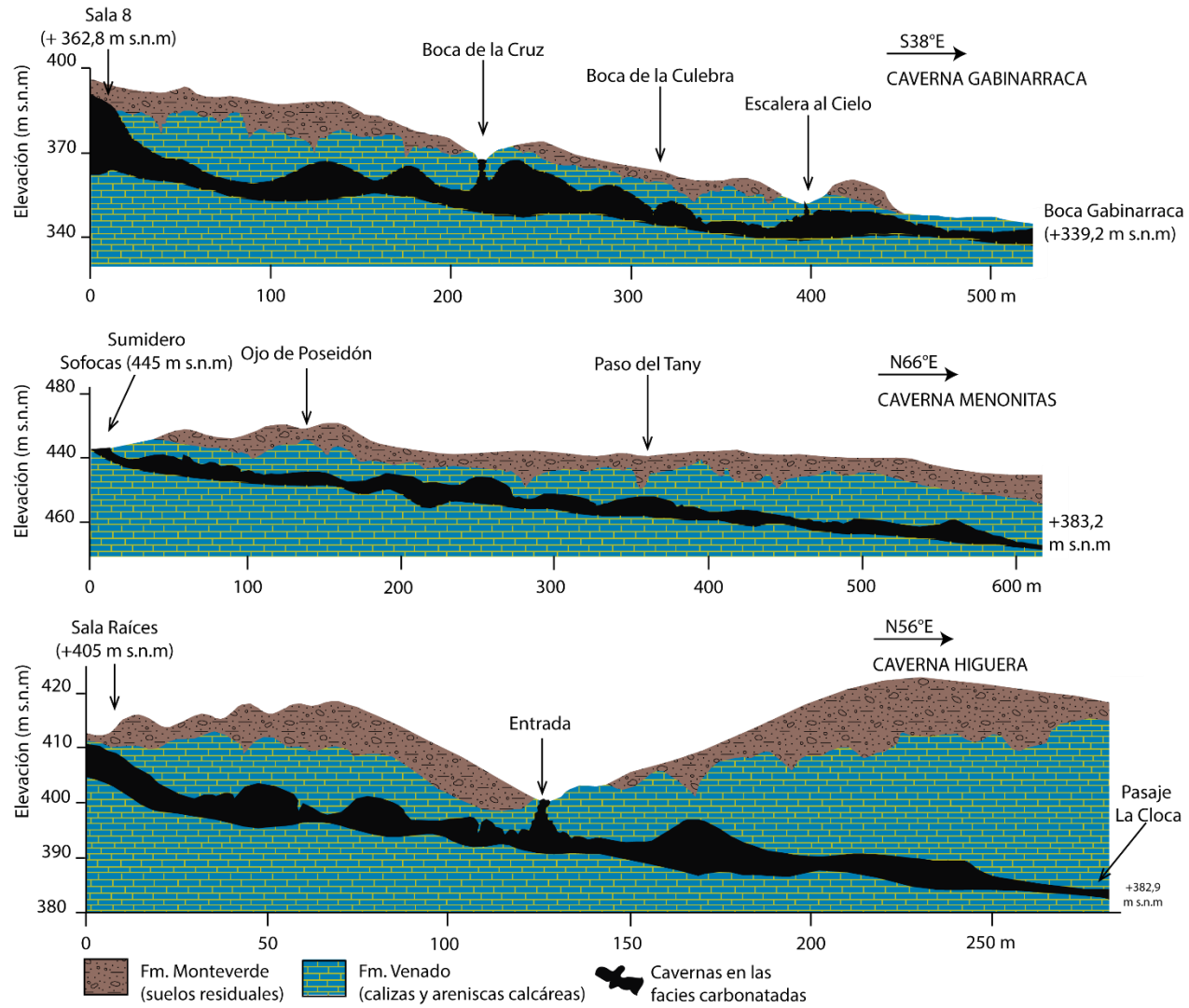


Fig. 72. Perfiles longitudinales de las cavernas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera usados para el cálculo del gradiente hidráulico.

El caudal de descarga de la caverna varía a largo del año y guarda relación con la estacionalidad de la zona, debido a que tiene un promedio de 68 L/s en época seca y 158 L/s en época lluviosa, con un pico de 183 L/s durante el mes de julio.

La conductividad eléctrica del agua también varía en función del caudal de descarga y, por ende, en función de la estacionalidad y las precipitaciones, se observó que al inicio de la época lluviosa, entre 1 y 5 días después del inicio de las precipitaciones, se da un aumento de la conductividad relacionado al arrastre de los sedimentos acumulados durante la época seca en el lecho de la caverna y las dolinas, mientras que una vez iniciados los primeros aguaceros la conductividad desciende por efecto de la entrada de agua de lluvia con menor cantidad de iones.

El efecto inverso se observa al inicio de la época seca, aunque con una señal menos evidente debido a las variaciones abruptas durante la época lluviosa, la conductividad aumenta cerca de un día después del cese de las precipitaciones, dado que la descarga corresponde al agua del flujo base que ha tenido un mayor tiempo de contacto con la matriz sólida del acuífero y, por ende, mayor posibilidad de incorporar iones de la roca.

La temperatura del agua, al igual que la conductividad, se ve influenciada por las condiciones meteorológicas superficiales. Suele encontrarse en un intermedio entre la temperatura ambiental en superficie, que es sumamente variable (entre 20,1 y 30,8 °C) con respecto a la de la caverna que oscila entre 20,6 y 24 °C, mientras que el agua subterránea varía entre 22,3 y 24,6 °C, lo que se asocia al efecto de mezcla entre el agua superficial y el flujo base en un ambiente de alta humedad relativa que dificulta el enfriamiento por evaporación.

La estimación de la recarga al acuífero varía según el método utilizado, y fluctúa entre 31 y 39% de las precipitaciones, según el método del hidrograma y el balance de cloruros respectivamente.

Los PFQ del agua no se diferencian en cuanto a su temperatura ni conductividad eléctrica, no obstante, sí se determinaron valores estadísticamente distintos entre el pH del flujo W y NW, lo cual se asocia a que el agua del flujo W tiene mayor aporte de la lluvia que suele ser ácida, mientras que el NW proviene de la quebrada El Túnel, donde afloran calizas en el cauce que permiten la neutralización de los ácidos.

Los análisis químicos mostraron que los iones predominantes son el bicarbonato y el calcio, por lo tanto, se clasifican como bicarbonatadas cálcicas, lo cual sugiere que se trata de aguas de reciente infiltración con un tiempo de residencia corto en el acuífero, lo cual es coherente con lo observado en el campo, dado que se trata de un acuífero libre y somero. Se determinó que el

principal proceso que se da en el acuífero es el intercambio iónico inverso, sobre todo en los sedimentos que contienen materiales arcillosos con deficiencia de cargas.

Por otra parte, el análisis composicional no apoya la hipótesis de un enriquecimiento en iones a lo largo del flujo por efecto de la disolución de roca, lo cual se explica debido a la rapidez del flujo que limita el tiempo de contacto agua-roca.

Es importante mencionar que todas las muestras tuvieron valores de NO_3 por debajo de 10 mg/L, lo cual evidencia poca afectación antrópica en el agua subterránea, por el contrario, el contenido de NO_3 se relaciona con la infiltración de agua que escurre en suelos dedicados a la ganadería.

Los análisis isotópicos y el modelo inverso de origen de humedad señalan que el agua de lluvia proviene de tres fuentes, la humedad del Mar Caribe, el Océano Pacífico y los eventos convectivos locales. Estos distintos orígenes, aunado a los eventos meteorológicos a escala tanto local como continental, imprimen firmas isotópicas distintas a las precipitaciones. Durante la época seca, el $\delta^{18}\text{O}$ promedio es $-1,41\text{‰}$, lo cual se asocia a lluvias generadas por eventos convectivos locales, mientras que en la época húmeda el promedio es de $-5,62\text{‰}$, lo cual se interpreta como precipitaciones originadas por el ingreso de humedad tanto desde el Mar Caribe, por efecto de los vientos alisios y el CLLJ, como del Océano Pacífico a través de los vientos sinópticos del oeste.

Además de los patrones de circulación de los vientos globales, la firma isotópica se ve influenciada por la posición de la ZCIT que oscila en la dirección N-S sobre Centroamérica, así como la canícula (veranillo de San Juan) y el ingreso de polvo del Sahara. El primer evento de empobrecimiento asociado a la migración al S de la ZCIT y su posicionamiento sobre Costa Rica se da entre **mayo y junio**, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ promedio descienden a $-6,19\text{‰}$, mientras que el segundo ocurre en **octubre** con mediciones de $\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-6,80\text{‰}$.

Entre estos eventos de empobrecimiento, ocurren dos enriquecimientos, el primero en **julio** ($\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,41\text{‰}$) debido al Veranillo de San Juan, ocasionado por una disminución en la velocidad de los vientos alisios, y el segundo en **septiembre** ($\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,70\text{‰}$) por efecto del polvo del Sahara, el cual limita las precipitaciones y favorece el efecto convectivo de la humedad local.

Con base en los valores isotópicos registrados, se definió una línea meteórica local para la zona de Venado cuya ecuación es $\delta\text{D}=8,2\delta^{18}\text{O}+14,4$ ($\text{R}^2=0,97$).

Los altos valores de exceso de deuterio (superiores al +10‰) tanto en época seca como en época lluviosa) sugieren el aporte de humedad reciclada, la cual se asocia a la evaporación del reservorio del Lago Arenal y la destilación orográfica al pasar por la depresión localizada entre los volcanes Tenorio y Arenal. Por su parte, el agua subterránea tiene valores más estables de δ^{18} (-4,89‰ \pm 0,73) que los medidos en el agua de lluvia, lo cual se asocia a la atenuación por mezcla que ocurren en el tránsito de la humedad por la zona no saturada.

El agua subterránea es una mezcla entre flujo base y precipitaciones y su composición isotópica se refleja el retardo entre la recarga y la descarga del acuífero, a inicios de la época lluviosa aún se continúa descargando parte del agua que se recargó durante la época seca, por lo que hay altos valores de exceso de δD , mientras que conforme avanza la época lluviosa las composiciones se equilibran hasta parecerse a la LML.

En resumen el sistema kárstico Gabinarraca-Menonitas-La Higuera se alberga en tres cavernas de disolución, interconectadas por fracturas y hospedadas en las facies carbonatadas de la Formación Venado; está formado por tres flujos provenientes del W y NW del área de estudio y su confluencia en la caverna Gabinarraca por efecto de la falla Las Pendientes, hidráulicamente es un acuífero libre cuyo flujo en el acuífero es veloz (tiempo de residencia < 1 día). La recarga, que corresponde a aproximadamente 35% de las precipitaciones, se origina a través de estructuras kársticas y el epikarst (TRP = 144,65 días), ríos influentes y recarga directa por las precipitaciones.

El sistema es sumamente sensible a cambios en la dinámica de las cavernas, los cuales se originan a su vez por eventos meteorológicos locales que se reflejan tanto en el caudal como en la conductividad del agua, mientras que la temperatura suele mantenerse estable a pesar de las variaciones en superficie. Los iones predominantes en el agua subterránea y superficial son el HCO_3 y el Ca y aunque no fue posible identificar un proceso de disolución de roca que explicara la varianza entre las muestras, sí se observó evidencia de intercambio catiónico en los sedimentos que recubren el lecho de las cavernas.

Las precipitaciones provienen tanto del Mar Caribe como del Océano Pacífico y los eventos convectivos locales, los cuales junto con los procesos atmosféricos regionales, le dan gran variabilidad isotópica a la lluvia, mientras que la infiltración tiene una señal isotópica más constante debido al fenómeno de atenuación por mezcla y flujo en la zona no saturada.

En la Fig. 73 se muestra un bloque diagrama que resume el modelo conceptual del área de estudio.

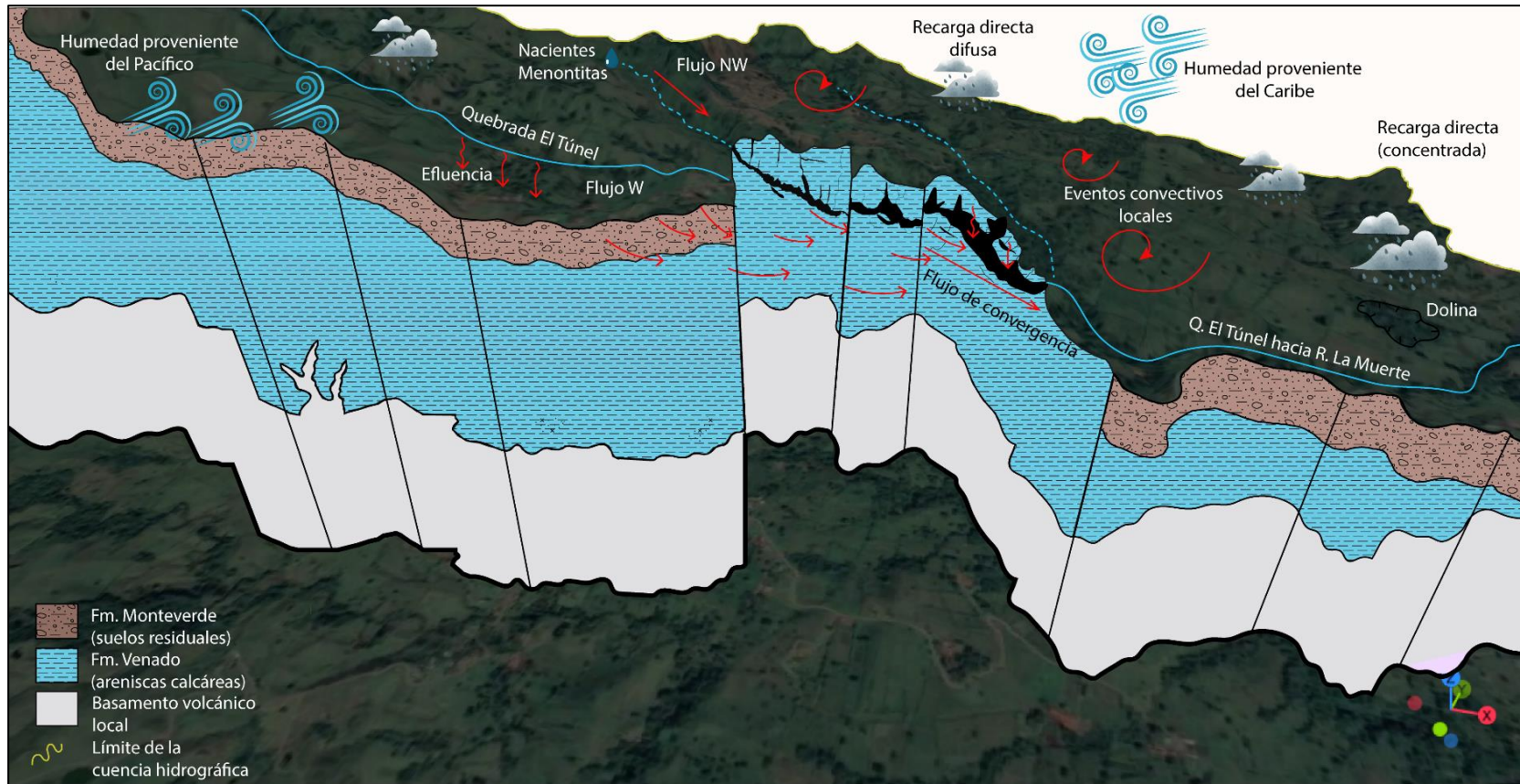


Fig. 73. Bloque diagrama que resume el modelo hidrogeológico conceptual del acuífero kárstico en el área de estudio.

9 CAPITULO IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los datos recabados se plantean las siguientes conclusiones y recomendaciones.

9.1 Conclusiones

- Geológicamente, el área de estudio está conformada por tres tipos de litologías a) rocas sedimentarias del Mioceno pertenecientes a la Formación Venado, b) lavas del Plio-Pleistoceno representado por la Formación Grifo Alto c) lavas, piroclastos (formación Monteverde) y lahares (Formación Bellavista) y depósitos del Cuaternario que engloban material de remoción en masa, sedimentos lacustrinos, aluviones, coluvios y piroclastos indiferenciados.
- Geomorfológicamente, el área de estudio está delimitada por la cuenca de la quebrada el Túnel, la cual es un rasgo geomorfológico elongado en la dirección E-W, con una extensión de 5 km², elevaciones entre los 680 y 280 m s.n.m, forma oval-oblonga y pendientes promedio de 12° orientadas preferencialmente hacia el SE.
- El acuífero de interés es de tipo libre y se hospeda en estructuras de disolución de las rocas (calizas y areniscas calcáreas) de la Formación Venado, donde se reconocen tres cavernas principales denominadas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera.
- Estas cuevas están conectadas por el flujo de agua subterránea según se corroboró con las pruebas de trazadores, que permitieron concluir que existen tres flujos en el acuífero: **flujo NW**, el cual se origina por la descarga de las nacientes Menonitas 1 y 2 e ingresa al sistema kárstico por el sumidero Sofocas de la caverna Menonitas; **flujo W**, el cual proviene de la quebrada el Túnel que entra a la caverna Higuera por la Sala Raíces, y además recibe aportes del agua que se infiltra en la zona no saturada, o a través de los sumideros y el **flujo de convergencia** por influencia de la falla La Cueva, no obstante, también recibe ingresos de la quebrada el Túnel, las dolinas de la caverna Gabinarraca, la infiltración difusa en la zona no saturada y el ingreso por otras cavernas como El Panzazo.
- Con base en las pruebas de trazadores y los tiempos de arribo observados, se estimaron altas velocidades de flujo (promedio de 0,11 m/s) y un tiempo de residencia del agua en el acuífero kárstico de menos de 1 día.

- La recarga ocurre a través de varios mecanismos, principalmente: ingreso directo al acuífero a través de las dolinas, recarga a través de ríos influentes y otras cavernas y percolación a través de la zona no saturada.
- Mediante los métodos de separación del hidrograma de agotamiento y balance de cloruros respectivamente, se estimó que entre un 31 y un 39% de las precipitaciones consiguen recargar el acuífero, no obstante, la segunda estimación podría estar sobredimensionada por la limitante metodológica de no poder estimar la escorrentía superficial.
- Debido a que no existen pozos de bombeo que capten el acuífero kárstico, se desconocen sus parámetros hidráulicos, no obstante, se obtuvieron gradientes de 0,12 para la caverna Gabinarraca, 0,10 para Menonitas y 0,08 para La Higuera con base en perfiles longitudinales.
- El sistema kárstico está estrechamente relacionado con los fenómenos meteorológicos que ocurren en la superficie, debido a que se observa correspondencia entre las fluctuaciones del caudal y las precipitaciones, así como entre los cambios de caudal y las variaciones de la conductividad eléctrica del agua.
- La clasificación de las aguas subterráneas es bicarbonata cálcica, lo que se interpreta como aguas meteóricas de reciente infiltración, lo cual es coherente con las observaciones de campo y el modelo conceptual. Según las razones entre Cl, Na, K y HCO_3 , en el acuífero puede darse intercambio catiónico inverso en la superficie de los sedimentos que recubren el lecho de la caverna.
- Según el análisis composicional, no existe evidencia de un proceso de disolución de roca que se refleje en el aumento de bicarbonatos a lo largo del flujo, esto se explica por las altas velocidades de flujo que limitan el tiempo de contacto entre el agua subterránea y la matriz sólida del acuífero.
- Los índices de saturación mineral señalan que el agua está subsaturada en calcita, dolomita y yeso, lo cual se mantuvo durante toda la época lluviosa. Durante la época seca se detectaron valores por encima del límite de saturación únicamente en el punto más distal del flujo W (Sifón de la Higuera), lo cual se diluye aguas debajo de la convergencia con el flujo NW.
- Las razones isotópicas y el modelo de análisis en retrospectiva muestran que las precipitaciones que recargan el acuífero provienen de tres fuentes: el mar Caribe por los

vientos alisios y el CLLJ, El Océano Pacífico a través de los vientos sinópticos del oeste y los eventos convectivos locales. Durante la época seca se da una señal isotópica enriquecida debido a la influencia de los eventos convectivos locales, mientras que la época lluviosa es más empobrecida, tiene una mayor variabilidad y ocurren dos eventos de empobrecimiento y dos de enriquecimiento.

- Con base en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD se estableció la ecuación $\delta\text{D}=8,2\delta^{18}\text{O}+14,4$ ($R^2=0,97$) como línea meteórica local para la zona de Venado.
- La lluvia presenta valores promedio de exceso δD superiores al $+10\text{‰}$, lo cual se asocia a una componente de humedad reciclada proveniente de la evaporación del reservorio del Lago Arenal, que pasa por un proceso de destilación orográfica al movilizarse por la depresión entre los volcanes Tenorio y Arenal.
- La composición isotópica promedio del agua de infiltración tiene menos variabilidad ($\delta^{18}\text{O}$ promedio de $-4,89\text{‰} \pm 0,73$) que la del agua de lluvia, lo cual se debe a la atenuación de la señal por la mezcla que ocurre en el tránsito del agua por la zona no saturada.
- La composición isotópica del agua subterránea refleja el retardo entre la infiltración y la descarga en el acuífero, las muestras tomadas a inicios de la época lluviosa muestran altos excesos de δD , lo que es reflejo de su recarga en la época seca y posteriormente se equilibran hasta parecerse a la LML. Mientras que las muestras tomadas durante la época seca provienen de la recarga que ocurrió en la época lluviosa, por lo que grafican sobre o bajo la LML.

9.2 Recomendaciones

Para futuras investigaciones se recomienda:

- Realizar ensayos de conexión entre sistemas que incorporen la medición del caudal en el punto de muestreo para determinar recuperación de trazadores y evaluar cuantitativamente la calidad de los resultados.
- Realizar ensayos de trazadores durante la época lluviosa para comprobar la conexión de la caverna Higuera con los sumideros La Rasta y *Blue Jeans*.
- Perforar piezómetros de observación para evaluar la variación de los niveles en otros sectores del acuífero que no estén conformados por canales abiertos, estimar el espesor de la zona no saturada, calcular parámetros hidráulicos y cuantificar la recarga por el método de fluctuación de niveles.

- Implementar monitoreos con *data loggers* en las cuevas Menonitas e Higuera para comprender el comportamiento del acuífero en otros puntos del flujo, igualmente deberán incorporarse mayor cantidad de aforos para depurar las rectas de caudal e incluir el pH como un parámetro de monitoreo prolongado, pues se demostró que existen diferencias significativas entre los flujos.
- Mantener una estación meteorológica permanente, que permita correlacionar de mejor manera los cambios en el caudal con las precipitaciones y definir niveles dentro de la caverna para un ingreso seguro de turistas. Igualmente, sería útil incluir mediciones de humedad relativa dentro de la caverna para comprender los mecanismos de transferencia de calor entre el agua y la atmósfera.
- Incluir elementos traza podría aportar a la comprensión de otros procesos que no se explican en términos de iones mayores, tales como mezclas de agua e influencia de la disolución de matriz sólida.
- Realizar dataciones con isótopos radioactivos, por ejemplo, ^3H y $^{13}\text{C}/^{14}\text{C}$, lo cual permitiría refinar el cálculo del tiempo de residencia del agua.
- Las metodologías empleadas en este trabajo se pueden aplicar al estudio de los medios fracturados en general, no obstante, deberán tomarse en cuenta particularidades como que el tiempo de tránsito en la zona no saturada podría ser más prolongado, por lo que el uso de técnicas de trazadores fluorescentes requiere un paso de muestreo mayor o emplear técnicas de detección automática por ejemplo sondas de fluorescencia o trampas de carbón activado.
- Igualmente, si se aplican técnicas isotópicas para caracterizar la recarga, se deberá tomar en cuenta la ubicación de las zonas de recarga dado que esta podría no ser directa, por lo que se deberán ubicar los colectores isotópicos en estas áreas y no en las inmediaciones de los pozos o manantiales.

A las autoridades en materia de gestión ambiental y del recurso hídrico se recomienda:

- Establecer medidas de protección a las dolinas y las cuevas que incluyan regular el uso del suelo en las cercanías para evitar que las depresiones naturales del terreno se utilicen para disponer aguas residuales o residuos sólidos.
- Si se requiere aprovechar el agua que proviene de las cavernas, se recomienda colocar la toma aguas debajo de la salida de la cueva Gabinarraca, para mantener inalterado el

caudal que fluye por las cuevas y evitar introducir un factor antrópico en futuras investigaciones que midan la descarga del sistema kárstico.

- Comunicar los resultados de este estudio a la municipalidad local para que pueda emplearse como insumo en las políticas de ordenamiento territorial y demás lineamientos que involucren la variable ambiental.

9.3 Alcances y limitaciones del proyecto

A continuación, se resumen las principales limitantes enfrentadas durante la realización de este estudio, las cuales inciden en los resultados, recomendaciones y el modelo (Tabla 31).

Se presentan agrupadas para mostrar un panorama general de los alcances y el grado de detalle del estudio, y para que puedan solventarse, o al menos, considerarse en futuros trabajos.

Tabla 31. Limitaciones enfrentadas durante la realización de este estudio.

Sección	Principales limitaciones
Marco geológico	Los afloramientos de las calizas en superficie son aislados y poco continuos, probablemente, por efecto tectónico, lo que dificulta delimitar el contacto con la cobertura volcánica. Igualmente, los afloramientos de rocas volcánicas están sumamente meteorizados, lo que complica la diferenciación entre lahares o lavas, especialmente porque los bloques tienen una prominente meteorización esferoidal.
Conexión hídrica el entre el sistema de cavernas	El punto de ingreso del agua subterránea a las cavernas Menonitas (sectores Secretos Profundos y Chimenea Más Allá) e Higuera (sectores Sala Nevada y Sala Cuarta) no es evidente en superficie, lo cual, aunado a la falta de agua en los sumideros durante la época seca, imposibilitó realizar pruebas específicas de trazadores para estos puntos. Igualmente, al no conocer el caudal exacto en el punto de muestreo, no se pudo calcular la recuperación del trazador y así evaluar cuantitativamente los resultados.
Monitoreo prolongado del agua subterránea	Los monitoreos con <i>data loggers</i> en la quebrada El Túnel y la cueva Menonitas tuvieron que suspenderse debido a que la velocidad del agua no permitió instalarlos de forma segura, por lo que se desconocen las fluctuaciones del caudal, la temperatura y la conductividad eléctrica del agua en estos puntos del flujo. El pluviómetro utilizado fue de lectura manual, lo que hace poco eficiente la toma de datos, dado que existe el riesgo de omisión de medidas por parte del lector. Igualmente, debido a la precisión del

Sección	Principales limitaciones
	<p>instrumento, es posible que se subestimen los valores de precipitación, especialmente en época seca.</p> <p>Los días con ausencia de precipitaciones impiden aplicar técnicas como la diferencia de logaritmos, por lo que no es posible satisfacer el supuesto de estacionariedad de las series para aplicar metodologías de correlación cruzada.</p>
Hidrogeoquímica e isótopos	<p>El cálculo de los bicarbonatos a través de técnicas colorimétricas de determinación de alcalinidad dio resultados erráticos, principalmente en muestras con sólidos en suspensión, por lo que se recomienda filtrar la muestra previo a la medición. Igualmente, al no contar con datos de elementos traza es posible que se ignoren procesos que podrían explicar la varianza de las muestras.</p>
Modelo hidrogeológico conceptual	<p>Debido a que en la zona no existen pozos que capten el acuífero kárstico no fue posible estimar un espesor de la zona productora o definir parámetros hidráulicos del acuífero como la transmisibilidad, conductividad hidráulica o coeficiente de almacenamiento.</p> <p>Igualmente, el cálculo de la recarga potencial podría estar subestimado debido a que no se cuenta con los datos necesarios para cuantificar la escorrentía superficial.</p>

10 CAPITULO X. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abiye, T. A., Mengistu, H., Masindi, K., & Demlie, M. (2015). Surface water and groundwater interaction in the upper Crocodile River Basin, Johannesburg, South Africa: Environmental Isotope Approach. *South African Journal of Geology*, 118(2), 109-118. <https://doi.org/10.2113/gssajg.118.2.109>
- Aitchison, J. (1982). The Statistical Analysis of Compositional Data. *J. of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 44(2), 139-177. <https://www.jstor.org/stable/2345821>
- Alley, W. M. (1993). *Regional Ground-Water Quality*. Ed. Wiley. <https://books.google.co.cr/books?id=ZBmSfpFZNZcC>
- Alvarado-Piedra, P. (2018). *Hidrogeología de la margen izquierda del río Tempisque, sector central del cantón de Liberia, Guanacaste*. [Tesis. Lic, Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <http://repositorio.sibdi.ucr.ac.cr:8080/xmlui/handle/123456789/6431>
- Alvarado, G., & Gans, P. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Rev. Geol. Amer. Central*, 46, 7-122. https://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0256-70242012000100001
- Alvarado, M. (2018). *Modelo hidrogeológico conceptual y caracterización hidrogeoquímica en la microcuenca de la quebrada Seca y río Bermúdez, Heredia, Costa Rica* [Tesis M.Sc, Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <http://repo.sibdi.ucr.ac.cr:8080/jspui/handle/123456789/7371>
- Amador, J. (1998). A climatic feature of the tropical Americas: The trade wind easterly jet. *Top. Meteor. Oceanogr.*, 5, 91-102. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/76623>
- Anderson, M., Woessner, W., & Hunt, R. (2015). *Applied Groundwater Modeling Simulation of Flow and Advective Transport*. Ed. Elsevier. <https://bit.ly/3QKYX5n>

- Appelo, C. A., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution* (2th ed.). Ed. A.A. Balkema. https://www.usb.ac.ir/FileStaff/4685_2019-6-10-0-15-56.pdf
- Araya, M. (2020). *Movilidad del manganeso, hierro y arsénico en el agua subterránea del distrito del Amparo y alrededores, Los Chiles, Alajuela, Costa Rica*. [Tesis M. Sc., Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/81302>
- Argüello, A. (2021). *Estudio tectónico y kárstico de la región Venado de San Carlos, Costa Rica* [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. Catálogo Centroamericano SIIDCA. San José. <https://catalogosiidca.csuca.org/Record/UCR.000649289>
- Argüello, A., Ulloa, A., & Vargas, M. (2020). *Plano Caverna Higuera*. San José, Costa Rica, Grupo Espelológico Anthros.
- Arias, M., Vargas, A., & Guérin, R. (2003). Geofísica aplicada al problema de la intrusión salina en los acuíferos costeros de Costa Rica. En J. A. López-Geta, J. A. De La Orden, J. d. D. Gómez, G. Ramos, M. Mejías, & L. Rodríguez (Eds.), *Tecnología de la Intrusión de agua de mar en acuífero costeros: Países mediterráneos*. IGME. <http://aguas.igme.es/igme/publica/tiac-01/Area%20II-4.pdf>
- Arredondo, S. (1995). *Evaluación de la vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos costeros, Barranca y el Roble, Puntarenas, Costa Rica* [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. San José.
- Ashjari, J., & Raeisi, E. (2006). Lithological control on water chemistry in karst aquifers of the Zagros Range, Iran. *Cave and Karst Science*, 33, 111-118. <https://bit.ly/3CrQmAf>
- Astorga, A., Fernández, J. A., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A., & Obando, L. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Rev. Geol. Amer. Central*, 13, 25-59. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/13074>
- Atteia, O., & Kozel, R. (1997). Particle size distributions in waters from a karstic aquifer: from particles to colloids. *Journal of Hydrology*, 201(1), 102-119. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(97\)00033-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00033-4)

- Audra, P., & Palmer, A. (2011). The pattern of caves: controls of epigenic speleogenesis. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 7(4), 359-378. <https://doi.org/https://doi.org/10.4000/geomorphologie.9571>
- Badino, G. (2004). Cave temperatures and global climatic change. *International Journal of Speleology*, 33, 103-113. <https://doi.org/10.5038/1827-806X.33.1.10>
- Baird, R., Eaton, A., & Rice, E. (Eds.). (2017). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (23rd ed.). American Public Health Association.
- Barboza, G., Fernández, J. A., Barrientos, J., & Bottazi, G. (1997). Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. *The Leading Edge*, 16(12), 1787–1798. <https://doi.org/10.1190/1.1437582>
- Behrens, H., Beims, U., Dieter, H., Dietze, G., Eikmann, T., Grummt, T., Hanisch, H., Henseling, H., Käß, W., Kerndorff, H., Leibundgut, C., Müller-Wegener, U., Rönnefahrt, I., Scharenberg, B., Schleyer, R., Schloz, W., & Tilkes, F. (2001). Toxicological and ecotoxicological assessment of water tracers. *Hydrogeology Journal*, 9(3), 321-325. <https://doi.org/10.1007/s100400100126>
- Betancur, T., Palacio, C. A., & Escobar, J. F. (2012). Conceptual Models in Hydrogeology, Methodology and Results. En G. Kazemi (Ed.), *Hydrogeology-A Global Perspective*. Ed. InTech. <https://doi.org/10.5772/1523>
- Boogaart, K., & Tolosana-Delgado, R. (2013). *Analyzing Compositional Data with R*. Ed. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-36809-7_5
- Bredehoeft, J. D. (2005). The conceptual model problem—surprise. *Hydrogeol J.*, 13, 37-46. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0430-5>
- Brown, T. L., LeMay, E., Bursten, B., & Burdge, J. (2004). *Química: La Ciencia Central*. Ed. Pearson Education. <https://academia.utp.edu.co/quimica2/files/2018/09/quc3admica-la-ciencia-central-brown.pdf>
- Cabrera, M. d. C. C., Naranjo, G., Hernández-Quesada, P., Benavides, A., Estévez, E., Cruz-Fuentes, T., Martín, L. F., & Custodio, E. (2013). Estimación de la recarga natural a los

- acuíferos del Norte de Gran Canaria a partir del balance de cloruros. En N. González, E. Kruse, M. M. Trovatto, & P. Laurencena (Eds.), *Temas Actuales de la Hidrología Subterránea*. Ed. Universidad de La Plata.
<https://core.ac.uk/download/pdf/333884417.pdf>
- Calvo, C., & Bolz, A. (1987). La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, San Carlos. *Rev. Geol. Amer. Central*, 6, 1-24.
<https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/22695>
- Castro, L. (2010). Caracterización hidrogeológica del acuífero aluvial Naranjito, Quepos, Puntarenas. *Rev. Geol. Amer. Central*, 43, 99-114.
<https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/22429>
- Castro, M. C., Goblet, P., Ledoux, E., Violette, S., & De Marsily, G. (1998). Noble gases as natural tracers of water circulation in the Paris Basin: 2. Calibration of a groundwater flow model using noble gas isotope data. *Water Resources Research*, 34(10), 2467-2483.
<https://doi.org/10.1029/98WR01957>
- Chapman, T. G. (1991). Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses" by R. J. Nathan and T. A. McMahon. . *Water Resources Research*, 27(7), 1783–1784. . <https://doi.org/10.1029/91wr01007>
- Cháves, R., & Sáenz, R. (1974). Geología de la cordillera de Tilarán (Proyecto Aguacate 2a. Fase). *Inf. Técnico y Notas geológicas*, 53, 1-49.
- Cheung, Y., & Lai, K. (1995). Lag Order and Critical Values of the Augmented Dickey-Fuller Test. *Journal of Business & Economic Statistics*, 13(3), 277-280.
<https://doi.org/10.2307/1392187>
- Clark, I., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Ed. CRC Press.
- Collins, J. (1999). *A groundwater resource evaluation of a volcanic aquifer system near the city of Liberia, Costa Rica* [Tesis M. Sc, Univ. de Waterloo]. Canadá.

- Cook, P. (2022). *Introduction to Isotopes and Environmental Tracers as Indicators of Groundwater Flow*. The Groundwater Project. <https://doi.org/https://doi.org/10.21083/978-1-7770541-8-2>
- Cook, P. G., & Herczeg, A. L. (2012). *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Ed. Springer Science & Business Media.
- Custodio, E. (Ed.). (2019). *Recarga natural a los acuíferos, metodología y soporte de la isotopía del agua. Aplicación a la planificación y conocimiento de las aguas subterráneas de España. Informe RAEMIA*. Centro Tecnológico del Agua. <https://upcommons.upc.edu/handle/2117/182282>.
- Danielescu, S., MacQuarrie, K. T. B., & Popa, A. (2018). SEPHYDRO: A Customizable Online Tool for Hydrograph Separation. *Ground Water*, 56(4), 589-593. <https://doi.org/10.1111/gwat.12792>
- Dar, F., Perrin, J., Ahmed, S., China, A., & Riotte, J. (2015). Hydrogeochemical characteristics of Karst Aquifer from a semi-arid region of Southern India and impact of rainfall recharge on groundwater chemistry. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(5), 2739–2750. <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1440-9>
- Darling, W., Parker, J., Rodriguez, H., & Lardner, A. (1989). Investigation of a volcanic aquifer system in Costa Rica using environmental isotopes. En IAEA (Ed.), *Isotope hydrology investigations in Latin America* (pp. 215-228). IAEA. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/21/031/21031083.pdf?r=1>
- Decreto Ejecutivo 38924 (Reglamento para la calidad del Agua Potable), § Diario Oficial La Gaceta, San José, Costa Rica, 12 de enero de 2015. http://www.pgrweb.go.cr/scij/Busqueda/Normativa/Normas/nrm_texto_completo.aspx?nValor1=1&nValor2=80047
- Deleva, S., & Chaverri, G. (2018). Diversity and Conservation of Cave-Dwelling Bats in the Brunca Region of Costa Rica. *Diversity*, 10(2), 1-15. <https://doi.org/10.3390/d10020043>

- Denyer, P., & Arias, O. (1991). Estratigrafía de la región central de Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 12, 1-59. <https://doi.org/https://doi.org/10.15517/rgac.v0i12.13039>
- Díaz, A. (2013). *Estadística aplicada a la administración y la economía* (1era ed.). Ed. McGraw Hill.
- Dong, S., Zhou, W., Liu, Q., Wang, H., & Ji, Y. (2021). *Methods and Techniques for Preventing and Mitigating Water Hazards in Mines*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-67059-7>
- Easterbrook, D. (1999). *Surface Processes and Landforms* (2nd ed.). Ed Prentice Hall.
- Echandi, E. (1986). *Informe Geológico de la región Venado-Monterrey* [Inf. Interno]. RECOPE.
- Eckhardt, K. (2005). How to Construct Recursive Digital Filters for Base-Flow Separation. *Hydrological Processes* 19, 507-515. <https://doi.org/10.1002/hyp.5675>
- Egozcue, J. J., & Pawlowsky-Glahn, V. (2011). Análisis composicional de datos en Ciencias Geoambientales. *Boletín Geológico y Minero*, 122(4), 439-452. https://www.igme.es/Boletin/2011/122_4/5_ARTICULO%202.pdf
- EPA. (2021). *Module 1. Guidance on Preparing a QA Project Plan*. <https://www.epa.gov/quality/quality-assurance-project-plan-development-tool#tab-1>
- Espinoza, J. (2012). *Estudio de Estanqueidad del Embalse de Proyecto Hidroeléctrico Reventazón Instituto Costarricense de Electricidad* [Tesis Lic, Univ. de Costa Rica]. San José.
- Fleury, S. (2009). *Land Use Policy and Practice on Karst Terrains: Living on Limestone*. Springer Netherlands. <https://books.google.co.cr/books?id=mZa7iCOu51sC>
- Ford, D., & Williams, P. D. (2013). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Ed. Wiley. <https://books.google.co.cr/books?id=whgNDVXFiqYC>
- Freedman, D., Pisani, R., & Purves, R. (2007). *Statistics* (4th ed.). WW Norton & AMP Company.
- Frushour, S. S. (2012). *A Guide to Caves and Karst of Indiana*. Indiana University Press. <https://books.google.co.cr/books?id=P2dtxSuvNboC>

- Furey, P., & Gupta, V. (2001). A Physically Based Filter for Separating Base Flow From Streamflow Time Series. *Water Resources Research* 37, 2709-2722. <https://doi.org/10.1029/2001WR000243>
- Gazel, E., Alvarado, G., Obando, J., & Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 32, 13-31. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/4242>
- Gibbs, R. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*, 170, , 795-840. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Gill, L. W., Babechuk, M. G., Kamber, B. S., McCormack, T., & Murphy, C. (2018). Use of trace and rare earth elements to quantify autogenic and allogenic inputs within a lowland karst network. *Applied Geochemistry*, 90, 101-114. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2018.01.001>
- Goicoechea, C. (2008). Dye-Tracing en el (nuevo) Sistema Kárstico “Grieta Imposible” - Caverna “Gabinarraca”. *Espeleo Informe*, 2, 14-16.
- Goldscheider, N., & Drew, D. (Eds.). (2007). *Methods in Karst Hydrogeology*. Ed. Taylor & Francis.
- Gómez-Cruz, A., & Arredondo, S. (1994). Hidrología isotópica del Valle del río Tempisque, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. En IAEA (Ed.), *Isotope hidrology investigations in Latin America* (pp. 119-139). IAEA. https://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/te_835_web.pdfhttps://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/21/031/21031083.pdf?r=1
- González, M. (2014). *Aplicación de metodologías para la delimitación de zonas de protección de nacientes: Casos Rosario y San Miguel, Naranjo de Alajuela*. [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/29684>
- Grasby, S., & Betcher, R. N. (2002). Regional hydrogeochemistry of the carbonate rock aquifer, southern Manitoba. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 1053-1063. <https://doi.org/10.1139/e02-021>

- Greenacre, M. (2018). *Compositional Data Analysis in Practice*. Ed. Taylor & Francis Group.
<https://doi.org/10.1201/9780429455537>
- Gröning, M., Lutz, H. O., Roller-Lutz, Z., Kralik, M., Gourcy, L., & Pöltenstein, L. (2012). A simple rain collector preventing water re-evaporation dedicated for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ analysis of cumulative precipitation samples. *J. of Hydrology*, 448-449, 195-200.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.041>
- Guevara, J. M. (2014). Uso correcto de la correlación cruzada en Climatología: el caso de la presión atmosférica entre Taití y Darwin. *Terra*, 30, 79-102.
<https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=72132516006>
- Gutiérrez, M. (2008). *Geomorfología*. Ed. Prentice Hall.
- Guzmán, G. (2006). *Estudio de contaminación por Hidrocarburos tipo BTEX, en el plantel de Recope, Moín, Limón* [Tesis M.Sc, Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José.
<https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/74183>
- Hartmann, A., Goldscheider, N., Wagener, T., Lange, J., & Weiler, M. (2014). Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 218-242. <https://doi.org/10.1002/2013RG000443>
- Hem, J. D. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water* [Supply Paper 2254]. USGS.
- Hempel, J. (1989). *Report of the 1982 expedition to the Barra Honda National Park - Bulletin 1*. National Speleological Society.
- Hobo. (2020). *TidbiT® v2 Temp (UTBI-001) Manual*. HOBO Datta Loggers.
https://www.onsetcomp.com/files/manual_pdfs/10385-J%20UTBI-001%20Manual.pdf
- Holdridge, L. R. (1967). *Life zone ecology*. Centro Científico Tropical.
- INEC. (2011). *X Censo Nacional de Población y VI de Vivienda 2011 Resultados Generales*. Instituto Nacional de Estadística y Censos. <https://www.inec.cr/documento/censo-2011-resultados-generales-censo-2011>

- INEI. (2011). *Análisis de series cronológicas aplicadas a series económicas*. Centro de Investigación y Desarrollo del Instituto Nacional de Estadística e Informática.
- Kanduč, T., Mori, N., Kocman, D., Stibilj, V., & Grassa, F. (2012). Hydrogeochemistry of Alpine springs from North Slovenia: Insights from stable isotopes. *Chemical Geology*, 300-301, 40-54. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.01.012>
- Karmann, I., Cruz, F. W., Viana, O., & Burns, S. J. (2007). Climate influence on geochemistry parameters of waters from Santana-Pérolas cave system, Brazil. *Chemical Geology*, 244(1), 232-247. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.06.029>
- Käss, W. (1998). *Tracing technique in geohydrology*. Ed. Balkema.
- Kirchgässner, G., & Wolters, J. (2007). *Introduction to Modern Time Series Analysis*. Ed. Springer Berlin Heidelberg. <https://books.google.co.cr/books?id=-f1qsH9wpSoC>
- Kohfahl, C., Sprenger, C., Herrera, J. B., Meyer, H., Chacón, F. F., & Pekdeger, A. (2008). Recharge sources and hydrogeochemical evolution of groundwater in semiarid and karstic environments: A field study in the Granada Basin (Southern Spain). *Applied Geochemistry*, 23(4), 846-862. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0883292708000097>
- Kresic, N. (2006). *Hydrogeology and Groundwater Modeling* (2nd ed.). Ed. Taylor & Francis. <https://books.google.com/books?id=YXMBQAAQBAJ>
- Kruskal, W., & Wallis, A. (1952). Use of ranks in one-criterion variance analysis. *J. of the American Statistical Association*, 47(260), 583-621. <https://doi.org/10.2307/2280779>
- Lachniet, M., Ameron, Y., Burns, S., Patterson, W. P., Polyak, V., & Seltzer, G. O. (2004). Tropical response to 8200 yr B. P cold event? Speleothem isotopes indicate a weakened early Holocene monsoon in Costa Rica. *Geology*, 32(11), 957 - 960. <https://doi.org/10.1130/G20797.1>
- Lachniet, M. S., & Patterson, W. P. (2002). Stable isotope values of Costa Rican surface waters. *Journal of Hydrology*, 260(1), 135-150. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00603-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00603-5)

- Lide, D. (2019). *Handbook of Physics and Chemistry* (100 th ed.). CR Press.
- López, J. D. (2015). *Recarga potencial para los acuíferos de un sector al sur del río Virilla* [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <http://repositorio.sibdi.ucr.ac.cr:8080/jspui/handle/123456789/7369>
- Luhmann, A. J., Covington, M. D., Alexander, S. C., Chai, S. Y., Schwartz, B. F., Groten, J. T., & Alexander, E. C. (2012). Comparing conservative and nonconservative tracers in karst and using them to estimate flow path geometry. *Journal of Hydrology*, 448-449, 201-211. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.04.044>
- Lyne, V., & Hollick, M. (1979). Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling. Institute of Engineers Australia National Conference. Publ., Melbourne, Victoria. <https://bit.ly/3PQaAX7>
- Machiwal, D., & Jha, M. K. (2012). *Hydrologic Time Series Analysis: Theory and Practice*. Ed. Springer Netherlands. https://books.google.co.cr/books?id=GCCp1HuVb_EC
- Malavassi, E., & Madrigal, R. (1970). Reconocimiento geológico de la zona norte de Costa Rica. *Informes Tecnicos y Notas Geologicas*, IX(38), 1-20.
- Marfia, A. M., Krishnamurthy, R. V., Atekwana, E. A., & Panton, W. F. (2004). Isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in a karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Applied Geochemistry*, 19(6), 937-946. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2003.10.013>
- Matthes, G. (1982). *The properties of Groundwater*. Ed. John Wiley and Sons Inc.
- Mejía-Ortíz, L., Christman, M. C., Pipan, T., & Culver, D. C. (2021). What's the temperature in tropical caves? *PloS one*, 15(12), e0237051. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0237051>
- Mollinedo, N. (2013). *Investigación hidrogeológica para determinar el origen del arsénico en aguas para consumo humano en la Región Noroeste de Aguas Zarcas, San Carlos, Alajuela, Costa Rica* [Tesis M.Sc., Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <http://repo.sibdi.ucr.ac.cr:8080/jspui/handle/123456789/10081>

- Monge, M. (2015). *Estudio hidrogeológico y balance hídrico de los acuíferos de Playa Potrero y Playa Brasilito, Santa Cruz, Guanacaste* [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José, Costa Rica. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/29685>
- Moore, G. (1964). Cave temperature. *Nat Speleological Soc News*, 22, 57–60.
- Mora-Alvarado, D., Alfaro-Herrera, N., & Portuguese-Barquero, C. F. (2016). Estudio sobre la concentración de nitratos en los principales acuíferos del Valle Central de Costa Rica, periodos 1989-2005 y 2006-2015. *Tecnología en Marcha*, 29(4), 34-46. <https://doi.org/10.18845/tm.v29i4.3035>
- Mora, S. (1979). *Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle del General, provincia de Puntarenas, Costa Rica. Vol 1* [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. San José.
- MSC. (2014). *Plan de Desarrollo Distrital, Venado 2014-2024. San Carlos, Costa Rica: Municipalidad de San Carlos*. <https://tinyurl.com/mrwk89z7>
- Muñoz, A., Fernández, W., Gutiérrez, J., & Zárate, E. (2002). Variación estacional del viento en Costa Rica y su relación con los regímenes de lluvia. *Top. Meteor. Oceanog*, 9(1), 1-13.
- Nordstrom, K., McCleskey, B., & Ball, J. (2008). Sulfur geochemistry of hydrothermal waters in Yellowstone National Park: IV Acid-Sulfate waters. *Applied Geochemistry*, 191-207. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.11.019>
- NSS. (1993). Studies in the Rio Corredor Basin. *The Nss Bulletin Journal of Caves and Karst Studies*, 55(1/2), 1-134.
- Nuñez, A. (03 de septiembre de 2020). Científicos ticos determinan composición del polvo del Sahara. *La República*. <https://www.larepublica.net/noticia/cientificos-ticos-determinan-composicion-del-polvo-del-sahara>
- Obando-Amador, A. (2017). *Modelo hidrogeológico conceptual de las cuencas de los ríos Reventado y Toyogres, provincia de Cartago, Costa Rica* [Tesis Lic, Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <https://bit.ly/3wqsDwg>

- Obando, L. (1986). Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-Reciente) Provincia de Alajuela, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 5, 73-100.
<https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/12273>
- Onac, B. P. (2000). *Geologia regiunilor carstice*. Editura Didactia si Pedagogica.
- ONU. (1975). *Investigaciones de Aguas Subterráneas en Zonas Seleccionadas, Costa Rica* [Informe Interno DP/UN/COS-65-502/1].
- Ortiz, F. (2003). *Diccionario de metodología de la investigación científica*. Ed. Limusa.
<https://books.google.co.cr/books?id=3G1fB5m3eGcC>
- Palmer, A. (2007). *Cave Geology*. Ed. Cave Books.
- Perry, E., Velazquez-Oliman, G., & Marín, L. (2010). The Hydrogeochemistry of the Karst Aquifer System of the Northern Yucatan Peninsula, Mexico. *International Geology Review*, March 2002, 191-221. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.3.191>
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928.
<https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos litológicos y bioestratigráficos. *Rev. Geol. Amer. Central*, 15, 81-85.
<https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/13240>
- Plummer, N., & Busemberg, E. (2006). Chlorofluorocarbons in aquatic environments. En IAEA (Ed.), *Use of Chlorofluorocarbons in Hydrology. A Guidebook*. International Atomic Energy Agency. <http://bitly.ws/ykC2>
- Porras, J., López-Guerrero, P., Alvarez-Fernández, C., Fernández, A., & Gimeno, M. V. (1985). *Calidad y contaminación de las Aguas Subterráneas en España*. IGME & EPTISA.
<https://aguas.igme.es/igme/publica/libro43/lib43.htm>
- Ramírez, P. (2007). *Modelo hidrogeológico conceptual de la cuenca del río BIRRÍS, Cartago, Costa Rica* [Tesis M.Sc, Univ. de Costa Rica]. San José.

- Ramos, V. (2005). *Estudio Hidrogeológico y Vulnerabilidad del acuífero Moín, Limón* [Tesis M.Sc, Univ. de Costa Rica]. Repositorio SIBDI-UCR. San José. <https://bit.ly/3R8YHNo>
- Rank, D., Vöelkl, G., Maloszewski, P., & Stichler, W. (1992). Flow dynamics in an alpine karst massif studied by means of environmental isotopes. En IAEA & UNESCO, *Isotope techniques in water resources development 1991*, Vienna, Austria. <https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/Public/23/034/23034803.pdf?r=1>
- Rojas-Barrantes, M. (2022). Geología de la hoja 3247-i Monterrey, Alajuela, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 67, 1-47. <https://doi.org/10.15517/rgac.v67i0.52191>
- Sánchez-Murillo, R., & Birkel, C. (2016). Groundwater recharge mechanisms inferred from isoscapes in a complex tropical mountainous region. *Geophysical Research Letters*, 43(10), 5060-5069. <https://doi.org/10.1002/2016GL068888>
- Sánchez-Murillo, R., Birkel, C., Welsh, K., Esquivel-Hernández, G., Corrales-Salazar, J., Boll, J., Brooks, E., Rouspard, O., Sáenz-Rosales, O., Katchan, I., Arce-Mesén, R., Soulsby, C., & Araguás-Araguás, L. J. (2016). Key drivers controlling stable isotope variations in daily precipitation of Costa Rica: Caribbean Sea versus Eastern Pacific Ocean moisture sources. *Quaternary Science Reviews*, 131, 250-261. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.08.028>
- Sánchez-Murillo, R., Durán-Quesada, A. M., Esquivel-Hernández, G., Rojas-Cantillano, D., Birkel, C., Welsh, K., Sánchez-Llull, M., Alonso-Hernández, C. M., Tetzlaff, D., Soulsby, C., Boll, J., Kurita, N., & Cobb, K. M. (2019). Deciphering key processes controlling rainfall isotopic variability during extreme tropical cyclones. *Nature Communications*, 10(1), 4321. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12062-3>
- Sánchez-Murillo, R., Esquivel Hernández, G., Welsh, K., Brooks, E., Boll, J., Solís, R., & Valdés, J. (2013). Spatial and Temporal Variation of Stable Isotopes in Precipitation across Costa Rica: An Analysis of Historic GNIP Records. *Open Journal of Modern Hydrology*, 3, 226-240. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2013.34027>
- Sánchez, F. J. (2017). *Hidrología Superficial y Subterránea*. Ed. Createspace Independent Pub.

- Sauter, M. (1992). Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW. Germany). En D. Halm & P. Grathwohl, *Proceedings of the 2nd International Workshop on Groundwater Risk Assessment at Contaminated Sites (GRACOS) and Integrated Soil and Water Protection (SOWA)*. 2nd International GRACOS/SOWA Workshop, Tübingen, Germany. <https://publikationen.uni-tuebingen.de/xmlui/handle/10900/48838>
- Schoeller, H. (1977). Geochemistry of Groundwater. En R. H. Brown, A. A. Konoplyantsev, J. Ineson, & V. S. Kovalensky (Eds.), *Groundwater Studies—An International Guide for Research and Practice* (pp. 1-18). UNESCO.
- Schosinsky, G. (2006). Cálculo de la recarga potencial de acuíferos mediante un balance hídrico de suelos. *Rev. Geol. Amer. Central*, 34-35, 13-30. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/download/4223/4047/>
- Schosinsky, G., Vargas, A., & Stimson, J. (2001). Orígenes de contaminación de aguas subterráneas en un sector de la margen izquierda del Río Virilla, San José, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 25, 85-92. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/download/8541/8066/>
- Schudel, B. (Ed.). (2004). *Application of Artificial Tracers in Hydrogeology: Guideline*. Ed. Peter Lang.
- Šebela, S., & Turk, J. (2021). Comparison of historical and current temperatures in show caves (Slovenia). *SN Applied Sciences*, 4(1), 1-13. <https://doi.org/10.1007/s42452-021-04881-1>
- Sen Gupta, B. K., Malavassi, L. R., & Malavassi, E. (1986). Late Miocene shore in northern Costa Rica: Benthic foraminiferal record. *Geology*, 14(3), 218-220. <https://bit.ly/3ww6Yms>
- Sigma-Aldrich. (2020). *Product Specification: Fluorescein sodium salt-used as fluorescent tracer*. Sigma-Aldrich. <https://www.sigmaaldrich.com/CR/es/product/sial/f6377>
- Singhal, B. B. S., & Gupta, R. P. (2010). *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks* (2nd ed.). Ed. Springer Netherlands. <https://books.google.co.cr/books?id=lnMpJEecsO4C>

- Sjöberg, E. L., & Rickard, D. T. (1984). Calcite dissolution kinetics: Surface speciation and the origin of the variable pH dependence. *Chemical Geology*, 42(1), 119-136. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2541\(84\)90009-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0009-2541(84)90009-3)
- Solano, C. (2021). *Geoquímica ambiental de las cuencas de los ríos Machuca, Jesús María y parte de Barranca, provincias de Alajuela y Puntarenas, Costa Rica*. [Tesis Lic., Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/82843>
- Solano, J., & Villalobos, R. (2001). Aspectos fisiográficos aplicados a un bosquejo de regionalización geográfico climático de Costa Rica. *Tópicos meteorológicos y Oceanográficos*, 8(1), 26-39.
- Solinst. (2019). *Levellogger Series - Software Version 4.4.0. User Guide*. Solinst Canada Ltd. <https://www.solinst.com/products/dataloggers-and-telemetry/3001-levellogger-series/operating-instructions/previous-instruction-versions/3001-user-guide-v4-4-0.pdf>
- Soto, G. J., & Alvarado, G. E. (2006). Eruptive history of Arenal Volcano, Costa Rica, 7 ka to present. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1), 254-269. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.041>
- Stiff, H. A. (1951). The Interpretation of Chemical Water Analysis by Means of Patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3(10), 15-13. <https://doi.org/10.2118/951376-g>
- Stone, W. J. (1999). *Hydrogeology in practice*. Ed. Prentice Hall.
- Taylor, C. J., & Greene, E. A. (2014). Hydrogeologic Characterization and Methods Used in the Investigation of Karst Hydrology. En C. J. Taylor & E. A. Greene (Eds.), *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*. Createspace Independent Pub.
- Thornbury, W. (1958). Principles of Geomorphology. In. EEUU: Ed. John Wiley & Sons.
- Ulloa, A., Aguilar, T., Goicoechea, C., & Ramírez, R. (2011). Descripción, clasificación y aspectos geológicos de las zonas kársticas de Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 45, 53-74. http://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0256-70242011000200002

- Ulloa, A., Argüello, A., Obando, A., & Vargas, M. (2021). Geomorfología y espeleogénesis del sistema kárstico de cuevas de Venado, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 65, 1-31. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i64.46619>
- Ulloa, A., & Vargas, M. (2014). *Plano Caverna Menonitas*. San José, Costa Rica, Grupo Espelológico Anthros.
- Ulloa, A., & Vargas, M. (2018). *Plano Caverna Gabinarraca*. San José, Costa Rica, Grupo Espelológico Anthros.
- Upchurch, S., Scott, T. M., ALFIERI, M., Fratesi, B., & Dobecki, T. L. (2018). *The Karst Systems of Florida: Understanding Karst in a Geologically Young Terrain*. Springer International Publishing.
- USDA. (1951). *Soil Survey Manual, USDA Agricultural Handbook*. . U.S. Government Printing Office. https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/soils/ref/?cid=nrcs142p2_054262
- Vargas, A., & Fernández, J. F. (2002a). Aspectos hidrogeológicos en el sitio del Embalse Cipreses, P.H. Cariblanco y aplicación de trazadores en agua subterránea. *Rev. Geol. Amer. Central*, 27, 133-142. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/8526>
- Vargas, A., & Fernández, J. F. (2002b). Contribución a la hidrogeología volcánica de Grecia, valle central occidental de Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 27, 27-38. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/7802>
- Vargas, A., & Mora, R. (1999). Hidrogeoquímica y producción de manantiales en las formaciones Pacacua y Peña Negra. *Rev. Geol. Amer. Central*, 22, 101-111. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/download/8590/8113/>
- Vargas, I., Monge, M., Granados, R., Leandro, G., Zúniga, H., Molina, J., Arias, V., Alpízar, M., & Ramírez, R. (2015). *Propuesta del modelo hidrogeológico conceptual para la estimación de la disponibilidad de agua subterránea y análisis de la vulnerabilidad de los acuíferos*

en la zona oeste del Valle Central, cuenca del río Grande, Alajuela. [Informe final del proyecto 113 B2 515]. SENARA, UCR, & AIEA.

Vargas, I., Ramírez, R., Elizondo, J., Molina, J., & Romero, C. (2013). *Manejo sostenible de la zona norte del acuífero Tempisque* [Informe final del proyecto COS08/010]. SENARA, UCR, ECG, CICA, & OIEA.

Vargas, O. (15 de diciembre de 2006). Explosión dejó a 2000 personas sin agua en Limón. *La Nación*. <https://bit.ly/3PVmBLi>

Vega, A. H. (2019). *Fluctuaciones espacio temporales de los niveles de agua subterránea en el sector de Heredia: un análisis geoestadístico* [Tesis M.Sc, Univ. de Costa Rica]. Repositorio Kérwá. San José. <https://www.kerwa.ucr.ac.cr/handle/10669/81257>

Veress, M. (2020). Karst Types and Their Karstification. *Journal of Earth Science*, 31(3), 621–634. <https://doi.org/10.1007/s12583-020-1306-x>

Vesper, D., & White, W. (2004). Storm pulse chemographs of saturation index and carbon dioxide pressure: Implications for shifting recharge sources during storm events in the karst aquifer at Fort Campbell, Kentucky/Tennessee, USA. *Hydrogeology Journal*, 12, 135-143. <https://doi.org/10.1007/s10040-003-0299-8>

Villón, M. (2002). *Hidrología*. Taller de publicaciones del Instituto Tecnológico de Costa Rica.

Waltham, A. C., & Fookes, P. G. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly journal of engineering geology and hydrogeology*, 36(2), 101-118. <https://doi.org/https://doi.org/10.1144/1470-9236/2002-33>

Waltham, T., Bell, F. G., & Culshaw, M. G. (2007). *Sinkholes and Subsidence: Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction*. Ed. Springer Berlin Heidelberg. <https://books.google.co.cr/books?id=pMq80UItts8C>

Waylen, P., Caviedes, C., & Quesada, M. (1996). Interannual Variability of Monthly Precipitation in Costa Rica. *J. of Climate* 9, 2606-2613. <https://bit.ly/3pFmfA>

- Wells, S. (1974). *Geological Reconnaissance of the Cerros Barra Honda Karst Costa Rica* [Reporte del 1973 Cave Research Foundation Costa Rica Expedition - Ohio University].
- White, W. (1999). Conceptual models for karstic aquifers En A. Palmer, M. Palmer, & I. Sasowsky, Symposium of karst modeling, Charlottesville, Virginia. https://speleogenesis.com/pdf/seka_pdf2.pdf
- Yonge, C. J., Ford, D. C., Gray, J., & Schwarcz, H. P. (1985). Stable isotope studies of cave seepage water. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 58(1), 97-105. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(85\)90030-2](https://doi.org/10.1016/0168-9622(85)90030-2)
- Žáček, V., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., Mixa, P., Grygar, R., Havlíček, P., Čech, S., Hrazdára, P., Metelka, V., Ševčík, J., & Pécskay, Z. (2010). Geología y estratigrafía de la Hoja 3246-II Miramar, Costa Rica. *Rev. Geol. Amer. Central*, 47, 7-54. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/geologica/article/view/6484>
- Zang, H., Zheng, X., Qin, Z., & Jia, Z. (2015). A study of the characteristics of karst groundwater circulation based on multi-isotope approach in the Liulin spring area, North China. *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 51(2), 271-284. <https://doi.org/10.1080/10256016.2015.987275>
- Zhou, J., Liu, G., Meng, Y., Xia, C., Chen, K., & Chen, Y. (2021). Using stable isotopes as tracer to investigate hydrological condition and estimate water residence time in a plain region, Chengdu, China. *Scientific Reports*, 11(1), 2812. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-82349-3>

11 ANEXOS Y APÉNDICES

Anexos

ANEXO 1: Datos de la estación meteorológica Proyecto Venado para el período 2015-2018.

ANEXO 2. Planos detallados de los sistemas Gabinarraca, Menonitas y La Higuera como fueron publicados por Ulloa *et al.* (2021). *

Apéndices

APÉNDICE 1. Protocolo de toma de muestras para análisis químico e isotópico.

APÉNDICE 2. Determinación de la recta de correlación entre la conductividad y la concentración de sal.

APÉNDICE 3. Cálculo de los aforos y la recta de mejor ajuste de caudal. *

APÉNDICE 4. Resultados de los análisis fisicoquímicos e isotópicos de agua.

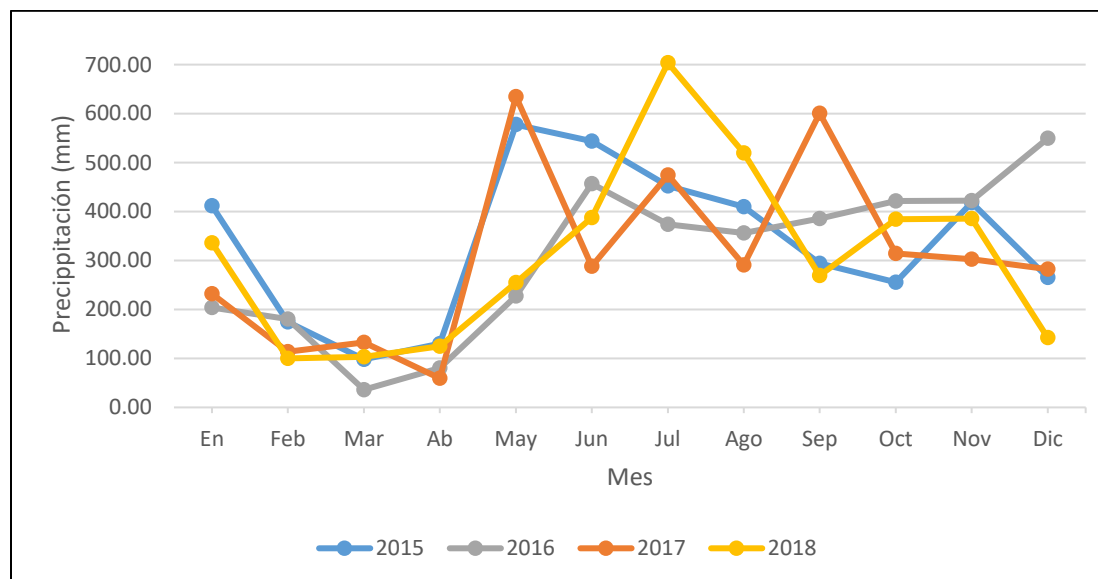
* Debido a su extensión, el Anexo 2 y el Apéndice 3 se incluyeron como archivos complementarios.

ANEXO 1: DATOS DE LA ESTACIÓN METEOROLÓGICA PROYECTO VENADO PARA EL PERÍODO 2015-2018.

Ubicación: Alajuela, San Carlos, Venado
 Coordenadas: 418871/1167584

Año	En	Feb	Mar	Ab	May	Jun	Jul	Ag	Sep	Oct	Nov	Dic	Suma anual	Prom. general	Prom. Dic-ab	Prom. May-nov
2015	411.70	174.80	98.30	130.00	577.40	543.40	452.20	409.90	294.30	255.40	418.00	265.60	4031.00	335.92	216.08	421.51
2016	203.70	180.50	36.20	80.20	227.40	456.90	373.70	356.10	385.50	421.50	421.90	549.30	3692.90	307.74	209.98	377.57
2017	231.80	114.00	132.60	59.40	634.70	288.10	474.70	290.60	600.70	314.10	302.80	282.20	3725.70	310.48	164.00	415.10
2018	335.80	100.10	103.40	124.70	255.00	387.50	703.60	519.60	269.30	384.50	385.50	142.30	3711.30	309.28	161.26	415.00
Prom.	295.75	142.35	92.63	98.58	423.63	418.98	501.05	394.05	387.45	343.88	382.05	309.85	3790.23	315.85	187.83	407.30

Gráfico 1. Estación Venado. Precipitación mensual en mm, durante el período 2015-2018.



APÉNDICE 1. PROTOCOLO DE TOMA DE MUESTRAS PARA ANÁLISIS QUÍMICO E ISOTÓPICO

Previo al muestreo:

1. Verificar que se cuenta con los siguientes insumos:
 - a. Tres envases plásticos rotulados como: “Parámetros”, “Alcalinidad” y “Iones Mayores”.
 - b. Multímetro calibrado y solución de transporte.
 - c. Plantillas de muestreo.
 - d. Medidor de alcalinidad y su reactivo.
 - e. Guantes de nitrilo sin polvo.
 - f. Jeringas de 20 mL y filtros de 0,45 μm tipo *luer lock*.
 - g. Viales de 5 mL con tapa.
 - h. Envases estériles para muestras microbiológicas.
 - i. Botellas de HDPE con doble sello.
 - j. Botellas tipo *Wheaton* precalentadas a 500 °C.
2. Rotular los viales y las botellas con el código pre-definido y separarlo en bolsas individuales.
3. Asegurarse de contar con suficiente hielo en el sitio para el traslado de las muestras.

En el sitio de muestreo:

1. Tomar muestra para mediciones *in-situ* en un envase enjuagado 3 veces.
2. Colocar el multímetro medidor y encenderlo.
3. Llenar las cinco primeras secciones de la plantilla adjunta.
4. Medir alcalinidad y anotar el valor.
5. Anotar valor de CE, T, pH.
6. Completar la plantilla y guardarla.
7. Colocarse guantes y sacar las botellas tipo *Wheaton*.
8. Enjuagarlas tres veces y tomar la muestra de carbono, asegurándose de llenar la botella hasta el tope.
9. Colocarle la tapa (debe expulsarse una pequeña cantidad de agua), verificar el sello de la tapa y cerrar la bolsa que la contiene.
10. Enjuagarlas botellas para isótopos tres veces, tomar la muestra y colocarlas en su bolsa.
11. Enjuagar la jeringa de muestreo tres veces y colocarle el filtro.
12. Enjuagar el vial de muestreo de iones mayores tres veces con agua filtrada.
13. Llenar el vial de muestreo con el agua filtrada y guardarlo en su bolsa.
14. De forma opcional, tomar una muestra para iones mayores en el envase microbiológico, asegurándose de mantener un espacio aéreo y congelarla a la mayor brevedad posible.
15. Colocar las muestras en una hielera con suficiente hielo.

Verificar que se guardaron todos los equipos y las muestras proceder al siguiente punto de muestreo.

Muestreo de aguas – Datos de campo

Código de muestra: _____
Fecha: _____ Hora: _____ Ubicación: _____
Coordenadas: _____ N _____ Elevación: _____ m.s.n.m.
Fotos: _____

Características del sitio:

Posibles fuentes de contaminación: _____

Observaciones importantes (geología, uso de suelo):

Características de la muestra:

N° Botella	Código de muestra	Análisis				
		Físico-químico	Isótopos	Bacteriológicos	Plaguicidas	Carbono

Parámetros de campo				
CE ($\mu\text{S/cm}$)	Temp ($^{\circ}\text{C}$)	pH	Alk (mg/L)	OD (mg/L)

Otras observaciones (color, olor, turbiedad etc.)

APÉNDICE 2. DETERMINACIÓN DE LA RECTA DE CORRELACIÓN ENTRE LA CONDUCTIVIDAD Y LA CONCENTRACIÓN DE SAL

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	09:50:00	23.231	134.1
12/6/2021	09:50:20	23.091	62.2
12/6/2021	09:50:40	22.979	62.3
12/6/2021	09:51:00	22.889	62.4
12/6/2021	09:51:20	22.819	62.5
12/6/2021	09:51:40	22.765	62.6
12/6/2021	09:52:00	22.726	62.7
12/6/2021	09:52:20	22.698	62.8
12/6/2021	09:52:40	22.677	62.9
12/6/2021	09:53:00	22.662	63
12/6/2021	09:53:20	22.653	63
12/6/2021	09:53:40	22.646	63.1
12/6/2021	09:54:00	22.642	63.2
12/6/2021	09:54:20	22.64	63.3
12/6/2021	09:54:40	22.639	63.4
12/6/2021	09:55:00	22.64	63.4
12/6/2021	09:55:20	22.642	63.5
12/6/2021	09:55:40	22.644	63.6
12/6/2021	09:56:00	22.647	63.7
12/6/2021	09:56:20	22.651	63.8
12/6/2021	09:56:40	22.654	63.9
12/6/2021	09:57:00	22.658	63.9
12/6/2021	09:57:20	22.662	64
12/6/2021	09:57:40	22.666	64.1
12/6/2021	09:58:00	22.67	64.1
12/6/2021	09:58:20	22.674	64.2
12/6/2021	09:58:40	22.679	64.2
12/6/2021	09:59:00	22.683	64.3
12/6/2021	09:59:20	22.688	64.4
12/6/2021	09:59:40	22.692	64.4
12/6/2021	10:00:00	22.697	64.5

C= N/A

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	63.45
Error típico	0.13
Mediana	63.45
Moda	63.00
Desviación estándar	0.70
Varianza de la muestra	0.48
Curtosis	-1.17
Coefficiente de asimetría	-0.20
Rango	2.30
Mínimo	62.20
Máximo	64.50
Suma	1903.40
Cuenta	30.00

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	10:10:00	22.855	64.5
12/6/2021	10:10:20	22.789	317.6
12/6/2021	10:10:40	22.742	316.8
12/6/2021	10:11:00	22.712	316.6
12/6/2021	10:11:20	22.693	316.2
12/6/2021	10:11:40	22.682	316.2
12/6/2021	10:12:00	22.677	316
12/6/2021	10:12:20	22.677	316.1
12/6/2021	10:12:40	22.679	316
12/6/2021	10:13:00	22.684	315.7
12/6/2021	10:13:20	22.69	315.8
12/6/2021	10:13:40	22.698	315.6
12/6/2021	10:14:00	22.706	315.4
12/6/2021	10:14:20	22.715	315.6
12/6/2021	10:14:40	22.725	315.6
12/6/2021	10:15:00	22.735	315.6
12/6/2021	10:15:20	22.745	315.5
12/6/2021	10:15:40	22.755	315.5
12/6/2021	10:16:00	22.766	315.5
12/6/2021	10:16:20	22.776	315.4
12/6/2021	10:16:40	22.786	315.7
12/6/2021	10:17:00	22.796	315.4
12/6/2021	10:17:20	22.807	315.7
12/6/2021	10:17:40	22.817	315.7
12/6/2021	10:18:00	22.827	315.7
12/6/2021	10:18:20	22.836	315.6
12/6/2021	10:18:40	22.846	315.7
12/6/2021	10:19:00	22.855	315.6
12/6/2021	10:19:20	22.865	315.8
12/6/2021	10:19:40	22.874	315.6
12/6/2021	10:20:00	22.883	315.7

C = 100 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	315.83
Error típico	0.09
Mediana	315.70
Moda	315.70
Desviación estándar	0.47
Varianza de la muestra	0.22
Curtosis	6.34
Coefficiente de asimetría	2.33
Rango	2.20
Mínimo	315.40
Máximo	317.60
Suma	9474.90
Cuenta	30.00

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	10:25:00	23.277	315.7
12/6/2021	10:25:20	23.171	196.7
12/6/2021	10:25:40	23.093	196.4
12/6/2021	10:26:00	23.037	195.9
12/6/2021	10:26:20	22.997	195.8
12/6/2021	10:26:40	22.971	195.5
12/6/2021	10:27:00	22.952	195.4
12/6/2021	10:27:20	22.94	195.1
12/6/2021	10:27:40	22.934	195
12/6/2021	10:28:00	22.931	194.9
12/6/2021	10:28:20	22.931	194.7
12/6/2021	10:28:40	22.933	194.8
12/6/2021	10:29:00	22.936	194.7
12/6/2021	10:29:20	22.941	194.7
12/6/2021	10:29:40	22.946	194.7
12/6/2021	10:30:00	22.952	194.7
12/6/2021	10:30:20	22.958	194.6
12/6/2021	10:30:40	22.965	194.4
12/6/2021	10:31:00	22.972	194.6
12/6/2021	10:31:20	22.979	194.5
12/6/2021	10:31:40	22.986	194.5
12/6/2021	10:32:00	22.993	194.4
12/6/2021	10:32:20	23	194.5
12/6/2021	10:32:40	23.007	194.7
12/6/2021	10:33:00	23.014	194.6
12/6/2021	10:33:20	23.022	194.6
12/6/2021	10:33:40	23.029	194.7
12/6/2021	10:34:00	23.036	194.6
12/6/2021	10:34:20	23.043	194.6
12/6/2021	10:34:40	23.05	194.8
12/6/2021	10:35:00	23.057	194.8

C = 50 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	194.93
Error típico	0.11
Mediana	194.70
Moda	194.70
Desviación estándar	0.58
Varianza de la muestra	0.34
Curtosis	2.82
Coefficiente de asimetría	1.84
Rango	2.30
Mínimo	194.40
Máximo	196.70
Suma	5847.90
Cuenta	30.00

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	10:50:00	22.858	194.8
12/6/2021	10:50:20	22.861	104.8
12/6/2021	10:50:40	22.866	133.6
12/6/2021	10:51:00	22.872	104.7
12/6/2021	10:51:20	22.878	104.8
12/6/2021	10:51:40	22.884	133.7
12/6/2021	10:52:00	22.892	104.8
12/6/2021	10:52:20	22.899	133.8
12/6/2021	10:52:40	22.906	133.8
12/6/2021	10:53:00	22.914	104.9
12/6/2021	10:53:20	22.921	134
12/6/2021	10:53:40	22.928	105
12/6/2021	10:54:00	22.936	105
12/6/2021	10:54:20	22.944	134.1
12/6/2021	10:54:40	22.951	105.1
12/6/2021	10:55:00	22.958	105.2
12/6/2021	10:55:20	22.966	134.3
12/6/2021	10:55:40	22.973	134.3
12/6/2021	10:56:00	22.98	134.3
12/6/2021	10:56:20	22.988	134.4
12/6/2021	10:56:40	22.995	134.5
12/6/2021	10:57:00	23.002	134.5
12/6/2021	10:57:20	23.01	134.5
12/6/2021	10:57:40	23.018	134.5
12/6/2021	10:58:00	23.026	134.6
12/6/2021	10:58:20	23.033	134.6
12/6/2021	10:58:40	23.041	134.7
12/6/2021	10:59:00	23.049	134.7
12/6/2021	10:59:20	23.056	134.9
12/6/2021	10:59:40	23.063	134.9
12/6/2021	11:00:00	23.071	134.8

C = 25 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	125.53
Error típico	2.51
Mediana	134.20
Moda	134.50
Desviación estándar	13.72
Varianza de la muestra	188.33
Curtosis	-1.24
Coefficiente de asimetría	-0.92
Rango	30.20
Mínimo	104.70
Máximo	134.90
Suma	3765.80
Cuenta	30.00

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	11:10:00	23.118	134.8
12/6/2021	11:10:20	23.116	82.5
12/6/2021	11:10:40	23.116	82.5
12/6/2021	11:11:00	23.117	82.5
12/6/2021	11:11:20	23.119	82.6
12/6/2021	11:11:40	23.123	105.2
12/6/2021	11:12:00	23.127	82.7
12/6/2021	11:12:20	23.131	82.7
12/6/2021	11:12:40	23.137	82.7
12/6/2021	11:13:00	23.141	105.4
12/6/2021	11:13:20	23.147	105.4
12/6/2021	11:13:40	23.153	82.8
12/6/2021	11:14:00	23.158	105.5
12/6/2021	11:14:20	23.164	82.9
12/6/2021	11:14:40	23.171	82.9
12/6/2021	11:15:00	23.177	82.9
12/6/2021	11:15:20	23.183	83
12/6/2021	11:15:40	23.189	83
12/6/2021	11:16:00	23.195	83
12/6/2021	11:16:20	23.202	83.1
12/6/2021	11:16:40	23.209	83.1
12/6/2021	11:17:00	23.215	83.1
12/6/2021	11:17:20	23.222	83.2
12/6/2021	11:17:40	23.229	83.2
12/6/2021	11:18:00	23.236	83.2
12/6/2021	11:18:20	23.242	106.1
12/6/2021	11:18:40	23.249	83.3
12/6/2021	11:19:00	23.256	106.2
12/6/2021	11:19:20	23.264	83.4
12/6/2021	11:19:40	23.271	106.2
12/6/2021	11:20:00	23.277	106.3

C = 12,5 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	89.02
Error típico	1.88
Mediana	83.10
Moda	82.50
Desviación estándar	10.29
Varianza de la muestra	105.86
Curtosis	-0.82
Coefficiente de asimetría	1.11
Rango	23.80
Mínimo	82.50
Máximo	106.30
Suma	2670.60
Cuenta	30.00

Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	11:26:00	23.483	106.3
12/6/2021	11:26:20	23.448	70.1
12/6/2021	11:26:40	23.423	70.1
12/6/2021	11:27:00	23.406	70.1
12/6/2021	11:27:20	23.394	70.2
12/6/2021	11:27:40	23.387	70.2
12/6/2021	11:28:00	23.383	70.2
12/6/2021	11:28:20	23.382	70.2
12/6/2021	11:28:40	23.382	70.2
12/6/2021	11:29:00	23.385	70.3
12/6/2021	11:29:20	23.387	70.3
12/6/2021	11:29:40	23.391	70.3
12/6/2021	11:30:00	23.396	70.4
12/6/2021	11:30:20	23.401	70.4
12/6/2021	11:30:40	23.407	70.4
12/6/2021	11:31:00	23.412	70.4
12/6/2021	11:31:20	23.419	70.5
12/6/2021	11:31:40	23.426	70.5
12/6/2021	11:32:00	23.432	89.7
12/6/2021	11:32:20	23.438	70.6
12/6/2021	11:32:40	23.446	70.6
12/6/2021	11:33:00	23.453	70.6
12/6/2021	11:33:20	23.46	70.7
12/6/2021	11:33:40	23.466	70.7
12/6/2021	11:34:00	23.474	70.7
12/6/2021	11:34:20	23.482	70.8
12/6/2021	11:34:40	23.489	70.8
12/6/2021	11:35:00	23.496	70.8
12/6/2021	11:35:20	23.504	70.9
12/6/2021	11:35:40	23.511	70.9
12/6/2021	11:36:00	23.518	70.9

C = 6,25 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	71.12
Error típico	0.64
Mediana	70.45
Moda	70.20
Desviación estándar	3.52
Varianza de la muestra	12.39
Curtosis	29.64
Coficiente de asimetría	5.43
Rango	19.60
Mínimo	70.10
Máximo	89.70
Suma	2133.50
Cuenta	30.00

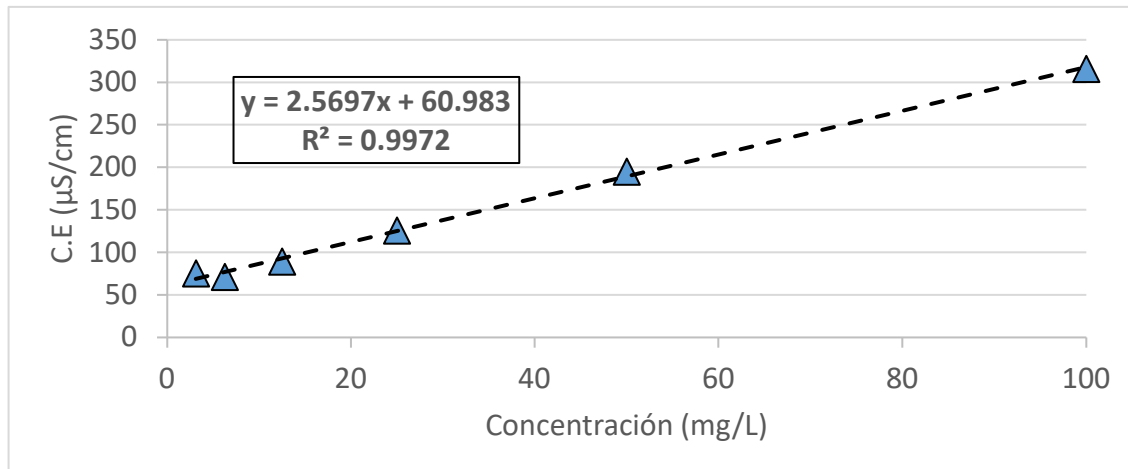
Fecha	Hora	T (°C)	C. E (μS/cm)
12/6/2021	11:41:00	23.946	70.9
12/6/2021	11:41:20	23.9	72.1
12/6/2021	11:41:40	23.867	72.1
12/6/2021	11:42:00	23.843	72
12/6/2021	11:42:20	23.828	72
12/6/2021	11:42:40	23.817	72
12/6/2021	11:43:00	23.812	72
12/6/2021	11:43:20	23.809	72
12/6/2021	11:43:40	23.808	72
12/6/2021	11:44:00	23.809	72
12/6/2021	11:44:20	23.813	72
12/6/2021	11:44:40	23.816	72
12/6/2021	11:45:00	23.819	72
12/6/2021	11:45:20	23.825	72.1
12/6/2021	11:45:40	23.83	72.1
12/6/2021	11:46:00	23.835	72.1
12/6/2021	11:46:20	23.84	72.1
12/6/2021	11:46:40	23.846	91.7
12/6/2021	11:47:00	23.852	72.1
12/6/2021	11:47:20	23.857	72.1
12/6/2021	11:47:40	23.864	72.1
12/6/2021	11:48:00	23.869	72.1
12/6/2021	11:48:20	23.875	72.2
12/6/2021	11:48:40	23.881	91.8
12/6/2021	11:49:00	23.888	91.9
12/6/2021	11:49:20	23.894	72.2
12/6/2021	11:49:40	23.9	91.9
12/6/2021	11:50:00	23.906	91.8
12/6/2021	11:50:20	23.912	72.2
12/6/2021	11:50:40	23.918	72.3
12/6/2021	11:51:00	23.923	72.3

C = 3,125 mg/L

<i>Resumen estadístico</i>	
Media	75.38
Error típico	1.37
Mediana	72.10
Moda	72.10
Desviación estándar	7.48
Varianza de la muestra	55.95
Curtosis	1.66
Coficiente de asimetría	1.88
Rango	19.90
Mínimo	72.00
Máximo	91.90
Suma	2261.30
Cuenta	30.00

RESUMEN GENERAL

Concentración (mg/L)	C.E (μS/cm)
100	315.83
50	194.93
25	125.53
12.5	89.02
6.25	71.12
3.125	75.38



APÉNDICE 4. RESULTADO DE LOS ANÁLISIS FÍSICOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS DE AGUA

Muestra	Fecha de muestreo	X	Y	Sitio	Parámetros de campo				Otros	Parámetros muestreados				Valores (mg/L)								% VSMOW					
					T (°C)	pH	C.E (µS/cm)	Alcalinidad (mg/L)		iones	Isótopos	TOC	TOC (mg/L)	Ca	Mg	Na	K	F	Cl	Br	SO4	NO2	NO3	Li	NH4	O18	H2
M1A	5-sep-20	414710	1167704	Naciente Menonitas 1	24.7	6.59	759	32	Duplicada en M9A	X	X	X	0.35	4.59	1.67	3.37	0.12	0.05	2.43	0.14	1.03	0.01	0.64	0.04	0.03	-6.10	-24.00
M2A	5-sep-20	415152	1167517	Sumidero Sofocas	25.6	6.55	675	56	-	X	X	X	0.53	7.22	1.87	4.00	0.37	0.04	2.31	0.14	0.94	0.01	0.46	0.04	0.03	-5.99	-23.54
M3A	5-sep-20	415249	1167575	Ojo de Poseidón	25	6.37	465	42	-	X	X	X	0.60	9.89	1.84	4.24	0.37	0.04	2.42	0.14	1.03	0.01	0.46	0.04	0.03	-5.83	-23.24
M4A	5-sep-20	415696	1167616	Sifón de la Higuera	25.1	6.6	372	74	-	X	X	X	0.55	17.76	1.98	4.13	0.55	0.04	2.35	0.14	1.38	0.01	0.54	0.04	0.03	-5.82	-23.61
M5A	5-sep-20	415653	1167401	Quebrada Túnel	25.4	6.18	408	56	-	X	X	X	0.55	12.64	1.97	4.12	0.53	0.04	2.35	0.14	1.43	0.01	0.46	0.04	0.03	-5.62	-23.02
M6A	5-sep-20	415891	1167102	Agua de lluvia	23.9	6.86	720	16	-	X	-	-	-	1.18	0.19	0.90	28.56	0.07	26.78	0.14	1.66	0.01	0.46	0.04	0.11	-	-
M7A	5-sep-20	415979	1167365	Sala 3 (Gabinarraca)	24.4	4.98	627	67	-	X	X	X	3.68	13.32	1.09	2.23	0.90	0.04	1.77	0.14	2.04	0.01	1.03	0.04	0.03	-5.69	-24.29
M8A	5-sep-20	416058	1167227	Boca Gabinarraca	24.8	6.53	683	96	Duplicada en M10A	X	X	X	0.58	23.44	2.19	4.39	1.41	0.04	2.95	0.14	2.03	0.01	0.73	0.04	0.03	-5.61	-23.88
M9A	5-sep-20	414710	1167704	Naciente Menonitas	24.7	6.59	759	32	Duplicada en M1A	X	X	-	-	4.69	1.71	3.28	0.12	0.01	2.30	0.14	1.03	0.01	0.55	0.04	0.03	-5.55	-24.00
M10A	6-sep-20	416058	1167227	Boca Gabinarraca	24.8	6.53	683	96	Duplicada en M8A	X	X	-	-	23.26	2.18	4.58	1.02	0.04	2.60	0.14	2.13	0.01	0.69	0.04	0.03	-5.38	-23.94
M1B	14-nov-20	414710	1167704	Naciente Menonitas 1	25.3	6.17	153	25	-	X	X	X	0.62	4.62	1.69	3.31	0.49	0.04	2.80	0.14	1.10	0.01	0.66	0.04	0.03	-4.73	-23.26
M2B	14-nov-20	415152	1167517	Sumidero Sofocas	24.9	6.73	95	40	Duplica en M9B	X	X	X	1.01	7.73	2.01	4.10	0.37	0.04	2.31	0.14	0.96	0.01	0.46	0.04	0.03	-4.76	-24.24
M3B	14-nov-20	415249	1167575	Ojo de Poseidón	24.6	7.36	461	33	-	X	X	X	1.13	11.53	1.97	4.08	0.37	0.04	2.35	0.14	1.11	0.01	0.46	0.04	0.03	-4.63	-24.48
M4B	14-nov-20	415696	1167616	Sifón de la Higuera	25	8.07	195	92	-	X	X	X	1.44	31.99	2.25	4.36	0.58	0.04	2.24	0.14	1.90	0.01	0.78	0.04	0.03	-4.47	-25.56
M5B	14-nov-20	415653	1167401	Quebrada Túnel	24.9	7.89	303	24	-	X	X	X	1.24	13.84	2.16	4.34	0.68	0.04	2.47	0.14	1.45	0.01	0.46	0.04	0.03	-4.51	-24.19
M6B	14-nov-20	415891	1167102	Agua de lluvia	22.3	7.03	554	10	-	X	X	-	-	0.84	0.19	0.48	0.28	0.00	0.51	0.08	0.62	0.07	0.35	0.02	0.03	-6.80	-36.59
M7B	14-nov-20	415949	1167422	Boca de la Cruz	25.2	7.49	771	96	Duplicada en M10B	X	X	X	2.72	32.53	2.69	5.44	2.72	0.05	0.02	0.08	4.07	0.07	1.97	0.02	0.03	-5.32	-26.52
M8B	14-nov-20	416058	1167227	Boca Gabinarraca	24.4	7.63	706	59	-	X	X	X	5.28	16.11	2.25	4.36	1.92	0.05	3.18	0.08	2.50	0.07	1.03	0.02	0.03	-5.79	-25.18
M9B	14-nov-20	415152	1167517	Sumidero Sofocas	24.9	6.73	95	40	Duplicada en M2B	X	X	-	-	7.78	2.00	4.04	0.37	0.04	2.21	0.14	0.93	0.01	0.46	0.04	0.03	-4.43	-24.58
M10B	14-nov-20	415949	1167422	Boca de la Cruz	25.2	7.49	771	96	Duplicada en M7B	X	-	-	-	33.59	2.78	5.68	2.59	0.05	4.15	0.08	4.08	0.07	1.81	0.02	0.03	-	-
M1C	15-feb-21	414710	1167704	Naciente Menonitas 2	25.7	5.76	600	36	-	X	X	X	1.01	8.66	1.70	3.93	7.57	0.05	10.09	0.08	1.34	0.07	3.21	0.02	0.03	-4.58	-24.64
M2C	15-feb-21	415152	1167517	Sumidero Sofocas	24.8	7.79	700	46	-	X	X	X	1.17	9.40	2.42	4.82	0.71	0.05	2.37	0.08	1.06	0.07	0.74	0.02	0.03	-4.84	-24.14
M3C	15-feb-21	415249	1167575	Ojo de Poseidón	24.3	7.37	957	59	-	X	X	X	1.10	15.96	2.42	4.91	0.73	0.05	2.72	0.08	1.36	0.07	0.87	0.02	0.03	-4.93	-23.78
M4C	15-feb-21	415696	1167616	Sifón de la Higuera	35	8.42	407	163	Duplicado en M9C	-	X	X	1.64	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4.92	-24.59
M5C	15-feb-21	415653	1167401	Quebrada Túnel	24.6	7.9	391	63	-	X	X	X	1.15	15.77	2.54	5.12	1.02	0.05	2.63	0.08	1.64	0.07	0.61	0.02	0.03	-4.68	-22.63
M7C	15-feb-21	415949	1167422	Boca de la Cruz	23.9	7.85	670	104	-	-	X	X	1.33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-4.55	-23.97
M8C	15-feb-21	416058	1167227	Boca Gabinarraca	23.8	7.82	1203	186	-	X	X	X	1.50	23.98	2.87	5.78	1.34	0.05	2.90	0.08	2.39	0.07	1.17	0.02	0.03	-4.55	-23.03
M9C	15-feb-21	415249	1167575	Sifón de la Higuera	25	8.42	407	163	Duplicado en M4C	X	X	-	-	59.90	2.78	5.02	0.86	0.05	2.27	0.08	3.01	0.08	1.35	0.02	0.03	-4.59	-24.62
M1D	24-may-21	414710	1167704	Naciente Menonitas	23	6.09	188	58	-	X	X	X	1.52	3.73	1.31	2.66	0.72	0.18	3.35	0.08	1.35	0.07	0.66	0.02	0.03	-3.83	-17.16
M2D	24-may-21	415152	1167517	Sumidero Sofocas	23.7	6.68	105	79	-	X	X	X	1.45	5.12	1.54	3.29	0.92	0.05	2.50	0.08	1.21	0.07	0.47	0.02	0.03	-3.82	-22
M3D	24-may-21	415249	1167575	Ojo de Poseidón	23.9	6.56	109	80	Duplicada en M9D	X	X	X	1.82	8.12	1.59	3.32	0.89	0.05	2.55	0.08	1.38	0.07	0.74	0.02	0.03	-4.16	-20.34
M4D	24-may-21	415696	1167616	Sifón de la Higuera	24.7	7.68	269	195	-	X	X	X	1.46	16.26	2.13	3.49	0.91	0.05	2.24	0.08	1.39	0.07	1.72	0.02	0.03	-4.44	-22.74
M5D	24-may-21	415653	1167401	Quebrada Túnel	23.7	7.76	85	53	-	X	X	X	-	8.06	1.52	4.18	0.95	0.05	2.83	0.08	2.10	0.07	0.79	0.02	0.03	-4.22	-20.37
M6D	24-may-21	415891	1167102	Agua de lluvia	24.4	5.77	60	10	-	X	X	-	1.68	0.84	0.19	0.86	0.05	0.05	1.70	0.08	0.85	0.07	0.11	0.02	0.03	-4.41	-23.87
M7D	24-may-21	415949	1167422	Boca de la Cruz	24.4	6.95	204	102	-	X	X	X	1.50	11.94	1.96	3.96	1.04	0.05	2.57	0.08	2.40	0.07	1.56	0.02	0.03	-4.46	-22.32
M8D	24-may-21	416058	1167227	Boca Gabinarraca	24	7.02	193	66	-	X	X	X	-	8.05	1.82	3.76	0.90	0.05	2.61	0.08	2.00	0.07	0.99	0.02	0.03	-4.45	-22.34
M9D	24-may-21	415696	1167616	Ojo de Poseidón	23.9	6.56	109	80	Duplicada en M3D	X	X	-	-	6.28	1.54	3.31	0.90	0.05	2.53	0.08	1.25	0.07	0.71	0.02	0.03	-4.3	-20.34
M10D	24-may-21	415653	1167401	N/A	22.6	5.19	56	17	Blanco agua dest	X	X	-	-	0.84	0.19	0.16	0.05	0.05	0.19	0.08	0.08	0.07	0.11	0.02	0.03	-4.42	-21.03
M11D	24-may-21	416044	1167287	Sala 1	22.7	7.2	185	78	Agua infiltrada	X	-	-	-	15.84	1.97	5.10	1.41	0.05	3.99	0.08	1.29	0.07	1.67	0.02	0.03	-	-
M12D	24-may-21	416044	1167287	Sala 1	22.9	7.16	375	90	Agua infiltrada	X	-	-	-	13.23	2.65	5.20	1.46	0.05	4.37	0.08	1.30	0.07	1.65	0.02	0.03	-	-